



GEOTERMOMETRIA DA CLORITA NO LINEAMENTO DE IBARÉ (RS)

Porto Alegre, 2016

KELVYN MIKAEL VACCARI RUPPEL

**GEOTERMOMETRIA DA CLORITA
NO LINEAMENTO DE IBARÉ (RS)**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Prof. Dr. Norberto Dani

Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus

Porto Alegre, 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Ruppel, Kelvyn Mikael Vaccari

Geotermometria da clorita no Lineamento de Ibaré (RS) . / Kelvyn Mikael Vaccari Ruppel. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.
[95 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es):Norberto Dani

Coorientador(es):Marcus Vinicius Dorneles Remus

1. Geotermômetro. 2. Temperatura. 3. Zona de cisalhamento.
4. Hidrotermalismo. I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **GEOTERMOMETRIA DA CLORITA NO LINEAMENTO DE IBARÉ (RS)**, elaborado por KELVYN MIKAEL VACCARI RUPPEL, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Dra. Marcia Elisa Boscato Gomes

Dr. Pedro Luiz Junchen

Dr. Rommulo Vieira Conceição

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus pais Cornelius Ruppel e Vanda Maria Vaccari Ruppel, que não mediram esforços para que eu pudesse chegar ao fim desta etapa em minha vida.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, único em sua magnificência. Agradeço de todo coração aos meus pais Cornelius Ruppel e Vanda Maria Vaccari Ruppel por todas as privações que passaram para que eu pudesse chegar até aqui, tenho imenso orgulho de vocês. Agradeço aos meus irmãos Lanys Michael Vaccari Ruppel e Michely Ruppel Mallmann, assim como ao meu cunhado Kleyton Guilherme Mallmann pelo apoio em todos esses anos.

Agradeço aos poucos, porém bons amigos que firmei na geologia. Ao Tramontina e seu sempre empolgante “bom” humor, ao Luan Timm e suas infindáveis monitorias nas mais diversas cadeiras, ao João Jader Carlinhos Carlota Gusson pelas horas de descontração nos jogos *online*, ao Bender pelas longas conversas e providenciais traduções do alemão e pousos antes dos campos da geo. E em especial ao meu grande amigo Henrique de Maman Anzolin pelos almoços de polenta com frango no Bom Fim, as inomináveis caminhadas no Parcão, os livros emprestados e toda a sincera paciência durante esses longos anos de graduação.

Agradeço aos colegas de bolsa Gabriel Kolbe e Ana Paula de Oliveira Dani pelos bons momentos nos laboratórios do CPGq. Ao Edgar Bercht pelas difrações e o bom papo com o cafezinho pós-RU. Aos meus orientadores Dr. Norberto Dani e Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus pela paciência com as barbeiragens geológicas cometidas e por todo o conhecimento compartilhado que foi o cerne para que este projeto fosse executado. Ao solícito e simpático prof. Dr. João Batista Marimon da Cunha pelas análises de Mössbauer.

Agradeço a mãe UFRGS pelo acesso à uma das maiores escolas de geologia do país, com a oportunidade de me tornar conhecedor dessa bela ciência que é a geologia. E também, é claro, por todos os RU's.

Por fim, agradeço à maior dádiva que a geologia me concedeu que foi encontrar àquela que veio a se torna a pessoa mais importante em minha vida. Obrigado por tudo Ana Júlia Gehlen Bregolin, não caberiam aqui todos os bons momentos que temos passado juntos, mas agradeça a seus pais pelos bons churrascos nos domingos que ajudaram a um reles estudante a salvar a graduação.

A felicidade não passa de um sonho, e a dor é real [...]. Quanto a isso, não posso fazer outra coisa senão me resignar, e dizer que as moscas nasceram para serem comidas pelas aranhas e os homens para serem devorados pelo pesar.

Arthur Schopenhauer - Die Welt als Wille und Vorstellung

RESUMO

O uso da clorita como geotermômetro de eventos de baixa temperatura vem recebendo novas abordagens, as quais buscam tornar esta ferramenta mais próxima da temperatura real do evento em que se associam a formação destes minerais. O Lineamento de Ibaré, uma importante zona de cisalhamento do estado do Rio Grande do Sul, afeta os gnaisses do Complexo Granulítico Santa Maria Chico constituídos por protólitos de composição diorítica/granodiorítica supostamente oriundos da raiz de um arco vulcânico. A zona de cisalhamento reativou estes bandamentos gnáissicos gerando estruturas que possibilitaram a percolação de fluidos hidrotermais propiciando intensa cloritização destas litologias. Este evento retrometamórfico da fácies xisto verde gerou uma paragênese hidrotermal típica da alteração propilítica, com presença de epidoto + albita + clorita + mica branca + carbonato + quartzo característico de pressões muito baixas (< 0,2 GPa) e temperaturas entre 250 °C e 500 °C, em condições físicas equivalentes a da fácies albita-epidoto hornfels. As cloritas associadas a este evento possuem duas fases: cloritas neoformadas classificadas como clinocloro ferro-aluminoso e cloritas que provêm da recristalização da biotita classificadas como ferro clinocloro, ambas trioctaédricas de politipo IIb. Tais cloritas possuem baixa participação de K, Ca, Na e interestratificados em sua composição, além de ocorrerem de maneira que podem ser separadas dos demais silicatos, permitindo a medição do seu conteúdo de Fe²⁺ e Fe³⁺. Dentro desta perspectiva, as cloritas geradas no Lineamento de Ibaré são compatíveis com as novas abordagens de geotermometria da clorita. A medição quantitativa de suas composições químicas, aplicadas segundo o geotermômetro clorita de Inoue-2010, permitiram chegar à temperatura média de formação das cloritas de substituição em 268 °C e das cloritas neoformadas em 399 °C. Estas temperaturas obtidas pelos geotermômetros são compatíveis com o politipo destas cloritas assim como com as texturas e o intervalo de temperatura encontrado para os minerais em paragênese com as mesmas. Esta nova abordagem de geotermometria da clorita aplicada às cloritas do Lineamento de Ibaré apresentou valores consistentes de temperatura sugerindo que o evento hidrotermal na área iniciou-se a temperaturas mais elevadas (próximo a 399 °C) e flutuou até temperaturas mais baixas (268 °C), podendo indicar também uma importante participação de fluidos ricos em CO₂, estabilizando o clinocloro ferro-aluminoso em temperaturas mais elevadas.

Palavras-Chave: Geotermômetro. Temperatura. Zona de cisalhamento. Hidrotermalismo.

ABSTRACT

The use of chlorite as a geothermometer applied to low temperatures geological processes has been receiving new approaches, which seek to make this tool closer to the actual temperature of the event in which the formation of these minerals is associated. The Ibaré Lineament, a major structure associated to a shear zone in the west sector of Rio Grande do Sul Shield area, affects the gneisses of the Santa Maria Chico Granulite Complex, that are constituted by protoliths of a diorite/granodioritic composition supposedly originating from the root of a volcanic arc. The shear zone reactivated these gneissic banding, generating structures that allowed the percolation of hydrothermal fluids allowing an intense chloritization of these lithologies. This retrometamorphic event in the greenschist facies promoted a typical hydrothermal paragenesis of propylitic alteration with epidote + albite + white mica + chlorite + carbonate + quartz indicative of low pressures metamorphism (< 0.2 GPa) and temperatures between 250°C and 500°C, physical conditions equivalent to those found in albite-epidote hornfels facies. The chlorites associated to this event have two modes of occurrences: neoformed chlorites identified as aluminous-iron clinocllore and replacement chlorite related to biotite transformation represented by iron clinocllore, both are trioctahedral and *IIb* polytype. Said chlorites have a low participation of K, Ca, Na and interlayer compounds in their composition, besides occurring in a way that can be separated from the other silicates, allowing the measurement of their Fe²⁺ and Fe³⁺ content. From this perspective, the chlorites generated in the Ibaré Lineament are compatible with the new chlorite geothermometry approaches. The quantitative measurement of its chemical compositions, applied according to the Inoue-2010 chlorite geothermometer, allowed to reach the average temperature of formation of the replacement chlorites at 268 °C and of the neoformed chlorites at 399 °C. The temperatures obtained by the geothermometers are compatible with the polytype of these chlorites as well as with the textures and the temperature range found for the minerals in paragenesis with them. This new approach of chlorite geothermometry applied to chlorites of the Ibaré Lineament presented consistent temperature values suggesting that the hydrothermal event in the area started at higher temperatures (near 399 °C) and fluctuated to lower temperatures (268 °C), which may also indicate an important participation of CO₂-rich fluids, stabilizing the aluminous-iron clinocllore at higher temperatures.

Key-Words: Geothermometer. Temperature. Shear Zone. Hydrothermalism.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Geologia e localização da área de estudo no município de Lavras do Sul. O ponto de coleta abrange o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, o qual foi afetado pela Zona de cisalhamento de Ibaré, de direção NW-SE, que retrometamorfizou os gnaisses da área (modificado de CPRM, 2013).....	16
Figura 2: a) Célula unitária da clorita e seus eixos cristalográficos. b) Estrutura e composição mais comum dos octaedros e tetraedros da clorita (modificado de Poppe et al., 2015).	19
Figura 3: Resumo das principais mudanças em cloritas com o aumento da temperatura. (1) Domínio de aplicação; (2) Variação do conteúdo de cátions; (3) Variações das frações molares do membro-final (modificado de Cathelineau, 1988).	21
Figura 4: Mapa geológico dos diferentes Terrenos do Escudo Sul-Riograndense. O Lineamento de Ibaré (LI) separa os Terrenos São Gabriel e Taquarém (modificado de CPRM, 2012).....	27
Figura 5: Maneira de como as rochas estão expostas na área escolhida para o trabalho de campo.....	29
Figura 6: Representação da Equação da Lei de Bragg, onde o ângulo formado pela direção de incidência dos raios-X e o ângulo do raio difratado é designado como 2θ , sendo a metade deste ângulo o ângulo de Bragg (modificado de Senna, 2003).	32
Figura 7: Difrator SIEMENS, modelo BRUKER-AXS D5000, laboratório de Difractometria de Raios-X, pertencente ao CPGq.....	32
Figura 8: Equipamentos do laboratório de geoquímica do CPGq. a) Prensa Herzog. b) Máquina de fusão PANalytical, modelo Eagon 2.....	35
Figura 9: Equipamentos do laboratório de microsonda eletrônica do CPGq. a) Metalizadora Jeol JEE 4B. b) Microsonda Eletrônica Cameca SXFive.	37
Figura 10: Aparelho de Espectroscopia Mössbauer, Instituto de Física-UFRGS.	38
Figura 11: Fotografia da amostra macro de IB 06 mostrando a superfície do corte para laminação. A seta vermelha indica o veio centimétrico de clorita neoformada cortando a foliação principal. É nítida a cloritização de toda a rocha, assim como um bandamento gnáissico bem definido. É possível observar veios e vênulas milimétricas de quartzo e principalmente carbonato, predominantemente transversais ao bandamento.	40
Figura 12: a) Amostra IB 5D: 1- Mica branca muito fina gerada a partir da alteração do feldspato; 2- Mica branca gerada a partir da alteração da biotita; 3- Muscovita primária. b) Amostra IB 2A: 4- Opacos de textura muito fina ao longo das clivagens da clorita. c) Amostra IB 5A: 5- Biotitas e muscovitas primárias com textura lepidoblástica. d) Amostra IB 06: 6- Cloritas neoformadas ao longo do bandamento; 7- Titanita; 8- Clorita de substituição; 9- Epidoto. e) Amostra IB 2A: Rutilos aciculares inclusos na clorita. f) Amostra IB 01: 11- Clorita de substituição bem cristalizada; 12- Albita e/ou adularia; 13- Calcita maclada; 14- Epidoto; 15- Opacos em agregado com hábito cúbico; 16- Calcita mostrando textura com elementos de macla de espessura irregular.	41
Figura 13: Amostra IB 01. Faixas cataclásticas com diminuição do tamanho de grão e presença de cloritização, e faixas menos deformadas. Isto demonstra o retrabalhamento do Lineamento de Ibaré sobre os gnaisses, possibilitando a percolação dos fluidos hidrotermais.	43
Figura 14: Amostra IB 5C. Intenso faturamento preenchido por uma massa carbonática, interpretado como um faturamento hidráulico, sendo a amostra interpretada como uma brecha hidráulica.	43

Figura 15: Difratoformas das análises através do pó (200 mesh) da rocha total das diferentes amostras. Foi possível reconhecer como principais componentes minerais muscovita, biotita, clorita como ferro clinocloro, quartzo, feldspato e calcita.	45
Figura 16: Difratoformas das análises através da seleção manual (raspagem) da rocha total nas diferentes amostras. Foi possível reconhecer como os principais componentes minerais muscovita, biotita, clorita como ferro clinocloro, quartzo, feldspato e calcita. Nas amostras IB 01, IB 2A e IB 06 obteve-se um alto grau de pureza, em IB 04 houve uma baixa contaminação, em IB 5C e IB 5D média contaminação. A amostra IB 5A demonstrou uma alta contaminação com biotita.	47
Figura 17: Comparação dos difratogramas das análises da amostra IB 01 através do método natural-orientado, nas frações < 10 µm, < 2 µm e < 0,5 µm. Foi possível reconhecer como os principais componentes minerais muscovita, biotita, clorita como ferro clinocloro, quartzo, feldspato e calcita. Houve o predomínio da clorita sobre os demais minerais, os quais tiveram importante atenuação a partir da fração < 2 µm. Porém há ocorrência de biotita mesmo nas frações finas.	48
Figura 18: Comparação dos difratogramas das análises da amostra IB 5C através do método natural-orientado, nas frações < 10 µm, < 2 µm e < 0,5 µm. Foi possível reconhecer como os principais componentes minerais muscovita, biotita, clorita como ferro clinocloro, quartzo, feldspato, calcita e vermiculita.	49
Figura 19: Análise através do método pó não-orientado do parâmetro b das cloritas neoformadas (IB 06) e de substituição (IB 01). Ambas possuem o mesmo parâmetro b, sendo classificadas como trioctaédricas.	51
Figura 20: Análise através do método pó não-orientado do politipo das cloritas neoformadas (IB 06) e de substituição (IB 01). Ambas possuem o mesmo politipo, sendo classificadas como IIb.	51
Figura 21: Comparação das concentrações dos elementos maiores entre as amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06.	53
Figura 22: Comparação das concentrações dos elementos traço entre as amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06.	53
Figura 23: Análise do espectro do ponto 78 em IB 01 - Epidoto. A composição química predominante do epidoto em paragênese com as cloritas é de CaO, Al ₂ O ₃ , FeO e SiO ₂	54
Figura 24: Análise do espectro do ponto 194 em IB 06 - Allanita. A composição química sugere a ocorrência de allanita (grupo do epidoto) devido a presença de Ce ₂ O ₃ e Nd ₂ O ₃	55
Figura 25: Análise do espectro do ponto 113 em IB 2A - Rutilo. O rutilo ocorre incluso na clorita, normalmente como finas agulhas, motivo pelo qual a análise através de EDS apresenta uma leve contaminação pelos constituintes da clorita (Mg, Fe, Al e Si).	55
Figura 26: Análise dos espectros dos pontos 117 (Titanita), 118 e 119 (Ilmenita) em IB 2A. a) A titanita no ponto 117 ocorre como uma coroa externa à ilmenita. b) O cristal de ilmenita possui exsoluções de ferro-titânio que se alternam composicionalmente, ora sendo mais ricas em titânio (ponto 118) ora mais ricas em ferro (ponto 119).	56
Figura 27: Análise do espectro do ponto 61 em IB 01 – Albita. O resultado comprova que o feldspato é puramente sódico, tratando-se de fato de uma albita.	57
Figura 28: Análise do espectro do ponto 190 em IB 06 – Barita. O resultado confirma a presença de sulfato de bário com teores importantes de estrôncio.	58
Figura 29: Curvas de Fe ²⁺ e Fe ³⁺ para a amostra IB 01. Os sítios 1 e 2 referem-se à composição da clorita de substituição, enquanto os sítios 3, 4 e 5 referem-se a ténues	

campos de óxido, possivelmente hematita. Os valores de Fe ²⁺ e Fe ³⁺ para a clorita foram de 79% e 21% respectivamente.....	62
Figura 30: Diagramas de Harker dos elementos maiores gerados através do programa PetroGraph®, amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06. É possível observar o comportamento geoquímico dos elementos em relação ao processo de diferenciação do protólito dos gnaisses.	65
Figura 31: Diagramas de H ₂ O x elementos maiores gerados através do programa PetroGraph®, amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06. É possível observar o comportamento geoquímico dos elementos em relação ao hidrotermalismo atuante nos gnaisses.	66
Figura 32: Diagramas de correlação dos óxidos dos elementos maiores Si, Na e K e composição de An-Ab-Or pela Norma CIPW (segundo Irvine & Baragar, 1971) para as amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06. A amostra IB 5A é tida como a menos afetada pelo hidrotermalismo. a) Diagrama relacionando a somatória de Na ₂ O+K ₂ O x SiO ₂ . É possível verificar que todas as amostras possuem uma baixa quantidade dos álcalis, caindo predominantemente no campo do diorito à quartzodiorito/granodiorito (modificado de Cox et al., 1979; gerado por PetroGraph®). b) Diagrama relacionando a composição normativa de An-Ab-Or. As amostras enquadram-se predominantemente no campo do granodiorito (modificado de O'Connor, 1965 e Barker, 1979; gerado por Minpet®).....	68
Figura 33: Diagramas de correlação dos elementos menores Y, Nb e Rb gerados através do programa PetroGraph®, amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06. Classificação entre WPG (Granitos Intra-Placa), VAG (Granitos de Arco Vulcânico), ORG (Granitos de Cordilheira Oceânica) e syn-COLG (Granitos sin-Colisionais). a) Diagrama correlacionando Nb x Y. As amostras caem predominantemente no campo dos VAG. b) Diagrama correlacionando Rb x Y+Nb. Neste caso as amostras também caem predominantemente no campo dos VAG (modificados de Pearce et al., 1984).....	69
Figura 34: Classificação simplificada das cloritas de substituição e neoformadas. Ambas as cloritas são classificadas como clinocloro do tipo trioctaédricas (modificado de Zane et al., 1998).	71
Figura 35: Classificação das cloritas de substituição e neoformadas levando em consideração Mg/(Mg+Fe _{tot}) x a somatória do Al ^{VI} e demais íons trivalentes. Ambas as cloritas são classificadas entre os extremos clinocloro, daphinita/chamosita e amesita, do tipo trioctaédricas (modificado de Plissart et al., 2009).....	72
Figura 36: Classificação das cloritas de substituição e neoformadas levando em consideração o conteúdo tetraédrico x a quantidade de Fe em relação ao Mg (fig. a) e a quantidade de Mg em relação ao Fe (fig. b). As cloritas de substituição são classificadas como ferro clinocloro. As cloritas neoformadas são classificadas como clinocloro ferro-aluminoso. a) Ambas as cloritas se deslocam em direção ao campo da chamosita magnésiana. b) O deslocamento contrário não muda a classificação das cloritas (modificado de Moazzen, 2004; Yavuz et al., 2015).	73
Figura 37: Valores de temperatura encontrados para as cloritas de substituição de IB 01 e IB 2A e neoformada de IB 06. a) As cloritas de substituição ocorrem na mesma faixa de temperatura, enquanto a clorita neoformada possui temperatura de formação mais alta. b) A temperatura média em IB 01 é de 249 °C, em IB 2A de 288 °C, já em IB 06 ocorre uma maior diferença na temperatura de formação com uma média de 399 °C. Média= média aritmética simples.	75

Figura 38: Representação das fácies metamórficas no diagrama Pressão x Temperatura. Em destaque o campo de estabilidade da Fácies Albita-Epidoto Hornfels. (Modificado de Winter, 2014).76

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Análise química das cloritas através de microsonda eletrônica (wt.% dos óxidos). Comparação entre a composição química das cloritas neoformadas e aquelas de substituição na amostra IB 06. Ambas as cloritas possuem a mesma composição química. (c) = calculado.60

Tabela 2: Dados das análises das amostras IB 01, IB 2A e IB 06 por EM. EQ= interação quadripolar (mm/s). IS= deslocamento isomérico em relação ao Fe metálico (mm/s). Larg Lin= largura da linha (Lorentziana) (mm/s). Área= proporção de cada sub-espectro: a área 1 representa o Fe²⁺ e as áreas 2 e 3 o Fe³⁺.61

LISTA DE SIGLAS

CGSMC - Complexo Granulítico Santa Maria Chico

DRX - Difractometria de Raios-X

EM - Espectroscopia Mössbauer

FRX - Fluorescência de Raios-X

LI – Lineamento de Ibaré

MEV – Microscópio Eletrônico de Varredura

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	Localização	16
1.2	Caracterização do Problema / Hipóteses	17
1.3	Justificativa	17
1.4	Objetivos e Metas	17
2	ESTADO DA ARTE	18
2.1	Clorita	18
2.2	Geotermômetro Clorita	20
2.3	Complexo Granulítico Santa Maria Chico	24
2.4	Lineamento de Ibaré	25
2.5	Hidrotermalismo	28
3	METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO	29
3.1	Pesquisa e Revisão Bibliográfica	29
3.2	Trabalho de Campo	29
3.3	Separação Granulométrica	30
3.4	Preparação de Lâminas para Difratomia de raios-X	30
3.5	Técnicas Analíticas	31
3.5.1	Microscopia Óptica	31
3.5.2	Difratomia de Raios-X	31
3.5.3	Espectrometria de Fluorescência de Raios-X	33
3.5.4	Microscópio Eletrônico de Varredura	35
3.5.5	Microsonda Eletrônica	36
4	RESULTADOS	38
4.1	Análise de Lâminas Delgadas em Microscópio Óptico	39
4.2	Difratomia de Raios-X	44
4.3	Análise Química em FRX – Rocha Total	52
4.4	Análise EDS e Imageamento em MEV de Minerais	54
4.5	Análise Química em Microsonda Eletrônica	58
4.6	Análise dos Teores de Ferro em EM	61
5	DISCUSSÃO	63
6	CONCLUSÕES	77
7	REFERÊNCIAS	79
8	APÊNDICES	84

1 INTRODUÇÃO

A caracterização físico-química, em especial da pressão e temperatura dos fenômenos geológicos é importante para a compreensão da origem e dinâmica dos eventos. Dentro deste aspecto, o trabalho propõe-se a apresentar a caracterização cristaloquímica da clorita e a usar este mineral como geotermômetro assim como verificar a aplicabilidade da técnica, dentro das novas abordagens desta ferramenta. Aplica-se este estudo nas cloritas desenvolvidas no evento hidrotermal associado ao Lineamento de Ibaré.

A clorita tem sido empregada como marcadora de eventos físico-químicos em rochas. Notadamente, este mineral tem sido utilizado como um geotermômetro capaz de avaliar a temperatura de eventos como a diagênese, hidrotermalismo e metamorfismo de baixo grau (Cathelineau e Nieva, 1985 e Cathelineau, 1988). Porém, por muito tempo o geotermômetro clorita foi empregado utilizando critérios genericamente denominados de empíricos baseados na determinação do politipo da clorita adicionado a alguns poucos parâmetros cristaloquímicos como a presença de vacâncias e a quantidade de Al^{IV}. O intenso emprego dos geotermômetros empíricos, muitas vezes não observando os parâmetros originais que definiram a sua concepção nas condições de eventos específicos, deram origem a resultados incompatíveis fazendo com que a eficácia do geotermômetro clorita fosse questionada.

Em função do desenvolvimento e aperfeiçoamento das técnicas analíticas, as atuais linhas de estudo da clorita como geotermômetro levam em consideração parâmetros adicionais, principalmente a composição química global do mineral, o que por sua vez remete à atividade química dos seus elementos formadores e seu número de vacâncias, indo bem além da caracterização cristalográfica. As novas abordagens do geotermômetro clorita (Inoue *et al.*, 2009 e Inoue *et al.*, 2010) estão baseadas na inclusão de novas variáveis cristaloquímicas e termodinâmicas acrescentadas da determinação do teor de Fe²⁺ e Fe³⁺ (Bourdelle *et al.*, 2013), reproduzindo mais detalhadamente o ambiente de formação destes minerais.

Este trabalho baseia-se nesta nova forma de utilização da clorita como geotermômetro químico voltado para a obtenção de dados que caracterizem os eventos termais de baixa temperatura. A abordagem pretende verificar as condições atuantes do evento hidrotermal sobre os gnaisses do Complexo Granulítico Santa

Maria Chico afetados pelas estruturas ligadas a Zona de cisalhamento de Ibaré, que funcionou como conduto para a percolação de fluidos que possibilitaram a intensa cloritização destas litologias (Senhorinho, 2012).

1.1 Localização

O Lineamento de Ibaré (LI) se constitui numa notável geoestrutura em nosso estado, formando uma importante zona de cisalhamento que se desenvolve por dezenas de quilômetros com direção geral noroeste. A região escolhida para este estudo localiza-se no município de Lavras do Sul, acessando-se um setor do LI através de cortes abertos ao longo da ferrovia que passa pela localidade de Três Estradas. Na área de estudo (fig. 1), localizada a uma distância de 320 km da capital Porto Alegre, foi realizado um perfil e coletado as amostras para este projeto.

A unidade litológica focalizada neste estudo, a qual foi afetada pela zona de cisalhamento é o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, composto por rochas do embasamento Pré-cambriano do Rio Grande do Sul.

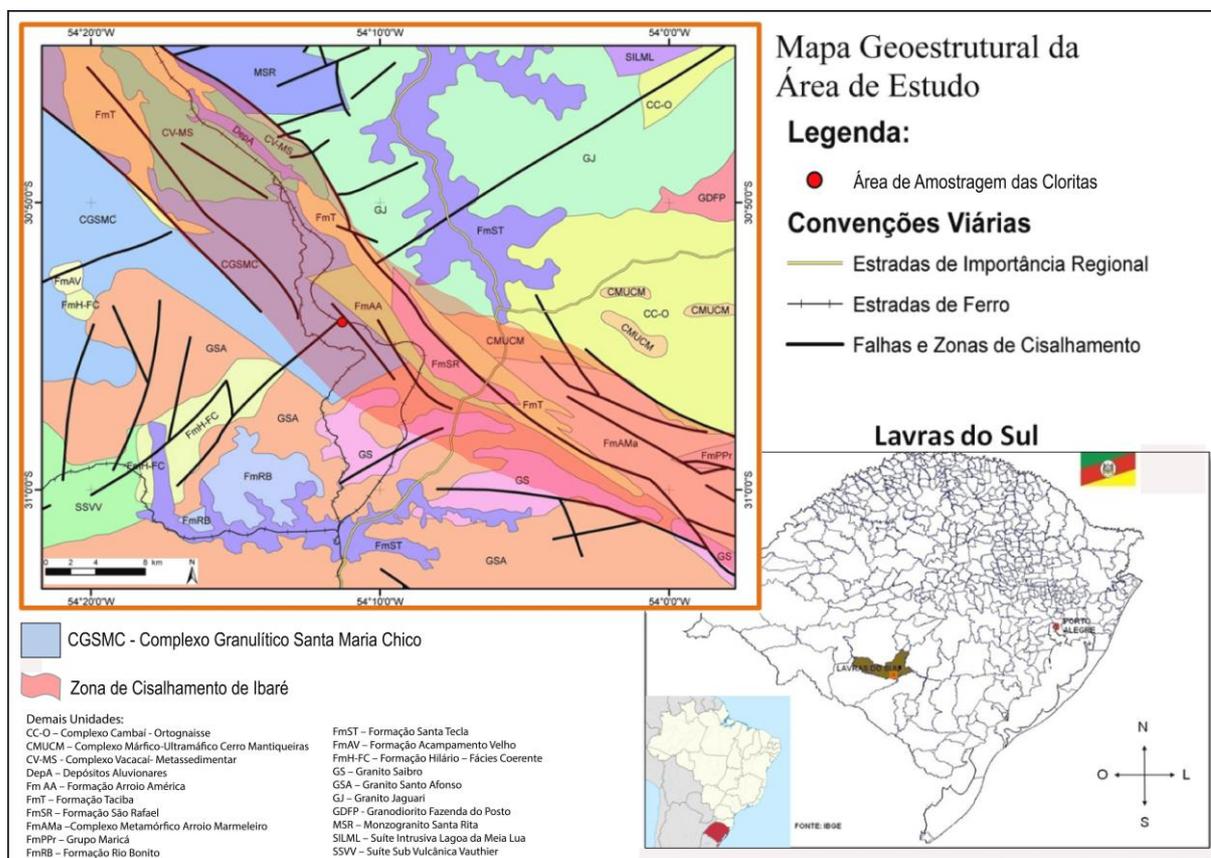


Figura 1: Geologia e localização da área de estudo no município de Lavras do Sul. O ponto de coleta abrange o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, o qual foi afetado pela Zona de cisalhamento de Ibaré, de direção NW-SE, que retrometamorfizou os gnaisses da área (modificado de CPRM, 2013).

1.2 Caracterização do Problema / Hipóteses

O problema abordado por este projeto é justamente a aplicabilidade da clorita como geotermômetro, cujos exemplos na bibliografia são controversos. Nesta abordagem, as cloritas da Zona de cisalhamento de Ibaré foram testadas quanto a sua aplicabilidade como geotermômetro com capacidade de definir a temperatura do evento hidrotermal associado ao retrometamorfismo atuante nas rochas gnáissicas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, na região do Lineamento de Ibaré.

Uma primeira hipótese é que a clorita quando utilizada como geotermômetro químico tem capacidade de fornecer temperaturas representativas do evento retrometamórfico que recristalizou a paragênese original, transformando as biotitas. Outra hipótese de trabalho é a possibilidade de registro de variações de temperaturas ligadas a diferentes fases de cloritização ao longo da zona de cisalhamento. Tal cloritização teria ocorrido simultaneamente ao retrabalhamento do bandamento gnáissico e por isso refletiria características físico-químicas atuantes neste processo.

1.3 Justificativa

A possibilidade de definir a temperatura de eventos geológicos através da temperatura de formação da clorita é o elemento motivador do projeto. O projeto também se justifica devido às condições particulares da região de estudo, com uma paragênese mineral que permite obter e verificar os resultados e devido a instrumentalização do Instituto de Geociências/CPGq, dotado de equipamentos que permitem a realização das análises.

Acrescente-se que a região do Lineamento de Ibaré é pobre em estudos neste quesito, sendo que este projeto de caracterização é importante para compreensão dos fenômenos que afetaram as litologias na Zona de Cisalhamento.

1.4 Objetivos e Metas

O principal objetivo é determinar através das técnicas analíticas disponíveis no Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do IGEO a temperatura de geração das cloritas formadas na zona do Lineamento de Ibaré. O emprego da metodologia e a compreensão do seu significado dentro deste ambiente permitiria avançar no conhecimento das condições de formação da cloritização atuante nos

gnaissees identificados na Zona de cisalhamento de Ibaré. Existem outros minerais e microestruturas formados nesta paragênese que podem auxiliar na comparação das estimativas obtidas com o geotermômetro clorita, como a presença de minerais de titânio (rutilo, ilmenita e titanita), epidoto, albita e maclas nas calcitas. Embora o objetivo principal deste projeto seja avaliar a temperatura de formação da clorita, havendo possibilidade pretende-se utilizar informações complementares obtidas através de balizadores externos para avaliação dos resultados do método.

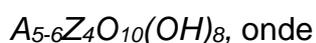
2 ESTADO DA ARTE

Neste tópico será apresentada a revisão bibliográfica necessária à contextualização dos temas abordados no projeto, conforme se apresenta a seguir.

2.1 Clorita

O termo clorita é empregado para caracterização do Grupo Clorita, que tem como membros principais clinocloro, chamosita, pennantita, nimita, baileycloro, donbassita, cookeíta e sudoíta (Guggenheim *et al.*, 2006), os quais ocorrem como soluções sólidas entre si como uma mistura aleatória dos cátions e vacâncias nos sítios octaédricos (Wiewióra & Weiss, 1990; Inoue *et al.*, 2009). Também é usado como termo específico para descrever qualquer destes membros esverdeados cuja identidade exata ainda não foi determinada. Tais variações na composição das cloritas como soluções sólidas tem se mostrado dependentes da composição e mineralogia da rocha e da temperatura.

