

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

ANGELA RODIZES

CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DE ROCHAS VULCÂNICAS DA BACIA DE
CASTRO E SUAS CORRELAÇÕES COM AS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E
MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS

CURITIBA

2025

ANGELA RODIZES

CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DE ROCHAS VULCÂNICAS DA BACIA DE
CASTRO E SUAS CORRELAÇÕES COM AS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E
MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Exploratória, Linha de Pesquisa: Análise de Depósitos Minerais, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientadora Prof^a. Dr^a. Eleonora Maria Gouvea Vasconcellos

Coorientadora: Prof^a. Dr^a. Ariadne Borgo

CURITIBA

2025

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Rodizes, Angela

Caracterização petrológica de rochas vulcânicas da Bacia de Castro e suas correlações com as alterações hidrotermais e mineralizações associadas / Angela Rodizes. – Curitiba, 2025.

1 recurso on-line : PDF.

Dissertação (Dissertação) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientador: Eleonora Maria Gouvea Vasconcellos

Coorientador: Ariadne Borgo

1. Química mineralógica. 2. Rochas vulcânicas. 3. Alteração hidrotermal. 4. Petrologia . I. Universidade Federal do Paraná. II. Programa de Pós-Graduação em Geologia. III. Vasconcellos, Eleonora Maria Gouvea. IV. Borgo, Ariadne. V. Título.

Bibliotecário: Elias Barbosa da Silva CRB-9/1894

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **ANGELA RODIZES**, intitulada: **CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DE ROCHAS VULCÂNICAS DA BACIA DE CASTRO E SUAS CORRELAÇÕES COM AS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS**, sob orientação da Profa. Dra. ELEONORA MARIA GOUVÊA VASCONCELLOS, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestra está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 29 de Abril de 2025.

Assinatura Eletrônica

30/04/2025 08:23:28.0

ELEONORA MARIA GOUVÊA VASCONCELLOS

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

06/05/2025 16:24:03.0

CARLOS AUGUSTO SOMMER

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL)

Assinatura Eletrônica

29/04/2025 17:33:56.0

OTAVIO AUGUSTO BONI LICHT

Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal do Paraná (UFPR) e ao Programa de Pós-graduação em Geologia (PPGeol) pela oportunidade de cursar a graduação e mestrado em uma Universidade pública, gratuita e de qualidade, a qual vem mantendo a excelência acadêmica mesmo em tempos sombrios para a pesquisa e a ciência brasileira.

Às minhas orientadoras, professoras Eleonora e Ariadne, por toda paciência, dedicação e pelas inúmeras discussões sobre a Bacia de Castro. Agradeço também aos professores que tive durante minha graduação e no mestrado.

Agradeço ao Laboratório de Laminação (LAMIN), ao Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM) e ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (iLAMIR) pela disponibilização de equipamentos, infraestrutura e pelo apoio técnico prestado por suas equipes. Em especial à Prof^a. Anelize Bahniuk Rumbelsperger, ao Prof. Leonardo Fadel Cury e aos técnicos Guilherme, Ivan, Inaiara, Fran, Flávio e Rose.

Ao Centro de Microscopia Eletrônica (CME-UFPR), em especial a Juliana e Flávia por todo auxílio durante as minhas análises.

À equipe do Laboratório de Microsonda Eletrônica da UnB, em especial aos professores Nilson Francisquini Botelho e Federico Alberto Cuadros Jiménez e à Carolina Dalagassa pela ajuda e pela disponibilização dos equipamentos.

Aos colegas e amigos que a UFPR me trouxe, Leonardo, Robson, Camila, Flávia, Paulo, Gabriel e Cristian por facilitarem o caminho até aqui. E aos amigos que a vida me deu, Jorge, Júlia, Leonardo e Henrique.

