

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

QUÍMICA MINERAL DA CLORITA E MUSCOVITA HIDROTERMAIS DO DEPÓSITO
AURÍFERO X1, PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT), CRÁTON
AMAZÔNICO.

Caio Seebregts

Orientador: Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis

Rio Claro (SP)

2017

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

CAIO SEEBREGTS

QUÍMICA MINERAL DA CLORITA E MUSCOVITA
HIDROTERMAIS DO DEPÓSITO AURÍFERO X1, PROVÍNCIA
AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT), CRÁTON AMAZÔNICO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE),
Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, para obtenção do
grau de Geólogo.

Rio Claro - SP

2017

549.13 Seebregts, Caio
S451q Química mineral da clorita e muscovita hidrotermais do
depósito aurífero X1, Província Aurífera de Alta Floresta
(MT), Cráton amazônico / Caio Seebregts. - Rio Claro, 2017
89 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots.

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

1. Química mineralógica. 2. Província Aurífera de Alta
Floresta. 3. Química mineral. 4. Geotermômetria. 5.
Geobarômetria. 6. Microsonda eletrônica. I. Título.

CAIO SEEBREGTS

**QUÍMICA MINERAL DA CLORITA E MUSCOVITA
HIDROTERMAIS DO DEPÓSITO AURÍFERO X1, PROVÍNCIA
AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT), CRÁTON
AMAZÔNICO.**

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

Rafael Rodrigues de Assis (orientador)

George Luiz Luvitzotto

Verônica Godinho Trevisan

Rio Claro, dezembro de 2017.

Assinatura do aluno

Assinatura do orientador

“Ao vencedor, as batatas!”

J. M. Machado de Assis, “Quincas Borba”, Cap. VI

Para M, N, M.

RESUMO – A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), centro-norte do Estado do Mato Grosso, corresponde a um segmento crustal inserido no setor sul do Cráton Amazônico, de aproximadamente 500 km de extensão e direção WNW-ESE. Constitui-se por sequências plutono-vulcânicas e vulcano-sedimentares do Paleo- ao Mesoproterozóico, limitadas a sul pelo Gráben dos Caiabis, e a norte pelo Gráben do Cachimbo. Na província, as mineralizações auríferas primárias totalizam mais de uma centena de depósitos de pequeno porte, e ocorrem concentradas ao longo do alinhamento Peru-Trairão de direção NW-SE. Neste contexto, as mineralizações primárias podem ser agrupadas em quatro grupos principais: (1) depósitos disseminados de $Au \pm Cu$; (2) depósitos filonares de $Au \pm Cu$; (3) depósitos disseminados de $Cu + Mo \pm Au$; e (4) depósitos filonares de $Au + Pb + Zn \pm Cu$. Nesses depósitos, as alterações filica (muscovita + quartzo + pirita) e clorítica (clorita $\pm$ quartzo) correspondem a importantes tipologias hidrotermais recorrente na grande maioria dos depósitos. A alteração filica, por exemplo, representa a alteração temporalmente relacionada às zonas mineralizadas, enquanto a cloritização usualmente representa os estágios mais tardios e frios do sistema magmático-hidrotermal. Neste cenário, embora os principais atributos geológicos dos referidos depósitos estejam relativamente bem equacionados, estudos de química mineral ainda são escassos na província. Deste modo, este trabalho tem por temática o estudo de química mineral da muscovita e clorita do depósito X1 (município de Matupá, MT), um dos principais sistemas magmático-hidrotermal e pertencente a primeira classe de depósitos. Para tal, esse trabalho se utilizou essencialmente de petrografia e microsonda eletrônica de setores representativos das alterações filica e clorítica. Neste escopo, foi possível caracterizar quatro distintas tipologias de muscovita: (1) fibro-radial, (2) subeudral, (3) pseudomórfica, e (4) vênular; além de duas variedades de clorita: (1) subeudral, e (2) intersticial. Os dados indicam uma homogeneidade composicional entre todas as variedades observadas, de forma que a muscovita exibe baixos componentes fengíticos, enquanto a clorita é essencialmente do tipo brunsvigita. O geobarômetro da muscovita indica pressões de 0,98 a 3,28 kbar (3km a 10km), enquanto que o geotermômetro da muscovita aponta para temperaturas que variam de 250° a 308°C. Neste contexto, o depósito X1 teria se originado a partir de um sistema magmático-hidrotermal de alta temperatura, instalado em elevado nível crustal, distinto, portanto, da grande maioria dos sistemas do tipo pórfiro.

PALAVRAS-CHAVE – Província Aurífera de Alta Floresta. Química Mineral. Geotermometria. Geobarometria. Muscovita. Clorita. Microsonda eletrônica.

ABSTRACT – The Alta Floresta Gold Province (AFGP), central north region of the Mato Grosso State, corresponds to a crustal segment inserted in the southern sector of the Amazon Craton, approximately 500 km long and WNW-ESE direction. It consists of plutono-volcanic and volcano-sedimentary sequences of the Paleo-Mesoproterozoic, limited to the south by the Caiabís Graben, and to the north by the Cachimbo Graben. In the province, primary auriferous mineralizations total more than a hundred small deposits, and occur concentrated along the Peru-Trairão belt (NW-SE direction). In this context, primary mineralizations can be grouped into four main groups: (1) disseminated deposits of $\text{Au} \pm \text{Cu}$; (2) $\text{Au} \pm \text{Cu}$ structurally controlled deposits; (3) disseminated deposits of $\text{Cu} + \text{Mo} \pm \text{Au}$; and (4) $\text{Au} + \text{Pb} + \text{Zn} \pm \text{Cu}$ structurally controlled deposits. In these deposits, the phyllic alteration (muscovite + quartz + pyrite) and chlorite alteration (chlorite $\pm$ quartz) correspond to important recurrent hydrothermal typologies in the vast majority of deposits. The phyllic alteration, for example, represents the hydrothermal alteration temporarily related to the mineralized zones, whereas the chloritization usually represents a later hydrothermal stage and occur during the cooling of these magmatic-hydrothermal systems. In this scenario, although the main geological attributes of these deposits are relatively well equated, mineral chemistry studies are still scarce in the Province. The main goal of this study is the characterization of muscovite and chlorite variations from the phyllic and chloritic alteration stages, respectively, of the X1 deposit (Matupá, MT) through detailed petrographic studies and mineral chemistry analysis. The X1 deposit represents one of the most important intrusion-hosted gold systems of the province belonging to group (1). In this context, it was possible to characterize four distinct types of muscovite: (1) fibro-radial, (2) subeuhedral, (3) pseudomorphic, and (4) venular; besides two varieties of chlorite: (1) subeuhedral, and (2) interstitial. The data indicate that compositional homogeneity among all textural varieties observed, so that muscovite exhibits low fengitic components, while chlorite is essentially of the brunsvigite type. The muscovite geobarometer indicates pressures of 0.98 to 3.28 kbar (3km to 10km), while the muscovite geothermometer points to temperatures ranging from 250° to 308°C. In this context, the X1 deposit may represent a magmatic-hydrothermal system formed under high temperature conditions and installed at deep crustal levels, thus distinct from the great majority of porphyry type systems.

KEYWORDS – Alta Floresta Gold Province. Muscovite. Chlorite. Mineral chemistry. Geothermometry. Geobarometry

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	10
2. JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	12
3. MATERIAIS E MÉTODOS	14
3.1 DEPÓSITO SELECIONADO.....	14
3.2 AMOSTRAGEM	14
3.3 PETROGRAFIA	15
3.4 QUÍMICA MINERAL	16
3.5 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	16
4. GEOLOGIA REGIONAL.....	20
4.1 O CRÁTON AMAZÔNICO	20
4.2 PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA	22
4.3 O DEPÓSITO DISSEMINADO DE Au ± Cu DO X1.....	28
5. PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DA CLORITA E MUSCOVITA HIDROTERMAIS 32	
5.1 CLASSIFICAÇÃO ÓPTICA DA MUSCOVITA.....	32
5.2 CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA DA MUSCOVITA.....	39
5.3 CLASSIFICAÇÃO ÓPTICA DA CLORITA	44
5.4 CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA DA CLORITA	48
6. DISCUSSÕES	53
6.1 IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS	59
7. CONCLUSÕES.....	62
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	64
APÊNDICE I – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA FIBRO-RADIAL.....	70
APÊNDICE I – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA FIBRO-RADIAL (Continuação).....	71
APÊNDICE II – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA SUBEUDRAL	72
APÊNDICE II – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA SUBEUDRAL (CONTINUAÇÃO)	73
APÊNDICE III – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA PSEUDOMÓRFICA	74
APÊNDICE III – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA PSEUDOMÓRFICA (CONTINUAÇÃO)	75
APÊNDICE IV – COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA MUSCOVITA VENULAR.....	76
APÊNDICE V – COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA CLORITA SUBEUDRAL	77
APÊNDICE V – COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA CLORITA SUBEUDRAL (CONTINUAÇÃO) .	78
APÊNDICE VI – COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA CLORITA INTERSTICIAL	79
APÊNDICE VI – COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA CLORITA INTERSTICIAL. (CONTINUAÇÃO)	80
APÊNDICE VI – COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA CLORITA INTERSTICIAL. (CONTINUAÇÃO)	81
APÊNDICE VII – VALORES DE TEMPERATURA GEOTERMÔMETRO DA CLORITA	82

APÊNDICE VII – VALORES DE TEMPERATURA GEOTERMÔMETRO DA CLORITA (CONTINUAÇÃO).....	83
HISTOGRAMAS GEOTÊRMOMETRO DA CLORITA.....	84
APÊNDICE IX - GEOBARÔMETRIA DA MUSCOVITA FIBRO RADIAL.....	85
APÊNDICE X - GEOBARÔMETRIA DA MUSCOVITA SUBEUEDRAL	86
APÊNDICE XI - GEOBARÔMETRIA DA MUSCOVITA PSEUDOMÓRFICA.....	87
APÊNDICE XII - GEOBARÔMETRIA DA MUSCOVITA VENULAR	88

1. INTRODUÇÃO

O *emplacement* de suítes magmáticas de composição intermediária a félsica na crosta média e superior pode estar temporal e espacialmente associado a instalação de sistemas magmático-hidrotermais responsáveis por importantes mineralizações de Cu, Au, Mo, Sn e W (Sillitoe, 2010; Pirajno, 2009; Simmons *et al.*, 2005). A depender das especificidades metalogenéticas do sistema granítico associado, as quais incluem seu arcabouço tectônico, composição, estado redox e grau de evolução do magma, esses sistemas podem originar distintos depósitos minerais (Blevin & Chappel, 1995).

Os principais depósitos geneticamente relacionados de modo direto a sistemas magmático-hidrotermais incluem os pórfiros de Cu-Au-Mo (Sillitoe, 2010), Sn-W em *greisens* (Pirajno, 2009), depósitos epitermais polimetálicos (Simmons *et al.*, 2005; Taylor, 2007), e Au associado a sistemas intrusivos (*intrusion-related gold systems* – IRGS; Thompson *et al.*, 1999). Mineralizações auríferas relacionadas à suítes graníticas são comuns na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), localizada na porção centro-norte do Estado de Mato Grosso. Essa província corresponde a uma das principais regiões auríferas do Brasil, de forma a ter produzido aproximadamente 125 toneladas de ouro, por meio de atividade garimpeira dos seus depósitos aluvionares e primários, no período entre 1980 a 1998 (Lacerda Filho *et al.*, 2004).

A província encontra-se inserida na porção centro-sul do Cráton Amazônico, sendo essencialmente constituída por rochas plutônicas e vulcânicas paleoproterozoicas. É limitada a sul pelo gráben dos Caiabis, e a norte pelo gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós (PAT), no Estado do Pará.

Particularmente no setor leste da PAAF, na região que compreende os municípios de Novo Mundo, Matupá, Guarantã do Norte e Peixoto de Azevedo, uma grande quantidade de depósitos auríferos de pequeno porte (<5t) e baixo a médio teor são encontrados. Esses depósitos agrupam-se em um alinhamento de direção NW-SE, com aproximadamente 140 km de extensão e 30 km de largura, denominado informalmente de Perú-Trairão (Paes de Barros, 2007; Assis *et al.*, 2014). A maioria desses depósitos encontra-se hospedada em suítes graníticas paleoproterozoicas (1,98 Ga - 1,75 Ga; Moura, 1998, Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008.)

Nesse contexto, os diversos trabalhos realizados no setor leste da PAAF (Paes de Barros, 2007; Assis, 2011; Miguel Jr, 2011; Xavier *et al.*, 2011; Assis *et al.*, 2014), têm permitido a

distinção de quatro grupos principais de mineralizações auríferas primárias, que com base na geoquímica e paragênese do minério, e do tipo da alteração hidrotermal, têm sido agrupadas do seguinte modo: (1) depósitos de $\text{Au} \pm \text{Cu}$ disseminados (e.g. depósitos Luizão, Pé Quente e Serrinha) e (2) filonares de $\text{Au} \pm \text{Cu}$ (e.g. Edú, Peteca, Paraíba, Pezão), ambos predominantemente representados por pirita, além de variáveis concentrações de calcopirita, hematita e magnetita; (3) depósitos disseminados de $\text{Cu} + \text{Mo} \pm \text{Au}$ (e.g. Ana e Jaca), representados por pirita, molibdenita, mas com hematita e calcopirita subordinadas; e (4) depósitos de $\text{Au} + \text{Zn} + \text{Pb} \pm \text{Cu}$ (e.g. depósito do Francisco, Bigode e Luiz) com pirita, esfalerita e galena, com calcopirita e digenita mais restritas. A grande maioria dos depósitos está inserida no grupo (1), que em conjunto àqueles pertencentes aos grupos (2) e (3), encontra-se eminentemente hospedada em sistemas graníticos cálcio-alcalinos oxidados (granitos tipo I portadores de magnetita) e, portanto, equivalentes a sistemas do tipo Au-pórfito, enquanto o grupo (4), por estar hospedado em subvulcânicas, vulcano-sedimentares e granitos alcalinos epizonais oxidados (granitos A₂), exhibe atributos geológicos compatíveis aos sistemas epitermais de baixa a intermediária sulfetação (Assis, 2011; Assis *et al.* 2014; Trevisan, 2015).

2. JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

Embora os principais atributos geológicos (e.g. hospedeiras, alteração hidrotermal, paragênese do minério, regime de fluidos, idade das hospedeiras e do minério, afinidades geoquímicas das hospedeiras) e modelos genéticos dos depósitos supracitados estejam relativamente bem equacionados, estudos mais sistemáticos que enfatizem tanto a caracterização composicional e evolução temporal do fluido mineralizante, quanto o transporte do Au, no contexto dos sistemas magmático-hidrotermais da província são escassos e restritos. Neste escopo, estudos de química mineral são essenciais na compreensão das variações físico-químicas do fluido hidrotermal no decorrer de seu processo de interação com as rochas. Entretanto, tais estudos são fragmentados e praticamente inexistentes na província. Sendo assim, a composição química da clorita e da muscovita, dois minerais comumente reportados nas paragêneses hidrotermais dos depósitos auríferos da província, podem ser utilizadas na definição das características físico-químicas do ambiente de precipitação do minério, tais como: (1) variações composicionais do fluido durante o processo de interação fluido-rocha; (2) condições de temperaturas do fluido por conta do geotermômetro da clorita (Cathelineau & Nieva, 1985); e (3) das condições de pressão em decorrência do geobarômetro da muscovita (Velde, 1965). Os itens (2) e (3) mostram-se essenciais nas estimativas das condições P-T de geração das zonas de alteração clorítica e muscovítica, espacial e temporalmente relacionadas às zonas mineralizadas dos depósitos supracitados. Tais estimativas são possíveis visto a temperatura de cristalização da clorita possuir relação direta com o conteúdo de Al tetraédrico presente em sua estrutura (Cathelineau & Nieva, 1985), enquanto que a condição de pressão está diretamente relacionada à concentração de Si na estrutura da muscovita (Massonne & Schreyer, 1987). Em adicional, esses resultados podem ainda ser comparados aos dados termométricos e geobarométricos provenientes dos isótopos estáveis de H e O (Assis, 2015) e de inclusões fluidas (Rodrigues, 2012; Assis, 2015).

Este trabalho, centrado na temática de “química mineral”, tem por principais objetivos a caracterização da composição mineral da clorita e da muscovita por meio de microsonda eletrônica, com posterior quantificação das condições de temperatura e posicionamento crustal da alteração hidrotermal (condições P-T; estudos de geobarometria e geotermometria) por meio dos minerais acima especificados. Essa temática torna-se possível visto a íntima relação temporal e espacial da muscovita e clorita com as zonas mineralizadas, especialmente observada nos depósitos disseminados de Au $\pm$ Cu pertencentes ao grupo (I) (Moura, 1998; Paes de Barros, 2007; Assis *et al.*, 2014; Assis, 2015).

Para que esses objetivos sejam alcançados, o Depósito X1 (Fig. 1) (Rodrigues, 2012), localizado na cidade de Matupá (setor leste da Província), foi selecionado como estudo de caso por corresponder a um dos mais representativos depósitos pertencentes ao grupo (I) e, portanto, com uma documentação geológica bastante robusta, que implica em um bom conhecimento de seus principais atributos geológicos.

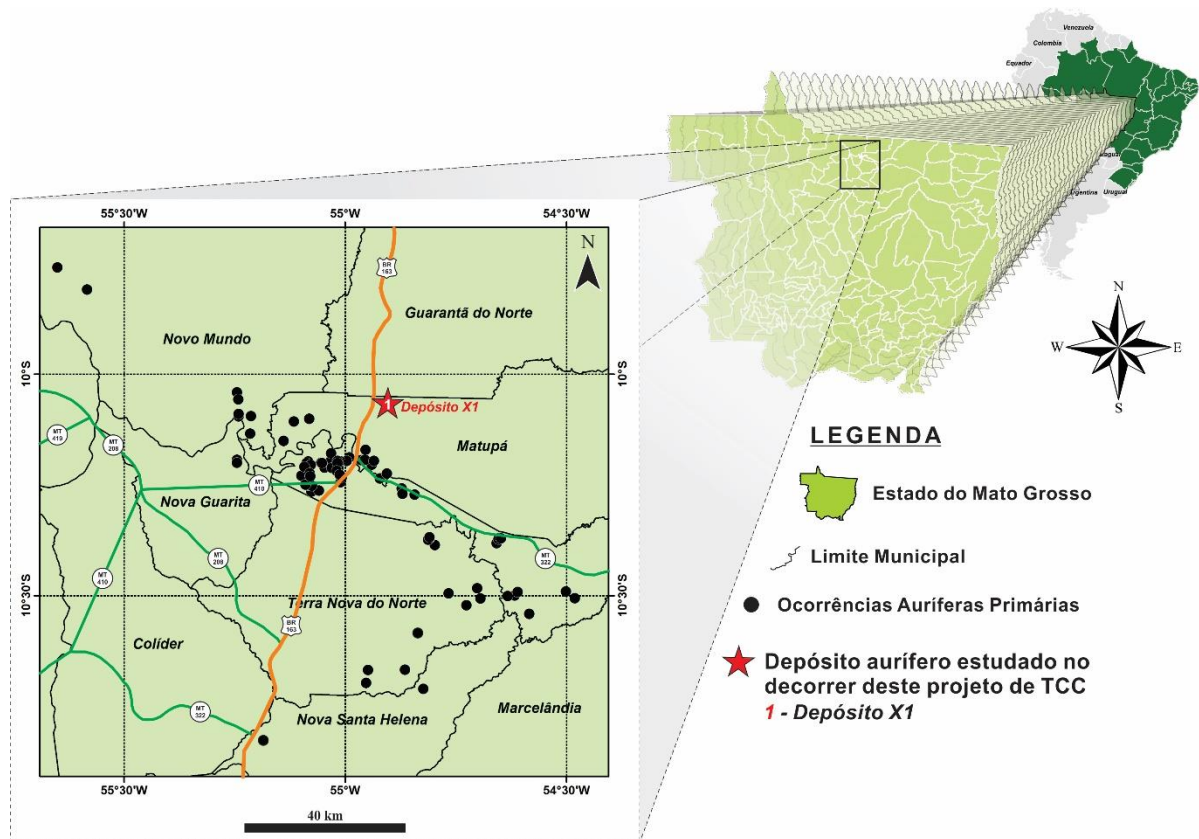


Figura 1: Localização do depósito disseminado de $\text{Au} \pm \text{Cu}$ do X1, no município de Matupá (MT) (Modificado de Assis, 2015).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

São descritos adiante os materiais selecionados para o desenvolvimento do trabalho, assim como os procedimentos analíticos a que os materiais foram submetidos.

3.1 DEPÓSITO SELECIONADO

Para o desenvolvimento deste trabalho foi escolhido o depósito aurífero disseminado do X1, localizado no setor leste da PAAF (Fig. 1). O depósito foi selecionado por contar com uma documentação geológica bastante robusta, além de ser um dos principais representantes do grupo (1) ($\text{Au} \pm \text{Cu}$ disseminado), em que a mineralização aurífera exhibe íntima relação temporal e espacial com a alteração fílica (muscovita + quartzo + pirita). A alteração clorítica, por sua vez, frequentemente forma um halo hidrotermal externo (regional), que envelopa todos os padrões hidrotermais descritos para o depósito (Rodrigues, 2012).

3.2 AMOSTRAGEM

Foram selecionadas 9 amostras provenientes das principais zonas de alteração fílica e clorítica do depósito do X1. Essas amostras foram retiradas de furos de sondagens representativos do depósito. Um total de 9 lâminas delgada-polidas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (DPM, UNESP, Rio Claro). As sessões polidas com forte alteração clorítica são oriundas do trabalho de Rodrigues (2012), e foram confeccionadas no Laboratório de Laminação, do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (IG, UNICAMP).

3.3 PETROGRAFIA

O desenvolvimento desta etapa ocorreu por meio da descrição sistemática de 9 lâminas delgadas-polidas, nas dependências do Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM – UNESP Rio Claro). As descrições foram efetuadas em luz transmitida e refletida com o uso do microscópio petrográfico óptico convencional, marca Zeiss, modelo Axioskop 40. A captura de imagens fotomicrográficas ocorreu a partir de câmera fotográfica digital Canon PowerShot G5), acoplada ao microscópio petrográfico, com 5 megapixels de resolução.

Essa etapa teve por principal objetivo a descrição e caracterização das diferentes formas de ocorrência e tipologias da muscovita e clorita. Com base nessas diferenças, a petrografia foi responsável por respaldar a escolha dos cristais de muscovita e clorita analisados ao Microscópio Eletrônico de Varredura eletrônica (MEV), e posteriormente, na Microsonda Eletrônica.

As descrições foram refinadas com o uso do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), da marca JEOL, modelo JSM-6010 LA com sensores de elétrons secundários, retro espalhados e espectrômetro de raios-x por dispersão de energia (EDS), operado com tensão de aceleração de 15 Kv, e distância focal de 10 mm, e permitiu a identificação de eventuais microtexturas (e.g. hidrotermais e de substituição), zoneamentos e inclusões minerais não identificadas durante a petrografia convencional, na muscovita e clorita. A investigação minuciosa desses minerais ao MEV serviu de subsídio para a escolha dos cristais adequados à quantificação dos elementos maiores por microsonda eletrônica. Esse procedimento é essencial visto o método geotermobarométrico funcionar exclusivamente em minerais límpidos, sem indícios de substituição e/ou inclusões minerais.

As abreviações dos nomes dos minerais utilizadas neste trabalho seguem as recomendações da IUGS (*International Union of Geological Sciences*), Subcomissão de Sistemática de Rochas Metamórficas (Siivola & Schmid, 2007), sendo listadas a seguir, em ordem alfabética.

Ap = Apatita	Kfs = Feldspato Potássico	Qz = Quartzo
Cc = Calcita	Ms = Muscovita	Ttn = Titanita
Chl = Clorita	Py = Pirita	

3.4 QUÍMICA MINERAL

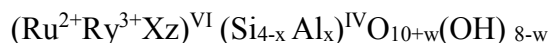
A análises químicas em cristais de muscovita e clorita foram realizadas, respectivamente, a partir de amostras representativas das zonas de alteração filica (muscovita grossa + quartzo + sulfeto) e clorítica (clorita $\pm$ quartzo $\pm$ hematita) do depósito X1. Essa etapa teve por objetivo principal a quantificação das concentrações dos elementos maiores (Si, Al, K, Na, Mg, Fe, Ti, Ba, Cr, Mn), o que permitiu: (1) a determinação e classificação da composição química da clorita e muscovita; (2) comparar as composições químicas obtidas entre as distintas variedades caracterizadas na petrografia; (3) comparar as composições destes filossilicatos com os dados disponíveis na literatura para a província; e (4) delimitar os intervalos de temperatura de formação da clorita (geotermômetro) e (5) de pressão da muscovita (geobarômetro), ambos com enfoque na compreensão das condições físico-químicas de formação do sistema magmático-hidrotermal do depósito X1.

Essa etapa foi realizada no Laboratório de Microsonda Eletrônica, alocado nas dependências do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (DPM, IGCE), UNESP/Rio Claro (SP). Foi utilizado o método de espectroscopia por dispersão em comprimento de onda (*WDS – Wavelength-dispersive spectroscopy*) em uma microsonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8230 *superprobe*, com condições de operação de 15 kV, aceleração de 20,4 nÅ. As amostras analisadas foram previamente checadas no MEV e metalizadas com uma película de 10 nm de carbono. A quantificação elementar foi efetuada em um feixe de laser com diâmetro (*spot size*) 10 μm , com padrões naturais para todos os elementos.

3.5 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

De maneira geral, os estudos de química mineral têm a finalidade de estimar as condições físico-químicas (e.g. temperatura, pressão, $f\text{O}_2$, $f\text{S}_2$, potencial redox, etc) de formação do mineral analisado. O uso de minerais como geobarômetros e/ou geotermômetros baseia-se nas variações das concentrações elementares e da valência de um ou vários elementos dentro da estrutura mineral.

O estudo pioneiro de Cathelineau & Nieva (1985) propôs o uso da clorita como geotermômetro, com base na constatação de que a temperatura de cristalização está relacionada com a substituição de Si por Al no sítio tetraédrico. A clorita corresponde a um grupo mineral de fórmula estrutural geral:



onde:

$$u + y + z = 6$$

$$z = (y - w - x) / 2$$

w é geralmente zero

R⁺² é geralmente representado por Mg⁺² ou Fe⁺²

R⁺³ geralmente é representado por Fe⁺³ ou Al⁺³, e

X corresponde a uma vacância estrutural.

Dentro do grupo da clorita, os diferentes minerais apresentam composições químicas variáveis resultantes de uma série de substituições de elementos em sua complexa estrutura cristalina. Substituições do tipo Tschermak são frequentes no grupo da clorita, e formam minerais que exibem fórmula geral Mg^(VI)Si^(IV)-Al^(VI)Al^(IV) e envolvem a substituição de Si⁴⁺ por Al³⁺ no sítio tetraédrico, concomitantemente por uma substituição de R²⁺ por Al³⁺, a fim de manter o balanço de cargas (Caritat *et al.*, 1993). Além dessa, Foster (1962) caracterizou a substituição do sítio R²⁺ pelo sítio R³⁺, que ocorre quando a quantidade de Al^{VI} é superior a quantidade de Al^{IV}, caso contrário, o Fe³⁺ substituiria o Al^{IV}, e também a ocorrência de diferentes substituições iônicas, tais como: a substituição iônica entre Mg e Fe²⁺, do Al^{IV} e do R³⁺ octaédrico por Si e Mg, assim como a substituição do Al e do R²⁺ do sítio octaédrico por Fe³⁺ e a substituição do R²⁺ por Al. Devido a sua complexidade estrutural, também são frequentes cátions que ocorrem em menores quantidades, a exemplo do Cr, Ti, Ni, Mn, V, Cu, Li e Ca, os quais ocupariam o sítio octaédrico (Caritat *et al.*, 1993).

