

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E PETROLOGIA

**Estudo do Vulcanismo Associado às Mineralizações de Cu (Au), Zn e Pb
(Ag) na Região das Minas do Camaquã/RS – Brasil**

GABRIELA HUSTER SIMCH

PORTO ALEGRE

2019

GABRIELA HUSTER SIMCH

**Estudo do Vulcanismo Associado às Mineralizações de Cu (Au), Zn e Pb
(Ag) na Região das Minas do Camaquã/RS – Brasil**

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. André Sampaio Mexias

Profa. Dra. Márcia Elisa Boscato Gomes

Supervisor: Profa. Dra. Delia Del Pilar Montecinos de Almeida

PORTO ALEGRE

2019

CIP - Catalogação na Publicação

Simch, Gabriela Huster

Estudo do Vulcanismo Associado às Mineralizações de
Cu (Au), Zn e Pb (Ag) na Região das Minas do
Camaquã/RS – Brasil / Gabriela Huster Simch. --2019.

87 f.

Orientador: André Sampaio Mexias.

Coorientadora: Márcia Elisa Boscato Gomes. Trabalho
de conclusão de curso (Graduação)--
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de
Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2019.

1. Geoquímica. 2. Vulcanismo. 3. Minas do Camaquã.
4. Hidrotermalismo. 5. Mineralizações. I. Mexias,
André Sampaio, orient. II. Gomes, Márcia Elisa
Boscato, coorient. III. Título.

**Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Departamento de Mineralogia e Petrologia
Curso de Graduação em Geologia**

A comissão examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado “**ESTUDO DO VULCANISMO ASSOCIADO ÀS MINERALIZAÇÕES DE Cu (Au), Zn e Pb (Ag) NA REGIÃO DAS MINAS DO CAMAQUÃ/RS – BRASIL**”, elaborado por “**GABRIELA HUSTER SIMCH**”, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Lauro Nardi

Prof. Dr. Everton Bongioiolo

Prof. Dr. Arthur Lemos

Porto Alegre, dezembro de 2019

RESUMO

Localizado no município de Caçapava do Sul – RS, o distrito de Minas do Camaquã é conhecido pela sua atividade mineradora que se estendeu por mais de um século, tendo representado uma das principais reservas de Cu do Brasil. Além dos depósitos de Cu, a região também possui importantes ocorrências de Pb e Zn, além de Au e Ag em menor quantidade. Entretanto, as discussões acerca da gênese dos depósitos minerais ainda perduram até os dias de hoje, sendo a origem e características físico-químicas dos fluidos hidrotermais geradores dos depósitos, a distribuição no espaço e tempo das mineralizações, bem como a fonte dos metais, questões ainda em aberto. Este estudo se baseia na proposição de que o fluido hidrotermal responsável pelas mineralizações da região estaria relacionado a algum dos eventos magmáticos da Bacia do Camaquã, sendo os depósitos caracterizados como epitermais e originados durante o final da Orogenia Colisional Dom Feliciano, no final do Ciclo Brasileiro. Nesse contexto, o trabalho objetiva caracterizar química e petrologicamente as rochas vulcânicas aflorantes e de subsuperfície da região das Minas do Camaquã, com o intuito de correlacionar os eventos magmáticos com o hidrotermalismo gerador das mineralizações de Cu (Au), Zn e Pb (Ag). Para tanto, foram realizadas descrições petrográficas, análises por difração e fluorescência de raios X, assim como análises por microsonda eletrônica, nas rochas vulcânicas amostradas na região das Minas do Camaquã e em testemunho de sondagem cedido pela empresa *Nexa Resources*. Observou-se que as rochas vulcânicas frequentemente interagem com as rochas sedimentares, gerando produtos como peperitos e diques clásticos; que predominam composições basálticas alcalinas para as amostras de superfície, correspondendo ao Membro Rodeio Velho, e composições mais ácidas para as amostras de subsuperfície, que possivelmente correspondem à Formação Acampamento Velho; que a rocha vulcânica do testemunho de sondagem está associada à mineralizações (principalmente de Pb), enquanto as rochas vulcânicas de superfície não apresentam composição química compatível como fonte para os metais do fluido mineralizante, porém não se descarta a hipótese de que o evento magmático Rodeio Velho esteja relacionado à fonte termal do hidrotermalismo.

Palavras Chave: Geoquímica; Vulcanismo; Minas do Camaquã; Hidrotermalismo.

ABSTRACT

Located in the city of Caçapava do Sul - RS, the Minas do Camaquã district is known for its mining activity that spanned more than a century, having represented one of the main Cu reserves in Brazil. In addition to Cu deposits, the region also has significant occurrences of Pb and Zn, as well as Au and Ag in smaller quantities. However, discussions about the genesis of mineral deposits persist to the present day, with the origin and physicochemical characteristics of hydrothermal deposits generating fluids, the distribution in space and time of mineralization, as well as the source of metals, questions that are still open. This study is based on the proposition that the hydrothermal fluid responsible for the mineralization of the region would be related to some of the magmatic events of the Camaquã Basin, being the deposits characterized as epithermal and originated during the end of the Dom Feliciano Collision Orogeny, at the end of the Brasiliano Cycle. In this context, the objective of this work is to characterize chemically and petrologically the outcropping and subsurface volcanic rocks of the Minas do Camaquã region, in order to correlate the magmatic events with the hydrothermalism that generates the Cu (Au), Zn and Pb (Ag) mineralizations. For this purpose, petrographic descriptions, X-ray diffraction and fluorescence analyzes were performed, as well as electron microprobe analysis, in the volcanic rocks sampled in the region of Minas do Camaquã and in a drill core provided by Nexa Resources. Volcanic rocks often interact with sedimentary rocks, generating products such as peperites and clastic dykes; alkaline basaltic compositions predominate for surface samples, corresponding to the Rodeio Velho Member, and more acidic compositions for subsurface samples, which possibly correspond to the Acampamento Velho Formation; that the rock from the core is associated with mineralization (mainly Pb), while surface volcanic rocks do not have a compatible chemical composition as a source for the mineralizing fluid metals, but the hypothesis that the Rodeio Velho's magmatic event is related to the heat source of hydrothermalism is not ruled out.

Keywords: Geochemistry, Volcanism, Minas do Camaquã, Hydrothermalism.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Em “a”, a localização da área de estudo e suas vias de acesso e, em “b” área de estudo em relação aos domínios tectono-estuturais do Rio Grande do Sul (Travassos <i>et al.</i> , 2014, modificado por Lindenberg, 2014).	14
Figura 2. Contexto geológico da Bacia do Camaquã no estado do Rio Grande do Sul. Extraído de Paim <i>et al.</i> (2014), modificado de Chemale Jr. (2000).	17
Figura 3. Comparação entre as colunas estratigráficas já propostas para a Bacia do Camaquã. Extraído de Paim, 2002.	17
Figura 4. Ilustração esquemática dos modelos de baixa e alta sulfetação. Extraído de White & Hedenquist (1995).	21
Figura 5. Mapa de localização dos pontos descritos e amostrados no trabalho de campo. Elaborado pela autora.	24
Figura 6. Esquema e fórmula da Lei de Bragg. Modificado de Klein & Dutrow (2009).	28
Figura 7. Representação esquemática do pequeno volume irradiado pelos elétrons incidentes sobre a superfície polida de uma amostra. Raios X característicos gerados são dispersados e analisados por um espectrômetro ou sistema de energia dispersivo. Extraído de Klein & Dutrow (2009).	30
Figura 8. Visão geral do afloramento do ponto TM-04, no qual foi possível individualizar quatro porções com feições características diferentes, sendo elas, da base para o topo: uma porção porfírica; uma vesiculada na qual as vesículas encontravam-se alongadas,.....	33
Figura 9. Fotos de detalhe do afloramento TM-04. Em "A", as vesículas alongadas como <i>pipes</i> indicando fluxo do derrame e, em "B", morfologia lobular do derrame. .	33
Figura 10. Ocorrência de dique clástico em meio aos derrames basálticos do afloramento TM-05. Em "A", uma vista mais ampla do dique e, em "B", uma vista em maior detalhe. A causa desta ocorrência está relacionada a interação entre os derrames e os sedimentos na área.	34
Figura 11. Feições importantes observadas no ponto TM-06. Em "A", a morfologia do afloramento sugere que a rocha sedimentar (de granulometria bem selecionada, alto grau de esfericidade e com presença de estratificação cruzada acanalada, interpretada como sendo uma paleoduna e possivelmente pertencente à Formação Pedra Pintada, do Grupo Guaritas) interagiu com a lava, tendo a lava se consolidado	

por entre as dunas; e, em “B”, feições deformacionais encontradas que possivelmente indicam que a areia já estava semiconsolidada pois seria necessário que já houvesse certa competência para acomodar deformação.	35
Figura 12. Feições importantes observadas no ponto TM-8. Em “A”, feições de fluxo vistas no detalhe; em “B”, formas circulares e concêntricas, interpretadas como sendo condutos alimentadores de lava ou chaminés e, em “C”, morfologia do derrame típica de corda, apresentando as vesículas estiradas na frente do derrame e arredondadas na porção central.....	36
Figura 13. Feições diagnósticas observadas por microscopia óptica do grupo das amostras de superfície. Em "A", a mineralogia primária comum a todas as amostras: plagioclásio, feldspato potássico e piroxênio; em “B” e “C”, feição de fluxo de derrame evidenciada por textura pilotaxítica e em “D”, “E” e “F”, minerais máficos (possivelmente cristais de piroxênio) substituídos por hematita.....	40
Figura 14. Mais feições diagnósticas grupo das amostras de superfície, observadas por microscopia óptica. Em “A”, vesícula preenchida por carbonato e em “B”, vesícula preenchida por quartzo e carbonato, com destaque para a presença de argilominerais na mesma.....	41
Figura 15. Mineralogia comum às lâminas de rocha vulcânica do testemunho de sondagem. Em "A", os cristais ripiformes de feldspatos, acompanhados de oxidação e de cloritização e, em "B", a mesma mineralogia, porém acompanhada de um veio de quartzo e carbonato.	41
Figura 16. Feições características observadas por microscopia óptica das rochas vulcânicas do testemunho de sondagem. Em “A”, cristais de quartzo facetados, imersos em matriz carbonática, provavelmente decorrentes de brechação hidrotermal; em “B”, cristais prismáticos e radiais de quartzo nas bordas e imersos em veio de carbonato, acompanhados de mineralização; em “C”, cristais de galena em veio de carbonato vistos em luz transmitida e, em “D”, borda de pirita em cristal de mineral não identificado, também vistos em luz transmitida.	42
Figura 17. Características mineralógicas da amostra TM-10-C. Em "A", a mineralogia composta por cristais de plagioclásio, feldspato alcalino, anfibólio e piroxênio; em “B”, maclas tectônicas em cristais de plagioclásio e, em “C” e “D”, mineralizações de galena e pirita.....	43
Figura 18. Feições características observadas na lâmina referente à amostra 233_255,18. Em "A", aspecto geral da litologia; em “B”, cristais de quartzo imersos em	

veio hidrotermal; em "C", silicificação da amostra e, em "D", porções mais oxidadas e porções menos oxidadas.....	44
Figura 19. Difratoograma referente à amostra TM-03-D. Presença de plagioclásio, feldspato potássico, piroxênio, quartzo, calcita, dolomita, hematita, siderita e esmectita.....	49
Figura 20. Difratoograma referente à amostra TM-07-A. Presença de plagioclásio, calcita, quartzo, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), esmectita, hematita e pirita.	49
Figura 21. Difratoograma obtido pelo método orientado para a amostra TM-07-A. Com a sobreposição das análises natural, glicolada e calcinada, é possível identificar esmectita como argilomineral presente na amostra.	50
Figura 22. Difratoograma da amostra 233_258,79. Presença de siderita, quartzo, feldspato potássico, piroxênio, epidoto, anatásio, galena, hematita e ilita.	51
Figura 23. Difratoograma da amostra 233_259,88. Presença de siderita, feldspato potássico, hematita, anatásio, dolomita, clorita e ilita.....	51
Figura 24. Difratoograma das análises do método orientado para a amostra 233_258,79. Ilita é o argilomineral presente.....	52
Figura 25. Difratoograma da amostra TM-10-C. Presença de plagioclásio, piroxênio, anfibólio, quartzo, zircão, montmorilonita, vermiculita e clorita.....	53
Figura 26. Difratoograma da amostra 233_255,18. Presença de quartzo, siderita, dolomita, hematita e ilita.....	53
Figura 27. Relação completa dos elementos maiores de todas as amostras, representada em óxidos. É possível perceber que todas apresentam valores elevados de Fe ₂ O ₃ , além da presença anômala de CaO, NaO e K ₂ O em algumas amostras.	54
Figura 28. Neste gráfico, foram dispostas apenas os elementos maiores das amostras de superfície (ampliado). Destaque para os valores de Fe ₂ O ₃ , MgO, CaO e Na ₂ O.	55
Figura 29. Diagrama de elementos maiores nas amostras de subsuperfície. As amostras apresentam composição química semelhante, com exceção do Al ₂ O ₃ e K ₂ O.	56
Figura 30. Relação entre as amostras analisadas e os seus respectivos elementos traço. Em "A", a análise completa e, em "B", foi dado um zoom no gráfico para que se observasse melhor os elementos como Pb, Cu, Sr, Zr, Zn e Rb.....	57

Figura 31. Gráfico representando os elementos traço das amostras de superfície. Os valores anômalos mais evidentes estão relacionados aos elementos Sr, Zr, Pb e Ba.	58
Figura 32. Diagrama dos elementos traço das amostras de subsuperfície. As maiores anomalias estão relacionadas aos elementos Th e Ba, além dos elementos relacionados às mineralizações, como o Pb, Zn e Cu.....	59
Figura 33. Diagrama TAS contendo as amostras analisadas. Nota-se que diversas amostras estão classificadas como rochas alcalinas ou ainda ácidas.	60
Figura 34. Diagrama AFM para as amostras analisadas. Nota-se que todas pertencem à série toleítica.	60
Figura 35. Cristais ripiformes de plagioclásio analisados na lâmina TM-01-D. Em “A”, o ponto 3 e, em “B”, o ponto 7, ambos com composição química equivalente ao mineral albita. As análises desses pontos se encontram na Tabela C - 1.	61
Figura 36. Cristais ripiformes de feldspato na matriz da amostra 233_259,89. Em “A”, os pontos 22 e 23 e, em “B”, os pontos 20 e 42, sendo que todos possuem composição química equivalente ao mineral ortoclásio. As análises desses pontos se encontram na Tabela C - 3.....	62
Figura 37. Cristais de piroxênio analisados na lâmina TM-04-A. “A” e “B” demonstram o mesmo cristal analisado no ponto 14, porém em porções diferentes. As análises desse ponto e de outros cristais de piroxênio se encontram na Tabela C - 4.	62
Figura 38. Minerais analisados que diferem das análises de feldspatos e piroxênios na amostra 233_259,88. Em "A", preenchimento de vesícula e, em “B”, cristal de galena. As análises desses minerais diferentes se encontram na Tabela C - 6.....	62
Figura 39. Diagrama ternário Albita (Ab) x Anortita (An) x Ortoclásio (Or) para os 28 pontos analisados.	63
Figura 40. Diagrama ternário Enstatita (En) x Wollastonita (Wo) x Ferrosilita (Fs) para os 17 pontos analisados.....	64

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Relação de amostras coletadas e dos procedimentos analíticos realizados nas mesmas. Elaborado pela autora.	25
Tabela 2. Descrição do testemunho de sondagem BRSMSMDD0233, da caixa 68 a 73. O fragmento do testemunho descrito foi cedido pela empresa <i>Nexa Resources</i> . Elaborado pela autora.	37
Tabela 3. Descrição petrográfica resumida das lâminas delgadas observadas. Elaborado pela autora.	45
Tabela 4. Resumo da mineralogia encontrada em cada amostra por meio da difração de raios X. As mineralogias primária e secundária foram subdivididas com auxílio de petrografia, utilizando as relações texturais observadas. As análises de lâminas orientadas foram realizadas com o intuito de sanar dúvidas acerca dos argilominerais presentes na amostra.	48

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
1.1. Localização e Vias de Acesso.....	13
2. OBJETIVOS E METAS	14
2.1. Objetivo Geral	14
2.2. Objetivos Específicos	14
3. JUSTIFICATIVA	15
4. ESTADO DA ARTE	15
4.1. Histórico da Área.....	15
4.2. Contexto Geológico da Bacia do Camaquã	16
4.2.1. Vulcanismo Hilário	18
4.2.2. Vulcanismo Acampamento Velho	18
4.2.3. Vulcanismo Rodeio Velho.....	19
4.3. Depósitos Epitermais	20
4.4. Gênese dos Depósitos	22
5. METODOLOGIA	23
5.1. Etapa Pré-Campo.....	23
5.2. Etapa de Campo	23
5.3. Etapa Pós-Campo	25
5.3.1. Preparação de Amostras	26
5.3.2. Microscopia Óptica	27
5.3.3. Difração de Raios X.....	27
5.3.4. Fluorescência de Raios X.....	29
5.3.5. Microsonda Eletrônica	29
6. RESULTADOS.....	32
6.1. Trabalho de Campo.....	32

6.2. Microscopia Óptica.....	39
6.3. Difração de Raios X	47
6.4. Fluorescência de Raios X	54
6.4.1. Elementos Maiores	54
6.4.2. Elementos Traço.....	56
6.4.3. Diagramas de Classificação	59
6.5. Microsonda Eletrônica	61
7. DISCUSSÕES.....	65
8. CONCLUSÕES	71
9. REFERÊNCIAS.....	72
APÊNDICE A – Difratoogramas de Raios X.....	76
APÊNDICE B – Análises por Fluorescência de Raios X	79
APÊNDICE C – Análises por Microsonda Eletrônica.....	81

1. INTRODUÇÃO

O avanço tecnológico vivenciado pela nossa sociedade nas últimas décadas aumentou bruscamente a demanda por recursos naturais, principalmente por minerais de minério. Tendo em vista este cenário, a busca e entendimento dos depósitos minerais se torna cada vez mais importante no papel do geólogo, principalmente no que diz respeito à compreensão da gênese das mineralizações, da sua distribuição no espaço e tempo e dos seus metais associados.

O modelo metalogenético, quando bem aplicado à área de estudo, auxilia a inferir acerca do potencial econômico e a buscar pelos melhores métodos para exploração do depósito. A exploração mineral no distrito de Minas do Camaquã já passou por diversas fases, as quais serão brevemente discutidas adiante, em que o modelo metalogenético possivelmente proposto de forma errônea não colaborou para a melhor exploração dos metais. No presente momento, depois de dada como encerrada a atividade mineradora em 1996, diversos pesquisadores deram novo sentido aos depósitos minerais da região e hoje a empresa *Nexa Resources* aguarda pela autorização dos órgãos reguladores para o reinício da exploração dos metais.

Neste sentido, objetiva-se com o presente trabalho colaborar para o melhor entendimento da gênese dos depósitos de Cu (Au), Zn e Pb (Ag) na região das Minas do Camaquã, levando em consideração o modelo já proposto e adotado de que as mineralizações teriam origem magmática-hidrotermal, sendo classificadas como um depósito epitermal. Para isso, pretende-se contribuir para a resposta da pergunta: à qual evento magmático presente na Bacia do Camaquã o fluido mineralizante está relacionado? Os eventos vulcânicos presentes na Bacia do Camaquã que poderiam estar relacionados às mineralizações são o Vulcanismo Hilário, Vulcanismo Acampamento Velho e Vulcanismo Rodeio Velho, ou ainda algum outro evento vulcânico não descrito.

1.1. Localização e Vias de Acesso

A área de estudo localiza-se no distrito de Minas do Camaquã, que pertence ao município de Caçapava do Sul, no estado do Rio Grande do Sul. Está inserida na carta topográfica de Minas do Camaquã, SH.22-Y-A-V-3 MI-2996/3, cujos vértices são dados pelas coordenadas 30°54'39"S, 53°28'33"W, 30°56'16"S e 53°29'23"W. Para acessar a área, saindo de Porto Alegre, deve-se percorrer cerca de 220 km pela BR-

290, em seguida por 52 km pela BR-153 e por fim, cerca de 25 km de estrada de chão pela RST-625 (Figura 1). O distrito fica à 70 km da cidade de Caçapava do Sul.

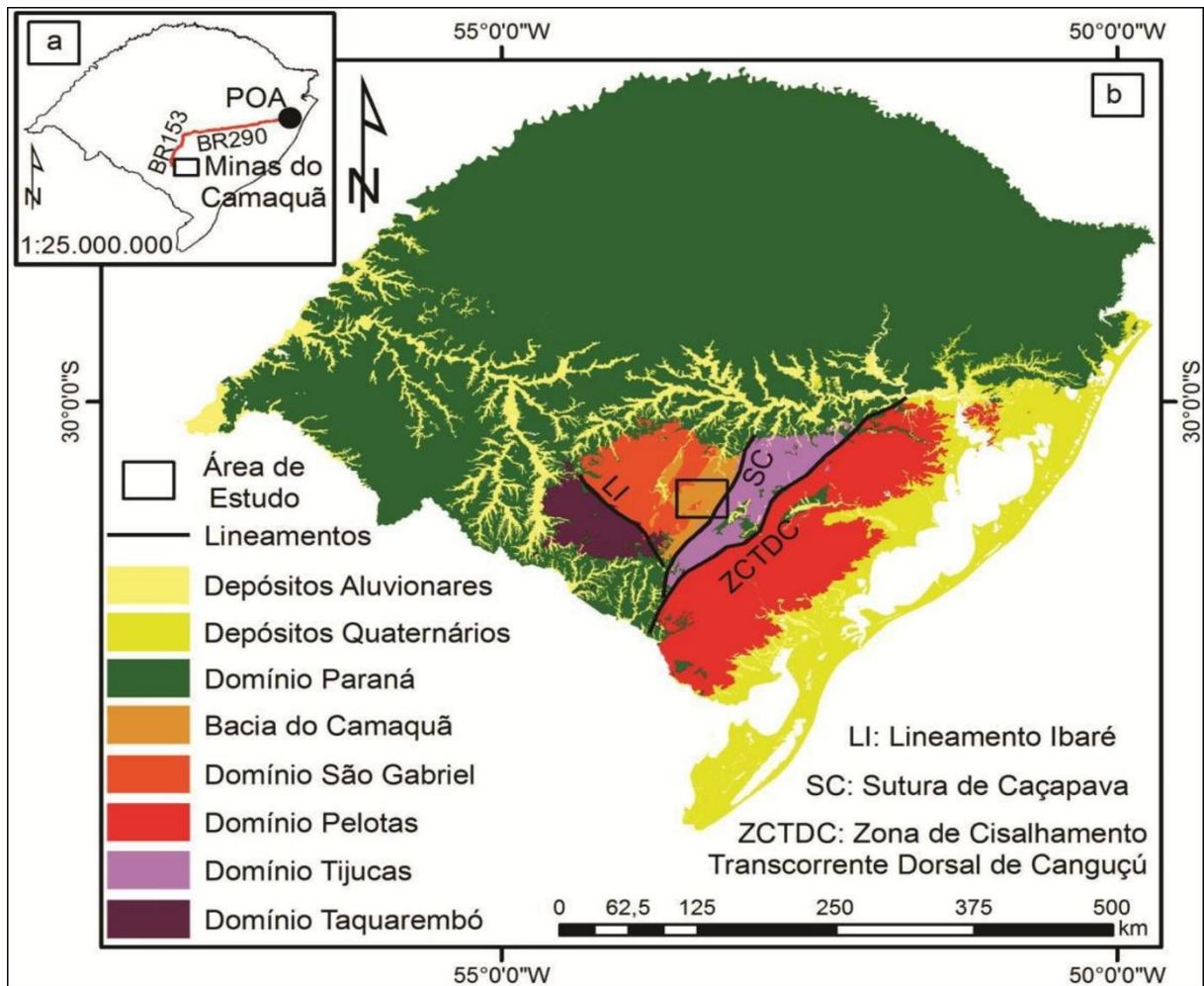


Figura 1. Em “a”, a localização da área de estudo e suas vias de acesso e, em “b” área de estudo em relação aos domínios tectono-estruturais do Rio Grande do Sul (Travassos *et al.*, 2014, modificado por Lindenberg, 2014).

2. OBJETIVOS E METAS

2.1. Objetivo Geral

Contribuir para a resposta das perguntas: à qual evento vulcânico o fluido mineralizante poderia estar relacionado? Qual o vulcanismo predominante na área das Minas do Camaquã?

2.2. Objetivos Específicos

Para alcançar o objetivo geral, pretende-se: determinar a petrografia das rochas vulcânicas associadas às mineralizações; caracterizar petrologica e quimicamente essas rochas; classificar as rochas vulcânicas de acordo com os

eventos presentes na Bacia do Camaquã; determinar os minerais de alteração presentes e determinar os minerais metálicos, sua composição e relação com os minerais de alteração.

3. JUSTIFICATIVA

A exploração de minério de Cu, Pb e Zn, além de Au e Ag, é de grande interesse nacional. Em razão disso, é importante a melhor exploração dos depósitos já conhecidos e o descobrimento de novas jazidas minerais.

Visando ao aprimoramento do conhecimento geológico dos depósitos minerais da região de Minas do Camaquã, com a execução deste trabalho será possível aprimorar o modelo metalogenético proposto para as mineralizações. Por conseguinte, a *Nexa Resources* (empresa atualmente responsável pela exploração em Minas do Camaquã) terá maior conhecimento para a exploração do minério, o que resultaria em maior quantidade de recursos retornados ao município e ao estado do Rio Grande do Sul, contribuindo para o desenvolvimento socioeconômico do estado.

4. ESTADO DA ARTE

4.1. Histórico da Área

A primeira fase de exploração do minério de cobre na região de Minas do Camaquã iniciou quando o Coronel João Dias dos Santos Rosa encontrou em sua propriedade pedras verdes e azuis, as quais levou até Lavras do Sul, onde um grupo de ingleses garimpavam ouro, culminando então na descoberta dos depósitos de cobre, por volta de 1865. A exploração dessa jazida ocorreu entre 1870 e 1887 (Paim, 2002).

A iniciação da segunda fase da exploração mineral se deu em 1888, quando empresários alemães lavraram um filão de calcopirita e pirita, onde hoje se localiza a Mina São Luiz, com teores médios entre 15 a 20% de Cu (Paim, 2002), sendo o minério exportado para a Inglaterra. Esta atividade encerrou em 1899.

A terceira fase da exploração, que se iniciou em 1901 e se estendeu até 1908, se deu sob responsabilidade de uma companhia belga chamada *Société Anonime des Mines de Cuivre de Camaquan*. Neste período, as atividades subterrâneas foram bastante significativas e o minério era enriquecido em uma usina de concentração construída na área, passando de teores de 7% para 30% de Cu (Paim, 2002).

Também foi construída uma barragem no Arroio João Dias para o abastecimento energético. Encerrada essa fase, a exploração ficou paralisada por cerca de duas décadas, até que, durante o período de 1928 a 1941, uma série de atividades de prospecção foram realizadas por órgãos governamentais, além de estudos acerca da gênese do depósito que serão discutidos posteriormente.

Em decorrência das pesquisas na área, foi criada a Companhia Brasileira do Cobre (CBC) em 1942. A CBC, que foi inicialmente uma empresa de capital misto, depois privado e posteriormente estatal, chegou a produzir em seu auge 5500 t/dia de minério. Contudo, entre 1981 e 1989, o teor do minério era de, em média, 0,57% de Cu, valor muito abaixo das previsões da empresa, que eram de cerca de 1,05% de Cu, fazendo com que a CBC fosse a leilão. A empresa foi então comprada pelos próprios funcionários e passou a se chamar Bom Jardim S.A., tendo minerado cobre até 1996, quando as reservas economicamente viáveis foram esgotadas (Paim, 2002).

4.2. Contexto Geológico da Bacia do Camaquã

O conhecimento geológico acerca da Bacia do Camaquã (BC) possui uma história longa e complexa. Sua origem e características já foram discutidas sob as perspectivas da teoria da geossinclinal e depois, sob a influenciada tectônica de placas. Inicialmente se acreditava que a BC se tratava de uma antefossa relacionada à Orogenia Brasileira preenchida por sedimentos molássicos (Borba, 2006). Hoje são aceitas as ideias que associam a BC com o estágio tardi a pós-orogênico da Orogenia Brasileira do Cinturão Dom Feliciano, sendo a bacia o resultado da superposição entre 630 e 510 Ma de diversas bacias independentes, mas sucessivas em um mesmo *locus* deposicional (Paim *et al.*, 2014).