São filossilicatos com clivagem (001) perfeita, normalmente do sistema monoclinico, possuindo estrutura 2:1 mais uma camada interfoliar tipo brucita ou gibsita (fig. 2). Sua fórmula geral (Klein *et al.*, 2008) pode ser representada por:



$A_{(\text{octaedro})} = \text{Al, Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Li, Mg, Mn, Zn, Ni, } \square_{(\text{vacância})};$
 $Z_{(\text{tetraedro})} = \text{Al, Si, Fe}^{+3}.$

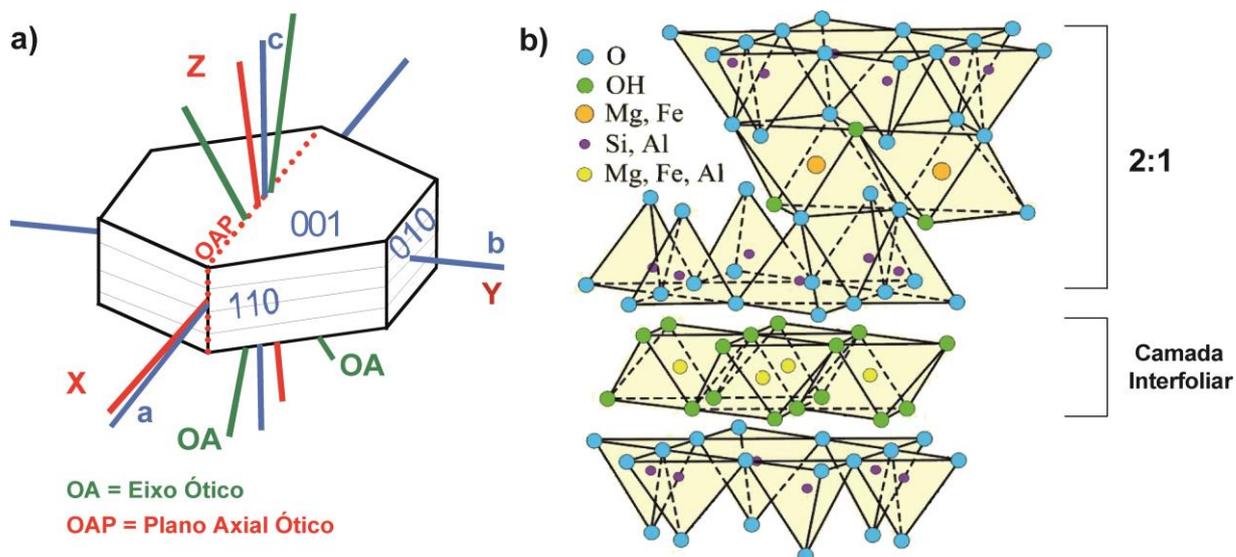


Figura 2: a) Célula unitária da clorita e seus eixos cristalográficos. b) Estrutura e composição mais comum dos octaedros e tetraedros da clorita (modificado de Poppe *et al.*, 2015).

Formam-se em ambientes de baixa temperatura, como na diagênese, hidrotermalismo e no metamorfismo de baixo grau na fácies xisto verde, estendendo-se até temperaturas mais elevadas como o fácies anfibolito médio (estáveis como fases predominantemente magnesianas em metapelitos). Podem precipitar diretamente de soluções (neoformadas) ou substituir minerais pré-existent, geralmente ferro-magnesianos (De Caritat *et al.*, 1993).

As cloritas são classificadas segundo três grupos (Bailey, 1980; Guggenheim *et al.*, 2006): dioctaédricas, quando os íons na camada octaédrica forem trivalentes; trioctaédricas quando os íons na camada octaédrica forem divalentes (as mais abundantes na natureza); e di-trioctaédricas, quando os íons das camadas octaédricas forem mistos, ocorrendo tanto divalentes como trivalentes. Essa distribuição de íons divalentes e trivalentes é decisiva no controle da estrutura e número de vacâncias da clorita (Wiewióra & Weiss, 1990).

Em função da grande variedade de elementos que a clorita pode abrigar em sua estrutura são gerados vários membros dentro do mesmo grupo, porém com características ópticas muito semelhantes. Assim sendo, uma das técnicas de caracterização da clorita é através da difratometria de raios-X, que é capaz de medir a estrutura dos cristais e estabelecer parâmetros relacionados a cada membro do Grupo Clorita. Tais parâmetros de constituição e classificação das cloritas foram definidos a partir de análises naturais e experimentais (Nelson & Roy, 1958),

baseadas na dimensão da célula unitária ($\sim 14.2 \text{ \AA}$) e no parâmetro b (060) para cada uma das diferentes cloritas (Tellier *et al.*, 1988).

As cloritas também são classificadas através de seus politipos, que podem ser Ia, Ib ($\beta = 97^\circ$), Ib ($\beta = 90^\circ$), IIb (Walker, 1993). A relação que distingue os vários politipos envolve a orientação da camada interfoliar e a disposição desta camada interfoliar em relação às camadas 2:1 adjacentes. Estas relações podem ser descritas através da difratometria de raios-X, observando as posições relativas dos cátions do octaedro e tetraedro, os grupos hidroxila da camada interfoliar, e os oxigênios basais das camadas 2:1 que cercam a camada interfoliar. A transformação entre esses politipos inclui certo grau de dissolução e recristalização e não acontecem inteiramente no estado sólido (Walker, 1993).

2.2 Geotermômetro Clorita

A tentativa de utilizar as informações de cristalização das cloritas como geotermômetro passou por uma série de etapas na evolução de conceitos, métodos e constatações. A compreensão da evolução destas abordagens torna-se essencial para uma escolha crítica sobre qual destes métodos pode ser utilizado com maior precisão em uma determinada área.

Cloritas metamórficas diferem-se quimicamente de cloritas diagenéticas (que ocorrem de $\sim 40 \text{ }^\circ\text{C}$ até $\sim 200 \text{ }^\circ\text{C}$) pois as metamórficas tendem a ser menos silicosas, apresentar um total (Fe + Mg) maior e maior ocupação octaédrica. Nelas o alumínio Al^{IV} (tetraédrico) aumenta em detrimento do Al^{VI} (octaédrico), mantendo a proporção final de Al relativamente constante (Hillier & Velde, 1991; Inoue *et al.*, 2009).

Apesar do reconhecimento de que as variações químicas da clorita também eram, além da composição da rocha, uma função de sua temperatura de formação, sua cinética de transformações não era bem compreendida. Isso fez com que durante muito tempo se relacionasse à temperatura de formação da clorita apenas ao seu teor de Al, ferro ferroso (Fe^{2+}) e vacâncias, ou seja, um geotermômetro de natureza empírica.

A presença de vacâncias está correlacionada à ocorrência de íons trivalentes na folha octaédrica e possui uma relação negativa com a temperatura, ou seja, quanto maior o número de vacâncias, menor a temperatura de formação (fig. 3). Já a presença de Al^{IV} no tetraedro da clorita tem uma correlação linear positiva com a temperatura assim como o ferro.

Cloritas				
(1)	T°C	100-350		
(2)	T ↗	Al^{IV} ↗	Fe ↗	Fe/Mg ↗
		Al^{VI} ↘	Vacância Octaédrica (□) ↘	
(3)		$(Si_{-1}Al_{+1})_IV(Al_{-1}R_2^{2+} \square_{-1})$ ↗		
		X pirofilita -2 gibsita ↘		
		X chamosita ↗		

Figura 3: Resumo das principais mudanças em cloritas com o aumento da temperatura. (1) Domínio de aplicação; (2) Variação do conteúdo de cátions; (3) Variações das frações molares do membro-final (modificado de Cathelineau, 1988).

Sendo assim, os primeiros geotermômetros clorita levavam em consideração apenas estas três variáveis, ou seja, o conteúdo de ferro (sempre considerado como Fe^{2+} devido à dificuldade de medição do Fe^{3+} e pela suposição de que sua proporção na clorita era baixa, inferior a 5% do ferro total), Al^{IV} e vacâncias (Cathelineau & Nieva, 1985; Cathelineau, 1988). Hoje se sabe que essas relações e um valor de temperatura exato somente são válidos para cloritas autigênicas de localidades muito específicas que não provêm de nenhuma substituição de outros minerais, e que também não tenham sua química afetada por esmectitas, ilitas e vermiculitas. Como convenção, análises em microsonda eletrônica em que Ca, Na e K excedem 0,5 wt.% em óxidos da constituição da clorita são consideradas impróprias (De Caritat *et al.*, 1993).

Uma nova variável para correção dos cálculos da estimativa de temperatura através da clorita foi introduzida por Kranidiotis & MacLean (1987) e Jowett (1991), acrescentando a razão $Fe/(Fe+Mg)$. A observação de que não existe nenhuma relação entre a variação na razão $Fe/(Fe + Mg)$ e os outros elementos químicos, e que a somatória do conteúdo de Mg e Fe permanece constante indica que a concentração destes elementos está relacionado com a composição da rocha e é independente do número de alumínio tetraédricos (Zhang *et al.*, 1997). A nova abordagem era

supostamente aplicável a qualquer sistema com um intervalo de temperatura entre 150 °C até 325 °C para cloritas com razões de Fe/(Fe+Mg) menores que 0,6 (Jowett, 1991). Porém, da mesma forma que os primeiros geotermômetros empíricos, constatou-se que a simples adição desta variável continuava, geralmente, superestimando as temperaturas de clorita formadas num intervalo de temperatura de 100 °C até 200 °C, e subestimando as temperaturas de formação acima de 200 °C (De Caritat *et al.*, 1993).

Dados experimentais e análises químicas de cloritas por microsonda eletrônica foram importantes para construção de modelos termodinâmicos das soluções sólidas das cloritas. Isso permitiu a realização de cálculos físico-químicos das condições de formação cuja composição foi expressa como as atividades de um membro final, sempre com uma fase sólida presente, representada pelo quartzo e uma fase líquida aquosa (Walshe, 1986).

Nestes cálculos termodinâmicos também se passou a considerar as atividades dos elementos necessários para compor a estrutura do mineral e reações específicas englobando composição do fluido e a mineralogia da rocha (Walshe, 1986). Se a clorita cristaliza em equilíbrio com o quartzo, este age como tampão tornando o sistema insensível a mudanças na atividade de SiO₂, limitando a complexidade do modelo termodinâmico (Vidal *et al.*, 2001). Assumindo que os efeitos da pressão podem ser ignorados, a reação possui dois graus de liberdade, necessitando apenas levar em consideração a atividade dos elementos formadores da clorita e a temperatura (Walshe, 1986; De Caritat *et al.*, 1993).

Novos geotermômetros clorita começaram a ser desenvolvidos com base em cálculos termodinâmicos (Vidal *et al.*, 2001), tornando o método mais robusto, podendo atuar em um maior intervalo de temperatura e pressão, pois representavam melhor o sistema natural de formação da clorita. Porém, apesar do reconhecimento da participação do Fe³⁺ na composição da clorita, os pesquisadores preferiam desconsiderar essa variável assumindo todo o ferro como Fe²⁺, já que a suposição da participação do ferro férrico era muito baixa, chegando a no máximo 5% do ferro total.

Segundo Inoue *et al.* (2009) as cloritas podem conter quantidades apreciáveis de Fe³⁺ (> 14% do Fe total). Os cálculos em que todo ferro foi considerado ferroso

apresentaram consideráveis superestimativas para a temperatura de formação, já que grandes quantidades de Fe^{3+} influenciam fortemente o número de vacâncias na estrutura da clorita. Isso porque a ocupação ordenada do local de cátions e vacâncias em cloritas trioctaédricas ocorre simultaneamente com as mudanças de composição governadas pelo aumento das condições de temperatura. Desta forma o Al^{VI} tem forte preferência pela camada interfoliar (tipo brucita), e o Fe^{3+} tenderá a se comportar da mesma maneira que o Al^{VI} . De fato, a presença de Fe^{3+} em coordenação tetraédrica em cloritas é muito rara, podendo-se assumir que este elemento irá se alocar no sítio octaédrico gerando vacâncias (Imbernon *et al.*, 2011). Logo, existe a necessidade de correção para o teor de Fe^{3+} o mais precisamente possível antes de estimar a temperatura de formação (Bourdelle *et al.*, 2013), sendo este o método adotado como o mais apropriado neste estudo.

Outro geotermômetro proposto para a clorita foi a utilização do seu politipo como indicador de sua temperatura de formação. Imaginava-se que o politipo I cristalizaria apenas sob condições de baixas temperaturas diagenéticas, e a última transformação do politipo I para o politipo II requereria uma temperatura de cerca de 200 °C (Walker, 1993). Esta temperatura é geralmente tomada para representar o início do metamorfismo.

Porém, uma caracterização cuidadosa das transformações do politipo da clorita através de estudos experimentais não ocorreu, ignorando importantes variáveis para avaliação da estruturação do politipo como sua pressão de formação e composição química, além da temperatura. Walker (1993) também constatou que cloritas do politipo I predominam em rochas com grãos grossos, como substituição ou crescimento em cavidades que tenham mais espaço para o seu crescimento. O politipo IIb é dominante em ambientes onde a pressão é próxima da pressão litostática, não ocorrendo necessariamente à temperaturas acima de 200 °C.

Portanto um geotermômetro baseado no politipo da clorita não pode ser calibrado com precisão, apesar dos politipos servirem como um indicativo genérico da temperatura de formação. Como geotermômetro qualitativo pode-se assumir que os politipos I tendem a ser estáveis em menores temperaturas (diagênese) e o politipo II em maiores temperaturas (próximo ou acima de 200 °C).

Assim sendo, para uma efetiva aplicação do geotermômetro químico da clorita os diferentes membros finais e cálculos de atividades, assim como diferentes propriedades termodinâmicas devem ser escolhidos com cautela para cada local de estudo, pois influenciam diretamente nos valores de temperatura. A química do cristal de clorita é importante pois o geotermômetro dependerá da atividade dos membros finais do modelo usado. Conclui-se então que as cloritas, quando cuidadosamente caracterizadas composicionalmente, cristalograficamente e termodinamicamente podem fornecer informações valiosas sobre as condições de temperatura nas quais cristalizaram.

2.3 Complexo Granulítico Santa Maria Chico

O Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC), caracterizado por Nardi & Hartmann (1979), é composto por rochas metamórficas de composição variada no domínio tectônico Taquarembó, interpretado como pertencente ao Cráton Rio de La Plata. Ocupa a porção sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, possui uma área de cerca de 600 km² (Hartmann, 1998) e tem contato a nordeste com o Cinturão Vila Nova através do Lineamento de Ibaré.

As rochas do CGSMC são isótropas à nitidamente bandadas, com foliações de direção predominantemente NW de alto mergulho e dobramentos dispersos. Os tipos litológicos predominantes são gnaisses quartzo-feldspáticos, além de gnaisses básicos, ultramafitos e anortositos (que formam lentes dentro dos gnaisses), metapelitos e mármores (Nardi & Hartmann, 1979). Há raras ocorrências de quartzitos, formações ferríferas e gnaisses calcio-silicáticos. Predomina texturalmente a granulometria fina a média, localmente grossa. A fácies granulito é marcada pela presença de hiperstênio em várias destas litologias. Essas associações podem ser divididas em 3 grupos: granulitos máficos e ultramáficos, ortognaisses e paragnaisses (Philipp *et al.*, 2016).

Os ortognaisses do CGSMC possuem protólitos TTG de idade Neo-Arqueana, datando de 2,55 Ga (Hartmann *et al.*, 2008), sendo interpretados como oriundos de arco de ilhas ou arcos de margem continental pouco desenvolvidos (Laux & Bongioiolo, 2011; Philipp *et al.*, 2016). Estes protólitos foram afetados por um evento metamórfico

regional de fácies granulito, nas condições de 700-850 °C e 5 a 10 kb. Este evento metamórfico possui idade Paleoproterozóica de 2,1 Ga (Hartmann, 1987) correlacionada ao metamorfismo no Ciclo Transamazônico.

Os principais processos petrogenéticos que afetaram estas rochas podem ser divididos em 3 grandes eventos metamórficos M1, M2 e M3 (Hartmann, 1991). O evento M1 é o mais antigo, representando o metamorfismo de fácies granulito registrado pela presença de porfiroclastos de piroxênios e plagioclásio; o evento M2 é um segundo evento de fácies granulito, melhor preservado; o evento M3 é o mais tardio, relacionado às intrusões graníticas brasileiras e formação de paragêneses hidratadas.

O complexo é afetado pela intrusão de diferentes granitos brasileiros pertencentes ao Complexo Granítico Santo Afonso, a Suíte Intrusiva Saibro e a Suíte Sub-Vulcânica Vauthier (Hartmann, 1987). Frequentemente as rochas do CGSMC encontram-se como megaxenólitos envoltos por estas rochas graníticas. Também é recoberto discordantemente por formações vulcânicas e sedimentares do Grupo Bom Jardim e da Bacia do Paraná.

Muitas partes do Complexo estão retrometamorfizadas pelo M3 ou eventos metamórficos isolados, de menor temperatura, condicionados à falhas e zonas de cisalhamento que atuaram sobre o CGSMC.

2.4 Lineamento de Ibaré

O Lineamento de Ibaré ocorre na porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, entre as cidades de Lavras do Sul e Dom Pedrito, dividindo os Blocos tectônicos (também denominados Terrenos) Taquarembó e São Gabriel (fig. 4).

É considerado como a expressão superficial de uma zona de cisalhamento transcorrente rúptil-dúctil subvertical dextral, reativada em sucessivos episódios posteriores com cinemática sinistral em nível crustal mais raso (Luzardo, 1990; Fernandes *et al.*, 1992; Ruppel, 2010), sendo classificada como uma falha de direção NW-SE, que afeta ao longo de uma faixa de aproximadamente 6 km de largura, rochas dos dois blocos tectônicos que divide (Fernandes *et al.*, 1995).

O padrão geométrico e distribuição das estruturas na região do Lineamento de Ibaré são compatíveis com uma zona de cisalhamento transcorrente (Luzardo, 1990). As principais feições são: a disposição de dobras com eixos sub-horizontais, que afastados da zona de transcorrência encontram-se segundo N40W e são gradativamente paralelizados à direção do lineamento; foliação com clivagem ardósiana paralela ao lineamento; a presença de seixos alongados marcando lineação de estiramento e presença de milonitos.

Esta estrutura controla a disposição de alguns corpos graníticos brasileiros intrusivos no Bloco Taquarembó como a Suíte Intrusiva Santo Afonso, Granito Fazenda Saibro e Granito Cerro das Marcas. O Complexo Metamórfico Arroio Marmeleiro, pertencente ao Bloco São Gabriel também se dispõem alongado segundo sua direção (Goulart, 2014). Outras unidades afetadas pelo Lineamento de Ibaré são o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, Complexo Ibaré, a Formação Maricá e sedimentos gonduânicos da Formação Rio Bonito (Iglesias, 2000).

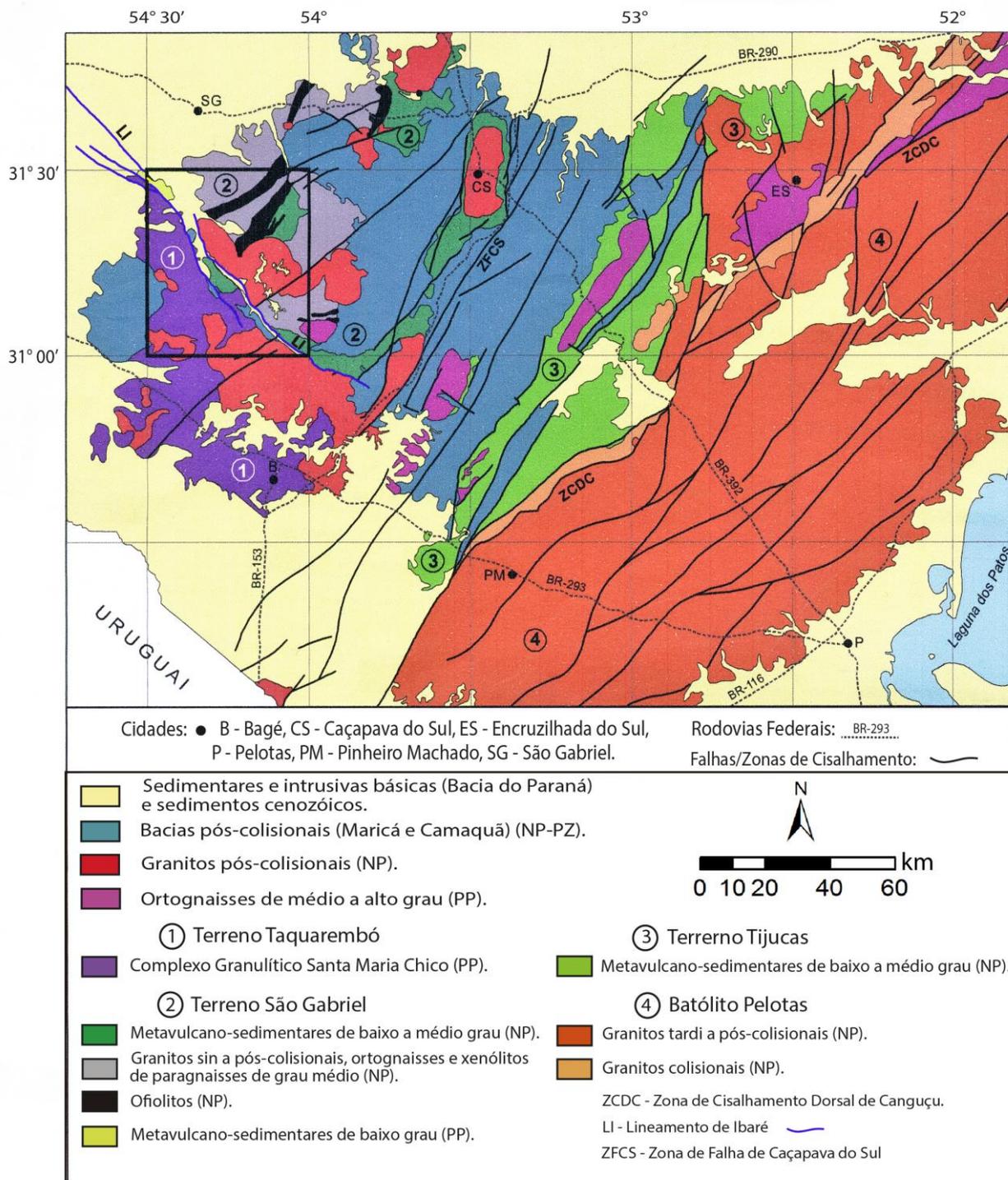


Figura 4: Mapa geológico dos diferentes Terrenos do Escudo Sul-Riograndense. O Lineamento de Ibaré (LI) separa os Terrenos São Gabriel e Taquarembó (modificado de CPRM, 2012).

2.5 Hidrotermalismo

Os fluidos exercem um importante papel nos processos geológicos, e uma das principais razões é que as alterações nos parâmetros físico-químicos de um fluido, tais como, P, T, f_{O_2} , f_{CO_2} , f_{H_2S} e pH levam a desestabilização de certas fases minerais causando dissolução, precipitando ou recristalizando novos minerais mais estáveis naquele ambiente. Estas modificações metassomáticas resultam do desequilíbrio químico entre a rocha encaixante e os fluidos hidrotermais. Além disto, a desestabilização dos complexos portadores de metais (como ouro, prata, etc.) pode resultar na precipitação destes, fazendo com que a compreensão dos parâmetros físico-químicos envolvidos nos processos de alteração hidrotermal seja de grande importância.

Nos processos hidrotermais, a alteração pode modificar a mineralogia, a textura e a composição química da rocha (Gifkins *et al.*, 2005). Esse hidrotermalismo pode atuar de maneira canalizada, controlado por falhas e/ou fraturas; e de maneira pervasiva, de extensão regional associada a permeabilidade da rocha hospedeira. Pode haver também a combinação das duas formas.

As alterações resultantes dos processos hidrotermais podem ser argílica, sericítica, potássica, silicificação, greisenização e propilítica. A alteração propilítica é caracterizada pela presença de epidoto, clorita, albita, carbonato (calcita, dolomita ou ankerita), tendo modificação importante dos cátions Na, Ca e K com pH neutro à alcalino. A cloritização é uma subdivisão da alteração propilítica, assim como a albitização, epidotização e carbonatação (Biondi, 2015).

Os tipos principais de água que podem estar disponíveis para gerar o sistema hidrotermal são água conata (retida nos poros e fissuras da rocha), água do mar, água juvenil (ígnea, oriunda com o magma), água meteórica (chuva) e água metamórfica (quebra dos minerais hidratados). A realimentação do sistema assim como o volume de fluidos vão definir as dimensões atuantes do hidrotermalismo.

3 METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO

A metodologia proposta para o projeto procura atender a seleção e caracterização das cloritas associadas às rochas afetadas pelo evento retrometamórfico na Zona de cisalhamento de Ibaré através de observações de campo e diversas técnicas analíticas disponíveis no Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica do IGEO.

3.1 Pesquisa e Revisão Bibliográfica

Trabalho com andamento contínuo ao longo de todo o projeto, tendo como foco a obtenção do maior número de informações possíveis sobre as atuais abordagens do uso da clorita como geotermômetro além de revisões sobre a área em estudo e litologias que a constitui.

3.2 Trabalho de Campo

Nessa etapa ocorreu a realização da expedição de campo à área de interesse (fig. 5), realizando levantamentos de campo dos pontos de importância, observações de como a zona de cisalhamento controla as rochas na área e realização de uma coleta seletiva de amostras. Com essa coleta, buscou-se realizar uma amostragem englobando gnaisses menos cloritizados à gnaisses mais afetados pela cloritização.



Figura 5: Maneira de como as rochas estão expostas na área escolhida para o trabalho de campo.

3.3 Separação Granulométrica

Para maior clareza de dados relacionados à composição e estrutura das cloritas, buscou-se obter amostras de clorita mais puras, através da separação granulométrica gravitacional de frações por diferença de densidade segundo a Lei de Stokes.

A separação de cloritas dos demais minerais através deste método se deu pela decantação de material desagregado em gral de ágata a 200 mesh (74 μm) em uma coluna d'água de altura conhecida, com temperatura controlada após uma seção de 7 minutos em ultrassom. Neste procedimento o tempo de decantação é proporcional à fração granulométrica de interesse. Assim, o material em suspensão constitui a fração desejada, que quando coletado e seco, pode ser usado nas demais técnicas analíticas, permitindo a geração de dados que tenham menor influência dos demais minerais que compõem a rocha.

Foram realizadas três diferentes separações de fração: < 10 μm , < 2 μm e < 0,5 μm para as amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06 de gnaisses amostrados em diferentes pontos no trabalho de campo. As frações < 10 μm e < 2 μm foram separadas em potes de vidro com uma coluna d'água de 8 cm, a temperatura dos líquidos foi controlada ficando a 12 °C, com um tempo de decantação por amostra de 17min e 7h27min para cada fração respectivamente. A fração < 0,5 μm foi separada em tubos de centrífuga com uma coluna d'água de 8 cm e uma rotação de 1500 RPM, levando 14min por amostra a uma temperatura de 20 °C.

3.4 Preparação de Lâminas para Difratomia de raios-X

A preparação das lâminas com as frações granulométricas, raspagem e rocha total se deu de duas formas. Na primeira utilizou-se uma sedimentação de amostra misturada à água bideionizada sobre uma lâmina de vidro. Após a secagem, a lâmina natural-orientada é analisada através da difratometria de raios-X. Esta primeira maneira foi utilizada para análise da mineralogia constituinte das frações finas previamente separadas.

Na segunda foi utilizado o pó da fração granulométrica, rocha total e raspagem. Esse pó foi depositado no centro de uma lâmina de vidro com um sulco, com o auxílio de uma peneira de 200 mesh, gerando uma lâmina pó-não orientada. Esta maneira

foi realizada para a verificação do polítipo e parâmetro b das cloritas constituintes das rochas, através da difratometria de raios-X.

3.5 Técnicas Analíticas

As técnicas analíticas utilizadas neste projeto foram selecionadas de modo que pudessem caracterizar a química da rocha e a cristaloquímica das cloritas e dos minerais que compunham sua paragênese, assim como verificar as texturas e microestruturas presentes. Tais técnicas foram previamente avaliadas mediante bibliografia para que seus resultados oferecessem a precisão necessária para a aquisição de dados dentro de uma margem de erro aceitáveis.

3.5.1 Microscopia Óptica

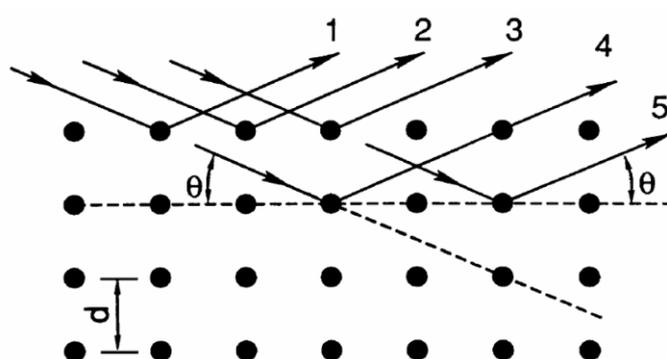
A realização da petrografia através do microscópio óptico de modelo Leica-DM4500 P LED, com lâmina delgada por luz transmitida e refletida, utilizando nicóis polarizadores e diferentes objetivas foi essencial para a observação de texturas microscópicas das rochas, além da caracterização da mineralogia e suas relações texturais e de paragênese. A técnica também permitiu a obtenção de informações genéticas atuantes sobre a rocha, como regimes deformacionais, processos de metamorfismo e diagênese.

Nesta etapa, além da caracterização das tramas das rochas, se observou a estabilidade e grau de substituição das cloritas. Foram confeccionadas 7 lâminas petrográficas de amostras coletadas em campo: IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06. Também se selecionou pontos de interesse para análise por meio de Microscópio Eletrônico de Varredura e Microsonda Eletrônica.

3.5.2 Difratometria de Raios-X

A Difratometria de Raios-X (DRX) é usada para identificação de minerais que não podem ser caracterizados através da microscopia óptica. Ela também permite caracterizar parâmetros cristalográficos do mineral de interesse.

A técnica é baseada na Lei de Bragg (fig. 6) e consiste em utilizar raios-X com comprimento de onda conhecido que, ao atingirem um material, espalham-se elasticamente, sem perda de energia. O fóton de raio-X, após atingir o material, difrata segundo seus planos cristalográficos. As condições para a DRX são: (i) espaçamento entre camadas de átomos deve ser a mesma que o comprimento de onda da radiação; (ii) centros espalhadores devem estar espacialmente distribuídos em um arranjo altamente regular (Senna, 2003).



Equação da Lei de Bragg

$$n \lambda = 2 d \sin\theta$$

Figura 6: Representação da Equação da Lei de Bragg, onde o ângulo formado pela direção de incidência dos raios-X e o ângulo do raio difratado é designado como 2θ , sendo a metade deste ângulo o ângulo de Bragg (modificado de Senna, 2003).

Como o padrão de DRX é único para cada substância cristalina, é possível identificar e diferenciar os minerais presentes na amostra e suas características. O laboratório de Difractometria de Raios-X do CPGq dispõem de dois difratômetros SIEMENS, modelo BRUKER-AXS D5000 (fig. 7). A radiação $K\alpha$ é obtida a partir de tubos de cobre e com goniômetro theta-theta nas condições de energia de 40 kV e 25 mA.



Figura 7: Difratômetro SIEMENS, modelo BRUKER-AXS D5000, laboratório de Difractometria de Raios-X, pertencente ao CPGq.

As lâminas naturais-orientadas favorecem a identificação do plano 001 da clorita, dando informações sobre sua célula unitária, de possíveis interestratificações e outros minerais constituintes das frações finas. Com este intuito, foram analisadas as lâminas naturais-orientadas das frações $< 10 \mu m$, $< 2 \mu m$ e $< 0,5 \mu m$ para as amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06.

As lâminas pó (não orientadas) fornecem informações sobre o politipo e classificação da clorita (parâmetro b), devido ao favorecimento da difração de outros planos cristalográficos e da direção 060. Para esta técnica foram analisadas as lâminas pó-não orientadas da fração $< 2 \mu m$ das amostras IB 01 e material de raspagem da IB 06.

3.5.3 Espectrometria de Fluorescência de Raios-X

A Espectrometria de Fluorescência de Raios-X (FRX) é uma técnica de análise química multielementar, que permite quantificar em uma amostra a maioria dos elementos químicos com massa atômica superior a 12.

Baseia-se em uma fonte geradora de raios-X que incide nos constituintes que compõem a amostra, arrancando elétrons dos níveis internos dos átomos (estado excitado) que posteriormente atinge o estado de equilíbrio mediante o deslocamento de elétrons de camadas mais externas do átomo e pela emissão de fótons de energia característicos do elemento. Os elementos químicos respondem emitindo linhas espectrais de raios-X fluorescentes com energias características do elemento e cujas intensidades estarão relacionadas com a concentração de tal elemento na amostra (Nascimento Filho, 1999).

Os raios-X característicos passam por um detector que converte a energia dos fótons de raios-X absorvidos em pulsos elétricos. O resultado final será a percentagem em óxidos de cada elemento analisado. Uma análise de rocha é considerada aceitável quando seu resultado final apresentar valores entre 98% e 102%, sendo, portanto, aceito uma margem de erro de 2% no resultado final (Anzolin, 2015).

Foram confeccionados dois tipos de pastilhas para a análise por meio de FRX: pastilhas prensadas e pastilhas fundidas, com as amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06 de rocha total, maceradas em gral de ágata a 200 mesh.

As pastilhas prensadas têm o objetivo de analisar os elementos traço (ppm). A metodologia utilizada envolveu primeiramente a secagem das amostras em estufa a 110 °C por 24 horas. Foram pesados 5,000 g de amostra, a qual foi misturada com 1,000 g de ácido bórico, substância com função de liga e que não causa interferência no momento da análise. A mistura foi então prensada utilizando uma prensa Herzog (fig. 8a), aplicando-se uma carga de 30 ton. por dois minutos e trinta segundos. Cada amostra foi preparada separadamente, evitando contaminações.