O estudo realizado por Cathelineau & Nieva (1985), a partir de dados empíricos, constatou a existência de uma relação entre a temperatura e a composição química da clorita, expressa analiticamente através da fórmula:

$$T = -61.92 + 321.98 * Al^{(IV)}$$

De acordo com a fórmula, a temperatura de formação da clorita é exclusivamente dependente da quantidade de Al^{IV}. O uso dessa expressão para o cálculo da pressão de formação da clorita é válido independentemente da origem (diagenética, metamórfica, hidrotermal, ígnea) dessa clorita, já que a quantidade de Al^{IV} não é limitada pelo litotipo (Caritat *et al.*, 1993). A calibração pioneira de Cathelineau & Nieva (1985) passou por diversas modificações autores (Kranidiotis & Maclean, 1987; Jowett, 1991; Zang & Fyfe, 1995) com o avanço dos estudos, em função da descoberta de novos parâmetros, a exemplo da razão Fe/(Fe+Mg), o que resulta nas seguintes equações:

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

$$\text{Al}_c^{(\text{IV})} = \text{Al}^{(\text{IV})} + 0.7 \times [\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})]$$

(Kranidiotis e MacLean, 1987), onde c = valor corrigido de $\text{Al}^{(\text{IV})}$

$$T(^{\circ}\text{C}) = 319 \times \text{Al}_c^{(\text{IV})} - 69$$

$$\text{Al}_c^{(\text{IV})} = \text{Al}^{(\text{IV})} + 0.1 \times [\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})]$$

(Jowett, 1991), onde c = valor corrigido de $\text{Al}^{(\text{IV})}$

$$T(^{\circ}\text{C}) = 17.5 + 106.2 [2 \times \text{Al}^{(\text{IV})} - 0.88 (\text{XFe} - 0.34)]$$

(Zang & Fyfe, 1995), onde XFe = fração molar de Fe.

No estudo realizado por Caritat *et al.*, (1993), as diferentes calibrações propostas por Kranidiotis & Maclean (1987) e por Jowett (1991) são entendidas como não mais aplicáveis do que o método proposto por Cathelineau & Nieva (1985), visto que as diferenças nos valores de temperatura obtidos a partir dessas calibrações serem ora superestimados, ora subestimados.

O uso da mica branca como geobarômetro é um pouco mais antigo, sendo inicialmente proposto nos trabalhos de Crowley & Roy (1964) e Velde (1965), a partir de ensaios relacionados a processos de miscibilidade entre a muscovita e fengita em diferentes pressões e temperaturas. O termo mica branca é genérico, sendo utilizado para os diferentes membros de uma solução sólida do sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. A solução sólida desse sistema é marcada por duas séries de substituição: 1) série da biotita e a (2) série da fengita. Nesse contexto, a série da fengita possui como membros finais a muscovita $\text{K}(\text{Al}_2\text{X})(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ e a celadonita $\text{K}(\text{AlM}^{+2}\text{XSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, onde X corresponde a uma vacância no sítio octaédrico e $\text{M}^{+2} = \text{Fe}^{+2}$. Suplementarmente, Velde (1965) reconheceu que o aumento do membro celadonita na solução sólida acompanha o aumento da pressão, seguido pela diminuição da temperatura e Massone & Schreyer (1987) constatou incrementos nos conteúdos de Si por unidade de fórmula (p.u.f) da fengita $\text{KAl}_{2-x}\text{Mg}_x(\text{Al}_{1-x}\text{Si}_3+x\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ com o aumento da pressão, no qual uma concentração de Si da ordem de 3,8 p.u.f acarretaria em um valor de pressão de 20 kbar, a qual depende da temperatura. Em adicional, a calibração gráfica de Massone & Schreyer (1987), realizada a partir de dados experimentais, foi expressa analiticamente por Anderson (1996), de acordo com a equação:

$$P(\text{kbar}) = -2.6786\text{Si}^2 + 43.975\text{Si} + 0.001253 T (^{\circ}\text{C}) - 113.9995$$

(Anderson, 1996)

De forma antagônica ao caso da clorita, na mica branca a substituição do tipo Tschermak é caracterizada pela substituição de Mg^{2+} e Si^{4+} por 2Al^{3+} . Essa reação apresentaria relação com as condições de pressão do ambiente de formação da mica branca (Massone & Schreyer, 1987). Além dessa, outras substituições comuns são as do K interfoliar por Ca, Na, Ba, Rb e Cs, e do $\text{Al}^{(\text{VI})}$ por Fe, Mg, Cr, V, Li e Ti. Segundo Brigatti *et al.*, (2000) o teor de titânio nas micas brancas é proporcional à temperatura e inversamente proporcional à pressão, o que resulta na diminuição do teor de titânio com o incremento do componente celadonita na solução sólida.

4. GEOLOGIA REGIONAL

4.1 O CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico representa um segmento crustal localizado a norte do Continente Sul-Americano, e considerado como umas das maiores regiões cratônicas do mundo devido a sua grande extensão territorial (Tassinari & Macambira, 1999; Dardene & Schobbenhaus, 2001; Tassinari *et al.*, 2000). A estabilidade geotectônica do Cráton Amazônico teria ocorrido a cerca de 1.0 Ga, sendo seus limites caracterizados pelas faixas móveis neoproterozoicas de Tucavaca (na Bolívia), Araguaia-Cuiabá (Brasil Central) e Tocantins (a norte do Brasil) (Almeida *et al.*, 1976; Cordani *et al.*, 1988; Tassinari & Macambira, 1999).

Apesar do cráton abranger cerca da metade do território brasileiro, é a região menos estudada do Brasil, consequência direta das diversas adversidades relacionadas à exploração na Floresta Amazônica (Hasui, 2012). Nesse contexto, a evolução geotectônica do cráton ainda é palco de diversas discussões. Sua evolução estaria relacionada ao ciclo dos supercontinentes, do Columbia ao Pangeia (Cordani *et al.* 2009). Porém, a posição relativa das massas continentais não é consenso (Sadowski & Bettencourt, 1996; Cordani *et al.* 2009.). E existe um consentimento de que o Cráton Amazônico esteve ligado à Laurentia através dos cinturões Grenville e Sunsás (Cordani & Teixeira, 2007), durante a formação do Rodínia, no início do Neoproterozoico. Dentre os diversos modelos evolutivos propostos, o mais aceito é de que sua formação estaria relacionada à diversas colisões entre massas continentais, platôs oceânicos e arcos de ilha, no decorrer do Paleo e Mesoproterozoico, com formação de material juvenil derivado do manto superior, aliado a processos de retrabalhamento crustal (Cordani *et al.*, 1979; Tassinari, 1981; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 1996; Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2006; Cordani & Teixeira, 2007).

Devido à grande extensão temporal compreendida durante sua formação, Tassinari & Macambira (1999) compartimentaram o cráton em seis províncias geocronológicas e um núcleo arqueano exclusivamente composto pelo terreno granito-*greenstone* de Carajás (Província Amazônia Central, >2,3 Ga), associado ao cinturão Maroni-Itacaiúnas (2.2-1,96 Ga). A este núcleo, foram aglutinados diversos cinturões acrescionários, a sudoeste (Cordani & Teixeira, 2007), que originaram as províncias tectônicas Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondônia-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga) (Tassinari & Macambira, 1999) (Fig. 2).

A classificação mais consolidada (Santos, 2003; Santos *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2008), baseada em dados U-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd permite a compartimentação do cráton em sete províncias tectônicas-estruturais, que incluem as províncias Carajás (3,0-2,5 Ga), Amazônia Central (supostamente arqueana), Transamazonas (2,26-2,01 Ga), Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga), Rio Negro (1,82-1,52 Ga), Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga) e Sunsás-K'Mudku (1,45-1,10 Ga) (Fig. 3.1).

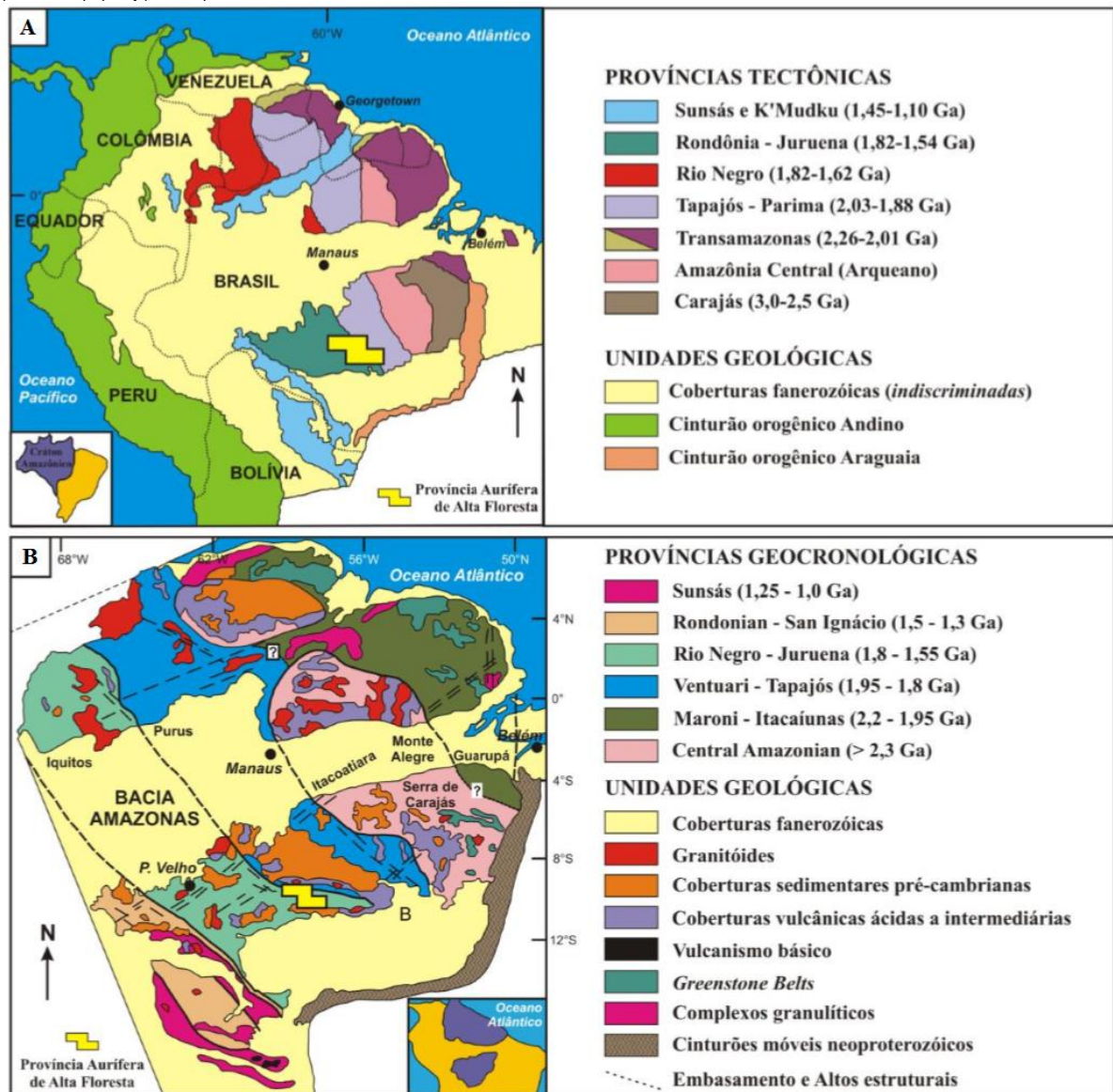


Figura 2: Localização da Província Aurífera de Alta Floresta segundo os modelos de (A) Santos et al. (2006) e (C) Tassinari & Macambira (1999). Quadricula referente a PAAF correspondente à área de mapeamento regional do projeto da CPRM “Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta”, integrado por Souza et al. (2005). Extraído de Assis (2015).

Entretanto, independentemente do modelo adotado, essas províncias são interpretadas como produtos de sucessivas orogenias do tipo oceano-contidente, com subducções de baixos

ângulos de mergulho, de sudoeste para nordeste e com acreção de crosta juvenil evoluída através de processos de diferenciação magmática, magmatismo granítico e retrabalhamento tectônico com rara participação de crosta arqueana (Santos *et al.*, 2000; Paes de Barros, 2007; Assis, 2015). Esses arcos magmáticos teriam sido acrescidos ao protocráton arqueano da Província Amazônia Central no decorrer do Paleo- e Mesoproterozóico (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000; Tassinari *et al.*, 2000; Santos, 2003; Tassinari & Macambira, 2004; Cordani & Teixeira, 2007).

4.2 PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA

Inserida na porção centro-sul do Cráton Amazônico, a Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) é composta por uma série de sequências plutônico-vulcânicas paleoproterozoicas e raros núcleos metamórficos paleoproterozoicos remanescentes, ambos localmente recobertos por coberturas clásticas do Mesoproterozoico (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007). Neste contexto, mais de uma centena de mineralizações auríferas primárias de pequeno porte (< 5t) de baixo a médio teor, dispostas ao longo do alinhamento NW-SE do Peru-Trairão, hospedam-se em diversas unidades graníticas e vulcanossedimentares (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Assis, 2015). A depender do modelo geotectônico adotado, a PAAF pode ser enquadrada em diferentes províncias geocronológicas. Deste modo, estaria inserida entre as províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga) na concepção de Tassinari & Macambira (1999), ou entre as províncias tectônicas-estruturais Tapajós-Parima (2,1-1,87 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga), no modelo de Santos (2003) e Santos *et al.* (2000; 2006).

A província é limitada a norte pelo Gráben do Cachimbo e a sul pelo Gráben dos Caiabis, e se apresenta na forma de um cinturão orogênico de orientação NW-SE de aproximadamente 500 km de extensão. Esse cinturão apresenta expressivo magmatismo cálcio-alcálico, entendido como parte de um arco magmático acrescido à província Amazônia Central entre 2,05 e 1,8 Ga. Visto o depósito X1 estar inserido na porção leste da província (Fig. 3), apenas as unidades deste setor serão descritas (Tabela 1).

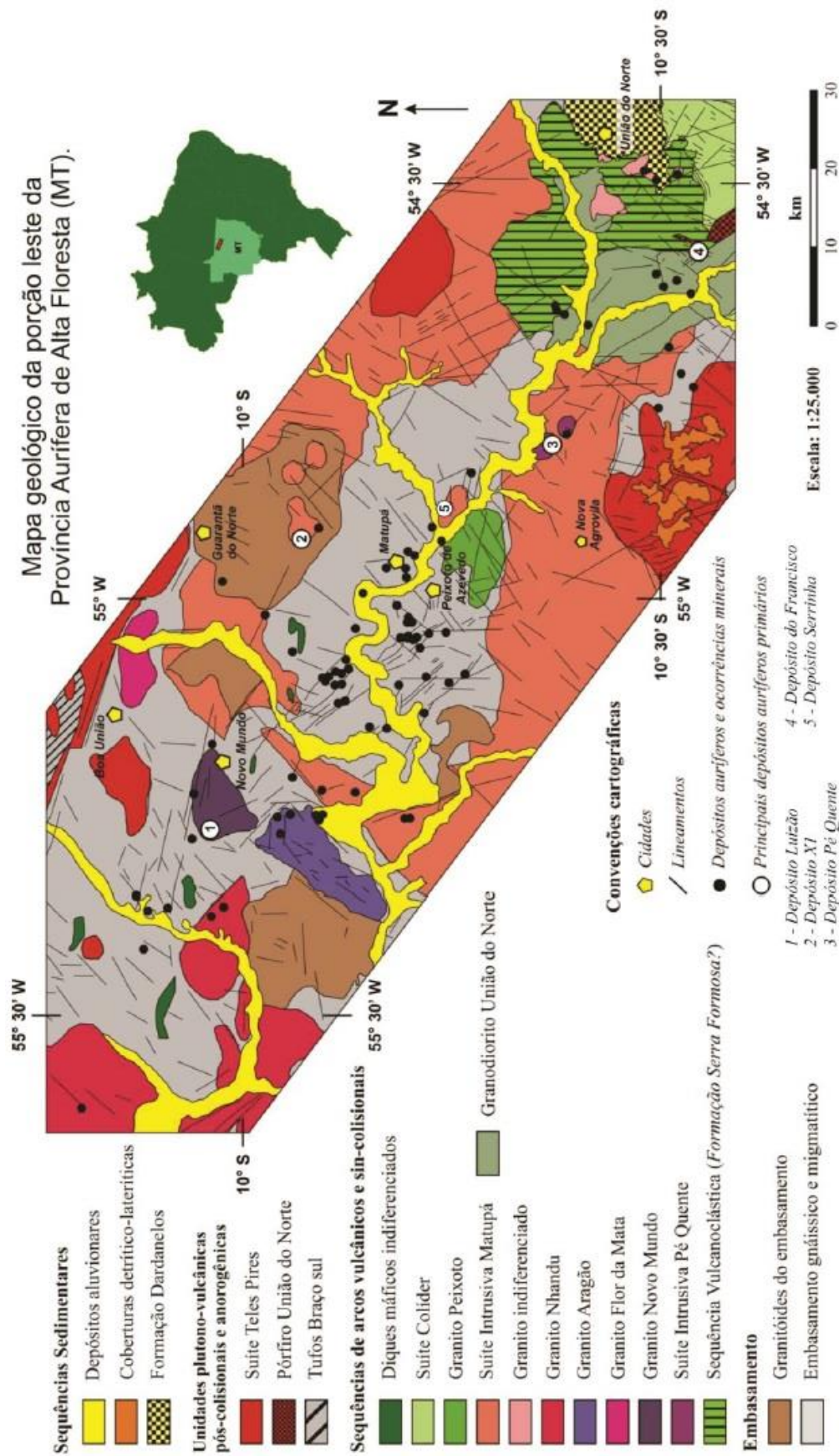


Figura 3: Mapa geológico da porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta (modificado de Assis, 2015).

O **Complexo Cuiú-Cuiú**, correspondente ao embasamento cristalino da PAAF, é composto por gnaisses ortoderivados com graus variados de migmatização, com predominância de gnaisses tonalíticos, gnaisses graníticos, além de anfibolitos subordinados (Souza *et al.* 2005). A sistemática U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) indica idades de 1.992 ± 7 Ma, próximo a cidade de Alta Floresta (Oliveira & Albuquerque, 2003), enquanto Paes de Barros (2007) obteve a idade de 1.984 ± 7 Ma, próximo a Alto Alegre. Segundo Paes de Barros (2007), a diferença entre as idades obtidas poderia indicar um evento acrecionário ainda não documentado.

A **Suíte Pé-Quente**, com idade U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) de 1.979 ± 31 Ma (Miguel-Jr, 2011), corresponde à suíte plutônica mais antiga da área. É composta por leucomonzonito, quartzo monzonito, quartzo monzodiorito, albitito fino, granodiorito aplítico e biotita tonalito (Assis, 2011). Apresenta afinidade geoquímica com séries levemente reduzidas a altamente oxidadas, cálcio-alcalinas de médio K, magnesianas e meta- a peraluminosas, semelhante aos granitos orogênicos do tipo I (Assis *et al.*, 2014). A unidade hospeda o depósito aurífero Pé Quente (Assis, 2011), uma das principais mineralizações disseminadas de Au $\pm$ Cu da província. Idades Re-Os em pirita proveniente do principal setor mineralizado do depósito, indica idades estaterianas para a mineralização, compreendidas entre 1.784 ± 9 e 1.792 ± 9 Ma (Assis, 2015).

O **Granito Novo Mundo** (Paes de Barros, 2007), predominantemente representado por rochas sienograníticas a tonalíticas, possui composição sub-alcalina a cálcio-alcalina, peraluminosa com médio a alto potássio. Apresenta grande relevância metalogenética por hospedar inúmeros garimpos auríferos primários, além de uma importante mineralização disseminada de Au $\pm$ Cu conhecida como depósito Luizão, interpretado por Paes de Barros (2007) como relacionado ao modelo genético IRGS (*intrusion-related gold systems*), de Lang & Baker (2001), além de mineralizações de menor porte como é o caso dos alvos Basílio e Dionísio. A exemplo do depósito Pé Quente, Assis (2015) novamente reporta idades Re-Os estaterianas, entre $1.805 \pm 21,5$ e $1.782 \pm 8,9$ Ma, obtidas em pirita proveniente da zona de alteração filica (muscovita grossa + quartzo + pirita + Au).

O **Granito Flor da Mata** consiste em álcali-feldspato granito, sienogranito e rochas monzoníticas a granodioríticas. Embora ainda não possua idade definida, Ramos (2011) o entende como correlato ao Granito Novo Mundo.

O **Granito Guarantã**, corresponde a uma das mais novas suítes descritas para a província (Assis, 2015). Corresponde a uma suíte composta por biotita tonalito e biotita granodiorito, de afinidade cálcio-alcálica, oxidada de médio a alto potássico. Corresponde a uma unidade de grande importância metalogenética, visto hospedar importantes mineralizações auríferas disseminadas, a exemplo dos depósitos Pé Quente e X1 (Assis, 2015). Idades U-Pb em zircão por SHRIMP indicam cristalização entre $1.904 \pm 4,6$ e $1.901 \pm 6,8$ Ma, respectivamente para as facies granodiorítica e tonalítica (Assis, 2015).

O **Granito Aragão** corresponde a um granito do tipo-A, alcalino, metaluminoso a peraluminoso, correlacionável à Suíte Intrusiva Teles Pires (Paes de Barros, 2007; Vitória, 2010). Entretanto, estudos mais recentes indicam idade de cristalização de zircão em 1.931 ± 12 Ma (LA-ICP-MS em zircão; Miguel-Jr, 2011).

O **Granito Nhandu**, com idade de cristalização entre 1.889 ± 17 Ma e $1.879 \pm 5,5$ Ma (U-Pb em zircão; Silva & Abram, 2008), é composto por granito, monzonito, granodiorito e sienogranito, que ocorrem na forma de *stocks* aglutinados em formatos circulares a elípticos, subconcordantes a concordantes, além de diques, soleiras e cúpulas subvulcânicas associados a granitoides finos (Souza *et al.*, 2005).

A **Suíte Intrusiva Matupá** exibe idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 1.872 ± 12 Ma, e representa um magmatismo oxidado, cálcio-alcálico de alto potássio, magnésiano, peraluminoso a metaluminoso (Moura, 1998). Moreton & Martins (2005) distinguem quatro fácies magmáticas, sendo que na fácies 1 encontra-se hospedado o depósito disseminado de Au $\pm$ Cu de Serrinha (Moura, 1998; Moura *et al.*, 2006). A fácies 1 da Suíte Matupá é composta por biotita granito e biotita monzogranito porfirítico (Moreton & Martins, 2005).

O **Granito Peixoto** aflorante nos arredores da cidade de Peixoto de Azevedo, é entendido por alguns autores (Lacerda Filho *et al.*, 2004; Souza *et al.*, 2005) como pertencentes à Suíte Intrusiva Matupá, no entanto, Paes de Barros (2007), a partir de datação em zircão (Pb-Pb), obtém idade de cristalização em 1.792 ± 12 Ma, sendo, portanto, mais jovem que a Suíte Intrusiva Matupá. Exibe composição que varia de biotita monzogranito, biotita tonalito a biotita granodiorito com hornblenda. Corresponde a um plúton leucocrático, isotrópico, equigranular a porfirítico (Paes de Barros, 2007). Possui afinidade geoquímica com os granitos cálcio-alcálicos de médio potássio, visto exibir característica metaluminosa a peraluminosa, magnésiana e, portanto, relacionado a processos orogênicos (Paes de Barros, 2007). Silva *et al.* (2014) propõe duas hipóteses para o Granito Peixoto: (1) de que estaria associado às rochas

vulcânicas da Suíte Colíder como remanescente de um arco magmático, ou (2) formado em um ambiente extensional, durante a ruptura do Supercontinente Colúmbia.

Tabela 1: Geocronologia e ambiente tectônico das principais unidades geológicas do setor leste da PAAF. Extraído de Assis (2015).

DOMÍNIOS GEOLÓGICOS	UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES (Ma)	AMBIENTES TECTÔNICOS
Sequências sedimentares	Depósitos aluvionares Cascalho, areia, silte e argila.	Quaternário	Sedimentos intra-cratônicos inconsolidados.
	Coberturas Detrito-lateríticas (Formação Dardanelos) Sedimentos areno-siltico-argiloso mal selecionados e imaturos, laterizado e/ou ferruginosos.	1,987 ±4 a 1,377 ±13 (idade máxima em 1.44 Ga).	Bacia <i>pull-apart</i> ou <i>strike slip</i> .
Unidades plutono-vulcânicas anorogênicas e pós-colisionais (granitos tipo A)	Suíte Intrusiva Teles Pires Álcali-feldspato granito, granito porfirítico, granófiros, riolito, riodacito, dacito, andesito, tufos, brechas e ignimbrito.	1,782 ±17 a 1,757 (U-Pb).	Granito do tipo A pós-colisional ($1.94 < T_{DM} < 2.28$; $-3.4 < \epsilon_{Nd(t)} < +3$).
	Pórfiro União do Norte Álcali-feldspato granito a monzogranito porfirítico.	1,774 ±7.5	Granito do tipo A pós-colisional (dados isotópicos não disponíveis).
Unidades plutono-vulcânicas e vulcano-sedimentares (granitos tipo D)	Suíte Colíder Rochas vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas intermediárias a ácidas.	1,786 ±17, 1,785 ±6.3; 1,781 ±8.	Ambiente de arco vulcânico cálcio-alcálico a sin-colisional ($1.94 < T_{DM} < 2.34$; $-3.4 < \epsilon_{Nd(t)} < +3$).
	Granito Peixoto Biotita monzogranito, biotita granodiorito e biotita tonalito.	1,792 ±2 (Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).
	Suíte Granodiorítica União Biotita-hornblenda granodiorito e biotita-hornblenda tonalito.	1,853 ±23 (LA-ICP-MS)	Granitos cálcio-alcálicos de arco vulcânico (dados isotópicos não disponíveis).
	Suíte Intrusiva Matupá Biotita granito, biotita monzogranito, hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito, hornblenda monzodiorito, biotita-hornblenda monzogranito, biotita monzogranito porfirítico sieno-monzogranito porfirítico- <i>rapakivi</i> .	1,872 ±12 (Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico ($2.15 < T_{DM} < 2.34$; $-4.3 < \epsilon_{Nd(t)} < +3.04$).
	Granito Nhandu Sienogranito, monzogranito com sub-vulcânicas subordinadas.	1,889 ±17; 1,879 ±5.5 (U-Pb) e 1,848 ±17.	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico ($2.14 < T_{DM} < 2.17$; $\epsilon_{Nd(t)} = -0.91$).
	Granito Novo Mundo Sienogranito, monzogranito, granodiorito, quartzo-monzonito e monzonito.	1,970 a 1,964 (U-Pb e Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico ($2.55 < T_{DM} < 2.76$; $-7.62 < \epsilon_{Nd(t)} < -4.48$).
	Suíte Intrusiva Pé Quente Monzonito, quartzo-monzonito, quartzo-monzodiorito, monzodiorito, albitito fino, granodiorito aplítico e biotita tonalito.	1,979 ±31 (U-Pb).	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).
	Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa Arenito-feldspático, grauva-feldspática, arenito-lítico e conglomerado arenoso polimítico matriz-suportado.	Idade mínima: 2,009 Idade máxima: 1,718	Bacia de ante-país retro-arco em margem continental ativa (dados isotópicos não disponíveis).
	Granitóides do embasamento Quartzo diorito, tonalito e granodiorito geralmente foliados.	1,998 (Pb-Pb)	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).
Embasamento: supracrustais e sequências plutônicas metamorfizadas	Gnaisses e migmatitos Anfibolito e ortogneisse de composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados.	1,992 a 2,816 (U-Pb)	

O **Grupo Colíder** corresponde a rochas vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas, intermediárias a ácidas (Souza *et al.*, 2005). Possui afinidade geoquímica com granitos pós-orogênicos cálcio-alcalinos de alto potássio, metaluminosos a peraluminosos. Possui idade de cristalização U-Pb em zircão que varia de 1.786 ± 17 Ma a 1.781 ± 8 Ma (JICA/MMAJ, 2000; Souza *et al.*, 2005). Visto a forte correção entre as idades U-Pb de cristalização desta unidade com as idades Re-Os em sulfeto, Assis (2015) indica sua elevada importância metalogenética regional, pois teria correspondido ao evento magmático responsável pela instalação dos sistemas magmático-hidrotermais da província e, portanto, responsável pelo seu evento aurífero estateriano.