A BC possui orientação NE-SW, e é delimitada à leste pelo Terreno Tijucas e o Cinturão Dom Feliciano e, à oeste pelo Terreno São Gabriel e o Cráton Rio de La Plata, como ilustrado na Figura 2.

Diversas colunas estratigráficas já foram propostas (Figura 3) para a Bacia do Camaquã, entretanto, neste trabalho se considera que a BC é uma sequência vulcano-sedimentar que, segundo Paim *et al.* (2000), pode ser subdividida em duas bacias e dois riftes: a bacia de retro-arco de antepaís Maricá, representada pelo Alogrupo Maricá; bacias transcorrentes Bom Jardim Leste e Oeste, representadas

pelos Alogrupos Bom Jardim; riftes Santa Bárbara Leste e Oeste, representados pelo Alogrupo Santa Bárbara e pelo rifte Guaritas, representado pelo Alogrupo Guaritas.

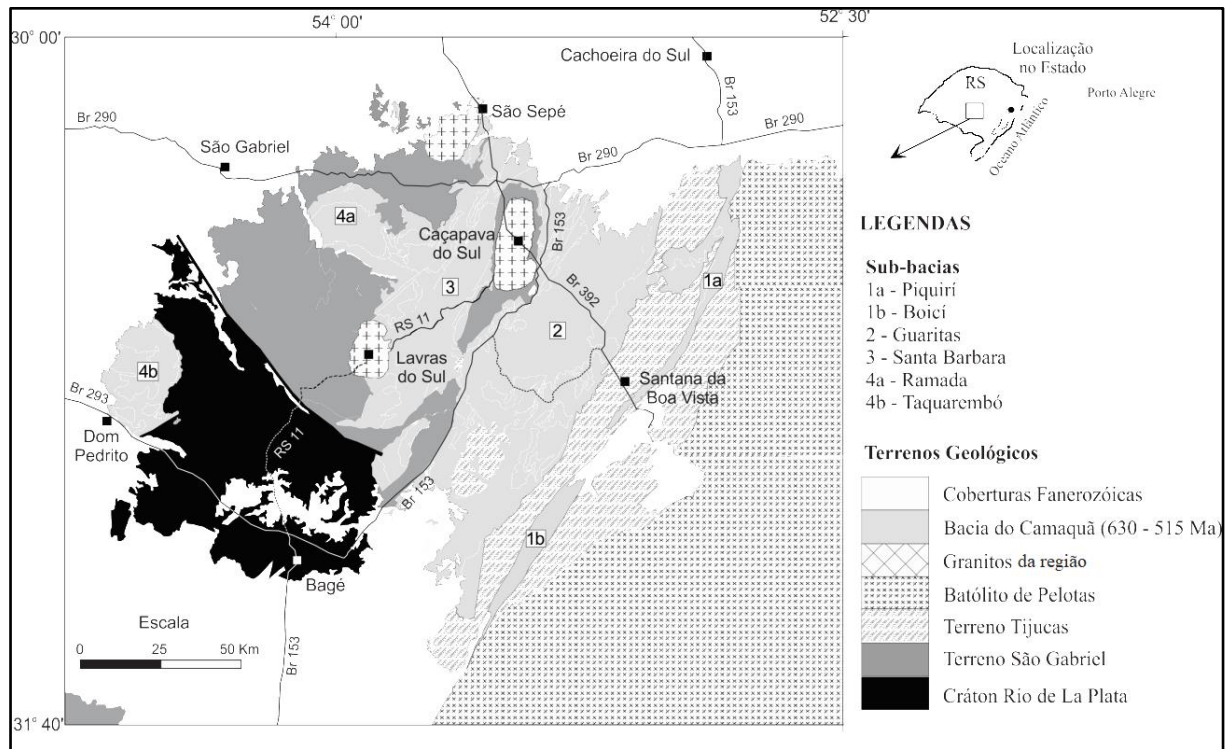


Figura 2. Contexto geológico da Bacia do Camaquã no estado do Rio Grande do Sul. Extraído de Paim *et al.* (2014), modificado de Chemale Jr. (2000).

Carvalho (1932)	Leinz et al. (1941)	Robertson (1966)	Ribeiro et al. (1966)	Ribeiro & Fantinel (1978)	Teixeira et al. (1978) Gonzalez & Teixeira (1980)	Fambrini (1998)	Paim et al. (1999 a, b)	
Serie Camaquan	Andesitos	Formação Guaritas	Formação Guaritas	Formação Guaritas	Formação Guaritas	Formação Varzinha	Alogrupo Varzinha	Aloformação Varzinha
	Camaquã Horizontal		Formação Santa Bárbara					
Erupções de Andesito e Tufos Vulcânicos	Camaquã Inclinado	Formação Santa Bárbara	Membro Rodeio Velho	Membro Rodeio Velho	Ar. Superior	Formação João Dias	Alogrupo Santa Bárbara	Aloformação Serra dos Lanceiros
			Fm Arroio dos Nobres	Fm Vargas	Ar. Intermediário	Formação Vargas	Alogrupo Cerro do Bugio	Aloformação Santa Fé
			Fm Crespos	Fm Hilário	Ar. Inferior	Formação Mangueirão	Alogrupo Bom Jardim	

Figura 3. Comparação entre as colunas estratigráficas já propostas para a Bacia do Camaquã. Extraído de Paim, 2002.

A região de Minas do Camaquã e de suas mineralizações está inserida na janela estrutural denominada Janela Bom Jardim. Janela estrutural é o nome dado à uma ocorrência de rochas mais antigas circundada por rochas mais jovens, sendo originada pela erosão das rochas adjacentes ou por falhamentos. A Janela Bom

Jardim se dá pelo afloramento de rochas do Alogrupo Santa Bárbara em meio às unidades do Alogrupo Guaritas.

São individualizados três episódios magmáticos vinculados aos estágios tardi a pós-colisionais da Orogenia Brasileira. Inicia com uma série calcialcalina alto-K a shoshonítica (vulcanismo Hilário) seguido por um magmatismo alcalino a peralcalino sódico, indicativo de uma crescente estabilização de crosta (vulcanismo Acampamento Velho), e é, por fim, substituído por magmas mantélicos básicos alcalinos (vulcanismo Rodeio Velho) extraídos da base da crosta recém-formada durante uma última fase distensiva, caracterizando assim o fim da sedimentação molássica (Paim *et al.*, 2014).

4.2.1. Vulcanismo Hilário

O vulcanismo Hilário é relacionado à Formação Hilário (Ribeiro & Fantinel, 1978), possivelmente correspondendo ao limite superior do Alogrupo Maricá e o limite inferior do Alogrupo Bom Jardim (Paim *et al.*, 2000). As rochas decorrentes deste vulcanismo são olivina basaltos porfíricos até riolitos, predominando as composições intermediárias, como andesitos. As porções plutônicas e hipabissais estão representadas por parte do Complexo Granítico de Lavras do Sul (Nardi & Lima, 1998). A Formação Hilário possui também rochas piroclásticas vulcanoclásticas e lavas andesíticas relacionadas ao acúmulo subaéreo formadas por processos de queda e fluxo (Paim *et al.*, 2000).

Dados U-Pb de andesitos indicam idades entre 585 e 590 Ma para a Formação Hilário (Janikian *et al.*, 2012). Idades U-Pb SHRIMP de zircões em andesitos variam entre 593 ± 6 Ma (Remus *et al.*, 1999) e $580 \pm 3,6$ Ma (Janikian *et al.*, 2012). Almeida *et al.* (2012) obteve idades U-Pb $591,8 \pm 3,0$ Ma para os lamprófiros associados aos andesitos da Formação Hilário, considerando que os andesitos correspondem à última manifestação do vulcanismo Hilário, podendo então sugerir que este evento se deu, de maneira geral, entre 590 e 592 Ma. Dessa forma, estima-se que a deposição do Alogrupo Bom Jardim ocorreu entre 593 ± 6 e $580 \pm 3,6$ Ma (Paim *et al.*, 2014).

4.2.2. Vulcanismo Acampamento Velho

O vulcanismo Acampamento Velho é relacionado à Formação Acampamento Velho e é constituído por um pacote vulcânico com *trend* alcalino e bimodal, que consiste em uma associação de duas fácies: a fácies inferior composta por andesitos

e andesitos basálticos e a superior composta por riolitos. A porção riolítica possui uma alternância de rochas piroclásticas (lapilitos, tufos e brechas) na porção média e efusivas na porção superior (Almeida *et al.*, 2002).

O vulcanismo Acampamento Velho aflora como depósitos efusivos (fluxos de lava) e explosivos (ignimbritos e relacionados), dominando as porções piroclásticas ácidas e plutônicas epizonais. A base da sucessão se dá por lavas básicas seguidas por rochas piroclásticas e lavas riolíticas no topo, configurando um magmatismo bimodal com afinidade alcalina bimodal sódica (Paim *et al.*, 2014). No diagrama TAS as lavas básicas são classificadas como basaltos, traquibasaltos e basalto-andesitos, próximos à linha que divide as séries subalcalinas das alcalinas, enquanto as ácidas são classificadas como traquitos e riolitos (Paim *et al.*, 2014).

É atribuída a este evento magmático a idade, com base na U/Pb em zircão de lava riolítica, de 573 ± 18 Ma (Chemale Jr., 2000). Almeida *et al.* (2012) obtiveram duas isócronas de rocha total para os fluxos riolíticos da região do Cerro do Bugio e dos diques que intrudem a Formação Maricá: $545,1 \pm 12,7$ Ma ($R_0 = 0,709$) e $546 \pm 12,9$ Ma ($R_0 = 0,714$). Contudo, Sommer *et al.* (2005) apresentaram as idades U-Pb de $549,3 \pm 5$ Ma obtidas a partir de zircões em riolitos do Platô da Ramada. Todas as idades obtidas indicam que as rochas da associação félsica superior da Formação Acampamento Velho pertencem ao neoproterozoico.

4.2.3. Vulcanismo Rodeio Velho

O magmatismo Rodeio Velho sinaliza o início da inversão da BC de bacia para uma nova fase rifte, com o final da sedimentação molássica, pertencendo então ao Alogrupo Guaritas (Paim *et al.*, 2000). Cessada a fase de subducção e participação crustal no armazenamento e geração de magmas, o magmatismo Rodeio Velho registra uma nova fase distensiva, com extração de magmas mantélicos básicos alcalinos da base da crosta recém-formada (Paim *et al.*, 2014).

O Membro Rodeio Velho constitui um evento de pelo menos três episódios de lavas andesíticas vesiculadas, sem evidências de atividade explosiva (Almeida *et al.*, 2000). Este evento magmático é descrito como constituído por basaltos andesíticos com *trend* alcalino, onde afloram rochas vesiculadas e ricas em amígdalas, como fluxos de lava (apresentando também estruturas do tipo *pahoehoe*), depósitos piroclásticos (lápili e tufos) e rochas intrusivas como diques e *sills*. O alinhamento do

corpo rochoso com as estruturas regionais NE-SW indica controle tectono-estrutural durante a sua colocação (Almeida *et al.*, 2000).

Almeida *et al.* (2012) obtiveram a idade 547 ± 6.3 Ma para os basaltos alcalinos, que pode ser entendida como a idade máxima para este evento magmático e, portanto, para a deposição do Alogrupo Guaritas, já que o magmatismo ocorre na base dessa sub-bacia. Contudo, zircões detríticos coletados na porção superior do Alogrupo Guaritas apresentaram idade de 535 ± 10 Ma (Hartmann *et al.*, 2008).

Segundo Lima *et al.* (1998, 2001), o magmatismo Rodeio Velho pode corresponder ao centro gerador do calor e/ou das soluções hidrotermais que contribuíram na geração das mineralizações de Cu (Au), Zn e Pb (Ag) das Minas do Camaquã e Jazida Santa Maria, assim como de outras regiões nos arredores. Posteriormente, Almeida *et al.* (2000), também menciona a importância deste evento como gerador dos fluidos hidrotermais responsáveis pelas mineralizações nas Minas do Camaquã.

4.3. Depósitos Epitermais

O termo “depósito epitermal” foi proposto por Lindgren (1913), sendo definido como um depósito metalífero que se forma a partir de fluidos aquosos relacionados à episódios vulcânicos em baixas profundidades, podendo ser superficiais ou até 1 a 2 km de profundidade e (que possui) baixas temperaturas – entre $< 150^{\circ}\text{C}$ à $\sim 300^{\circ}\text{C}$ (White & Hedenquist, 1995). Em superfície, são representados pela ocorrência de fontes termais ou fumarolas, que são responsáveis pela deposição de metais como Au, Pb, Zn e Ag (Garcia, 2017). Os depósitos epitermais podem ser subdivididos em baixa, intermediária e alta sulfetação, de acordo como estado de oxidação do enxofre nos fluidos (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Uma comparação esquemática entre os depósitos de alta e baixa sulfetação é ilustrada na Figura 4.

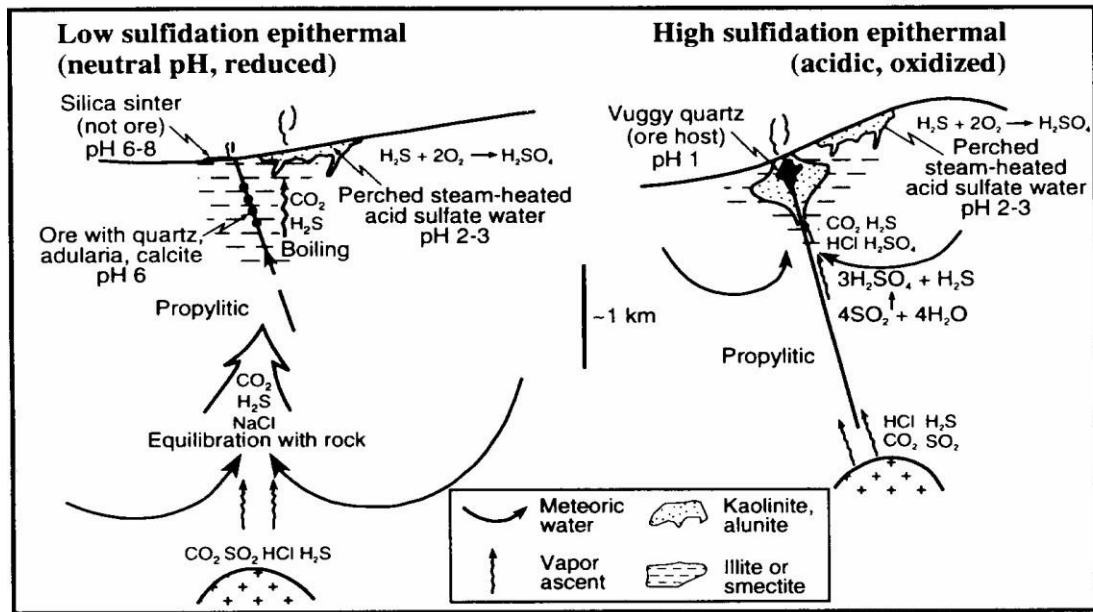


Figura 4. Ilustração esquemática dos modelos de baixa e alta sulfetação. Extraído de White & Hedenquist (1995).

Os depósitos de alta sulfetação (HS – *High Sulfidation*) são caracterizados pelo enxofre na forma oxidada, originado em fluidos ácidos de salinidade moderada a baixa (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Estes fluidos se originam quando os componentes reativos derivados da fonte magmática ascendem à superfície com pouca interação entre o fluido e a rocha em profundidade. O fluido rico em HCl e SO₂ interage com as águas subterrâneas, resultando em um fluido quente (entre 200 e 300°C), altamente ácido (pH entre 0 e 2) e oxidado, que reage amplamente e lixivia a rocha hospedeira (White & Hedenquist, 1995). Os sulfetos de Cu e Fe presentes variam entre 10 a 90% nos depósitos, apresentando também enxofre nativo em grande quantidade no sistema. Os metais importantes encontrados em depósitos epitermais são o Cu e o Au (Garcia, 2017). A mineralogia de alteração característica desse ambiente é composta principalmente por alunite, caulinita e pirofilita, o que é condizente com a alta lixiviação presente. Estes depósitos são proximais à fonte magmática, que pode ser um conduto vulcânico-hidrotermal ou um sistema pórfiro (Garcia, 2017).

Os depósitos de sulfetação intermediária são caracterizados pela sua ocorrência em veios, *stockworks* e brechas e por geralmente estarem associados à sistemas pórfiros ou epitermais de alta sulfetação. Sua mineralogia é caracterizada pela presença de esfalerita com baixo teor de Fe, tetraedrita-tennantita e galena e a mineralogia de alteração por quartzo e carbonato, adularia e illita nas porções

proximais à mineralização, illita e esmectita na alteração propílica distal (Sillitoe & Hedenquist, 2003)

Os depósitos de baixa sulfetação (LS – *Low Sulfidation*) são caracterizados pelo enxofre na forma reduzida, originado em fluidos praticamente neutros e de salinidade alta (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Se originam quando os fluidos que ascendem à superfície reagem e se equilibram com as rochas hospedeiras, tornando o fluido reduzido, com pH praticamente neutro e rico em NaCl, CO₂ e H₂S. Esse fluido salino pode condensar próximo à superfície, na zona vadosa, gerando águas aquecidas (em torno de 100°C) ácido-sulfatadas (pH entre 2 e 3) a partir da oxidação do H₂S (White & Hedenquist, 1995). Os sulfetos constituem de 1 a 20% dos depósitos, representados por galena, esfalerita, calcopirita e pirita e os metais importantes são o Au e Ag (Garcia, 2017). A mineralogia de alteração é caracterizada pela presença de carbonato, quartzo, illita e adularia. Estes depósitos são distais em relação à fonte hidrotermal.

4.4. Gênese dos Depósitos

Durante o início da exploração mineral, quando a operação se concentrava nos veios mais grossos, o modelo proposto para a gênese do minério era de um sistema magmático-hidrotermal de alta temperatura (Laux *et al.*, 2005). Essa interpretação considerava que os sulfetos teriam sido precipitados a partir de fluidos quentes derivados do resfriamento de rochas magmáticas, podendo ter como fonte os granitoides da região ou até mesmo as rochas vulcânicas da Formação Hilário, também podendo estar relacionados a um sistema do tipo cobre pórfiro. Entretanto, os tipos de alteração relacionadas aos sistemas do tipo cobre pórfiro não são encontradas na região das minas. Aliado a isso, análises de inclusões fluidas indicaram que o fluido mineralizante possuía temperatura e salinidade baixa, tornando o modelo inviável (Laux *et al.*, 2005).

Simultaneamente ao esgotamento desses veios ocorreu a descoberta de sulfetos estratiformes e disseminados em rochas sedimentares como hospedeiras, tendo sido proposto então um modelo de gênese sedimentar singenética a diagenética. Entretanto, um modelo singenético ou diagenético requer um ambiente de deposição com baixa energia, como uma sequência marinha, o que não é encontrado na Bacia do Camaquã, que constituía um ambiente de alta energia, dominando sedimentos de fan-delta. Outros fatores importantes são a ausência de

fácies evaporíticas distais (*sabkha*) e os dados isotópicos de S e Pb que indicaram uma fonte magmática. Foi proposta então a hipótese da origem hidrotermal/epitermal para os depósitos, suportada pelo forte controle estrutural das mineralizações de cobre em veios e *stockworks* discordantes, pelo *range* moderado de temperatura e baixa salinidade do fluido mineralizante (Almeida *et al.*, 2000; Remus *et al.*, 2000).

Lima *et al.* (2001), por meio do estudo de inclusões fluidas, indicam que o evento térmico que atuou na Mina Santa Maria estaria entre 200 e 220°C, enquanto a Mina Uruguai apresenta temperaturas de 300°C ou entre 130 e 230°C. Sendo assim, sugerem que as mineralizações da Mina Uruguai se formaram primeiro e, em condições de temperatura, pressão e profundidade mais elevadas que as mineralizações da Mina Santa Maria, evoluindo de condições mesotermiais a epitermais. Também propõem que a mineralização em veios da Mina Uruguai corresponderia às partes mais profundas do sistema epitermal, enquanto as mineralizações disseminadas na Mina Santa Maria corresponderiam à parte superior e distal deste sistema.

5. METODOLOGIA

A metodologia empregada para a realização deste trabalho foi dividida em três etapas principais: pré-campo, campo e pós-campo.

5.1. Etapa Pré-Campo

A etapa pré-campo consistiu no levantamento bibliográfico de estudos anteriores realizados na região das Minas do Camaquã, além da aquisição da carta topográfica Minas do Camaquã (Folha SH.22-Y-A-V-3), de escala 1:50.000, delimitada pelas coordenadas 6596000-6568000 m N e 260000-286000 m E. Com o auxílio de imagens de satélite adquiridas pelo *Google Earth* e de mapas geológicos selecionados de trabalhos anteriores, foram escolhidas áreas de interesse para o trabalho de campo. As áreas escolhidas foram as que afloravam rochas vulcânicas, segundo a legenda dos mapas geológicos.

5.2. Etapa de Campo

Essa etapa foi realizada em duas saídas de campo que ocorreram entre os dias 13 a 15/12/2018 e 14 a 16/01/2019 para a região das Minas do Camaquã – RS. Teve como objetivo a identificação de rochas vulcânicas associadas às mineralizações da

região, em superfície e subsuperfície, e a observação de seus aspectos morfológicos e texturais. A etapa de campo pode ser subdividida em dois momentos:

a) **Visita aos afloramentos encontrados na área de estudo**, totalizando dez pontos descritos (Figura 5) e 28 amostras coletadas. Foram amostradas as diferentes fácies das rochas vulcânicas descritas, além de peperitos, rochas sedimentares relacionadas às vulcânicas, ocorrências de alterações supergênicas e hidrotermais, rochas vulcânicas mineralizadas e rochas plutônicas.

b) **Descrição do testemunho de sondagem BRSMSMDD0233 cedido pela Nexa Resources**. O testemunho foi descrito entre as profundidades 249,23 e 271,2 m, porção em que ocorria rocha vulcânica associada à rocha sedimentar, demonstrando interação entre as mesmas e ocorrência de mineralizações de Cu, Fe e Pb. Primeiramente, o testemunho foi observado de maneira geral e então subdividido em intervalos cujos limites foram definidos a partir de mudanças de litologia ou textura. Foram selecionadas cinco amostras, representando a rocha sedimentar, sua interação com a rocha vulcânica e a rocha vulcânica mineralizada.

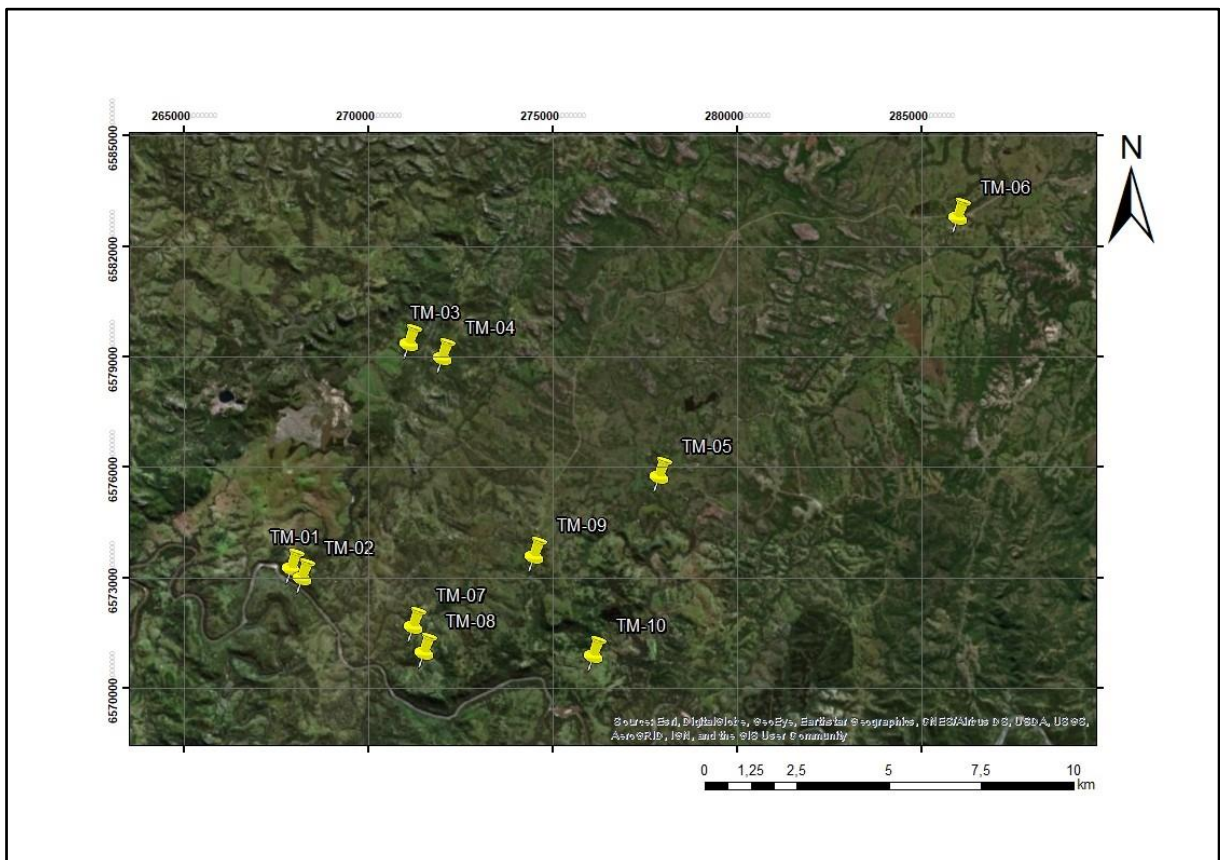


Figura 5. Mapa de localização dos pontos descritos e amostrados no trabalho de campo. Elaborado pela autora.

5.3. Etapa Pós-Campo

A etapa pós-campo contou com a seleção para a análise das amostras coletadas no trabalho de campo e a preparação delas, confecção de lâminas delgadas, descrições petrográficas, análises por difração de raios X, por fluorescência de raios X e por microsonda eletrônica. A relação das amostras coletadas e as análises realizadas nas mesmas encontra-se exposta na Tabela 1.

Tabela 1. Relação de amostras coletadas e dos procedimentos analíticos realizados nas mesmas. Elaborado pela autora.

Amostra	Coordenadas	Lâmina	DRX	FRX	Microsonda
TM-01-A	267967 m E 6573389 m N				
TM-01-B					
TM-01-C					
TM-01-D		X			X
TM-02-A	268253 m E 6573102 m N				
TM-02-B					
TM-02-C					
TM-03-A	271157 m E 6579470 m N				
TM-03-B					
TM-03-C					
TM-03-D		X	X	X	
TM-04-A	272063 m E 6579064 m N	X	X	X	X
TM-04-B					
TM-05-A	277952 m E 6575861 m N				
TM-05-B			X	X	
TM-06-A	286035 m E 6582874 m N	X	X	X	X
TM-07-A	271278 m E 6571809 m N	X	X	X	X
TM-07-B					
TM-07-C					
TM-07-D					
TM-07.1-A					
TM-08-A	271556 m E 6571107 m N				
TM-08-B		X	X	X	
TM-08-C					
TM-09-A	274556 m E 6573701 m N				
TM-09-B					
TM-10-A	276152 m E 6571007 m N				
TM-10-B					
TM-10-C		X	X	X	
233_255,89	-				
233_256,18	-	X	X	X	
233_258,79	-	X	X	X	X
233_259,88	-	X	X	X	X
233_262,77	-				

5.3.1. Preparação de Amostras

Essa etapa consistiu na confecção de dez lâminas delgadas para microscopia óptica e moagem de dez amostras de rocha para análises químicas. Ambos os procedimentos foram realizados no Núcleo de Preparação de Amostras da UFRGS, nos laboratórios de Laminação e Polimento e de Cominuição de Rocha, respectivamente.