As pastilhas fundidas, destinadas a medição dos elementos maiores e menores (concentração maior que 0,01%, representados em óxidos), possuem uma metodologia mais complexa. É preciso quantificar a presença de voláteis em cada amostra. Para isso cada uma foi exposta a altas temperaturas (1000 °C), tendo a água intersticial volatilizada assim como o dióxido de carbono dos carbonatos, e depois pesadas. Esses valores foram medidos e comparados com os valores das amostras secas em estufa a 110 °C. A diferença dos valores é chamada de Perda ao Fogo, e este valor é usado como um fator de correção para a análise.

Para a confecção das pastilhas fundidas, primeiramente foi feita a secagem das amostras em estufa a 110 °C por 24 horas. Foram pesadas 1,000 g de amostra, o qual foi misturada com 7,000 g de tetraborato de lítio, substância com função de diminuir a temperatura de fusão da amostra (fundente) e que não causa interferência no momento da análise. A mistura foi então fundida em cadinhos constituídos de 97% de platina e 3% de ouro, a uma temperatura de 1200 °C, utilizando uma máquina de fusão modelo Eagon 2, da marca PANalytical (fig. 8b). Cada amostra também foi preparada separadamente, evitando contaminações.

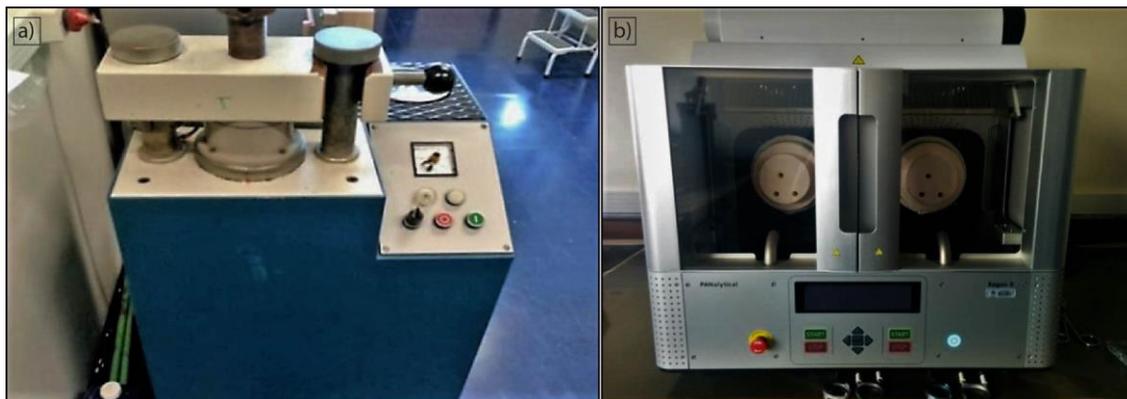


Figura 8: Equipamentos do laboratório de geoquímica do CPGq. a) Prensa Herzog. b) Máquina de fusão PANalytical, modelo Eagon 2.

3.5.4 Microscópio Eletrônico de Varredura

O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) permite o detalhamento da mineralogia em lâmina delgada através do registro de imagens com aumento teórico de até 30.000 vezes, além da confirmação da composição química semi-quantitativa através da análise química pontual dos minerais utilizando detector EDS.

As lâminas delgadas a serem analisadas devem passar por um processo de metalização sendo cobertas por uma fina película de Au ou C. A aquisição dos dados semi-quantitativos da composição química se dá pela utilização do EDS (*Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*) que analisa os raios-X secundários gerados pela excitação dos átomos da amostra pelo feixe de elétrons, os quais serão específicos de cada elemento químico que constitui o mineral bombardeado.

Neste projeto o processo de metalização foi feito por um filme de carbono. Foram analisadas lâminas das amostras IB 01, IB 2A, e IB 06 em sítios previamente selecionados no microscópio óptico. Foi utilizado o MEV de modelo JSM-6610LV da marca JEOL, com feixe de elétrons gerado a partir da excitação de um filamento de tungstênio na condição de energia de 20 kV. O EDS foi realizado por um detector Bruker 5030.

3.5.5 Microsonda Eletrônica

A Microsonda Eletrônica é uma técnica que permite a obtenção da composição química quantitativa de uma área da amostra com cerca de 1 μm de raio. Esta análise é feita sobre o mineral selecionado em lâmina delgada.

A técnica analítica utiliza um feixe de elétrons que excita os átomos da amostra, dando origem a emissão de raios-X característico. A identificação das linhas do espectro característico de raios-X identifica os elementos químicos, e a intensidade das contagens quando comparada com padrões originados a partir do bombardeamento da amostra, determinam a composição química do ponto. Essa determinação se dá através da comparação entre as contagens obtidas num mineral padrão e nos minerais da amostra.

A análise se dá sobre lâminas delgadas que passam por um processo prévio de polimento e metalização. Além da vantagem de uma análise *in situ* da amostra laminada, o equipamento ainda fornece uma visualização do material similar ao microscópio óptico, permitindo uma correlação dos aspectos do mineral com observações ópticas realizadas previamente. Outra vantagem da técnica é ser não destrutiva.

Assim, a análise das cloritas através da microsonda eletrônica permite a obtenção de suas fórmulas químicas. A informação dos constituintes da clorita e suas proporções é o dado base para os cálculos de sua temperatura de formação. Para este projeto o processo de metalização foi feito por meio de carbono na metalizadora Jeol JEE 4B (fig. 9a). Foram analisadas lâminas das amostras IB 01, IB 2A e IB 06 em sítios previamente selecionados no microscópio óptico. O laboratório de microsonda eletrônica do CPGq dispõe de uma microsonda Cameca SXFive (fig. 9b). As condições de energia foram de 15 kV e 15 nA, com feixe de 5 μm de diâmetro.



Figura 9: Equipamentos do laboratório de microsonda eletrônica do CPGq. a) Metalizadora Jeol JEE 4B. b) Microsonda Eletrônica Cameca SXFive.

3.5.6 Espectroscopia Mössbauer

A Espectroscopia Mössbauer (EM) é uma técnica específica para materiais contendo ferro propiciando informações sobre o estado de valência, número de coordenação, forças de campo cristalino e temperaturas de ordenamento magnético, sendo uma técnica igualmente não destrutiva.

A EM é um tipo de espectroscopia nuclear envolvendo a emissão e absorção ressonante de raios gama (ou seja, efeito Mössbauer). Este efeito requer uma transição nuclear sem recuo do núcleo. A energia da fonte de fótons deve ser idêntica à energia da transição nuclear do absorvedor. Essa fonte é repetitivamente acelerada, em uma faixa de velocidades que vai desde alguns mm/s até centenas de mm/s, para adicionar ou subtrair energia dos fótons que são emitidos. Devido a subsequente emissão do fóton absorvido não apresentar direções preferenciais, em contraste com o fóton da fonte que é direcionado ao detector, um decréscimo na intensidade do sinal de fundo é observado em energias (velocidades) onde a absorção ressonante ocorre, dando origem aos diferentes espectros Mössbauer (Campos, 2005).

Desta forma a técnica analítica permite obter a proporção de Fe^{2+} e Fe^{3+} em relação ao teor de ferro total da composição química das cloritas (Imbernon *et al.*, 2011). Na metodologia adotada, esse dado é essencial para os cálculos de suas

temperaturas de formação. A grande dificuldade é que esta técnica analisa o material de forma homogênea, não diferenciando os distintos silicatos que possam compor a amostra, entretanto os óxidos possuem curvas de comportamento bem definidas, e podem ser separados das demais fases. Sendo assim é obrigatória a entrada de amostras de clorita bastante puras, com o mínimo possível de minerais que possuam ferro em suas estruturas, como biotitas, sendo também preferível pouca ou nenhuma quantidade de óxidos.

Foi realizada a análise por Espectroscopia Mössbauer das amostras IB 01, IB 2A e IB 06 obtidas através da raspagem, que a partir de estudos prévios com difratometria de raios-X mostraram a pureza em clorita das amostras. Nestas condições a contaminação da amostra por outros minerais contendo ferro (em especial a biotita) foi suficientemente atenuada, não tendo influência sobre o resultado final. As análises foram feitas no Laboratório de Espectroscopia Mössbauer do Instituto de Física-UFRGS (fig. 10) através do método de transmissão com aceleração constante e fonte de cobalto 57 em matriz de ródio. O deslocamento isomérico foi feito em relação ao ferro metálico, e o ajuste da curva de mínimos quadrados supondo que as linhas de absorção são Lorentzianas.



Figura 10: Aparelho de Espectroscopia Mössbauer, Instituto de Física-UFRGS.

4 RESULTADOS

Seguem os resultados obtidos através das técnicas analíticas empregadas neste trabalho. Para melhor exposição dos resultados os dados foram sintetizados conforme sua relevância. Os dados completos obtidos encontram-se na seção APÊNDICES (página 84).

4.1 Análise de Lâminas Delgadas em Microscópio Óptico

As amostras analisadas no microscópio óptico foram IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06, com ênfase pela análise sob luz transmitida.

De forma geral, as amostras analisadas no microscópio óptico em luz transmitida possuem um bandamento bem marcado pelos filossilicatos e apresentaram como minerais essenciais quartzo, plagioclásio abundante em relação ao K-feldspato, clorita, biotita, mica branca e calcita. O feldspato e o quartzo possuem textura granoblástica bem definida em todas as amostras, predominando a textura fina, com exceção da amostra IB 5A onde há uma maior variabilidade de tamanho de grão com os menores se concentrando predominantemente junto aos filossilicatos.

Ocorre sericitização nos feldspatos nas amostras IB 5C e IB 06, e de forma intensa nas amostras IB 01, IB 2A, IB 04 e IB 5D gerando mica branca de grão muito fino. Na amostra IB 5A a sericitização é rara.

Todas as amostras registram um evento de cloritização onde a biotita é substituída pela clorita, porém com intensidades variáveis. Na amostra IB 5A a cloritização é muito baixa, possuindo uma grande quantidade de biotitas bem formadas e também muscovitas primárias, ambas com textura lepidoblástica. Nas amostras IB 5C e IB 5D a cloritização é média, com biotitas não cloritizadas ainda predominando sobre biotitas totalmente ou parcialmente cloritizadas, também com textura lepidoblástica. Nas amostras IB 01, IB 2A, IB 04 e IB 06 a cloritização é intensa e os relictos de biotita não cloritizados são muito raros. As amostras IB 5C e IB 06 ainda possuem presença de cloritas neoformadas, sendo raras em IB 5C e abundantes em IB 06 onde ocorrem na forma de veios centimétricos cortando transversalmente o bandamento da rocha (fig. 11). Estas cloritas neoformadas também ocorrem disseminadas paralelas ao bandamento, porém são muito raras.



Figura 11: Fotografia da amostra macro de IB 06 mostrando a superfície do corte para laminação. A seta vermelha indica o veio centimétrico de clorita neoformada cortando a foliação principal. É nítida a cloritização de toda a rocha, assim como um bandamento gnáissico bem definido. É possível observar veios e vênulas milimétricas de quartzo e principalmente carbonato, predominantemente transversais ao bandamento.

Os minerais que ocorrem em paragênese com a clorita são calcita, epidoto, opacos, titanita, albita e/ou adularia, rutilo, mica branca, quartzo e possível barita (fig. 12), paragênese esta tipicamente de fácies xisto verde. Todas as amostras possuem veios de quartzo mais tardios com início de recristalização, por vezes com uma textura granoblástica bem pouco definida. Os epidotos ocorrem em diferentes quantidades nas amostras, sendo abundantes na IB 01, raros na IB 2A, IB 04, IB 5D e IB 06 e não ocorrendo na IB 5A e IB 5C. A titanita foi observada apenas nas amostras IB 01, IB 2A, e IB 06, fortemente anédrica. Albita e/ou adularia? foi verificada nas amostras IB 01, IB 2A, IB 5D e IB 06. Os rutilos aparecem como minúsculos cristais aciculares inclusos na clorita, e puderam ser observados apenas na amostra IB 2A, possivelmente por serem mascarados pela própria clorita. As possíveis baritas aparecem inclusas tanto nas cloritas neoformadas como nas de substituição da amostra IB 06 quanto nos veios carbonáticos das demais amostras.

As calcitas macladas ocorrem em todas as amostras e de maneira diversa. Elas apresentam algumas texturas de espessura irregular das maclas que são modificações induzidas por recristalização dinâmica em temperaturas superiores a 250 °C (Ferril *et al.*, 2004). A amostra anômala em relação às calcitas é a amostra IB 5C, na qual os carbonatos são muito abundantes, e aparecem tanto como veios e vênulas como também em grandes espaços brechados em toda a amostra. Em todas as demais amostras as calcitas são menos abundantes, ocorrendo principalmente na

forma de veios e vênulas transversais ao bandamento e muito raramente aparecem de forma intersticial disseminada entre os demais grãos.

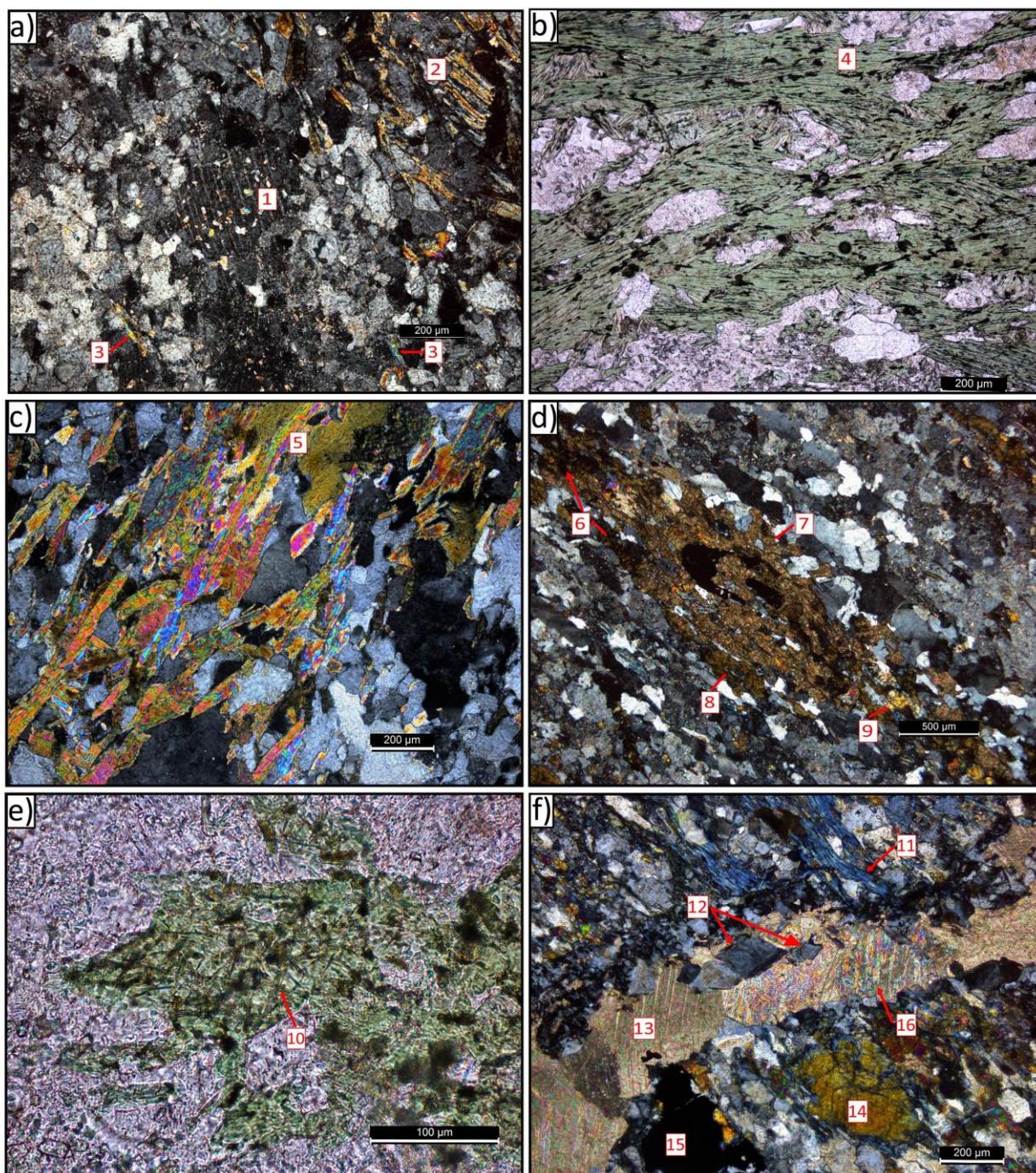


Figura 12: a) Amostra IB 5D: 1- Mica branca muito fina gerada a partir da alteração do feldspato; 2- Mica branca gerada a partir da alteração da biotita; 3- Muscovita primária. b) Amostra IB 2A: 4- Opacos de textura muito fina ao longo das clivagens da clorita. c) Amostra IB 5A: 5- Biotitas e muscovitas primárias com textura lepidoblástica. d) Amostra IB 06: 6- Cloritas neoformadas ao longo do bandamento; 7- Titanita; 8- Clorita de substituição; 9- Epidoto. e) Amostra IB 2A: Rutilos aciculares inclusos na clorita. f) Amostra IB 01: 11- Clorita de substituição bem cristalizada; 12- Albita e/ou adulária; 13- Calcita maclada; 14- Epidoto; 15- Opacos em agregado com hábito cúbico; 16- Calcita mostrando textura com elementos de macla de espessura irregular.

Os opacos ocorrem de duas maneiras: como grãos prismáticos compridos de textura muito fina sempre ao longo das clivagens da clorita e como agregados de textura média à grossa disseminados pela matriz da rocha. Os opacos finos estão presentes em todas as amostras, e sob luz refletida foram interpretados como possíveis ilmenitas (paragênese da clorita). Os opacos de textura média à grossa são menos comuns, alguns possuem hábitos cúbicos ou prismáticos curtos e foram interpretados como piritas e calcopiritas sob luz refletida e avaliados como sendo oriundos da composição primária do gnaisse.

A amostra IB 01 possui ainda faixas cataclásticas de largura milimétrica. Nestes domínios da rocha ocorre a diminuição do tamanho de grão (faixas cominuídas), com presença de cloritização e oxidação evidenciada pela ocorrência de hematita, intercaladas com faixas menos deformadas (micrólitons). Isto demonstra que o Lineamento de Ibaré retrabalhou os gnaisses, reativando seu bandamento e criando espaço para a percolação dos fluidos hidrotermais (fig. 13). Na amostra IB 5D foram observadas raríssimas ocorrências de granada, remanescentes da composição mineralógica primária do gnaisse. A amostra IB 5C possui uma grande quantidade de espaços preenchidos por uma massa carbonática e algumas cloritas neoformadas, além de uma quantidade muito superior de veios. Esse intenso fraturamento foi interpretado como um fraturamento hidráulico, sendo a amostra interpretada como uma brecha hidráulica (fig. 14). Por fim, os minerais acessórios encontrados nas amostras foram o zircão e em maior abundância a apatita.

É possível concluir através desta análise em microscopia óptica que se tratam de rochas gnáissicas bandadas, onde o retrabalhamento mediante à Zona de cisalhamento de Ibaré gerou permeabilidade o suficiente para a percolação de fluidos por intermédio de um evento hidrotermal. Tal percolação de fluidos hidrotermais gerou paragêneses retrometamórficas de fácies xisto verde nos gnaisses, que através de sua mineralogia sugere ter como protólito granitóides posteriormente metamorfizados (ortognaisse).

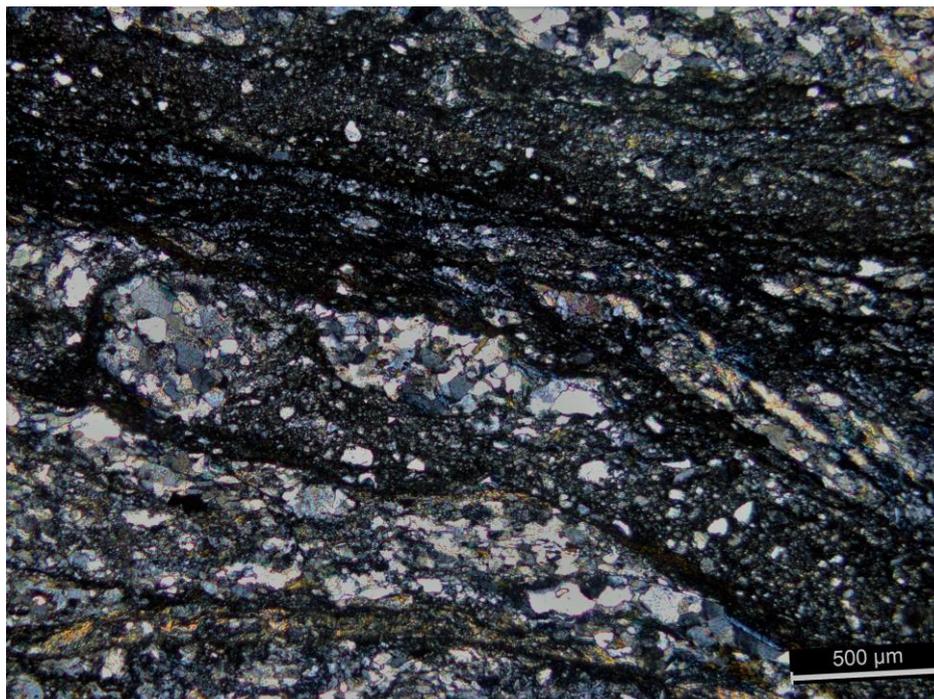


Figura 13: Amostra IB 01. Faixas cataclásticas com diminuição do tamanho de grão e presença de cloritização, e faixas menos deformadas. Isto demonstra o retrabalhamento do Lineamento de Ibaré sobre os gnaisses, possibilitando a percolação dos fluidos hidrotermais.

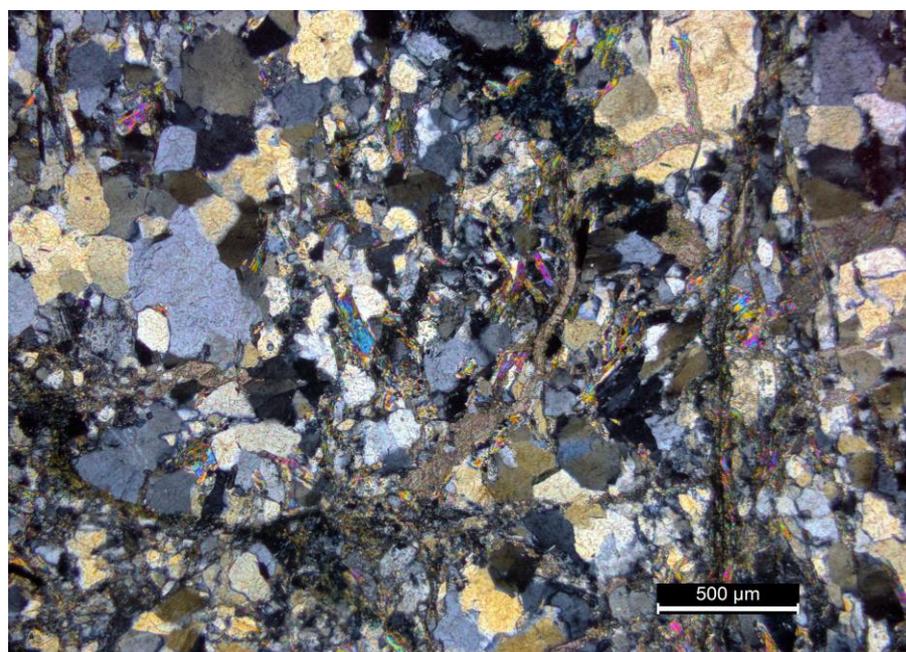


Figura 14: Amostra IB 5C. Intenso faturamento preenchido por uma massa carbonática, interpretado como um faturamento hidráulico, sendo a amostra interpretada como uma brecha hidráulica.

4.2 Difractometria de Raios-X

As amostras analisadas através da difratometria de raios-X foram a IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06. Esta técnica analítica teve importante aplicação no reconhecimento e confirmação das principais fases minerais que compõem as rochas analisadas, classificação da clorita pelo seu politipo e parâmetro b, assim como auxílio para a obtenção de amostras mais puras de clorita.

Os difratogramas obtidos através da análise do pó (200 mesh) da rocha total apresentaram uma mineralogia muito semelhante entre si, com destaque para a presença de clorita bem cristalizada em todas as amostras (fig. 15). Os principais picos que compõem os difratogramas indicam a presença de muscovita (picos a 10.049 Å, 4.5 Å e 2.094 Å), biotita (picos a 10.049 Å, 5.0046 Å, 4.5 Å, 3.779 Å, 3.678 Å, 3.038 Å, 2.70 Å, 1.9 Å e 1.913 Å), clorita como ferro clinocloro (picos a 14.302 Å, 7.115 Å, 4.74 Å, 3.551 Å, 2.603 Å, 2.558 Å, 2.459 Å, 2.402 Å e 2.01 Å), quartzo (picos a 4.262 Å, 3.349 Å, 2.284 Å, 2.23 Å, 2.13 Å e 1.982 Å), feldspato (picos a 6.399 Å, 4.04 Å, 3.86 Å, 3.196 Å, 2.992 Å, 2.938 Å e 2.842 Å) e calcita (picos a 3.86 Å, 3.038 Å, 2.842 Å, 2.094 Å e 1.913 Å).

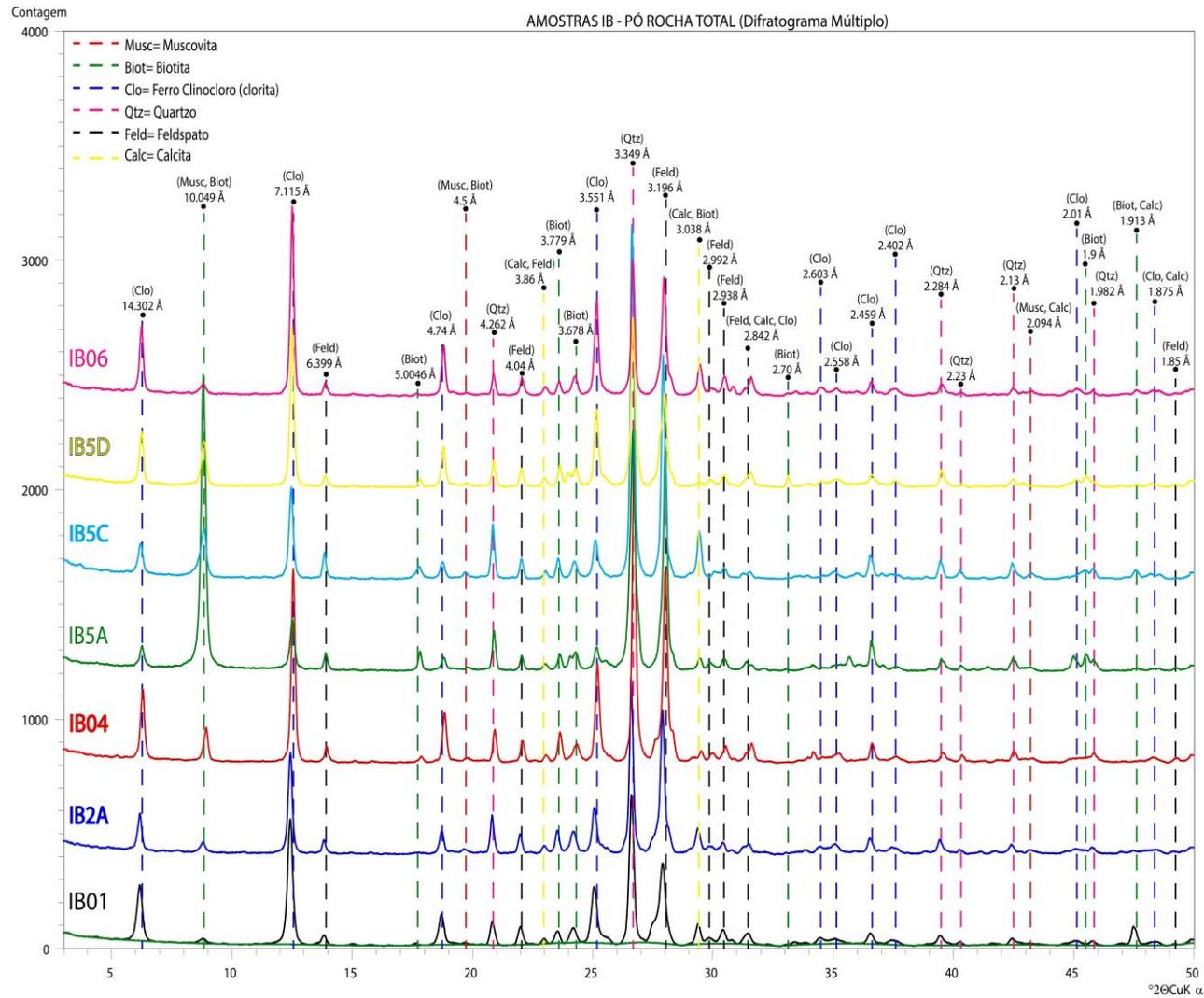


Figura 15: Difratogramas das análises através do pó (200 mesh) da rocha total das diferentes amostras. Foi possível reconhecer como principais componentes minerais muscovita, biotita, clorita como ferro clinocloro, quartzo, feldspato e calcita.

Um dos principais objetivos das análises por DRX foi avaliar o quanto estão presentes em cada amostra minerais que possuem ferro em sua estrutura. Como a difração dos raios-X ocorre de forma randômica ela refletirá mais vezes o que estiver em maior quantidade na amostra, indiretamente fornecendo (de maneira qualitativa) a quantidade de certo material cristalino. A intensidade das linhas de difração ou o seu nível de contagem informa sobre a maior ou menor quantidade das fases cristalinas nas amostras.

Sendo a biotita um mineral que possui ferro em sua estrutura cristalina, e como neste trabalho a clorita é um produto da substituição da biotita, foi importante avaliar as possibilidades de se obter amostras mais puras de clorita através de separações de fração ou raspagem antes de encaminhar as amostras para a Espectroscopia Mössbauer.

As amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06 foram submetidas à raspagem e também separação de fração $< 10 \mu m$, $< 2 \mu m$ e $< 0,5 \mu m$. Estes resultados foram comparados para se definir em qual amostra a biotita tinha menor influência no material final. Também foi feita uma análise dos demais picos para a confirmação de que não havia ocorrência de óxidos, ou outros minerais com ferro, de pequeno tamanho de grão compondo as frações finas.

Os difratogramas obtidos através da técnica de raspagem apresentaram mineralogia muito semelhante entre si (fig. 16). As amostras são predominantemente compostas por muscovita, biotita, clorita como ferro clinocloro, quartzo, feldspato e calcita. As amostras IB 01, IB 2A e IB 06 chegaram a um alto grau de pureza da clorita em relação a biotita, com seu pico principal a 10.009 \AA praticamente inexistente. A amostra IB 04 manteve uma baixa contaminação, enquanto as amostras IB 5C e IB 5D mantiveram-se medianamente contaminadas. Porém a amostra IB 5A demonstrou uma alta contaminação com biotita. Nenhuma amostra permitiu a identificação de óxidos ou outros minerais compostos por ferro.