RESUMO

A Bacia de Castro é uma bacia de idade ediacarana localizada no leste do estado do Paraná, preenchida por depósitos vulcanossedimentares pertencentes ao Grupo Castro. A leste, é delimitada por granitoides e complexos metamórficos pré-cambrianos e a oeste é recoberta por rochas sedimentares fanerozoicas pertencentes à Bacia do Paraná. O Grupo Castro possui associações de rochas ígneas vulcânicas efusivas ácidas e intermediárias e rochas vulcanoclásticas intercaladas a sequências sedimentares. A região hospeda mineralizações de ouro epitermal, citadas na literatura, e ocorrências de hematita, com características hidrotermais, além de outros metais base, como Zn e Pb. Este estudo teve como objetivo caracterizar a petrografia e geoquímica das rochas vulcânicas das formações Tronco e Tirania, analisando sua relação com os processos de alteração hidrotermal e a gênese das mineralizações metálicas associadas. Os métodos empregados incluem trabalhos de campo, análise petrográfica, análise geoquímica por espectrometria de fluorescência de raios X (FRX), análise mineral por difratometria de raios X (DRX) e microscopia eletrônica de varredura com espectroscopia de raios X por energia dispersiva (MEV-EDS). Adicionalmente, foram realizadas análises de microsonda eletrônica para química mineral e isótopos estáveis de C e O para investigar a evolução hidrotermal dos fluidos mineralizantes. As rochas intermediárias e ácidas das Formações Tronco e Tirania, respectivamente, apresentam assinaturas geoquímicas distintas, com andesitos de tendência toleítica e riolitos de tendência cálcio-alcálica. A variação geoquímica sugere eventos magmáticos independentes, sem magma parental comum, além de processos de diferenciação magmática e remobilização hidrotermal. Na Formação Tirania, a mineralização aurífera está associada a álcali-feldspato riolitos (Afr) em zonas de alteração argílica, predominantemente na forma de veios compostos por quartzo, illita e caulinita. Esses veios estão acompanhados por brechas polifásicas, que apresentam uma matriz de granulação fina, com cimentação por sílica preenchendo os espaços vazios e as fraturas. *Lithophysae* são associadas aos Afr, preenchidas por quartzo, calcedônia e argilominerais. Nos ignimbritos reomórficos da mesma formação, foram identificados dois tipos de brechas hidrotermais, com estrutura maciça e clasto-suportada. O primeiro tipo apresenta uma matriz composta por epidoto, carbonato, fluorita e quartzo, com a presença de hematita, pirita, calcopirita e albita. Essa paragênese também preenche amígdalas dos reoignimbritos. O segundo tipo, por sua vez, apresenta uma matriz composta por carbonato, hematita (especularita), quartzo e albita, com zeólita ocasionalmente. Localmente, são observados andradita e sulfetos, como galena, calcocita, pirita, esfalerita e digenita. O estudo aponta que a mineralização da Bacia de Castro se deve a múltiplos pulsos hidrotermais, com dois tipos principais de sistemas mineralizadores. O primeiro é um sistema epitermal de baixa sulfetação, com ouro concentrado em zonas de alteração argílica em veios de quartzo na Formação Tirania. A área associada aos reoignimbritos da Formação Tirania pode indicar a presença de um sistema epitermal de sulfetação intermediária, possivelmente relacionado a um sistema pórfiro com mineralização de metais-base. As assinaturas da pirita indicam características típicas de sistemas pórfiro com contribuição hidrotermal. Os dados obtidos reforçam o modelo de um sistema epitermal controlado por estruturas regionais, com influência magmática e forte interação com processos hidrotermais. Os resultados contribuem para a compreensão da evolução metalogenética da região e podem fornecer diretrizes para futuras explorações minerais.

Palavras-chave: depósitos epitermais, química mineral, ocorrência mineral, depósitos metálicos, processos mineralizantes.

ABSTRACT

The Castro Basin is an Ediacaran-age basin located in the eastern part of the state of Paraná, filled with volcanosedimentary deposits belonging to the Castro Group. To the east, it is bordered by granitoids and pre-Cambrian metamorphic complexes, while to the west, it is covered by Phanerozoic sedimentary rocks from the Paraná Basin. The Castro Group features associations of acid and intermediate effusive volcanic igneous rocks and volcanoclastic rocks intercalated with sedimentary sequences. The region hosts epithermal gold mineralizations, and occurrences of hematite with hydrothermal characteristics, as well as other base metals such as Zn and Pb. The aim of this study was to characterize the petrography and geochemistry of the volcanic rocks of the Tronco and Tirania formations, analyzing their relationship with hydrothermal alteration processes and the genesis of associated metallic mineralizations. The methods used included field work, petrographic analysis, geochemistry with X-ray fluorescence spectrometry (XRF) analysis, mineral analysis using X-ray diffractometry (XRD) and scanning electron microscopy with energy dispersive X-ray spectroscopy (SEM-EDS). Additionally, electron microprobe analyses for mineral chemistry and stable C and O isotopes were conducted to investigate the hydrothermal evolution of mineralizing fluids. The intermediate and acid rocks from the Tronco and Tirania formations, respectively, display distinct geochemical signatures, with tholeiitic trend andesites and calc-alkaline trend rhyolites. Geochemical variation suggests independent magmatic events, without a common parental magma, along with magmatic differentiation processes and hydrothermal remobilization. In the Tirania Formation, gold mineralization is associated with alkali-feldspar rhyolites (Afr) in argillic alteration zones, predominantly in the form of veins composed of quartz, illite, and kaolinite. These veins are accompanied by polyphasic breccias, which have a fine-grained matrix, with silica cement filling cavities and fractures. Lithophysae are associated with the Afr, filled with quartz, chalcedony, and clay minerals. In the reoignimbrites of the same formation, two types of hydrothermal breccias were identified, with massive and clast-supported structures. The first type has a matrix composed of epidote, carbonate, fluorite, and quartz, with the hematite, pyrite, chalcocopyrite, and albite. This paragenesis also fills the amygdales of the reoignimbrites. The second type, on the other hand, has a matrix composed of carbonate, hematite (specularite), quartz, and albite, with zeolite. Locally, andradite and sulfides, such as galena, chalcocite, pyrite, sphalerite, and digenite, occur. The study suggests that the mineralization in the Castro Basin results from multiple hydrothermal pulses, with two main types of mineralizing systems. The first is a low-sulfidation epithermal system, with gold concentrated in quartz veins in argillic alteration zones in the Tirania Formation. The area associated with the reoignimbrites of the Tirania Formation may indicate the presence of an intermediate-sulfidation epithermal system, possibly related to a porphyry system with base metal mineralization. The pyrite signatures in the area indicate typical characteristics of porphyry systems. The data reinforces the model of an epithermal system controlled by regional structures, with magmatic influence and strong interaction with hydrothermal processes. The results contribute to the understanding of the metallogenetic evolution of the region and might provide guidelines for future mineral exploration.