Para a confecção das lâminas delgadas, as amostras primeiramente foram cortadas com a utilização de serra, para então delimitar as áreas a serem laminadas. Após a marcação, as amostras foram serradas novamente, gerando pequenos blocos cuja superfície lisa é a área selecionada na marcação. Estas superfícies foram polidas com o auxílio de uma politriz, utilizando abrasivos de carbeto de silício, de 320 e então de 1000 *mesh*. Após a politriz, as amostras foram polidas novamente em uma lixa de polimento de 4000 *mesh* e, antes de realizar a colagem dos blocos de amostra nas lâminas de vidro, todas foram lavadas com detergente e água quente (a fim de remover resquícios de abrasivo) e secas em estufa. Após a secagem, as amostras e lâminas foram coladas utilizando uma mistura de resina *araldite gy 279* e catalizador *aradur hy 951*, em proporção de 5:1 e postas na estufa novamente por cerca de 5 horas. Já secas, as amostras foram serradas em duas serras diferentes de forma que os blocos de amostra foram reduzidos a lâminas de 1 mm de espessura, que foram então desbastadas de 1 mm para 0,5 mm utilizando a máquina Discoplan-TS. Por fim, as lâminas foram polidas em lixas de 320, 600, 1000 e 4000 *mesh*, nesta ordem, a fim de atingir a espessura ideal para lâminas delgadas, que é de 30 μm (0,03 mm).

A moagem das amostras de rocha consistiu na cominuição de dez amostras (as mesmas utilizadas para a laminação) para a granulometria de 200 *mesh*, a fim de utilizar o pó gerado para as análises de difração e fluorescência de raios X. Este processo compreendeu a redução das amostras de mão para fragmentos de tamanho grânulo, utilizando marreta e sacos plásticos, tomando os devidos cuidados a fim de evitar contaminações, o descarte de grande parte das vesículas da rocha, selecionando apenas a rocha com o menor grau de alteração possível. Os fragmentos selecionados foram reduzidos para granulometria areia fina, com auxílio de gral e pistilo de ágata, a fim de evitar contaminações e então reduzidos para granulometria de 200 *mesh*, utilizando um moinho de bolas de ágata. Por fim, com o intuito de

eliminar eventuais partículas de granulometria superior, o pó obtido foi peneirado utilizando uma peneira de malha 200 *mesh*.

5.3.2. Microscopia Óptica

A microscopia óptica se constitui na observação de amostras de rocha que não puderam ser identificadas com certeza por meio de suas propriedades macroscópicas, observadas em amostras de mão e afloramentos (Klein & Dutrow, 2009), utilizando então um microscópio petrográfico. Além das propriedades ópticas características de cada rocha, é possível obter também informações texturais e espaciais sobre os constituintes minerais. Para este trabalho, a microscopia óptica teve como objetivo identificar qualitativamente os minerais, observar texturas não visíveis a olho nu e por fim classificar as rochas amostradas de acordo com o diagrama QAPF (Le Maitre *et al.*, 2005). Neste trabalho foram utilizados os microscópios de luz, a fim de observar os minerais translúcidos, e de luz refletida, a fim de observar os minerais isotrópicos, como é o caso dos minerais de minério.

Foram descritas dez lâminas delgadas, de forma que se observou a mineralogia primária das rochas, a mineralogia de alteração e os minerais de minério (quando presentes). Realizou-se também uma estimativa visual dos minerais objetivando a classificação da rocha em observação. Foram selecionadas também áreas de interesse para observação em Microsonda Eletrônica.

5.3.3. Difração de Raios X

O fenômeno da difração ocorre quando um feixe de raios X incide em um arranjo ordenado tridimensional, fazendo com que os elétrons deste arranjo vibrem com a mesma frequência da radiação X incidente. Estes elétrons absorvem parte da energia e espalham a mesma como radiação X de mesma frequência e comprimento de onda. Quando as ondas espalhadas interferem construtivamente, ocorre o fenômeno chamado de difração (Klein & Dutrow, 2009). A identificação dos minerais a partir da difração de raios X se dá a partir da Lei de Bragg (Figura 6), sabendo-se que cada estrutura cristalina possui um espaçamento interplanar característico.

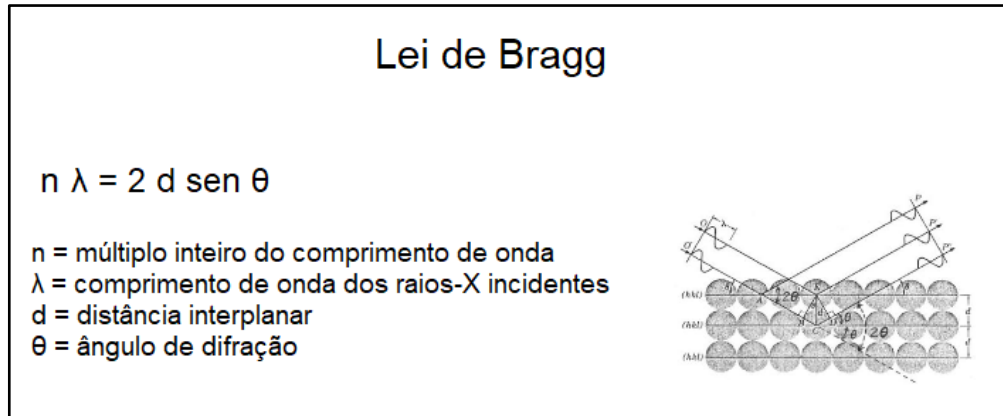


Figura 6. Esquema e fórmula da Lei de Bragg. Modificado de Klein & Dutrow (2009).

Para a realização da análise pelo método do pó são necessários cerca de duas gramas de amostra moída e peneirada na granulometria de 200 *mesh*. O pó é espalhado uniformemente em um porta amostras, de maneira que as partículas cristalinas estejam dispostas com orientações completamente aleatórias. Quando o feixe de raios X atinge a amostra, todas as difrações possíveis ocorrem simultaneamente e, se a orientação das partículas for realmente aleatória, para cada família de planos com espaçamento interplanar característico (d), há muitas partículas cuja orientação é tal que elas fazem um ângulo próprio com o feixe incidente para satisfazer a Lei de Bragg (Klein & Dutrow, 2009). A análise realizada é semi-quantitativa.

O método orientado consiste na separação da fração < 4 μm das amostras desagregadas. Para a realização da análise, é necessário que cerca de uma grama de amostra moída e peneirada na granulometria de 200 *mesh* seja colocada em agitador orbital por cerca de 14 horas para desagregação por agitação para depois passar por desagregação por ultrassom de ponteira, onde a amostra em solução permanece por cerca de cinco minutos e então colocada em recipiente de vidro para decantação. Após a decantação, ocorre por fim a preparação de lâminas delgadas orientadas por pipetagem. Neste processo, privilegiam-se as faces (001) para a identificação de argilominerais, chamando-se a amostra de *orientada natural*. A amostra *orientada natural* é saturada com etileno glicol e o excesso retirado com papel absorvente, e então a amostra passa a ser chamada amostra *glicolada*, que é analisada a fim de verificar a existência ou não de argilominerais expansivos. A amostra *orientada natural* também é aquecida a 550°C durante duas horas para avaliar argilominerais que colapsam a sua estrutura nestas condições

(ex.: argilominerais do Grupo das Caulinitas) permitindo uma identificação mais precisa, passando então a ser chamada de amostra *calcínada*.

Foram analisadas dez amostras pelo método do pó, com intuito de identificação dos minerais presentes na rocha, e três amostras no método orientado, com a finalidade de reconhecer os argilominerais presentes. As análises foram realizadas no Laboratório de Difractometria de Raios X da UFRGS, no difratômetro D5000 da marca *Siemens*.

5.3.4. Fluorescência de Raios X

A fluorescência de raios X (FRX) é um método analítico quali-quantitativo que permite a identificação de elementos e a detecção das suas concentrações na amostra em análise. A técnica possibilita análises multielementares simultâneas, sendo possível a detecção de elementos maiores, contanto que tenham número atômico > 10 , e traço, como Y, Zr, Sr, Rb e outros, em escala de ppm.

A amostra a ser analisada (cerca de 10 g de pó fino com granulometria de 200 *mesh*) é prensada (para análise de elementos traço) ou fundida (para análise dos elementos maiores) em uma pastilha circular com o auxílio de um ligante. A pastilha gerada é então irradiada por um intenso feixe primário de raios X que gera transições atômicas nas camadas atômicas internas (Gomes *et al.*, 1984). Essas transições são responsáveis pela perda de energia sob a forma de fótons de raios X, que são característicos de cada espécie atômica e relacionados à concentração do elemento na amostra. A medição da intensidade dos raios X característicos permite, então, a identificação do elemento químico que os emitiu (Klein & Dutrow, 2009). O método possui precisão de 2% para os elementos maiores e 10% para os elementos traço.

Foram analisadas dez amostras com a finalidade de conhecer a composição química das rochas e auxiliar na classificação delas, além de identificar afinidade entre as rochas amostradas e as rochas descritas na bibliografia. As análises foram realizadas no Laboratório de Espectrometria por Fluorescência de Raios X da UFRGS.

5.3.5. Microsonda Eletrônica

A análise por microsonda eletrônica tem como objetivo identificar as linhas do espectro característico de raios X originadas a partir de uma amostra bombardeada por um feixe de elétrons de alta intensidade (análise qualitativa), além de comparar a intensidade da radiação com aquela emitida de uma substância de composição

química conhecida e utilizada como padrão (análise quantitativa) (Gomes *et al.*, 1984). A identificação dos elementos se dá por meio de espectrômetros por dispersão de comprimento de onda (*Wavelength Dispersive Spectroscopy - WDS*).

A técnica apresenta alta resolução espacial, permitindo a determinação da composição química de partículas com volume de 1 a 3 μm^3 do mineral, sendo possível então detectar zoneamentos e heterogeneidades químicas na amostra. O material é analisado *in situ*, utilizando seções ou lâminas delgadas polidas, e pode ser visualizado conjuntamente à análise, permitindo a correlação direta entre morfologia da amostra e composição química da mesma (Gomes *et al.*, 1984).

A preparação das amostras para análise consiste no desbaste e polimento, utilizando politriz e abrasivos, para que a superfície da amostra fique completamente plana, já que a presença de irregularidades pode ocasionar absorção do feixe eletrônico. Após o polimento, a amostra é submetida a uma metalização (caso o material não seja condutor de eletricidade) que é comumente realizada com carbono. O feixe pode ser focado por meio de lentes eletromagnéticas na amostra e incide na mesma com uma velocidade tão alta que penetra a amostra em uma profundidade aproximadamente três vezes maior do que o diâmetro do feixe, sendo então a análise química feita em um volume muito pequeno de material (Figura 7). Cada detector analisa um elemento por vez, captando os comprimentos de onda dos raios X emitidos durante um determinado tempo (10 segundos para elementos maiores e 100 segundos para elementos traço, por exemplo). A precisão do método é de 1-2% e o limite de detecção é da ordem de centenas de ppm (Gomes *et al.*, 1984).

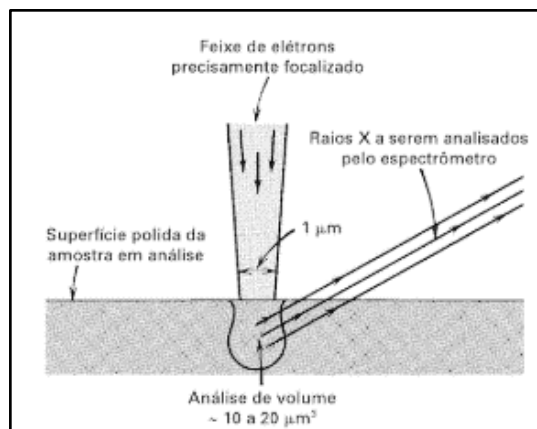


Figura 7. Representação esquemática do pequeno volume irradiado pelos elétrons incidentes sobre a superfície polida de uma amostra. Raios X característicos gerados são dispersados e analisados por um espectrômetro ou sistema de energia dispersivo. Extraído de Klein & Dutrow (2009).

O tratamento dos dados obtidos é realizado por meio do cálculo da fórmula estrutural do mineral que foi analisado a partir dos resultados de cada elemento, representados pelo peso de seus óxidos. A partir dos dados elementares é possível gerar gráficos cujos eixos são dados pela combinação de elementos, viabilizando a observação de *trends* composicionais e variações químicas da espécie mineral analisada. Neste trabalho, a microsonda eletrônica foi utilizada para observação de variações químicas em minerais como plagioclásio e piroxênio em seis lâminas delgadas polidas, sendo quatro delas referentes às amostras coletadas em superfície e duas delas referentes às amostras de subsuperfície. As análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da UFRGS.

6. RESULTADOS

6.1. Trabalho de Campo

Nas duas saídas de campo realizadas para a região das Minas do Camaquã, foram visitados, descritos e amostrados dez afloramentos, além da descrição e amostragem do testemunho de sondagem cedido pela *Nexa Resources*.

Nos afloramentos foram observadas as formas de ocorrência das rochas vulcânicas, suas diferentes fácies, suas interações com as outras rochas (principalmente rochas sedimentares) e os respectivos produtos dessas interações, além dos aspectos texturais e mineralógicos das litologias encontradas. Dos dez afloramentos visitados, nove podem ser considerados como parte da mesma litologia, equivalendo a **derrames basálticos** e, o único afloramento cuja litologia difere das demais (ponto TM-10), é representado por um **diorito**. Os afloramentos visitados comumente representavam cortes de estrada ou ocorriam como blocos. Todas as litologias descritas apresentavam grau avançado de alteração.

As feições observadas que devem ser destacadas são:

- Porções maciças e porções vesiculadas no mesmo afloramento, com as vesículas podendo estar preenchidas ou não. Preenchimento comum: quartzo e carbonato. As partes vesiculadas e maciças em um mesmo afloramento podem significar diferentes partes de um mesmo derrame;
- Ocorrência de feições de base, meio e topo de derrame: vesículas alongadas e vesículas arredondadas indicando feições de lava em corda. A fração vesicular arredondada representa a porção central do derrame e as frações vesiculares alongadas (*pipes*) indicam as porções de base e de topo do derrame, nas quais ocorre maior fluxo. É possível observar diferentes porções de um derrame na Figura 8 e na Figura 9;
- Interação entre lava e sedimento, representada frequentemente pela geração de peperitos, porém também exemplificada pela ocorrência de diques clásticos em meio aos derrames (Figura 10) e pela morfologia dos afloramentos (Figura 11);
- Presença de estruturas de fluxo de derrame em alguns afloramentos (Figura 12), possivelmente representando derrames em corda.



Figura 8. Visão geral do afloramento do ponto TM-04, no qual foi possível individualizar quatro porções com feições características diferentes, sendo elas, da base para o topo: uma porção porfirítica; uma vesiculada na qual as vesículas encontravam-se alongadas,

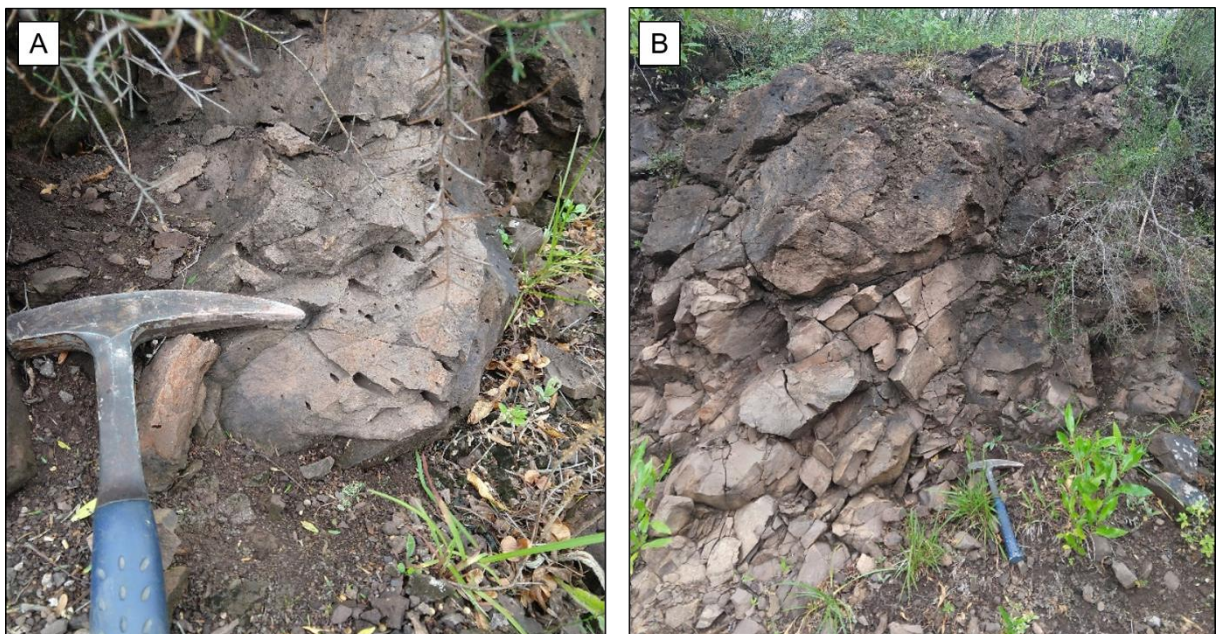


Figura 9. Fotos de detalhe do afloramento TM-04. Em "A", as vesículas alongadas como *pipes* indicando fluxo do derrame e, em "B", morfologia lobular do derrame.



Figura 10. Ocorrência de dique clástico em meio aos derrames basálticos do afloramento TM-05. Em "A", uma vista mais ampla do dique e, em "B", uma vista em maior detalhe. A causa desta ocorrência está relacionada a interação entre os derrames e os sedimentos na área.

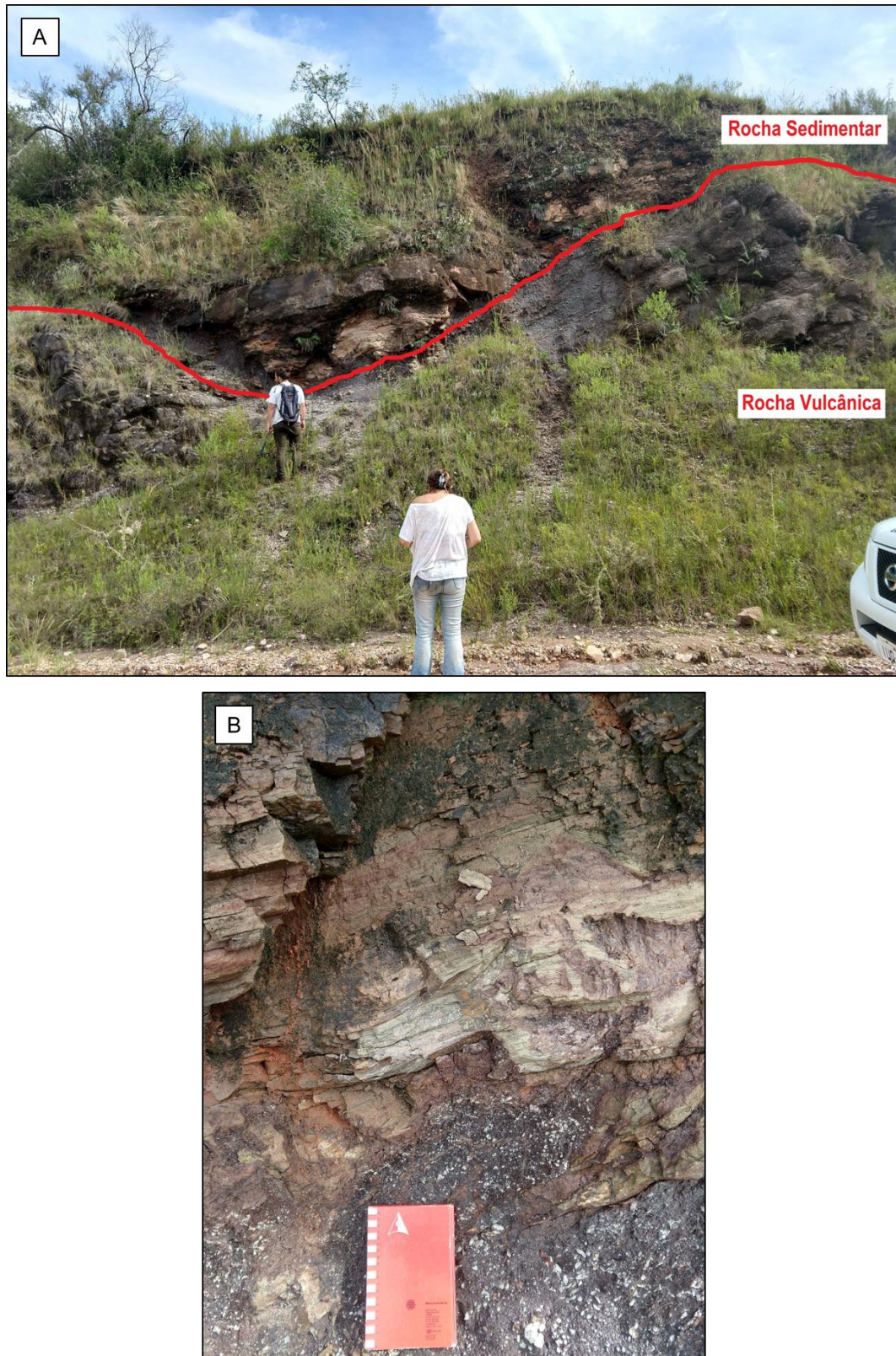


Figura 11. Feições importantes observadas no ponto TM-06. Em "A", a morfologia do afloramento sugere que a rocha sedimentar (de granulometria bem selecionada, alto grau de esfericidade e com presença de estratificação cruzada acanalada, interpretada como sendo uma paleoduna e possivelmente pertencente à Formação Pedra Pintada, do Grupo Guaritas) interagiu com a lava, tendo a lava se consolidado por entre as dunas; e, em "B", feições deformacionais encontradas que possivelmente indicam que a areia já estava semiconsolidada pois seria necessário que já houvesse certa competência para acomodar deformação.

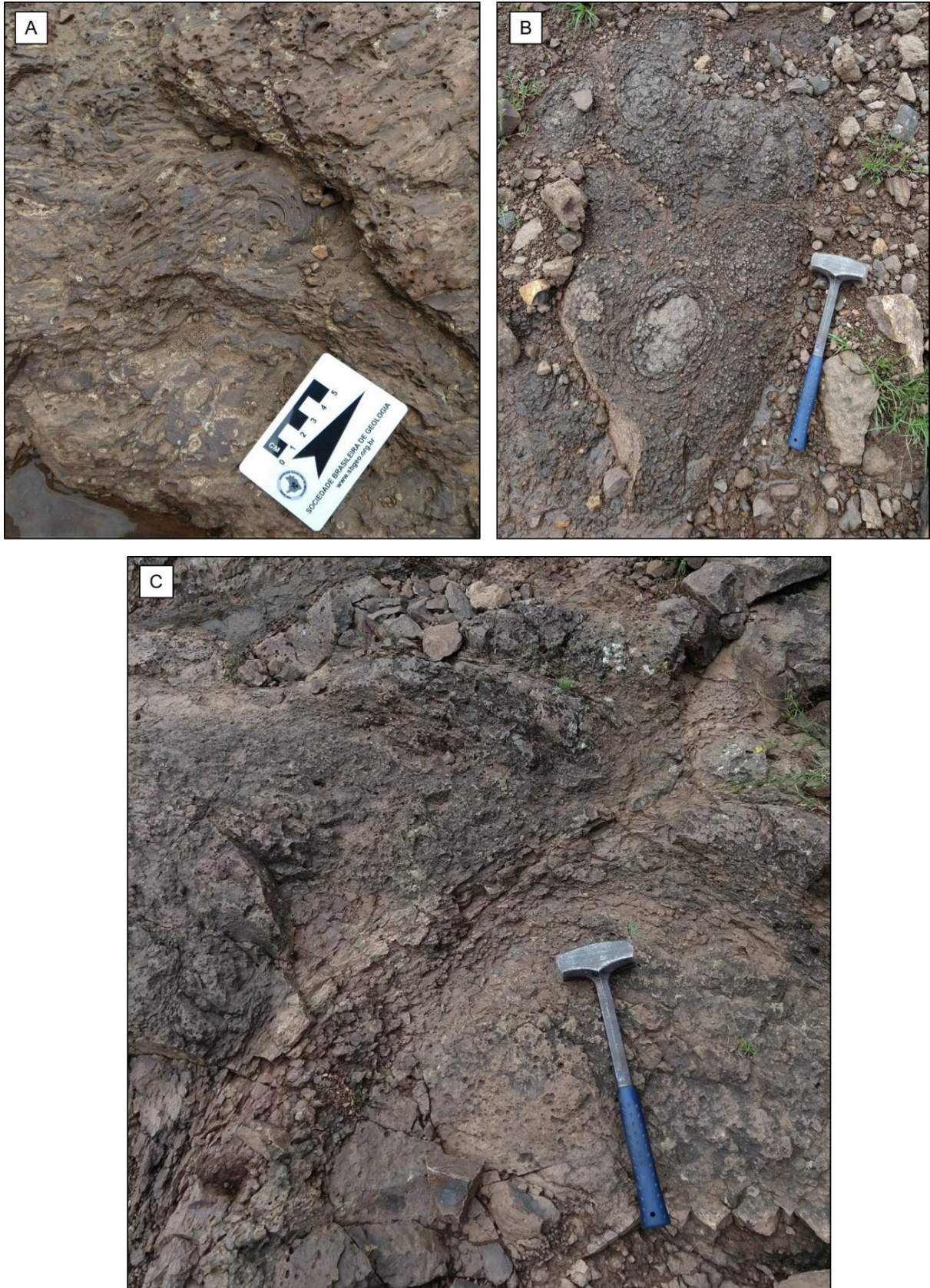



Figura 12. Feições importantes observadas no ponto TM-8. Em “A”, feições de fluxo vistas no detalhe; em “B”, formas circulares e concêntricas, interpretadas como sendo condutos alimentadores de lava ou chaminés e, em “C”, morfologia do derrame típica de corda, apresentando as vesículas estiradas na frente do derrame e arredondadas na porção central.

No testemunho de sondagem, foram delimitados os intervalos de ocorrência das litologias vulcânicas e sedimentares, além do intervalo de interação entre elas. Durante a amostragem do testemunho, foi dada preferência para amostras de rocha vulcânica mineralizada (geralmente por galena, calcocita e pirita), porém foram amostradas também porções que representavam a rocha sedimentar e a interação entre a rocha sedimentar e a vulcânica por hidrotermalismo.

As feições observadas que devem ser destacadas são as alterações hidrotermais como ilitização, hematização e cloritização, que são comuns tanto na litologia sedimentar quanto na vulcânica, além da ocorrência de mineralizações de galena, calcocita, pirita e bornita, tanto restritas aos veios hidrotermais na rocha sedimentar e amígdalas na rocha vulcânica, quanto disseminadas na matriz de ambas as litologias. A descrição sucinta acompanhada de fotos representativas das litologias desta parte do testemunho é encontrada na Tabela 2.

Tabela 2. Descrição do testemunho de sondagem BRSMDD0233, da caixa 68 a 73. O fragmento do testemunho descrito foi cedido pela empresa *Nexa Resources*. Elaborado pela autora.

Profundidade	Descrição	Imagem
249,23 a 255,6 m	Ritmito marrom com ilitização (+ hematita). Intercalação de níveis sílticos a arenosos com algumas lentes chegando a tamanho grânulo. Ocorre calcocita disseminada (localmente).	

255,6 a 258,4 m	<p>Mesmo ritmo do intervalo anterior, entretanto com presença de veios de quartzo cortando o plano de laminação. Ocorrem associados a eles sulfetos como pirita, calcocita e bornita, além de intensa alteração hidrotermal para ilita e hematita. Representa a zona de transição com a rocha vulcânica.</p>	
258,4 a 263,1 m	<p>Rocha de cor marrom esverdeada com textura afanítica e amigdaloidal. As amígdalas são preenchidas por quartzo acompanhado de mineralizações de pirita+galena, além de calcopirita+calcocita. As mineralizações também ocorrem disseminadas na matriz da rocha. Intensa cloritização (+ilitização?).</p>	
263,1 a 266,2 m	<p>Mesma rocha do intervalo anterior, porém sem as amígdalas. A rocha apresenta os mesmos sulfetos de forma disseminada.</p>	

266,2 a 267,1 m	Mesma litologia, porém, retorna a textura amigdaloidal.	
267,1 a 271,2 m	Retorno do ritmito hematitizado.	

6.2. Microscopia Óptica

Com a observação das dez lâminas delgadas confeccionadas, constatou-se que, no geral, as rochas amostradas podem ser subdivididas em dois grupos, que englobam a maioria das amostras, com exceção de duas amostras (TM-10-C e 233_255,18). Os dois grupos que abrangem a maior parte das lâminas observadas são descritos abaixo, ao passo que as amostras que não se encaixam nessa divisão serão discutidas individualmente em seguida.