A **Suíte Intrusiva Teles Pires** é constituída por álcali-feldspato granito e sienogranito, com monzogranito subordidado, que ocorrem na forma de batólitos e *stocks* de origem plutônica a subvulcânica (Silva & Abram, 2008). As rochas mostram afinidade com granitos oxidados do tipo A₂ de médio a alto potássio, e natureza cálcio-alcalina a alcalina, metaluminosa a peraluminosa (Silva & Abram, 2008). Idades U-Pb em zircão indicam cristalização entre 1.782 ± 17 e 1.757 ± 8 Ma (Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008).

O **Pórfiro União do Norte** corresponde a um magmatismo alcalino de alto potássio, magnesiano e metaluminoso, composto por álcali-feldspato granito a monzonito porfíritico (Assis, 2011). Sua idade de cristalização, em $1.774 \pm 7,5$ Ma (U-Pb em zircão por LA-ICP-MS) (Miguel-Jr, 2011), é correlacionável à Suíte Intrusiva Teles Pires, tal como discutido por Assis (2011).

A **Formação Dardanelos**, pertencente ao Grupo Caiabis, representa a cobertura sedimentar mesoproterozoica, condicionada ao Gráben do Caiabis (Leite & Saes, 2003). É constituída por arenito siltito, argilitos e conglomerado basal, com idade máxima de sedimentação de 1.337 ± 13 Ma e mínima de 1.987 ± 4 Ma (Leite & Saes, 2003).

4.3 O DEPÓSITO DISSEMINADO DE Au $\pm$ Cu DO X1

Regionalmente, o depósito disseminado de Au $\pm$ Cu do X1 (Rodrigues, 2012) ocorre inserido em região cartografada como pertencente à Suíte Intrusiva Matupá (Moura, 1998; Souza *et al.*, 2005). Essa unidade forma serras alongadas na direção NE, com cristas balizadas por diques de diabásio, vulcânicas ácidas e microgranitos (Paes de Barros, 1994). De acordo com Paes de Barros (1994), a suíte é composta por biotita granodiorito, que após processos de alteração hidrotermal, exibiria uma falsa composição monzogranítica. Moreton & Martins (2000, 2005) dividem a suíte em quatro litofácies; (1) biotita granito e biotita monzogranito porfirítico; (2) hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito; (3) clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito e hornblenda diorito; (4) biotita granito, granito e monzogranito com microgranitos e granófiros subordinados. Na fácies 1, encontra-se hospedado o Depósito Serrinha (Moura, 1998), enquanto que a fácies 4 hospedaria o depósito X1. Entretanto, os poucos afloramentos do entorno de depósito, em conjunto com os dados provenientes de furos de sondagem, revelam que o depósito se enquadra em uma área predominantemente representada por rochas granodioríticas a tonalíticas, truncadas por diques máficos e granito fino porfirítico e, portanto, dissonante das sub-fáceis da Suíte Intrusiva Matupá (Rodrigues, 2012; Assis, 2015).

O depósito X1 localiza-se ao norte do Estado de Mato Grosso, entre as cidades de Matupá e Guarantã do Norte (Fig. 4). Essa região começou a ser colonizada no início da década de 1970 a partir de incentivos do Governo Federal, o que culminou no surgimento de pequenas vilas e aglomerados que se transformaram em cidades, a exemplo de Alta Floresta, Peixoto de Azevedo, Matupá e Guarantã do Norte (Rodrigues, 2012).

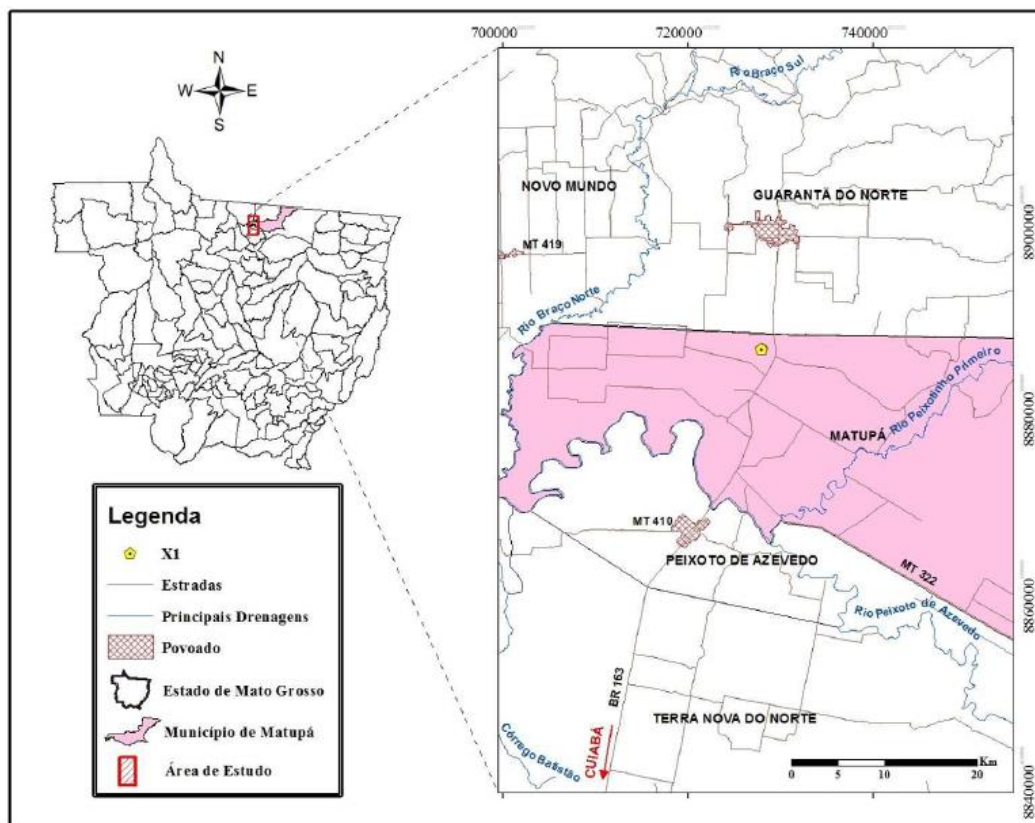


Figura 4: Localização do depósito aurífero do X1, na cidade de Matupá, próximo ao seu limite com Guarantã do Norte. Extraído de Rodrigues (2012)

Rodrigues (2012) individualiza dois litotipos hospedeiros principais da mineralização aurífera do depósito X1 (Fig. 5), sendo eles (i) biotita granodiorito e (ii) quartzo-feldspato pórfiro (QFP), sendo o primeiro, a principal hospedeira do depósito. O biotita granodiorito possui coloração bege acinzentada com granulação média a grossa, e textura equigranular a porfírica, com fenocristais euédricos de plagioclásio de até 3 cm de comprimento (Rodrigues, 2012; Assis, 2015). O quartzo-feldspato pórfiro (QFP) apresenta coloração rosa avermelhada, matriz fina a afanítica, holocristalina, e textura porfírica denotada por fenocristais de quartzo bipiramidal e feldspato. Exibe composição modal eminentemente tonalítica (Rodrigues, 2012). Datações U-Pb em zircão por SHRIMP indicam idades de cristalização de $1.904 \pm 4,6$ Ma e de $1.773 \pm 5,7$ Ma, para o biotita granodiorito e quartzo-feldspato pórfiro, respectivamente (Assis, 2015).

Rodrigues (2012) reconhece cinco diferentes estágios para a alteração hidrotermal no depósito X1, temporalmente representados por: (1) alteração potássica pervasiva com feldspato potássico; (2) alteração filica pervasiva a localmente venular, representada por muscovita

grossa + quartzo + pirita; (3) alteração propilítica pervasiva; (4) alteração clorítica pervasiva; e (5) alteração carbonática subordinada, que por vezes exhibe calcita placóide.

A alteração potássica, responsável pelas tonalidades avermelhadas dos litotipos (feldspato potássico $\pm$ hematita), possui ampla distribuição espacial, posicionando-se ao redor das zonas mineralizadas, em seus setores mais distais (Rodrigues, 2012). A alteração fílica, representada por com muscovita grossa + quartzo + pirita + Au apresenta contato gradual com a alteração potássica, e forma zonas com extensão de até 130 m (Rodrigues, 2012; Assis *et al.*, 2014). Corresponde ao estágio hidrotermal espacial e temporalmente associado às zonas mineralizadas do depósito (Fig. 6) (Rodrigues, 2012). A alteração propilítica exhibe distribuição mais distal, embora ocorra de modo muito mais restrito do que os estágios anteriores (Rodrigues, 2012). É representada pela paragênese mineral clorita + epidoto + calcita $\pm$ apatita $\pm$ rutilo $\pm$ hematita $\pm$ pirita, originada a partir da substituição da biotita, magnetita e plagioclásio primários (Rodrigues, 2012). No conjunto, as alterações clorítica e carbonática são pouco expressivas no depósito X1, estando a primeira relacionada à substituição da biotita e da muscovita, enquanto a segunda, pela geração de calcita a partir da alteração do plagioclásio ígneo (Rodrigues, 2012)

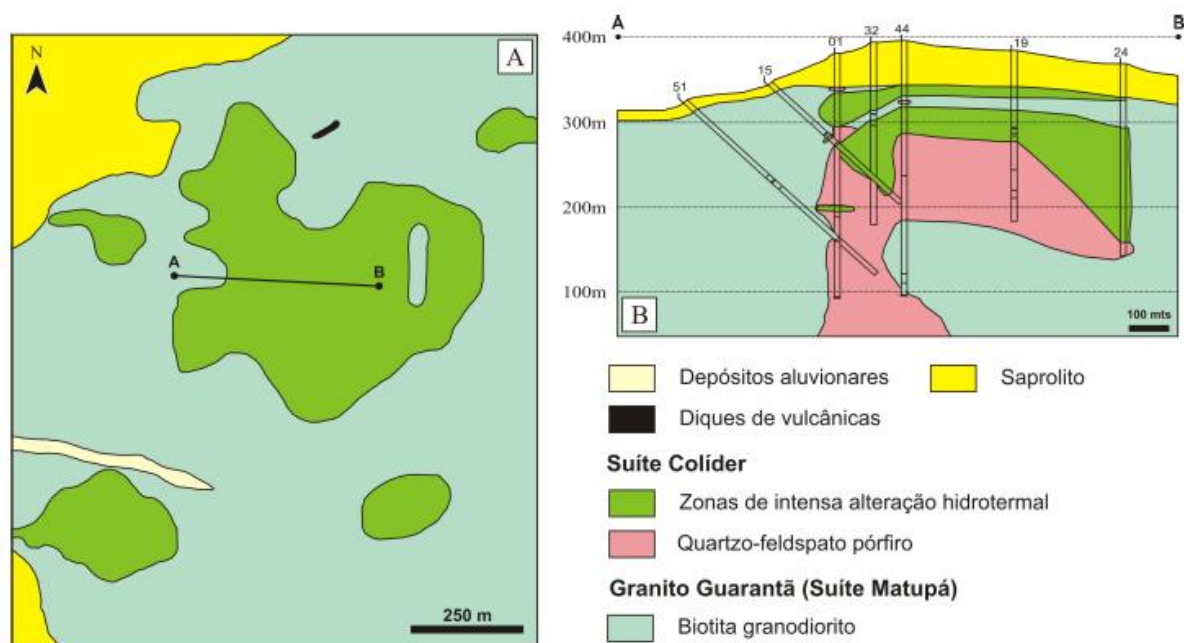


Figura 5: A) Mapa geológico do depósito X1; e (B) Seção geológica A-B em que é possível observar as zonas de alteração hidrotermal e relações de contato entre as unidades individualizadas no depósito X1. Extraído de Rodrigues (2012).

O minério é predominantemente disseminado, embora veios de quartzo + pirita $\pm$ Au, margeados por muscovita grossa também possam ser observados. De modo geral, as zonas mineralizadas exibem associação paragenética definida por pirita + Au $\pm$ calcopirita $\pm$ molibdenita $\pm$ hematita (Rodrigues, 2012).

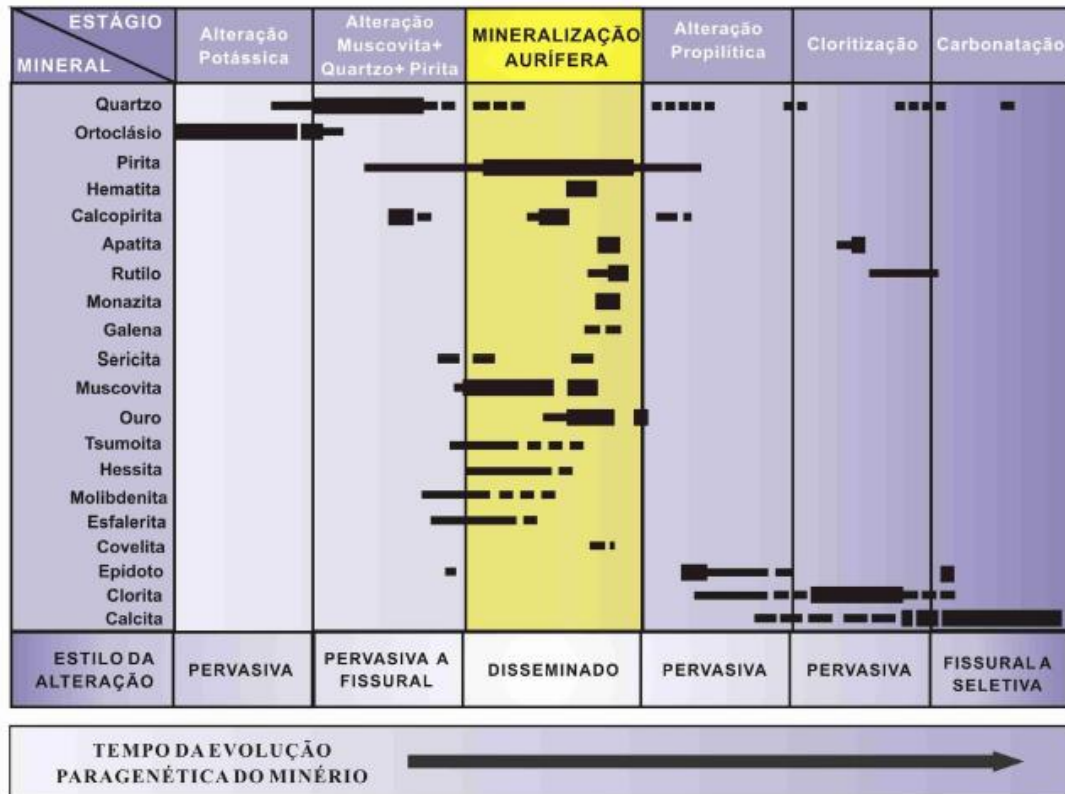


Figura 6: Quadro paragenético da evolução do sistema hidrotermal do depósito X1. Extraído de Rodrigues (2012).

Em adicional, molibdenita oriunda das principais zonas mineralizadas da alteração fílica pervasiva indica idades Re-Os de 1.787 ± 7 a 1.785 ± 7 Ma (Assis, 2015). Essas idades da mineralização são compatíveis às de cristalização de $1.773 \pm 5,7$ Ma (U-Pb em zircão por SHRIMP) obtidas para o quartzo-feldspato pórfiro. No conjunto, esses dados indicam que a subvulcânica hospedeira do depósito X1, estratigraficamente correlacionada a suíte Colíder, a qual corresponderia a um dos eventos magmáticos de escala regional, responsável pelo evento aurífero da província. Em adicional, idades Re-Os em pirita da zona mineralizada dos depósitos Pé Quente e Luizão indicam idades similares às obtidas para o depósito X1, visto estarem compreendidas em $1.787.0 \pm 5,5$ Ma e $1.787.4 \pm 6,2$ Ma, respectivamente (Assis, 2015).

RESULTADOS OBTIDOS

5. PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DA CLORITA E MUSCOVITA HIDROTERMAIS

De acordo com o escopo do trabalho, a escolha de amostras para a laminação restringiu-se às zonas de alteração fílica (muscovita + quartzo + pirita + Au) e clorítica, previamente definidas por Rodrigues (2012) (Fig. 6).

Na alteração fílica observou-se essencialmente a substituição do plagioclásio e do feldspato potássico por muscovita, a qual se deu de forma parcial a total, inclusive com formação de pseudomorfos de muscovita. Os cristais de feldspato alterados são tanto primários quanto hidrotermais, esses provenientes da alteração potássica. A alteração clorítica, por sua vez, ocorre a partir da substituição da biotita ígnea por clorita com cor de birrefringência anômala (rica em Fe), e subordinadamente, a partir da alteração da muscovita, com geração de massas anédricas ou aglomerados intersticiais na matriz das hospedeiras do depósito.

5.1 CLASSIFICAÇÃO ÓPTICA DA MUSCOVITA

A petrografia permitiu a individualização de quatro tipologias distintas, baseadas na textura, forma do cristal e de ocorrência da muscovita, as quais incluem: (1) muscovita fibro-radial; (2) muscovita subeudral; (3) muscovita pseudomórfica; e (4) muscovita venular.

A muscovita fibro-radial ocorre em paragênese com quartzo e pirita, e comumente se desenvolve a partir da substituição do feldspato, de modo a acarretar contatos ora regulares, ora irregulares. É possível distinguir duas formas de ocorrência dessa textura, sendo uma caracterizada pela aglutinação de cristais alongados, de até 1 cm de comprimento, na forma de agregados fibrosos (em forma de pequenas “vassouras”) (Figs. 7 A- B). Uma segunda subvariedade ocorre em uma textura radial, similar a “esferulitos”, e a partir da aglutinação de cristais com menor dimensão (Figs. 7 C-D). Além da diferença no tamanho dos cristais, é possível observar que os esferulitos apresentam as extremidades alteradas para clorita, evidenciada pela mudança na cor de interferência do centro para as bordas dos cristais (Figs. 7 C, D). Essa tipologia textural foi encontrada em diferentes lâminas descritas, porém, ocorre concentrada em alguns pontos específicos, que podem atingir significativa expressão areal.

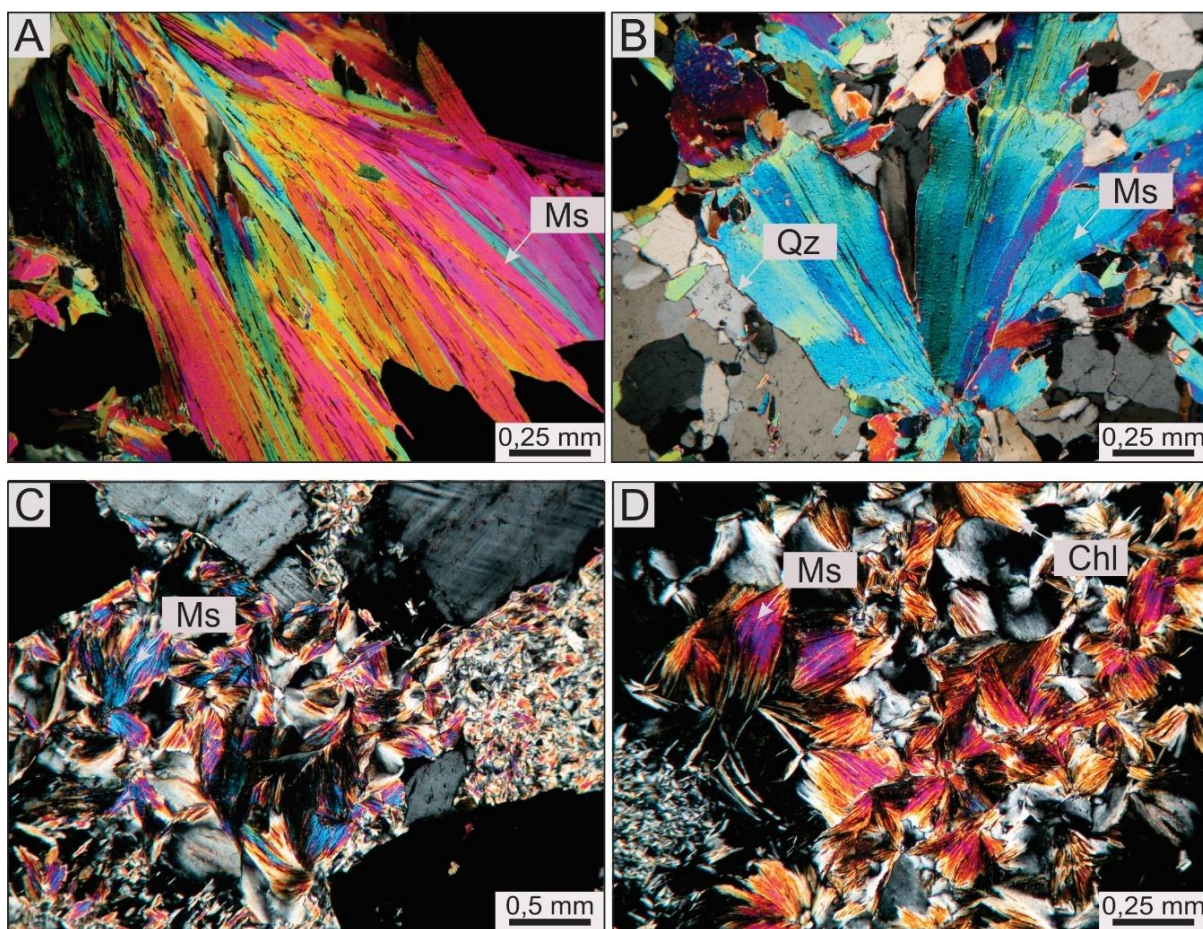


Figura 7: Fotomicrografias da tipologia fibro-radial sob os nicóis cruzados. (A-B) Muscovita fibro-radial que ocorre como agregados fibrosos em matriz quartzo-feldspática; e (C-D) Muscovita fibro-radial que exibe textura radiada, similar a pequenos esferulitos e com bordas que exibem fraca alteração para clorita. Legenda: Chl: clorita; Ms: muscovita; Qz: quartzo.

Durante as análises ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) de diferentes cristais representativos da textura fibro-radial, constatou-se a ausência de inclusões minerais nesta textura da muscovita (Figs. 8 A-D). A fase sulfetada foi caracterizada a partir do EDS como pirita, e o feldspato de composição alcalina (Figs. 8 A, D). A informação mais importante obtida durante a análise, foi a confirmação da alteração para clorita nas bordas da muscovita radiada, identificada pela mudança na coloração dos cristais de cinza para branco, sendo que os centros dos agregados mostraram composição típica da muscovita (Figs. 8 B-D). A substituição para clorita ocorre restrita às extremidades dos cristais, na forma de pequenas lâminas de clorita, alternadas com lâminas de muscovita, indicativo de substituição incongruente (Fig. 8 C). Entretanto, a constatação desse padrão de alteração balizou a posterior análise desse tipo textural na Microsonda Eletrônica, visto as análises se restringirem ao centro dos cristais.

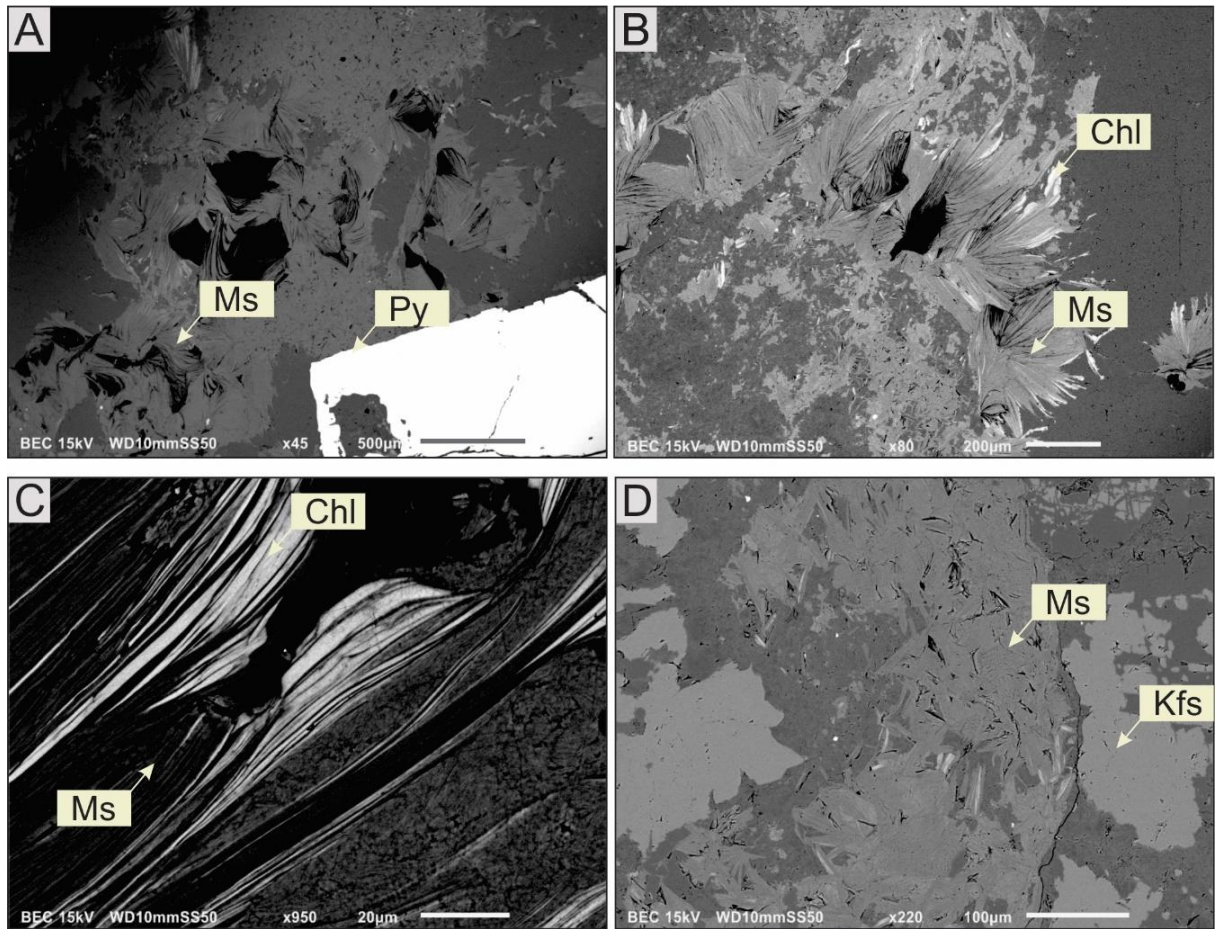


Figura 8: Fotomicrografia com elétrons retroespalhados da variedade fibro-radial da muscovita do depósito X1. (A) Agregado de muscovita fibro-radial em associação paragenética com pirita. (B) agregado de muscovita fibro-radial com extremidades alteradas para clorita. (C) Detalhe da cloritização das bordas dos cristais radiais de muscovita. (D) Muscovita fibro-radial em associação espacial com feldspato potássico.