Keywords: epithermal deposits, mineral chemistry, mineral occurrence, metal deposits, mineralizing processes.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de localização da Bacia de Castro.	18
Figura 2.1 – Mapa esquemático do sistema de bacias do Ediacarano ao Cambriano do sudeste da América do Sul e principais divisões da Província da Mantiqueira do Sul. Adaptado de Almeida <i>et al.</i> , (2010). A Bacia de Castro está destacada em vermelho.	23
Figura 2.2 – Mapa geológico da Bacia de Castro (Teixeira & Gaucher (2004), compilado de Moro <i>et al.</i> (1994) e Bonacim <i>et al.</i> (1994).	27
Figura 2.3 – Mapa geológico da Bacia de Castro com destaque para as áreas potenciais de acordo com Mapa <i>et al.</i> (2019).	29
Figura 2.4 – Mapa dos direitos minerários da Bacia de Castro. Fonte: SIGMINE (2025).	31
Figura 2.5 – Classificação genética de erupções vulcânicas. Fonte: McPhie <i>et al.</i> (1993).	33
Figura 2.6 – Classificação de rochas piroclásticas polimodais baseada nas proporções de Bloco/ bomba, <i>lápili</i> e cinza segundo Fisher (1966).	40
Figura 2.7 – Representação dos mecanismos de brechação em depósitos hidrotermais e suas respectivas geometrias de brecha resultantes. As setas maiores indicam direção da propagação da falha e as setas menores indicam a direção de deslocamento das paredes de falha. Pf= pressão do fluido. Adaptado de Jébrak (1997).	41
Figura 2.8 – Modelo conceitual de depósitos pórfiro-epitermais. Adaptado de Hedenquist & Lowenstern (1994).	43
Figura 2.9 – Modelo conceitual dos tipos de alteração hidrotermal e mineralização associadas na Bacia de Castro. Fonte: Mapa <i>et al.</i> , 2019. Adaptado de Wilson & Tunningley (2013) e Buchanan (1981).	54
Figura 5.1 – a) Dobras de fluxo em reoignimbrito (em amarelo). b) Bandamento no reoignimbrito (em rosa).	95
Figura 5.2 – Preenchimento de fraturas. Em a) reoignimbrito vermelho arroxeadado com planos de fratura (em amarelo) e preenchimento de epidoto, b) reoignimbrito vermelho acastanhado com fraturas (em amarelo) e preenchimento por epidoto (Ep) e carbonato (Cb).	95

Figura 5.3 – Fotografias dos tipos de preenchimento de amígdalas em rochas das Formações Tirania (a-d) e Tronco (e-f). Em a) amígdala superior alongada preenchida por cristais euédricos romboédricos de calcita e anédricos de epidoto e fluorita; a inferior possui carbonato de cor marrom claro, podendo ser siderita, além de calcita, fluorita e epidoto anédricos, b) amígdala alongada com preenchimento por fluorita, calcita e carbonato, c) amígdalas preenchidas por carbonato e epidoto, d) ocorrência de bornita nas amígdalas, e) hematita maciça que preenche feições associadas à Falha de Castro, d) zeólita amarela de hábito acicular que é encontrada em zonas de alteração da Formação Tronco.96

Figura 5.4 – Amostras de mão de brechas tipo I e II. Em a) brecha com clastos de ignimbrito e porções acinzentadas com galena, b) detalhe dos sulfetos em a), c) brecha com clastos centimétricos de ignimbrito e cavidades preenchidas por carbonato placoide, d) brecha com clastos de ignimbritos e matriz composta por epidoto, fluorita, carbonato e granada (11-U), g) amostra de ignimbrito com feição de brechação (destacada em amarelo), f) amostra de mão (11-R) de brecha tipo II com preenchimento de carbonato e hematita.98

Figura 5.5 – Fotomicrografias de brechas tipo I. De a-d) são imagens da amostra 11-Q. Em a) fotomicrografia (NX) de carbonato, fluorita e opacos, b) Fotomicrografia da amostra em a) com N//. Nota-se a inclusão de sulfetos nos cristais de fluorita, c) fotomicrografia com NX onde observa-se a ocorrência de esfalerita e mineral opaco (sulfeto), d) fotomicrografia (N//) evidenciando a ocorrência de clorita com birrefringência azulada, e) fotomicrografia (NX) da amostra 11-K matriz da brecha. Nota-se que o epidoto cresce no sentido do preenchimento, f) fotomicrografia de luz refletida onde observam-se cristais subédricos de pirita, g) fotomicrografia de luz refletida evidenciando o intercrescimento dos sulfetos. Notar que na borda dos cristais de digenita (gn) forma-se bornita. A digenita oxida e isso causa embaçamento que deixa o mineral em tons de marrom, h) fotomicrografia de luz refletida onde observam-se figuras de arranque, típicos da galena.99

Figura 5.6 – Fotomicrografias de luz transmitida de brechas tipo II. Em a) fotomicrografia (N//) com cristais tabulares de hematita e carbonato anédrico, b) detalhe em vermelho da imagem C, onde observa-se a presença de fluorita,

zeólita e clorita, **c)** amostra 11-L (NX) onde observa-se clorita e feldspato potássico, **d)** detalhe dos cristais de clorita da amostra 11-L (NX). 100