1) Derrames básicos classificados qualitativamente como basaltos, compostos mineralogicamente por plagioclásio, piroxênio (augita, no geral) e feldspato alcalino em menor quantidade (Figura 13 – A). Apresentam estrutura de fluxo, frequentemente evidenciada por textura pilotaxítica (Figura 13 – B e C). São comuns feições de substituição dos minerais máficos por hematita (Figura 13 – D, E e F), ocorrência de vesículas preenchidas por quartzo e carbonato (Figura 14 – A), além de alteração para

argilominerais diversos (Figura 14 – B). Fazem parte deste grupo as lâminas referentes às amostras TM-01-D, TM-03-D, TM-04-A, TM-06-A, TM-07-A e TM-08-B, todas equivalentes a amostras de superfície.

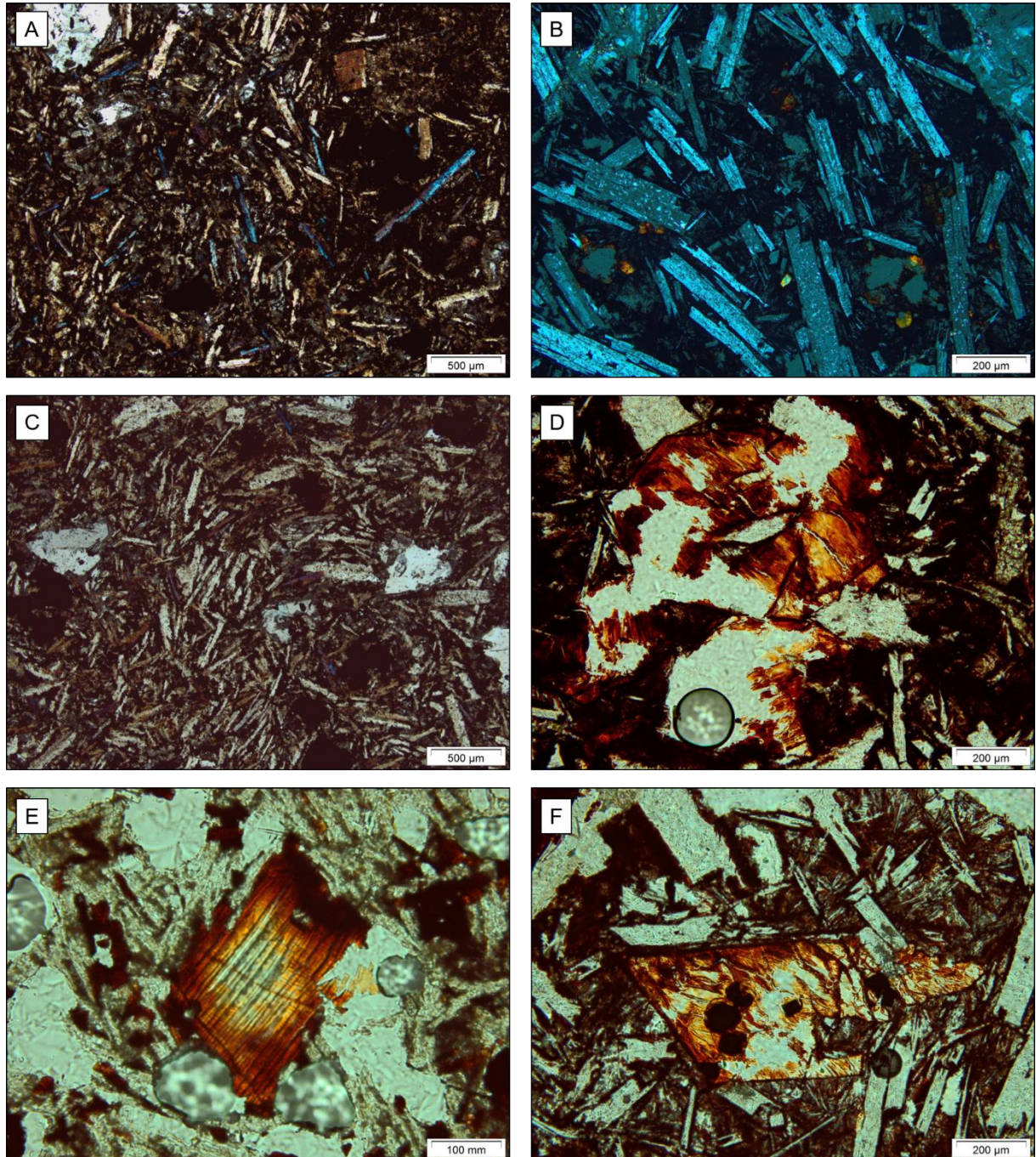


Figura 13. Feições diagnósticas observadas por microscopia óptica do grupo das amostras de superfície. Em "A", a mineralogia primária comum a todas as amostras: plagioclásio, feldspato potássico e piroxênio; em "B" e "C", feição de fluxo de derrame evidenciada por textura pilotaxítica e em "D", "E" e "F", minerais máficos (possivelmente cristais de piroxênio) substituídos por hematita.

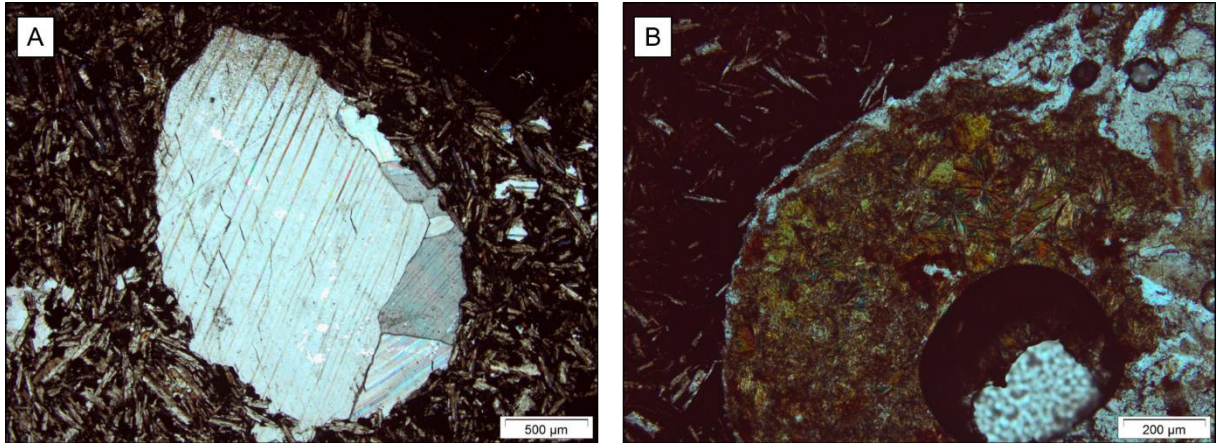


Figura 14. Mais feições diagnósticas grupo das amostras de superfície, observadas por microscopia óptica. Em "A", vesícula preenchida por carbonato e em "B", vesícula preenchida por quartzo e carbonato, com destaque para a presença de argilominerais na mesma.

2) Rochas vulcânicas sob forte influência de alteração hidrotermal, não sendo possível classificar a rocha original. A mineralogia primária consiste em cristais ripiformes, provavelmente de feldspato alcalino e plagioclásio (Figura 15 – A e B). Como mineralogia de alteração, ocorre quartzo, mais de um tipo de carbonato e de óxido de ferro, argilominerais diversos, além de um mineral de cor verde que recobre boa parte da amostra, possivelmente se tratando de cloritização (Figura 15 – A). São comuns feições de brechação (Figura 16 – A), além da presença de sulfetos (Figura 16 – B), como galena e pirita (Figura 16 – C e D), principalmente associados aos veios de carbonato e de quartzo (Figura 16 – C). Fazem parte deste grupo as lâminas referentes às amostras 233_258,79 e 233_259,88, equivalentes a amostras de testemunho de sondagem.

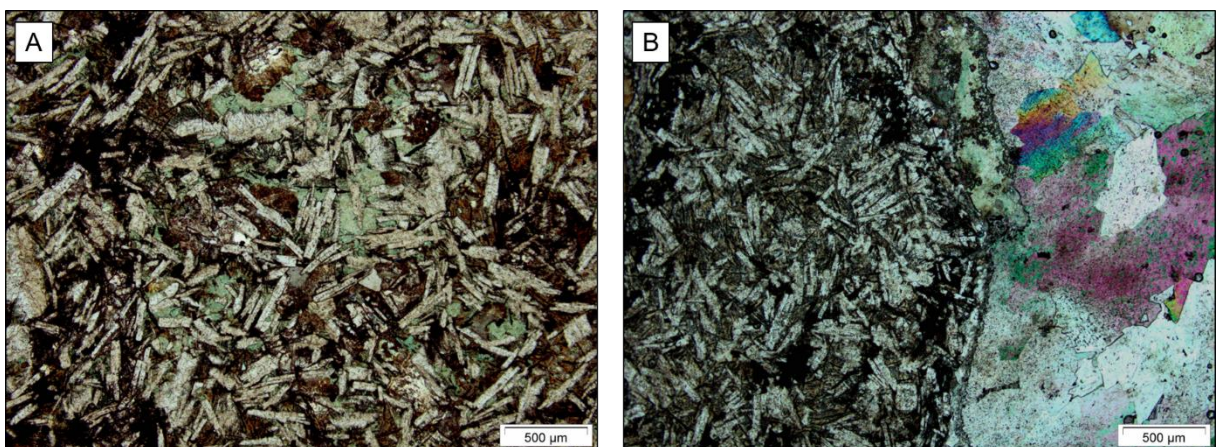


Figura 15. Mineralogia comum às lâminas de rocha vulcânica do testemunho de sondagem. Em "A", os cristais ripiformes de feldspatos, acompanhados de oxidação e de cloritização e, em "B", a mesma mineralogia, porém acompanhada de um veio de quartzo e carbonato.

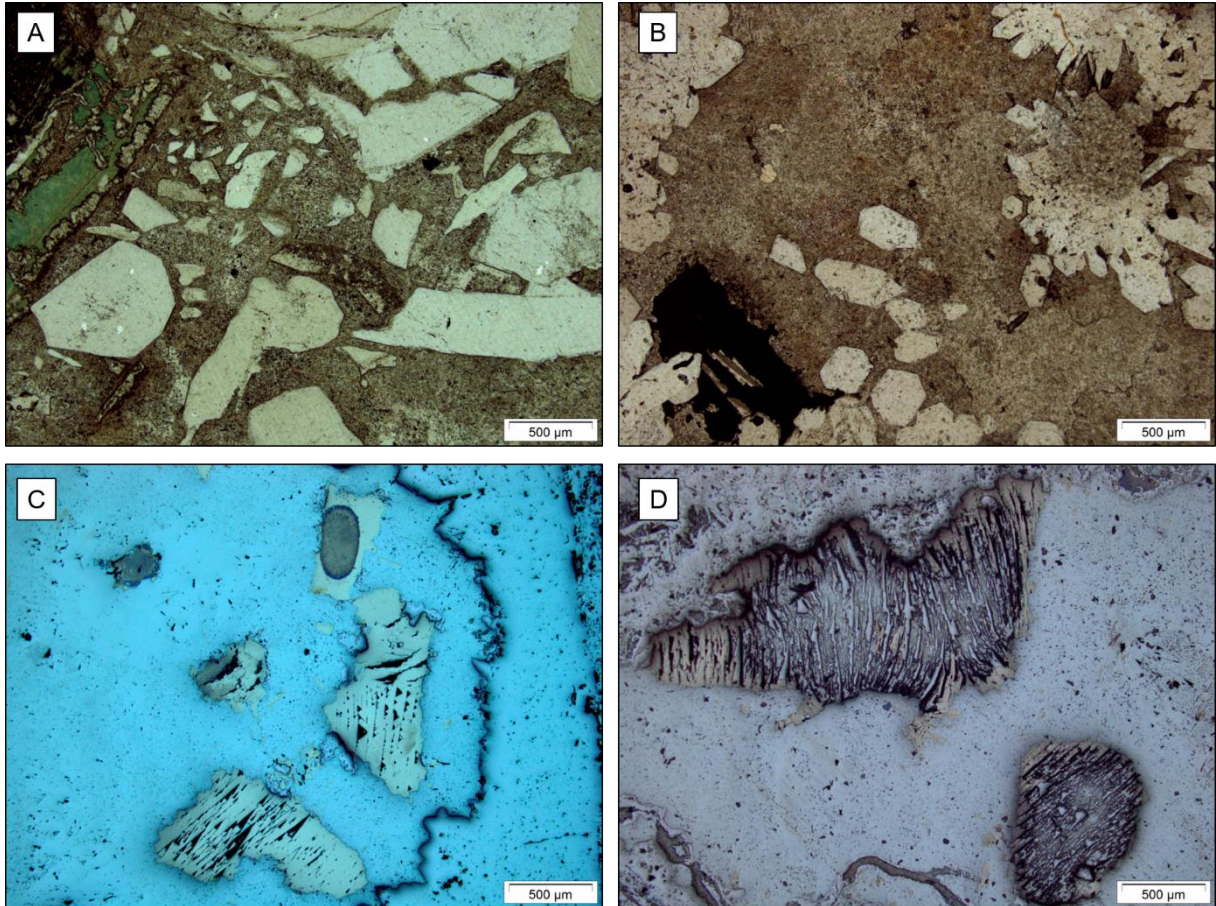


Figura 16. Feições características observadas por microscopia óptica das rochas vulcânicas do testemunho de sondagem. Em “A”, cristais de quartzo facetados, imersos em matriz carbonática, provavelmente decorrentes de brechação hidrotermal; em “B”, cristais prismáticos e radiais de quartzo nas bordas e imersos em veio de carbonato, acompanhados de mineralização; em “C”, cristais de galena em veio de carbonato vistos em luz refletida e, em “D”, borda de pirita em cristal de mineral não identificado, também vistos em luz refletida.

Para as amostras que não se encaixam nos dois grupos propostos, é feita uma descrição sucinta abaixo.

TM-10-C: Rocha plutônica de textura levemente porfírica, com matriz hipidiomórfica granular com fenocristais de plagioclásio, feldspato potássico ou alcalino, piroxênio e quartzo (Figura 17 – A). Como minerais acessórios, a rocha apresenta cristais de pirita e galena (Figura 17 – C e D), disseminados na matriz. A mineralogia de alteração consiste em anfibólios, óxido de ferro, clorita e argilominerais. Presença de maclas tectônicas nos fenocristais de plagioclásio (Figura 17 – B), além de extinção ondulante nos cristais de quartzo.

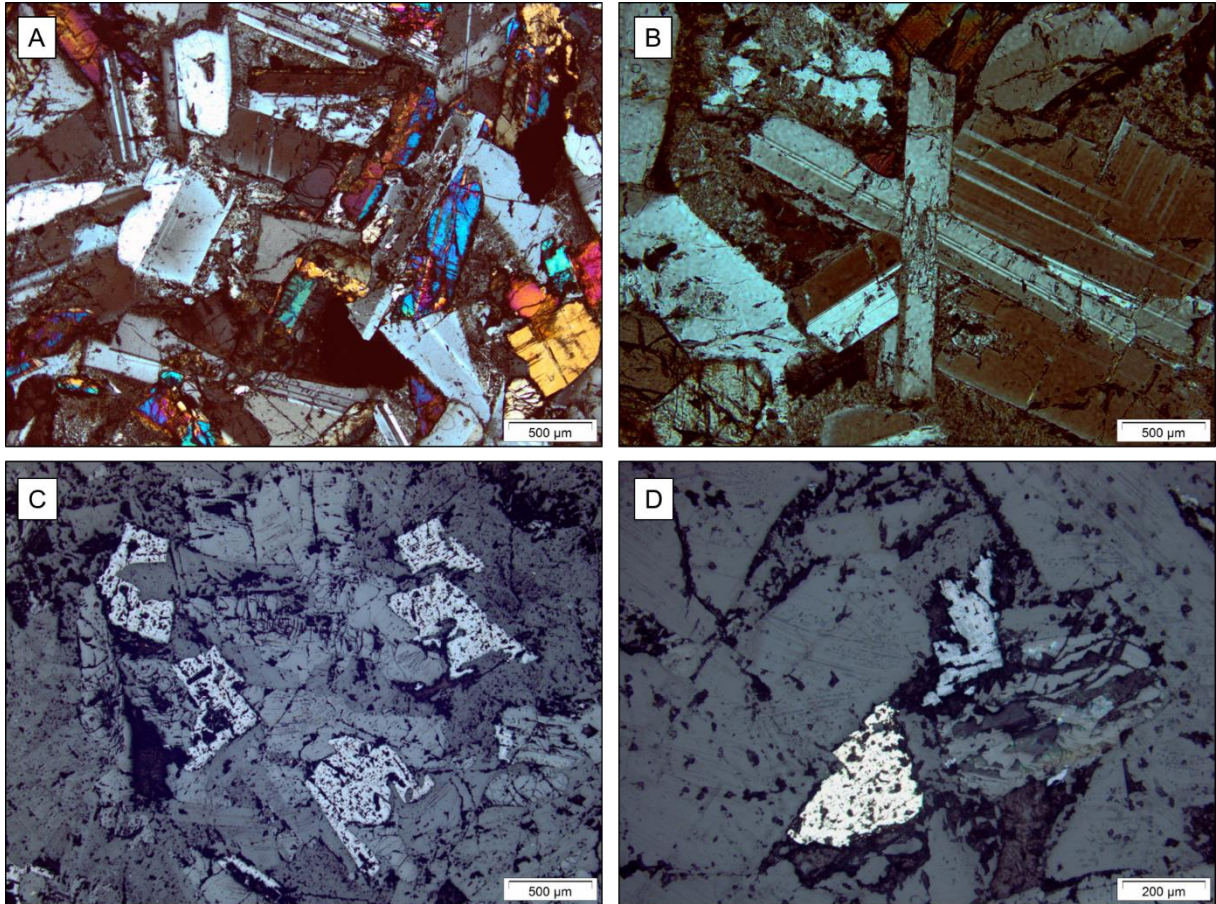


Figura 17. Características mineralógicas da amostra TM-10-C. Em "A", a mineralogia composta por cristais de plagioclásio, feldspato alcalino, anfibólio e piroxênio; em "B", maclas tectônicas em cristais de plagioclásio e, em "C" e "D", mineralizações de galena e pirita, vistas em luz refletida.

233_255,18: Rocha sedimentar de composição arcoseana, de granulometria areia média a fina (Figura 18 – A), sendo impossível a identificação de outras feições devido a presença de forte alteração hidrotermal (Figura 18 – B), evidenciada pela carbonatação e silicificação da amostra (Figura 18 – C), além de óxidos de ferro e argilominerais. Ocorrem porções oxidadas e porções não oxidadas (Figura 18 – D), além de veios de carbonato se cortando.

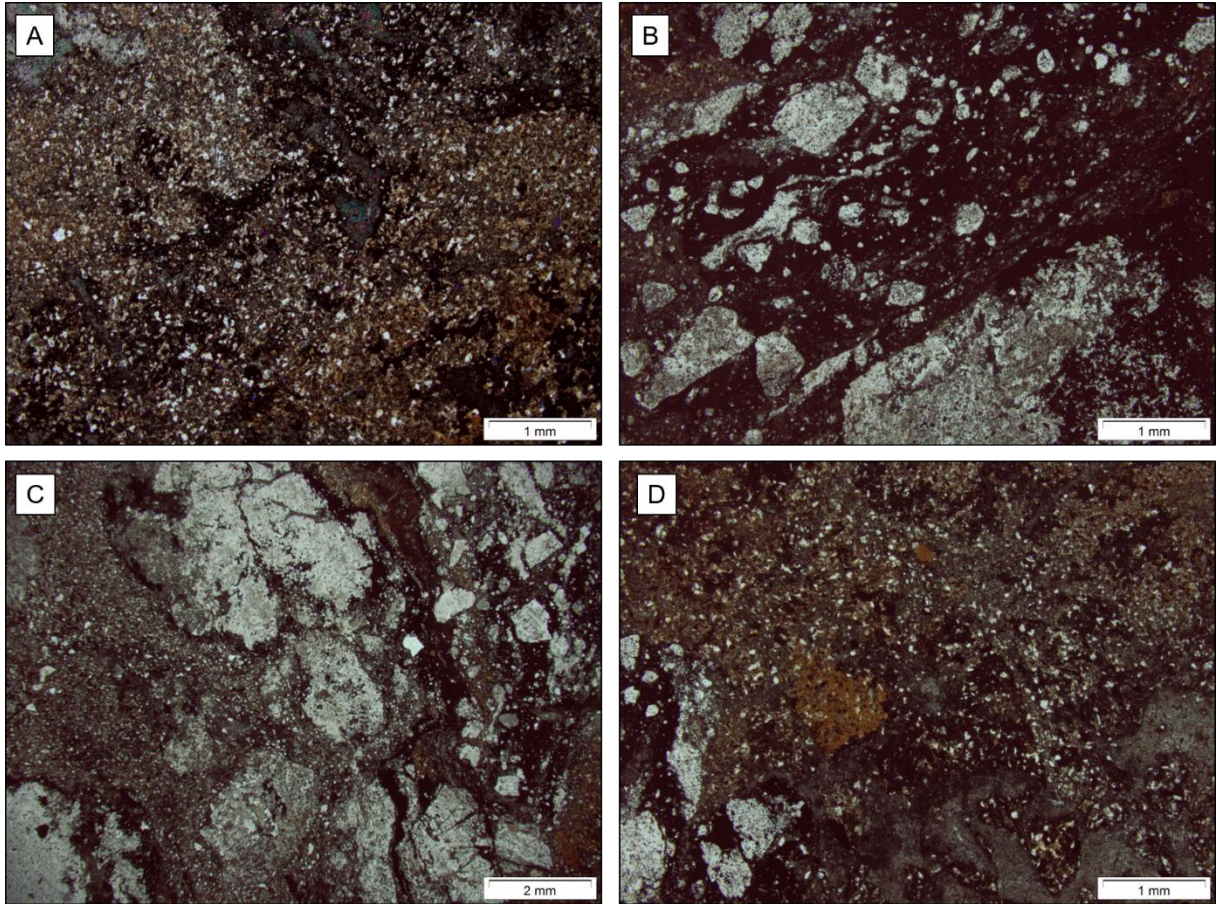


Figura 18. Feições características observadas na lâmina referente à amostra 233_255,18. Em "A", aspecto geral da litologia; em "B", cristais de quartzo imersos em veio hidrotermal; em "C", silicificação da amostra e, em "D", porções mais oxidadas e porções menos oxidadas.

Uma descrição resumida das lâminas delgadas observadas se encontra na Tabela 3.

Tabela 3. Descrição petrográfica resumida das lâminas delgadas observadas. Elaborado pela autora.

AMOSTRA	MINERALOGIA PRIMÁRIA	MINERALOGIA SECUNDÁRIA/ DE ALTERAÇÃO	TEXTURAS	VESÍCULAS E PREENCHIMENTO	FEIÇÕES DE DESTAQUE	PRESENÇA DE SULFETOS
TM-01-D	Cristais ripiformes de plagioclásio e k-feldspato, piroxênio e anfibólio	Hematita e argilominerais	Textura pilotaxítica	Presença de vesículas preenchidas por quartzo radial e por material quartzo-feldspático	Substituição dos minerais máficos por hematita. Feições de corrosão nos cristais de feldspato. Clastos sedimentares, alguns apresentando até granocrescência.	-
TM-03-D	Cristais ripiformes de plagioclásio e feldspato alcalino	Hematita e argilominerais	Textura pilotaxítica	Presença de vesículas preenchidas por carbonato, embora o carbonato não esteja restrito a elas	"Veios" de hematita (prováveis fraturas preenchidas), possivelmente mais de uma geração (presença de veios de hematita se cortando).	-
TM-04-A	Fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino	Matriz e minerais máficos alterados para hematita	Textura porfirítica e pilotaxítica	-	Sericitização dos fenocristais	Pirita disseminada na matriz
TM-06-A	Fenocristais de plagioclásio	Hematita recobrando os minerais máficos	Textura amigdaloidal	Vesículas preenchidas por quartzo e calcita	Substituição dos minerais máficos por hematita, preenchimento das vesículas por carbonato.	-
TM-07-A	Cristais ripiformes de plagioclásio e k-feldspato	Hematita, quartzo, carbonato e argilominerais	Textura amigdaloidal	Vesículas preenchidas por quartzo e calcita	Fraturas preenchidas por hematita. Cristais ripiformes sem orientação preferencial aparente	-
TM-08-B	Plagioclásio, piroxênio	Hematita, argilominerais, mica e siderita	Textura pilotaxítica	Vesículas preenchidas por quartzo e carbonato	Estruturas de fluxo, ocorrência de fragmentos da própria rocha vulcânica	-

TM-10-C	K-feldspato, plagioclásio, quartzo, anfibólio, piroxênio, zircão	Hematita, argilominerais, clorita	Textura porfirítica	-	Cristais de quartzo com extinção ondulante, maclas tectônicas	Pirita disseminada na matriz
233_255,18	Rocha sedimentar de composição arco-seana	Carbonatação, hematita e magnetita	-	-	Porções oxidadas e porções não oxidadas, além de veios carbonáticos se cortando. Presença de magnetita	-
233_258,79	K-feldspato, piroxênio, quartzo	Carbonatação e silicificação, além de hematita, argilominerais e epidoto	Textura amigdaloidal	Vesículas preenchidas por quartzo (amorfo ou radial) e calcita	Substituição dos minerais máficos por hematita e dos feldspatos para mineralogia hidrotermal	Galena e pirita confinadas aos veios de quartzo e carbonato
233_259,88	K-feldspato, plagioclásio e piroxênio	Carbonatação e silicificação, além de hematita, argilominerais e epidoto	Textura equigranular	-	Veios de carbonato e cristais facetados de quartzo, que aparentam estar "imersos" no carbonato. Os veios apresentam epidoto nos seus limites	-

6.3. Difração de Raios X

Para a realização das análises por difração de raios X foram selecionadas dez amostras, sendo sete correspondentes às amostras coletadas em superfície (TM-03-D, TM-04-A, TM-05-B, TM-06-A, TM-07-A, TM-08-B e TM-10-C), e as outras três equivalentes às rochas coletadas do testemunho de sondagem cedido pela *Nexa Resources* (233_255,18, 233_258,79 e 233_259,88). Essa metodologia foi empregada visando a caracterização mineralógica das amostras, principalmente dos argilominerais, a fim de desfazer dúvidas não resolvidas apenas com a utilização de microscopia óptica.

Para tanto, as amostras foram todas analisadas pela metodologia do pó, utilizando a fração de 200 *mesh* obtida a partir da desagregação da rocha total, no intervalo angular (2θ) de 2,3 a 72° em passo de 0,02°/1s. Três amostras (TM-04-A, TM-07-A e 233_258,79) também foram analisadas pelo método orientado, utilizando a fração < 4 μm das amostras desagregadas, visando identificar os argilominerais presentes nas amostras. Para o método orientado, as amostras orientadas naturais e calcinadas foram analisadas no intervalo angular (2θ) de 2,3 a 28° em passo de 0,02°/2s e as amostras orientadas glicoladas foram analisadas no intervalo angular (2θ) de 2,3 a 28° em passo de 0,02°/3s.

Na Tabela 4 são apresentados os resultados obtidos com as análises pelo método do pó, aliados à interpretação prévia por microscopia óptica e descrição macroscópica, podendo então separar os minerais encontrados por difração de raios X em mineralogia primária e secundária. Também se encontram, na quarta coluna, os resultados obtidos pelo método orientado. Alguns difratogramas obtidos serão discutidos a seguir, e os que não se encontram neste capítulo estão dispostos no APÊNDICE A – Difratogramas de Raios X.

Utilizando a mesma divisão empregada para discorrer sobre a microscopia óptica, as amostras analisadas por difração de raios X também podem ser subdivididas nos mesmos dois grupos, sendo que as mesmas duas amostras que não se encaixam nos grupos propostos para a descrição petrográfica também serão discutidas individualmente neste capítulo.

Tabela 4. Resumo da mineralogia encontrada em cada amostra por meio da difração de raios X. As mineralogias primária e secundária foram subdivididas com auxílio de petrografia, utilizando as relações texturais observadas. As análises de lâminas orientadas foram realizadas com o intuito de sanar dúvidas acerca dos argilominerais presentes na amostra.