A muscovita subeudral, por sua vez, forma cristais subeudrais de granulação fina a grossa (Figs. 9 B-C), livre de significativas inclusões minerais, e novamente associados ao quartzo. Nota-se que uma forte associação dos sulfetos com essa tipologia, visto os setores mais intensamente sulfetados estarem a ela relacionados (Figs. 9 A-D). Normalmente apresenta contatos retilíneos com o quartzo e a pirita, sem direção preferencial de crescimento (Fig. 9 C). Sua principal fase de cristalização provavelmente coincidiu com o ápice da alteração hidrotermal representada por muscovita + quartzo + pirita de Rodrigues (2012), e também com o ápice da mineralização sulfetada. Consiste na tipologia de maior expressão areal observada na análise petrográfica, visto ser ampla e abundante em todas as amostras estudadas.

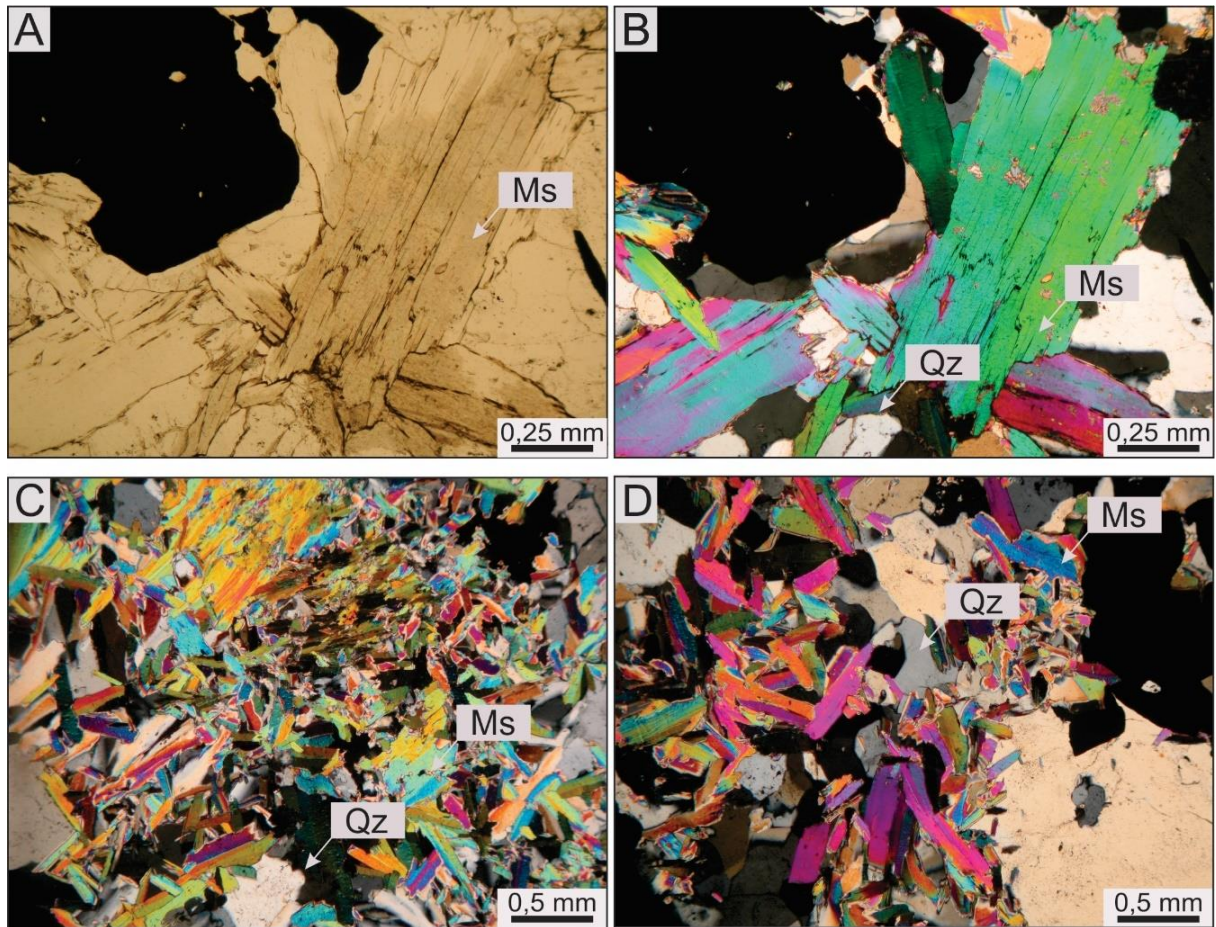


Figura 9: Fotomicrografias sob luz transmitida da variedade subeudral: muscovita subeudral de granulação grossa e em paragênese com quartzo + pirita (A) com nicóis paralelos e (B) cruzados; (C, D) Agregados de muscovita subeudral em matriz com pirita fina e quartzo anédrico, sob luz transmitida e com polarizadores cruzados. Legenda: Ms: muscovita; Qz: quartzo.

Análises ao MEV revelaram que alguns cristais de muscovita com inclusões de quartzo (Fig. 10B, C, D), que ocorrem de maneira bem restrita. Além do quartzo, foi identificada uma inclusão de apatita, no entanto, de ocorrência muito localizada (Fig. 10A), enquanto pirita foi identificada como fase sulfetada associada, em contatos retilíneos com a muscovita.

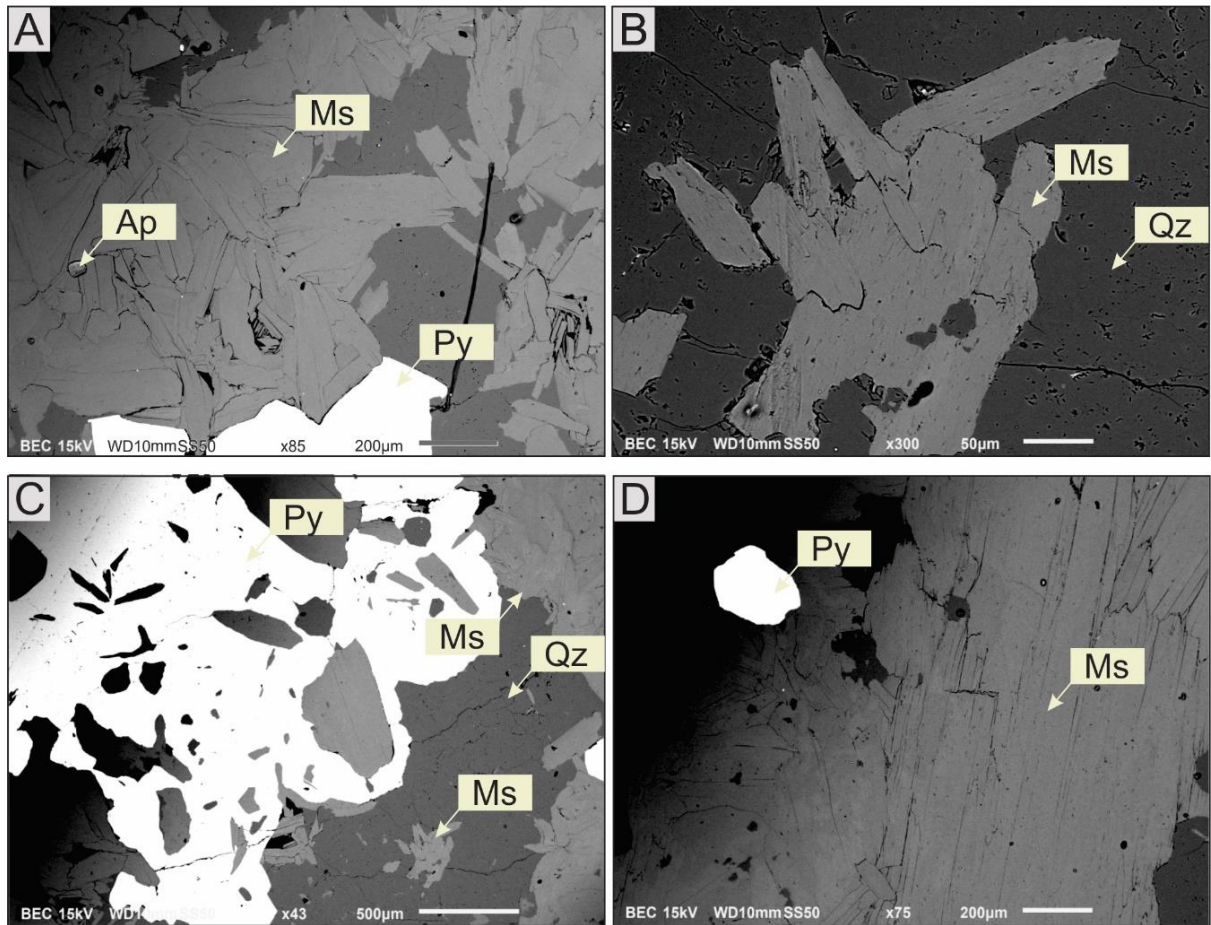


Figura 10: Fotomicrografias a partir de elétrons retroespalhados da tipologia subeudral. (A) inclusão de apatita em muscovita subeudral parageneticamente associada à pirita. (B) Muscovita associada a quartzo. (C) Típica associação paragenética da alteração filica, com muscovita + pirita + quartzo, inclusive com inclusões de muscovita subeudral na fase sulfetada. (D) Muscovita associado a pirita. Legenda: Ap: apatita; Ms: muscovita; Py: pirita; Qz: quartzo.

A terceira tipologia é representada por muscovita pseudomórfica na forma de agregados cristalinos de muscovita desenvolvidos a partir da substituição tanto parcial (Fig. 11B) quanto completa do feldspato potássico e do plagioclásio (Fig. 11C, D), com a preservação da forma dos minerais substituídos. Ocorre associada principalmente ao quartzo e pirita, além de feldspato subordinado. Apresenta granulação grossa, com cristais de até 1 cm, que exibem contatos retilíneos com o quartzo e a pirita (Fig. 11D), e contatos irregulares com o feldspato potássico (Fig. 11A). Em alguns casos, os cristais de muscovita apresentam direções preferenciais de crescimento, concordantes a geminação polissintética do feldspato alterado (Fig. 11A). Nas amostras analisadas, os pseudomorfos de muscovita não possuem uma expressão areal significativa, visto ocorrerem de forma isolada ao longo das lâminas.

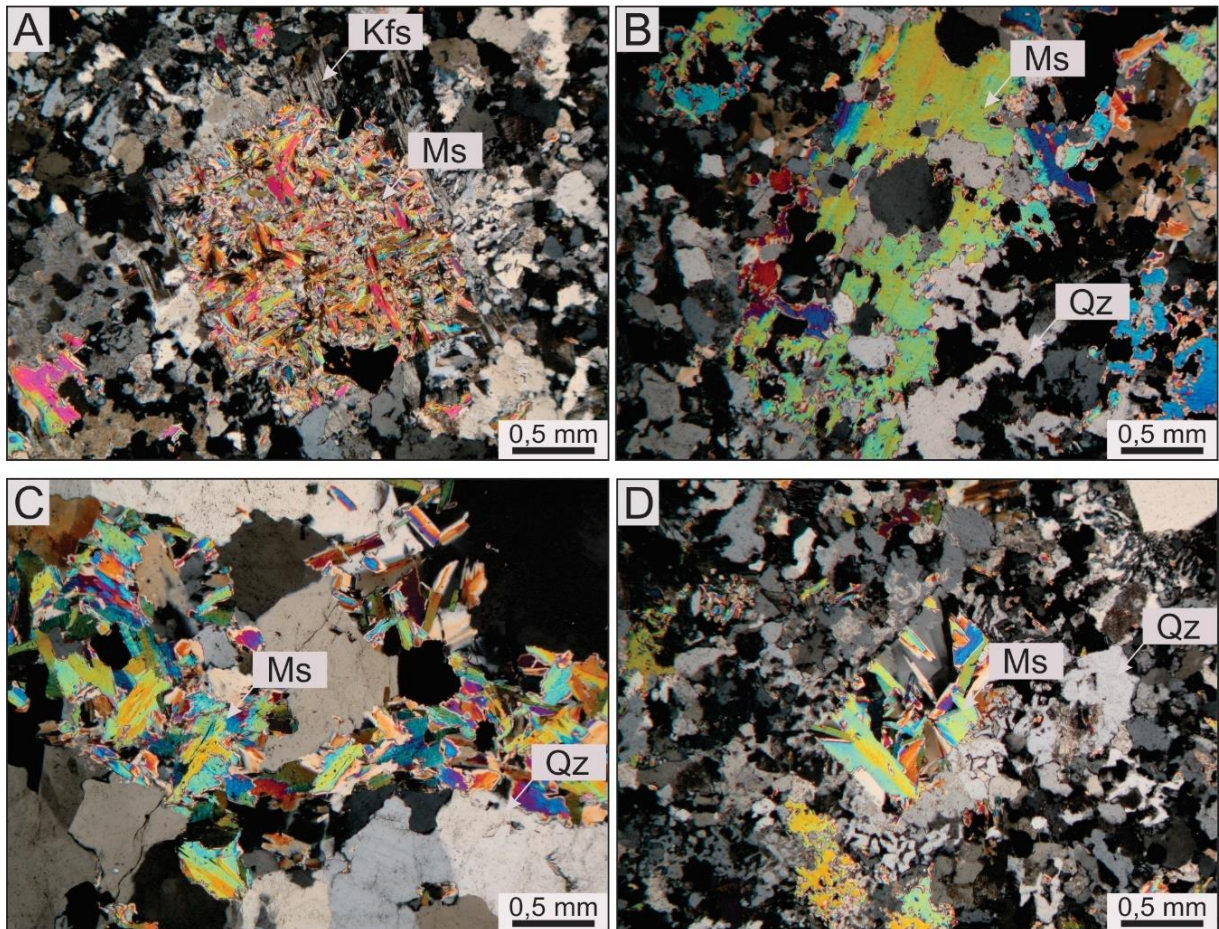


Figura 11: Fotomicrografias da tipologia pseudomórfica sob luz transmitida e nicóis cruzados. (A) Agregado de cristais com crescimento de muscovita ao longo de duas direções cristalográficas, de acordo com geminação tartan do microclínio substituído. (B) Muscovita pseudomórfica subeudral a partir da substituição incompleta de K-feldspato. (C-D) Pseudomorfos de muscovita. Legenda: Kfs: feldspato potássico; Ms: muscovita; Qz: quartzo.

As análises com o Microscópio Eletrônico de Varredura para essa tipologia de muscovita possibilitou a identificação de pequenas inclusões locais de apatita em alguns cristais (Fig. 12A). Em adicional, foi possível constatar a presença de pequenas inclusões de pirita em todos os cristais analisados (Fig. 12). A partir de análises semi-quantitativas efetuadas com o EDS, constatou-se uma composição química praticamente homogênea entre os diferentes cristais formadores ao longo do pseudomorfo (Figs. 12B-D).

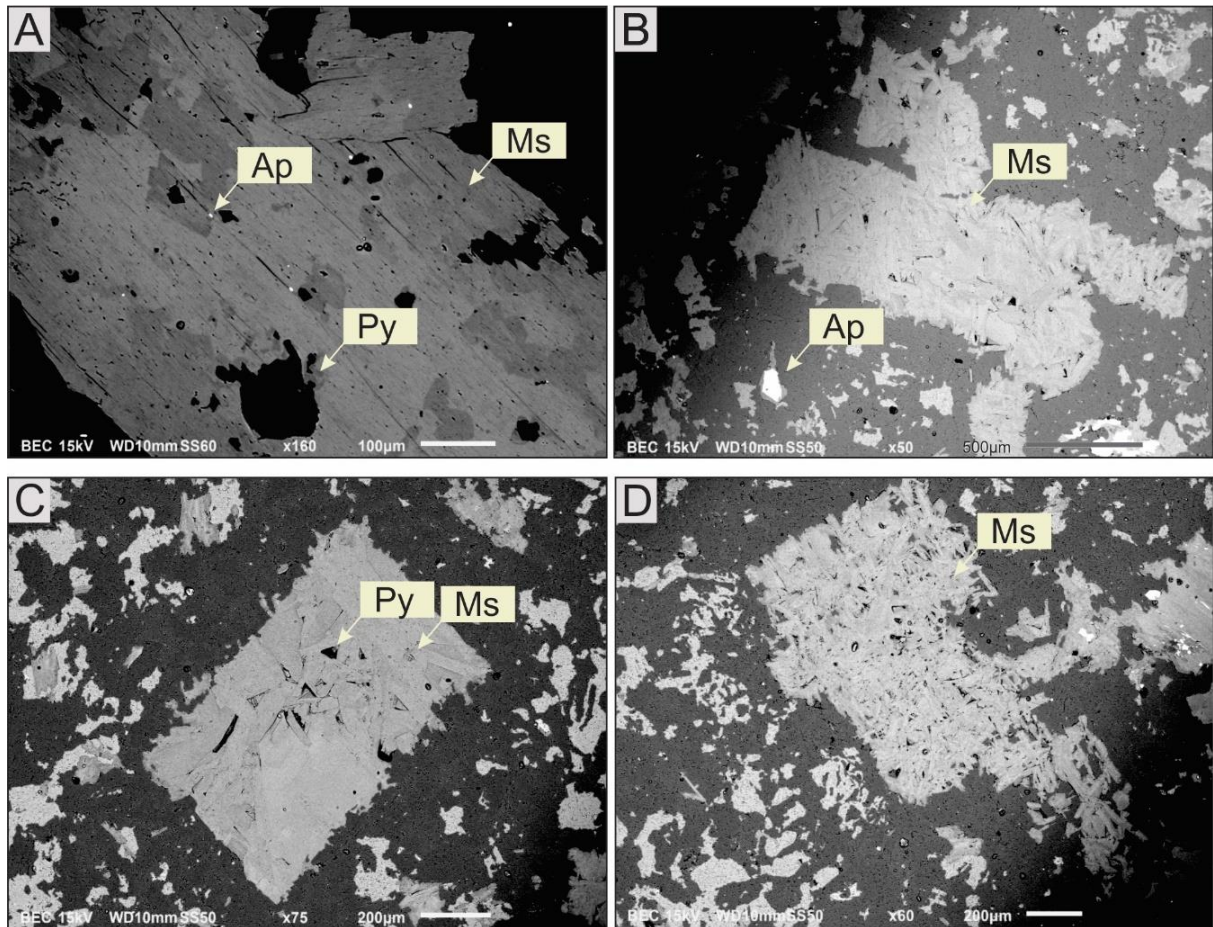


Figura 12: Fotomicrografias de elétrons retroespalhados dos pseudomorfos de muscovita: (A) Inclusão de pirita e diminutas inclusões de apatita na muscovita. (B) Pseudomorfo de muscovita a partir da substituição de feldspato. (C-D) Pseudomorfo de muscovita com cristais formados ao longo de duas direções cristalográficas principais.

E por fim, a muscovita venular é de ocorrência bastante restrita no depósito X1. Está associada a vênulas tardias que truncam todas alterações hidrotermais descritas por Rodrigues (2012), assim como todos os setores de dominância das tipologias da muscovita anteriormente caracterizadas. Embora incomum, carbonato pode preencher algumas vênulas em conjunto a essa tipologia mais da muscovita (Fig. 13A). Essa tipologia é caracterizada por apenas um cristal, de granulação grossa, subeudral (Fig. 13A). Além disso, apesar de ocorrer associada a quartzo, sulfetos associados a essa variedade não foram encontrados. Análises ao MEV do cristal de muscovita representante desta tipologia evidenciou a presença de pequenas inclusões de apatita (Fig. 13B).

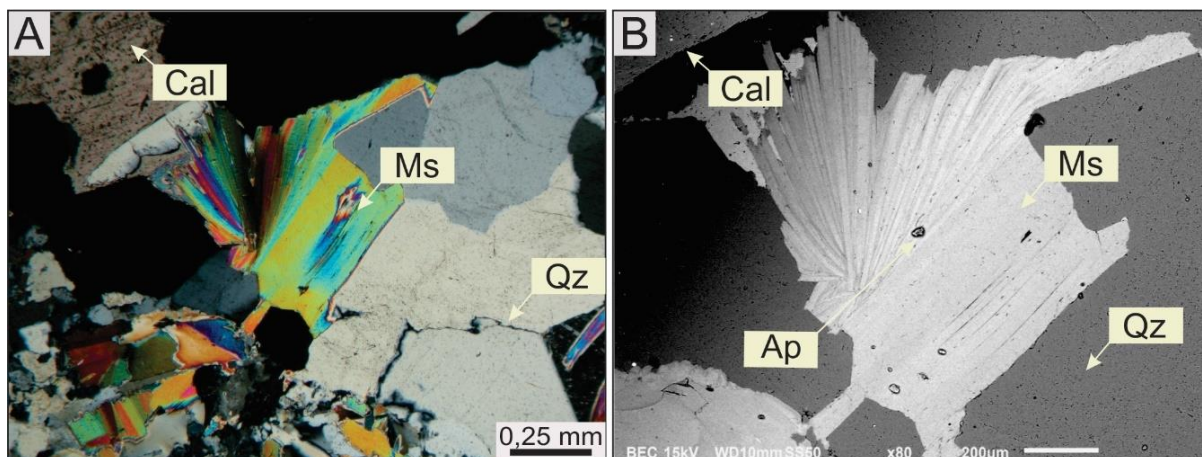


Figura 13: (A) Fotomicrografia sob nicóis cruzados da variedade venular associada a quartzo e calcita. (B) Imagem de elétrons retroespalhados da variedade venular que exhibe pequenas inclusões de apatita. Legenda: Ap: apatita; Cal: calcita; Ms: muscovita; Qz: quartzo.

5.2 CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA DA MUSCOVITA

Para a classificação química da muscovita, foram analisados 73 cristais de muscovita com o auxílio da Microsonda Eletrônica, dos quais: (I) 22 são representantes da variedade pseudomórfica; (II) 25 da muscovita fibro-radial; (III) 25 da muscovita subeuedra; e (IV) apenas 1 da muscovita restrita a vênulas. No caso da muscovita restrita a vênulas, foram feitas 5 análises em diferentes pontos do cristal. Os resultados das diferentes análises de cada variedade encontram-se compilados nos Apêndices I, II, III, IV, respectivamente.

Os resultados obtidos nas análises químicas mostraram que todas os cristais de muscovita provenientes das diferentes texturas podem ser classificadas como do tipo muscovita típica, com ligeiro deslocamento para o membro fengítico, indicativo da presença de pequenos percentuais dessa molécula na estrutura, tal como discutido por Deer *et al.* (1966). Em adicional, os resultados foram plotados no diagrama de classificação da mica branca, proposto por Deer *et al.* (1992), onde M2 corresponde a $\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Mn}^{2+}$ (Fig. 14A). Conforme mostra o diagrama, os dados obtidos para as micas analisadas exibem grande homogeneidade química, sendo que as pequenas variações observadas são restritas às quantidades de sílica e alumínio.

De modo geral, as variedades se assemelham à “muscovita secundária” definida por Miller *et al.* (1981), cuja a composição química depende de substituições controladas por reações do tipo Tschermak, caracterizadas pela forte correlação negativa entre $\text{Si} + \text{Fe} + \text{Mg}$ vs. Al total, tal como observado para os cristais analisados (Fig 14B).

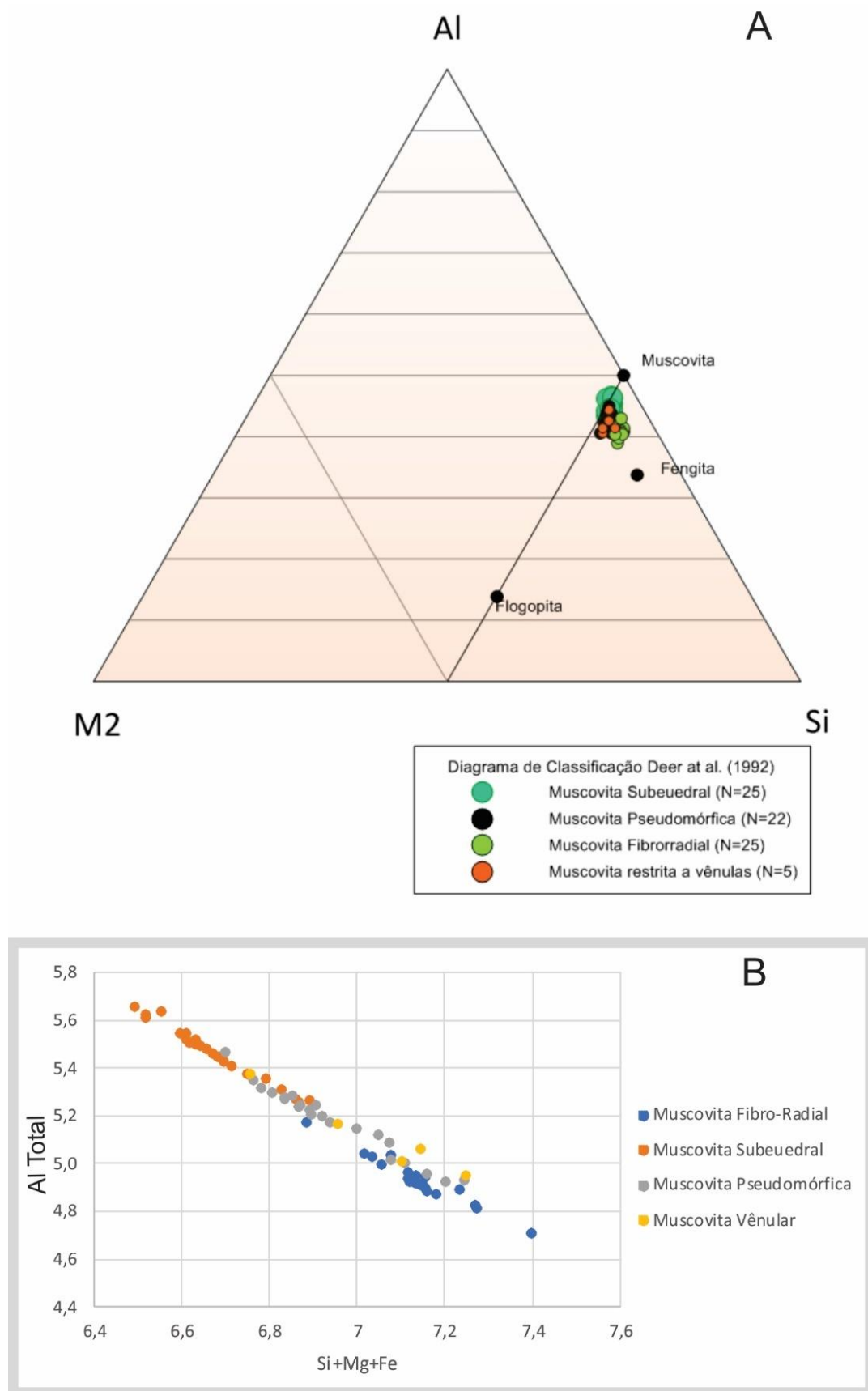


Figura 14: (A) Diagrama de classificação da mica branca proposto por Deer et al (1992), com cálculo efetuado para a base com 22 oxigênios equivalentes. (B) Diagrama Al total vs Si + Mg + Fe.