Figura 5.7 – Brechas polifásicas. Em **a)** brecha polifásica da pilha de minério, com clastos de riolitos alterados e matriz composta por argilominerais e quartzo, **b)** Brecha polifásica mostrando clastos brechados, destacados em amarelo. 101

Figura 5.8 – Em **a)** observa-se veio de espessura centimétrica preenchido por carbonato (cb), calcopirita (ccpy) e pirita (py), **b)** exemplo de brecha polifásica da pilha de minério, com clastos de riolitos alterados (rlt) e matriz composta por argilominerais e quartzo, **c)** seção de corte sentido SW-NE do afloramento do veio de quartzo-calcidônia nas proximidades do Alvo Torre. O veio possui teor de ouro de cerca de 1,2g/t. A linha em branco e hachurada representa o limite das mineralizações em *stockwork* e a linha vermelha indica uma falha normal e subvertical sem teor de minério. Fonte: Antonelli (2020), **d)** veio de quartzo cujo centro é composto por quartzo criptocristalino, envolto por alternância de bandas de quartzo criptocristalino (de cor esbranquiçada) e quartzo com *comb texture*. 102

Figura 5.9 – Fotos macroscópicas de *lithophysae* (ltp) do afloramento P-13. Em **a)** Imagem mostrando o contato entre tufo (rocha esverdeada) e riolito (rocha alaranjada) da Formação Tirania, evidenciado pela diferença de cor das rochas e realçado na imagem pela linha tracejada amarela, **b)** e **c)** exemplos de *lithophysae* observadas em afloramento (linha destacada em vermelho) Notar variação na geometria e tamanho das ltp, **d)** imagem mostrando o interior da *lithophysae*, preenchida com quartzo ou argilominerais, **e)** Imagem exibindo riolito hidrotermalizado, uma rocha maciça, sem preservação do protólito (Amostra 13-C), **f)** Fotografia de uma brecha silicificada observada no mesmo contexto de ocorrência das ltp. A brecha é composta por fragmentos de riolito e a matriz é quartzosa (amostra 13-A). 104

Figura 5.10 – Difratomogramas de amostras com ocorrência de adulária. Em **a)** difratograma da amostra 11-B com picos de adulária (Ad), quartzo (Qz) e albita (Ab), **b)** Difrátograma da amostra 17-B com picos de adulária (Ad), quartzo (Qz) e jarosita (Jrs). 107

Figura 5.11 – Difrátograma da amostra 13-J exibindo os picos de Ilita (Ilt) e Caulinita (Kln). 108

Figura 5.12 – Difratoograma da amostra 11-E-2 com picos de Montmorilonita (Mnt) e illita (Illt).	109
Figura 5.13 – Difratoograma da amostra 17-B com picos de illita (Illt) e illita-Clorita (Illt-Chl).	109
Figura 5.14 – Difratoograma da amostra 1-P (veio mineralizado) com picos de illita (Illt) e caulinita (Kln).	110
Figura 5.15 – Imagens de MEV-EDS destacando a ocorrência de epidoto, quartzo e calcita, a) epidoto forma agregados anédricos muito finos, b) cristal de calcita placóide em meio a agregados de epidoto, c) cristais de calcita placóide em meio a agregados de epidoto, d) cristal de quartzo com hábito euédrico hexagonal, definido como quartzo beta.	111
Figura 5.16 – Em a) amostra de mão evidenciando clivagem característica da galena. Imagens de MEV-EDS de sulfetos: b) Fotografia de elétrons secundários com galena, calcopirita e esfalerita, c) cristais de pirita d) galena e esfalerita, e) amostra 11-Q, mostrando intercrescimento de galena e digenita, f) galena preenchendo fraturas em cristal de pirita (amostra 11-7).	112
Figura 5.17 – Imagens obtidas por MEV-EDS. Em a) cristais de hematita placóide recobrimdo cristais de andradita, b) cristal subédrico de andradita, c) textura superficial de corrosão em cristal de granada, d) cristal de andradita.	113
Figura 5.18 – Imagens de amostra do veio mineralizado do Alvo Torre obtidas por MEV-EDS. Em a) e b) nota-se a presença de quartzo, caulinita e illita, com impurezas de Fe.	114
Figura 5.19 –Diagrama ternário composicional Fe ³⁺ , Al, e Cr + Ti (Walters, 2022).	115
Figura 5.20 – Diagrama Ab-An-Or (Albita-Ortoclásio-Anortita) (Deer <i>et al.</i> , 1993), para feldspatos evidenciando a predominância da albita (Ab).	118
Figura 5.21 – Diagrama ternário Al–Mg–Fe de Zane & Weiss (1998). Amostras 11-7 e 11-8 são preenchimentos de fraturas, 11-Q é uma brecha tipo I e 11-L uma brecha tipo II.	119
Figura 5.22 – Silicificação em riolitos. Em a) amostra 07-A, porfirítica, maciça e de cor avermelhada, com fenocristais de microclínio e quartzo, b) amostra 03-A, porfirítica, maciça, rosa acinzentada, com fenocristais de quartzo e fraturamento moderado, com posterior preenchimento por quartzo,	123