AMOSTRA	MINERALOGIA PRIMÁRIA	MINERALOGIA DE ALTERAÇÃO	LÂMINA ORIENTADA
TM-03-D	Plagioclásio, Piroxênio e K-Feldspato	Quartzo, Siderita, Calcita, Hematita e Esmeclita	-
TM-04-A	Plagioclásio, Piroxênio e K-Feldspato	Hematita, Esmeclita e Ilita	Esmeclita, Mica e Plagioclásio
TM-05-B	Plagioclásio, Piroxênio e K-Feldspato	Quartzo, Hematita, Esmeclita e Ilita	-
TM-06-A	Plagioclásio	Quartzo, Hematita e Dolomita	-
TM-07-A	Plagioclásio e K-Feldspato (Ortoclásio e Microclínio)	Calcita, Esmeclita, Quartzo, Hematita e Pirita	Esmeclita
TM-08-B	Plagioclásio, Piroxênio e K-Feldspato	Quartzo, Hematita, Siderita e Esmeclita	-
TM-10-C	Plagioclásio, Piroxênio e Quartzo	Anfibólio, Esmeclitas e Caolinita	-
233_255,18	?	Quartzo, Siderita, Dolomita, Hematita e Ilita	-
233_258,79	K-Feldspato e Piroxênio	Siderita, Quartzo, Anatásio, Galena, Epidoto, Hematita e Ilita	Ilita e K-Feldspato
233_259,88	K-Feldspato e Piroxênio	Siderita, Anatásio, Hematita, Clorita e Ilita	-

O primeiro grupo de amostras engloba as rochas coletadas em superfície (TM-03-D, TM-04-A, TM-05-B, TM-06-A, TM-07-A e TM-08-B), cuja mineralogia primária se dá, principalmente, por plagioclásio e piroxênio, além de feldspato potássico em menor quantidade. Hematita sempre está presente como mineralogia de alteração das rochas, podendo estar acompanhada de quartzo e carbonatos, que ocorrem principalmente como preenchimento de vesículas e fraturas, além de argilominerais, como esmeclita e ilita. Os difratogramas de rocha total das amostras TM-03-D e TM-07-A encontram-se na Figura 19 e Figura 20, respectivamente. O difratograma obtido pelo método orientado para a amostra TM-07-A se encontra na Figura 21, indicando a presença de esmeclita, argilomineral de ocorrência comum nas amostras analisadas.

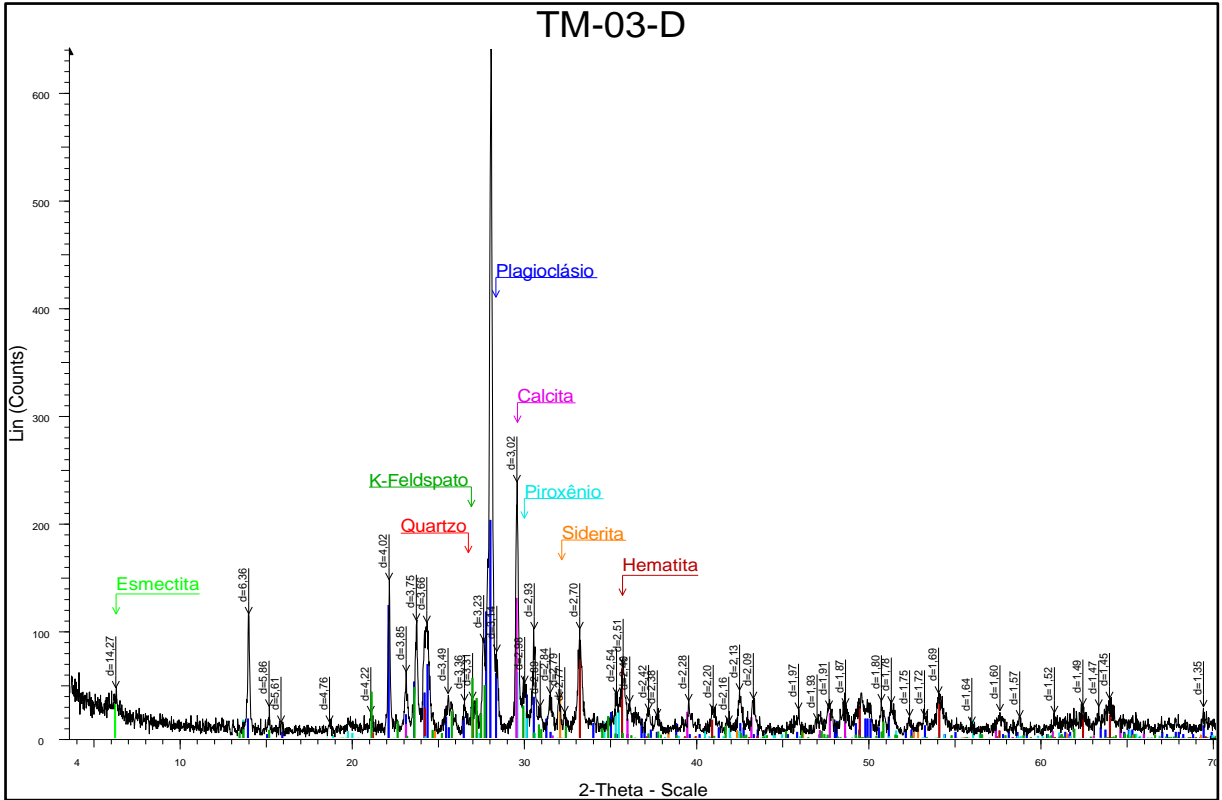


Figura 19. Difratoograma referente à amostra TM-03-D. Presença de plagioclásio, feldspato potássico, piroxênio, quartzo, calcita, dolomita, hematita, siderita e esmectita.

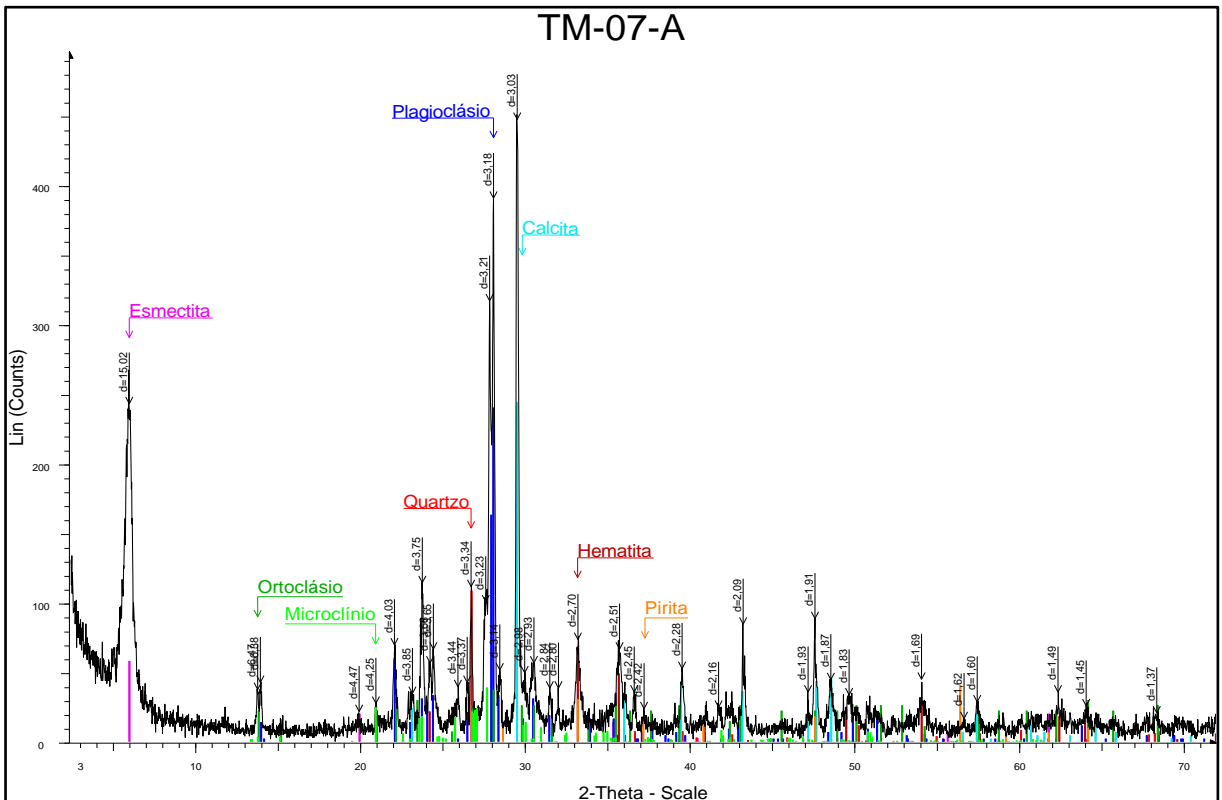


Figura 20. Difratoograma referente à amostra TM-07-A. Presença de plagioclásio, calcita, quartzo, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), esmectita, hematita e pirita.

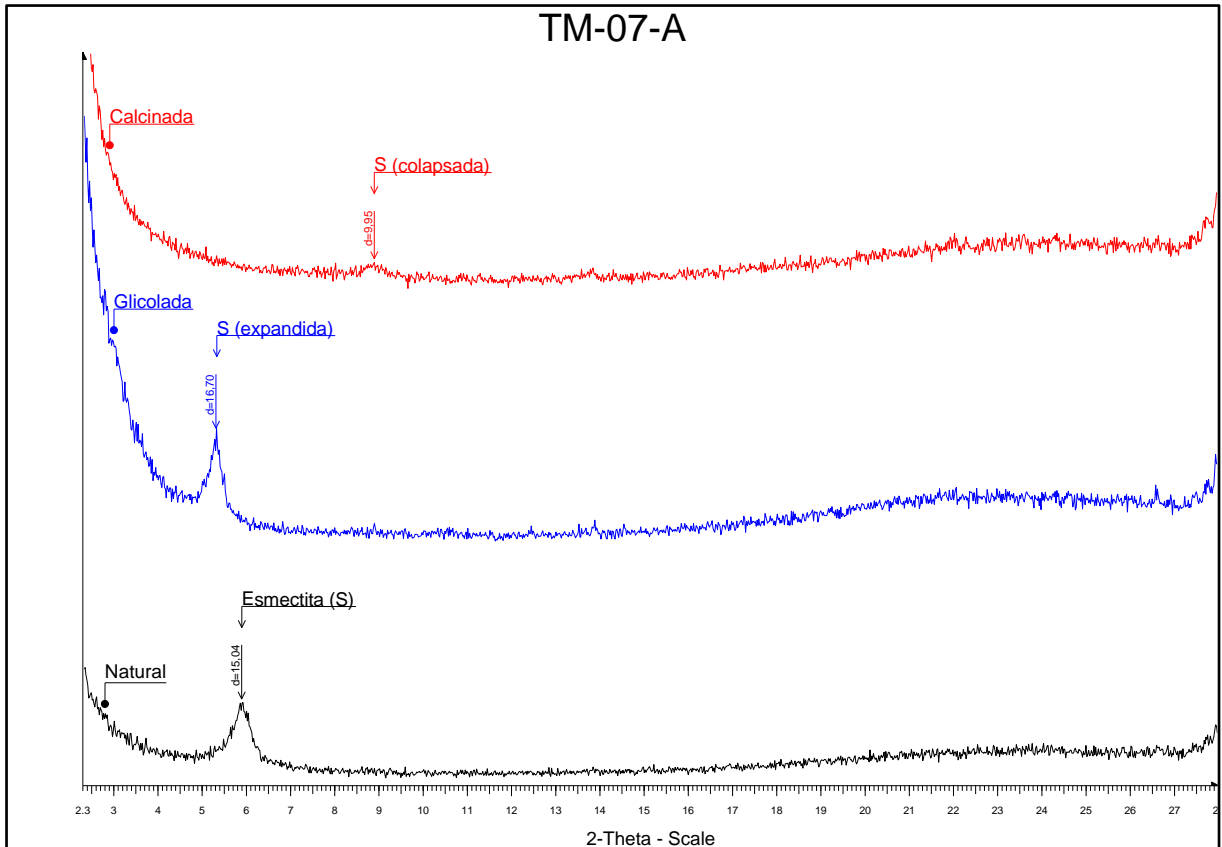


Figura 21. Difratoograma obtido pelo método orientado para a amostra TM-07-A. Com a sobreposição das análises natural, glicolada e calcinada, é possível identificar esmectita como argilomineral presente na amostra.

O segundo grupo identificado na análise das amostras contempla as rochas vulcânicas de subsuperfície (233_258,79 e 233_259,88). Sua mineralogia primária se dá essencialmente por feldspato potássico e piroxênio, enquanto a mineralogia de alteração se dá por uma ampla gama de minerais, já que a rocha foi exposta a intensa alteração hidrotermal. Destaca-se a presença de siderita, ilita, hematita, anatásio e galena, além de quartzo, epidoto, dolomita e clorita. Os difratogramas referentes às análises de rocha total das amostras 233_258,79 e 233_259,88 se encontram nas Figura 22 e Figura 23, respectivamente. As análises pelo método orientado para a amostra 233_258,79 (Figura 24) confirmam a ilita como argilomineral presente.

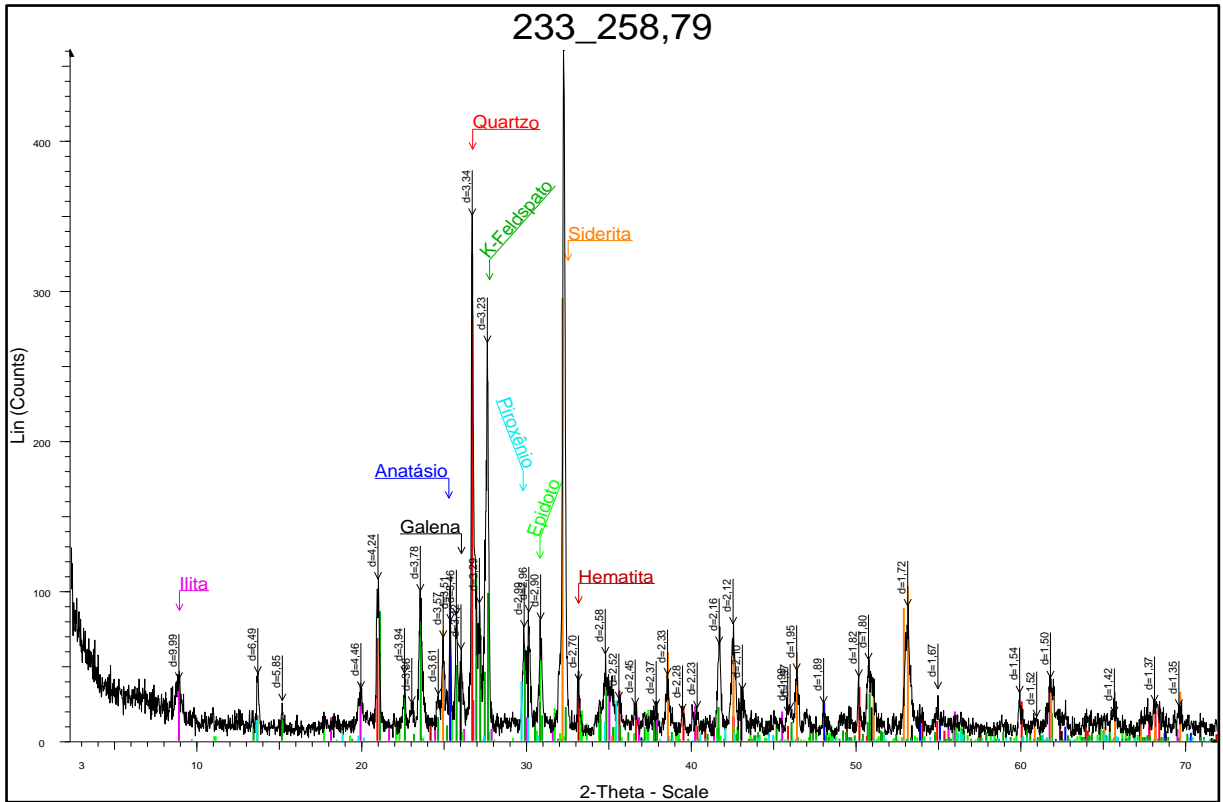


Figura 22. Difratoograma da amostra 233_258,79. Presença de siderita, quartzo, feldspato potássico, piroxênio, epidoto, anatásio, galena, hematita e ilita.

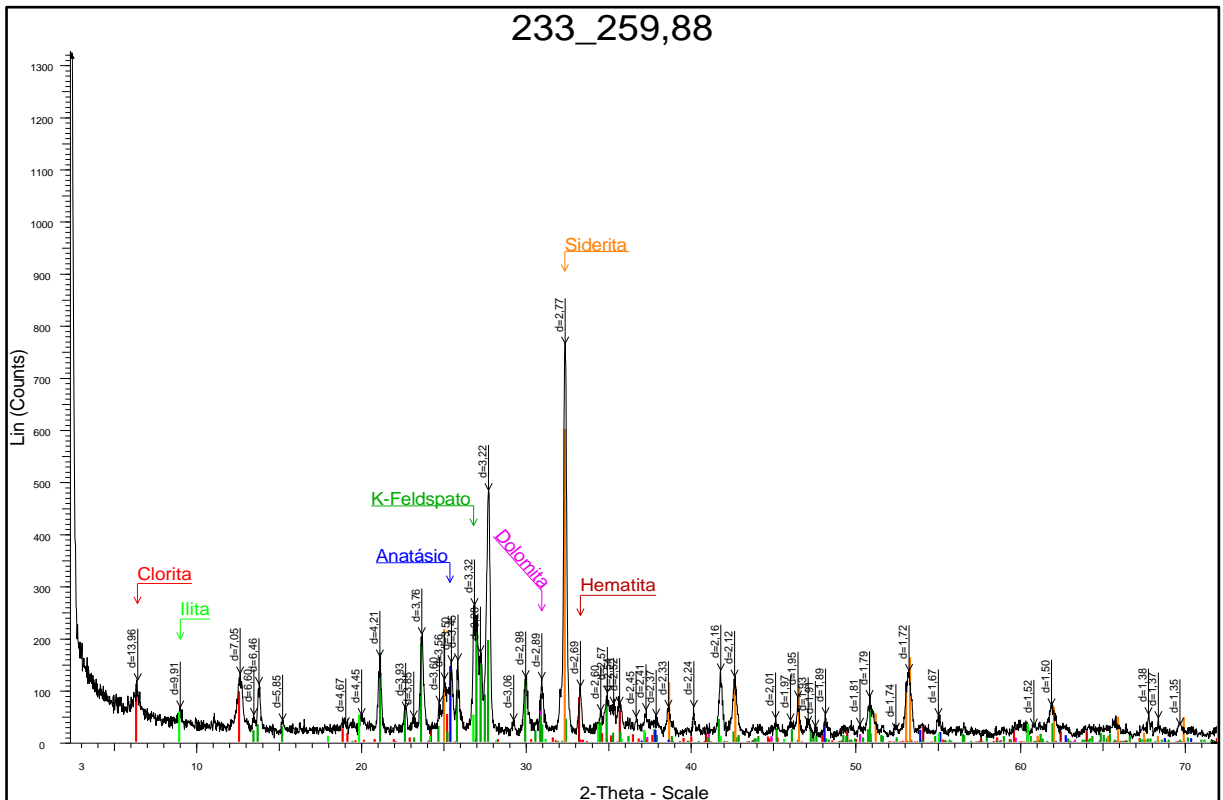


Figura 23. Difratoograma da amostra 233_259,88. Presença de siderita, feldspato potássico, hematita, anatásio, dolomita, clorita e ilita.

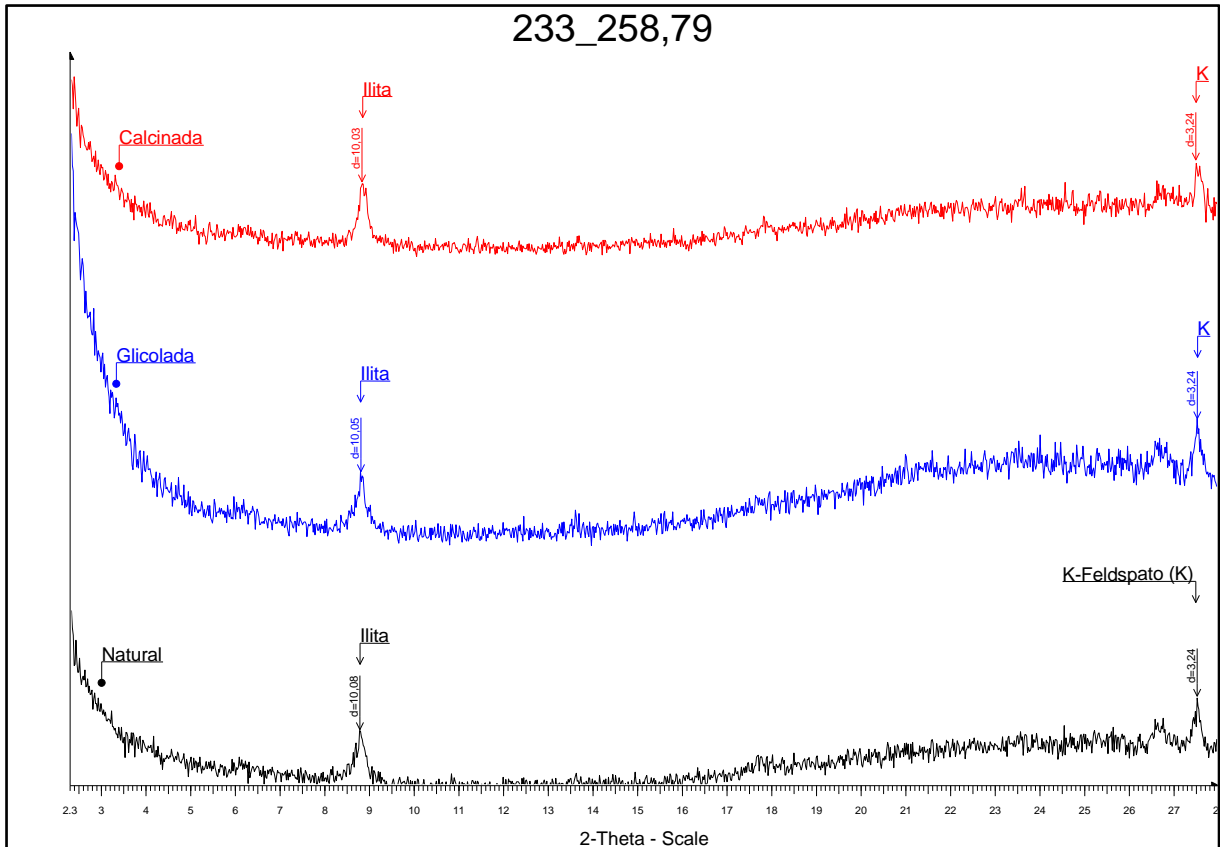


Figura 24. Difratoograma das análises do método orientado para a amostra 233_258,79. Ilita é o argilomineral presente.

A amostra TM-10-C, rocha plutônica amostrada em superfície que corresponde ao equivalente plutônico dos derrames amostrados, não se encaixa nos grupos discutidos anteriormente. Seu difratograma (Figura 25) acusa a presença de plagioclásio, piroxênio e quartzo, que são interpretados como mineralogia magmática da rocha. Além destes minerais, também estão presentes anfibólio, esmectita e clorita, que são interpretados como mineralogia secundária nesta amostra.

Por fim, o difratograma da amostra 233_255,18, única amostra que não se encaixa no grupo das amostras de subsuperfície, está exposto na Figura 26. A amostra apresenta quartzo, siderita, dolomita, hematita e ilita como composição mineralógica. Com o auxílio das observações feitas por meio de microscopia óptica, pode-se inferir que, ou a amostra é de uma rocha sedimentar de composição arcoseana que passou por processos hidrotermais, ou a amostra é da mesma rocha vulcânica das outras amostras do testemunho de sondagem, só que com maior efeito da alteração hidrotermal.

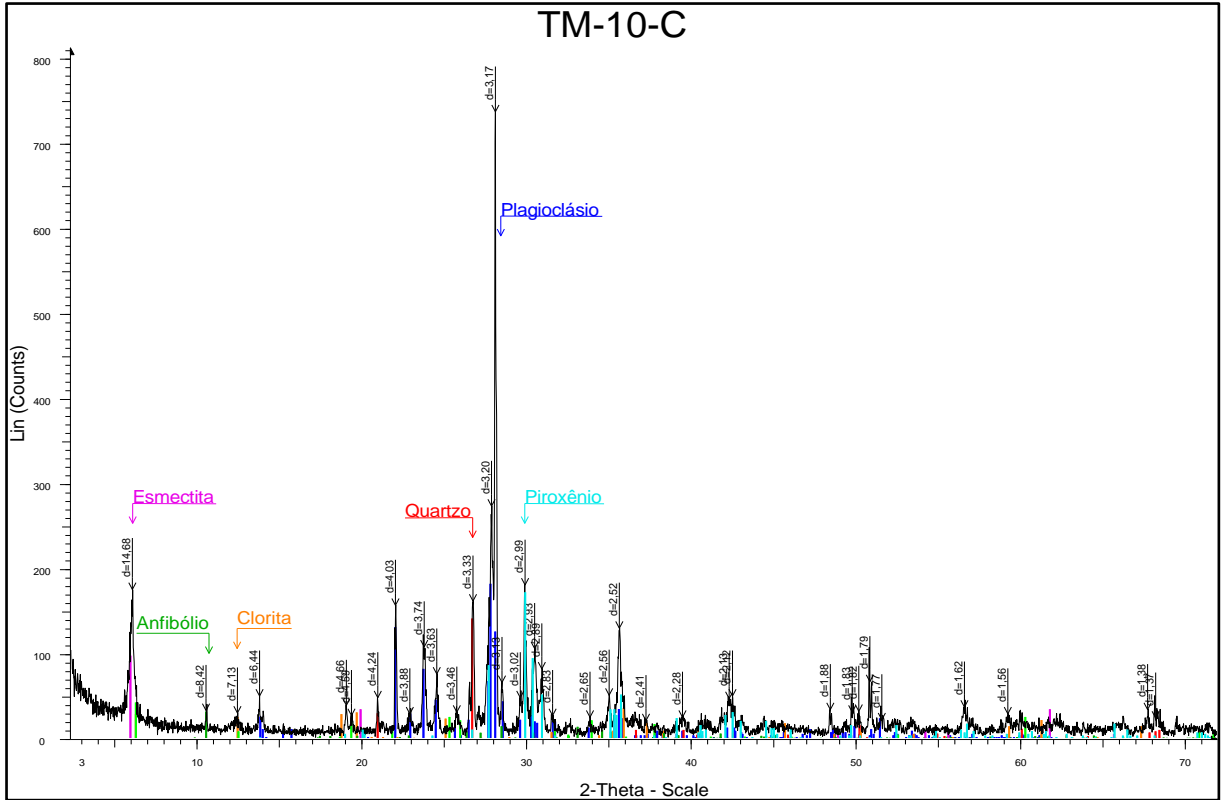


Figura 25. Difratoograma da amostra TM-10-C. Presença de plagioclásio, piroxênio, anfibólio, quartzo, esfeca e clorita.