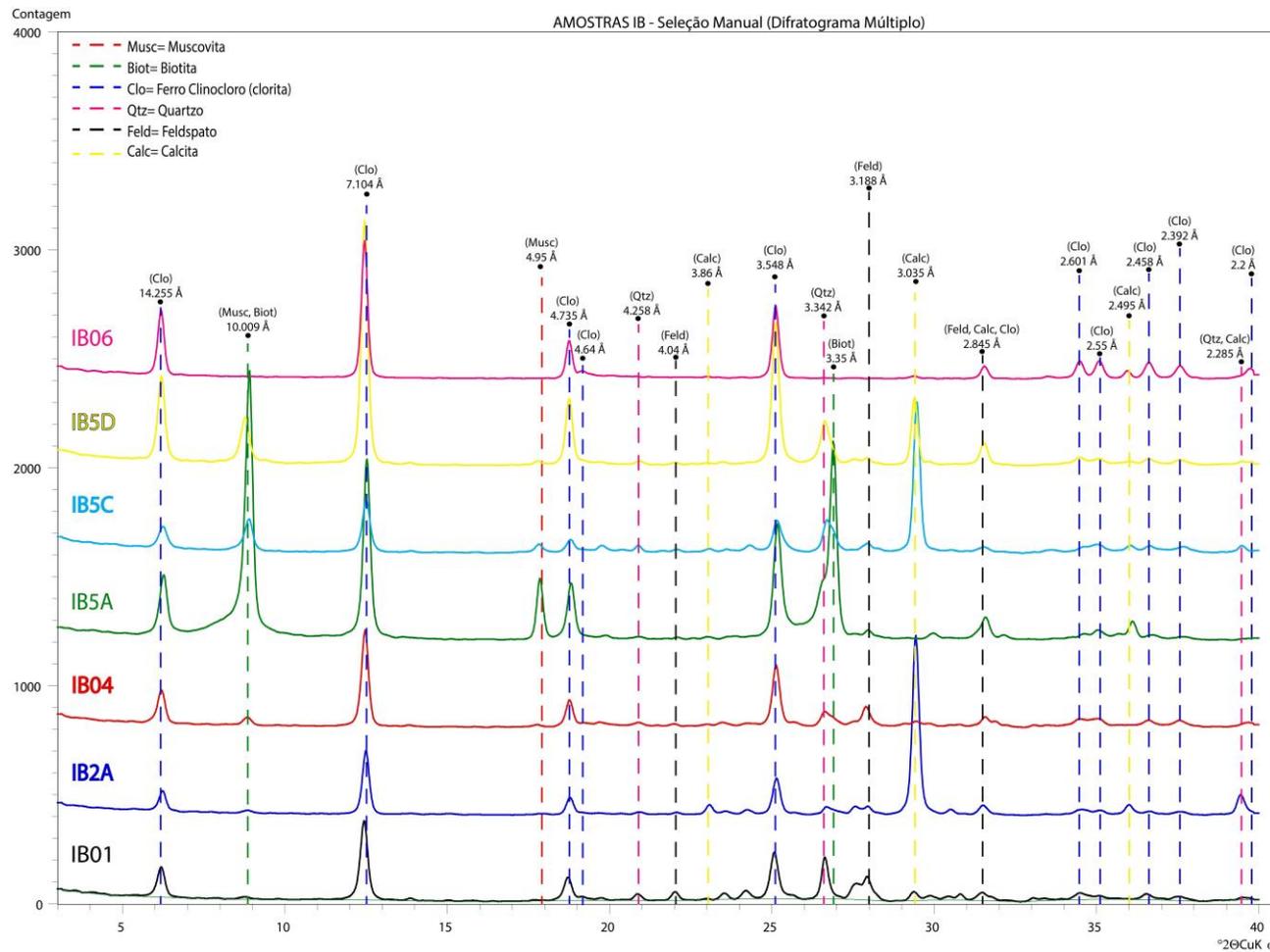


Figura 16: Difratogramas das análises através da seleção manual (raspagem) da rocha total nas diferentes amostras. Foi possível reconhecer como os principais componentes minerais muscovita, biotita, clorita como ferro clinocloro, quartzo, feldspato e calcita. Nas amostras IB 01, IB 2A e IB 06 obteve-se um alto grau de pureza, em IB 04 houve uma baixa contaminação, em IB 5C e IB 5D média contaminação. A amostra IB 5A demonstrou uma alta contaminação com biotita.

Os difratogramas obtidos através da análise das três frações também apresentaram uma mineralogia muito semelhante entre si (fig.17). Em nenhuma amostra ocorreu aparecimento de óxidos de ferro ou argilominerais. Os principais picos que compõem os difratogramas indicam a presença de muscovita (picos a 10.026 Å, 4.977 Å e 4.529 Å), biotita (picos a 10.026 Å, 3.948 Å, 3.672 Å, 3.344 Å e 2.899 Å), clorita como ferro clinocloro (picos a 14.302 Å, 7.115 Å, 4.735 Å e 3.551 Å), quartzo (picos a 4.242 Å e 3.344 Å), feldspato (picos a 6.371 Å, 4.037 Å, 3.776 Å, 3.464 Å, 3.237 Å, 3.193 Å, 2.99 Å, 2.937 Å e 2.84 Å) e calcita (picos a 3.857 Å, 3.036 Å e 2.84 Å).

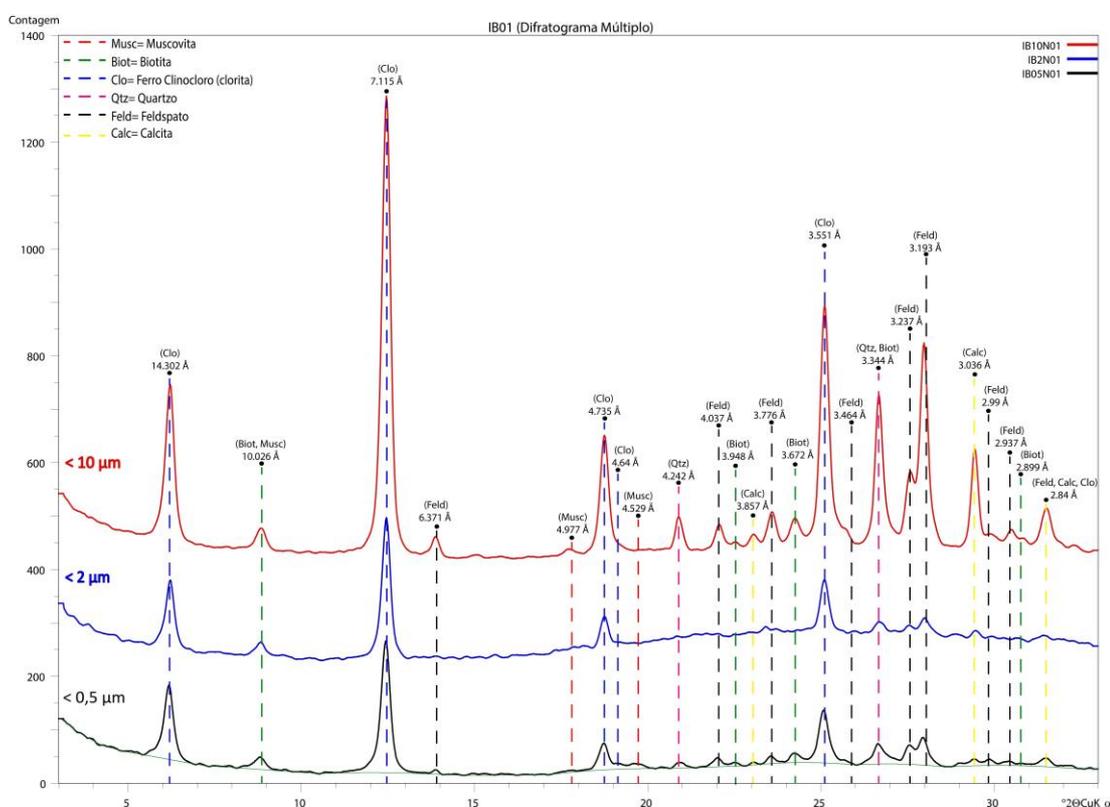


Figura 17: Comparação dos difratogramas das análises da amostra IB 01 através do método natural-orientado, nas frações $< 10 \mu\text{m}$, $< 2 \mu\text{m}$ e $< 0,5 \mu\text{m}$. Foi possível reconhecer como os principais componentes minerais muscovita, biotita, clorita como ferro clinocloro, quartzo, feldspato e calcita. Houve o predomínio da clorita sobre os demais minerais, os quais tiveram importante atenuação a partir da fração $< 2 \mu\text{m}$. Porém há ocorrência de biotita mesmo nas frações finas.

As amostras IB 01, IB 2A, IB 5D e IB 06 apresentaram baixa presença de biotitas mesmo na fração $< 10 \mu\text{m}$, tendo apenas dois picos mais expressivos: a 10.026 Å (mais intenso) e a 3.672 Å. Nas frações $< 2 \mu\text{m}$ e $< 0,5 \mu\text{m}$ foi obtida uma leve atenuação no pico a 10.026 Å e significativa atenuação dos picos a 3.948 Å, 3.672 Å e 3.344 Å. Todos os demais minerais sofreram importante atenuação.

As amostras IB 04 e IB 5C apresentaram uma maior presença de biotitas na fração $< 10 \mu\text{m}$, tendo seu pico a 10.026 \AA ainda mais expressivo. Porém nas frações $< 2 \mu\text{m}$ e $< 0,5 \mu\text{m}$ foi obtida uma importante redução no pico a 10.026 \AA assim como forte abrandamento dos picos a 3.672 \AA e a 3.344 \AA . Todos os demais minerais sofreram importante atenuação. A amostra IB 5C também foi a única a revelar a presença de vermiculita em sua fração $< 0,5 \mu\text{m}$ (fig. 18).

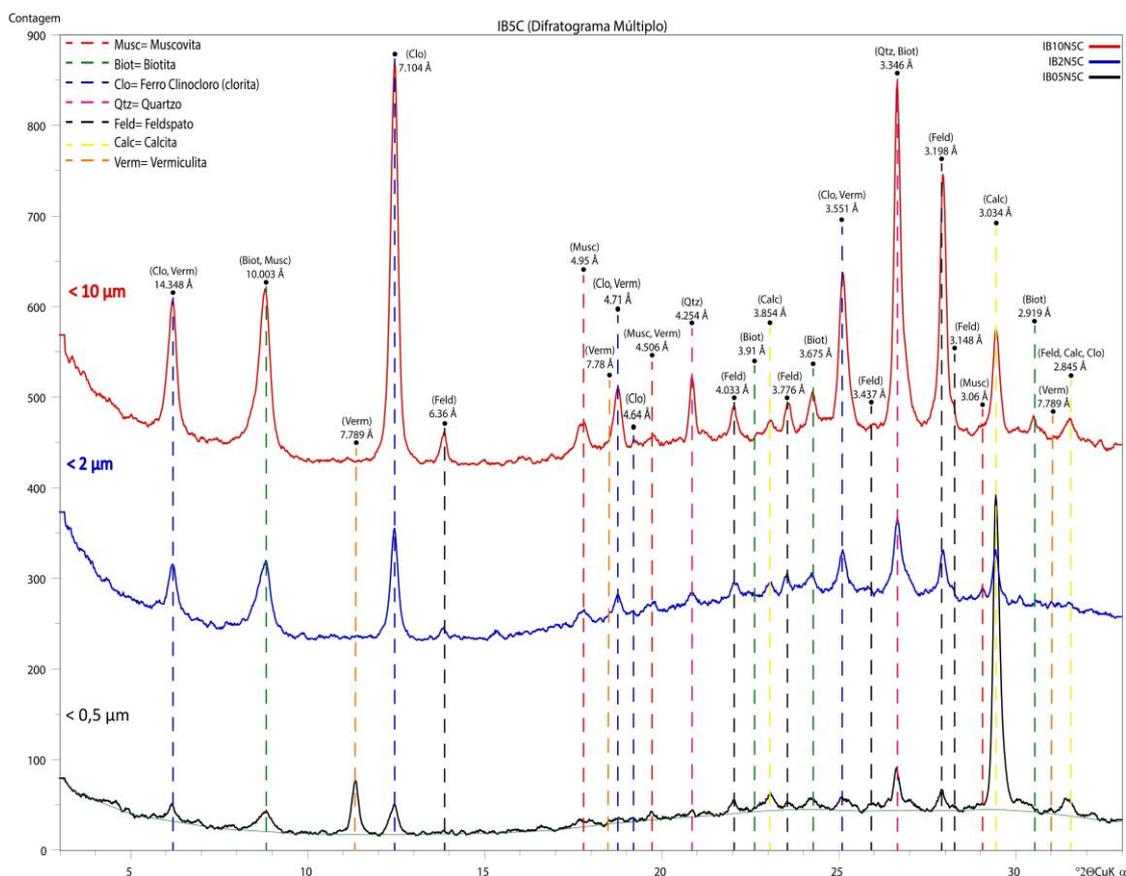


Figura 18: Comparação dos difratogramas das análises da amostra IB 5C através do método natural-orientado, nas frações $< 10 \mu\text{m}$, $< 2 \mu\text{m}$ e $< 0,5 \mu\text{m}$. Foi possível reconhecer como os principais componentes minerais muscovita, biotita, clorita como ferro clinocloro, quartzo, feldspato, calcita e vermiculita.

A amostra IB 5A demonstrou um comportamento anômalo em relação às demais. Uma grande presença de biotita na fração $< 10 \mu\text{m}$ pode ser constatada de maneira que a intensidade de seu pico a 10.026 \AA chegou a ser mais intenso que os picos 14.302 \AA e 7.115 \AA da clorita. Mesmo nas frações $< 2 \mu\text{m}$ e $< 0,5 \mu\text{m}$ não se chegou a uma diminuição efetiva do pico a 10.026 \AA da biotita.

Não foi observada variação considerável entre as frações $< 2 \mu m$ e $< 0,5 \mu m$, indicando que abaixo de $< 2 \mu m$ relictos de biotita sempre estarão presentes no material final. Já a separação manual por meio da raspagem das cloritas nas amostras apresentou resultados com alto grau de pureza em IB 01, IB 2A e IB 06, com uma clorita bem cristalizada e significativamente predominante sobre os demais filossilicatos. Estas amostras são as mais indicadas para a realização da Espectroscopia Mössbauer. Nas amostras IB 04, IB 5C, IB 5D e principalmente IB 5A não foi possível ter uma boa separação da clorita em relação à biotita, não sendo indicadas para a realização da EM, pois seus resultados da razão de Fe^{2+} e Fe^{3+} não seriam confiáveis devido à contaminação do material. Os difratogramas das demais amostras encontram-se no apêndice A, página 84.

A determinação do parâmetro b e politipo envolveu a utilização de diferentes técnicas dentro da DRX para as cloritas cristalizadas a partir de processos distintos. Para representação das cloritas advindas da substituição da biotita foi escolhida a amostra IB 01 na fração $< 2 \mu m$. Já para as raras cloritas neoformadas a amostra IB 06 foi escolhida, porém foi obtida através da raspagem do veio de clorita neoformada.

O parâmetro b das cloritas geradas neste evento hidrotermal na Zona de cisalhamento de Ibaré classifica ambas como trioctaédricas com o parâmetro 060 a 1.562 \AA , especialmente com base na amostra IB 06 cuja a presença de quartzo não foi detectada e que poderia ter interferido com uma linha de difração referente ao plano 211 coincidente com a região de avaliação do parâmetro 060 da clorita (fig. 19). O politipo de ambas as cloritas é o politipo IIb , segundo seus picos principais a 2.811 \AA , 2.655 \AA , 2.582 \AA , 2.54 \AA , 2.435 \AA , 2.378 \AA , 2.253 \AA , 2.062 \AA , 1.999 \AA , 1.901 \AA , 1.878 \AA , 1.82 \AA e 1.746 \AA (fig. 20).

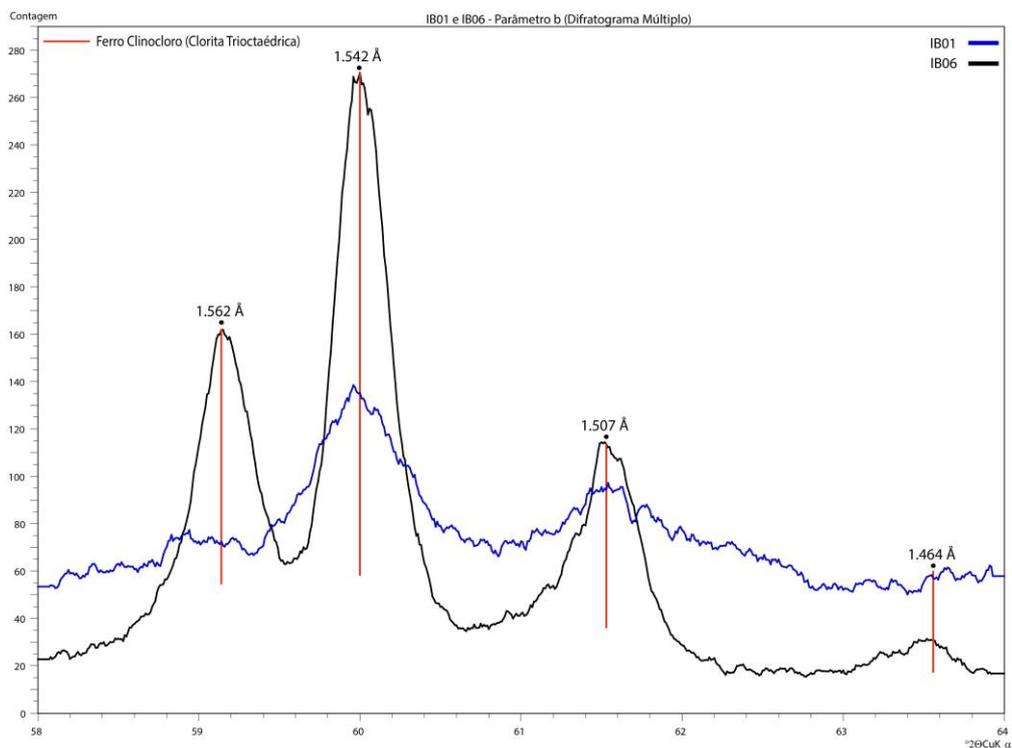


Figura 19: Análise através do método pó não-orientado do parâmetro b das cloritas neoformadas (IB 06) e de substituição (IB 01). Ambas possuem o mesmo parâmetro b, sendo classificadas como trioctáedricas.

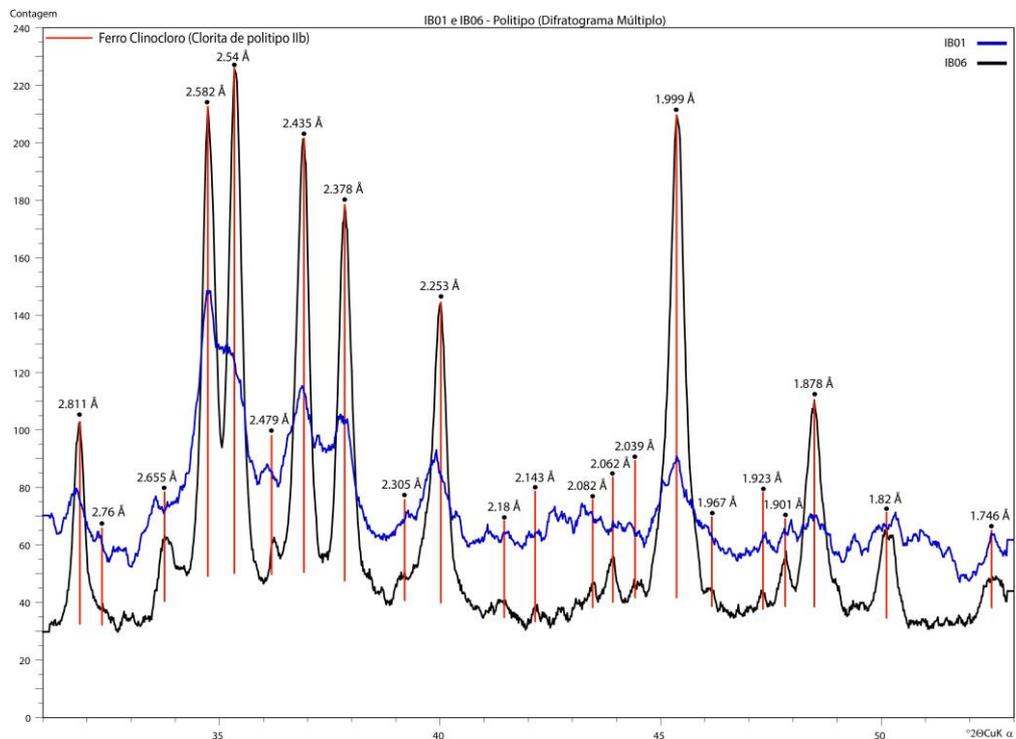


Figura 20: Análise através do método pó não-orientado do politipo das cloritas neoformadas (IB 06) e de substituição (IB 01). Ambas possuem o mesmo politipo, sendo classificadas como IIb.

4.3 Análise Química em FRX – Rocha Total

A análise química de rocha total por meio da fluorescência de raios-X teve por objetivo a caracterização química do gnaiss sobre o qual ocorreu o evento de cloritização. Como a clorita está inserida dentro do contexto deste gnaiss, é relevante buscar entender a classificação e comportamento químico desta rocha. Através da análise química da rocha total foi obtida a composição de elementos maiores (representados em wt.% dos óxidos) e elementos traço (ppm) para cada amostra. Os resultados na forma de tabelas encontram-se no apêndice B, página 89.

A composição química das amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06 em relação aos elementos maiores são semelhantes (fig. 21). As amostras apresentaram teores médios de 59,46% para SiO₂; 15,30% para Al₂O₃; 0,76% para o TiO₂; 6,90% para Fe₂O₃; 0,07% para MnO; 3,31% para MgO; 3,77% para CaO; 2,74% para Na₂O; 1,97% para K₂O; 0,19% para P₂O₅; 0,33% para SO₄ e 4,31% para H₂O+.

A composição química destas mesmas amostras em relação aos elementos traço também apresentou o mesmo comportamento entre si (fig. 22). Elas tiveram teores médios de 25,9 ppm para Y; 3,47 para Pb; 42,8 para Ni; 38,6 para Co; 51,3 para Cu; 15,7 para Ga; 596 para Sr; 166 para Zr; 80 para Zn; 8,19 para Nb; 58,7 para Rb; 5,11 para As; 211 para Cr e 1137 para Ba.

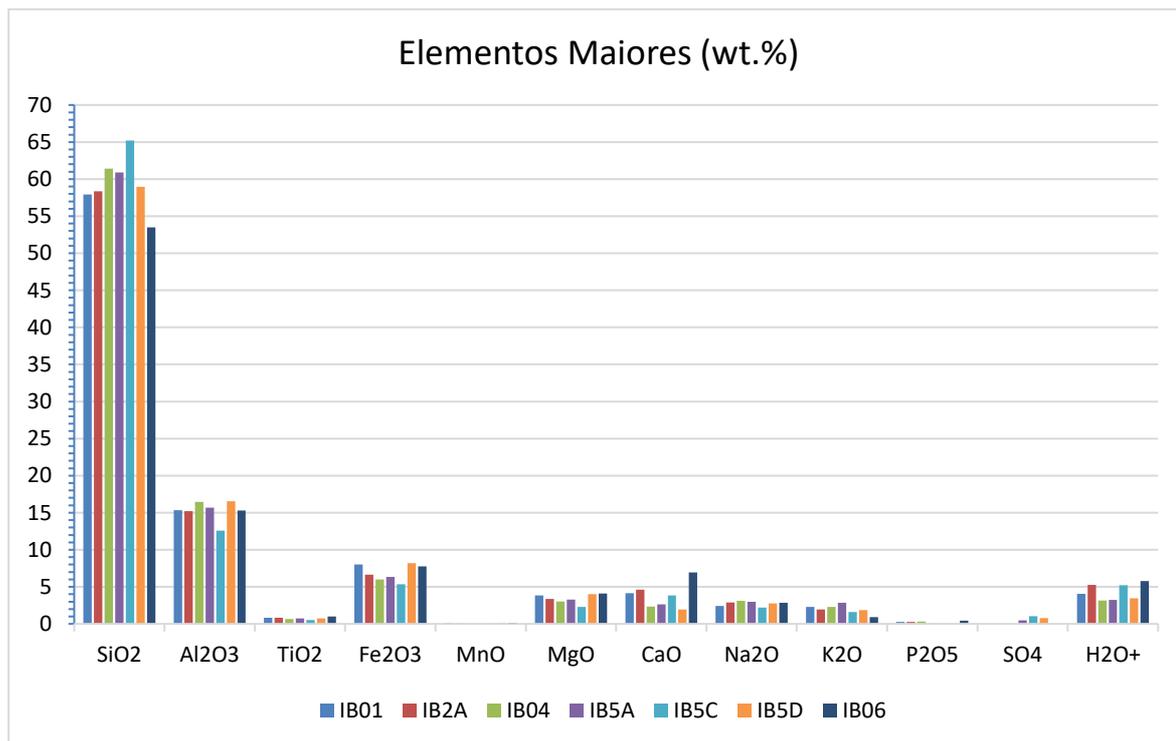


Figura 21: Comparação das concentrações dos elementos maiores entre as amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06.

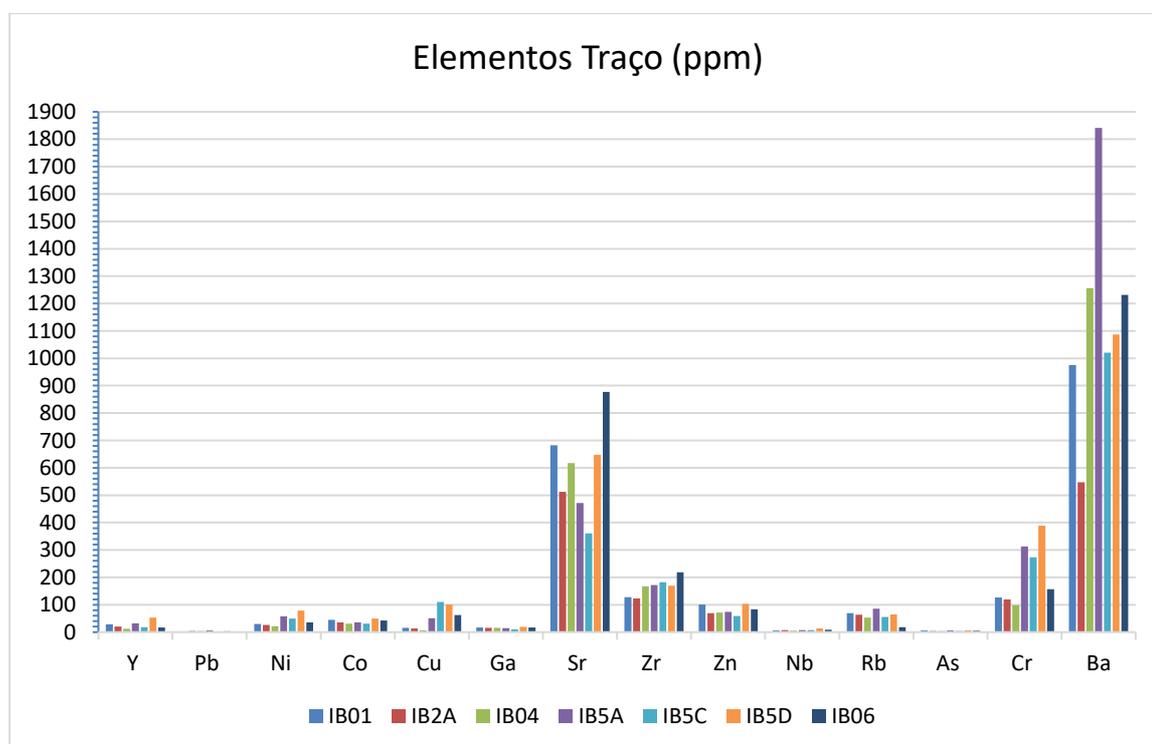


Figura 22: Comparação das concentrações dos elementos traço entre as amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06.

4.4 Análise EDS e Imageamento em MEV de Minerais

As amostras IB 01, IB 2A e IB 06 foram analisadas através do MEV por meio de suas lâminas delgadas. Com esta técnica analítica buscou-se a confirmação dos minerais que compõem a paragênese das cloritas, indicados através da microscopia óptica.

Os resultados obtidos confirmaram as análises e interpretações realizadas através da petrografia. Os minerais que ocorrem em paragênese com as cloritas são epidoto, calcita, ilmenita, titanita, rutilo, albita, mica branca, barita e quartzo.

O epidoto ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{O}(\text{Al},\text{Fe}^{3+})\text{OH}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$) (fig. 23) ainda possui uma variação dentro de seu próprio grupo, para allanita, a qual admite substituições parciais de Nd e principalmente de Ce no lugar de Ca e Fe (fig. 24).

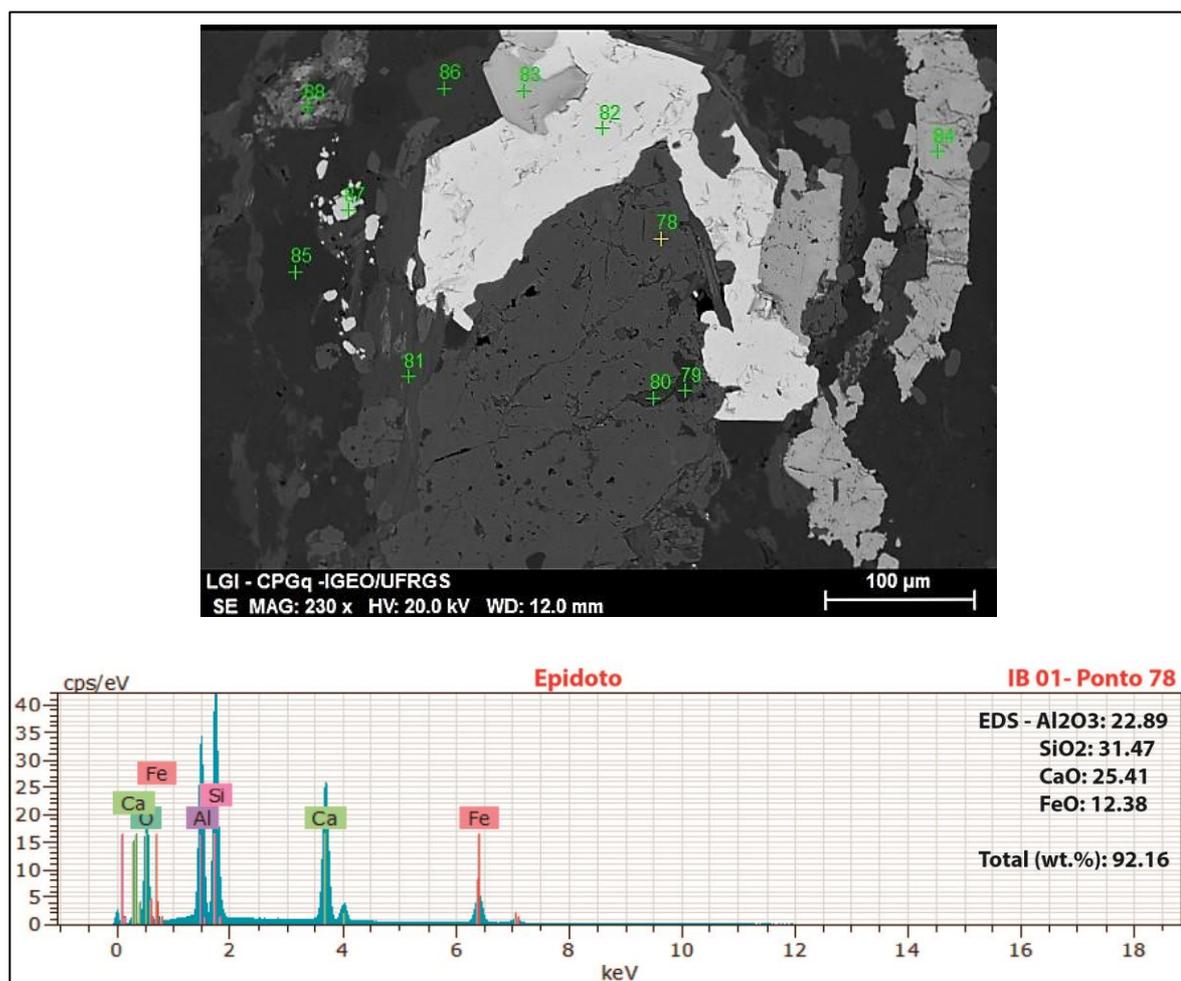


Figura 23: Análise do espectro do ponto 78 em IB 01 - Epidoto. A composição química predominante do epidoto em paragênese com as cloritas é de CaO, Al₂O₃, FeO e SiO₂.

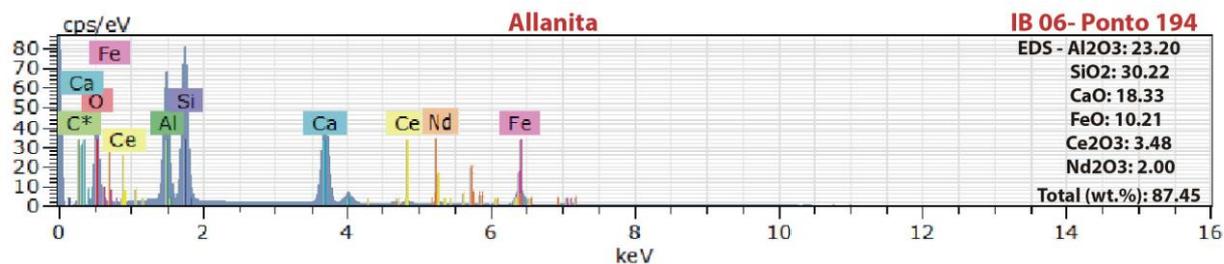


Figura 24: Análise do espectro do ponto 194 em IB 06 - Allanita. A composição química sugere a ocorrência de allanita (grupo do epidoto) devido a presença de Ce₂O₃ e Nd₂O₃.

Foi possível uma boa caracterização dos minerais compostos por titânio. O rutilo (TiO₂) ocorre normalmente como finas agulhas inclusas na clorita (fig. 25), enquanto que a titanita (CaTi[SiO₄](O,OH,F)) pode ocorrer como coroas externas à ilmenita (FeTiO₃). Esta última pode apresentar exsoluções de ferro-titânio (fig. 26).