- Figura 5.23** – Feições de silicificação. **a)** e **b)** Fotomicrografias (NX) da amostra 03-A. Detalhe em vermelho mostrando veio preenchido por quartzo. Notar que o veio tem granulometria maior que a matriz quartzo-feldspática, **c)** Amostra 26-A, (NX), com fenocristais de microclínio (mcc) e quartzo (qz), em matriz quartzo-feldspática (qz+ fsp), **d)** Detalhe de fenocristal de microclínio da amostra em C (NX) com macla e feições de alteração nas bordas do cristal. 124
- Figura 5.24** – Feições relacionadas a silicificação. Em **a)** Brechas com quartzo em textura *cockade*, **b)** rocha com aspecto brechado composta por clastos de AF-riolito e preenchimento de quartzo biterminado, **c)** brechas polifásicas silicificadas, **d)** *lithophysae* com interior geralmente preenchido por quartzo cristalino que são encontradas no contato de zonas de alteração argílica e silicificação, **e)** clastos de riolitos envoltos por quartzo com textura em pente e calcedônica (Chc), **f)** clastos de riolitos envoltos por quartzo alternado com argilominerais (caulinita) formando uma textura coloforme, **g)** quartzo com textura em pente associado a bandas botrioidas de calcedônia, de cor laranja rosado, **h)** quartzo euédrico com textura em pente. Notar que os cristais possuem alternância de um roxo muito claro para quartzo fumê. Amostras de e) a f) são do ponto P-28. 126
- Figura 5.25** – Alterações argílica e propilítica. Em a) preenchimento de amígdalas em riolitos da Formação Tirania gera halos de alteração laranja rosado, b) cloritização (Chl + Ep + Cb) gera um halo um pouco mais claro que a rocha encaixante, c) amostra 11-B, onde é observada adularia rosa claro e de hábito anédrico, associada a carbonato, fluorita, epidoto, clorita e hematita, preenchimento comum na matriz de brechas tipo II, d) amostra 1-P, de veio poroso relacionado ao Alvo Torre, composto por caulinita (Kln), Ilita (Ilt) e quartzo (Qz), e) amostra 17-B, f) Amostra 17-A. As amostras em e) e f) são alterações relacionadas a andesitos da Formação Tronco. 129
- Figura 5.26** – Mapa geológico com as áreas de mineralização. Geologia segundo Mapa *et al.* (2016) e veios auríferos segundo Marques (2023). 131
- Figura 5.27** – Diagrama Co/Sb-Se/As em cristais de pirita (modificado de Duran *et al.*, 2015). Os círculos amarelos representam as amostras da Bacia de Castro, enquanto as demais correspondem a dados utilizados pelo autor. 133

Figura 5.28 – Imagens das ocorrências da área do Domo do Iapó (Mapa *et al.*, 2016). Em **a**) zona rica em sulfetos e silicificada, contendo pirita (Py), arsenopirita (Apy), cinábrio (Ci) e ouro (Au), **b**) detalhe da amostra rica em sulfetos da fotografia a) destacando os sulfetos e uma partícula de ouro livre nas bordas da zona oxidada. 134

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Principais características dos sistemas epitermais. Fonte: Cooke & Simmons (2000); Hedenquist <i>et al.</i> (2000), Sillitoe & Hedenquist (2003) e Sillitoe (1993).	46
Tabela 2.2 – Principais assembleias minerais em sistemas epitermais de baixa sulfetação segundo Thompson & Thompson (1996).	50
Tabela 2.3 – Relação da alteração hidrotermal, mineral principal, assembleia mineral e composição aplicadas a rochas alteradas em sistemas pórfiro e epitermal proposta por Gifkins <i>et al.</i> (2005).	51
Tabela 2.4 – Relação dos argilominerais presentes em ambientes hidrotermais em função do tipo de alteração, minerais associados, pH e temperatura de formação. I/S= illita/ esmectita; C/S: clorita/ esmectita; B/V: biotita/ vermiculita. Adaptado de Fulignati (2020).	52
Tabela 3.1 – Principais argilominerais e seus respectivos d(001) em diferentes condições.	58
Tabela 5.1 – Teores médios, mínimos e máximos dos membros finais das análises em cristais de granada.	115
Tabela 5.2 – Teores médios, mínimos e máximo dos membros finais das análises em cristais de granada de acordo com Locock (2008). Membros finais em itálicos são hipotéticos.	116
Tabela 5.3 – Teores médios, mínimos e máximo dos membros finais Ab, An e Or das análises em cristais de plagioclásio.	117
Tabela 5.4 – Temperaturas de formação para cloritas calculadas a partir do geotermômetro proposto por Kranidiotis & MacLean (1987).	120
Tabela 5.5 – Relação das amostras analisadas por isótopos estáveis de C&O.	121

LISTA DE ABREVIações

amg	Amígdala
DRX	Difratometria de raios X
FRX	Fluorescência de raios X
Ed.	Edição
esf	Esferulito
ETR	Elementos Terras Raras
Gls	Vidro vulcânico
igb	Ignimbrito
iLAMIR	Instituto Laboratório de Análise de Minerais e Rochas
ltp	<i>Lithophysae</i>
LAMIN	Laboratório de Laminação
LAPEM	Laboratório de Pesquisa em Microscopia
NX	Nicois cruzados
N//	Nicois paralelos
p.	Página
ppm	Partes por milhão
rlt	Riolito
UFPR	Universidade Federal do Paraná

LISTA DE ABREVIÇÕES DE MINERAIS

(Warr, 2020; 2021)