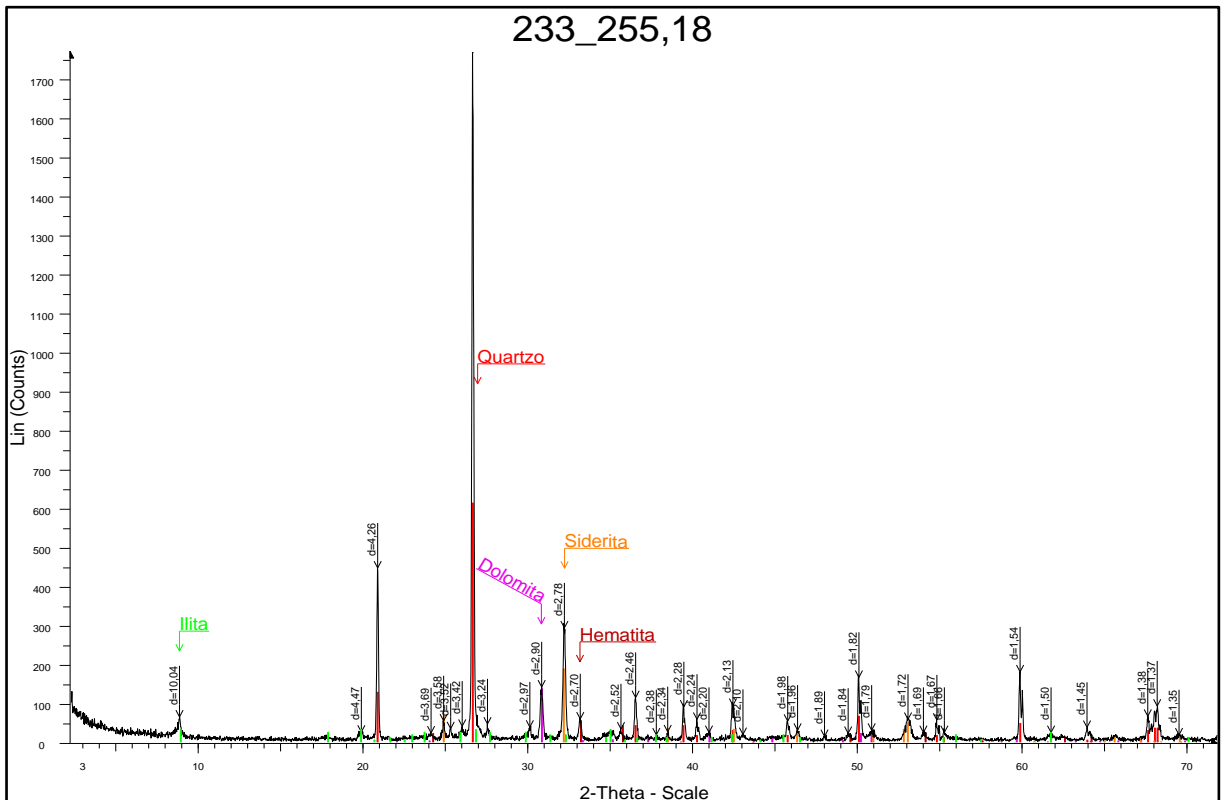


Figura 26. Difratoograma da amostra 233_255,18. Presença de quartzo, siderita, dolomita, hematita e ilita

6.4. Fluorescência de Raios X

Para as análises por fluorescência de raios X foram selecionadas dez amostras, sendo sete delas equivalentes às rochas de superfície (TM-03-D, TM-04-A, TM-05-B, TM-06-A, TM-07-A, TM-08-B e TM-10-C), e as outras três equivalentes às rochas de subsuperfície (233_255,18, 233_258,79 e 233_259,88). As análises realizadas tiveram como objetivo obter uma caracterização química das amostras por meio da composição total das rochas em elementos maiores e traço.

Os elementos maiores analisados foram Si, Al, Ti, Fe³⁺, Mn, Mg, Ca, Na, K e P e sua concentração nas amostras é expressada por seu peso nos respectivos óxidos. Os elementos traço analisados são V, Sn, Th, U, Y, Pb, Ni, Cu, Sr, Zr, Zn, Nb, Rb, Cr e Ba. Para melhor entendimento, os resultados das análises encontram-se expostos nos diversos diagramas a seguir e os gráficos são frequentemente ampliados a fim de observar as anomalias dos elementos. As análises completas se encontram no APÊNDICE B – Análises por Fluorescência de Raios X.

6.4.1. Elementos Maiores

Os resultados das análises para os elementos maiores de todas as amostras se encontram na Figura 27.

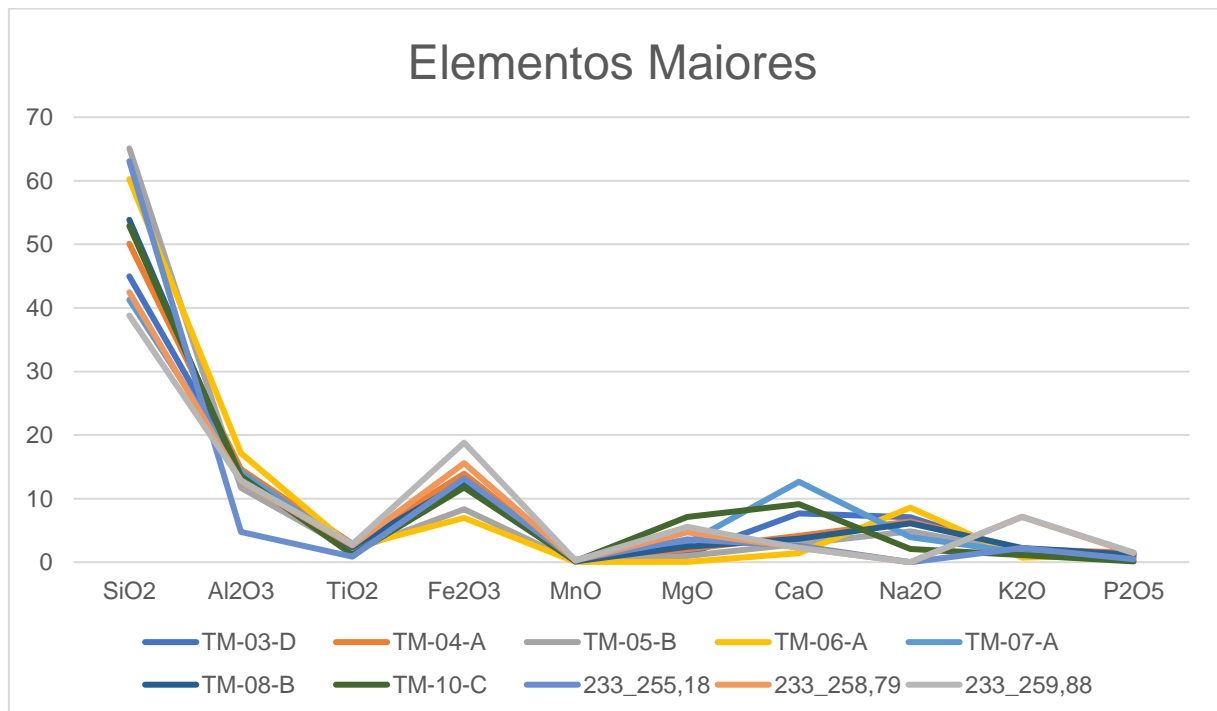


Figura 27. Relação completa dos elementos maiores de todas as amostras, representada em óxidos. É possível perceber que todas apresentam valores elevados de Fe₂O₃, além da presença anômala de CaO, NaO e K₂O em algumas amostras.

As amostras apresentam, no geral, altos teores de Fe_2O_3 . Este aspecto se dá em função da presença, quase que total, de hematita nas rochas amostradas. Este dado obtido é corroborado pelas feições de campo, de petrografia e de difração de raios X. Os valores de SiO_2 variam entre 38 a 65% nas amostras, podendo os valores mais elevados estarem relacionados a ocorrência de silicificação das rochas em estudo.

No diagrama dos elementos maiores das amostras de superfície (Figura 28), nota-se que as amostras TM-05-B e TM-06-A apresentam menores valores de Fe_2O_3 , possivelmente por se encontrarem menos alteradas que as demais amostras; que a amostra TM-10-C, correspondente à única rocha plutônica amostrada (porém não sendo o equivalente plutônico das rochas vulcânicas descritas), apresenta teores de MgO e CaO altos, além de Na_2O baixo; que as amostras TM-03-D e TM-07-A possuem valores altos de CaO , o que pode significar a presença de cristais de plagioclásio mais cálcicos nas rochas, e que a amostra TM-06-A apresenta valores altos para Na_2O , ao passo que apresenta valores baixos de CaO e K_2O .

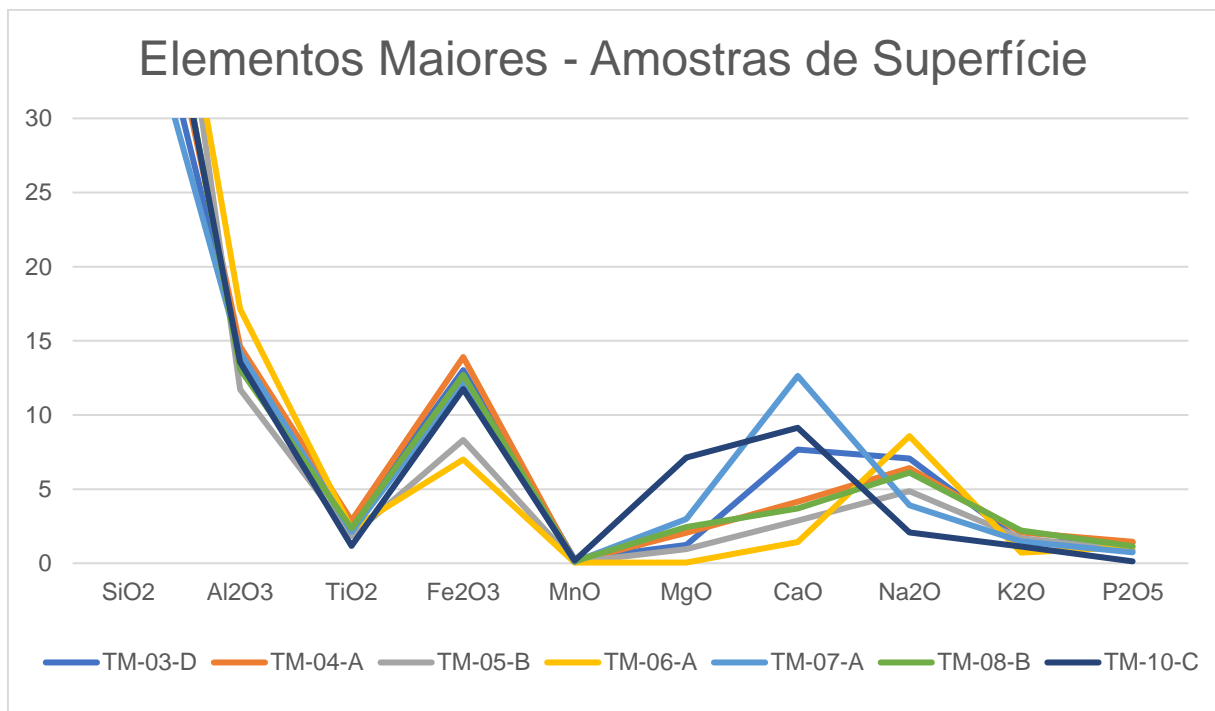


Figura 28. Neste gráfico, foram dispostas apenas os elementos maiores das amostras de superfície (ampliado). Destaque para os valores de Fe_2O_3 , MgO , CaO e Na_2O .

Já no diagrama de elementos maiores das amostras de subsuperfície (Figura 29), destaca-se a menor quantidade de Al_2O_3 e de K_2O na amostra 233_255,18,

anomalia que pode estar relacionadas à forte alteração hidrotermal na qual esta amostra foi submetida.

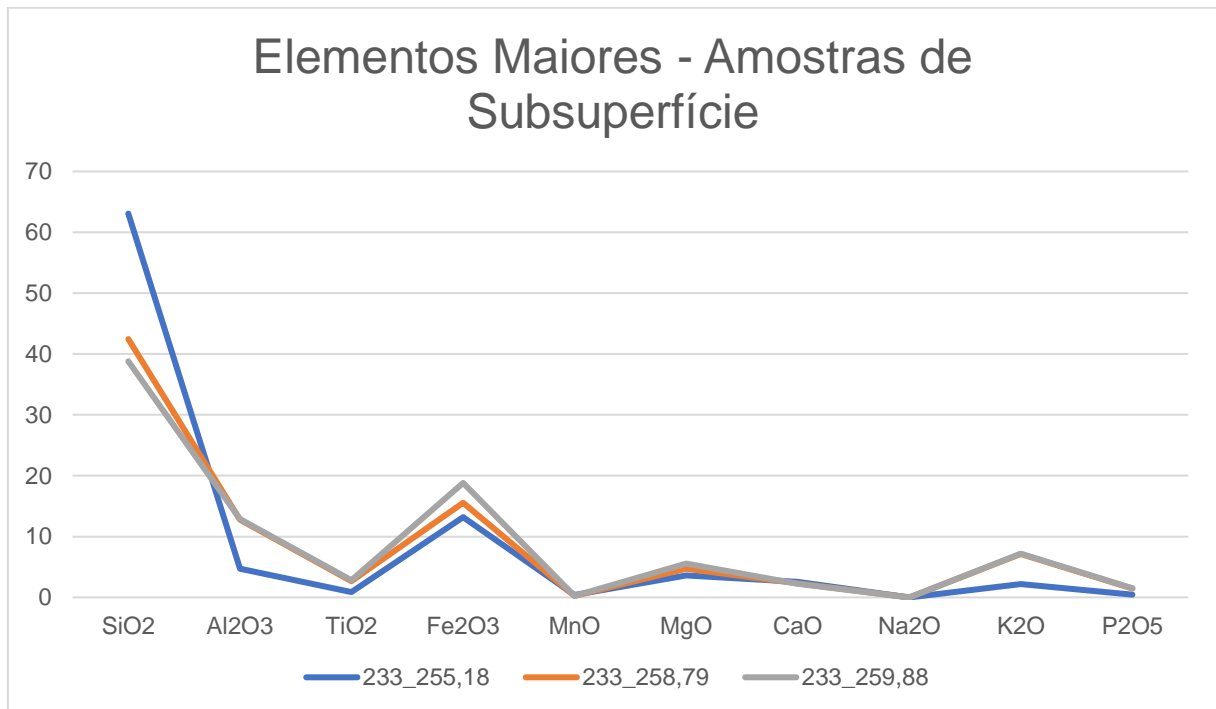


Figura 29. Diagrama de elementos maiores nas amostras de subsuperfície. As amostras apresentam composição química semelhante, com exceção do Al₂O₃ e K₂O.

6.4.2. Elementos Traço

Os resultados das análises para os elementos traço de todas as amostras se encontram na Figura 30 – A, sendo que, na Figura 30 – B, estes resultados foram ampliados, a fim de observar melhor as diferenças entre os valores de cada elemento para as diversas amostras.

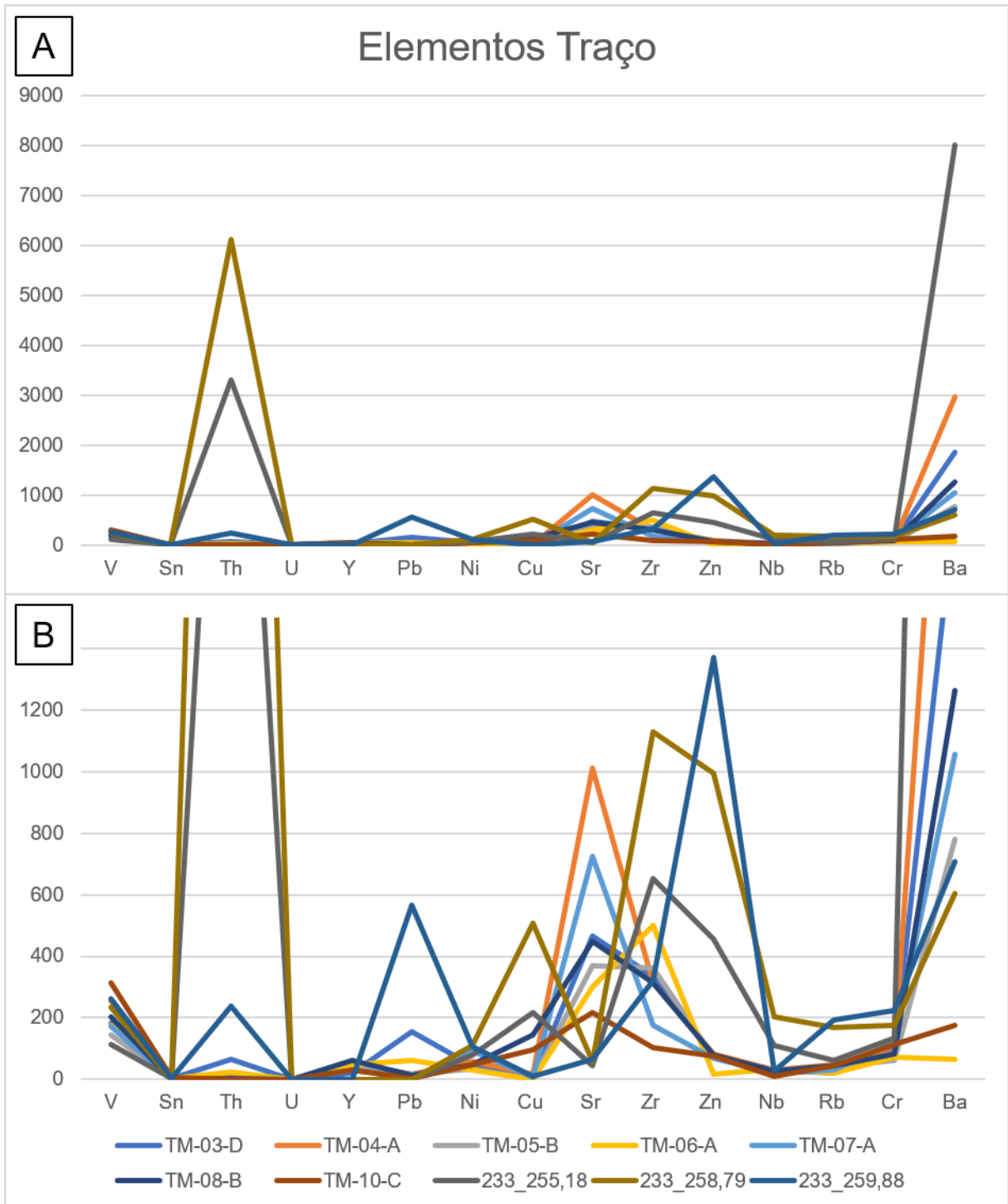


Figura 30. Relação entre as amostras analisadas e os seus respectivos elementos traço. Em "A", a análise completa e, em "B", foi dado um zoom no gráfico para que se observasse melhor os elementos como Pb, Cu, Sr, Zr, Zn e Rb.

Para o diagrama de elementos traço das amostras de superfície (Figura 31), é possível constatar que os valores de Sr são altos para todas as amostras, em relação ao esperado para um basalto alcalino, porém muito elevados para a amostra TM-04-A e, em seguida, pela amostra TM-07-A; que a amostra TM-08-B apresenta o maior valor de Zn, enquanto a amostra TM-06-A apresenta o menor; que a amostra TM-06-

A apresenta os maiores valores de Zr, enquanto as outras amostras apresentam valores intermediários (contudo ainda altos), com exceção das amostras TM-07-A e TM-10-C, que possuem teores mais baixos; que a amostra TM-03-D apresenta valores anômalos de Pb e Th; que a amostra TM-07-A possui valor relativamente alto de Ni e que todas as amostras mostram valores muito altos de Ba, com exceção das amostras TM-06-A e TM-10-C.

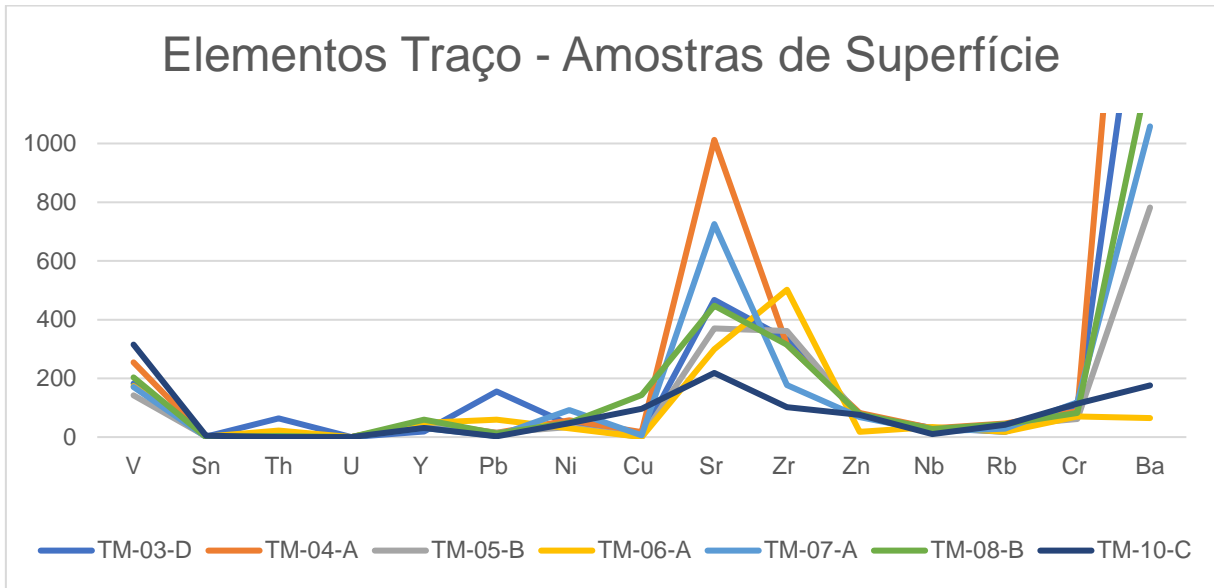


Figura 31. Gráfico representando os elementos traço das amostras de superfície. Os valores anômalos mais evidentes estão relacionados aos elementos Sr, Zr, Pb e Ba.

Por fim, o diagrama de elementos traço das amostras de subsuperfície (Figura 32) apresenta valores elevados de Th nas amostras 233_258,79 e 233_255,18, o que não ocorre na amostra 233_259,88; a amostra 233_255,18 apresenta uma enorme anomalia de Ba quando comparada com as outras duas amostras; valor mais elevado de Zr para a amostra 233_258,79 e os valores mais elevados de Pb, Zn e Cu se dão pela presença de mineralizações destes elementos na forma de sulfetos nas amostras de subsuperfície.

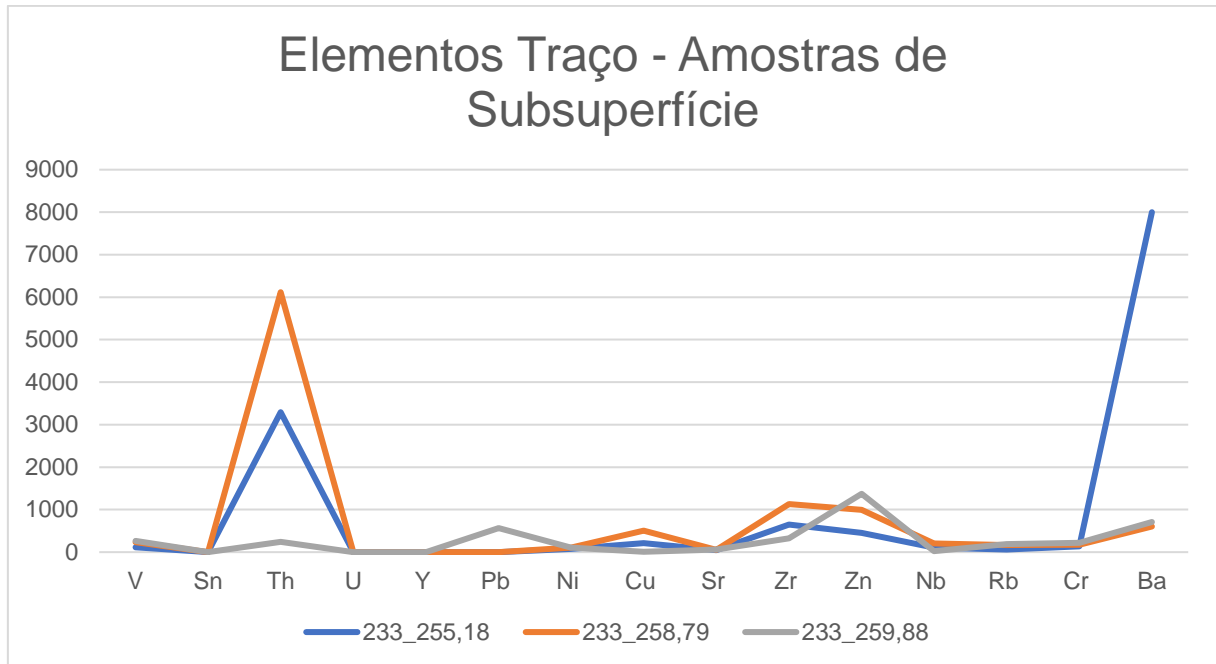


Figura 32. Diagrama dos elementos traço das amostras de subsuperfície. As maiores anomalias estão relacionadas aos elementos Th e Ba, além dos elementos relacionados às mineralizações, como o Pb, Zn e Cu.

6.4.3. Diagramas de Classificação

A partir dos dados obtidos, foi gerada também a plotagem dos pontos no diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) (Figura 33). Entretanto, a partir das referências bibliográficas e das observações feitas em campo e ao microscópio petrográfico, esperava-se que a maioria das amostras se concentrasse nos campos dos basaltos e andesitos, o que não foi o resultado obtido, já que diversas amostras caem nos campos de rochas alcalinas ou ácidas. É possível que este resultado se dê pela ocorrência de forte alteração nas rochas amostradas, modificando a concentração dos elementos e, portanto, a classificação das rochas. Já no diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) (Figura 34), todas as amostras analisadas se encaixam na série toleítica. Os diagramas foram gerados utilizando o *software* GCDkit (Janoušek *et al.*, 2006).

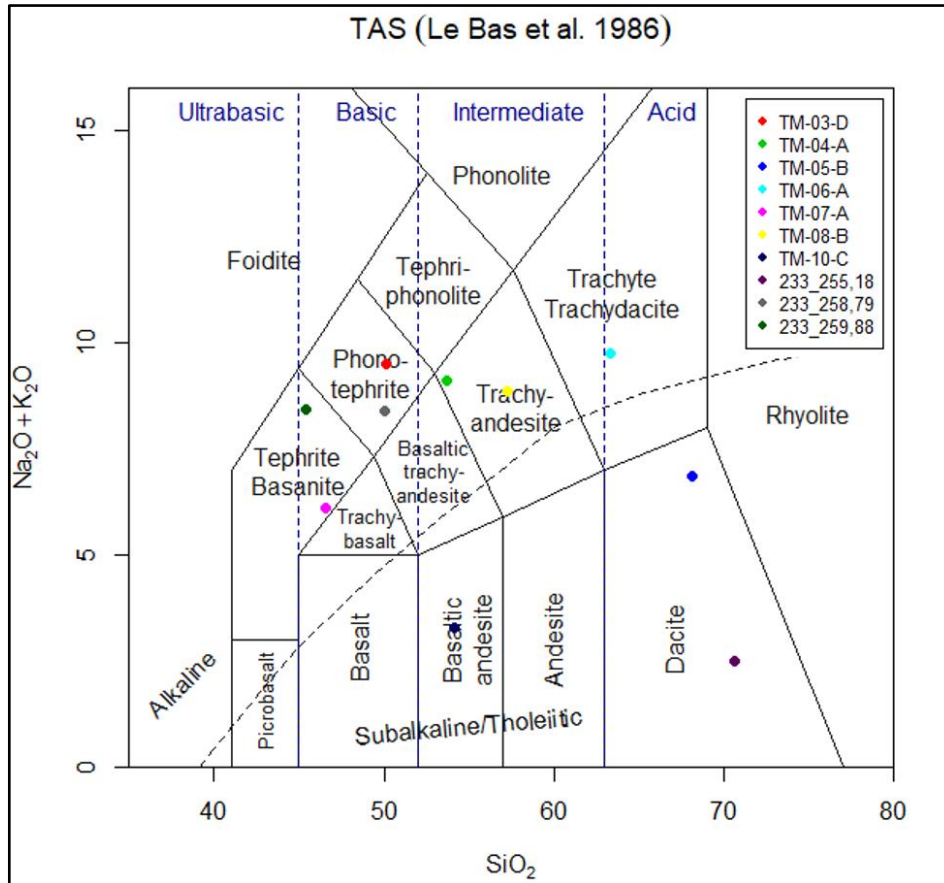


Figura 33. Diagrama TAS contendo as amostras analisadas. Nota-se que diversas amostras estão classificadas como rochas alcalinas ou ainda ácidas.

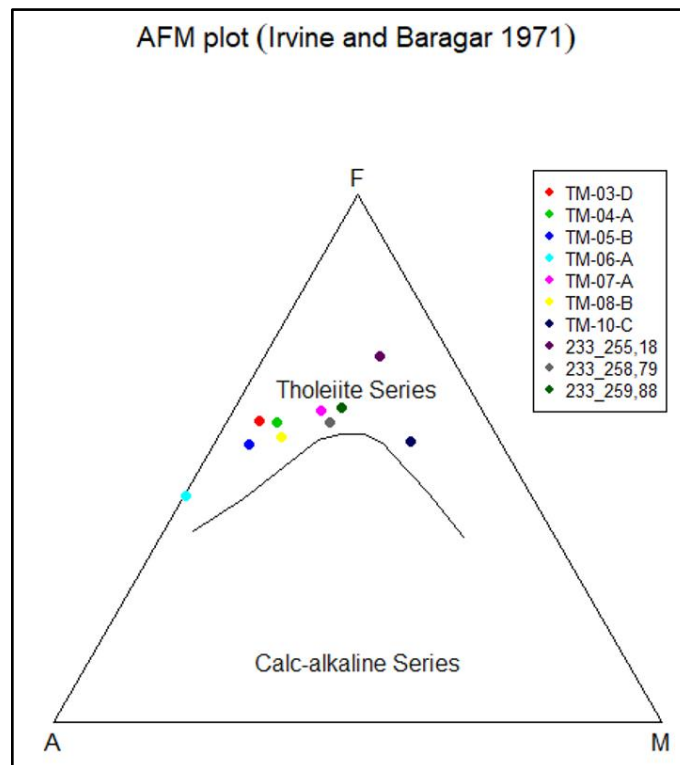


Figura 34. Diagrama AFM para as amostras analisadas. Nota-se que todas pertencem à série toleítica.