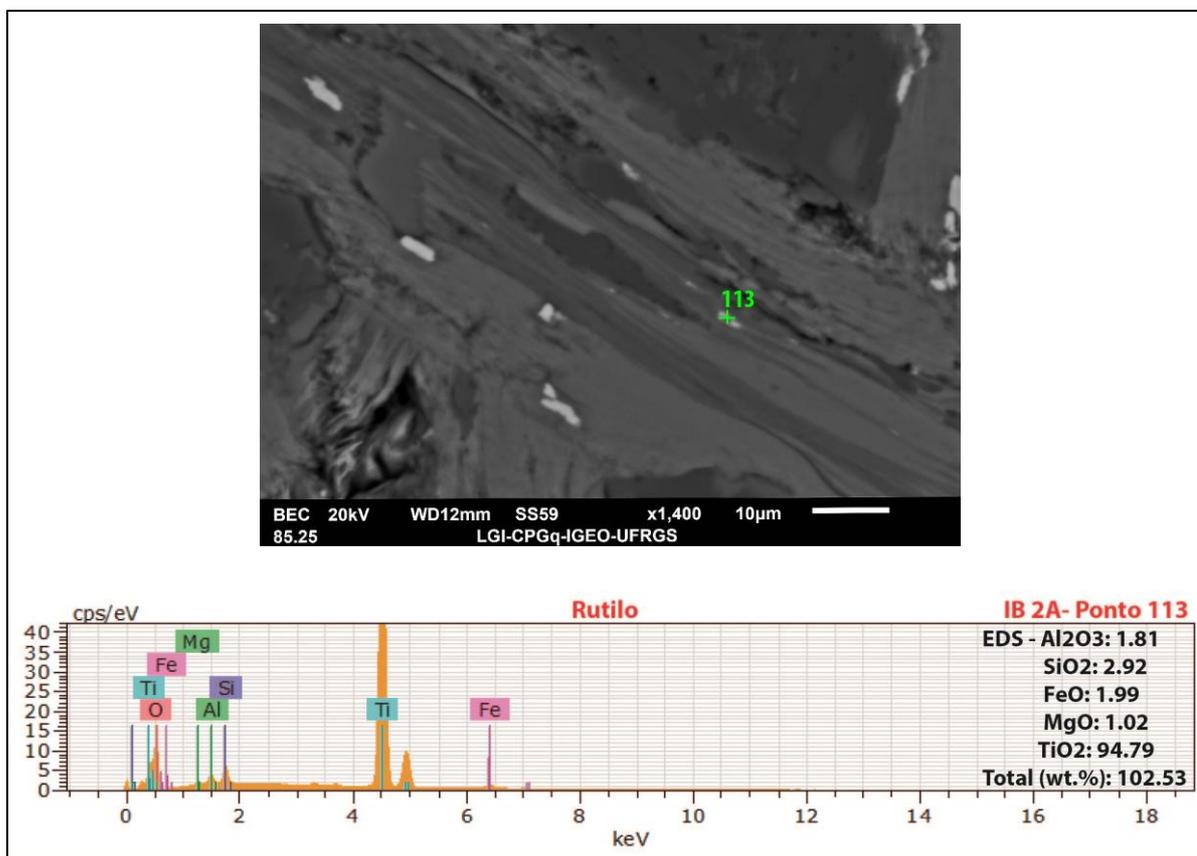


Figura 25: Análise do espectro do ponto 113 em IB 2A - Rutilo. O rutilo ocorre incluído na clorita, normalmente como finas agulhas, motivo pelo qual a análise através de EDS apresenta uma leve contaminação pelos constituintes da clorita (Mg, Fe, Al e Si).

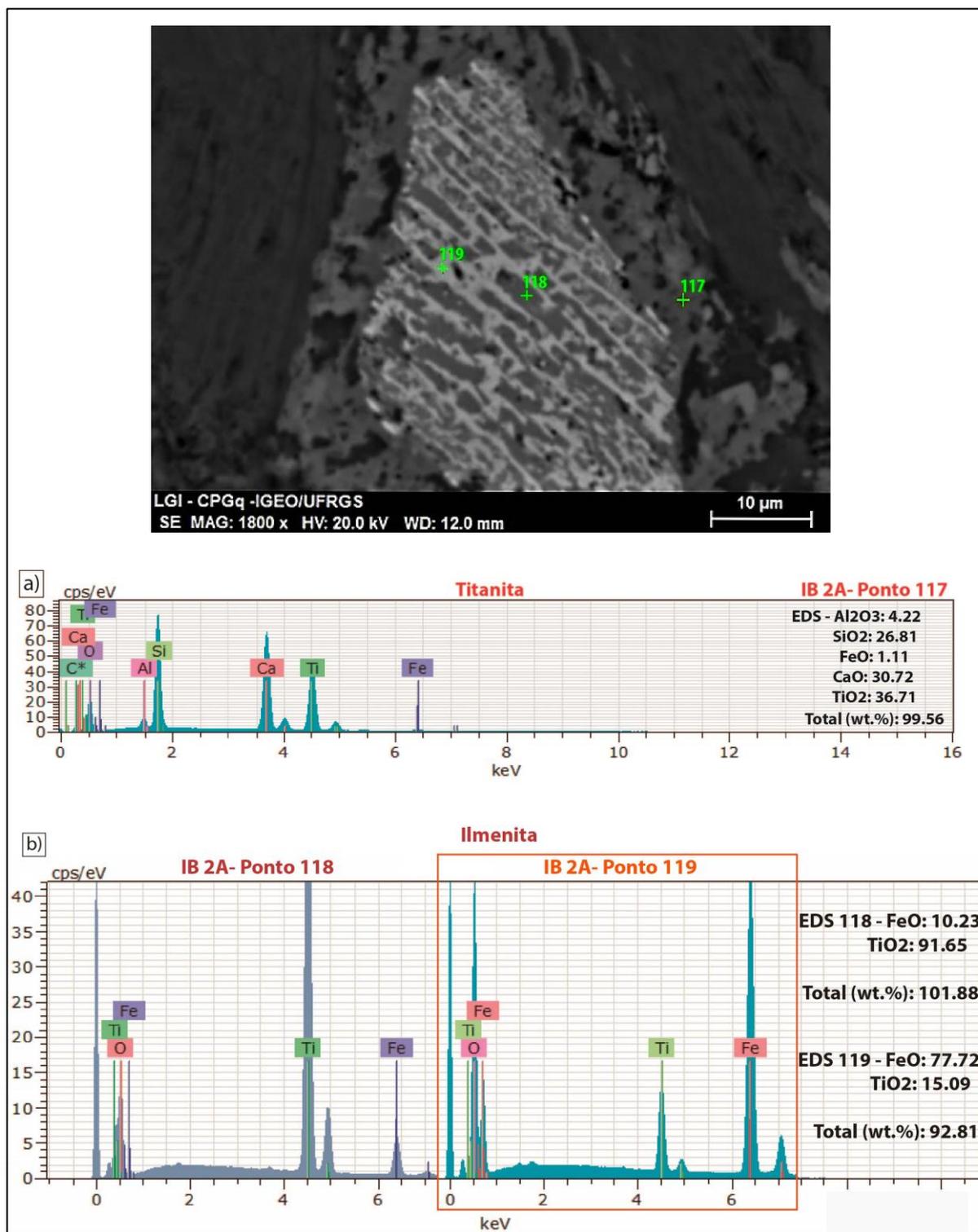


Figura 26: Análise dos espectros dos pontos 117 (Titanita), 118 e 119 (Ilmenita) em IB 2A. a) A titanita no ponto 117 ocorre como uma coroa externa à ilmenita. b) O cristal de ilmenita possui exsoluções de ferro-titânio que se alternam composicionalmente, ora sendo mais ricas em titânio (ponto 118) ora mais ricas em ferro (ponto 119).

A dúvida sobre a ocorrência de albita ou adulária também foi solucionada a partir das análises em MEV. Os resultados mostraram que o feldspato alcalino que compõem a paragênese da clorita é de fato albita (Na[Si₃Al]O₈) (fig.27).

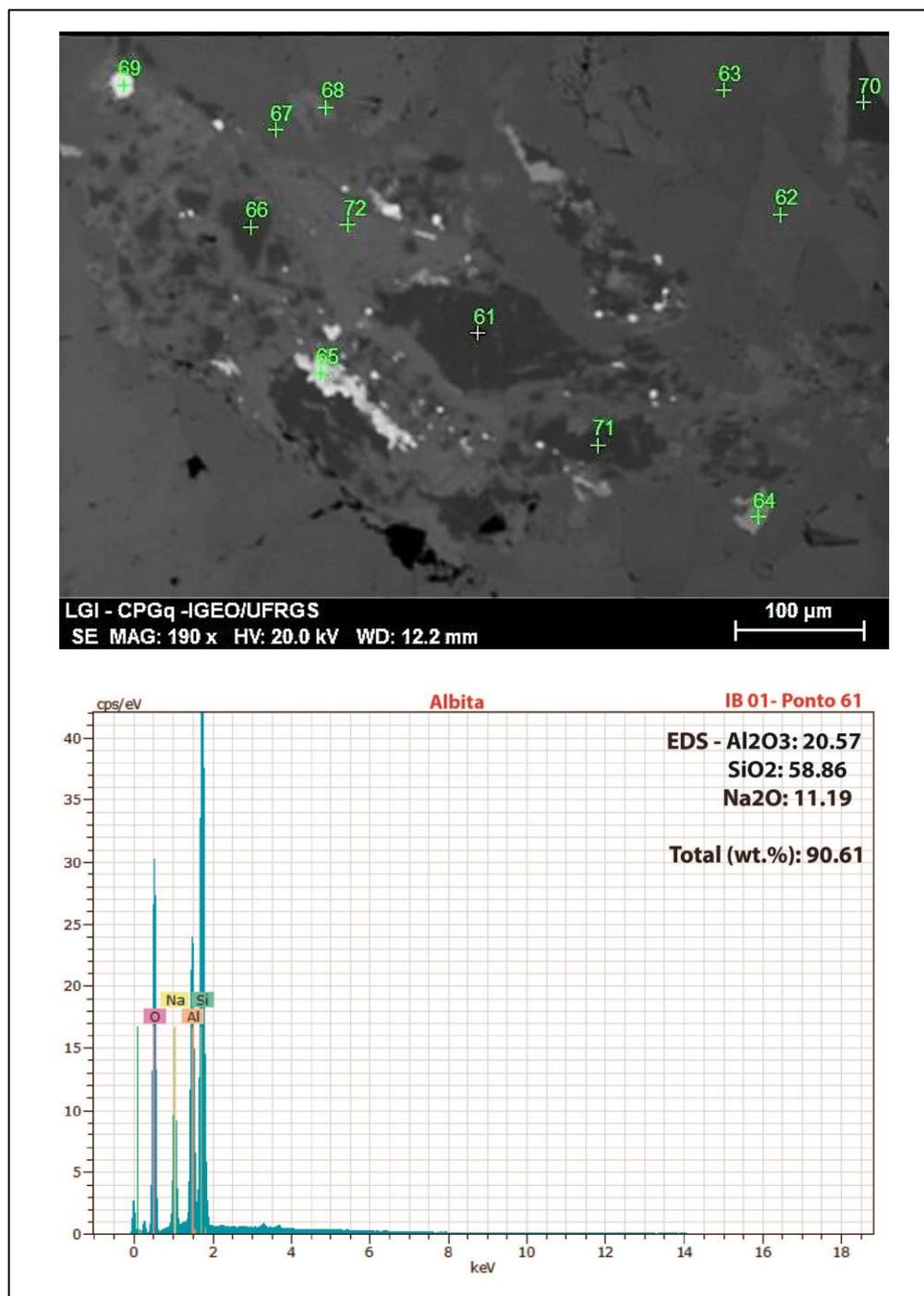


Figura 27: Análise do espectro do ponto 61 em IB 01 – Albita. O resultado comprova que o feldspato é puramente sódico, tratando-se de fato de uma albita.

Foi possível confirmar também a ocorrência de barita na paragênese da clorita. Os resultados de MEV mostraram a presença do sulfato de bário (BaSO_4) com teores importantes de estrôncio (fig. 28). Os espectros dos demais minerais analisados encontram-se no apêndice C, página 90.

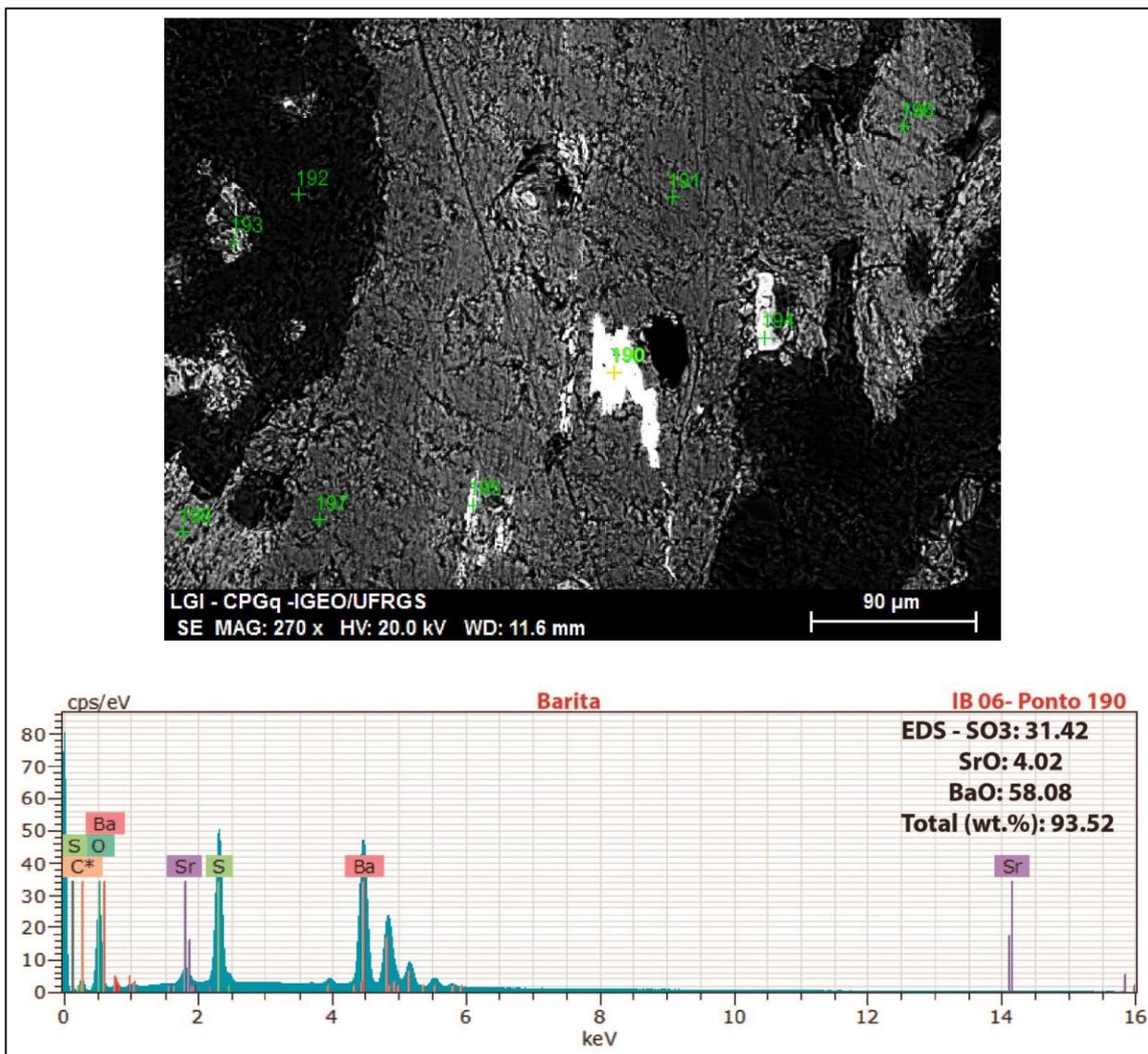


Figura 28: Análise do espectro do ponto 190 em IB 06 – Barita. O resultado confirma a presença de sulfato de bário com teores importantes de estrôncio.

4.5 Análise Química em Microsonda Eletrônica

As amostras IB 01, IB 2A e IB 06 foram analisadas através da microsonda eletrônica por meio de suas lâminas delgadas. Com esta técnica analítica foi obtida a composição química quantitativa tanto das cloritas neoformadas (amostra IB 06) quanto das cloritas de substituição (amostra IB 01, IB 2A e IB 06).

Os resultados obtidos mostram que as cloritas das diferentes amostras possuem uma composição química muito semelhante entre si, mesmo quando comparadas as cloritas de substituição com as cloritas neoformadas (tabela 1). A quantidade de H₂O

(wt.%) presente em cada ponto foi calculada estequiometricamente através do programa WinCcac®. Todo o ferro foi considerado como ferroso.

A composição média das cloritas de IB 01 foi de 28,07% de SiO₂, 16,45% de MgO, 17,40% de Al₂O₃, 0,08% de K₂O, 0,07% de CaO, 0,08% de TiO₂, 0,04% de Cr₂O₃, 0,25% de MnO, 23,45% de FeO e 0,01% de Na₂O em um total médio de 85,89% em óxidos. A quantidade média de H₂O calculada foi de 11,66%, com um fechamento total médio de 97,55%.

A composição média para as cloritas de IB 2A foi de 27,90% de SiO₂, 17,05% de MgO, 17,79% de Al₂O₃, 0,02% de K₂O, 0,05% de CaO, 0,07% de TiO₂, 0,04% de Cr₂O₃, 0,25% de MnO, 23,27% de FeO e 0,02% de Na₂O em um total médio de 86,45% em óxidos. A quantidade média de H₂O calculada foi de 11,36%, com um fechamento total médio de 97,80%.

As cloritas neoformadas da amostra IB 06 tiveram uma composição média de 26,43% de SiO₂, 18,47% de MgO, 20,32% de Al₂O₃, 0,00% de K₂O, 0,02% de CaO, 0,04% de TiO₂, 0,08% de Cr₂O₃, 0,25% de MnO, 20,38% de FeO e 0,01% de Na₂O em um total médio de 86,01% em óxidos. A quantidade média de H₂O calculada para as cloritas neoformadas foi de 11,46%, com um fechamento total médio de 97,46%. As cloritas de substituição em IB 06 tiveram uma composição média de 27,29% de SiO₂, 17,83% de MgO, 19,31% de Al₂O₃, 0,05% de K₂O, 0,05% de CaO, 0,07% de TiO₂, 0,02% de Cr₂O₃, 0,22% de MnO, 21,46% de FeO e 0,01% de Na₂O em um total médio de 86,31% em óxidos. A quantidade média de H₂O calculada para as cloritas de substituição foi de 11,45%, com um fechamento total médio de 97,77%.

Seguindo a convenção adotada na literatura (De Caritat *et al.*, 1993; Bourdelle *et al.*, 2013), os pontos em que as análises excederam mais do que 0,5 wt.% em óxidos do somatório de Ca, Na e K foram descartados. Esta premissa excluiu 11 pontos obtidos nas análises das 3 amostras. Isto porque a estrutura cristalina de uma clorita não pode comportar tais elementos sem uma grande deformação em sua estrutura, gerando alta quantidade de vacâncias (Jiang *et al.*, 1994), sendo assim consideradas inapropriadas como geotermômetro. As demais tabelas das análises químicas encontram-se no apêndice D, página 92.

Tabela 1: Análise química das cloritas através de microsonda eletrônica (wt.% dos óxidos). Comparação entre a composição química das cloritas neoformadas e aquelas de substituição na amostra IB 06. Ambas as cloritas possuem a mesma composição química. (c) = calculado.

Amostra	Na2O	SiO2	MgO	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	Cr2O3	MnO	FeO	Total	H2O(c)	Total(c)
IB 06	0,00	26,48	18,30	20,46	0,00	0,02	0,06	0,03	0,25	20,58	86,19	11,48	97,67
	0,00	26,46	18,31	20,03	0,00	0,01	0,05	0,02	0,28	20,74	85,90	11,42	97,32
Clorita Neoformada	0,02	26,18	17,86	20,47	0,01	0,02	0,04	0,01	0,23	20,46	85,30	11,36	96,66
	0,00	25,92	17,68	20,15	0,00	0,03	0,03	0,01	0,23	20,08	84,13	11,21	95,34
	0,01	26,32	18,35	20,01	0,00	0,03	0,04	0,03	0,22	20,70	85,71	11,39	97,10
	0,00	25,85	17,99	20,84	0,00	0,02	0,05	0,03	0,27	20,58	85,62	11,39	97,01
	0,01	26,04	18,08	20,71	0,00	0,01	0,05	0,03	0,26	20,62	85,81	11,41	97,22
	0,00	26,06	18,37	20,83	0,00	0,03	0,04	0,02	0,27	20,32	85,93	11,45	97,38
	0,03	26,05	18,43	20,65	0,00	0,02	0,06	0,02	0,25	20,33	85,83	11,43	97,26
	0,01	26,31	18,60	19,61	0,00	0,03	0,05	0,03	0,28	20,71	85,62	11,37	96,99
	0,00	26,90	18,82	20,57	0,00	0,03	0,03	0,09	0,25	20,11	86,79	11,60	98,39
	0,01	26,35	18,60	20,58	0,00	0,01	0,04	0,26	0,27	20,13	86,25	11,50	97,75
	0,00	27,93	19,93	19,79	0,01	0,05	0,04	0,05	0,23	20,22	88,25	11,81	100,06
	0,02	26,76	19,12	20,03	0,00	0,01	0,05	0,13	0,23	20,24	86,59	11,55	98,14
	0,00	26,81	18,61	20,02	0,02	0,01	0,04	0,45	0,27	19,92	86,17	11,50	97,67
	Clorita de Substituição	0,00	27,85	15,59	17,67	0,14	0,05	0,06	0,02	0,19	24,07	85,64	11,20
0,02		28,11	17,38	16,88	0,02	0,06	0,09	0,01	0,21	23,26	86,05	11,29	97,34
0,01		27,97	15,06	18,56	0,19	0,05	0,09	0,01	0,17	25,19	87,30	11,37	98,67
0,00		26,94	18,87	20,65	0,00	0,03	0,09	0,04	0,27	19,82	86,71	11,61	98,32
0,01		26,47	18,34	20,05	0,00	0,02	0,05	0,03	0,25	20,60	85,81	11,42	97,23
0,02		27,27	18,83	20,17	0,00	0,08	0,04	0,04	0,22	20,54	87,20	11,64	98,84
0,01		29,05	17,71	16,92	0,20	0,05	0,11	0,05	0,23	22,20	86,52	11,44	97,96
0,03		26,72	18,73	20,41	0,00	0,03	0,04	0,00	0,19	20,04	86,18	11,52	97,70
0,00		26,54	18,50	20,41	0,01	0,05	0,06	0,01	0,26	20,10	85,93	11,47	97,40
0,02		26,61	18,46	20,67	0,00	0,05	0,03	0,00	0,25	20,00	86,09	11,51	97,60
0,00		26,69	18,64	20,06	0,00	0,06	0,08	0,01	0,19	20,29	86,03	11,48	97,51

4.6 Análise dos Teores de Ferro em EM

As amostras IB 01, IB 2A e IB 06 foram analisadas por Espectroscopia Mössbauer (EM) através do pó selecionado por raspagem (seleção manual) destas amostras. Com esta técnica analítica foram obtidos dados das propriedades dos íons de ferro (tabela 2) e a proporção de Fe^{2+} e Fe^{3+} em relação ao ferro total, de maneira quantitativa, tanto das cloritas neoformadas (amostra IB 06) quanto das cloritas de substituição (amostra IB 01 e IB 2A).

Tabela 2: Dados das análises das amostras IB 01, IB 2A e IB 06 por EM. EQ= interação quadrupolar (mm/s). IS= deslocamento isomérico em relação ao Fe metálico (mm/s). Larg Lin= largura da linha (Lorentziana) (mm/s). Área= proporção de cada sub-espectro: a área 1 representa o Fe^{2+} e as áreas 2 e 3 o Fe^{3+} .

Amostra	EQ 1 (mm/s)	IS 1* (mm/s)	Larg Lin 1 (mm/s)	Área 1	EQ 2 (mm/s)	IS 2* (mm/s)	Larg Lin 2 (mm/s)	Área 2	EQ 3	IS 3*	Larg Lin 3	Área 3
IB 01	2.62	1.13	0.36	0.79	--	--	--	--	0.98	0.40	0.84	0.21
IB 2A	2.62	1.13	0.33	0.82	0.68	0.25	0.49	0.14	0.97	0.52	0.31	0.04
IB 06	2.62	1.13	0.36	0.87	0.55	0.32	0.37	0.08	0.89	0.49	0.34	0.05

*Relativo ao ferro metálico.

A amostra IB 01 apresentou três tipos de componentes segundo as curvas apresentadas na EM (fig. 29): um primeiro sítio predominante (S_1) referente ao Fe^{2+} da clorita; um segundo sítio bastante expressivo (S_2) referente ao Fe^{3+} da clorita; três sítios com campos hiperfinos (S_3 , S_4 e S_5) referentes ao Fe^{3+} de um óxido, possivelmente se tratando de hematita, porém possuindo linhas pouco definidas provavelmente por se tratar de um material em pouca quantidade na amostra total. Os valores de Fe^{2+} e Fe^{3+} para clorita, corrigidos para 100%, foram de 79% de Fe^{2+} e 21% de Fe^{3+} compondo a clorita de substituição desta amostra. Os valores de Fe^{3+} do óxido foram descartados e sua interferência nos valores de ferro para a clorita foram considerados nulos.

A amostra IB 2A apresentou apenas dois tipos de componentes segundo as curvas apresentadas na EM: um primeiro sítio predominante (S_1) referente ao Fe^{2+} da clorita; um segundo sítio bastante expressivo (S_2 e S_3) referente ao Fe^{3+} da clorita. A divisão em dois sítios relativo ao Fe^{3+} é apenas um artifício matemático para o melhor fechamento da curva total. Não ocorreu presença de óxidos na amostra. Os valores de Fe^{2+} e Fe^{3+} foram de 82% de Fe^{2+} e 18% de Fe^{3+} compondo a clorita de substituição desta amostra.

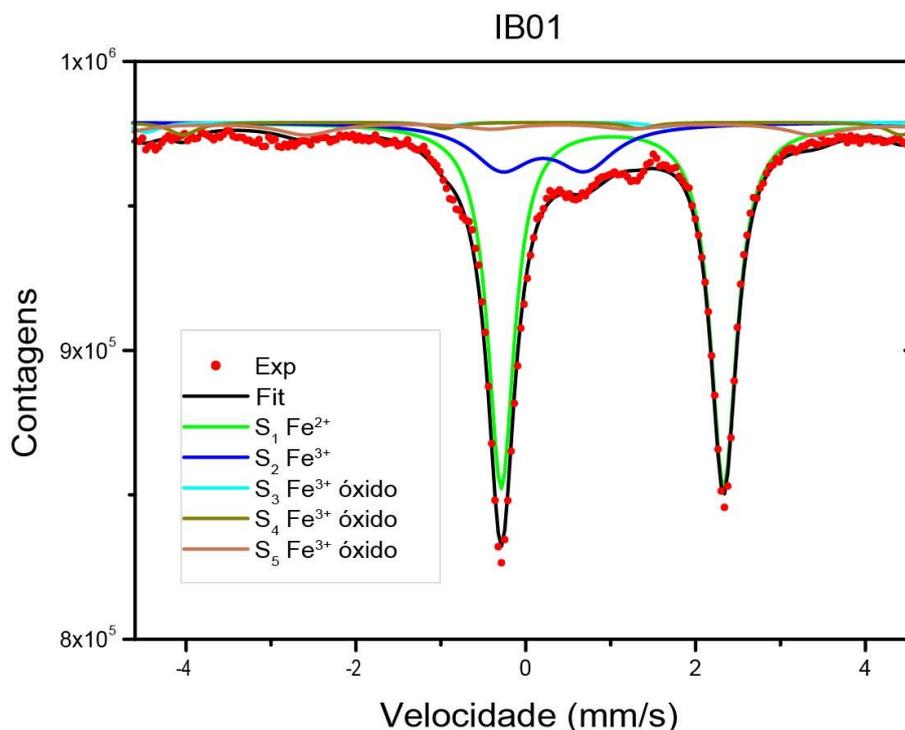


Figura 29: Curvas de Fe²⁺ e Fe³⁺ para a amostra IB 01. Os sítios 1 e 2 referem-se à composição da clorita de substituição, enquanto os sítios 3, 4 e 5 referem-se a tênues campos de óxido, possivelmente hematita. Os valores de Fe²⁺ e Fe³⁺ para a clorita foram de 79% e 21% respectivamente.

A amostra IB 06 também apresentou apenas dois tipos de componentes segundo as curvas da EM: um primeiro sítio predominante (S_1) referente ao Fe²⁺ da clorita; um segundo sítio bastante expressivo (S_2 e S_3) referente ao Fe³⁺ da clorita. A divisão em dois sítios relativos ao Fe³⁺ também é parte da modelagem para melhor fechamento da curva total. Também não ocorreu presença de óxidos. Os valores de Fe²⁺ e Fe³⁺ foram de 87% de Fe²⁺ e 13% de Fe³⁺ compondo a clorita neoformada desta amostra.

Os resultados obtidos mostram que tanto as cloritas de substituição quanto a clorita neoformada possuem proporções de Fe²⁺ e Fe³⁺ muito semelhantes entre si. A participação do Fe³⁺ pode ser considerada alta e dentro das expectativas segundo o geotermômetro químico de Inoue *et al.*, 2009 e Inoue *et al.*, 2010. A constatação da baixa presença de óxidos na amostra IB 01 pela EM, os quais não foram observados nas DRX, indica que estas fases possuem uma baixa cristalinidade e/ou perfazem uma quantidade muito baixa na amostra. Porém isto também mostra o quanto a EM é sensível na detecção destas fases e o quanto ela é eficiente para a abordagem deste problema, sendo também capaz de separar tais fases óxidas dos valores obtidos para a clorita. Os gráficos das amostras IB 2A e IB 06 encontram-se no apêndice E, página 94.

5 DISCUSSÃO

A caracterização química da rocha total das amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06 possibilitou uma análise e inferência do protólito dos gnaisses afetados pelo intenso hidrotermalismo e pela Zona de cisalhamento de Ibaré. Apesar do pequeno número de amostras ($n=7$) e da parcial alteração química no gnaiss promovido pelo hidrotermalismo, é importante uma abordagem e questionamentos iniciais sobre a natureza do protólito destes gnaisses e seu comportamento geoquímico, de caráter preliminar.

Os gráficos a partir dos resultados da FRX foram gerados pelos programas PetroGraph® e Minpet®. Os diagramas de Harker (fig. 30) mostram que os óxidos dos elementos maiores TiO_2 , CaO , Na_2O , FeO , K_2O e MgO formam *trends* relativamente lineares. As amostras não apresentaram correlações claras entre si em relação ao Al_2O_3 e P_2O_5 . A amostra IB 5C foi destacada nos gráficos pois trata-se de uma rocha brechada hidrotermalmente com evidências de processos intempéricos superimpostos conforme detectado pela presença de vermiculita, podendo ter um comportamento anômalo às demais.

Os *trends* observados nos diagramas mostram um empobrecimento em TiO_2 , CaO , FeO , MgO e Na_2O e um enriquecimento em K_2O em relação ao incremento de SiO_2 . Esses comportamentos indicam que o protólito dos gnaisses sofreu processos de cristalização fracionada, onde ao longo do enriquecimento em SiO_2 , o CaO era consumido para gerar plagioclásios, TiO_2 , FeO e MgO consumidos para formação de biotitas e Na_2O era consumido para gerar raros feldspatos alcalinos. O comportamento do K_2O aumentando com o enriquecimento em sílica sugere que os K-feldspatos e muscovitas cristalizaram no final da diferenciação.

Para se verificar o comportamento químico destes gnaisses mediante o processo hidrotermal responsável pela cloritização foram gerados diagramas dos elementos maiores em relação a perda ao fogo de H_2O (fig. 31), o qual representaria a percolação de fluidos aquosos, desestabilizando algumas fases e cristalizando minerais hidratados e sua paragênese.

Estes diagramas apresentaram novos *trends* que mostram um enriquecimento relativo em TiO_2 , CaO , P_2O_5 , um empobrecimento em K_2O e uma estabilidade do

Al_2O_3 em relação ao incremento da perda ao fogo. As amostras não apresentaram correlações claras entre si em relação ao Na_2O , FeO e MgO . Esses comportamentos eram esperados pois a partir das novas paragêneses hidrotermais ocorrem a geração de fases com titânio (ilmenita, titanita e rutilo), ocorrência de calcita com alto grau de pureza como verificado por MEV e apatitas como minerais acessórios, estáveis em pH alcalino. O empobrecimento em potássio provavelmente se deve a alta mobilidade deste elemento mediante a sericitização dos feldspatos e desestabilização das muscovitas e biotitas.