Além das substituições controladas pelas reações do tipo Tschermak, a distribuição dos pontos no diagrama de classificação de Deer *et al.* (1992) (Fig. 14A) indica a existência de soluções sólidas entre os membros finais da série muscovita-fengita. Tais soluções são marcadas por substituições catiônicas nos diferentes sítios da estrutura mineral das micas. Neste cenário, a correlação negativa observada no diagrama M^{2+} vs. Al^{VI} (Fig 15), indica que a substituição isomórfica nos octaedros entre alumínio e os cátions bivalentes teria ocorrido em todos os tipos de muscovita, sendo mais intensa na muscovita subeudral (proporção 3,6:0,6) e de maneira menos intensa na muscovita venular, na proporção 3,3:0,9 (Fig. 15). Tal substituição é controlada pela equação:

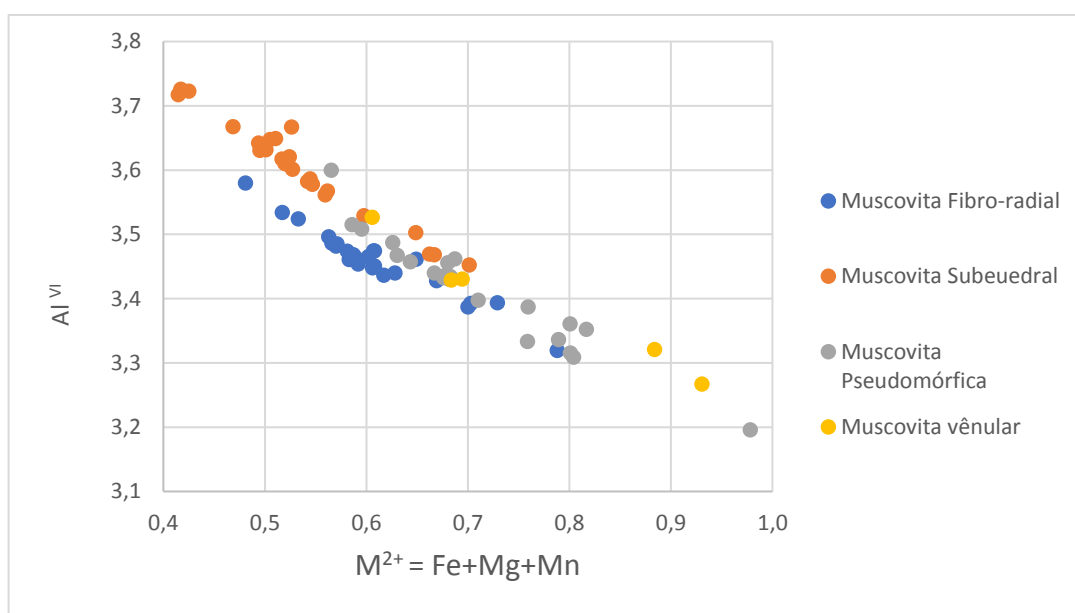


Figura 15: Diagrama Al^{VI} vs M^{2+} , no qual é possível observar um contínuo de substituições catiônicas da variedade subeudral, para a fibro-radial, pseudomórfica, se encerrando na muscovita venular.

Segundo a equação (1) a diminuição da quantidade de Al nos sítios octaédricos deve ser acompanhada de igual diminuição de Al nos sítios tetraédricos. Entretanto, tal relação não é observada no diagrama Al^{IV} vs. Al^{VI} (Fig. 16), no qual constata-se fraca a moderada correlação positiva para todas as tipologias da muscovita, embora esteja melhor correlacionada nas tipologias pseudomórfica e subeudral, e menos pronunciada na variedade fibro-radial. Tais correlações aliadas ao afastamento da relação Al^{VI} vs. M^{2+} da proporção 1:1 (esperada) mostrada pelas tipologias analisadas pode indicar a atuação de algum mecanismo que impediu

o desenvolvimento normal da solução sólida, a exemplo das substituições incongruentes, especialmente observada na muscovita pseudomórfica.

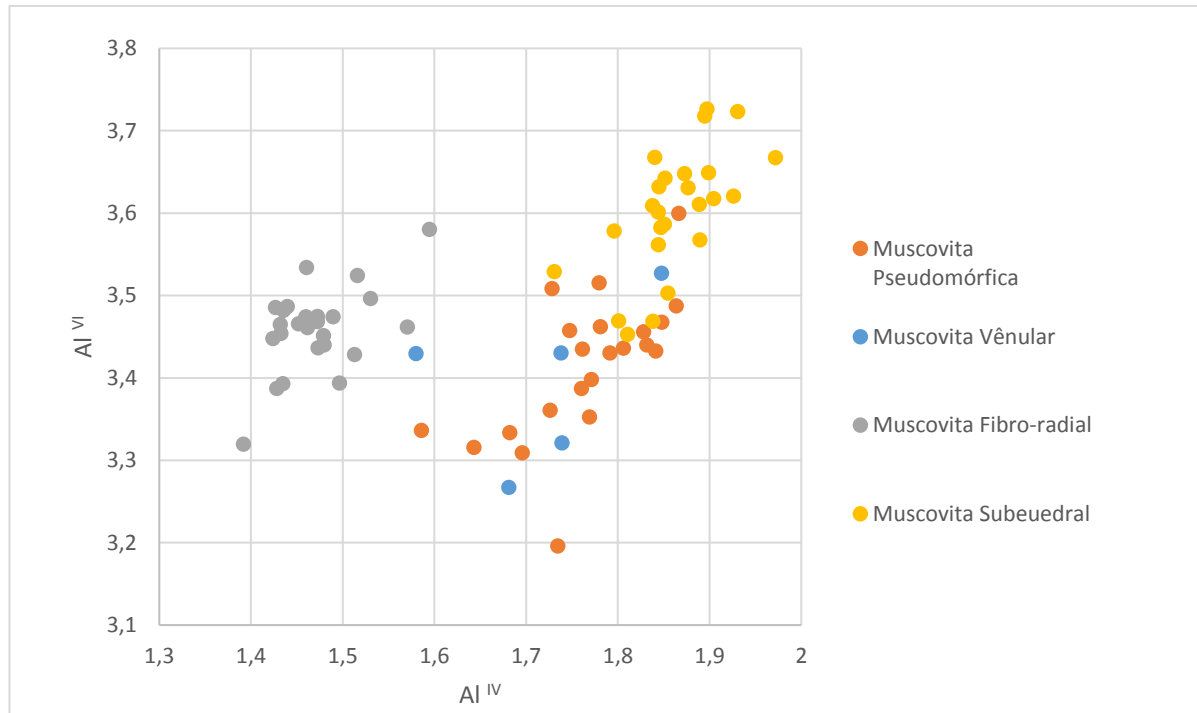


Figura 16: Diagrama Al^{IV} vs. Al^{VI} , na qual se observada a ausência de correção entre Al^{IV} e o Al^{VI} da muscovita fibro-radial, e moderada correção positiva entre as variedades pseudomórfica e subeudral.

Em adicional, todas as tipologias de muscovita descritas apresentam uma forte correlação negativa entre a quantidade de Al nos sítios octaédricos e a vacância (espaços vazios) nesses sítios, tal como observado no diagrama Al^{VI} vs. $[]^{VI}$ (Fig 17). Fica evidente, portanto, que a maior quantidade de alumínio no sítio octaédrico depende diretamente da disponibilidade de espaços vazios nesses sítios, devendo, portanto, estar relacionada à extração de cátions bivalentes devido a interação fluido-rocha em processo hidrotermal de pH ácido.

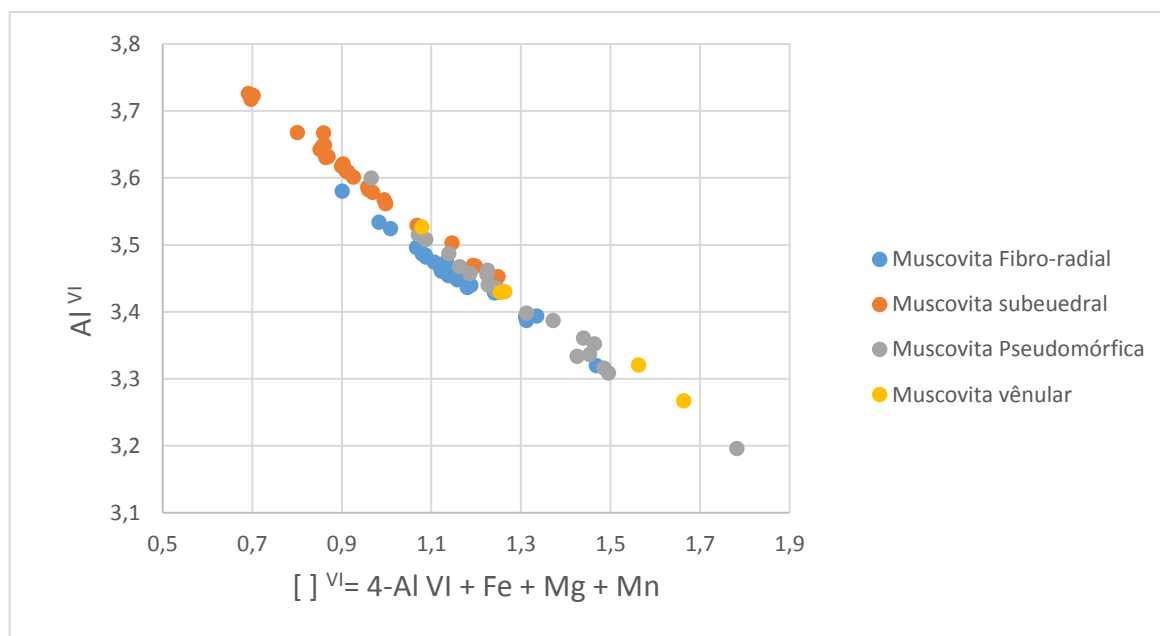


Figura 17: Diagrama Al^{VI} vs. $[]^{VI}$ que exibe a forte correção negativa entre o Al^{VI} e as vacâncias disponíveis nesses sítios para todos os cristais analisados.

Substituições isomórficas que envolvem o sítio A, de coordenação XII, estão relacionadas aos teores de Na_2O , BaO , CaO e K_2O da mica. Os resultados das análises químicas dos cristais de muscovita analisadas indicam teores inexpressivos de CaO e BaO , além de teores na ordem de 0,1 Na (p.u.f) para as tipologias subeudral, pseudomórfica e venular. A tipologia fibro-radial apresenta teores menores de Na (0,01 p.u.f). Tais valores descartam a presença de Ca e Ba no sítio A da estrutura cristalina dos cristais analisados de muscovita. Entretanto, pequenas quantidades de Na podem ocorrer no sítio A nas tipologias subeudral, pseudomórfica e venular. Conclui-se, portanto, que os sítios de coordenação XII dos cristais de muscovita analisados são ocupados predominante e exclusivamente por K^+ . Esse fato é corroborado pelo diagrama K vs. $[]^{XII}$ (Fig. 18), o qual apresenta uma forte correlação negativa entre o K^+ e a vacância no sítio XII para todas as tipologias descritas.

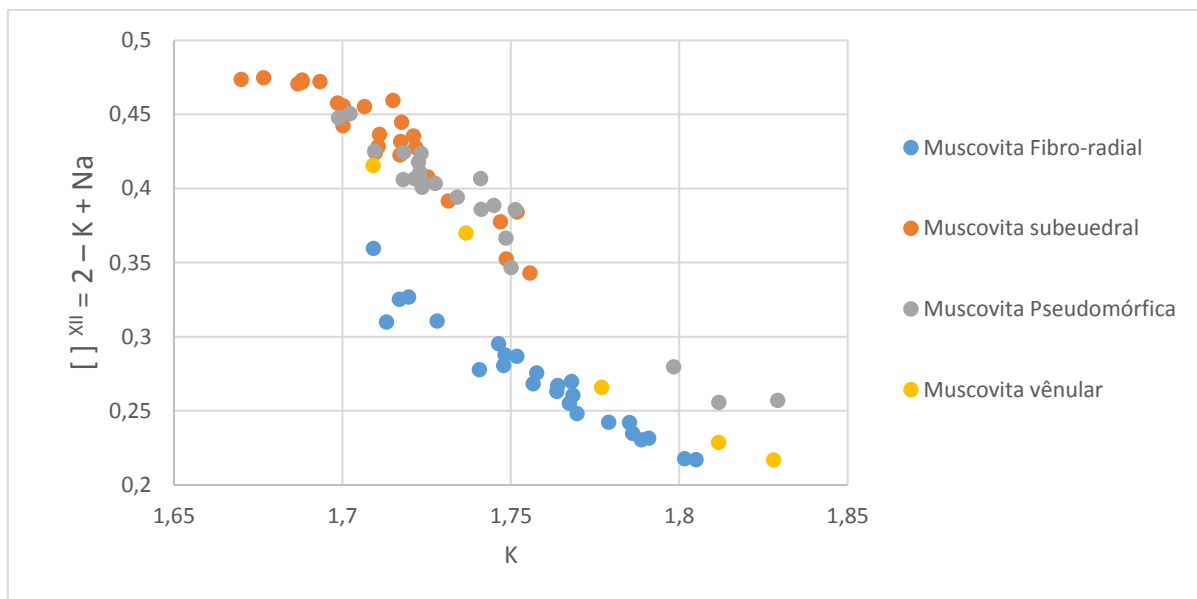


Figura 18: Diagrama K vs [XII] que exibe a forte correção negativa entre os teores de K+ e os de 2 – K + Na nas vacâncias do sítio XII da muscovita.

Os teores de TiO_2 nos cristais analisados de muscovita são baixos, sendo a tipologia subeudral a que apresenta maior teor (média de 0,57 Ti p.u.f), enquanto a tipologia fibro-radial apresenta os menores valores (média igual a 0,017 Ti p.u.f) (Apêndice I, II, III e IV). Tais teores comprovam a origem hidrotermal (“secundária”) da muscovita do depósito X1, visto estarem compreendidos no intervalo (até 0,7% de TiO_2) definido por Zen (1988) para muscovita de origem secundária, ou seja, não ígnea.

5.3 CLASSIFICAÇÃO ÓPTICA DA CLORITA

A petrografia da zona de alteração clorítica do depósito X1 permitiu a individualização de duas tipologias de clorita, baseadas na textura e forma do mineral, sendo elas: (1) clorita subeudral e (2) clorita intersticial.

A clorita subeudral ocorre na forma de cristais grossos, associados ao quartzo e a calcita (Fig 19 B, D). A sua formação se deu a partir da alteração de cristais de biotita ígnea e muscovita, sendo comum encontrar núcleos de muscovita em alguns cristais de clorita (Fig. 19C). Sua característica petrográfica mais marcante consiste na variação da cor de interferência entre o centro e borda dos cristais. As porções centrais exibem birrefringência esverdeada, enquanto a borda, arroxeadada (cor anômala) (Fig. 19A, D). Tal variação indica diferenças composicionais, com o enriquecimento em ferro em direção à borda, em detrimento da quantidade de magnésio.

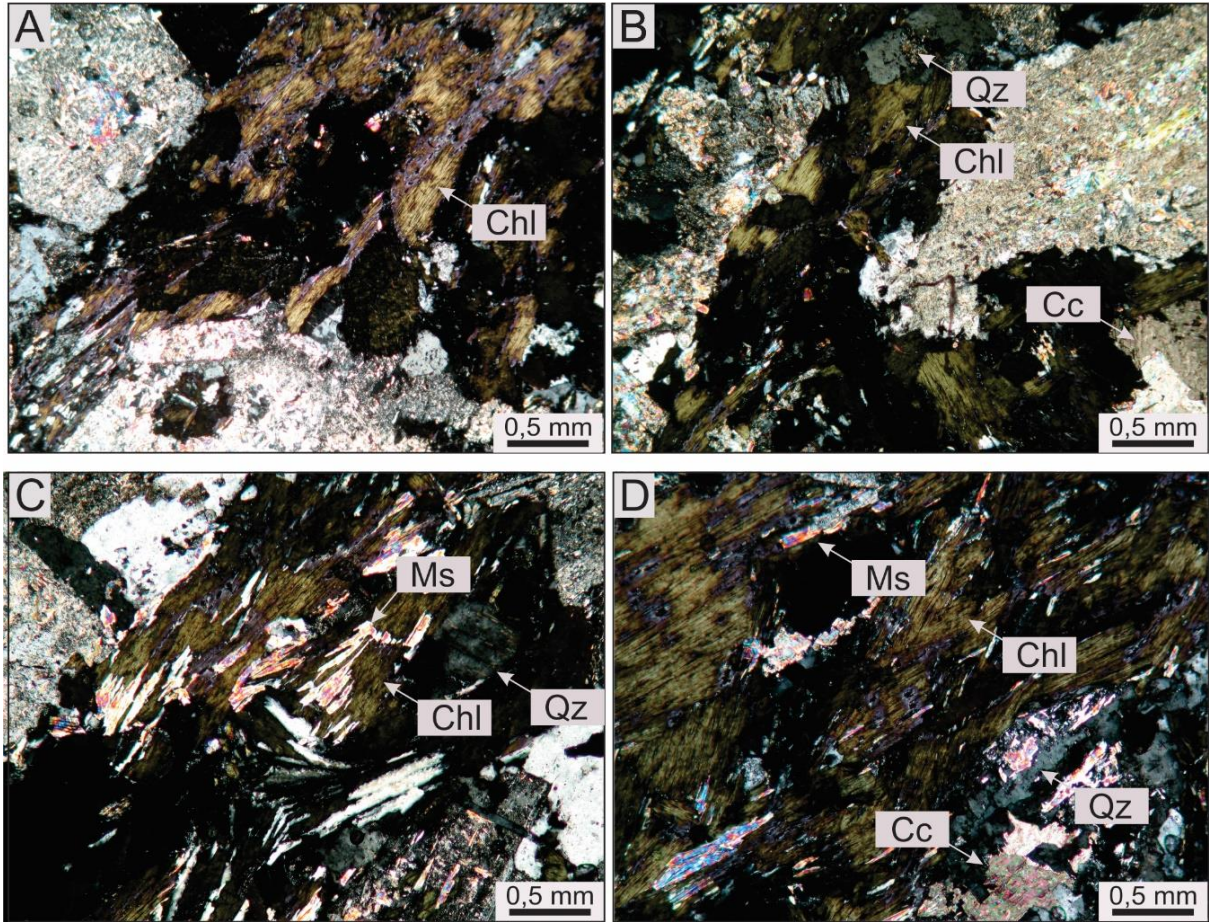


Figura 19: Fotomicrografias sob nicóis cruzados da clorita subeudral. (A-B) Cristais de clorita com variação na cor de interferência em associação com calcita e quartzo. (C-D) Cristais de clorita subeudral em associação com calcita, quartzo e núcleos de muscovita. Legenda: Cc: calcita; Chl: clorita; Ms: muscovita; Qz: quartzo.

A análise ao MEV revelou pequenas inclusões de titanita e apatita na clorita subeudral, especialmente ao longo de seus planos de clivagem da clorita (Figs. 20A-D).

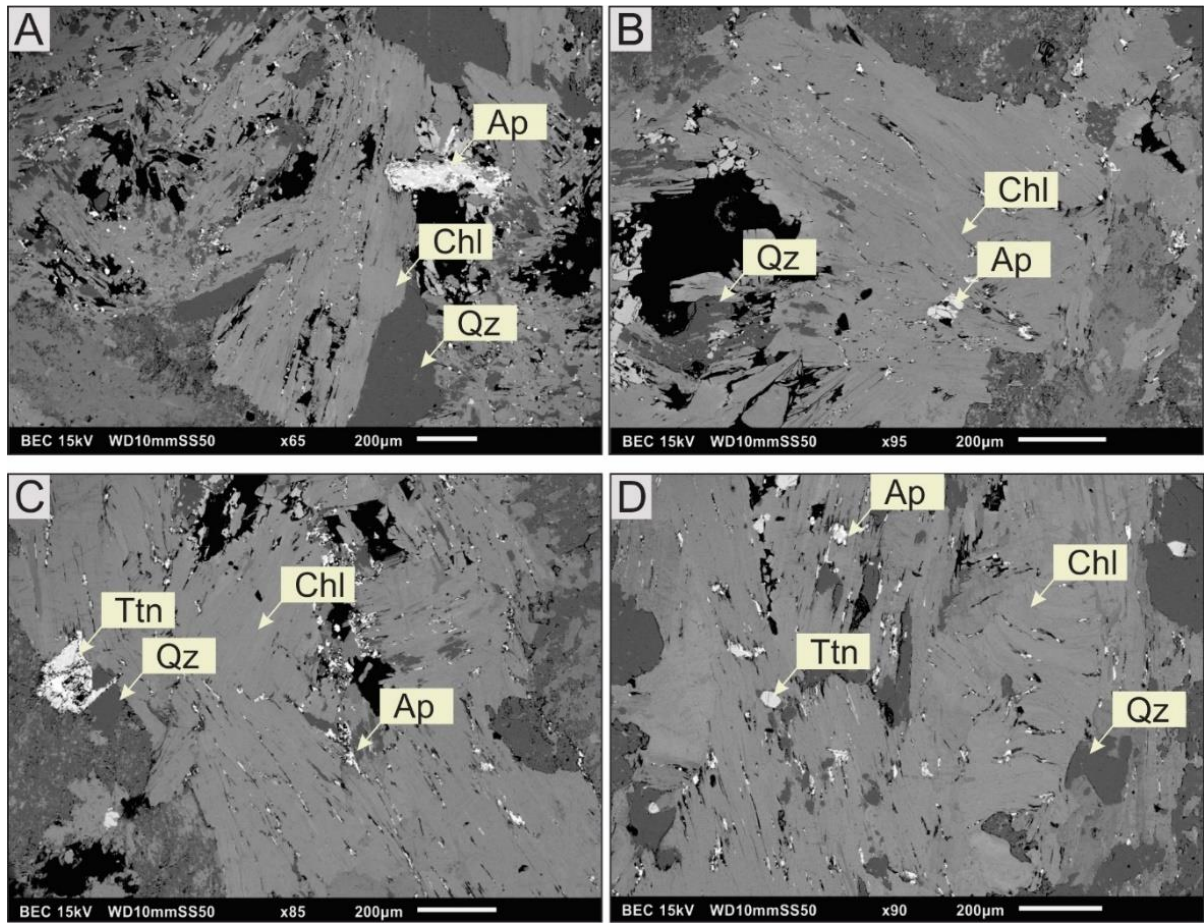


Figura 20: Fotomicrografia de elétrons retroespalhados da tipologia subeudral: (A, B, C, D) Cristais de clorita subeudral, associada a quartzo e com diminutas inclusões de titanita e apatita. Legenda: Ap: apatita; Chl: clorita; Qz: quartzo; Ttn: titanita.

Uma segunda tipologia de clorita corresponde a textura intersticial, que ocorre na forma de massas policristalinas geralmente associadas ao quartzo hidrotermal (Fig. 21). Apresenta cor de interferência verde clara, no entanto, sem mudanças perceptíveis. Ocorre de modo abundante em todas as amostras descritas, sendo mais comum, inclusive, do que a tipologia anterior.

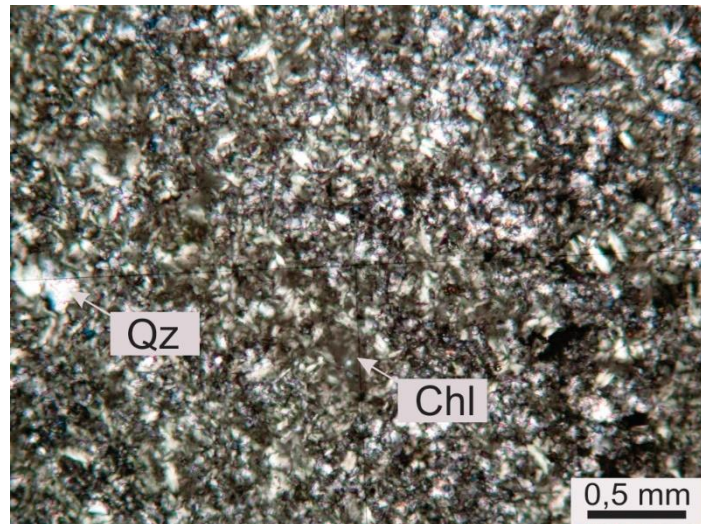


Figura 21: Fotomicrografia sob nicóis cruzados da variedade intersticial associada a quartzo.

A exemplo da clorita subeudral anteriormente descrita, análises ao microscópio eletrônico de varredura revelaram a presença de inclusões de apatita e titanita (Figs 22A-D), no entanto, em menor frequência e distribuídas de maneira aleatória.

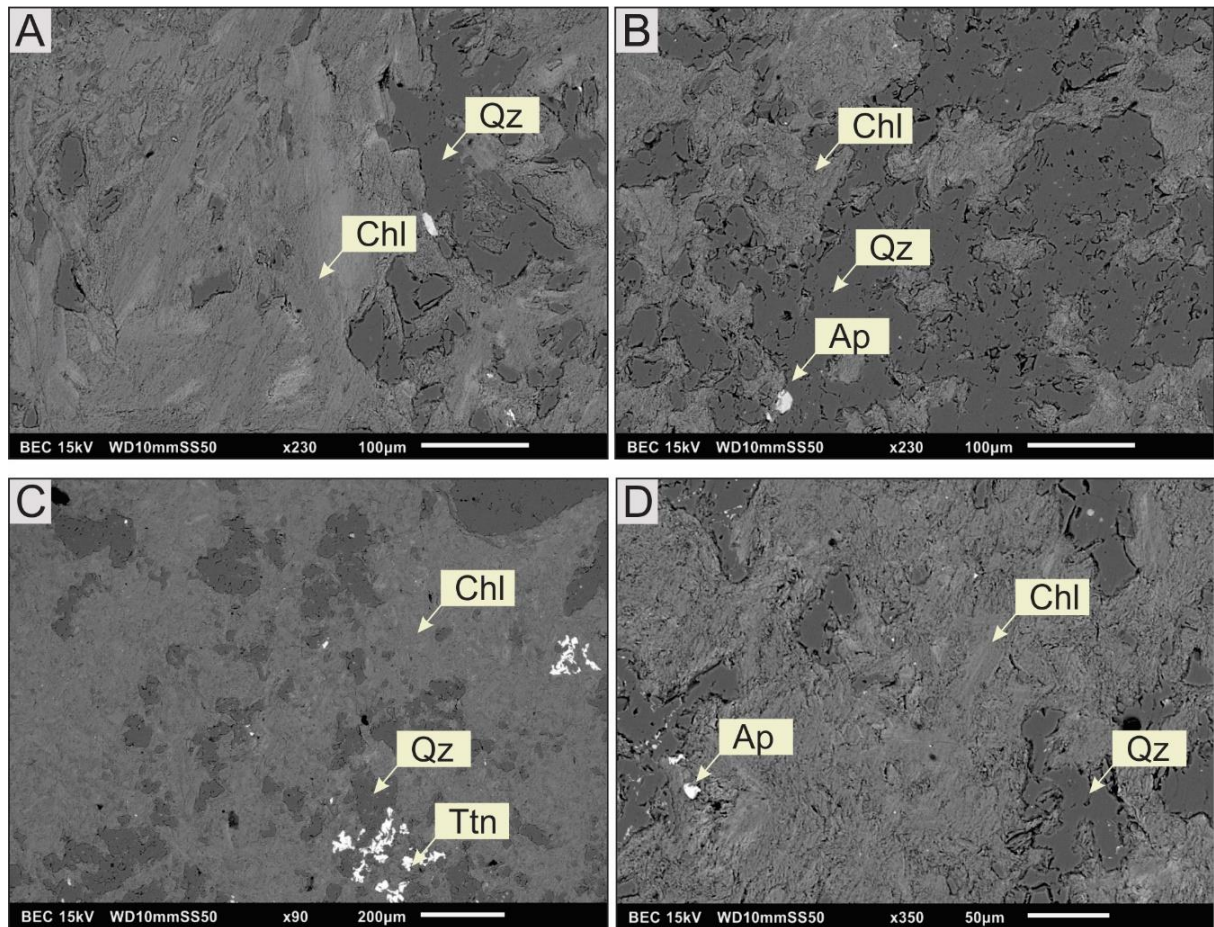


Figura 22: Fotomicrografias de elétrons retroespalhados da clorita intersticial: (A, B, C, D) Agregados de clorita espacialmente associados ao quartzo e com pequenas inclusões de apatita e titanita. Legenda: Ap: apatita; Chl: clorita; Qz: quartzo; Ttn: titanita.