Abreviação Mineral

Ab	Albita
Ad	Adulária
Adr	Andradita
fsp	Feldspato alcalino
Cal	Calcita
Cb	Carbonato
Cc	Calcocita
Chc	Calcedônia
Chl	Clorita
Ccpx	Calcopirita
Dg	Digenita
Ep	Epidoto
Fl	Fluorita
Gn	Galena
Hem	Hematita
Ill	Ilita
Kln	Caulinita
Mcc	Microclínio
Pl	Plagioclásio
Qz	Quartzo
Sp	Esfalerita
Zeol	Zeólita
Zrn	Zircão

SUMÁRIO

1. CAPÍTULO I	16
1.1 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	16
1.2 INTRODUÇÃO	16
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	17
1.4 OBJETIVOS	18
1.5 JUSTIFICATIVA	19
2. CAPÍTULO II — FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	20
2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO	20
2.1.1 Estratigrafia da Bacia de Castro.....	25
2.2 CONTEXTO EXPLORATÓRIO DA BACIA DE CASTRO	28
2.3 CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA DE ROCHAS VULCÂNICAS COERENTES E VULCANOCLÁSTICAS	32
2.3.1 Terminologia aplicada no estudo de depósitos vulcânicos.....	36
2.3.2 Classificação de rochas efusivas e vulcanoclásticas	39
2.4 BRECHAS EM AMBIENTE VULCÂNICO E HIDROTHERMAL	40
2.5 SISTEMAS EPITERMAIS	42
2.5.1 Alterações hidrotermais.....	48
2.5.2 Mineralização epitermal na Bacia de Castro	52
3. CAPÍTULO III — MATERIAIS E MÉTODOS	55
3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	55
3.2 GEOPROCESSAMENTO E PRODUÇÃO DE MAPAS	55
3.3 TRABALHOS DE CAMPO	55
3.4 ANÁLISE PETROGRÁFICA	55
3.5 GEOQUÍMICA	56
3.5.1 Fluorescência de raios X.....	56
3.6 QUÍMICA MINERAL	56
3.6.1 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com EDS (Espectroscopia por energia dispersiva).....	56
3.6.2 Microsonda Eletrônica (EPMA).....	57
3.7 DIFRATOMETRIA DE RAIOS X	57
3.8 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	59

3.8.1 Isótopos estáveis de C&O ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)	59
4. CAPÍTULO IV — RESULTADOS	60
5. CAPÍTULO V — METALOGÊNESE DA BACIA DE CASTRO.....	94
5.1 DESCRIÇÕES MACROSCÓPICAS E ANÁLISE PETROGRÁFICA	94
5.1.1 Preenchimento de amígdalas e fraturas	95
5.1.2 Brechas	97
5.1.3 Veios	101
5.1.4 Lithophysae	103
5.2 GEOQUÍMICA.....	105
5.2.1 Fluorescência de raios X.....	105
5.3 DIFRATOMETRIA DE RAIOS X (DRX)	105
5.4 QUÍMICA MINERAL.....	110
5.4.1 MEV-EDS	110
5.4.2 Microsonda Eletrônica	114
5.5 GEOTERMOMETRIA.....	120
5.6 ISÓTOPOS DE C&O	120
5.7 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS	122
5.7.1 Silicificação.....	123
5.7.2 Alteração propilítica	127
5.7.3 Alteração argílica.....	127
5.8 CLASSIFICAÇÃO DO SISTEMA MINERALIZADOR.....	130
6. CAPÍTULO VI — CONCLUSÃO	136
7. REFERÊNCIAS.....	138
APÊNDICE I – MATERIAL SUPLEMENTAR DO ARTIGO	147
APÊNDICE II – TABELAS REFERENTES AOS CAPÍTULOS I A III	149
APÊNDICE III – INFORMAÇÕES COMPLEMENTARES AO CAPÍTULO 5	154
APÊNDICE IV – DIFRATOGRAMAS.....	158
APÊNDICE V - QUÍMICA MINERAL (MICROSSONDA ELETRÔNICA).....	160

1. CAPÍTULO I

1.1 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A dissertação está estruturada em seis capítulos. A organização desta dissertação, que inclui parte dos resultados apresentada no formato de artigo científico (Capítulo IV), está em conformidade com as Normas Complementares 01/21 do Programa de Pós-Graduação em Geologia da UFPR (PPGEOL). A redação segue as orientações de estilo propostas por Jost & Brod (2005).

O **Capítulo I** - Introdução, apresenta o tema de pesquisa, a justificativa, os objetivos e o contexto geológico da área de estudo. O **Capítulo II** oferece uma visão geral abrangente das questões-chave pertinentes à pesquisa. No **Capítulo III**, o referencial teórico é estabelecido, detalhando os principais métodos empregados neste estudo: análise petrográfica, difratometria de raios X (DRX), fluorescência de raios X (FRX), microsonda eletrônica e microscopia eletrônica de varredura com espectroscopia de raios X por energia dispersiva (MEV-EDS), juntamente com as especificações das técnicas aplicadas. Os resultados da pesquisa são apresentados em dois capítulos. No **Capítulo IV**, que contém o artigo científico intitulado “**Caracterização petrográfica e geoquímica das formações Tronco e Tirania, Grupo Castro (PR)**” o qual será traduzido para inglês e submetido ao *Brazilian Journal of Geology* ou revista similar. No **Capítulo V**, são discutidos os resultados relacionados à metalogenia da Bacia de Castro, estruturados em um segundo artigo, atualmente em preparação, com previsão de submissão à *Ore Geology Reviews*. Por fim, o **Capítulo VI** sintetiza as principais conclusões deste estudo.