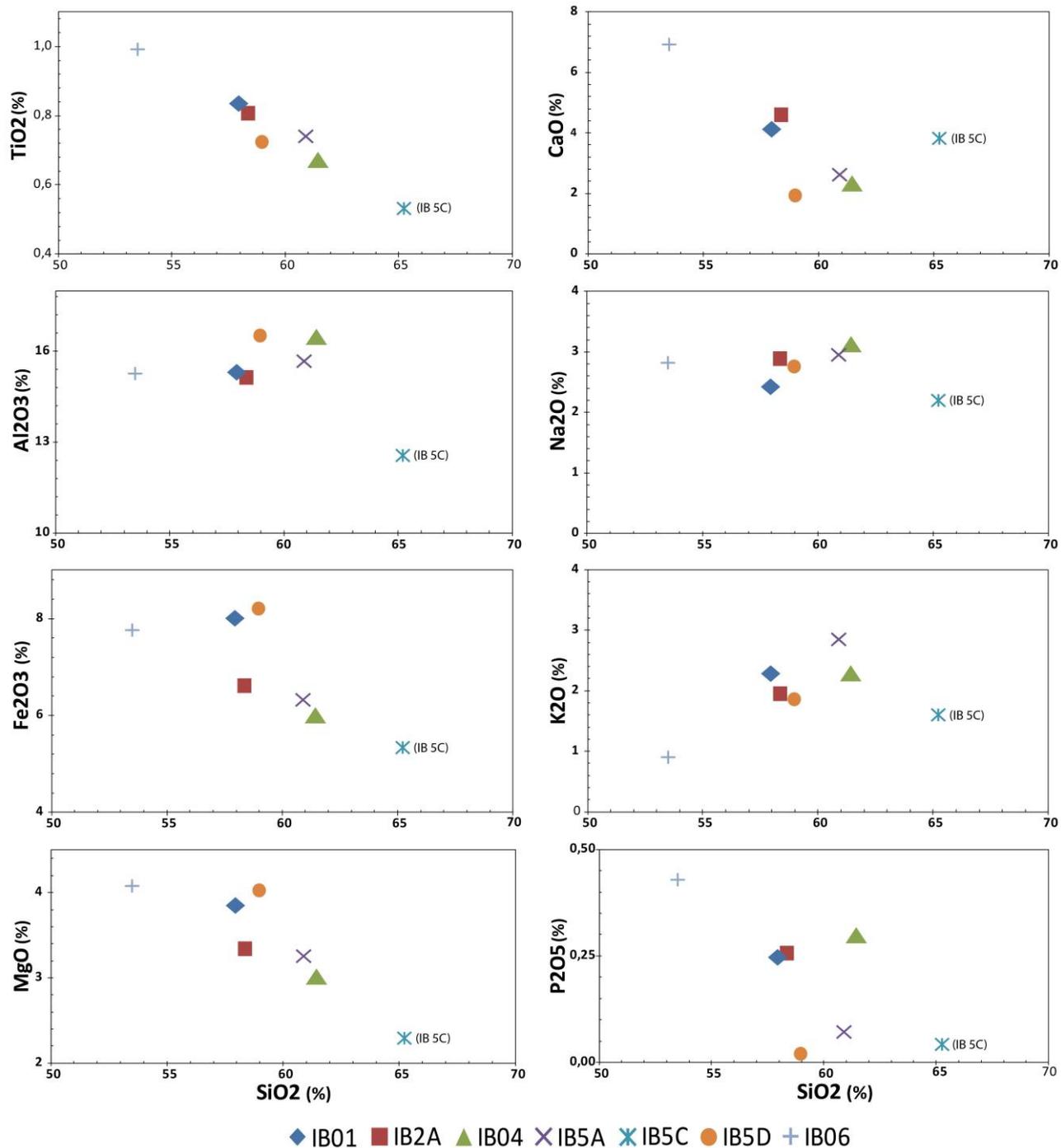


Figura 30: Diagramas de Harker dos elementos maiores gerados através do programa PetroGraph®, amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06. É possível observar o comportamento geoquímico dos elementos em relação ao processo de diferenciação do protólito dos gnaisses.

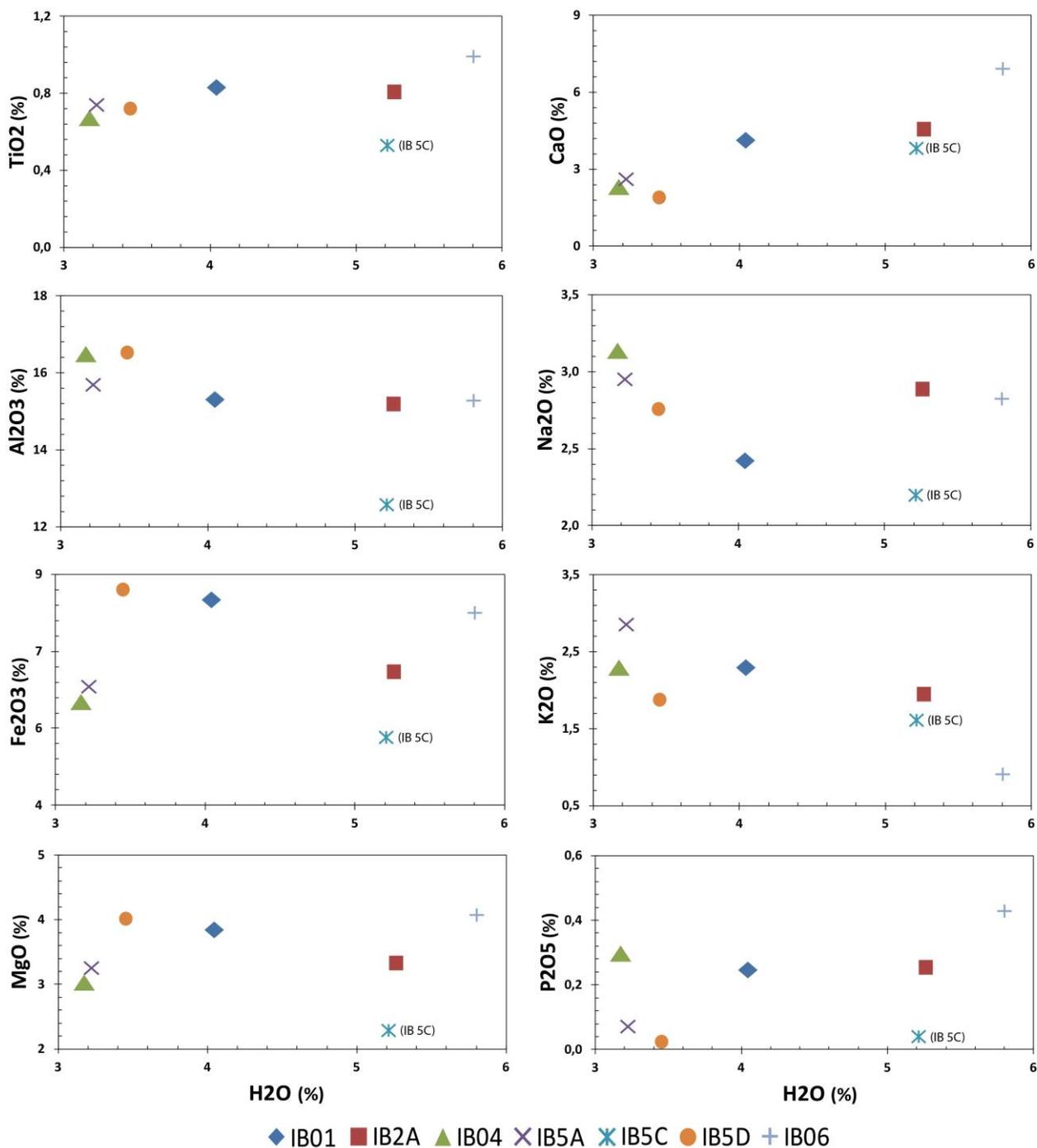


Figura 31: Diagramas de H₂O x elementos maiores gerados através do programa PetroGraph®, amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06. É possível observar o comportamento geoquímico dos elementos em relação ao hidrotermalismo atuante nos gnaisses.

Os elementos traço mostram maiores concentrações de estrôncio e principalmente bário. No ciclo geoquímico dos elementos, o bário ocorre associado ao estrôncio, cálcio e potássio. Em rochas ígneas e metamórficas o Ba^{2+} substitui Sr^{2+} e K^+ na estrutura de feldspatos e micas, e menos comumente o Ca^{2+} na estrutura da calcita, apatita e plagioclásio (Crespi, 2012). O conteúdo de bário das rochas ígneas geralmente aumenta com o aumento do teor de sílica, de rochas máficas para félsicas. Os valores médios de bário para as rochas ígneas são normalmente de 0,4 ppm para ultramáficas, 330 ppm para basaltos, 420-840 ppm para graníticas e 1600 ppm para sienitos (Mielke, 1979). Como ficou evidenciado através das análises químicas por FRX, as amostras possuem uma quantidade muito baixa de álcalis, logo é possível descartar que as altas concentrações de bário e estrôncio estejam relacionadas à uma composição sienítica do protólito gnáissico. Estes elementos possivelmente estão ligados estritamente à formação de barita advinda do processo hidrotermal.

Sendo assim, para realizar uma última análise classificatória sobre o possível protólito, utilizando a porcentagem de SiO_2 x álcalis (fig. 32a) verificamos que as amostras caem predominantemente no campo do diorito, variando à quartzodiorito/granodiorito. Já em uma análise normativa (CIPW) dos teores de An-Ab-Or (fig. 32b), as amostras enquadram-se predominantemente no campo do granodiorito, porém é importante ressaltar que o conteúdo de cálcio aumenta em função da entrada dos fluidos hidrotermais, fazendo com que as amostras se desloquem em direção ao vértice An (vide IB 06 possuir a maior quantidade de Ca e ser a única amostra no campo do tonalito). A amostra IB 5A está destacada nos gráficos 32a e 32b pois foi caracterizada pela petrografia como a menos afetada pelo hidrotermalismo, possivelmente sendo a que melhor representa a composição do protólito gnáissico.

Através dos dados dos elementos menores Rb, Y e Nb também foi possível fazer uma análise preliminar do ambiente tectônico no qual esse protólito gnáissico foi gerado. Relacionando Nb x Y (fig. 33a) podemos constatar que as amostras se enquadram predominantemente no campo dos granitos de arco vulcânico. Utilizando o diagrama para a correlação de Rb x Y+Nb (fig. 33b) verificamos este mesmo comportamento, o que indica que em uma análise bastante preliminar podemos sugerir que esta suíte diorítica-granodiorítica tem como origem um ambiente de arco vulcânico.

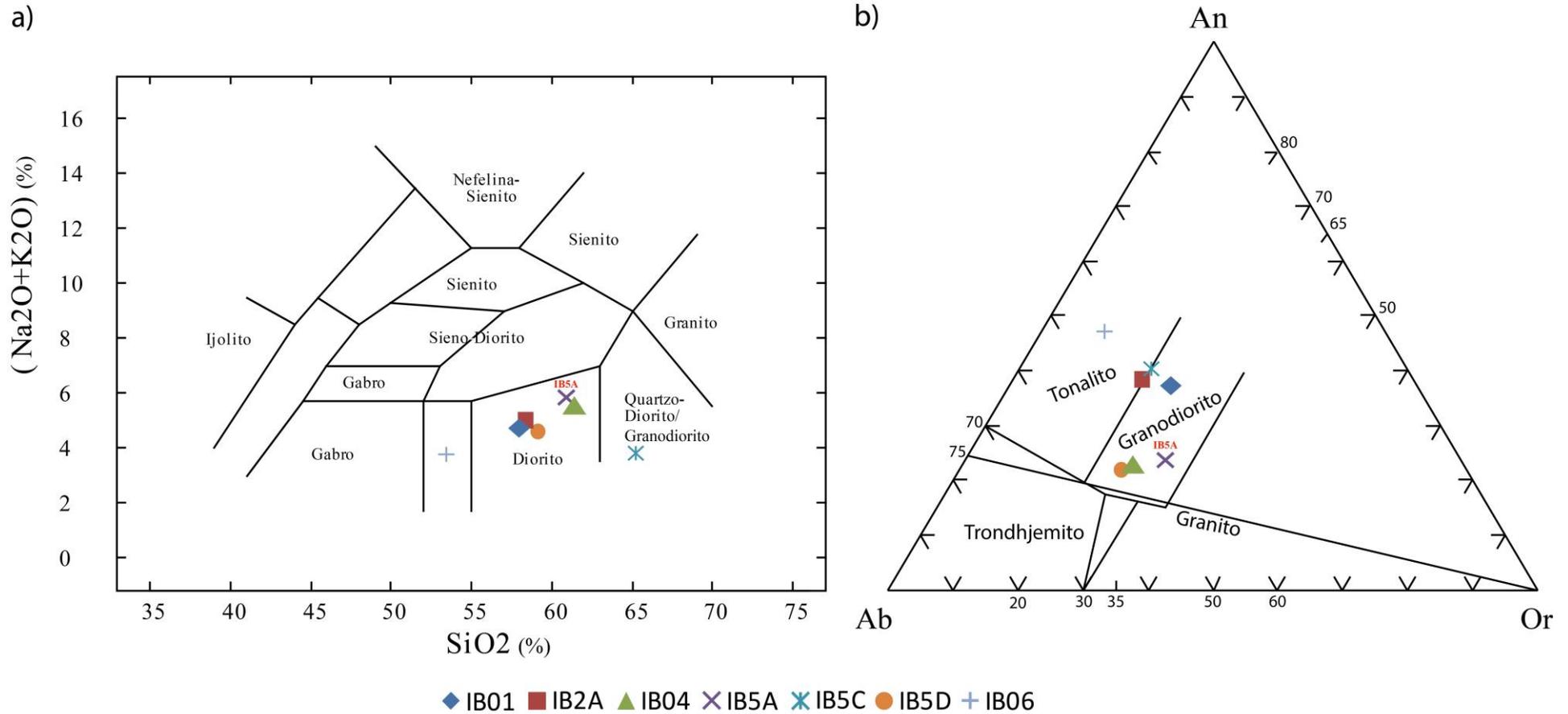


Figura 32: Diagramas de correlação dos óxidos dos elementos maiores Si, Na e K e composição de An-Ab-Or pela Norma CIPW (segundo Irvine & Baragar, 1971) para as amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06. A amostra IB 5A é tida como a menos afetada pelo hidrotermalismo. a) Diagrama relacionando a somatória de Na₂O+K₂O x SiO₂. É possível verificar que todas as amostras possuem uma baixa quantidade dos álcalis, caindo predominantemente no campo do diorito à quartzo-diorito/granodiorito (modificado de Cox *et al.*, 1979; gerado por PetroGraph®). b) Diagrama relacionando a composição normativa de An-Ab-Or. As amostras enquadram-se predominantemente no campo do granodiorito (modificado de O'Connor, 1965 e Barker, 1979; gerado por Minpet®).

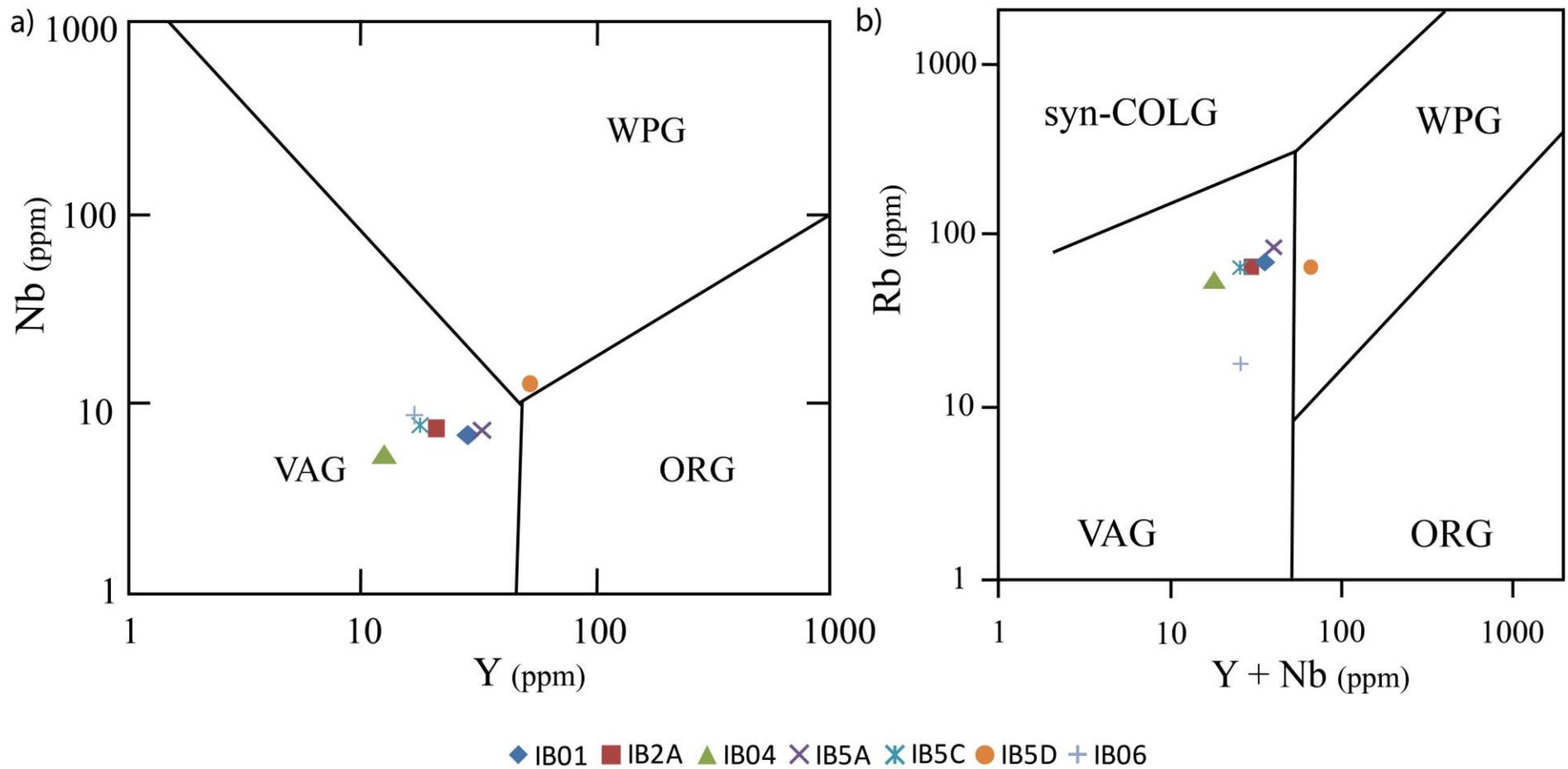
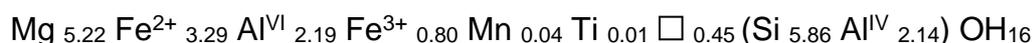


Figura 33: Diagramas de correlação dos elementos menores Y, Nb e Rb gerados através do programa PetroGraph®, amostras IB 01, IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5C, IB 5D e IB 06. Classificação entre WPG (Granitos Intra-Placa), VAG (Granitos de Arco Vulcânico), ORG (Granitos de Cordilheira Oceânica) e syn-COLG (Granitos sin-Colisionais). a) Diagrama correlacionando Nb x Y. As amostras caem predominantemente no campo dos VAG. b) Diagrama correlacionando Rb x Y+Nb. Neste caso as amostras também caem predominantemente no campo dos VAG (modificados de Pearce *et al.*, 1984).

A análise das cloritas das amostras IB 01, IB 2A e IB 06 através da microsonda eletrônica e EM possibilitou a caracterização tanto das cloritas de substituição quanto das cloritas neoformadas quanto ao aspecto químico. Essa caracterização química feita de forma quantitativa permitiu realizar abordagens como a verificação da classificação mineralógica destas cloritas, sua fórmula química e sua temperatura de formação. Os resultados serão apresentados de forma a comparar as cloritas de substituição (de ambas as amostras IB 01 e IB 2A) em relação às neoformadas (IB 06). Os gráficos apresentados para representar os resultados foram gerados a partir do programa WinCcac® e os cálculos de temperatura foram feitos através do programa Inoue-2010.

A fórmula química média para as cloritas de substituição referente aos dados de IB 01 e IB 2A com base em 28 oxigênios equivalentes, ignorando o H₂O (onde □= vacâncias) é:



E a fórmula química média para as cloritas neoformadas referente aos dados de IB 06 é:



A quantidade superior de Fe³⁺ e vacâncias nas cloritas de substituição já indicam uma menor temperatura de formação em relação à clorita neoformada. A alta participação do Fe³⁺ indica um ambiente oxidante e sugere temperaturas mais baixas de formação.

Cristalograficamente a classificação de ambas as cloritas foi como Ferro Clinocloro segundo a DRX. Porém a classificação mineralógica dentro do grupo das cloritas através da composição química é muito variada e pode ser abordada por diversos aspectos cristalquímicos, segundo diferentes autores. Buscou-se então caracterizar quimicamente a espécie de clorita por algumas destas diferentes abordagens. Uma classificação inicial, mais simplificada, é a relação entre a porcentagem de Mg, Fe e Al+ □ (fig. 34). Os membros principais também são divididos nos seus campos de classificação trioctaédrica e dioctaédrica (Zane *et al.*, 1998).

Através desta classificação ambas as cloritas são clinocloros do tipo trioctaédricas, com uma dispersão muito baixa dos pontos analisados.

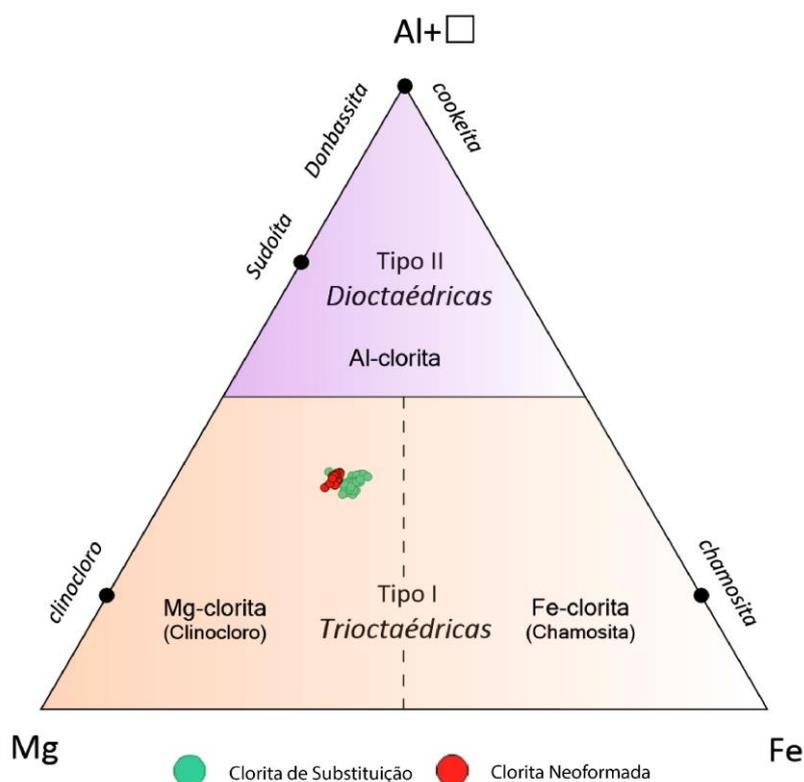


Figura 34: Classificação simplificada das cloritas de substituição e neoformadas. Ambas as cloritas são classificadas como clinocloro do tipo trioctaédricas (modificado de Zane *et al.*, 1998).

Uma segunda abordagem é a relação do $Mg/(Mg+Fe_{tot})$ x a somatória do Al^{VI} e demais íons trivalentes (Plissart *et al.*, 2009). Nesta abordagem além dos principais membros do grupo da clorita, são adicionados alguns de seus extremos Mg e Fe, além da inclusão do campo de cloritas tri-dioctaédricas. Da mesma maneira que anteriormente, ambas as cloritas ocorrem juntas em baixa dispersão, classificam-se como trioctaédricas e ocorrem entre os extremos clinocloro, daphinita/chamosita e amesita (fig. 35). Apesar de condizente com a anterior, esta classificação não é conclusiva pois deixa apenas a informação dos membros finais destas cloritas, não dando uma classificação pontual.

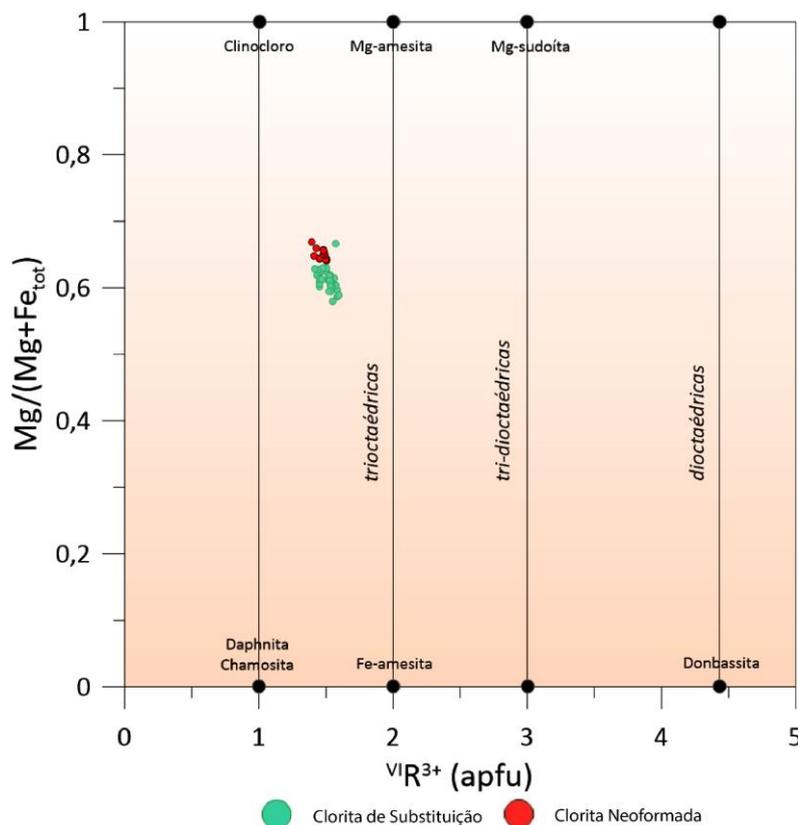


Figura 35: Classificação das cloritas de substituição e neoformadas levando em consideração $Mg/(Mg+Fe_{tot})$ x a somatória do Al^{VI} e demais íons trivalentes. Ambas as cloritas são classificadas entre os extremos clinocloro, daphnita/chamosita e amesita, do tipo trioctaédricas (modificado de Plissart *et al.*, 2009).

Para uma última verificação da classificação dentro do grupo da clorita foi adotada uma comparação mais complexa entre o conteúdo tetraédrico v.s. a quantidade de Fe em relação ao Mg e vice-versa (Moazzen, 2004; Yavuz *et al.*, 2015). O Fe e o Mg ocorrem de maneira oposta na classificação da clorita e é importante verificar a relação dos dados levando em conta estes opostos. Podemos notar que ocorre uma tênue dispersão das cloritas neoformadas em relação às de substituição (fig. 36). As cloritas de substituição ocorrem predominantemente no campo do ferro clinocloro tanto na figura 36a quanto na 36b. Já as cloritas neoformadas migram para o campo do clinocloro ferro-aluminoso, o que condiz com a maior participação de Al^{IV} nestas cloritas. Na figura 36a onde a variável ferro predomina na abscissa ambas as cloritas encontram-se mais próximas do campo da chamosita magnésiana, do qual se afastam levemente na figura 36b. Podemos então concluir que a clorita de substituição do LI está como um extremo do ferro clinocloro, quase passando para chamosita magnésiana. A clorita neoformada é um clinocloro ferro-aluminoso devido a sua alta participação do Al^{IV} , porém se encontra numa interface com o ferro clinocloro.

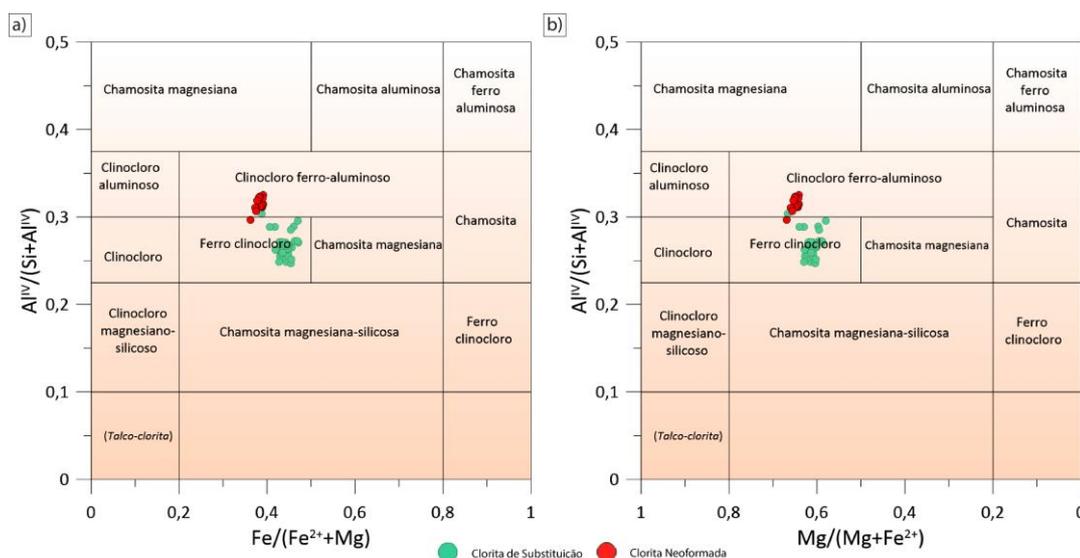


Figura 36: Classificação das cloritas de substituição e neoformadas levando em consideração o conteúdo tetraédrico x a quantidade de Fe em relação ao Mg (fig. a) e a quantidade de Mg em relação ao Fe (fig. b). As cloritas de substituição são classificadas como ferro clinocloro. As cloritas neoformadas são classificadas como clinocloro ferro-aluminoso. a) Ambas as cloritas se deslocam em direção ao campo da chamosita magnesiânica. b) O deslocamento contrário não muda a classificação das cloritas (modificado de Moazzen, 2004; Yavuz *et al.*, 2015).

A temperatura de formação das cloritas do Lineamento de Ibaré foi calculada a partir de uma nova abordagem de geotermometria deste mineral através do geotermômetro proposto por Inoue *et al.*, 2009 e Inoue *et al.*, 2010. Este geotermômetro propõem a caracterização química quantitativa da clorita para que através dos seus elementos químicos formadores se chegue aos membros finais que ocorrem como soluções sólidas entre si. A atividade destes membros finais, adotando a atividade da sílica e H_2O como 1 e pressões litostáticas muito baixas permitem o cálculo da temperatura através de equações da termodinâmica que foram realizadas pelo programa Inoue-2010. Estas temperaturas indicam diretamente os valores nos quais se deu o evento hidrotermal responsável pela cristalização destas cloritas. A tabela com todos os valores obtidos encontra-se no apêndice F, página 95.

Os valores de temperatura encontrados para as cloritas de substituição de IB 01 foram as mais baixas, com uma média de 249 °C. As cloritas de substituição de IB 2A tiveram valores um pouco maiores de temperatura de formação, com uma média de 288 °C. Sendo assim, é possível admitir que as cloritas de substituição, as quais possuem uma média de 268,5 °C de temperatura de formação, possuem as mesmas condições de cristalização e fazem parte do mesmo instante dentro da janela do evento hidrotermal.

As cloritas neoformadas de IB 06 tiveram valores significativamente maiores de temperatura de formação. A média destas temperaturas foi de 399 °C, um valor da ordem de 130,5 °C a mais que as cloritas de substituição (fig. 37). A ocorrência desta temperatura mais elevada pode ser interpretada de três maneiras:

- 1- Apesar de pertencer ao mesmo evento hidrotermal que as cloritas de substituição, as cloritas neoformadas foram geradas em um momento precoce do evento. Neste momento as temperaturas dos fluidos hidrotermais eram mais elevadas, cristalizando a clorita dos veios sob maiores temperaturas. As cloritas de substituição da matriz foram formadas durante o resfriamento do sistema, em temperaturas mais baixas. A composição química de ambas as cloritas é apenas levemente diferente pois a geração delas (neoformada e de substituição) são uma função dos mesmos fluidos e mesma rocha hidrotermalizada.
- 2- As maiores temperaturas de formação para as cloritas neoformadas se devem a uma maior pressão de CO₂ localmente ou momentaneamente no mesmo evento hidrotermal em que estão as cloritas de substituição. Essa maior pressão de CO₂ pode ser assumida já que as cloritas neoformadas se encontram como veios perpendiculares ao bandamento gnáissico associadas aos veios e vênulas carbonáticos. Além disto, a única ocorrência de clorita neoformada além desta relatada no veio são aquelas depositadas junto com os carbonatos da brecha hidráulica.
- 3- A clorita neoformada foi gerada em um evento hidrotermal distinto da clorita de substituição. Esta hipótese parece menos provável já que a única grande diferença entre as duas cloritas é a temperatura de formação.

Para a comparação destes dados de temperatura com um balizador externo à técnica adotamos o intervalo de temperatura da ocorrência da paragênese hidrotermal gerada juntamente à clorita. A presença de Epidoto + Albita + Clorita + Mica Branca + Carbonato + Quartzo evidencia um processo de reequilíbrio das paragêneses ortognaissicas geradas por uma alteração propilítica a pressões muito baixas e de temperatura baixa à intermediária. Estas pressões muito baixas, da ordem de 0,2 GPa, seriam equivalentes as da fácies albita-epidoto hornfels, do metamorfismo de contato (ou a fácies xisto verde de baixa pressão do metamorfismo orogênico), e o intervalo de temperatura para esta paragênese hidrotermal seria de 250 °C – 500 °C (Winter, 2014).