6.5. Microsonda Eletrônica

Para as análises por Microsonda Eletrônica, foram selecionadas seis das dez lâminas delgadas. Das seis lâminas analisadas, quatro representam as amostras coletadas em superfície (TM-01-D, TM-04-A, TM-06-A e TM-07-A) e duas representam as amostras de testemunho de sondagem (233_255,79 e 233_259,88). As lâminas selecionadas passaram por processos de polimento e de metalização com C para então serem analisadas pelo feixe focalizado de elétrons sob condições de 15 keV e 15 nA.

Foram analisados cristais de plagioclásio (Figura 35), feldspato potássico (Figura 36) e piroxênio (Figura 37), a fim de obter a composição química dos mesmos. Durante a análise, buscou-se fazer mais de um ponto em um mesmo cristal, visando estabelecer possíveis variações composicionais. Além de cristais de feldspato e piroxênio, foram analisados também minerais opacos, preenchimento de vesículas, franjas de alteração e minerais não identificados, já que a composição química destes minerais poderia auxiliar na sua identificação (Figura 38). Os dados obtidos (APÊNDICE C – Análises por Microsonda Eletrônica) passaram por tratamento de cálculo mineral e encontram-se, em parte, dispostos nos diagramas a seguir (Figura 39 e Figura 40).

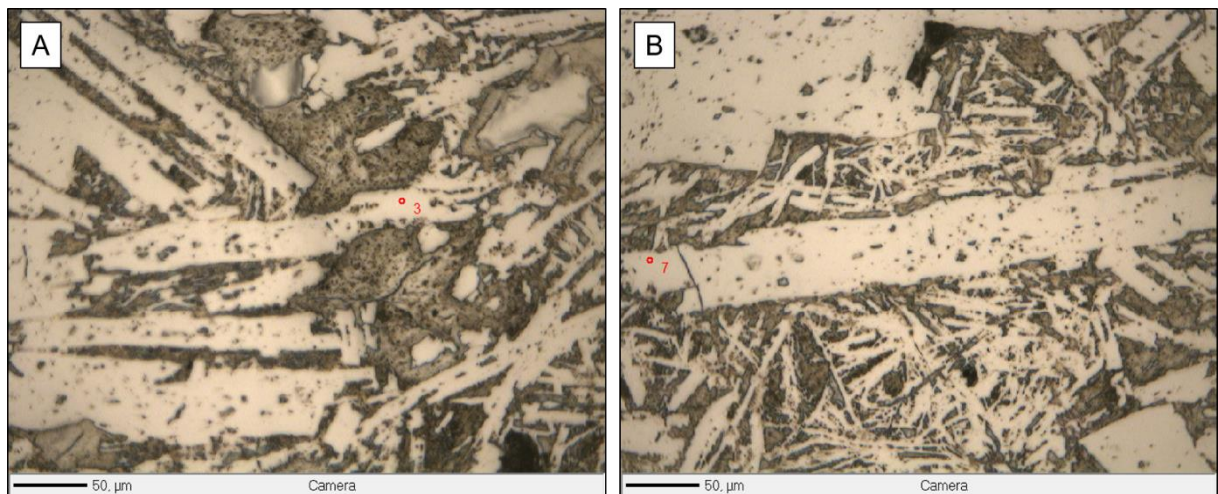


Figura 35. Cristais ripiformes de plagioclásio analisados na lâmina TM-01-D. Em “A”, o ponto 3 e, em “B”, o ponto 7, ambos com composição química equivalente ao mineral albita. As análises desses pontos se encontram na Tabela C - 1.

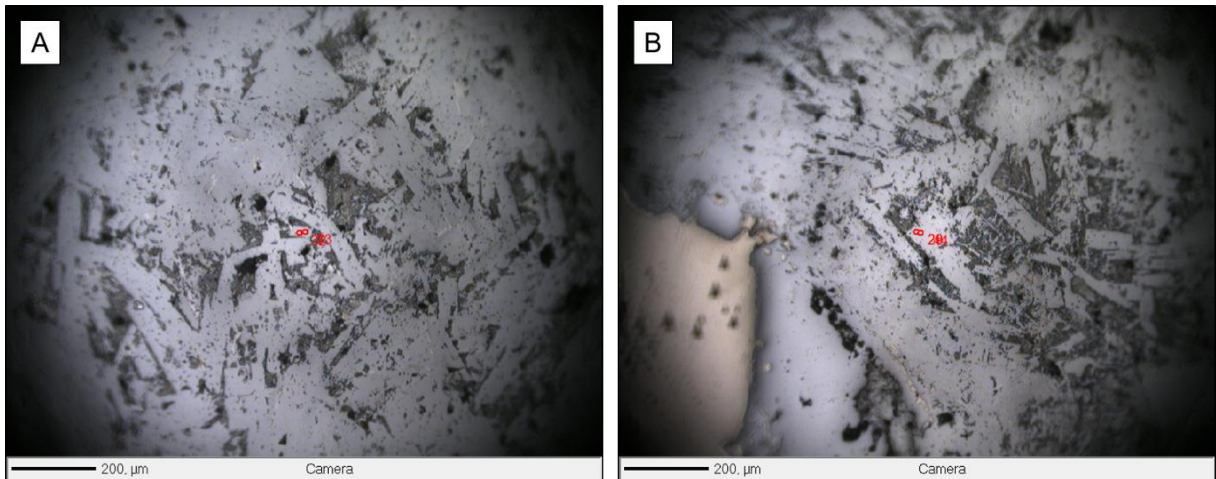


Figura 36. Cristais ripiformes de feldspato na matriz da amostra 233_259,89. Em "A", os pontos 22 e 23 e, em "B", os pontos 20 e 42, sendo que todos possuem composição química equivalente ao mineral ortoclásio. As análises desses pontos se encontram na Tabela C - 3.

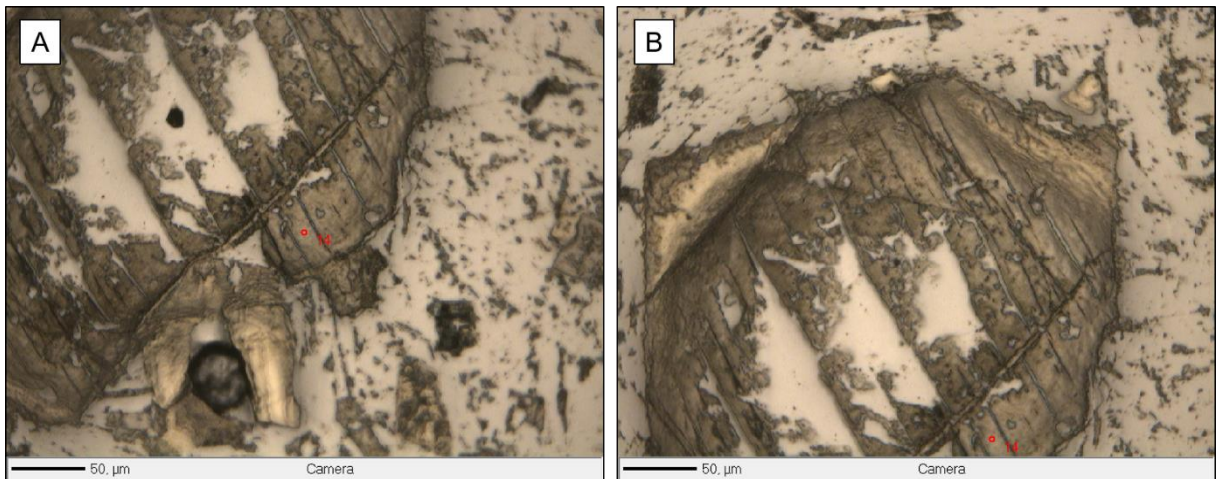


Figura 37. Cristais de piroxênio analisados na lâmina TM-04-A. "A" e "B" demonstram o mesmo cristal analisado no ponto 14, porém em porções diferentes. As análises desse ponto e de outros cristais de piroxênio se encontram na Tabela C - 4.

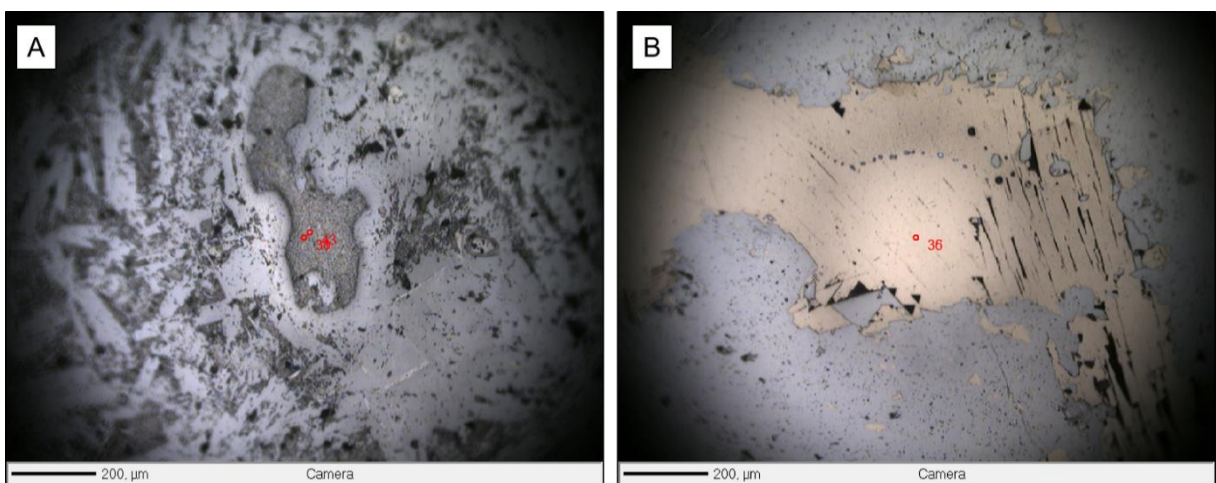


Figura 38. Minerais analisados que diferem das análises de feldspatos e piroxênios na amostra 233_259,88. Em "A", preenchimento de vesícula e, em "B", cristal de galena. As análises desses minerais diferentes se encontram na Tabela C - 6.

No diagrama ternário Albita (Ab) x Anortita (An) x Ortoclásio (Or) (Figura 39) estão plotados 28 pontos analisados. Para os cristais de feldspato, nota-se que a maioria das análises apresenta composições que se encaixam, predominantemente, no campo da albita ou de composições intermediárias entre anortita e albita. Os pontos referentes aos cristais analisados da amostra 233_259,88 não aparecem no gráfico pois se encontram sobrepostos pelos pontos da amostra 233_258,79, ambas com a composição sobre o campo do ortoclásio.

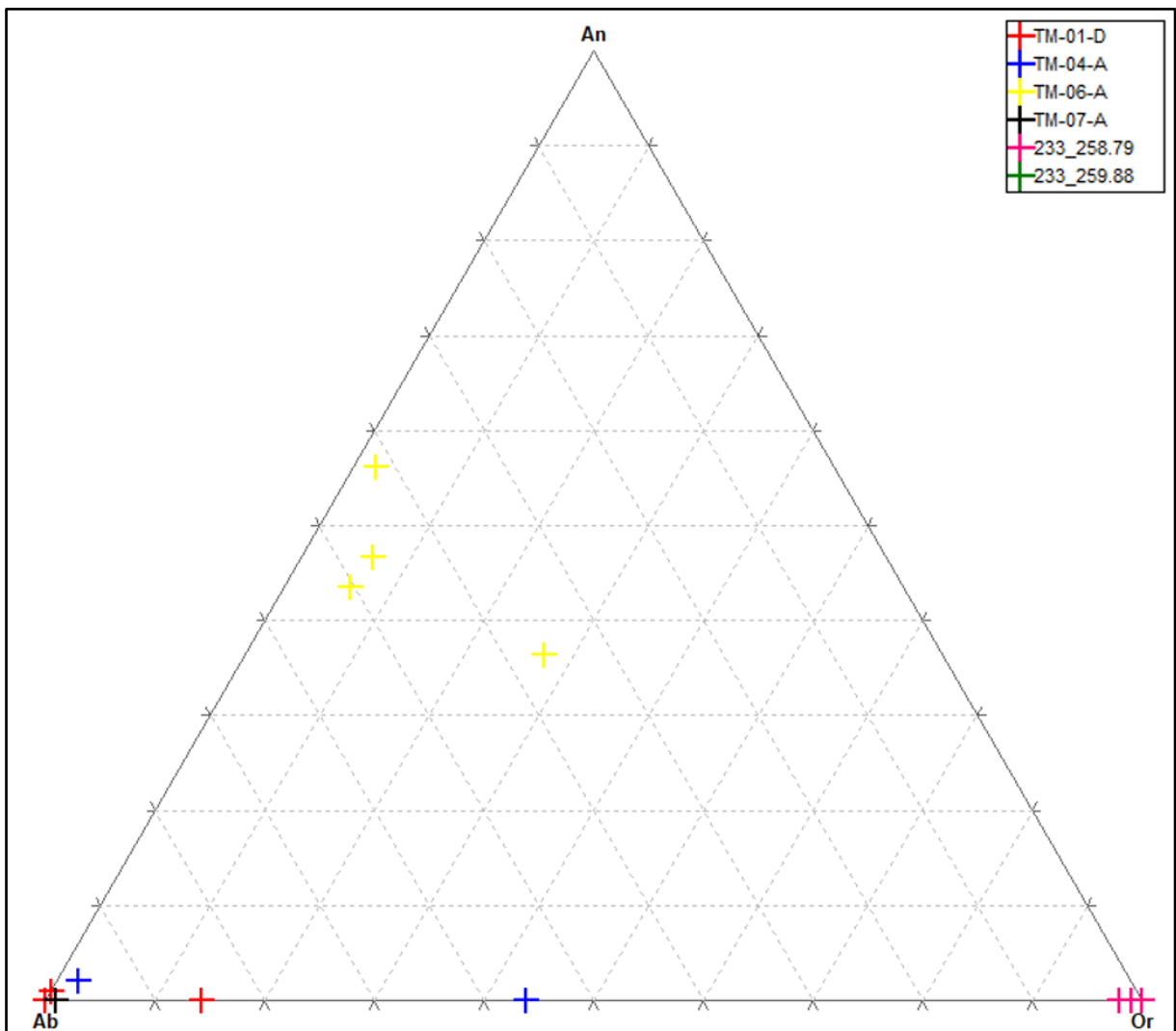


Figura 39. Diagrama ternário Albita (Ab) x Anortita (An) x Ortoclásio (Or) para os 28 pontos analisados.

Nota-se então o predomínio de feldspatos de composições sódicas para as amostras de superfície (TM-01-D, TM-04-A e TM-07-A), ainda que as análises da amostra TM-06-A indiquem composições intermediárias entre Ca e Na. Para as amostras de subsuperfície (233_258,79 e 233_259,88) os feldspatos possuem

composição essencialmente potássica, estando restritas então ao campo do ortoclásio.

O diagrama ternário Enstatita (En) x Wollastonita (Wo) x Ferrosilita (Fs) (Figura 40) possui 17 pontos plotados, sendo que todos correspondem a termos intermediários de Enstatita e Ferrosilita, que configuram os extremos magnesianos e férricos dos piroxênios, respectivamente. Nenhuma das amostras analisadas possui mais do que 5% de Ca, correspondente ao campo da wollastonita.

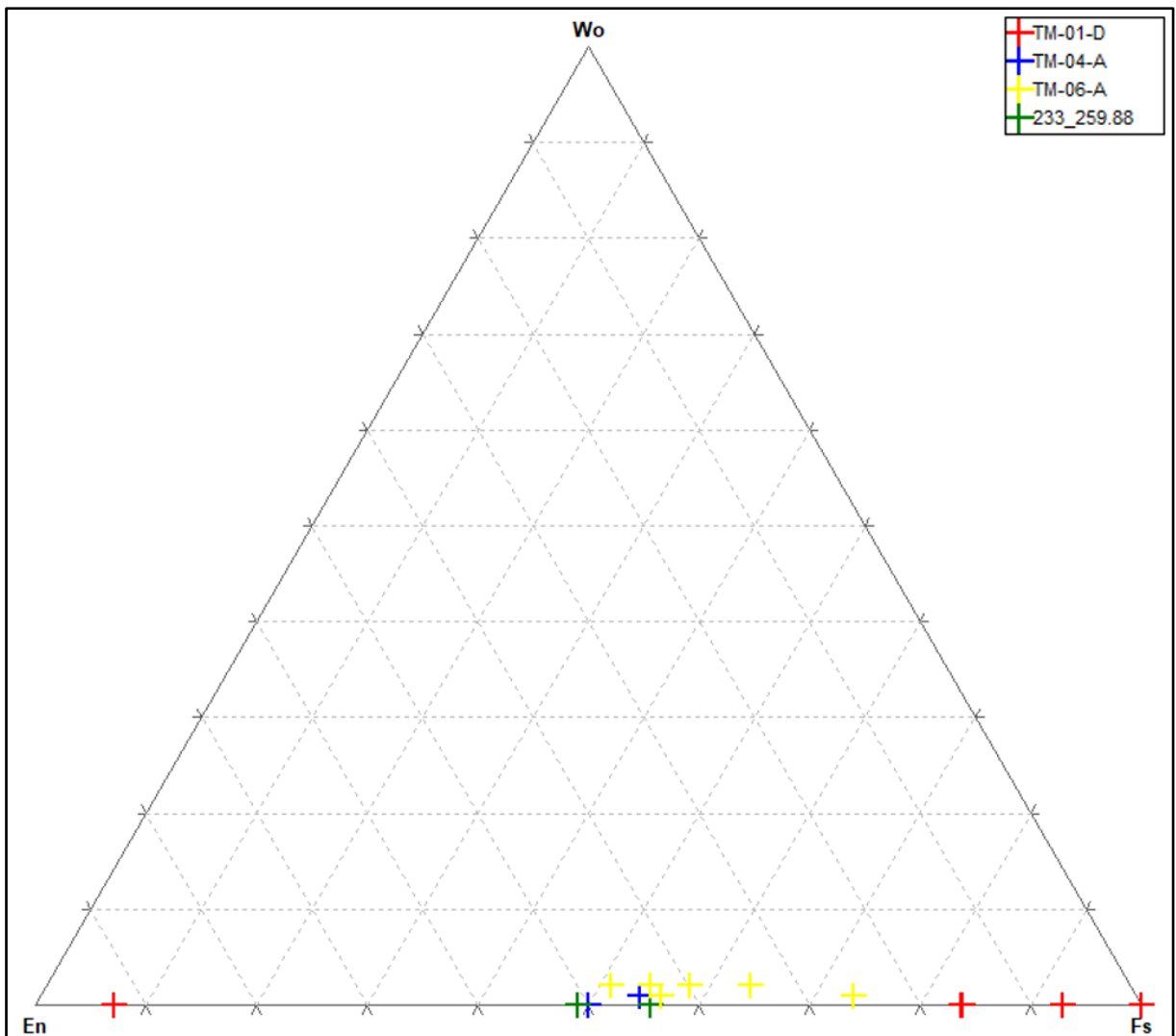


Figura 40. Diagrama ternário Enstatita (En) x Wollastonita (Wo) x Ferrosilita (Fs) para os 17 pontos analisados.

7. DISCUSSÕES

Este trabalho, por meio da caracterização petrológica e química de rochas magmáticas ocorrentes na Bacia do Camaquã, teve como objetivo correlacionar as mineralizações da região com alguma das litologias vulcânicas amostradas, já que a origem dos sulfetos possivelmente está relacionada à uma fonte magmática-hidrotermal (Remus *et al.*, 2000). Para tanto, o enfoque da amostragem foi dado às rochas vulcânicas aflorantes na região das Minas do Camaquã, já que predomina nesta área a ocorrência de rochas efusivas do Membro Rodeio Velho, que segundo Lima *et al.* (1995, 2000) possivelmente corresponde à fonte do calor e soluções hidrotermais para a geração das mineralizações de Cu (Au), Pb e Zn (Ag) nas Minas do Camaquã. Todavia, Almeida *et al.* (2000) sugerem este episódio magmático foi somente a fonte térmica das soluções hidrotermais. Também foi amostrada uma rocha vulcânica em testemunho de sondagem, cuja formação geológica será discutida adiante, que apresenta mineralizações (principalmente de Pb) e que poderia auxiliar na identificação da fonte dos metais. Os dados obtidos a partir do estudo dessas rochas encontram-se discutidos a seguir.

Nos afloramentos visitados no trabalho de campo se observaram estruturas que sugerem interações vulcano-sedimentares, como peperitos e diques clásticos, o que pode evidenciar o encontro entre o derrame e as dunas. As rochas sedimentares observadas possivelmente pertencem à Aloformação Pedra Pintada, que correspondem à depósitos eólicos e aluviais que, junto ao Membro Rodeio Velho, compõe o Alogrupo Guaritas (Paim *et al.*, 2000). A interação entre essas duas litologias é descrita na bibliografia como aspecto característico da base do alogrupo, onde os derrames e diques básicos do Membro Rodeio Velho se intercalam com os arenitos e arenitos conglomeráticos da Aloformação Pedra Pintada (Paim *et al.*, 2014), justamente o mesmo que foi observado em campo pela autora.

Ainda a respeito da interação entre as duas unidades litoestratigráficas, verificou-se no ponto TM-06 que a morfologia do afloramento sugere que a rocha sedimentar (de granulometria bem selecionada, alto grau de esfericidade e com presença de estratificação cruzada acanalada, feições características das paleodunas da Aloformação Pedra Pintada) interagiu com a lava, tendo então o derrame se consolidado por entre as dunas. Neste mesmo afloramento se constatou também feições deformacionais na interface entre as duas litologias, que possivelmente

indicam que o sedimento já se encontrava semiconsolidado, pois seria necessário que já houvesse certa competência para acomodar a deformação.

No decorrer das observações de campo constatou-se também que as rochas vulcânicas, mais tarde identificadas como pertencentes ao Membro Rodeio Velho, apresentavam diversas feições de fluxo, como vesículas alongadas; morfologia do derrame típica de lava em corda, apresentando vesículas estiradas na frente e arredondadas na porção central do derrame, além de feições de topo e base de derrame. No ponto TM-08 foram descritas formas circulares e concêntricas, interpretadas como sendo condutos alimentadores de lava ou chaminés, feições também identificadas na região por Lima *et al.* (1995) e Almeida *et al.* (2000). Posteriormente, observando as lâminas delgadas com auxílio de microscópio óptico, verificou-se a presença de textura pilotaxítica em praticamente todas as rochas dessa mesma litologia, reiterando as outras feições de fluxo observadas em afloramento.

A mineralogia primária (magmática) das rochas estudadas se dá, principalmente, por feldspatos e piroxênios. A ocorrência de feldspatos varia entre exclusivamente plagioclásio, predomínio de plagioclásio com feldspato potássico em menor quantidade e exclusivamente feldspato potássico, como é o caso das amostras do testemunho de sondagem. A presença muito comum de vesículas e amígdalas nessas rochas indica que os magmas que as geraram apresentavam altos teores de voláteis, sendo que o preenchimento dessas vesículas se dá, principalmente, por quartzo, carbonato e argilominerais diversos.

Todas as rochas observadas apresentam feições de modificação da sua mineralogia primária, seja por efeito hidrotermal, seja por efeito intempérico. Os produtos de alteração, isto é, a mineralogia secundária que ocorre nas amostras, são caracterizados pela presença de quartzo, hematita, siderita, clorita, epidoto e argilominerais como esmectita e illita. Destaca-se que a siderita (carbonato de ferro) ocorre em grande quantidade nas rochas do testemunho de sondagem, sendo um mineral comumente associado às zonas de mineralização da região; que o epidoto, também de ocorrência frequente nas rochas de subsuperfície, é um mineral de alteração costumeiro em rochas expostas à fluidos hidrotermais e que os minerais illita e clorita, encontrados principalmente nas amostras de subsuperfície, são frequentemente associados às mineralizações da região por definirem zonas verticais de alteração hidrotermal (Driemeyer, 2018).

Os altos teores de ferro encontrados nas análises químicas, aliados à presença de óxidos de ferro nos afloramentos visitados e amostras coletadas, corroboram a ideia de que as rochas sofreram enriquecimento por meio da alteração atuante, tanto em superfície quanto em subsuperfície. A proposta de que o enriquecimento é posterior à cristalização das rochas também é fundamentada pela petrografia, na qual se observou o preenchimento de fraturas por hematita, além da substituição de minerais primários (principalmente máficos, como piroxênios) por óxido de ferro.

A alteração intempérica e hidrotermal atuante nas rochas amostradas aliada ao teor relativamente alto de álcalis invalida o uso do diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times \text{SiO}_2$, o diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986). Isso se reflete na classificação das amostras, na qual quatro delas se encaixam em variações de rochas tefríticas, algo que implicaria em ocorrência de feldspatóides, o que não é observado em nenhuma das rochas descritas. O diagrama também enquadra três amostras no campo das rochas ácidas, o que pode estar relacionado com silicificação posterior das amostras, já que originalmente essas amostras estariam relacionadas a composições básicas a intermediárias. Contudo, a informação obtida com o diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times \text{FeO} \times \text{MgO}$, o diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971), de que as rochas amostradas pertencem à série toleítica é condizente com a bibliografia. Esses dados obtidos com os dois diagramas também foram constatados por Almeida *et al.* (2000) para as rochas do Membro Rodeio Velho. Almeida *et al.* (2012), utilizando o diagrama $\text{Hf}/3 \times \text{Th} \times \text{Nb}/16$ (Wood, 1980), mostram que as rochas do magmatismo Rodeio Velho foram geradas em domínio dos basaltos continentais intraplaca (alcalino e/ou tipo E-MORB).

As análises por microsonda eletrônica permitiram classificar quimicamente os feldspatos analisados e com isso foi possível observar que as amostras de superfície apresentam plagioclásios do tipo albita, podendo apresentar também composições intermediárias como labradorita e andesina, com pouca ou nenhuma zonação química em seus cristais. Já as amostras do testemunho de sondagem apresentam feldspatos de composição exclusivamente potássica, como ortoclásios e sanidinas. Os piroxênios analisados apresentam composições intermediárias entre os extremos férricos e magnesianos (enstatita e ferrosilita, respectivamente), porém predominam as composições mais férricas, o que é condizente com a proporção alta de Fe nas amostras.

No que diz respeito às análises químicas para os elementos traço, é possível constatar que os valores de Sr são altos para todas as amostras de superfície, porém praticamente nulos para as amostras do testemunho de sondagem. Os valores altos de Sr podem estar relacionados à presença desse elemento na estrutura cristalina da calcita, que é um mineral comum no preenchimento das vesículas dessas rochas. Porém, caso fosse este o motivo dos valores altos, Sr também deveria aparecer em quantidade considerável para as amostras de subsuperfície, já que calcita também ocorre com frequência nas amostras do testemunho de sondagem. Esses valores altos podem também corresponder a uma característica magmática das amostras de superfície, estando o Sr relacionado à estrutura cristalina dos plagioclásios, corroborando a ideia de que as amostras de superfície e de subsuperfície não constituem a mesma litologia. A presença de valores altos para os elementos Pb, Zn e Cu está relacionada à ocorrência de sulfetos nas amostras, especialmente nas amostras do testemunho de sondagem, porém não restritas a elas.

O teor de Zr nas amostras de superfície é alto, com exceção da amostra TM-10-C, que não corresponde à mesma unidade litoestratigráfica das demais, porém é ainda mais alto nas amostras do testemunho de sondagem. As amostras de superfície correspondem à basaltos e andesitos, ou seja, rochas com teor de sílica relativamente baixo, não sendo compatíveis com os altos teores de Zr apresentados. A ausência de zircão nas amostras é outro fator que gera insegurança em relação a este dado, porém a cristalização desse mineral se dá tardiamente em rochas básicas, podendo formar pequenos cristais submicroscópicos na matriz. Em rochas básicas, o Zr frequentemente gera badeleíta (óxido de Zr) ao invés de zircão, porém também não foi observado. O elemento Th aparece como uma anomalia evidente para as amostras 233_258,79 e 233_255,18, o que não ocorre na amostra 233_259,88, podendo constituir então um nível de alteração que causa enriquecimento em Th e que não engloba a amostra mais profunda.