5.4 CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA DA CLORITA

Para a classificação química da clorita, por Microsonda Eletrônica, foram analisados 62 cristais, dos quais (1) 35 são representativos da clorita intersticial; enquanto (2) 27 são provenientes da variedade subeudral. Conforme recomendado por Foster (1962), todo o ferro contido na estrutura da clorita é tido como ferro ferroso (ferro bivalente: Fe^{2+}).

Os resultados obtidos (Apêndice V, VI) foram plotados no diagrama de classificação da clorita proposto por Foster (1962). Segundo essa classificação, ambas tipologias da clorita do depósito X1 enquadram-se no domínio da brunsvigita, embora a variedade intersticial insira-se próximo ao limite com o clinocloro (Fig. 23).

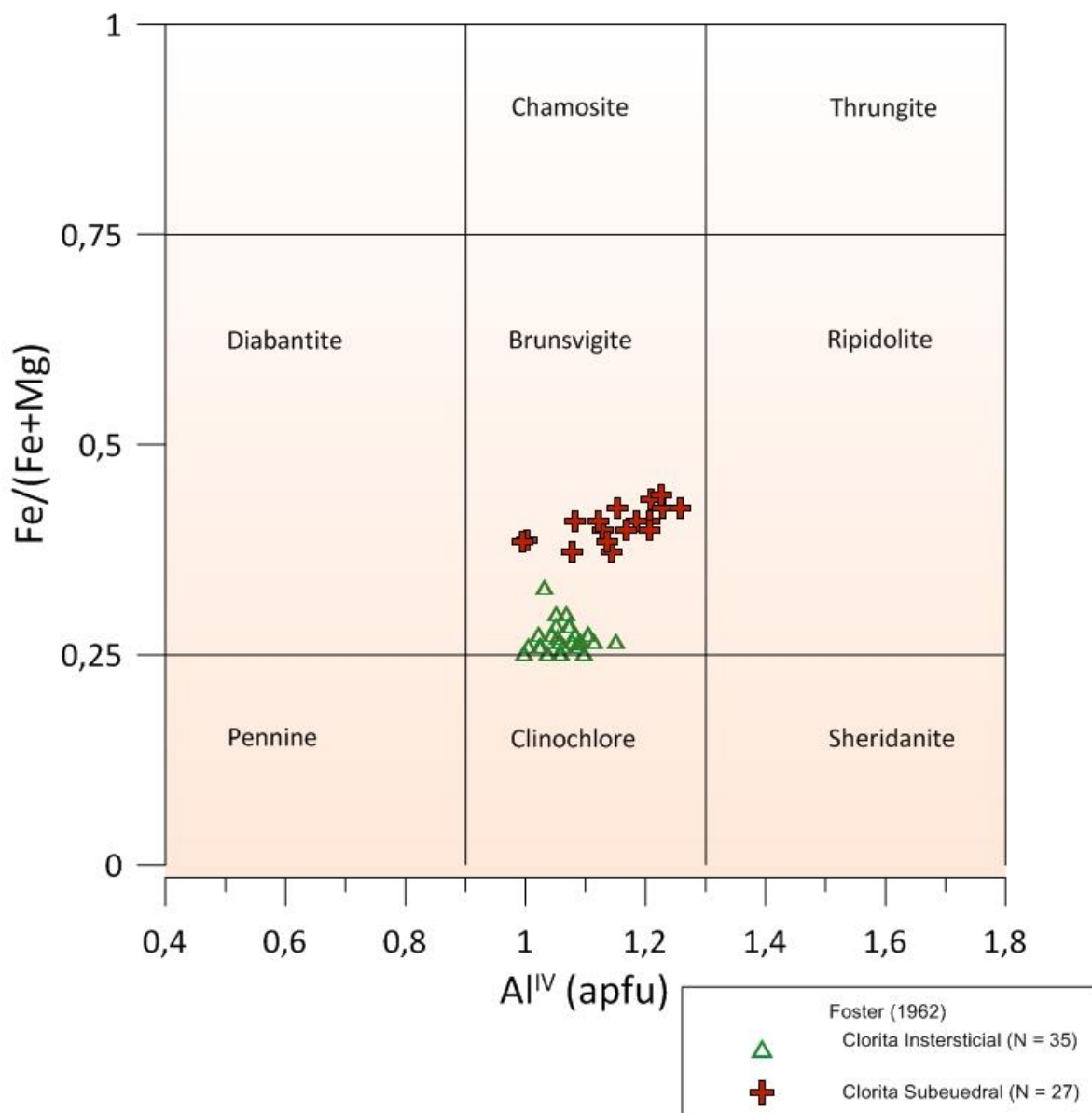


Figura 23: Diagrama de classificação da clorita proposto por Foster (1962), no qual observa-se que a clorita do depósito X1, em sua totalidade, enquadra-se no campo da brunsvigita.

A variação composicional dos cristais de clorita do depósito X1 é consequência principalmente da existência de soluções sólidas, da variação da composição dos fluidos presentes no ambiente de cristalização e variações na $f\text{O}_2$, $f\text{S}_2$, ou do pH do ambiente de formação.

De acordo com o diagrama MgO (%) vs. FeO (%) (Fig. 24), é possível observar uma clara diferença composicional entre as tipologias da clorita, sendo a intersticial de natureza magnésiana, enquanto a variedade subeudral apresenta caráter ferroso.

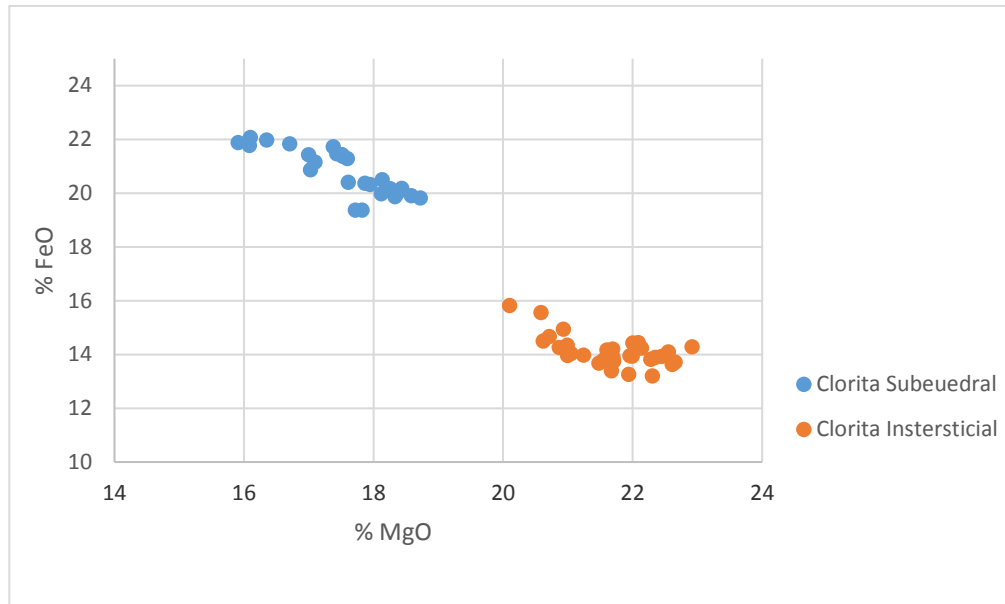


Figura 24: Diagrama bivalente do MgO (%) vs. FeO (%) para a clorita do depósito X1, no qual observa-se uma clara distinção entre a variedade subeudral (ferrosa) e a intersticial (magnesiânica).

De acordo com Foster (1962), tais variações são comuns na clorita, e envolve a substituição de Fe^{2+} por Mg^{2+} nas camadas octaédricas. O diagrama Mg^{2+} vs. Fe^{2+} (Fig. 25) mostra uma forte correlação linear inversa entre os cátions, sugestiva, portanto, da formação de uma série de solução sólida, no entanto, com variedades extremas, visto a ausência de cristais de composição intermediária.

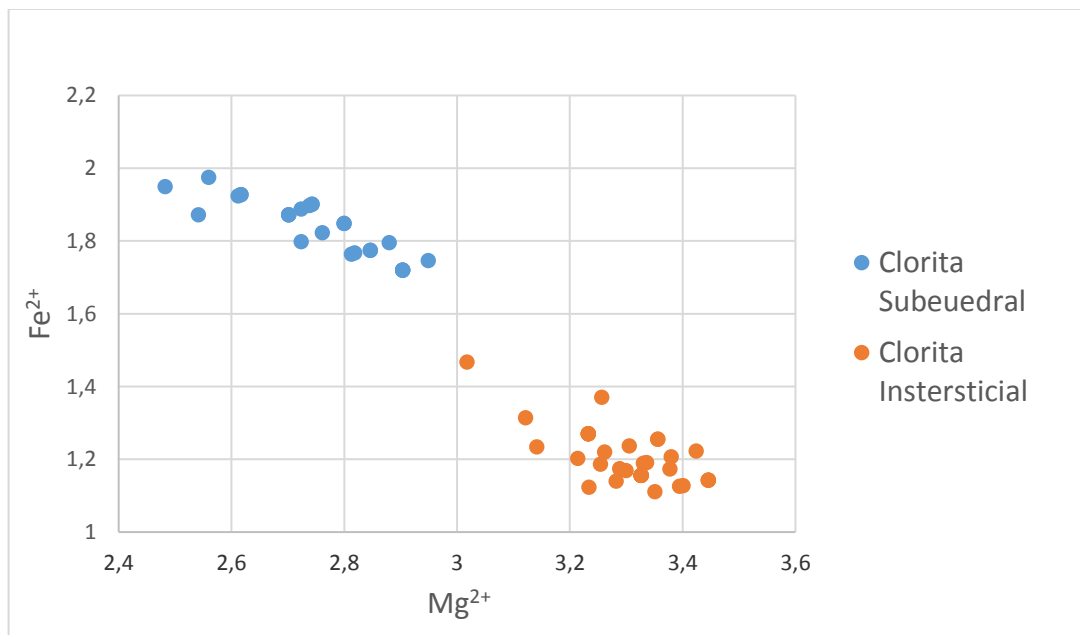
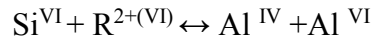


Figura 25: Diagrama Fe^{2+} vs Mg^{2+} para as variedades da clorita no depósito X1.

Além da substituição de Fe^{2+} por Mg^{2+} , é notada uma relação de substituição do Al em posição octaédrica com os cátions bivalentes que também ocupam esse sítio, conforme mostra o diagrama Al^{VI} vs. $\text{R}^{2+} = \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}$ (Fig. 26). A boa correlação observada entre estes componentes provavelmente obedece a relação proposta por Foster (1962):



A correlação observada tem inclinação negativa e define uma relação entre R^{2+} e Al^{VI} diferente de 1:1 (Fig. 26), o que indica que há outro mecanismo de substituição entre estes cátions, além da solução sólida.

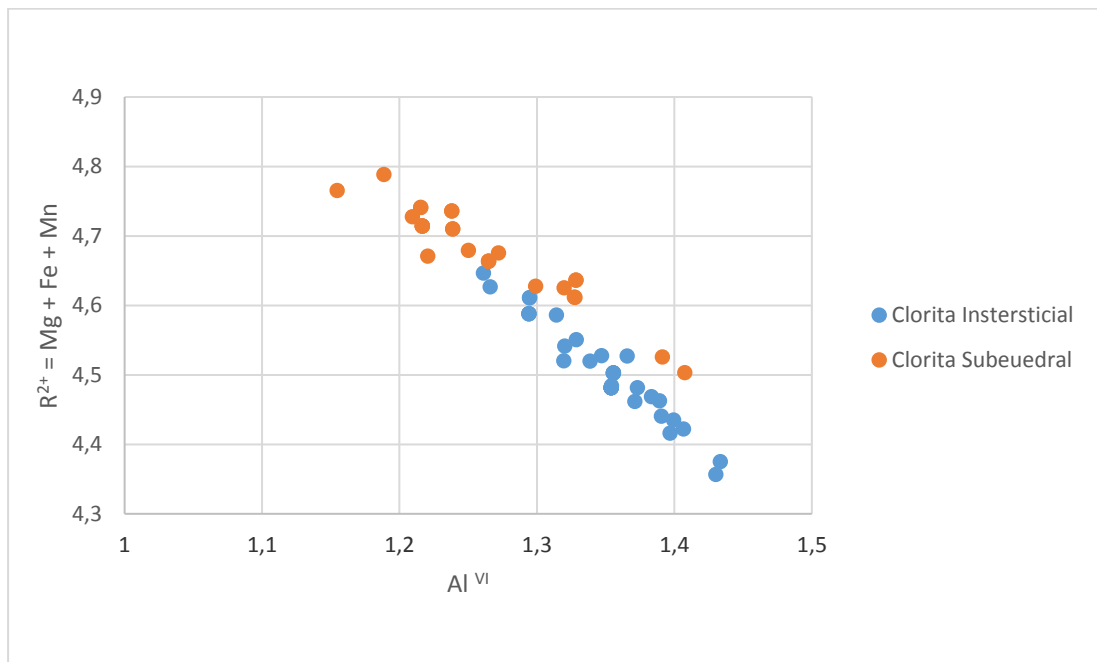


Figura 26: Diagrama Al^{VI} vs. R^{2+} para as tipologias de clorita do depósito X1.

Outro indicativo da existência de um mecanismo de substituição entre R^{2+} e Al^{VI} , além da solução sólida na clorita do depósito X1, é evidenciado pelo diagrama $[\]^{\text{VI}} = 12 - (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})$ vs. Al^{VI} (Fig. 27), o qual mostra que a quantidade de alumínio no sítio octaédrico tende a aumentar com o aumento da vacância nesse sítio (correlação linear positiva), principalmente para a tipologia intersticial. Uma condição que explicaria este comportamento seria a extração dos cátions bivalentes presentes no sítio octaédrico durante hidrotermalismo tardio, haja vista, a maior correlação positiva mais acentuada para a tipologia intersticial, de cristalização tardia em relação a variedade subeudral. Essa extração abriria espaços (vacâncias) nos octaedros da clorita do depósito X1 e teria sido pouco eficaz na remoção do Al^{VI} , ocasionando a correlação positiva observada no diagrama (Fig. 27).

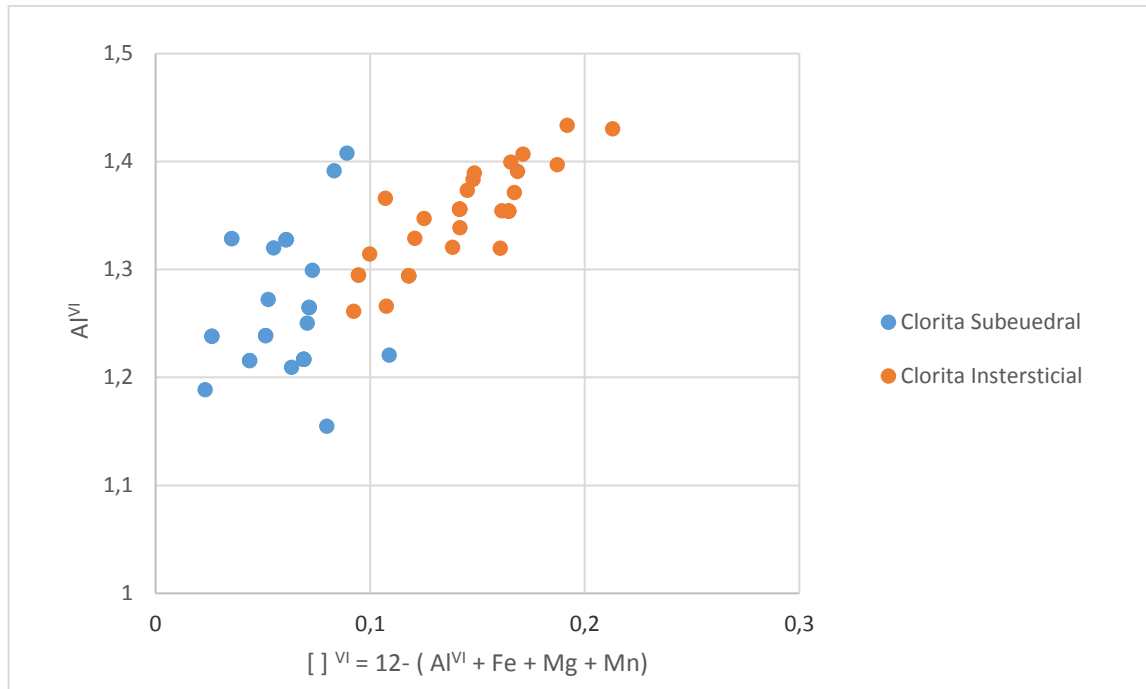


Figura 27: Diagrama Al^{VI} vs $[]^{VI}$ para as tipologias de clorita, no que nota-se uma forte correlação linear positiva entre as variáveis em questão.

6. DISCUSSÃO

A análise petrográfica da muscovita e clorita do depósito X1 possibilitou a discriminação de diferentes tipologias desses minerais. A muscovita apresenta quatro variedades distintas, sendo elas: (1) muscovita fibro-radial, (2) muscovita subeudral, (3) muscovita pseudomórfica e (4) muscovita venular; enquanto que para a clorita, duas tipologias foram caracterizadas: (1) clorita subeudral e (2) clorita intersticial.

Além disso, as composições químicas, obtidas com o uso da Microsonda Eletrônica, evidenciam que as diferenças entre as tipologias não estão restritas a forma e textura dos minerais, que apresentam uma clara variação composicional.

No caso da muscovita, é possível observar um incremento na quantidade de cátions bivalentes (Fe^{2+} e Mg^{2+}) acompanhado por uma redução na quantidade de Al^{VI} (Fig 15) na seguinte ordem:

Muscovita Subeudral $\rightarrow$ Muscovita Fibro-radial $\rightarrow$ Muscovita Pseudomórfica $\rightarrow$
Muscovita Venular.

Adicionalmente, nota-se a diminuição da quantidade de Al^{VI} com o aumento da vacância nesse sítio ($[\]^{\text{VI}}$) (Fig. 17), o que indica que a presença de alumínio nos octaedros da muscovita depende diretamente da disponibilidade de espaços vazios nesse sítio. Tal fato, aliado a correlação observada na Figura 15 aponta a ocorrência de diferentes taxas de extração de cátions bivalentes durante a formação da muscovita do depósito X1, no qual maiores taxas de extração devem estar relacionadas a uma maior razão fluido/rocha. Nesse sentido, é possível estabelecer a seguinte ordem decrescente da razão fluido/rocha para as tipologias da muscovita:

Muscovita Subeudral $\rightarrow$ Muscovita Fibro-radial $\rightarrow$ Muscovita Pseudomórfica $\rightarrow$
Muscovita Venular.

Essa ordem está em sintonia com a variação da quantidade de sulfeto associado a cada tipologia textural da muscovita. Tais fatos indicam a existência de uma relação direta entre a mineralização e a razão fluido/rocha, na qual uma maior razão associa-se a uma maior eficiência na precipitação de sulfeto. Essa suposição está de acordo com os resultados obtidos por Rodrigues (2012).

De acordo com a classificação proposta por Foster (1962), as duas variedades de clorita ocupam o domínio da brunsvigita (Fig. 23). No entanto, é possível constatar uma notável

variação composicional entre as variedades (Fig. 24). A clorita subeudral apresenta uma concentração de Fe^{2+} aproximadamente 1,6 vezes maior que a variedade intersticial. Enquanto a variedade intersticial possui uma concentração de Mg^{2+} em torno de 1,2 vezes maior que a tipologia subeudral (Fig. 25). Essa variação deve estar relacionada ao fato da clorita subeudral formar-se diretamente da substituição da biotita e, subordinadamente, da muscovita, que apresentam significativos teores de ferro, enquanto a variedade intersticial não exibe essa relação. Dessa forma, a clorita intersticial pode ser diretamente relacionada a fluidos originalmente enriquecidos em Mg^{2+} , em especial, durante a geração do halo de alteração propilítica definido por Rodrigues (2012), enquanto a variedade subeudral ser produto de alterações pós-magmáticas, para as quais o fluido, originalmente não enriquecido em Fe^{2+} , teria se aproveitado da composição ferrosa do mineral substituído.

Adicionalmente, ambas as variedades de clorita do depósito X1 apresentam uma substituição marcante entre cátions bivalentes por alumínio no sítio octaédrico (Fig. 26). Essa substituição ocorre de maneira mais intensa na variedade intersticial. Tal fato aliado a correlação positiva, observada principalmente na variedade intersticial, entre a quantidade de Al^{VI} e a vacância no sítio octaédrico (Fig. 27) e a relação de substituição diferente de 1:1, esperada de acordo com Foster (1962), podem indicar a ocorrência de uma extração dos cátions bivalentes desse sítio por fluxos hidrotermais tardios, que teriam sido pouco eficazes na remoção do Al^{VI} . A temporalidade tardia inferida para esse fluxo é resultado da forte correlação positiva constatada para a variedade intersticial observada no diagrama da Figura 27, em relação a uma correlação menos definida para a clorita subeudral.

A quantificação da composição química dos diferentes cristais representantes das duas tipologias de clorita viabilizou o uso desse mineral como geotermômetro. De acordo com o trabalho pioneiro de Cathelineau & Nieva (1985), a temperatura de cristalização da clorita possui uma íntima relação com o conteúdo de Al^{VI} na sua fórmula. Após essa constatação, diferentes calibrações foram propostas para essa finalidade (Kranidiotis & Maclean, 1987; Jowett, 1991; Zang & Fyfe, 1995). De acordo com esses estudos, a temperatura de cristalização das variedades da clorita do depósito X1 foi calculada com o uso do programa Winccac (Yavuz

et al., 2015). As médias dos resultados estão dispostos na Tabela 2, todos os resultados estão no Apêndice VII e os histogramas no Apêndice VIII.

Tabela 2: Valores de temperatura média obtidos para as variedades de clorita a partir de diferentes calibrações.

Método	Clorita Subeudral	Desvio Padrão	Clorita Intersticial	Desvio Padrão
Cathelineau & Nieva (1985)	256 ° C	14,16	238 ° C	7,04
Kranidiotis & Maclean (1987)	290 ° C	15,41	262 ° C	7,38
Jowett (1991)	308 ° C	21,94	278 ° C	10,64
Zang & Fyfe (1995)	254 ° C	12,99	250 ° C	7,04

Para todos os métodos calculados, os resultados mostram uma média de temperatura de cristalização menor para a clorita intersticial. Esses valores inferiores corroboram com a cronologia anteriormente proposta, na qual a clorita intersticial teria sido gerada mais tardiamente, em relação a clorita subeudral do sistema hidrotermal do depósito X1. Em adicional, os valores obtidos com o geotermômetro da clorita estão em sintonia com o intervalo de temperatura de homogeneização total estimadas por Trevisan (2012) através do estudo de inclusões fluidas em veios de quartzo ± pirita ± calcopirita ± muscovita. Segunda a autora, fluidos aquo-carbônicos primários, e dominantes no depósito X1, apresentam temperaturas mínimas de aprisionamento entre 218 e 334,6 °C.

As temperaturas médias de cristalização da clorita subeudral, em conjunto com as temperaturas obtidas pelas inclusões fluidas (Trevisan, 2012) foram utilizados no cálculo da pressão de formação das zonas de alteração fílica (muscovita + quartzo + sulfeto) do depósito X1, a partir do geobarômetro da muscovita. Para essas estimativas, foi utilizada a calibração proposta por Massonne & Schreyer (1987), expressa analiticamente por Anderson (1996) a partir da equação:

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

É possível perceber que a estimativa de pressão com base no geobarômetro da muscovita é sensível à temperatura e à quantidade de átomos de Si (p.u.f), visto que o aumento nesse conteúdo deve estar relacionado ao aumento da pressão. É importante ressaltar que o cálculo da quantidade de átomos de Si (p.u.f) para esse trabalho está baseado em 11 oxigênios equivalentes conforme recomendação de Massonne & Schreyer (1987), diferente dos 22 oxigênios equivalentes propostos por Deer *et al.* (1962) (Fig. 14 A). Os resultados médios obtidos estão dispostos na Tabela 3, e todos os resultados nos Apêndices IX, X, XI e XII.

Tabela 3: Valores médios de pressão estimados para cada variedade de muscovita, a partir de diferentes autores.

Método	T média (°C)	Muscovita Subeudral		Muscovita Pseudomórfica		Muscovita Fibro-radial		Muscovita venular	
		P média (kbar)	Desvio Padrão	P média (kbar)	Desvio Padrão	P média (kbar)	Desvio Padrão	P média (kbar)	Desvio Padrão
Cathelineau & Nieva (1985)	256	1,68	0,63	1,28	0,54	2,63	0,62	1,19	0,85
Kranidiotis & Maclean (1987)	290	2,11	0,63	1,71	0,54	3,05	0,62	1,61	0,85
Jowett (1991)	308	2,33	0,63	1,93	0,54	3,28	0,62	1,84	0,85
Zang & Fyfe (1995)	254	1,66	0,63	1,25	0,54	2,60	0,62	1,16	0,85
Assis (2015)	240	1,48	0,63	1,08	0,54	2,43	0,62	0,98	0,85

As relações entre a quantidade de átomos de Si (p.u.f) e as pressões estimadas encontram-se dispostas na Figura 28. É possível observar uma variação dos valores calculados estimados de pressão para todas as variedades de muscovita. Essa variação é consequência direta da alta sensibilidade do método geobarométrico à quantidade de Si (p.u.f) na composição da muscovita. De acordo com Anderson (1996), uma variação de $\pm 0,05$ átomos de Si (p.u.f) leva a uma variação na pressão de $\pm 1,3$ kbar. Nesse sentido, valores anômalos (*outliers* altos e baixos) observados nos gráficos da Figura 27 podem estar relacionados tanto a erros analíticos inerentes a Microsonda Eletrônica, quanto a uma substituição de silício por alumínio na estrutura da muscovita, esse último mais provável devido ao caráter aluminoso das tipologias de muscovita analisadas. Outra ressalva em relação ao método geobarométrico é que ele se baseia exclusivamente na abundância de um elemento em apenas uma fase mineral.

Ademais, os resultados obtidos com o geobarômetro da muscovita mostram um intervalo de pressão entre 0,98 kbar e 3,28 kbar, correspondentes a um intervalo de profundidade de 2,9 a 9,9 km. Novamente, esses valores exibem consistência com os dados de pressão obtidos por inclusões fluidas por Assis (2015), na ordem de 1,02 a 3,46 kbar. Adicionalmente, é possível perceber uma variação nas pressões médias obtidas para cada variedade textural da muscovita, ordenadas em ordem crescente da seguinte forma:

Muscovita Venular → Muscovita Pseudomórfica → Muscovita Subeudral →
Muscovita Fibro-radial

Apesar de não caracterizada a relação temporal para as diferentes tipologias de muscovita no decorrer da petrografia, as suas distintas sequências indicadas, juntamente com suas pressões de formação apontam para a seguinte sequência temporal de geração:

Muscovita Fibro-radial → Muscovita Subeudral → Muscovita Pseudomórfica →
Muscovita Venular

Essa relação temporal implica que a mineralização começou com a geração da muscovita fibro-radial, em maior profundidade e intermediária razão fluido/rocha. O ápice do sistema magmático-hidrotermal teria ocorrido durante a formação da variedade subeudral (relacionada à maior razão fluido/rocha). As demais texturas, no entanto, representariam constantes reduções na pressão e temperatura, concomitantemente a partir de razões fluido/rocha inferiores.