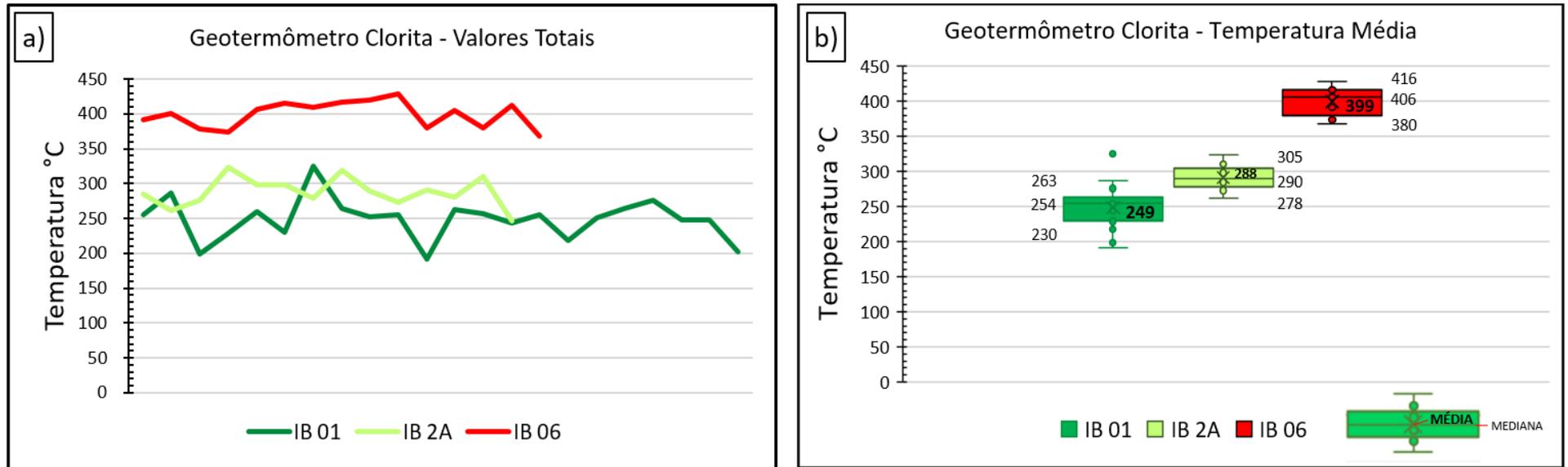


Figura 37: Valores de temperatura encontrados para as cloritas de substituição de IB 01 e IB 2A e neoformada de IB 06. a) As cloritas de substituição ocorrem na mesma faixa de temperatura, enquanto a clorita neoformada possui temperatura de formação mais alta. b) A temperatura média em IB 01 é de 249 °C, em IB 2A de 288 °C, já em IB 06 ocorre uma maior diferença na temperatura de formação com uma média de 399 °C. Média= média aritmética simples.

Este evento hidrotermal produzindo esta paragênese equivalente a um intervalo de temperatura de 250 °C – 500 °C formada sob pressões muito baixas sendo interpretada como análoga à fácies albita-epidoto hornfels (fig. 38) pode ter sido gerado por fontes de calor diversas. Como abordado anteriormente, o Lineamento de Ibaré controla a disposição de vários corpos graníticos brasileiros como a Suíte Intrusiva Santo Afonso, Granito Fazenda Saibro, Granito Cerro das Marcas, Suíte Sub-Vulcânica Vauthier e Granito Dom Pedrito, os quais poderiam contribuir trazendo fluidos. Além disso a zona de cisalhamento também pode ter conduzido fluidos das rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho e do Carbonatito Três Estradas.

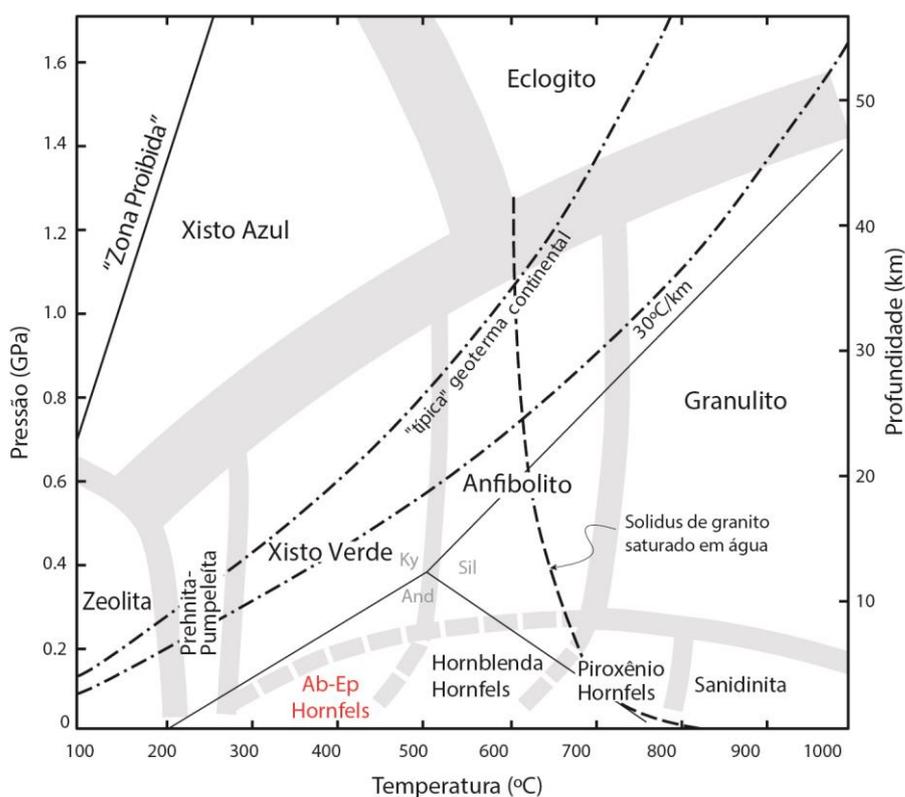


Figura 38: Representação das fácies metamórficas no diagrama Pressão x Temperatura. Em destaque o campo de estabilidade da Fácies Albita-Epidoto Hornfels (modificado de Winter, 2014).

6 CONCLUSÕES

Considerando os dados obtidos a partir das técnicas analíticas empregadas e as interpretações a partir da integração destes, é possível concluir que o comportamento do geotermômetro clorita adotado neste trabalho demonstrou-se muito coerente. As premissas gerais das formações das cloritas, onde se espera que uma clorita com menor quantidade de Al^{IV} , maior quantidade de Fe^{3+} e maior quantidade de vacâncias tenha uma menor temperatura de formação, foram respeitadas. O geotermômetro qualitativo segundo o politipo IIb (comumente gerado acima de 200 °C) no qual ambas as cloritas se enquadram também foi coerente e as texturas de espessura irregular dos elementos de maclas nas calcitas associadas, os quais indicam modificações por recristalização dinâmica a temperaturas superiores a 250 °C segundo a literatura, também são consistentes com o intervalo de temperatura encontrado.

A partir destas premissas e utilizando a caracterização química quantitativa de sua composição chegou-se a uma temperatura média de formação de 399 °C para a neoformada e de 268,5 °C para a clorita de substituição. Esse intervalo de temperatura obtido respeita precisamente o intervalo da temperatura de formação dos minerais em paragênese com estas cloritas, o qual é análogo à fácies albita-epidoto hornfels, de pressões muito baixas e temperaturas entre 250 °C e 500 °C. É possível concluir que esta nova abordagem do geotermômetro clorita é eficiente e apresentou resultados equivalentes ao evento hidrotermal no qual foram geradas as cloritas do Lineamento de Ibaré.

A partir destas considerações podemos sintetizar os eventos geológicos da seguinte forma:

- As rochas afetadas pela Zona de cisalhamento de Ibaré são ortognaisses pertencentes ao CGSMC, com um possível protólito diorítico/granodiorítico que supostamente foi a raiz de um arco vulcânico.
- Estes gnaisses sofreram um retrabalhamento pela Zona de cisalhamento de Ibaré, que gerou porosidade suficiente para a percolação de fluidos hidrotermais.
- Estes fluidos podem ter sido gerados por distintas fontes, já que o Lineamento de Ibaré controla a disposição de vários corpos graníticos brasileiros assim

como pode ter recebido fluidos das rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho e do Carbonatito Três Estradas.

- O hidrotermalismo afetou os gnaisses gerando alteração propilítica e uma cloritização intensa, formando a paragênese principal epidoto + albita + clorita + mica branca + carbonato + quartzo, a qual é equivalente a um intervalo de temperatura de 250 °C – 500 °C e pressões muito baixas, podendo ser interpretada como análoga à fácies albita-epidoto hornfels.
- Este evento hidrotermal gerou duas fases de clorita: uma clorita neoformada, e uma clorita formada a partir da recristalização da biotita. A clorita neoformada pode ser classificada como clinocloro ferro-aluminoso e a clorita de substituição como ferro clinocloro, ambas trioctaédricas de politipo IIb.
- Uma temperatura mais precisa para a ocorrência deste evento hidrotermal pôde ser calculada utilizando as cloritas como geotermômetro. Ao utilizar estas cloritas como um geotermômetro químico, através de sua caracterização química, obtivemos duas temperaturas médias de formação: 268,5 °C de temperatura de formação para o ferro clinocloro e 399 °C para o clinocloro ferro-aluminoso.
- Isso pode indicar que o hidrotermalismo se iniciou a temperaturas mais elevadas, próximo a 400 °C e flutuou até temperaturas mais baixas ainda desestabilizando os minerais da paragênese original do gnaisse. Outra possível indicação destas temperaturas elevadas para a formação do clinocloro ferro-aluminoso é que uma alta pressão de CO₂ teve importante participação no evento e em sua ausência os fluidos se encontravam em temperaturas de cerca de 268 °C.

7 REFERÊNCIAS

- Anzolin, H.M. 2015. *Mineralogia e Geoquímica do Perfil de Intemperismo do Carbonatito Três Estradas, RS*. Porto Alegre, 116p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bailey, S.W. 1980. Summary of Recommendations of AIPEA Nomenclature Committee. *American Mineralogist*, 65: 1-7.
- Barker, F. 1979. *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Amsterdam, Elsevier, 659p.
- Biondi, J.C. 2015. *Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros*. São Paulo, Oficina de Textos, 552p.
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., Beyssac, O. 2013. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contrib. Mineral Petrol.*, 165: 723–735
- Campos, C.E.M. 2005. *Estudo de Propriedades Físicas de Nanomateriais Produzidos por Síntese Mecânica*. Florianópolis. 110p. Tese Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Física, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Cathelineau, M. & Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Mineralogy and Petrology*, 91: 235-244.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23: 471-485.
- Cox, K.G., Bell, J.D. & Pankhurst, R.J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George, Allen and Unwin, London, 450p.
- CPRM. Serviço Geológico do Brasil. 2012. Mapa Geológico Folha Lagoa da Meia Lua. Escala: 1:100.000.
- CPRM. Serviço Geológico do Brasil. 2013. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Escala: 1:750.000.
- Crespi, A.M. 2012. *Aplicação de isótopos de estrôncio, oxigênio e hidrogênio como traçadores de anomalias hidrogeoquímicas de bário no Sistema Aquífero Bauru no município Gália (SP)*, 74p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- De Caritat, P., Hutcheon, I. & Walshe, J.L. 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, 41: 219-239.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1): 77-96.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul Rio-grandense: Parte 1 – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-274.

Ferrill, D.A., Morris, A.P., Evans, M.A., Burkhard, M., Groshong Jr., R.H., Onasch, C.M. 2004. Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *Journal of Structural Geology*, 26: 1521–1529.

Gifkins, C.C., Herrmann, W. e Large, R.R. 2005. Altered volcanic rocks: a guide to description and interpretation. *Centre for Ore Deposit Research*, 296p.

Goulart, A.R. 2014. *Geologia e petrografia do picrito do boqueirão e sua correlação com outras rochas máficas ultramáficas no SW do Escudo Sul-riograndense*. Porto Alegre, 84p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Guggenheim, S., Adams, J.M., Bain, D.C., Bergaya, F., Brigatti, M.F., Drits, V.A., Formoso, M.L.L., Galán, E., Kogure, T. & Stanjek, H. 2006. Summary of recommendations of Nomenclature Committees relevant to clay mineralogy: Report of the Association Internationale pour l'Etude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2006. *Clays and Clay Minerals*, 54: 761-772.

Hartmann, L.A. 1987. Isócrona Sm-Nd de 2,1 Ga em minerais de duas amostras do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA*, 1. Porto Alegre, 1987. *Anais...* Rio de Janeiro, SBGq, 1: 105-111.

Hartmann, L.A. 1991. Condições de Metamorfismo no Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2): 107-113.

Hartmann, L.A. 1998. Deepest exposed crust of Brazil- Geochemistry of Paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico Granulites. *Gondwana Research*, 1: 331-341.

Hartmann, L.A., Liu, D., Wang, Y., Massonne, H., Santos, J. O. S. 2008. Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granodiorite in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80(3): 543-551.

Hillier, S. & Velde, B. 1991. Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites. *Clay Minerals*, 26: 149-168.

Iglesias, C.M.F. 2000. *Análise integrada de dados geológicos e estruturais para a prospecção de ouro na região de Torquato Severo (RS)*. Porto Alegre, 101p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Imbernon, R.A.L., Blot, A., Pereira, V.P., Franco, D.R. 2011. Caracterização de clorita portadora de Zn por espectroscopia Mössbauer (EM) e espectroscopia infravermelho (IV) - uma ocorrência associada ao depósito de Pb-Zn-Ag de Canoas, PR, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(2): 228-236.

- Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D. & Viellard, P. 2009. Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. *Clays and Clay Minerals*, 57: 371-382.
- Inoue, A., Kurokawa, K., Hatta, T. 2010. Application of Chlorite Geothermometry to Hydrothermal Alteration in Toyoha Geothermal System, Southwestern Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, 60(1): 52-70.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Jiang, W.T., Peacor, D.R., Buseck, P.R. 1994. Chlorite Geothermometry?-Contamination and Apparent Octahedral Vacancies. *Clays and Clay Minerals*, 42(5): 593-605.
- Jowett, E.C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: GAC/MAC/SEG. Joint Annual Meeting, Program with Abstracts 16: A62.
- Klein, C., Dutrow, B., & Dana, J. D. 2008. *The 23rd edition of the manual of mineral science*: (after James D. Dana). Hoboken, N.J., J. Wiley. 716p.
- Kranidiotis, P. & MacLean, W. H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, 82: 1898-1911.
- Laux, J.H. & Bongiolo, E.M. 2011. Geoquímica do Complexo Granulítico Santa Maria Chico: Arco de Ilha Proterozóico no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 13 e SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 3. Gramado, 2011. *Anais...* 1: 744-747.
- Luzardo, R. & Fernandes, L.A.D. 1990. Análise estrutural do Lineamento de Ibaré Parte I: Filitos de Ibaré - Greenstone Belt ou Cobertura Cratônica Deformada?. *Acta Geológica Leopoldensia*, 13: 25-36.
- Mielke, J.E. 1979. Composition of the Earth's crust and distribution of the elements. In: Review of Research on Modern Problems in Geochemistry. F.R. Siegel (Ed.), UNESCO Report, Paris, 16: 13-37.
- Moazzen, M. 2004. Chlorite-chloritoid-garnet equilibria and geothermometry in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, southern Iran. *Iranian Journal of Science & Technology*, Transaction A, 28(A1): 65-78.
- Nardi, L.V.S. & Hartmann, L.A. 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-riograndense. *Acta Geológica Leopoldensia*, 6: 45-75.
- Nascimento Filho, V. F. 1999. Técnicas analíticas nucleares de fluorescência de raios x por dispersão de energia (ED-XRF) e por reflexão total (TXRF). Departamento de Ciências Exatas/ESALQ; Laboratório de Instrumentação Nuclear/CENA, p.63.
- Nelson, W.B. & Roy, R. 1958. Synthesis of the Chlorides and their Structural and Chemical Constitution. *The American Mineralogist*, 43: 707-725.
- O'Connor, J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 525: 79-84.

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

Philipp, R.P., Gireli, T., Lopes, R.C., Sander, A. 2016. Geologia do Complexo Granulítico Santa Maria Chico na região de Fontouras, Dom Pedrito, RS: significado tectônico e implicações sobre a evolução do Cráton Rio de La Plata, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências* (submetido).

Plissart, G., Féménias, O., Mărunțiu, M., Diot, H., Demaiffe, D. 2009. Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita-Iuti ophiolite southwestern Romania. *Canadian Mineralogist*, 47: 81-105.

Poppe, L.J., Paskevich, V.F., Hathaway, J.C., BlackWood, D.S. A Laboratory Manual for X-ray Powder Diffraction: Individual Clay Minerals. U.S. Geological Survey. Disponível em <http://pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041>, acessado em 23 de setembro de 2015.

Ruppel, L.M.V. 2010. *Evolução Tectônica do Complexo Arroio da Porteira, Bagé-RS*. Porto Alegre, 84p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Senhorinho, E.M. 2012. *Controle Estrutural dos Carbonatitos no Rio Grande do Sul: Análise de Produtos de Sensoriamento Remoto Aerogeofísicos*. Porto Alegre, 162p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Senna, J.A. 2003. *Caracterização de argilas de utilização na indústria cerâmica por espectroscopia de reflectância*. Campinas, 290p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.

Tellier, K.E., Hulchy, M.M., Walker, J.R., Reynolds, R.C. 1988. Application of high gradient magnetic separation (HGMS) to structural and compositional studies of clay mineral mixtures. *Journ. Sed. Pet.*, 58(4): 761-763.

Vidal, O., Parra, T., Trotet, F. 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100° to 600 °C, 1 to 25 kb range. *American Journal of Science*, 301: 557–592.

Walker, J. R. 1993. Chlorite polytype geothermometry. *Clays and Clay Minerals*, 41: 260-267.

Walshe, J.L. 1986. A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems: *Econ. Geol.* 81, 681-703.

Wiewióra, A. & Weiss, Z. 1990. System of Projection of Chemical Composition: II. The Chlorite Group. *Clay Minerals*, 25: 83-92.

Winter, J.D. 2014. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Harlow, Pearson Education Limited, Second Edition. 738p.

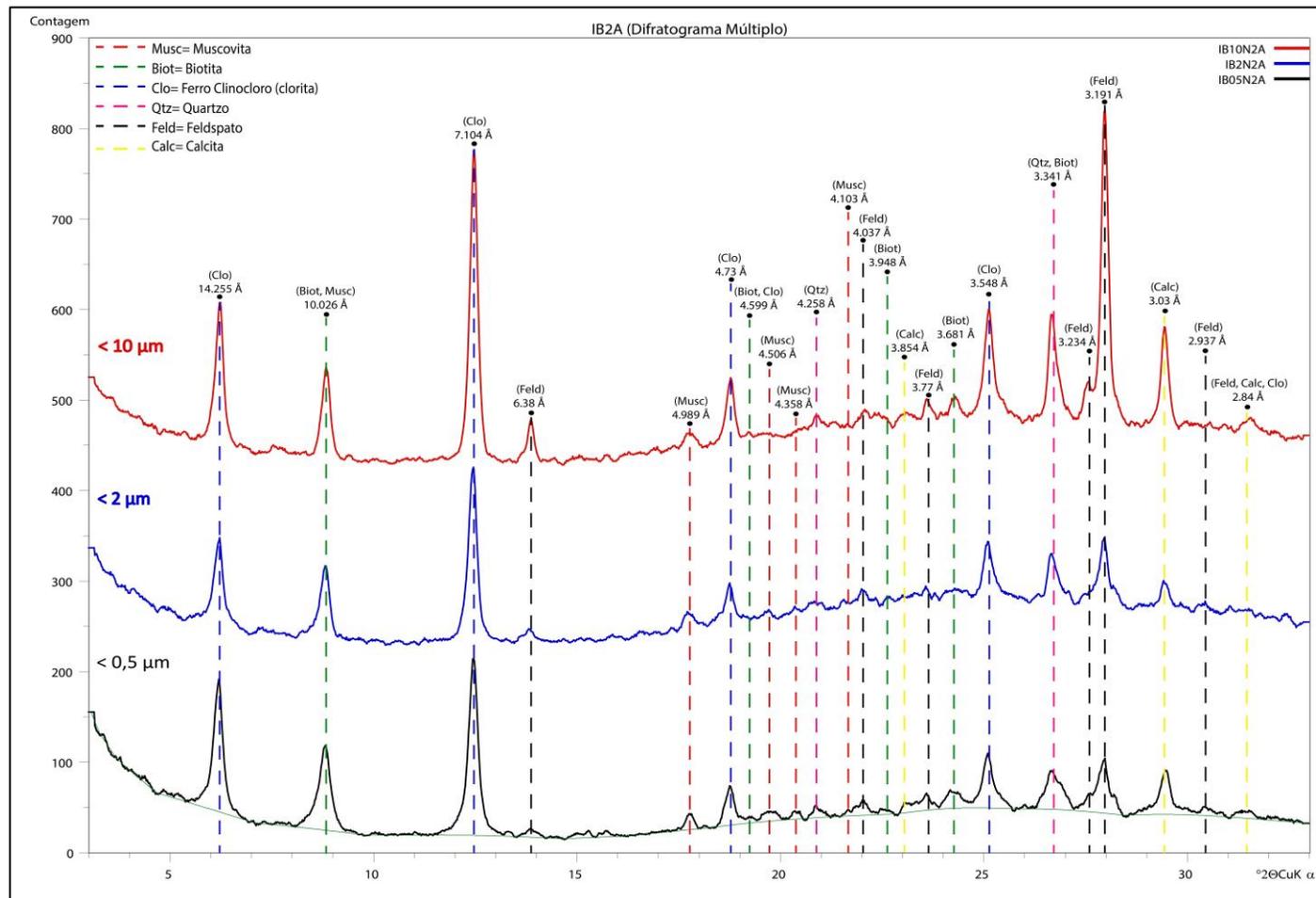
Yavuza, F., Kumral, M., Karakaya, N., Karakaya, M.Ç., Yildirim, D.K. 2015. A Windows program for chlorite calculation and classification. *Computers & Geosciences*, 81:101-113.

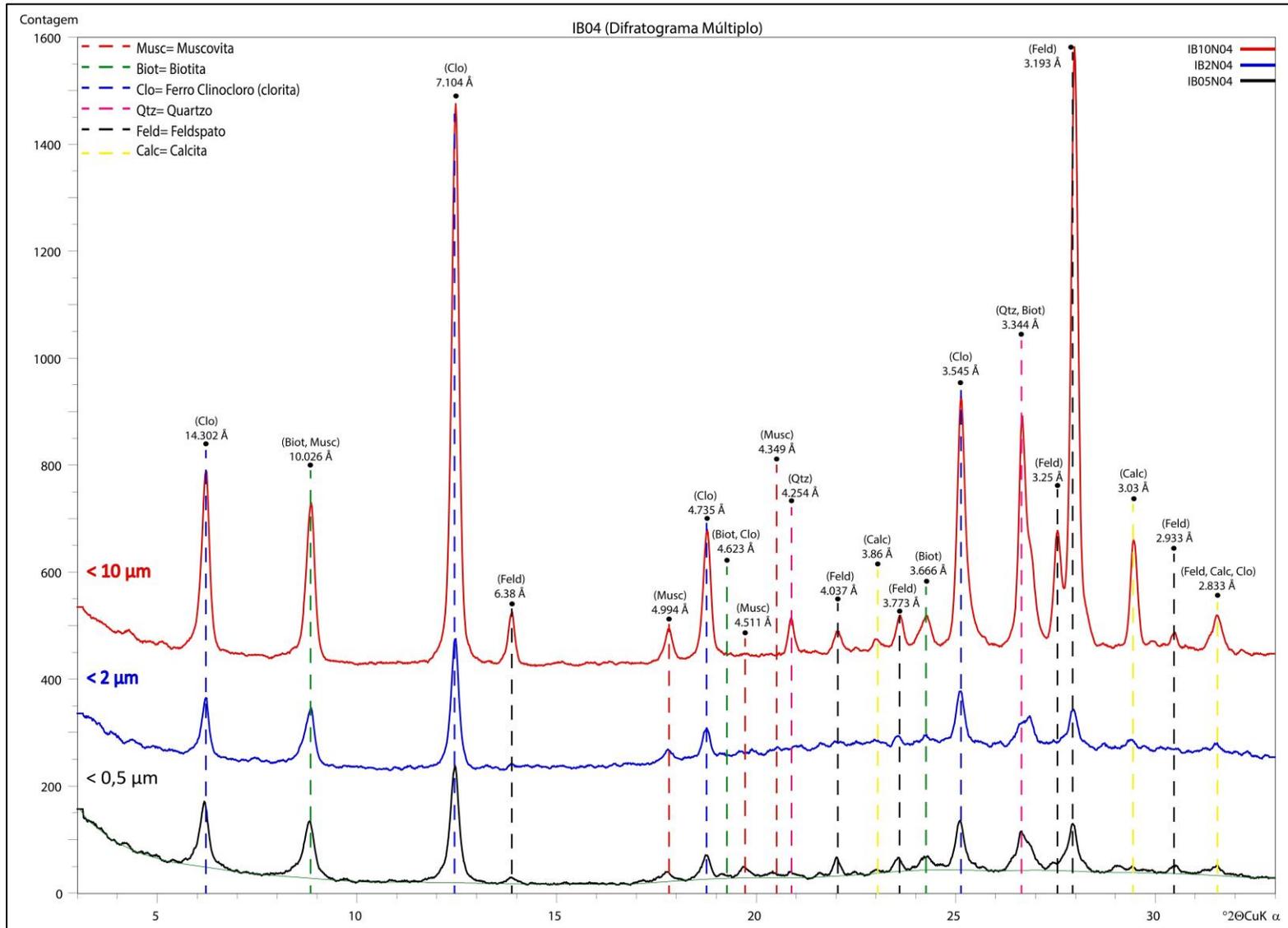
Zane, A., Weiss, Z., 1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei Scienze Fisiche e Naturali Serie*, 9: 51-56.

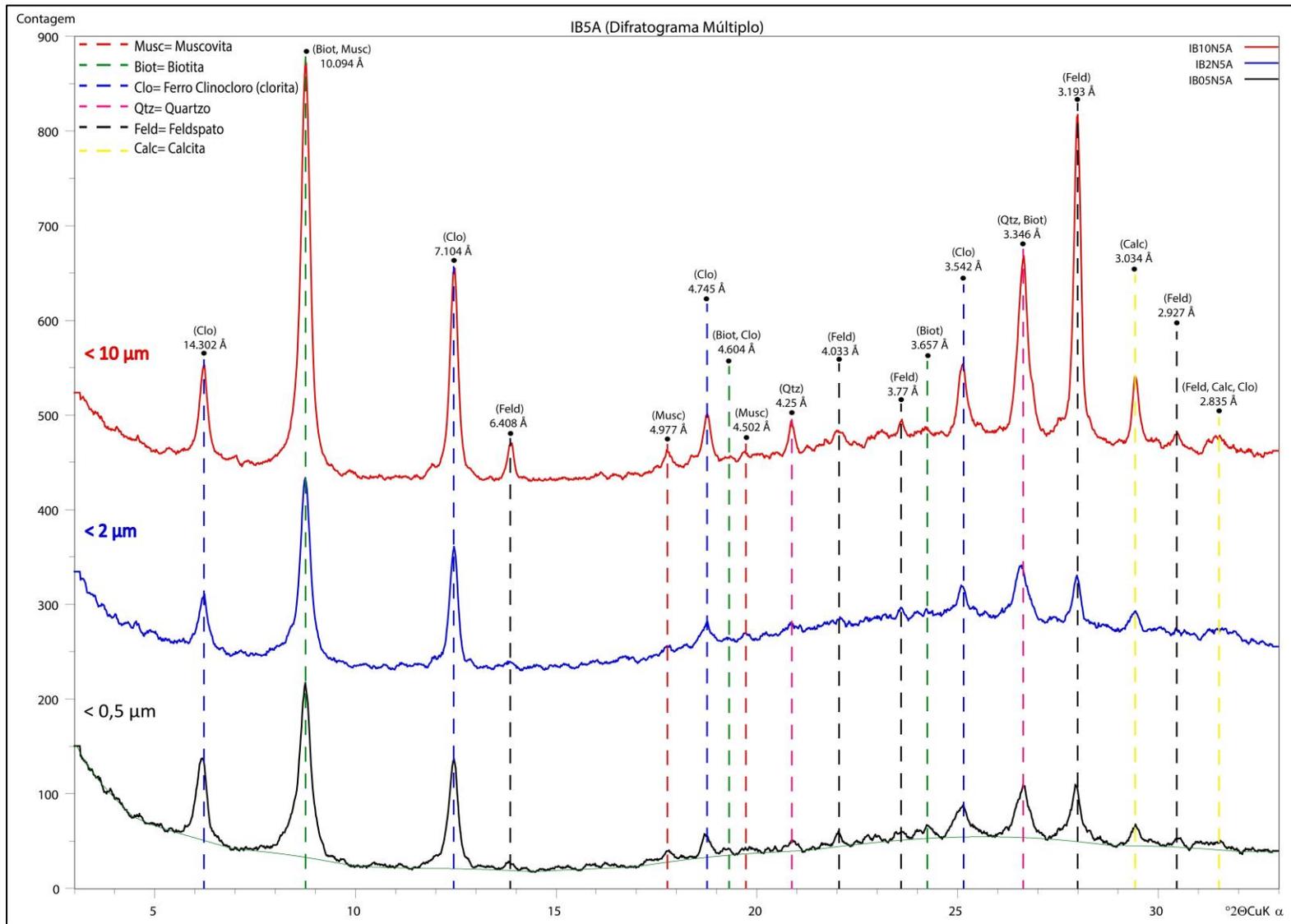
Zhang, Y., Muechez, Ph., Hein, U.F. 1997. Chlorite geothermometry and the temperature conditions at the Variscan thrust front in eastern Belgium. *Geologie en Mijnbouw*, 76: 267–270.