As amostras apresentam, no geral, valores muito elevados de Ba, porém a quantidade é ainda maior nas amostras de subsuperfície. Esse fator pode ser explicado pela facilidade com a qual o elemento Ba entra na estrutura cristalina dos feldspatos, principalmente dos feldspatos potássicos (Deer *et al.*, 1992), como é o caso das amostras de subsuperfície, ou também pode estar relacionado à estrutura cristalina da calcita. A amostra 233_255,18 apresenta uma enorme quantidade de Ba

quando comparada com as outras duas amostras do testemunho de sondagem, o que pode ser causado pela maior alteração à qual foi submetida, tendo entrado maior quantidade de Ba na estrutura dos seus cristais de feldspato e calcita. Os dados químicos obtidos aliados à petrografia sugerem que as rochas amostradas em superfície não são as mesmas que as amostradas no testemunho de sondagem. A quantidade elevada de Ba nas amostras pode também estar relacionada à geração de barita, que é um mineral comumente associado às mineralizações de baixa T da região.

Ainda para os elementos traço, nota-se que as amostras de superfície apresentam elevados conteúdos de Cr e Sr, considerando os valores médios para rochas similares (cerca de 500 ppm de Cr e 460 ppm de Sr). Sendo as rochas pertencentes ao Membro Rodeio Velho, basaltos com minerais ferromagnesianos, já se espera que o conteúdo desses elementos, principalmente de Cr, seja alto. Tendo em vista que estas rochas estão muito alteradas, pode-se propor que os elementos Cr e Sr que estavam na estrutura cristalina dos silicatos e/ou óxidos não foram removidos durante os processos de alteração e, de maneira oposta, pode ter ocorrido um aporte de Cr e Sr durante as etapas hidrotermais.

A amostra 233_255,18, identificada na descrição petrográfica como sendo uma rocha sedimentar, pode corresponder à mesma rocha vulcânica das outras amostras do testemunho de sondagem, possivelmente tendo sofrido maior efeito da alteração hidrotermal, não restando nenhuma feição ígnea característica. Os cristais de feldspato potássico e piroxênio identificados nas outras amostras podem ter sido completamente solubilizados por serem relativamente instáveis e, como resultado, restou apenas os minerais de alteração encontrados na difração de raios X. O quartzo poderia então se enquadrar como mineralogia primária, tendo sido enriquecido após os processos hidrotermais. A proporção alta de K_2O na amostra pode ser explicada pela presença de illita como mineral de alteração. A ausência de plagioclásio nessa amostra leva sua classificação química para o campo das rochas ácidas, diferindo das demais, sendo enquadrada então como um dacito. Essa classificação pode se dar de forma errada, já que as amostras 233_258,79 e 233_259,88 são classificadas geoquimicamente como rochas mais básicas.

As rochas amostradas do testemunho de sondagem, por estarem associadas aos ritmitos do Alogrupo Santa Bárbara, podem equivaler à sequência félsica do

vulcanismo Acampamento Velho, o qual é caracterizado por magmatismo bimodal, com andesitos e andesitos basálticos na porção inferior e riolitos e rochas piroclásticas na porção superior. Assim sendo, as rochas analisadas podem se enquadrar na porção superior da unidade, carecendo de maiores estudos químicos para confirmação. Todo o pacote vulcano-sedimentar que engloba o Alogrupo Santa Bárbara é afetado pela mesma alteração, atrelada ao hidrotermalismo mineralizante que atua na região. Acredita-se então que as mineralizações da região estão associadas a remobilização de elementos por fluidos hidrotermais por meio de falhas e fraturas (controle estrutural), cuja fonte termal pode estar relacionada ou não ao vulcanismo Rodeio Velho. Contudo, este trabalho sugere que o episódio magmático gerador das rochas do Membro Rodeio Velho não possui metais para fornecer, deixando em aberto a questão acerca da fonte dos metais. A continuidade do estudo deve então dar enfoque às amostras de subsuperfície, a fim de buscar evidências da origem dos metais.

8. CONCLUSÕES

A partir da interpretação dos resultados obtidos com as químicas realizadas nas amostras coletadas, tanto em superfície quanto no testemunho de sondagem cedido pela *Nexa Resources*, foi possível concluir que:

- 1) As amostras coletadas em superfície correspondem, com exceção da amostra TM-10-C, à basaltos alcalinos do Membro Rodeio Velho e seriam, segundo a bibliografia, relacionadas às mineralizações da região. Contudo, não são encontradas ocorrências significativas de mineralização associadas à esta litologia, seja nos afloramentos, seja na química mineral, não podendo então associar as rochas do Membro Rodeio Velho à fonte dos metais. Contudo, não se descarta a hipótese de que poderiam corresponder à fonte termal do hidrotermalismo associado às mineralizações.
- 2) As amostras coletadas em subsuperfície não pertencem à mesma unidade que as amostras coletadas em superfície, sendo possível que as rochas vulcânicas amostradas do testemunho de sondagem BRSMSMDD0233 sejam classificadas como riolitos da Formação Acampamento Velho. Essa litologia está diretamente relacionada às mineralizações de Cu, Pb e Zn, produto da alteração hidrotermal que afeta o pacote vulcano-sedimentar do Alogrupo Santa Bárbara.
- 3) A amostra 233_255,18 possivelmente pertence à mesma litologia das amostras 233_258,79 e 233_259,88, porém pode ter sido exposta à maior alteração hidrotermal, tornando difícil a identificação da sua mineralogia primária.

9. REFERÊNCIAS

- Almeida, D. P. M. *et al.* 2000. Petrography and Geochemistry of the Volcanic Rocks of the Rodeio Velho Member, Ordovician of the Camaqua Basin, (RS, Brazil): Preliminary Results. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4): 763-768.
- Almeida, D. P. M. *et al.* 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro Do Bugio, Perau and Serra De Santa Bárbara (Caçapava Do Sul, Rio Grande Do Sul, RS - Brazil). *Gondwana Research*, 5(3): 721-733.
- Almeida, D. P. M., Chemale Jr., F. & Machado, A. 2012. Late to post-orogenic Brasiliano-Pan-African volcano-sedimentary basins in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *Petrology—New Perspectives and Applications*, 5: 73-105.
- Borba, A. W. D. 2006. *Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. Porto Alegre, 121 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *In*: Holz, M. & De Ros, L. F. *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.
- Deer, W., Howie, R. & Zussman, J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. London, Longman Scientific and Technology, 396p.
- Driemeyer, D. 2018. *Estudo da zonação vertical da alteração hidrotermal e mineralizações associadas na área do Depósito Santa Maria-Minas do Camaquã, RS*. Porto Alegre, 140p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Garcia, F. P. 2017. *Avaliação da Potencialidade Metalogenética do Cinturão Dom Feliciano Leste do Rio Grande do Sul por meio da prospecção geoquímica*. Porto Alegre, 80p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gomes, C. B., Formoso, M. L. L., Trescases, J. J. & Dutra, C. V. 1984. *Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia*. São Paulo, Edgard Blucher, 218p.

- Hartmann, L.; Santos, J. & McNaughton, N. 2008. Detrital zircon U-Pb age data, and Precambrian provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, Southern Brazilian Shield. *International Geology Review*, 50: 364–374.
- Irvine, T. N. J. & Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5): 523-548.
- Janikian, L., de Almeida, R. P., Fragoso-Cesar, A. R. S., de Souza Martins, V. T., Dantas, E. L., Tohver, E., ... & D'Agrella-Filho, M. S. 2012. Ages (U–Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 21(2-3): 466-482.
- Janoušek, V., Farrow, C. M. & Erban, V. 2006. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6): 1255-1259.
- Klein, C. & Dutrow, B. 2012. *Manual de ciência dos minerais*. Tradução e revisão técnica: Rualdo Menegat. Porto Alegre, Bookman Editora, 716p.
- Laux, J. H., Lindenmayer, Z. G., Teixeira, J. B. G. & Neto, A. B. 2005. Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, 26(1-2): 71-89.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3): 745-750.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B. & Bateman, P. 2005. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 237p.
- Lima, E. F. & Nardi, L. V. S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(1): 67-77.
- Lima, E. F., Wildner, W., Lopes, R. C., Sander, A. & Sommer, C. A. 1995. Vulcanismo Neoproterozóico associado as bacias do Camaquã e Santa Bárbara–RS: Uma

revisão. *SBG/Núcleo RS, VI Simp. Sul-Brasileiro de Geologia/ I Encontro de Geologia do Cone Sul, Boletim de Resumos Expandidos*, 197-199.

Lima, L. 1998. *A Mina Uruguai e Jazida Santa Maria – Distrito Mineiro de Camaquã (RS): Um Estudo petrológico, geoquímico e geotermométrico*. São Leopoldo, 109p. Dissertação de Mestrado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos.

Lima, L.; Almeida, D. del P.M.; Collao, S. 2001. El distrito Minero de Camaquã: Um ejemplo de mineralizaciones tipo epi-mesotermiales alojadas em rocas sedimentarias. *Acta Geologica Leopoldensia*, 23(51): 85-102.

Lindgren, W. 1913. *Mineral Deposits*. McGraw-Hill Book Company, Incorporated, 930p.

Paim, P. S. G.; Chemale Jr., F. & Lopes, R. D. C. 2000. A bacia do Camaquã. *In: Holz, M. & De Ros, L. F. Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 231-274.

Paim, P. S. G. 2002. Minas do Camaquã, RS. Marco da história da mineração de cobre no Brasil. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Brasília: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM)/Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP)*, 501-510.

Paim, P. S. G., Chemale Jr., F. & Wildner, W. 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, 36(3): 183-193.

Remus, M. V. D., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J. & Fletcher, I. R. 1999. SHRIMP U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. *Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados*, 1(1999): 83.

Remus, M. V. D., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Groves, D. I. & Reischl, J. L. 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Research*, 3(2): 155-174.

Ribeiro, M. & Fantinel, L. M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica*, 5(1).

Sillitoe, R. H. & Hedenquist, J. W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings,

ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Special Publication-Society of Economic Geologists*, 10: 315-343.

Sommer, C. A., de Lima, E. F., Pierosan, R. & Machado, A. 2011. Reognimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(3): 420-435.

Travassos, R.P.; Dantas, E.L.; Boniatti, J.H.; Fruchting, A.; Lago, S.B.; Tomazoni Neto, F. & Freitas, R.F. 2014. Aeromagnetometria aplicada na interpretação estrutural regional do Escudo Sul-Rio-Grandense, RS. *In: VI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA*, 4., 2014, Porto Alegre. Anais, SBGf, Porto Alegre/RS, v. 1, p. 1-5.

White, N. C. & Hedenquist, J. W. 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *SEG Newsletter*, 23(1): 9-13.

Wood, D. A. 1980. The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and planetary science letters*, 50(1): 11-30.

APÊNDICE A – Difratoformas de Raios X

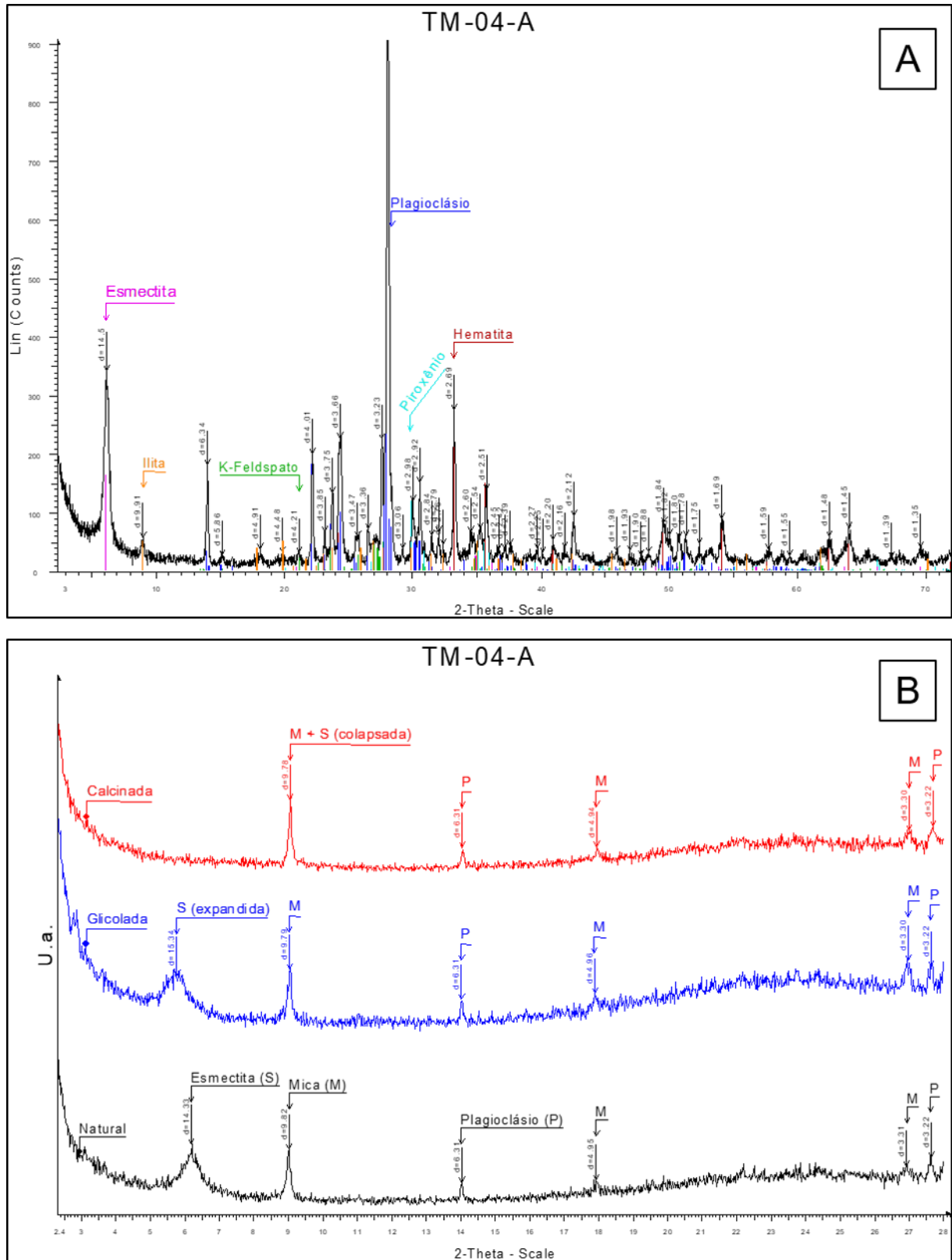


Figura A - 1. Difratoformas referentes à amostra TM-04-A. Em “A”, o difratograma de rocha total, identificando plagioclásio, piroxênio, feldspato potássico, hematita, nontronita e ilita e, em “B”, a análise da fração orientada, identificando esmectita, mica e plagioclásio.

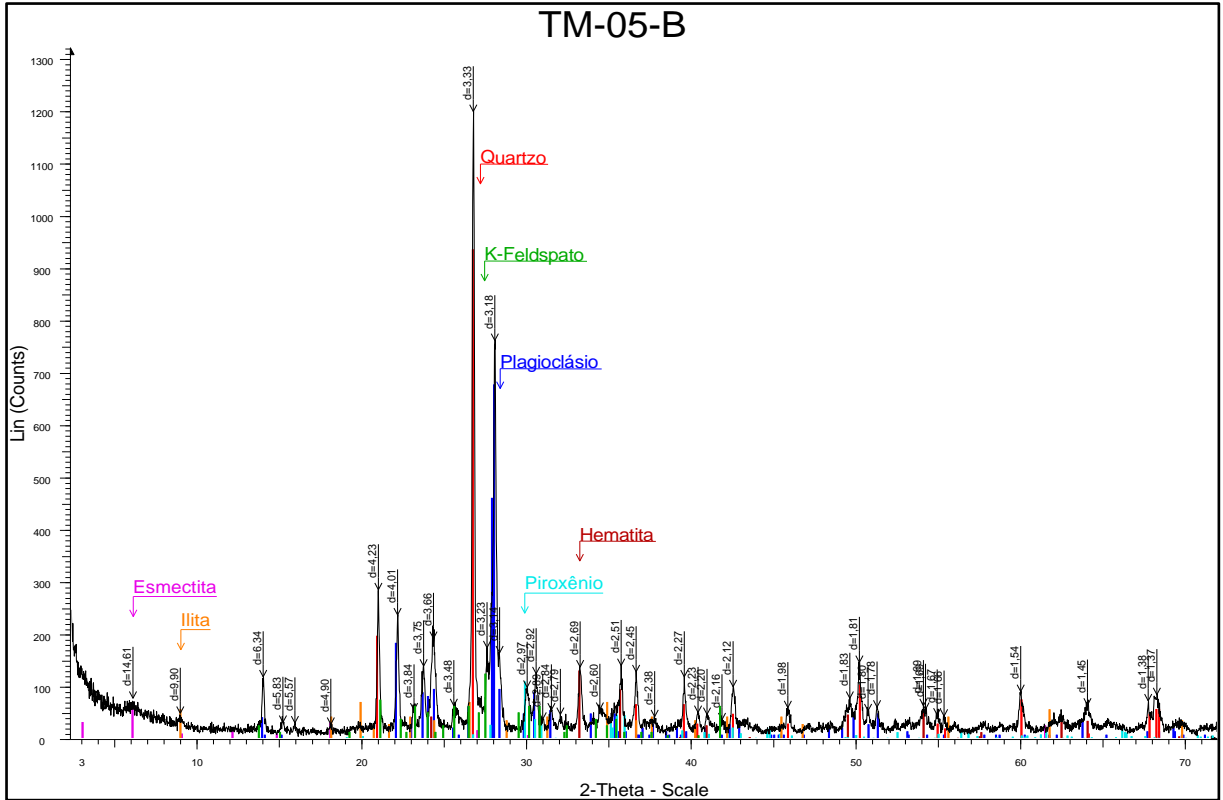


Figura A - 2. Difratograma referente à amostra TM-05-B, identificando quartzo, plagioclásio, piroxênio, feldspato potássico, hematita, montmorilonita e ilita.

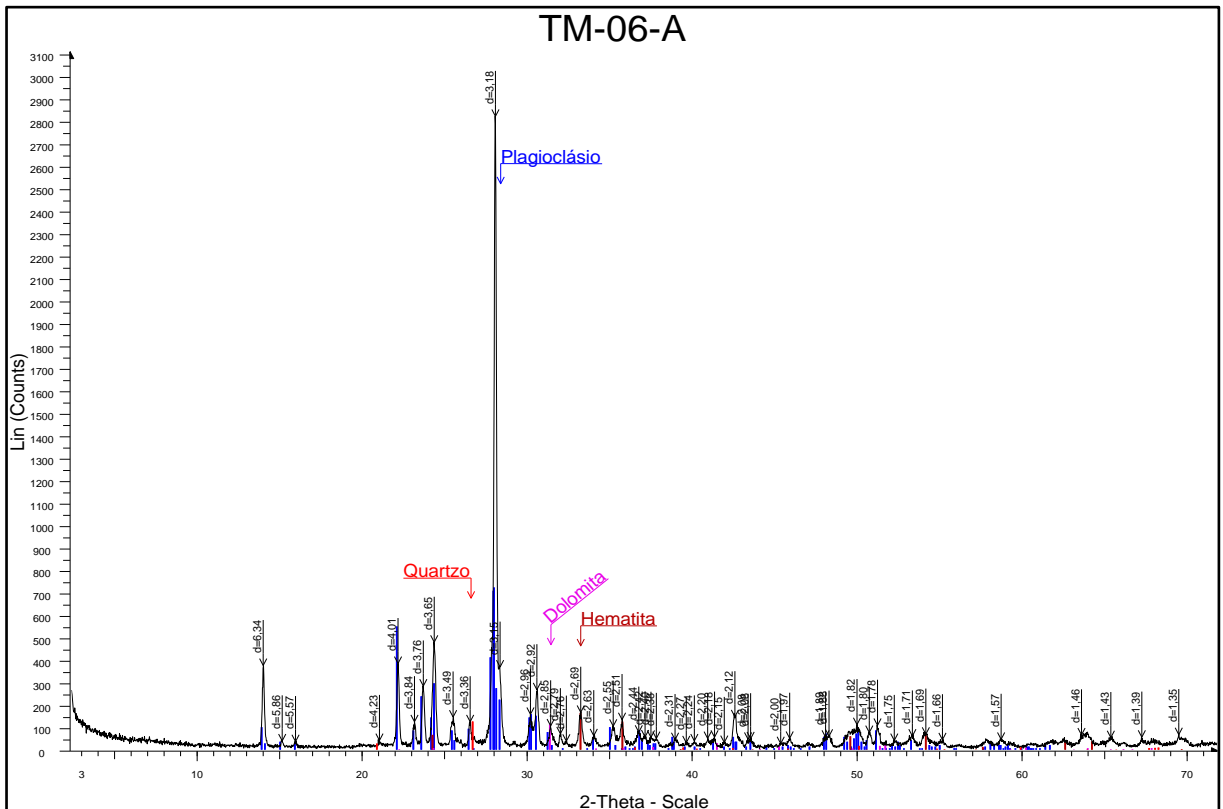


Figura A - 3. Difratograma da amostra TM-06-A, identificando plagioclásio, quartzo, dolomita e hematita.

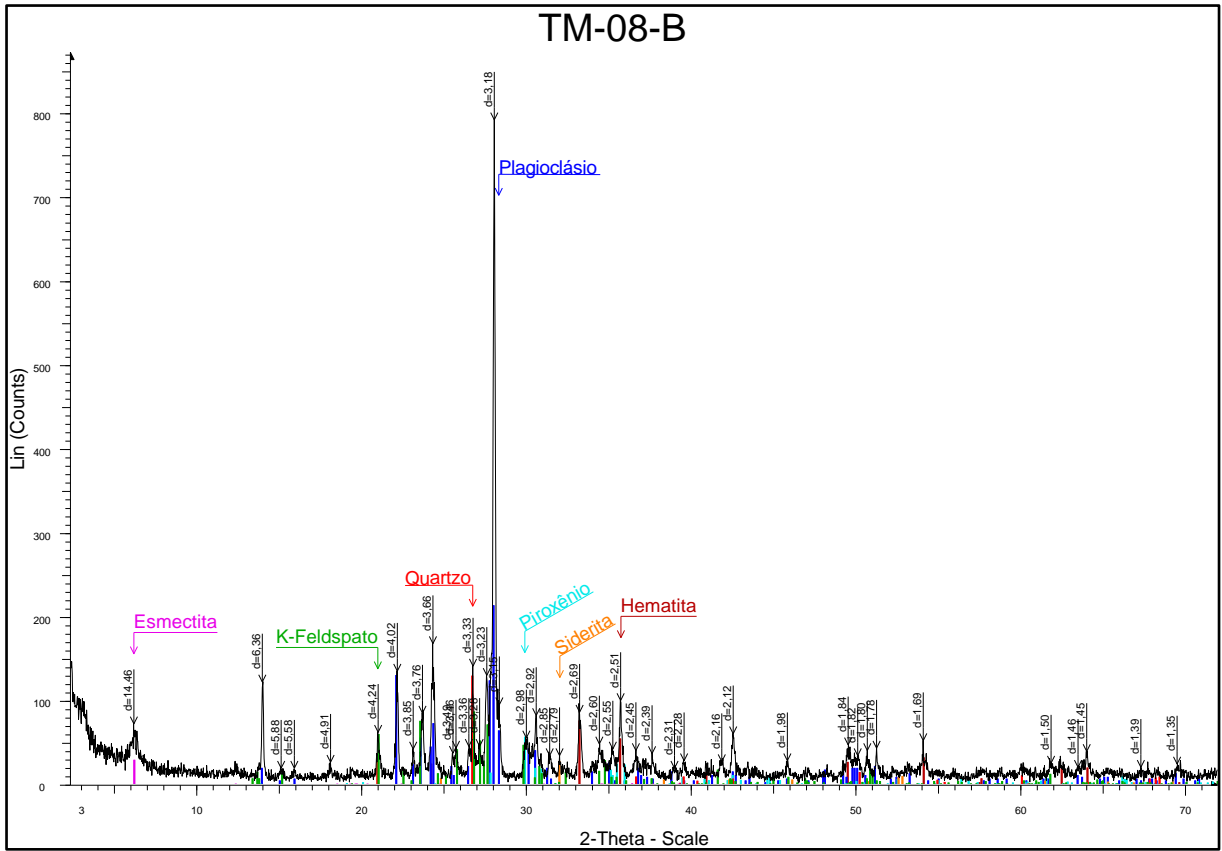


Figura A - 4. Difratoograma da amostra TM-08-B, identificando plagioclásio, piroxênio, quartzo, siderita, feldspato potássico, hematita e vermiculita.

APÊNDICE B – Análises por Fluorescência de Raios X

Tabela B - 1. Resultado das análises por fluorescência de raios X referente aos elementos maiores, estando representado pelo peso em óxidos. Elaborada pela autora.

	TM-03-D	TM-04-A	TM-05-B	TM-06-A	TM-07-A	TM-08-B	TM-10-C	233_ 255,18	233_ 258,79	233_ 259,88
SiO₂	44,96	50,09	65,09	60,26	41,26	53,85	52,9	63,07	42,46	38,8
Al₂O₃	14,32	14,62	11,72	17,15	14,22	13,08	13,56	4,74	12,76	12,85
TiO₂	2,66	2,88	1,85	2,31	2,12	2,36	1,18	0,89	2,65	2,84
Fe₂O₃	13,03	13,9	8,31	6,99	12,12	12,7	11,76	13,17	15,57	18,8
MnO	0,26	0,12	0,07	0,05	0,1	0,14	0,18	0,39	0,26	0,26
MgO	1,23	2,05	0,95	0,05	2,99	2,45	7,13	3,59	4,71	5,54
CaO	7,68	4,15	2,87	1,44	12,64	3,7	9,13	2,57	2,3	2,25
Na₂O	7,06	6,41	4,87	8,57	3,92	6,12	2,08	nd	nd	Nd
K₂O	1,46	2,08	1,68	0,71	1,48	2,21	1,13	2,21	7,12	7,19
P₂O₅	1,4	1,46	0,89	1,1	0,75	1,16	0,13	0,45	1,43	1,53
LOI	6,02	2,24	1,7	1,36	8,4	2,22	0,82	8,91	10,74	9,94
Total	100,08	100	100	99,99	100	99,99	100	99,99	100	100

Tabela B - 2. Resultado das análises por fluorescência de raios X, referente aos elementos traço, que se encontram dispostos em ppm. Elaborada pela autora.

	TM-03-D	TM-04-A	TM-05-B	TM-06-A	TM-07-A	TM-08-B	TM-10-C	233_ 255,18	233_ 258,79	233_ 259,88
V	182	255	142,7	173,9	170,2	203,6	315	111,3	235,2	261,5
Sn	1,7	1,5	3,1	1,2	0,1	0,4	4,5	3,5	Nd	1
Th	63,3	4,4	2,3	21,9	Nd	3,5	Nd	3294,8	6116,6	238,7
U	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd
Y	18,7	50,2	44,8	48,8	30,5	59,6	31	?	?	Nd
Pb	155,4	14,5	14,4	59,8	3,3	12,5	2,5	78.7.1	?	566,4
Ni	43	57,1	34	29,4	92	48,2	47	78,7	108	107,6
Cu	1,4	16,4	Nd	Nd	5,4	143,2	95,9	215,8	507,6	9,5
Sr	467,3	1012,5	370,4	299,1	725	447,5	218	43,4	56	63,8
Zr	333	314	361,8	501,9	176,8	314,6	102,1	651,9	1128,9	321,8
Zn	73,4	82,5	70,9	17,7	68,4	78,1	75,2	455	994,5	1372,6
Nb	31,5	29,5	27	34,4	19,4	28	10,2	109,6	202,1	27,1
Rb	18,1	45,9	40	17,9	29,2	43,6	42,3	61,1	167,2	190,8
Cr	96,5	87,2	61,7	69,7	118,7	82,7	113,5	133,3	176,7	222,4
Ba	1853,7	2953,6	781,9	64,8	1058,1	1265,1	176,1	7999,3	602,8	706,7