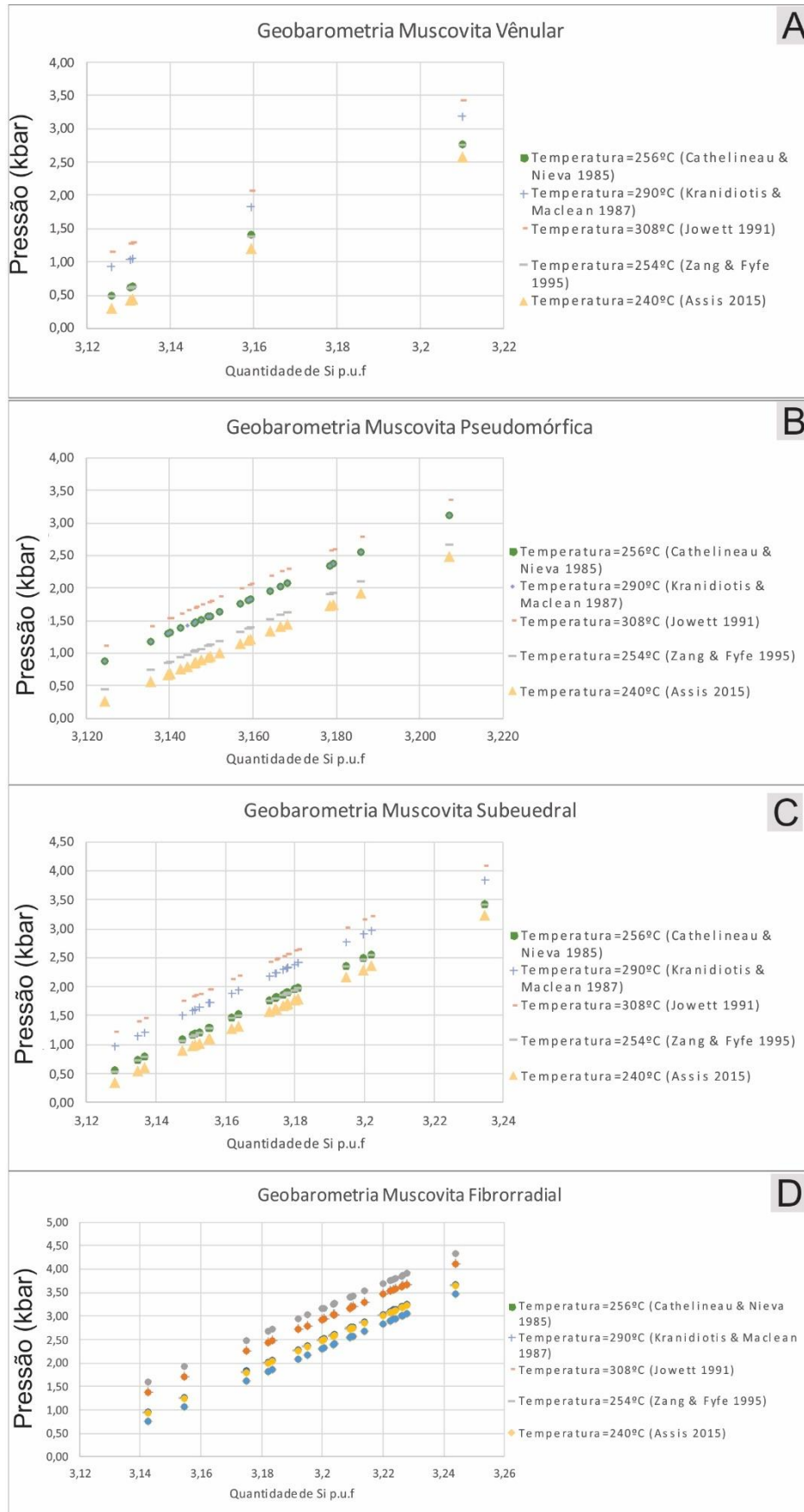


Figura 28: Diagramas Si (p.u.f) vs. Pressão (kbar) das tipologias de muscovita de acordo com as diferentes temperaturas obtidas.

6.1 IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS

A estreita relação espacial entre mineralizações auríferas disseminadas e plutons graníticos paleoproterozóicos do tipo I e A, de afinidade sub-alcalina, cálcio-alcalina a alcalina, metaluminosa a levemente peraluminosa, de médio a alto potássio e composição de tonalito-granodiorito a sienito-monzogranito, com a mineralização aurífera associada a zonas de intensas alterações hidrotermais, têm sido fortes evidências para vincular a metalogênese do ouro no setor leste da PAAF ao desenvolvimento de sistemas magmático-hidrotermais (Moura, 1998; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Assis, 2011; Xavier *et al.*, 2011, Rodrigues, 2012).

Nesse cenário, a mineralização aurífera do depósito X1 também se enquadra nesse contexto genético, visto: (1) o ambiente de arco magmático de colocação das rochas graníticas hospedeiras; (2) o caráter relativamente oxidado desses magmas; (3) os tipos e distribuição da alteração hidrotermal, com propilítica distal, marcante alteração potássica com feldspato potássico e alteração fílica com muscovita + quartzo + sulfetos (Rodrigues, 2012; Assis *et al.*, 2014). No conjunto, essas características aproximam o depósito X1 aos sistemas magmático-hidrotermais do tipo Au-pórfiro (*gold-porphyry deposits*; Seedorff *et al.*, 2005; Sillitoe, 2010), nesse caso rico em ouro, porém pobre em cobre (Rodrigues, 2012).

Em adicional, sistemas do tipo pórfiros geralmente se posicionam em nível crustal raso, usualmente entre 1 e 6km de profundidade (Seedorff *et al.*, 2005). Entretanto, os dados de geobarometria da muscovita e a presença de inclusões aquo-carbônicas no depósito X1 indicam posicionamento crustal mais profundo do que aqueles usualmente reportados para sistemas magmático-hidrotermais semelhantes. Para o depósito, são sugeridas nesse trabalho, profundidades entre 3km e 10km. Esses dados, inclusive, exibem nítida gradação entre as variedades da muscovita, na qual as tipologias subeudral, pseudomórfica e venular apresentam valores de pressão média no intervalo de 1,36 – 1,85 kbar (2,9 – 3,9 km), enquanto a variedade fibro-radial apresenta condição de pressão média de 2,8 kbar (5,9 km). Essa diferença marcante indica que a variedade fibro-radial possui gênese mais profunda quando comparada às demais tipologias. Essa variedade pode corresponder, portanto, a zona de alteração hidrotermal denominada como do tipo “*greisen*” por Seedorff *et al.*, (2005), com geração de muscovita em texturas fibro-radiais e, portanto, correspondentes às raízes de sistemas magmático-hidrotermal do tipo pórfiro. Essa zona de alteração de raiz, denominada de *greisen* por Seedorff *et al.* (2005), não teria qualquer conotação genética com a clássica alteração do tipo *greisen* atribuída por

Pirajno (1992) às porções apicais de granitos anorogênicos mineralizados à Sn-W-U. Segundo Seedorf *et al.*, (2005), alterações filica com muscovita fibro-radial ocorrem a elevadas temperaturas, em condições iniciais de resfriamento do sistema magmático-hidrotermal. Entretanto, a alteração do tipo *greisen* é relativamente rara em depósitos de Cu-Au ou Au do tipo pórfiro (Seedorff *et al.*, 2005 e 2008), sendo bem documentada nos depósitos de Cu-Au de Miami Inspiration (distrito Globe – Miami), Sierrita – Esperanza e El Ray, todos no Arizona, E.U.A. (Seedorff *et al.*, 2008). Nesses casos, essa alteração representa níveis mais profundos, geralmente localizados abaixo das zonas mineralizadas, sendo parte da raiz preservada de sistemas Cu-Au pórfiro (Seedorff *et al.*, 2008). Embora essa alteração com muscovita – quartzo – sulfeto, quando presente em raízes de pórfiros, contenha pirita, está fracamente mineralizada em Cu e metais de base. Tais fatos, explicariam o maior valor médio de pressão obtido para a muscovita fibro-radial do depósito X1, além da sua clara associação com sulfetos.

Adicionalmente, os menores valores médios de pressão encontrados para as outras tipologias podem ser relacionados a região de cúpula das hospedeiras graníticas, onde, segundo o modelo proposto por Rodrigues (2012), estaria a zona mineralizada do depósito X1. Essa hipótese é corroborada pela clara associação da muscovita subeudral com sulfetos.

Complementarmente, a maior profundidade crustal apresentada pelo depósito X1 em relação ao tradicional modelo dos pórfiros andinos pode ser um reflexo do seu ambiente geodinâmico de geração e posicionamento do sistema hidrotermal. Segundo Assis (2015), os depósitos da PAAF seriam produto de um magmatismo cálcio-alcalino oxidado, hidratado, magnesiano a ferroso e ligeiramente peraluminoso (granito tipo I pertencente a série da magnetita), originado a partir de magmatismo mantélico com pequena contribuição crustal em ambiente sin- a pós-orogênico (estágio pós-orogênico do Arco magmático Juruena). Esse fato implicaria uma configuração de crosta continental relativamente mais espessa para o posicionamento do magma responsável pela instalação dos sistemas magmático-hidrotermais da província. Essa configuração de crosta continental relativamente mais espessa, implicaria um alojamento mais profundo do magmatismo gerador do sistema hidrotermal e, conseqüentemente, a maior profundidade observada para os depósitos tipo pórfiro da PAAF, no qual se encaixa o depósito X1. Essa maior profundidade do sistema, inclusive, poderia ser a razão pela qual os padrões dos halos das alterações hidrotermais dos depósitos da província, a exemplo do depósito X1, não sejam amplamente e regionalmente tão amplos e extensos quanto aqueles observados nos pórfiros andino. Portanto, o maior espessamento crustal indicaria uma maior pressão de confinamento de um sistema hidrotermal desenvolvido a maiores

profundidades. Isso potencializaria uma circulação mais circunscrita ao sistema granítico dos fluidos derivados do resfriamento magmático e, conseqüentemente, uma maior dificuldade desses fluidos percolarem por grandes extensões espaciais nas encaixantes do sistema magmático-hidrotermal.

7. CONCLUSÕES

Esse estudo caracterizou a clorita e a muscovita do depósito X1. Essa caracterização foi feita de duas formas principais: (1) caracterização petrográfica, a partir da microscopia convencional e com o uso do Microscópio Eletrônico de Varredura; e (2) caracterização da composição química mineral a partir da Microsonda Eletrônica. Os resultados obtidos, combinados com estudos anteriores permitiram um melhor entendimento das relações desses minerais com as alterações hidrotermais descritas por Rodrigues (2012), além de uma compreensão mais detalhada do fluido mineralizante e da evolução metalogenética do depósito supracitado. Nesse contexto, as seguintes conclusões podem ser feitas com base nos resultados obtidos:

- (1) A alteração hidrotermal produziu diferentes tipos de muscovita. Essa diferença não é restrita a textura nem a forma, visto também refletir variações composicionais entre as tipologias descritas.
- (2) As variações composicionais observadas entre as variedades de muscovita indicam variações nas propriedades do fluido hidrotermal, principalmente no que diz respeito a razão fluido/rocha. Além disso, essas variações indicam uma sequência cronológica da cristalização para cada tipologia.
- (3) Todas as tipologias da muscovita apresentam valores baixos de titânio, comprovando sua origem hidrotermal.
- (4) Foram descritas duas distintas tipologias para a clorita, que a exemplo da muscovita, tais variações também refletem em uma variação em sua composição.
- (5) Essa variação composicional é consequência da diferente temporalidade de formação dos cristais de clorita, visto a variedade subeudral ser diretamente decorrente da substituição da biotita ígnea, e portanto, apresentar maior conteúdo de ferro.
- (6) Os valores de temperatura obtidos a partir das diferentes calibrações para o geotermômetro da clorita estão coerentes com os apresentados em trabalhos prévios em inclusões fluidas, assim como os valores de pressão obtidos a partir do geobarômetro da muscovita.
- (7) Os valores de pressão obtidos indicam uma variação de profundidade entre 3km e 10km, sendo os maiores valores restritos à variedade fibro-radial da muscovita. Essa segmentação reflete sua maior pressão de confinamento o que se assemelha às alterações do tipo *greisen*, descrita por Seedorf *et al.*, (2008) como restrita à zonas

profundas (de raízes) de depósitos do tipo pórfiro. Dessa forma, apesar das diferenças com o modelo tradicional dos depósitos pórfiro, as maiores profundidades não desqualificam o depósito X1 como pertencente ao referido modelo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU FILHO, W., BARROS, A.J.P.; BARRETO FILHO, J.A. **Projeto Ouro Gemas. Relatório Anual da Área Piloto da Reserva Garimpeira de Peixoto de Azevedo**. Cuiabá, DNPM, CPRM, Relatório Anual, 31p. 1992.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. The upper Precambrian of South American. **Boletim IGC-USP**, 7:45-80. 1976.
- ANDERSON, J. L. Status of thermobarometry in granitic batholiths. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences**, 87, 125-138. 1996.
- ASSIS, R.R. **Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos**. 2015. 320f. Tese de Doutorado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015.
- ASSIS, R.R. **Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas**. 428f. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011.
- ASSIS, R.R.; XAVIER, R.P.; BARROS, A.J.P.; BARBUENA, D.; TREVISAN, V.G.; RAMOS, G.S.; TEIXEIRA, R.V.; MIGUEL JR, E.; RODRIGUES, R.M.; STABILE JR, A.; SANTOS, T.J.S.; MIRANDA, G.M.T.; BARROS, M.A.S.A.; PINHO, F.E.C. Metalogênese do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. In: SILVA, M.G.; NETO, M.B.R.; JOST, H.; KUYUMJIAN, R.M (eds.). **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**. Belo Horizonte, CPRM. p. 305-340. 2014.
- BARNES, H.L. **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. Ed. John Wiley & Sons. v. 1. 1979.
- BARROS, A.J.P. **Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT**. 1994. 145f. Dissertação de Mestrado (Instituto de Geociências) - Universidade de São Paulo, 1994.
- BARROS, A.J.P. **Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT)**. 2007. 154f. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2007.
- BIONDI, J.C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. Oficina de Textos. 2003.
- BIONDI, J.C., FRANKE, N.D.; CARVALHO, P.R.S.; VILLANOVA S.N. Petrografia e petroquímica das zonas de alteração hipogênicas do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo, Terra Nova do Norte (MT). **Revista Brasileira de Geociências**, 37 (1):129-147, 2006.
- BLEVIN, P.L. Redox and Compositional Parameters for Interpreting the Granitoid Metallogeny of Eastern Australia: Implications for Gold-rich Ore Systems. **Resource Geology**, vol. 54, no. 3, 241–252, 2004.
- BLEVIN P. L.; CHAPPEL, B. W. Chemistry, origin and evolution of mineralised granites in the Lachlan Fold Belt, Australia; the metallogeny of I- and S-type granites. **Economic Geology**, 90:1604-1619, 1995.
- BRIGATTI, M.F.; FRIGIERI, P.; GHEZZO, C.; POPPI, L. Crystal chemistry of Al-rich biotites coexisting with muscovites in peraluminous granites. **American Mineralogist**, v. 85, n. 3-4, p. 436-448, 2000.
- CANDELA, P.A. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and metals. **Journal of Petrology**, v. 38, no. 12, p. 1619-1633. 1997.
- CARITAT, P.; HUTCHEON, I.; WALSH, J. L. Chlorite geothermometry: a review. **Clays and Clay Minerals**, v. 41, 1993.
- CATHELIN, M.; NIEVA, D. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. **Contrib. Mineral. Petrol**, 89, 235-244, 1985.
- CHAPPEL, B.W.; WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types: 25 years later. **Australian Journal of Earth Sciences**, 48:489-499, 2001.

- CHVÁTAL, M. **Mineralogia para principiantes: cristalografia**. Sociedade Brasileira de Geologia. 2007.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: **Congresso Geológico Chileno**, v. 2. p. 137-148, 1979.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. **Geological Society of America Memoirs**, v. 200, p. 297-320, 2007.
- CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; TRINDADE, R. I. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. **Gondwana Research**, 15(3), 396-407. 2009.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; SATO, K. The growth of the Brazilian Shield. **Episodes**, 11:163-167. 1988.
- CROWLEY, M. S.; ROY, R. Crystalline solubility in muscovite + phlogopite groups. **American Mineralogist**, v. 49, n. 3-4, p. 348-&, 1964.
- DARDENE, M.A.; SCHOBENHAUS, C. **Metalogênese do Brasil**. Brasília, Ed. Universidade de Brasília. 392p, 2001.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **An introduction to rock-forming minerals**. 2nd Ed., Essex. Longman Scientific & Technical. 696p. 1992.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **Minerais constituintes das rochas: uma introdução**. 1. Ed. Lisboa, Portugal. Editora Fundação Calouste Gulbenkian, 358 p. 1966.
- FIGUEIREDO, B.R. **Minérios e ambiente**. Campinas, Editora da UNICAMP. 2000.
- FOSSSEN, H. **Geologia estrutural**. Oficina de Textos. 2015.
- FOSTER, M. D. Interpretation and a classification of the chlorite. **US Geological Survey Professional Paper**, v. 414, p. 1-33, 1962.
- HASUI, Y; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. Beca, 900 p., 2012.
- IANHEZ, A. C. **Relatório de Sondagem Alvo X1**. Mineração Monte Alegre, Projeto Garantã. Relatório Interno, 39p, 2008.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R. A. **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks**. Can. J. Earth Sci., 8: 523-546, 1971.
- ISHIHARA, S.; OHMOTO, H.; ANHAEUSSER, C.R.; IMAI, A.; ROBB, L.J. Discovery of the oldest oxic granitoids in the Kaapvaal Craton and its implications for the redox evolution of early Earth. **Geological Society of America Memoirs**, n. 198, p. 67-80. 2006.
- JICA/MMAJ. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. **Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT**, Japan, March, 137p. 2000.
- JOWETT, E. C. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. In: **GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting**, Toronto, May 27-29, Program with Abstracts 16. 1991.
- KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L. **Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha Agrovila Riozinho (SB.21-Z-A), Estado do Pará**. CPRM. 2000.
- 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.
- LACERDA FILHO, J.V.D.; ABREU FILHO, W.; VALENTE, C. R.; OLIVEIRA, C. C. D.; ALBUQUERQUE, M. C. D. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso: texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso, escala 1:1.000.000**. Cuiabá: CPRM, 2004. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil. 2004.

- LACERDA FILHO, J.V.D.; SOUZA, J.O.; PIMENTEL, M.M. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd da região de Alta Floresta, norte de Mato Grosso. In: **Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: state-of-the-art**, São Paulo. Extended Abstracts, São Paulo. p. 53-59, 2001.
- LANG, J.R.; BAKER, T. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. **Mineralium Deposita**, 36:477-489. 2001.
- 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. **Geol. USP: Sér. Cient**, 3:113-127. 2003.
- MASSONE, H. J.; SCHREYER, W. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 96, 212-224, 1987.
- MIGUEL JR., E. **Controle estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: província aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso**. 80f. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011.
- MILLER, C. F., STODDARD, E. F., BRADFISH, L. J., DOLLASE, W. A. Composition of plutonic muscovite; genetic implications. **The Canadian Mineralogist**, 19(1), 25-34. 1981.
- MORETON, L.C.; MARTINS, E.G. **Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000**. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p. 2005.
- MOURA, M.A. **O maciço granítico Matupá e o depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia**. 238f. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1998.
- MOURA, M.A.; BOTELHO, N.F.; OLÍVIO, G.R.; KYSER, T.K. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. **Economic Geology**, v. 101, n. 3, p. 585-605, 2006.
- OLIVEIRA, C.C.; ALBUQUERQUE, M. C. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN Alta Floresta). Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta-SC. 21-Z-X-C**. Brasília: CPRM. 2003.
- PAES DE BARROS, A.J. **Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica e Hidrogeologia), 145 p., 1994.
- PAES DE BARROS, A.J. **Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT)**. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Tese de Doutorado, 154p, 2007.
- PIMENTEL, M.M. **Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta**. Brasília, UnB, Relatório Interno. 2001.
- PINHO, M.A.S.B.; CHEMALE JR, F.; VAN SCHMUS, W.R.; PINHO, F.E.C. U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76-1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. **Precambrian Research**, v. 126, n. 1, p. 1-25, 2003.
- PINHO, M.A.S.B.; FETTER, E.F.D.L.A.; VAN SCHMUS, W.R.; JÚNIOR, F.C. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri porção centro-sul do Cráton Amazônico - Aripuanã, Mato grosso. **Brazilian Journal of Geology**, v. 31, n. 1, p. 37-42, 2008.
- PIRAJNO, F. **Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists**. Berlin, Springer-Verlag, 709 p, 1992.
- PIRAJNO, F. **Hydrothermal Processes and Mineral Systems**. Springer. 1250p, 2009.
- RAMOS, G.S. **Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT)**. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 82p. 2011.

- RODRIGUES, R.M. **Caracterização geológica e metalogenética do depósito X1: Província Aurífera de Alta Floresta, região de Matupá (MT)**. Dissertação de Mestrado – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2012.
- ROLLINSON, H.R. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. New York, Longman Scientific and Technical. 352p., 1993.
- SADOWSKI, G. R.; BETTENCOURT, J. S. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. **Precambrian Research**, v. 76, n. 3-4, p. 213-227. 1996.
- SAES, G.S.; LEITE, J.A.D. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. **Geologia USP Série Científica, Revista do Instituto de Geociências**, USP, São Paulo, v. 3, p. 113-127, 2003.
- SANTOS, J. D. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central. In: **BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, R.M., VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J.H.** (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM: Serviço Geológico do Brasil, 169-226. 2003.
- SANTOS, J.O.S. **Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas**. 208f. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2000.
- SANTOS, J.O.S.; BREEMEN, O.B.V.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; ALMEIDA, M.E.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. **Precambrian Research**, v. 131, p. 73-109, 2004.
- SANTOS, J.O.S.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; MOURA, M.A.; McNAUGHTON, N.J. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 36, n 3-4, p. 278-299, 2001.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; FARIA, M.D.; RIKER, S.R.; SOUZA, M.D.; ALMEIDA, M. E.; McNAUGHTON, N.J. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: **Simpósio de Geologia da Amazônia**. n. 9. 2006.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E. Reconnaissance U–Pb in zircon, Pb–Pb in sulfides and review of Rb–Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil. In: **Proceedings of the First South American Symposium on Isotope Geology**, Extended Abstracts, Campos do Jordão, Brazil. p. 280-282, 1997.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. **Gondwana Research**, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.
- SANTOS, J. O. S.; RIZZOTTO, G. J.; POTTER, P. E.; MCNAUGHTON, N. J.; MATOS, R. S.; HARTMANN, L. A.; QUADROS, M. E. S. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. **Precambrian Research**, 165(3). p. 120-152. 2008.
- SEEDORFF, E.; BARTON, M. D.; STAVAST, W. J.; MAHER, D. J. Root zones of porphyry systems: Extending the porphyry model to depth. **Economic Geology**, 103(5), 939-956. 2008.
- SEEDORFF, E.; DILLES, J.H.; PROFFETT JR, 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, p. 251-298. 2005.
- SIIVOLA, J.; SCHMID, R. List of mineral abbreviations. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*, p. 93-110, 2007.
- SILLITOE R.H. Porphyry Copper Systems. **Economic Geology**, 105: 3–41, 2010.
- SILLITOE R.H. Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. **Mineralium Deposita**, vol. 14, pp. 161-174, 1979.

- SILVA, F.R. **Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo – Província Aurífera de Alta Floresta – MT**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Brasil, 82p. 2014.
- SILVA, G.H.; LEAL, J.W.L.; MONTALVÃO, R.M.G. **Projeto RADAMBRASIL - Folha SC.21 - Juruena**. Rio de Janeiro. Mapa geológico, escala 1:1.000.000. 1980.
- SILVA, M.G.; ABRAM, M.B. **Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso**. Goiânia, CPRM, 212p. 2008.
- SIQUEIRA, A.J.B. **Geologia da mina de ouro Filão do Paraíba, região de Peixoto de Azevedo, norte de Mato Grosso**. 98f. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.
- SOUZA, A.M.M.F.; LANDIM, C.A.S.; LEAL, J.P.P.; HAUSEN, J.W.L.; NEVES, J.E.P.; JOÃO, A.P.; JORGE, X.S. **Projeto São Manuel – Relatório de Progresso**. Belém, DNPM/CPRM, Relatório Técnico, 46 p. 1979.
- SOUZA, J.P.; FRASCA, A.A.S.; OLIVEIRA, C.C. **Geologia e recursos minerais da Província Mineral de Alta Floresta**. Brasília, CPRM, Relatório Integrado, 164 p. 2005.
- TASSINARI, C.C.G. **Evolução geotectônica da província Rio Negro-Jurena na região amazônica**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 1981.
- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; VAN SCHMUS, W.R.; BETTENCOURT, J. S.; TAYLOR, P.N. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. **International Geology Review**, v. 38, n. 2, p. 161-175, 1996.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, n. 3, p.174-182. 1999.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. A Evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: **Geologia do continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. v. 28, p. 471-486. 2004.
- TEIXEIRA, R.V. **Rochas hospedeiras e controle estrutural da mineralização aurífera do Depósito Peteca, região de Flor da Serra - MT, na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF)**. 95f. Trabalho de Conclusão de Curso - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. **Precambrian Research**, v. 42, n 3-4, p. 213-227. 1989.
- TREVISAN, V.G. **Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais de base do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico**. 129f. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015.
- VELDE, B. Phengite micas; synthesis, stability, and natural occurrence. **American Journal of Science**, v. 263, n. 10, p. 886-913, 1965.
- VITÓRIO, J.A. **A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas**. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/ CNPq; 20p. 2010.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K.L.; CHAPPEL, B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 95: 407-419. 1987.
- XAVIER, R. R., ASSIS, R. R.; MIGUEL-JR, E.; SANTOS, T.J.S.; PAES DE BARROS, A. J. Gold ± copper and gold – base metal deposits associated with granitic systems in the eastern sector of the Alta Floresta Province (MT). **Anais do 12º Simpósio de Geologia da Amazônia – CD-ROM**. 2011.
- YAVUZ, F.; KUMRAL, M.; KARAKAYA, N.; KARAKAYA, M. Ç.; YILDIRIM, D. K. A Windows program for chlorite calculation and classification. **Computers & Geosciences**, 81, 101-113. 2015.