1.2 INTRODUÇÃO

A Bacia de Castro é uma bacia ediacarana, localizada na porção oeste do Cinturão Ribeira Meridional, caracterizado como uma faixa de dobramentos e empurrões de direção NE-SW, com cerca de 1.400 km de comprimento, localizado ao longo do sudeste do Brasil (Heilbron *et al.* 2004). A leste, a bacia é delimitada por granitoides e complexos metamórficos pré-cambrianos. À leste a delimitação é definida pela Falha de Castro, de direção NE-SW e aproximadamente 65 km de extensão, separando as unidades do Grupo Castro da Suíte Granítica Cunhaporanga. Na porção oeste, as unidades da bacia são limitadas por contato discordante com os

arenitos da Formação Furnas, da Bacia do Paraná. Guimarães (2000) descreve que a região tem predominância de magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio, representado pelas rochas da Suíte Intrusiva Cunhaporanga. Ocorrem granitoides neoproterozoicos do tipo-A, a exemplo dos granitos Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho (Guimarães, 1995).

Os depósitos auríferos descritos no Grupo Castro são classificados como epitermais de baixa sulfetação (Moro, 1993; Seoane 1999); depósitos em que o volume de sulfetos como mineral constituinte da rocha é menor do que 5% (Hedenquist *et al.*, 2000). Esses depósitos se formam em temperaturas entre 150-300°C e profundidades de 1-2 km a partir da superfície (White & Hedenquist, 1995). Ocorrem dois estilos principais de mineralização: alta sulfetação (*high-sulfidation*) e baixa sulfetação (*low sulfidation*), ambos tendo o ouro como principal metal. A diferença entre eles está nas características químicas dos fluidos hidrotermais, que determinam distintas paragêneses de alteração e mineralização. Segundo White & Hedenquist (1995), os depósitos de baixa sulfetação se formam em condições de pH neutras e ambiente redutor, enquanto os de alta sulfetação estão associados a fluidos ácidos e oxidantes.

As rochas que compõem as unidades vulcânicas do Grupo Castro, especialmente as formações Tronco, Aparição e Tirania, que hospedam as principais ocorrências auríferas, são afetadas por hidrotermalismo. As alterações são do tipo pervasivas, predominando argilização, silicificação, hematitização e sulfetação; ou fissural, onde predominam potassificação, cloritização e sericitização (Mapa *et al.*, 2019). A mineralização de Au está associada a veios de quartzo, controlados por falhas de baixo ângulo ou contatos litológicos com textura sacaroidal e substituição de carbonato por quartzo (Seoane, 1999), brechas silicificadas e zonas de alteração hidrotermal (Mapa *et al.*, 2019).

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Castro está localizada nos municípios de Castro, Piraí do Sul e Carambeí (Figura 1.1). A partir de Curitiba, a área pode ser acessada utilizando as rodovias PR-090, a PR-340 e a PR-151.

1.4 OBJETIVOS

Este trabalho visa compreender a correlação entre as litologias, tipos de alteração hidrotermal e os teores dos metais de interesse das rochas vulcânicas do Grupo Castro. Os estudos têm ênfase nas Formações Tronco e Tirania, pois estas unidades possuem as principais anomalias positivas para ouro e sua caracterização auxilia na definição de guias prospectivos para a exploração mineral em outras localidades da Bacia de Castro.

Além disso, é descrita a mineralogia das alterações hidrotermais, considerada uma ferramenta crucial para identificar a distribuição espacial de regiões mineralizadas. A análise da mineralogia das zonas de alteração e a correlação entre os diferentes tipos de alteração e a presença de metais de interesse (Au, Cu, Pb, Zn) são passos essenciais para alcançar os objetivos do estudo.