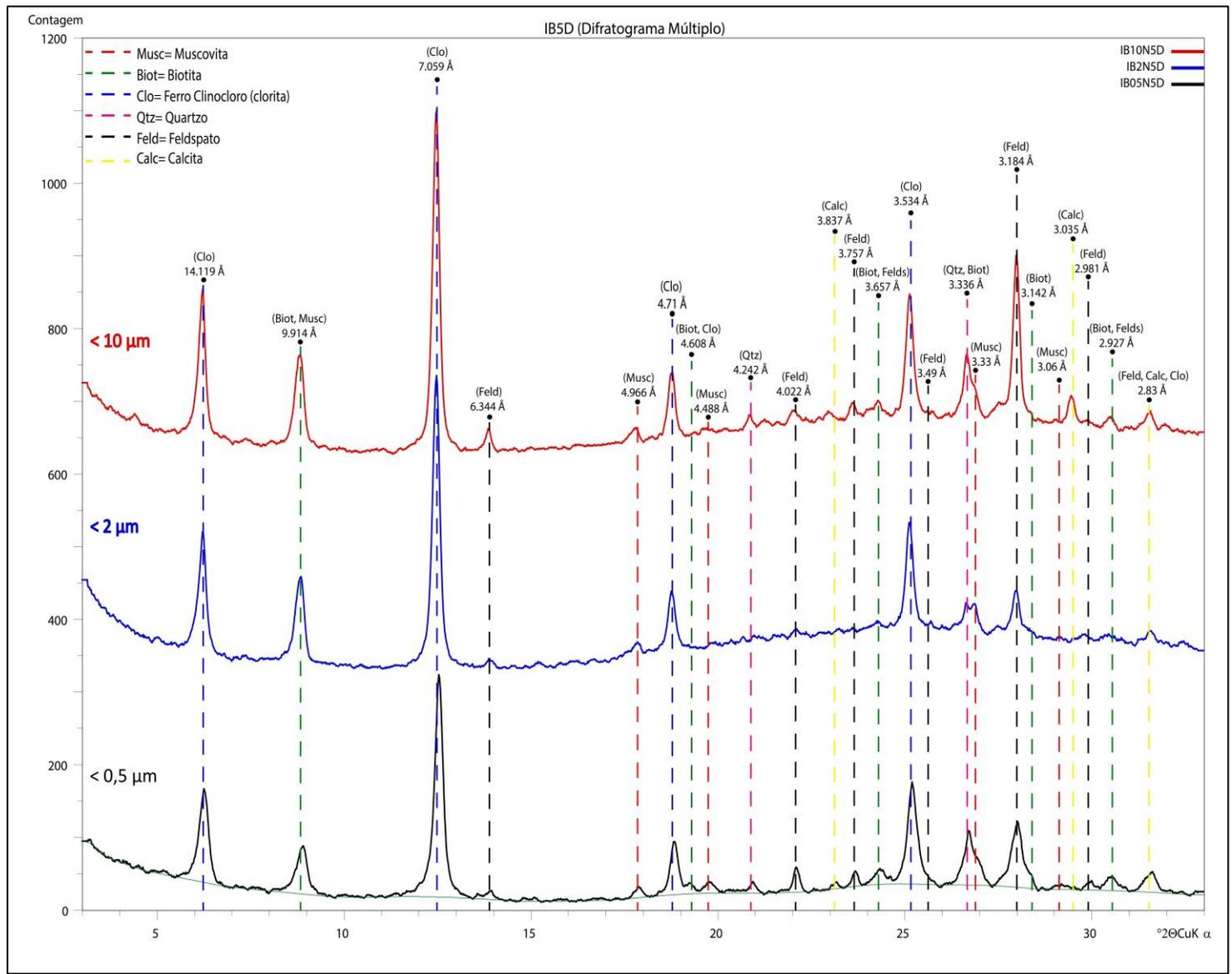
8 APÊNDICES

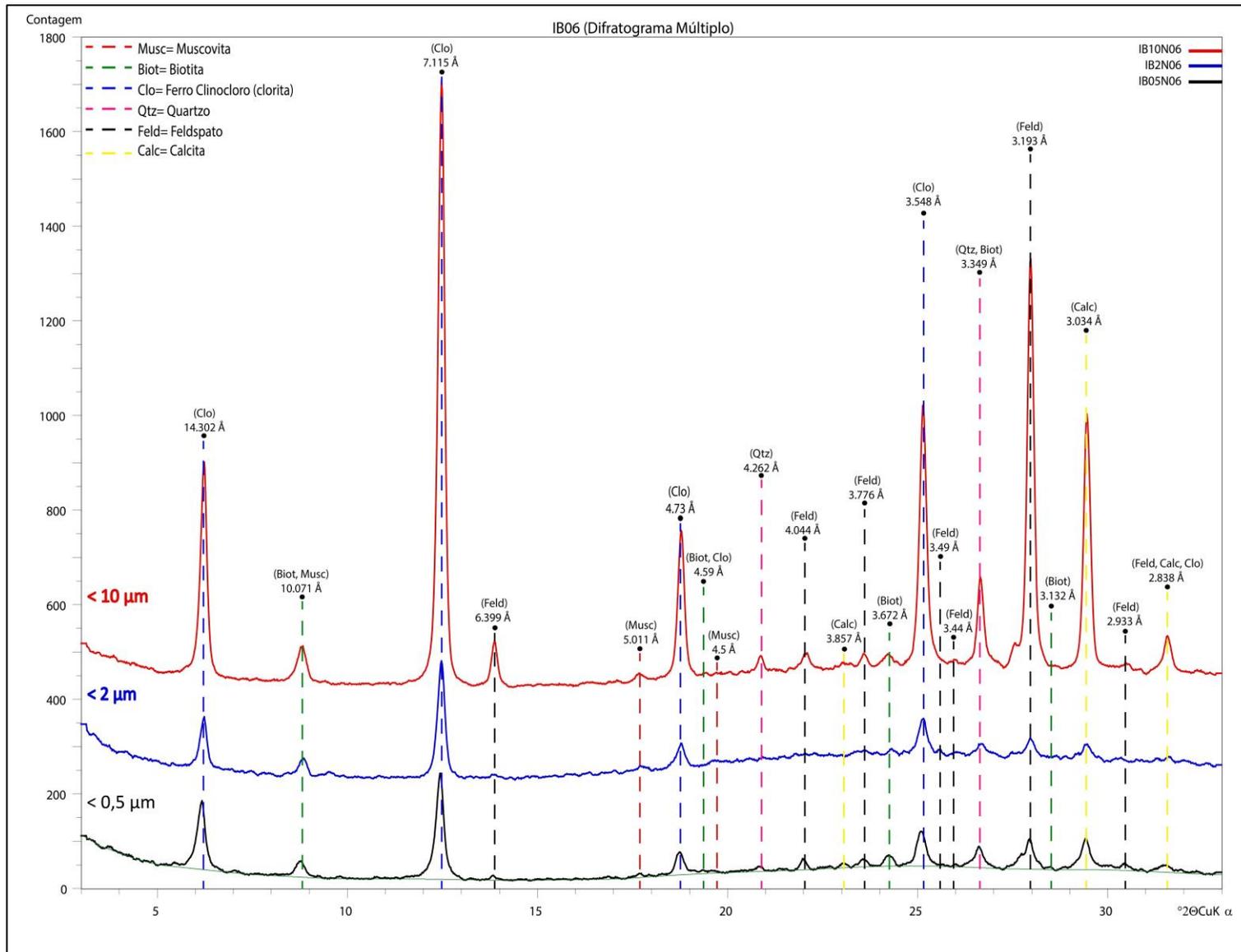
APÊNDICE A – DIFRATOGRAMAS DAS FRAÇÕES <math>< 10 \mu\text{m}</math>, <math>< 2 \mu\text{m}</math> e <math>< 0,5 \mu\text{m}</math> DAS AMOSTRAS IB 2A, IB 04, IB 5A, IB 5D e IB 06, OBTIDOS PELA TÉCNICA DA DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X.









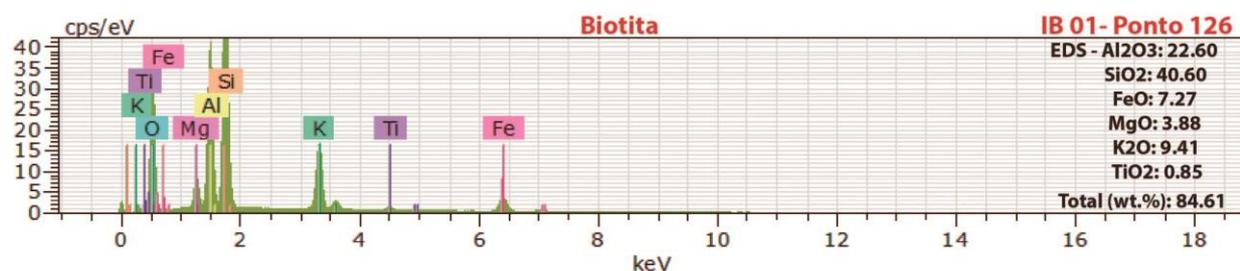
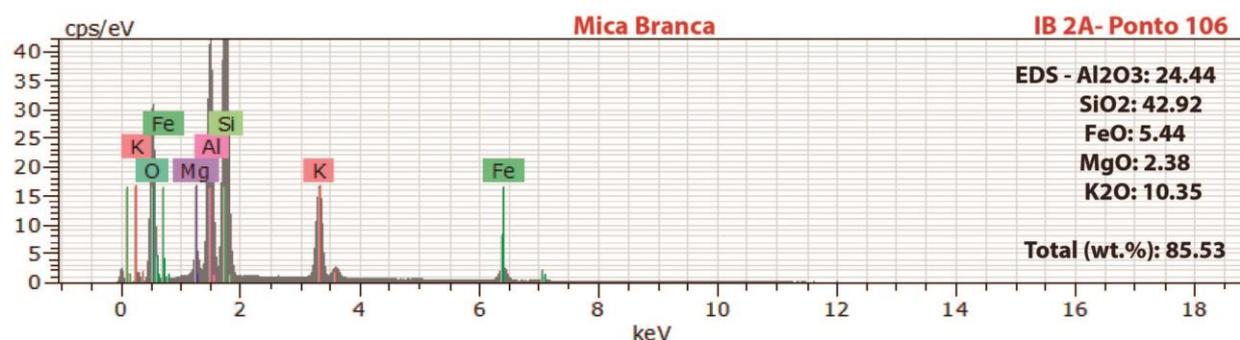
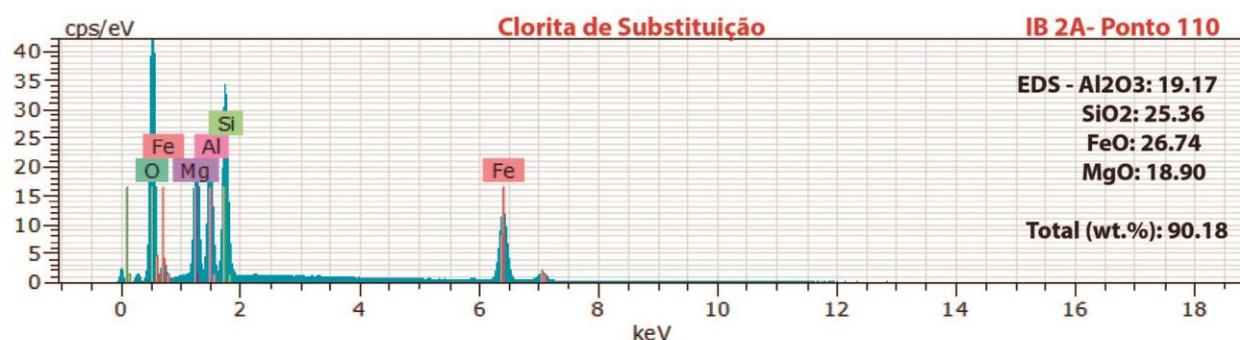
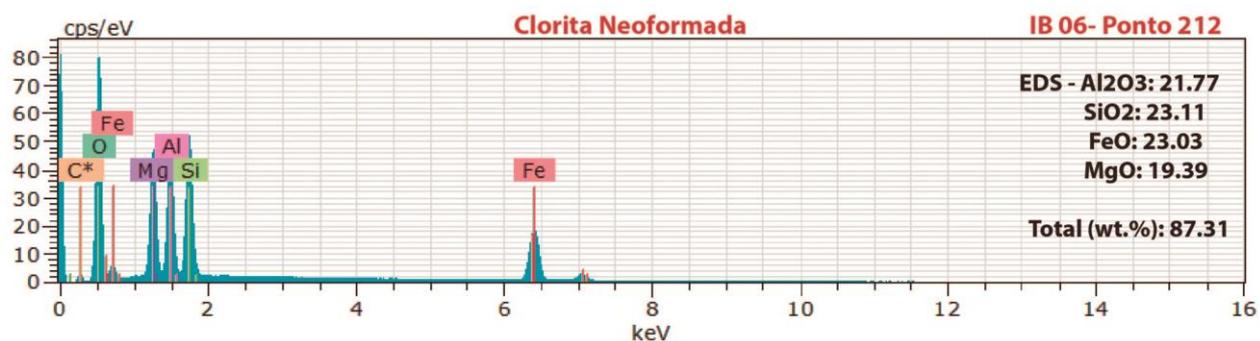


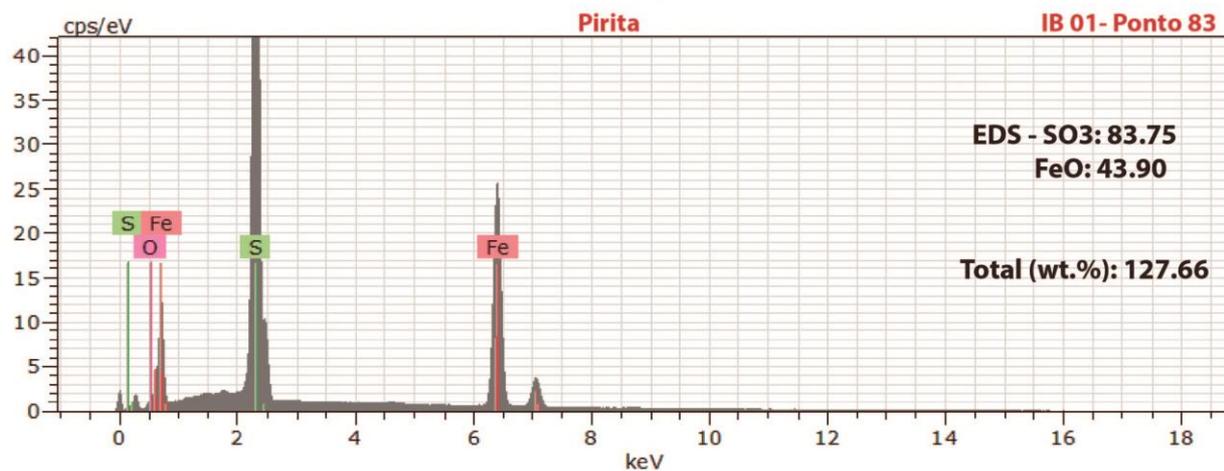
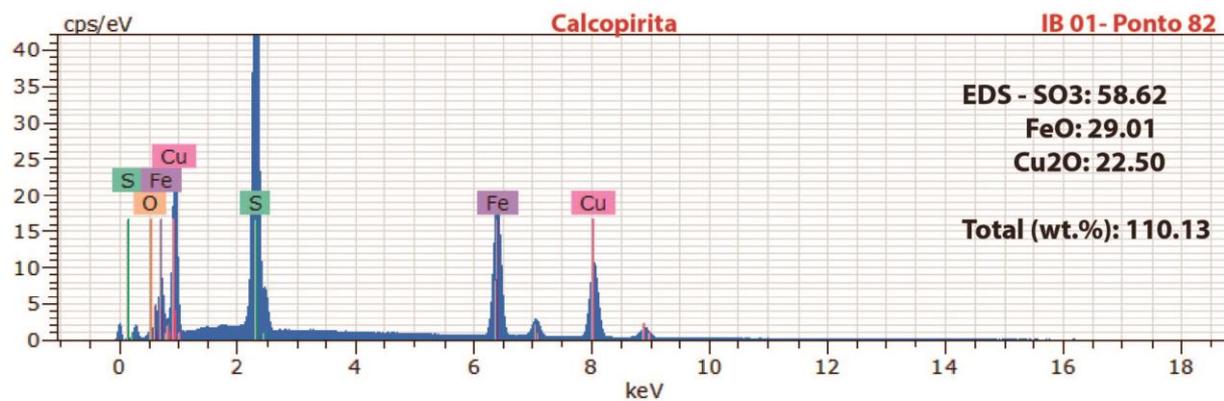
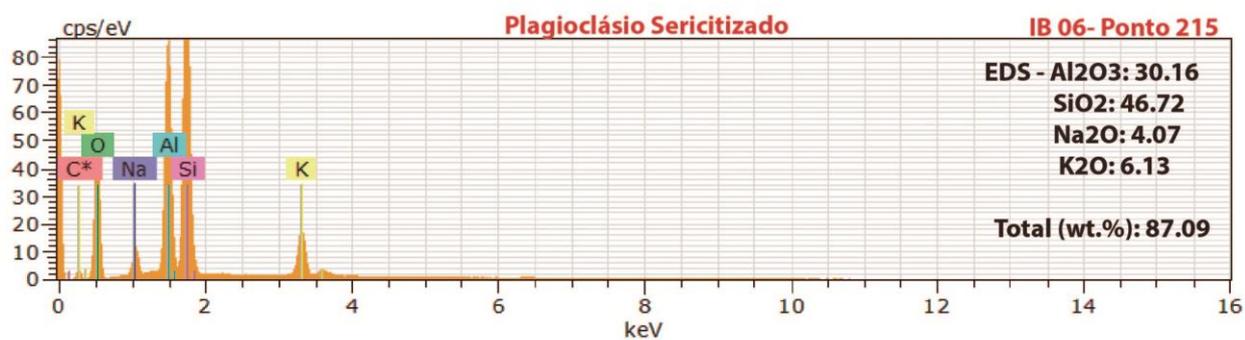
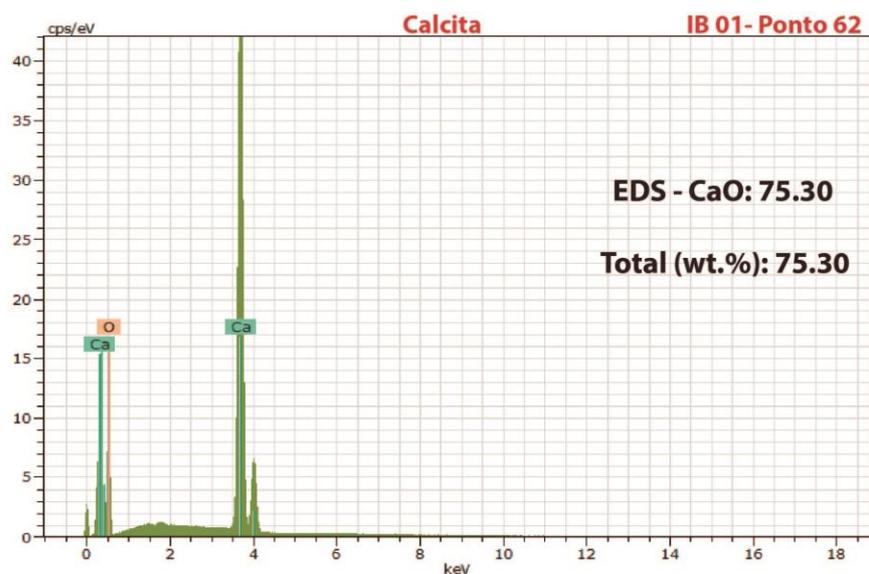
APÊNDICE B – RESULTADOS DOS ELEMENTOS MAIORES (WT.%) E TRAÇO (ppm) OBTIDOS PELO MÉTODO DE ANÁLISE QUÍMICA EM ESPECTROSCOPIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X PARA AS AMOSTRAS DE ROCHA TOTAL.

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₄	H ₂ O+	Total
IB 01	57,93	15,32	0,84	8,02	0,08	3,85	4,13	2,43	2,30	0,25	0,00	4,04	99,19
IB 2A	58,34	15,20	0,81	6,62	0,07	3,35	4,61	2,89	1,96	0,25	0,00	5,26	99,37
IB 04	61,42	16,46	0,67	6,01	0,05	3,01	2,34	3,13	2,29	0,29	0,00	3,17	98,85
IB 5A	60,88	15,70	0,74	6,33	0,06	3,26	2,63	2,96	2,86	0,07	0,49	3,22	99,19
IB 5C	65,20	12,58	0,53	5,34	0,06	2,30	3,83	2,20	1,61	0,04	1,03	5,21	99,94
IB 5D	58,95	16,54	0,72	8,21	0,08	4,03	1,94	2,76	1,87	0,02	0,79	3,45	99,38
IB 06	53,48	15,29	0,99	7,77	0,12	4,08	6,93	2,83	0,91	0,43	0,00	5,80	98,63

Amostra	Y	Pb	Ni	Co	Cu	Ga	Sr	Zr	Zn	Nb	Rb	As	Cr	Ba
IB 01	28,4	3,5	30,1	45,2	15,6	16,5	683,0	128,2	100,3	6,9	69,3	6,3	126,7	974,9
IB 2A	20,7	4,6	26,3	35,1	13,0	16,2	512,9	123,5	69,0	7,6	64,1	4,0	119,0	547,8
IB 04	12,5	3,8	21,8	31,3	6,7	15,9	616,8	167,1	71,2	5,4	53,5	4,1	98,9	1256,3
IB 5A	32,5	6,5	57,8	35,2	50,5	14,6	471,8	171,9	74,5	7,4	86,1	6,1	313,6	1840,9
IB 5C	17,7	1,9	49,8	31,3	110,3	10,2	360,8	183,0	58,4	7,9	55,7	4,2	273,8	1020,4
IB 5D	52,9	4,0	78,7	49,7	100,8	18,9	648,1	169,7	103,4	13,1	64,6	6,1	389,0	1086,9
IB 06	16,7	0,0	35,4	42,7	62,9	17,5	877,4	218,3	83,5	8,9	18,0	5,0	156,8	1232,2

APÊNDICE C – ESPECTROS OBTIDOS ATRAVÉS DO EDS EM MEV PARA CONFIRMAÇÃO DOS MINERAIS DA PARAGÊNESE DA CLORITA E ALGUNS DOS DEMAIS MINERAIS QUE COMPÕEM A ROCHA.



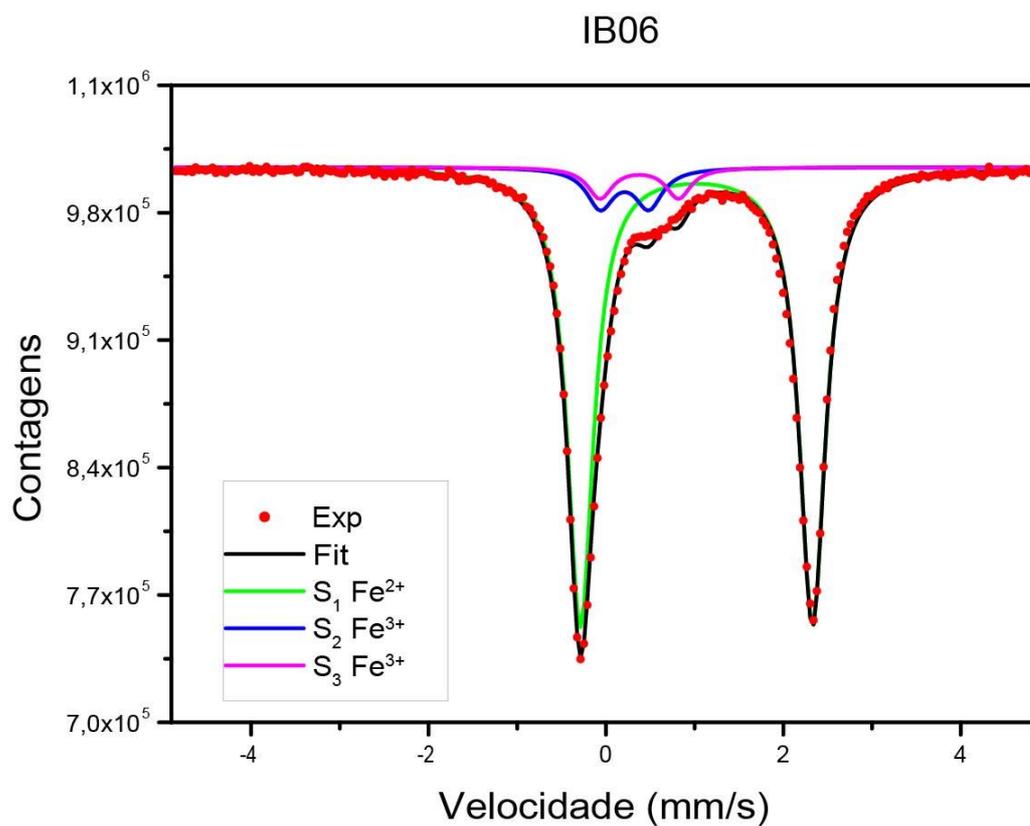
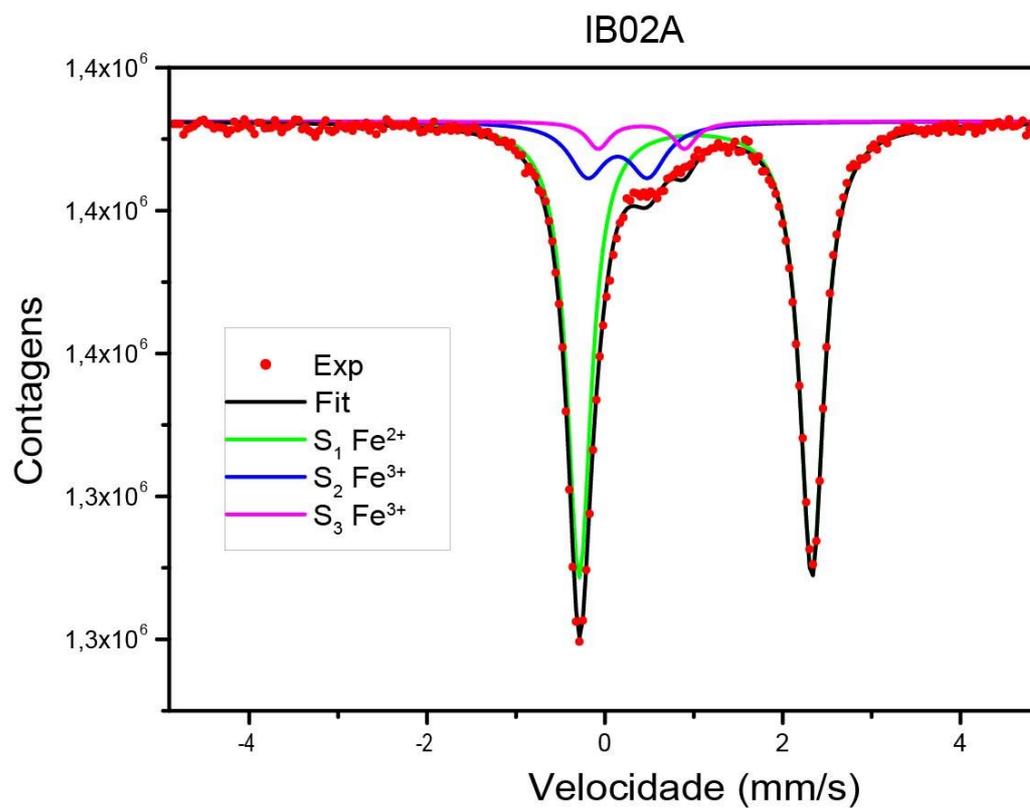


APÊNDICE D – ANÁLISE QUÍMICA DAS CLORITAS (WT.%) DAS AMOSTRAS IB 01 E IB 2A ATRAVÉS DA MICROSSONDA ELETRÔNICA. (c) = CALCULADO.

Amostra	Na2O	SiO2	MgO	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	Cr2O3	MnO	FeO	Total	H2O(c)	Total(c)
IB 01	0,03	27,65	16,08	17,31	0,00	0,08	0,06	0,00	0,27	23,65	85,12	11,53	96,65
	0,02	26,99	15,83	18,43	0,02	0,08	0,10	0,01	0,25	24,09	85,83	11,59	97,42
Clorita de Substituição	0,00	29,10	16,35	17,49	0,30	0,10	0,09	0,01	0,28	23,15	86,86	11,83	98,69
	0,00	28,72	16,86	16,93	0,09	0,07	0,19	0,05	0,33	23,01	86,26	11,74	98,00
	0,01	27,74	16,60	17,56	0,00	0,08	0,08	0,01	0,28	23,01	85,37	11,61	96,98
	0,02	28,43	16,32	17,24	0,13	0,07	0,09	0,05	0,25	23,63	86,22	11,70	97,92
	0,00	27,01	18,27	19,77	0,00	0,04	0,10	0,04	0,25	20,65	86,11	11,86	97,97
	0,01	27,93	16,70	17,62	0,01	0,07	0,08	0,01	0,29	23,36	86,08	11,69	97,77
	0,01	28,10	16,54	17,09	0,03	0,07	0,05	0,02	0,25	23,65	85,81	11,63	97,44
	0,01	28,40	17,20	16,53	0,01	0,09	0,03	0,01	0,34	23,06	85,69	11,64	97,33
	0,01	28,93	15,82	17,21	0,35	0,08	0,20	0,09	0,28	23,42	86,39	11,73	98,12
	0,02	26,66	16,16	15,69	0,02	0,05	0,02	0,06	0,21	22,04	80,93	11,00	91,93
	0,00	28,38	16,91	17,72	0,01	0,05	0,03	0,03	0,26	23,54	86,93	11,81	98,74
	0,01	28,03	16,08	17,32	0,09	0,07	0,12	0,08	0,20	24,00	85,98	11,64	97,62
	0,00	27,90	16,32	17,46	0,03	0,06	0,06	0,05	0,23	23,68	85,80	11,63	97,43
	0,00	29,00	17,10	16,98	0,23	0,07	0,06	0,05	0,25	22,70	86,44	11,79	98,23
	0,00	28,02	16,41	17,26	0,06	0,06	0,07	0,02	0,24	23,57	85,71	11,62	97,33
	0,02	27,52	15,87	17,36	0,01	0,10	0,11	0,03	0,18	24,34	85,55	11,54	97,09
0,01	28,50	17,02	16,84	0,04	0,08	0,07	0,06	0,29	24,66	87,57	11,81	99,38	
0,00	27,82	15,53	17,87	0,03	0,05	0,06	0,03	0,18	24,69	86,25	11,64	97,89	
0,00	27,85	15,61	18,06	0,05	0,04	0,06	0,04	0,18	24,55	86,41	11,68	98,09	
0,00	28,93	16,25	17,09	0,27	0,07	0,07	0,10	0,22	23,35	86,34	11,74	98,08	

Amostra	Na2O	SiO2	MgO	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	Cr2O3	MnO	FeO	Total	H2O(c)	Total(c)
IB 2A	0,02	28,16	17,03	17,59	0,02	0,06	0,06	0,01	0,23	23,84	87,03	11,41	98,44
	0,02	28,49	17,40	17,51	0,07	0,02	0,18	0,04	0,27	22,68	86,67	11,43	98,10
Clorita de Substituição	0,02	27,93	16,60	17,18	0,01	0,09	0,08	0,10	0,31	23,85	86,17	11,27	97,44
	0,02	27,50	17,68	18,62	0,00	0,05	0,11	0,01	0,22	22,62	86,83	11,45	98,28
	0,02	27,34	16,27	18,50	0,01	0,04	0,04	0,04	0,22	24,03	86,50	11,32	97,82
	0,00	27,98	17,39	17,54	0,02	0,03	0,04	0,03	0,27	23,22	86,52	11,37	97,89
	0,03	27,73	16,74	17,36	0,00	0,11	0,05	0,01	0,26	23,30	85,59	11,23	96,82
	0,00	26,74	15,65	18,79	0,00	0,01	0,03	0,06	0,24	24,70	86,20	11,22	97,42
	0,02	27,88	16,84	17,47	0,01	0,03	0,04	0,02	0,28	23,74	86,34	11,31	97,65
	0,00	28,19	17,44	17,21	0,05	0,02	0,07	0,06	0,23	22,55	85,81	11,32	97,13
	0,01	28,09	17,20	17,68	0,02	0,03	0,03	0,06	0,27	23,51	86,90	11,41	98,31
	0,03	28,46	17,77	17,23	0,01	0,03	0,05	0,04	0,25	22,79	86,66	11,42	98,08
	0,01	27,49	17,80	18,95	0,00	0,03	0,11	0,00	0,26	21,72	86,38	11,45	97,83
	0,02	28,55	16,92	17,39	0,09	0,08	0,12	0,07	0,20	23,21	86,66	11,40	98,06

APÊNDICE E – ANÁLISE DO TEOR DE Fe^{2+} E Fe^{3+} DA CLORITA DE SUBSTITUIÇÃO DA AMOSTRA IB 2A E DA CLORITA NEOFORMADA DE IB 06.



APÊNDICE F – VALORES DAS MEDIDAS DE TEMPERATURA DO GEOTERMÔMETRO CLORITA PARA AS AMOSTRAS IB 01 E IB 2A (CLORITA DE SUBSTITUIÇÃO) E IB 06 (CLORITA NEOFORMADA) COM BASE NA ATIVIDADE DE SEUS MEMBROS FINAIS. OS VALORES COM CONTAMINAÇÃO > 0,5% WT. FORAM DESCARTADOS E NÃO FORAM INCLUÍDOS.

IB 01 - Membros Finais			IB 2A - Membros Finais			IB 06 - Membros Finais			Nº Medida	IB 01 - T°C	IB 2A - T°C	IB 06 - T°C
%Clinocloro	%Chamosita	%Pennantita	%Clinocloro	%Chamosita	%Pennantita	%Clinocloro	%Chamosita	%Pennantita				
60,18	39,24	0,57	60,55	38,99	0,46	64,23	35,27	0,50	1	255	285	391
59,39	40,07	0,53	62,17	37,28	0,55	64,03	35,41	0,56	2	287	261	400
61,08	38,33	0,59	59,82	39,54	0,63	63,83	35,71	0,47	3	199	277	379
61,88	37,43	0,69	62,67	36,89	0,44	64,03	35,49	0,47	4	229	323	374
61,58	37,83	0,59	59,27	40,28	0,46	64,21	35,35	0,44	5	261	298	407
60,59	38,88	0,53	61,60	37,86	0,54	63,82	35,64	0,54	6	230	298	416
66,27	33,21	0,52	60,63	38,83	0,54	63,91	35,57	0,52	7	325	279	409
61,35	38,04	0,61	57,64	41,86	0,50	64,59	34,87	0,54	8	264	319	416
60,88	38,59	0,52	60,31	39,12	0,57	64,68	34,83	0,50	9	253	290	420
62,29	37,01	0,70	62,40	37,13	0,47	64,43	35,02	0,55	10	255	273	429
60,01	39,39	0,60	61,06	38,40	0,54	65,39	34,11	0,49	11	191	291	380
62,03	37,51	0,46	62,58	36,92	0,50	65,08	34,39	0,54	12	263	280	406
61,51	37,95	0,54	63,70	35,77	0,53	66,58	32,98	0,44	13	257	311	381
59,93	39,64	0,42	61,05	38,54	0,41	65,64	33,91	0,45	14	244	246	413
60,56	38,95	0,49	-	-	-	65,32	34,14	0,54	15	255	-	368
62,62	36,86	0,52	-	-	-	-	-	-	16	218	-	-
60,78	38,71	0,51	-	-	-	-	-	-	17	250	-	-
59,31	40,31	0,38	-	-	-	-	-	-	18	264	-	-
60,53	38,88	0,59	-	-	-	-	-	-	19	276	-	-
58,43	41,18	0,38	-	-	-	-	-	-	20	248	-	-
58,69	40,92	0,38	-	-	-	-	-	-	21	248	-	-
60,04	39,50	0,46	-	-	-	-	-	-	22	203	-	-
									Média T°C:	249	288	399