- 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, 1995.
- ZEN, E. Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. **Ann. Rev. Earth Planet. Sci.**, 16:21-51. 198

APÊNDICE I – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA FIBRO-RADIAL

Composição química (% em peso) da Muscovita Fibro-radial														
SiO2	49,323	49,406	49,215	49,583	49,124	49,272	48,763	49,110	49,095	49,170	49,776	49,603	49,214	50,473
TiO2	0,170	0,179	0,145	0,158	0,265	0,021	0,191	0,218	0,214	0,242	0,176	0,154	0,168	0,191
Al2O3	31,195	31,187	31,497	31,585	31,349	31,679	32,142	31,368	31,490	31,573	30,106	31,447	32,456	32,075
FeO	1,795	2,411	1,856	1,505	2,399	1,725	2,036	1,952	2,088	2,153	2,162	1,038	1,548	0,958
MnO	0,044	0,037	0,024	0,039	0,045	0,030	0,033	0,016	0,059	0,017	0,081	0,020	0,038	0,033
MgO	1,959	1,635	1,893	2,022	1,766	2,112	1,704	1,842	1,900	1,757	2,771	2,307	1,844	2,401
CaO	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
Na2O	0,096	0,083	0,075	0,111	0,087	0,107	0,086	0,075	0,081	0,129	0,150	0,072	0,122	0,184
K2O	10,342	10,493	10,553	10,357	10,568	10,565	10,666	10,609	10,543	10,380	10,205	10,298	10,497	10,366
BaO	0,000	0,068	0,039	0,019	0,021	0,044	0,031	0,021	0,034	0,032	0,012	0,042	0,081	0,012
Cr2O3	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,006	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006
H2O*	4,503	4,511	4,512	4,532	4,513	4,526	4,520	4,504	4,515	4,517	4,517	4,525	4,551	4,610
Subtotal	99,431	100,010	99,809	99,911	100,137	100,083	100,178	99,715	100,020	99,970	99,956	99,506	100,519	101,309
O=F,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
Total	99,431	100,010	99,809	99,911	100,137	100,083	100,178	99,715	100,020	99,970	99,956	99,506	100,519	101,309
Fórmula estrutural com base em 22 Oxigênios equivalentes														
Si	6,568	6,567	6,540	6,560	6,527	6,528	6,470	6,538	6,521	6,528	6,608	6,573	6,484	6,565
Al iv	1,432	1,433	1,460	1,440	1,473	1,472	1,530	1,462	1,479	1,472	1,392	1,427	1,516	1,435
Al vi	3,465	3,454	3,474	3,486	3,436	3,474	3,496	3,461	3,451	3,468	3,319	3,485	3,524	3,482
Ti	0,017	0,018	0,014	0,016	0,026	0,002	0,019	0,022	0,021	0,024	0,018	0,015	0,017	0,019
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe	0,200	0,268	0,206	0,167	0,267	0,191	0,226	0,217	0,232	0,239	0,240	0,115	0,171	0,104
Mn	0,005	0,004	0,003	0,004	0,005	0,003	0,004	0,002	0,007	0,002	0,009	0,002	0,004	0,004
Mg	0,389	0,324	0,375	0,399	0,350	0,417	0,337	0,366	0,376	0,348	0,548	0,456	0,362	0,466
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
Na	0,025	0,021	0,019	0,028	0,022	0,027	0,022	0,019	0,021	0,033	0,039	0,019	0,031	0,046
K	1,757	1,779	1,789	1,748	1,791	1,785	1,805	1,802	1,786	1,758	1,728	1,741	1,764	1,720
Ba	0,000	0,004	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,004	0,001
OH*	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
TOTAL	17,857	17,872	17,883	17,849	17,899	17,903	17,911	17,889	17,896	17,873	17,902	17,835	17,877	17,841

APÊNDICE I – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA FIBRO-RADIAL

(Continuação)

Composição química (% em peso) da Muscovita Fibro-radial														
SiO ₂	50,189	48,709	49,142	49,500	49,453	50,098	48,700	48,268	49,305	49,280	48,519			
TiO ₂	0,194	0,182	0,129	0,238	0,122	0,123	0,203	0,169	0,168	0,161	0,183			
Al ₂ O ₃	32,521	32,344	31,789	31,688	31,505	31,251	31,469	33,082	30,648	30,973	30,951			
FeO	0,938	2,557	2,181	2,056	2,211	2,251	2,778	1,640	2,423	1,993	2,142			
MnO	0,041	0,100	0,047	0,045	0,030	0,080	0,053	0,021	0,077	0,046	0,091			
MgO	2,137	1,864	1,849	2,046	1,810	2,334	1,814	1,509	2,162	1,930	2,446			
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Na ₂ O	0,091	0,163	0,104	0,113	0,150	0,142	0,087	0,147	0,266	0,069	0,162			
K ₂ O	10,308	10,373	10,437	10,526	10,372	10,459	10,402	10,445	10,053	10,397	10,042			
BaO	0,000	0,052	0,012	0,019	0,044	0,007	0,062	0,106	0,044	0,055	0,042			
Cr ₂ O ₃	0,010	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000			
H ₂ O*	4,602	4,543	4,526	4,552	4,529	4,576	4,502	4,519	4,499	4,494	4,474			
Subtotal	101,031	100,887	100,216	100,785	100,230	101,321	100,070	99,919	99,645	99,398	99,052			
O=F,Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Total	101,031	100,887	100,216	100,785	100,230	101,321	100,070	99,919	99,645	99,398	99,052			
Formula estrutural com base em 22 Oxigênios equivalentes														
Si	6,539	6,429	6,510	6,520	6,548	6,565	6,487	6,405	6,572	6,576	6,504			
Al iv	1,461	1,571	1,490	1,480	1,452	1,435	1,513	1,595	1,428	1,424	1,496			
Al vi	3,534	3,461	3,474	3,440	3,465	3,393	3,428	3,580	3,387	3,448	3,394			
Ti	0,019	0,018	0,013	0,024	0,012	0,012	0,020	0,017	0,017	0,016	0,018			
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000			
Fe	0,102	0,282	0,242	0,226	0,245	0,247	0,309	0,182	0,270	0,222	0,240			
Mn	0,005	0,011	0,005	0,005	0,003	0,009	0,006	0,002	0,009	0,005	0,010			
Mg	0,415	0,367	0,365	0,402	0,357	0,456	0,360	0,299	0,430	0,384	0,489			
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Na	0,023	0,042	0,027	0,029	0,039	0,036	0,022	0,038	0,069	0,018	0,042			
K	1,713	1,746	1,764	1,768	1,752	1,748	1,767	1,768	1,709	1,770	1,717			
Ba	0,000	0,003	0,001	0,001	0,002	0,000	0,003	0,006	0,002	0,003	0,002			
OH*	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000			
TOTAL	17,812	17,931	17,890	17,895	17,876	17,901	17,917	17,893	17,893	17,866	17,912			

APÊNDICE II – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA SUBEUEDRAL

Composição química (% do peso) da Muscovita Subeudral													
SiO2	45,882	45,562	45,212	45,391	45,022	45,542	45,210	45,801	45,210	45,828	45,295	46,814	46,003
TiO2	0,091	0,283	0,072	0,094	0,287	0,174	0,305	0,036	0,351	0,246	0,437	0,262	0,214
Al2O3	34,779	34,109	35,730	35,402	34,884	34,155	34,747	34,746	34,253	34,395	33,097	33,323	34,725
FeO	3,268	3,407	2,978	2,896	3,395	3,366	3,386	3,168	3,628	3,428	3,923	3,418	3,233
MnO	0,041	0,056	0,031	0,026	0,040	0,059	0,036	0,046	0,034	0,043	0,079	0,037	0,038
MgO	0,638	0,781	0,454	0,443	0,701	0,702	0,672	0,560	0,752	0,710	1,088	1,075	0,698
CaO	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
Na2O	0,576	0,596	0,605	0,388	0,633	0,568	0,617	0,536	0,619	0,472	0,593	0,553	0,583
K2O	10,073	9,871	9,851	10,193	9,841	9,951	9,816	10,010	9,963	10,106	9,919	9,777	9,824
BaO	0,192	0,276	0,267	0,185	0,283	0,144	0,338	0,175	0,320	0,216	0,230	0,204	0,242
Cr2O3	0,000	0,007	0,008	0,000	0,006	0,001	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
H2O*	4,475	4,440	4,467	4,458	4,445	4,432	4,448	4,459	4,437	4,464	4,408	4,478	4,482
Subtotal	100,015	99,388	99,675	99,476	99,537	99,094	99,582	99,537	99,567	99,908	99,069	99,942	100,042
O=F,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
Total	100,015	99,388	99,675	99,476	99,537	99,094	99,582	99,537	99,567	99,908	99,069	99,942	100,042
Formula estrutural com base em 22 Oxigênios equivalentes													
Si	6,149	6,153	6,069	6,105	6,074	6,162	6,095	6,160	6,110	6,156	6,162	6,269	6,155
Al iv	1,851	1,847	1,931	1,895	1,926	1,838	1,905	1,840	1,890	1,844	1,838	1,731	1,845
Al vi	3,642	3,582	3,723	3,717	3,621	3,609	3,617	3,668	3,567	3,601	3,468	3,529	3,632
Ti	0,009	0,029	0,007	0,010	0,029	0,018	0,031	0,004	0,036	0,025	0,045	0,026	0,022
Cr	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,366	0,385	0,334	0,326	0,383	0,381	0,382	0,356	0,410	0,385	0,446	0,383	0,362
Mn	0,005	0,006	0,004	0,003	0,005	0,007	0,004	0,005	0,004	0,005	0,009	0,004	0,004
Mg	0,127	0,157	0,091	0,089	0,141	0,142	0,135	0,112	0,152	0,142	0,221	0,215	0,139
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
Na	0,150	0,156	0,157	0,101	0,166	0,149	0,161	0,140	0,162	0,123	0,156	0,144	0,151
K	1,722	1,700	1,687	1,749	1,693	1,717	1,688	1,717	1,718	1,731	1,721	1,670	1,677
Ba	0,010	0,015	0,014	0,010	0,015	0,008	0,018	0,009	0,017	0,011	0,012	0,011	0,013
OH*	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
F	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
TOTAL	18,031	18,031	18,018	18,004	18,053	18,030	18,037	18,011	18,065	18,024	18,079	17,981	17,999

APÊNDICE II – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA SUBEUDRAL (CONTINUAÇÃO)

Composição química (% do peso) da Muscovita Subeudral												
SiO2	46,056	45,511	45,379	45,703	45,445	45,266	45,424	45,672	45,788	44,901	45,917	45,635
TiO2	0,244	0,386	0,269	0,446	0,118	0,240	0,321	0,119	0,246	0,016	0,036	0,340
Al2O3	33,845	32,835	34,646	32,962	34,736	34,538	33,599	35,234	34,348	35,635	35,897	33,998
FeO	3,239	4,143	3,347	3,888	3,254	3,318	3,805	3,468	3,434	3,068	3,048	3,467
MnO	0,036	0,060	0,036	0,058	0,032	0,029	0,052	0,034	0,010	0,040	0,020	0,068
MgO	0,905	1,135	0,711	1,094	0,687	0,594	1,082	0,618	0,794	0,909	0,396	0,837
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na2O	0,513	0,592	0,620	0,375	0,545	0,562	0,475	0,617	0,523	0,670	0,539	0,509
K2O	9,951	9,792	9,935	10,148	9,886	9,916	10,124	9,907	10,227	10,015	10,091	10,028
BaO	0,166	0,225	0,312	0,183	0,207	0,301	0,327	0,262	0,118	0,124	0,157	0,268
Cr2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H2O*	4,451	4,409	4,453	4,421	4,447	4,433	4,432	4,489	4,465	4,466	4,512	4,445
Subtotal	99,406	99,088	99,708	99,278	99,357	99,197	99,641	100,420	99,953	99,844	100,613	99,595
O=F,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
Total	99,406	99,088	99,708	99,278	99,357	99,197	99,641	100,420	99,953	99,844	100,613	99,595
Formula estrutural com base em 22 Oxigênios equivalentes												
Si	6,204	6,189	6,111	6,199	6,127	6,123	6,145	6,101	6,149	6,028	6,103	6,156
Al iv	1,796	1,811	1,889	1,801	1,873	1,877	1,855	1,899	1,851	1,972	1,897	1,844
Al vi	3,578	3,453	3,610	3,469	3,648	3,631	3,503	3,649	3,586	3,667	3,726	3,562
Ti	0,025	0,039	0,027	0,045	0,012	0,024	0,033	0,012	0,025	0,002	0,004	0,034
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
Fe	0,365	0,471	0,377	0,441	0,367	0,375	0,431	0,387	0,386	0,344	0,339	0,391
Mn	0,004	0,007	0,004	0,007	0,004	0,003	0,006	0,004	0,001	0,005	0,002	0,008
Mg	0,182	0,230	0,143	0,221	0,138	0,120	0,218	0,123	0,159	0,182	0,078	0,168
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
Na	0,134	0,156	0,162	0,099	0,142	0,147	0,125	0,160	0,136	0,174	0,139	0,133
K	1,710	1,699	1,707	1,756	1,700	1,711	1,747	1,688	1,752	1,715	1,711	1,725
Ba	0,009	0,012	0,016	0,010	0,011	0,016	0,017	0,014	0,006	0,007	0,008	0,014
OH*	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
F	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
TOTAL	18,006	18,067	18,046	18,048	18,022	18,028	18,079	18,037	18,051	18,096	18,007	18,036

APÊNDICE III – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA PSEUDOMÓRFICA

Composição química (% do peso) da Muscovita Pseudomórfica											
SiO2	46,431	45,586	45,708	47,603	46,102	46,353	46,027	46,989	45,408	45,379	46,218
TiO2	0,349	0,466	0,246	0,255	0,495	0,312	0,368	0,449	0,067	0,491	0,458
Al2O3	31,940	33,110	32,691	30,992	32,578	32,833	32,505	31,096	34,333	30,296	32,230
FeO	3,501	3,974	3,817	3,577	3,766	3,205	3,751	3,395	3,510	5,023	3,836
MnO	0,018	0,035	0,086	0,079	0,051	0,065	0,062	0,056	0,071	0,105	0,090
MgO	2,010	1,140	1,246	1,923	1,271	1,154	1,072	2,067	0,839	1,934	1,912
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na2O	0,485	0,535	0,486	0,370	0,514	0,493	0,256	0,439	0,298	0,322	0,490
K2O	10,103	9,975	9,992	10,183	9,905	9,985	10,456	10,133	10,438	10,387	10,011
BaO	0,267	0,370	0,359	0,290	0,327	0,173	0,419	0,329	0,162	0,429	0,214
Cr2O3	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
H2O*	4,438	4,429	4,407	4,450	4,431	4,432	4,414	4,432	4,439	4,343	4,448
Subtotal	99,545	99,620	99,038	99,722	99,440	99,005	99,330	99,385	99,565	98,709	99,908
O=F,Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	99,545	99,620	99,038	99,722	99,440	99,005	99,330	99,385	99,565	98,709	99,908
Formula estrutural com base em 22 Oxigênios equivalentes											
Si	6,274	6,172	6,219	6,414	6,238	6,272	6,253	6,357	6,133	6,266	6,231
Al iv	1,726	1,828	1,781	1,586	1,762	1,728	1,747	1,643	1,867	1,734	1,769
Al vi	3,361	3,456	3,462	3,336	3,435	3,508	3,457	3,316	3,600	3,196	3,352
Ti	0,035	0,047	0,025	0,026	0,050	0,032	0,038	0,046	0,007	0,051	0,046
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,396	0,450	0,434	0,403	0,426	0,363	0,426	0,384	0,397	0,580	0,433
Mn	0,002	0,004	0,010	0,009	0,006	0,007	0,007	0,006	0,008	0,012	0,010
Mg	0,405	0,230	0,253	0,386	0,256	0,233	0,217	0,417	0,169	0,398	0,384
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,127	0,140	0,128	0,097	0,135	0,129	0,067	0,115	0,078	0,086	0,128
K	1,741	1,723	1,734	1,750	1,710	1,723	1,812	1,749	1,798	1,829	1,721
Ba	0,014	0,020	0,019	0,015	0,017	0,009	0,022	0,017	0,009	0,023	0,011
OH*	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
F	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
TOTAL	18,081	18,070	18,066	18,022	18,035	18,005	18,047	18,050	18,065	18,176	18,087

APÊNDICE III – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA PSEUDOMÓRFICA (CONTINUAÇÃO)

Composição química (% do peso) da Muscovita Pseudomórfica																
SiO ₂	46,36	45,469	45,346	45,249	46,338	45,28	45,188	46,37	46,143	45,857	45,951					
TiO ₂	0,457	0,719	0,672	0,659	0,696	0,656	0,626	0,650	0,446	0,589	0,569					
Al ₂ O ₃	32,449	33,035	32,879	32,491	31,210	33,497	33,124	31,234	33,322	32,285	32,787					
FeO	3,628	3,932	3,910	3,804	3,968	3,726	3,733	3,797	3,324	4,000	3,927					
MnO	0,066	0,057	0,038	0,052	0,053	0,055	0,030	0,064	0,035	0,049	0,063					
MgO	1,749	1,142	1,095	1,185	1,739	1,008	1,012	1,606	1,051	1,263	1,183					
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000					
Na ₂ O	0,514	0,543	0,506	0,469	0,471	0,558	0,519	0,496	0,585	0,561	0,562					
K ₂ O	10,037	9,946	10,057	9,872	9,901	9,828	10,085	9,941	9,900	10,049	10,000					
BaO	0,223	0,241	0,148	0,111	0,206	0,236	0,309	0,231	0,170	0,157	0,195					
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000					
H ₂ O*	4,455	4,427	4,408	4,381	4,408	4,425	4,404	4,401	4,448	4,415	4,438					
Subtotal	99,938	99,511	99,059	98,273	98,990	99,269	99,031	98,790	99,424	99,225	99,675					
O=F,Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000					
Total	99,938	99,511	99,059	98,273	98,990	99,269	99,031	98,790	99,424	99,225	99,675					
Formula estrutural com base em 22 Oxigênios equivalentes																
Si	6,239	6,158	6,168	6,194	6,304	6,136	6,152	6,318	6,220	6,229	6,209					
Al iv	1,761	1,842	1,832	1,806	1,696	1,864	1,848	1,682	1,780	1,771	1,791					
Al vi	3,387	3,432	3,440	3,436	3,309	3,487	3,467	3,333	3,515	3,398	3,430					
Ti	0,046	0,073	0,069	0,068	0,071	0,067	0,064	0,067	0,045	0,060	0,058					
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000					
Fe	0,408	0,445	0,445	0,435	0,451	0,422	0,425	0,433	0,375	0,454	0,444					
Mn	0,008	0,007	0,004	0,006	0,006	0,006	0,003	0,007	0,004	0,006	0,007					
Mg	0,351	0,231	0,222	0,242	0,353	0,204	0,205	0,326	0,211	0,256	0,238					
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000					
Na	0,134	0,143	0,133	0,124	0,124	0,147	0,137	0,131	0,153	0,148	0,147					
K	1,723	1,718	1,745	1,724	1,718	1,699	1,751	1,728	1,702	1,741	1,723					
Ba	0,012	0,013	0,008	0,006	0,011	0,013	0,016	0,012	0,009	0,008	0,010					
OH*	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000					
F	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					
TOTAL	18,069	18,062	18,066	18,041	18,044	18,044	18,070	18,037	18,015	18,071	18,058					

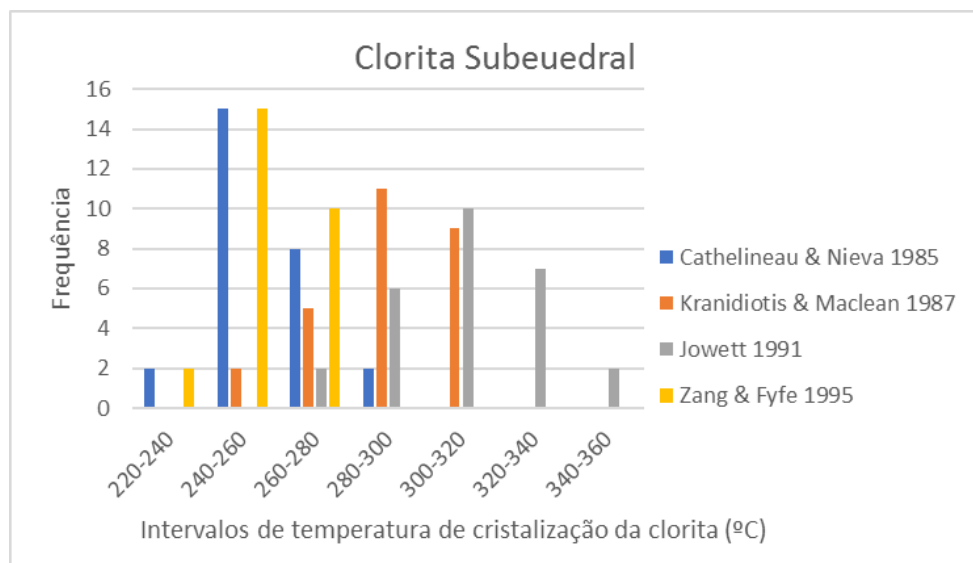
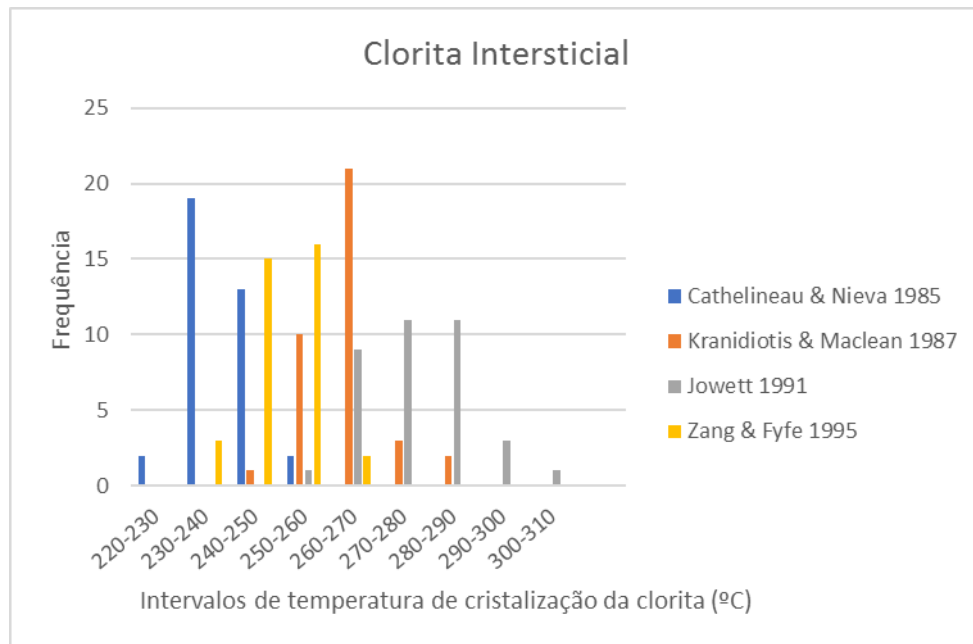
APÊNDICE IV – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA VENULAR

Composição química (% do peso) da Muscovita Venular					
SiO ₂	46,413	45,702	46,313	47,019	45,760
TiO ₂	0,230	0,272	0,421	0,132	0,412
Al ₂ O ₃	30,836	31,335	32,430	31,123	33,913
FeO	6,658	6,970	3,634	4,994	3,266
MnO	0,163	0,127	0,080	0,139	0,045
MgO	0,850	0,418	1,406	0,557	1,190
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,170	0,152	0,407	0,162	0,478
K ₂ O	10,527	10,368	10,070	10,203	9,966
BaO	0,138	0,141	0,243	0,176	0,428
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H ₂ O*	4,405	4,377	4,435	4,392	4,460
Subtotal	100,390	99,862	99,439	98,897	99,918
O=F,Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	100,390	99,862	99,439	98,897	99,918
Formula estrutural com base em 22 O equivalentes					
Si	6,319	6,261	6,262	6,420	6,152
Al iv	1,681	1,739	1,738	1,580	1,848
Al vi	3,267	3,321	3,430	3,429	3,527
Ti	0,024	0,028	0,043	0,014	0,042
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,758	0,799	0,411	0,570	0,367
Mn	0,019	0,015	0,009	0,016	0,005
Mg	0,173	0,085	0,283	0,113	0,239
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,045	0,040	0,107	0,043	0,125
K	1,828	1,812	1,737	1,777	1,709
Ba	0,007	0,008	0,013	0,009	0,023
OH*	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TOTAL	18,120	18,107	18,033	17,972	18,036

APÊNDICE VII – VALORES DE TEMPERATURA
GEOTERMÔMETRO DA CLORITA

Método	Valores de temperatura (°C) obtidos para a Clorita Subeudral															
	225	226	242	242	242	242	242	243	249	252	252	252	253	253	253	255
Cathelineau & Nieva (1985)	255	256	258	261	265	265	265	269	269	270	273	274	280	280	280	
Kranidiotis & Maclean (1987)	257	259	274	274	274	274	278	282	282	286	286	286	287	287	287	287
	287	288	294	295	300	300	300	303	304	307	310	310	316	316	316	
Jowett (1991)	261	263	287	287	287	287	289	297	297	302	302	302	303	303	303	306
	306	307	312	316	322	322	328	329	329	331	336	337	346	346	346	
Zang & Fyfe (1995)	225	226	241	244	244	244	244	249	249	249	249	249	252	252	252	255
	255	255	257	260	263	263	266	267	267	268	268	271	277	277	277	

HISTOGRAMAS GEOTÊRMOMETRO DA CLORITA



APÊNDICE IX - GEOBARÔMETRIA DA MUSCOVITA FIBRO RADIAL

Método	Valores de pressão (kbar) obtidos para a Muscovita Fibro-radial													
Cathelineau & Nieva (1985)	3,15	3,13	2,77	3,04	2,60	2,61	1,83	2,74	2,52	2,61	3,68	3,21	2,02	3,11
	1,28	2,37	2,50	2,88	3,11	2,06	0,95	3,20	3,25	2,29				
Kranidiotis & Maclean (1987)	3,57	3,56	3,20	3,46	3,02	3,04	2,26	3,17	2,94	3,04	4,10	3,64	2,45	3,53
	3,18	1,70	2,79	2,93	3,30	3,53	2,49	1,38	3,62	3,68	2,71			
Jowett (1991)	3,80	3,78	3,42	3,69	3,25	3,26	2,48	3,40	3,17	3,26	4,33	3,86	2,67	3,76
	3,41	1,93	3,02	3,15	3,53	3,76	2,71	1,60	3,85	3,90	2,94			
Zang & Fyfe (1995)	3,12	3,11	2,75	3,01	2,57	2,59	1,81	2,72	2,49	2,59	3,65	3,19	1,99	3,08
	2,73	1,25	2,34	2,48	2,85	3,08	2,03	0,93	3,17	3,23	2,26			
Assis (2015)	2,94	2,93	2,57	2,84	2,40	2,41	1,63	2,54	2,32	2,41	3,48	3,01	1,82	2,90
	2,56	1,08	2,17	2,30	2,68	2,90	1,86	0,75	3,00	3,05	2,09			

APÊNDICE XI - GEOBARÔMETRIA DA MUSCOVITA PSEUDOMÓRFICA

Método	Valores de pressão (kbar) obtidos para a														Muscovita Pseudomórfica	
	1,34	2,12	1,41	2,69	1,13	1,04	1,05	1,92	1,60	0,95	0,75	1,14	1,94	1,53		
Cathelineau & Nieva (1985)	0,87	1,21	1,64	1,09	1,39	0,89	0,46	1,00	0,25							
	1,76	2,55	1,84	3,11	1,56	1,47	1,48	2,35	2,03	1,38	1,18	1,57	2,37	1,96		
Kranidiotis & Maclean (1987)	1,30	1,63	2,07	1,51	1,82	1,31	0,88	1,42	0,68							
	2,46	2,52	1,39	1,87	1,45	2,64	1,74	2,61	1,94	2,55	2,64	4,07	2,55	3,21		
Jowett (1991)	1,52	1,86	2,29	1,74	2,04	1,54	1,11	1,65	0,91							
	1,31	2,10	1,38	2,66	1,11	1,02	1,03	1,90	1,58	0,93	0,73	1,12	1,92	1,51		
Zang & Fyfe (1995)	0,85	1,18	1,62	1,06	1,36	0,86	0,43	0,97	0,23							
	1,14	1,92	1,21	2,49	0,93	0,84	0,85	1,72	1,40	0,75	0,55	0,94	1,74	1,33		
Assis (2015)	0,67	1,01	1,44	0,89	1,19	0,69	0,26	0,80	0,05							

APÊNDICE XII - GEOBARÔMETRIA DA MUSCOVITA VENULAR

Método	Valores de pressão (kbar) obtidos para a Muscovita Vênular					
	1,40	0,62	0,63	2,70	0,49	
Cathelineau & Nieva (1985)						
Kraniotiis & Maclean (1987)	1,83	1,04	1,05	3,19	0,92	
Jowett (1991)	2,05	1,27	1,28	3,42	1,15	
Zang & Fyfe (1995)	1,37	0,59	0,60	2,74	0,47	
Assis (2015)	1,20	0,42	0,43	2,56	0,29	