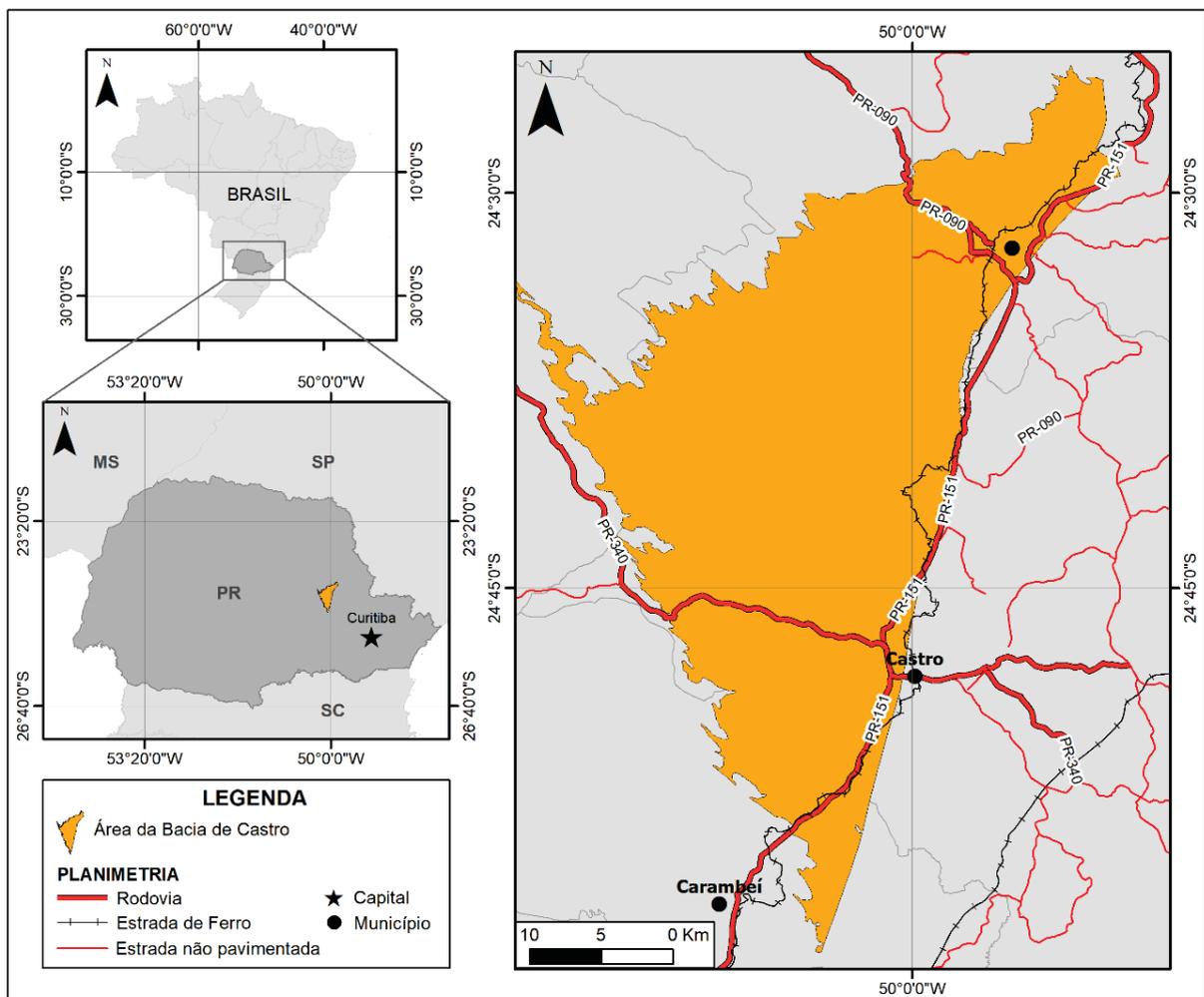


Figura 1.1 – Mapa de localização da Bacia de Castro.

1.5 JUSTIFICATIVA

A região da Bacia de Castro tem grande potencial para exploração de ouro e, subordinadamente, ferro. Os trabalhos realizados até o momento focam na descrição petrográfica e na identificação de teores anômalos que justifiquem atividades prospectivas.

A Bacia de Castro tem sido amplamente estudada nas últimas décadas, porém ainda existem divergências quanto à subclassificação do sistema epitermal e a correlação das rochas vulcânicas e das mineralizações polimetálicas.

Este trabalho contribui para a compreensão da origem e da relação genética das rochas vulcânicas das Formações Tronco e Tirania, além de fornecer subsídios para o entendimento dos processos metalogenéticos associados.

2. CAPÍTULO II — FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de Castro está localizada na porção extrema oeste do Escudo Paranaense, correspondendo a uma bacia extensional de antepaís, pós-brasiliiana, de idade Cambriana ($543 \pm 12\text{Ma}$, Cordani *et al.*, 1998 e $549,6 \pm 4,4\text{ Ma}$, Almeida *et al.*, 2010). Na sua porção leste, a bacia é circundada por granitoides e complexos metamórficos pré-cambrianos, enquanto a porção oeste é revestida por rochas sedimentares fanerozoicas da Bacia do Paraná. O embasamento é constituído por rochas metassedimentares do Grupo Itaiacoca (Supergrupo Açungui) e granitoides neoproterozoicos, estabelecendo contatos discordantes intrusivos (Moro, 1994; Seoane 1999; Marques 2023).

O Grupo Itaiacoca é constituído predominantemente por rochas de baixo grau metamórfico, destacando-se principalmente quartzitos de granulação fina, filitos quartzosos e mármore dolomíticos, com presença subordinada de mármore calcíticos (Almeida, 1957, Mapa *et al.*, 2019). No Grupo Itaiacoca, encontra-se o Distrito de Talco do Paraná, associado a mármore dolomíticos e formado em resposta aos processos de metamorfismo regional dinamotermal e hidrotermalismo (Loyola, 2003). Ademais, encontra-se no Grupo Itaiacoca um depósito de Pb-Zn-(Cu) denominado “Palmeirinha”, classificado na literatura como do tipo Mississippi Valley (Stevanato, 1998).

O Quartzito Serra das Pedras aflora na porção nordeste da Bacia de Castro e representa o embasamento mais antigo da área (Mapa *et al.*, 2019). Ele ocorre em contato com as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Cunhaporanga, de idade ediacarana, que contém xenólitos dessa unidade metamórfica. Esse contexto sugere uma idade mais antiga (Toniana) para o quartzito. Estruturalmente, o quartzito forma um alto (*horst*), destacando-se na topografia com um relevo positivo, em contraste com a unidade granítica adjacente, que não gera um relevo positivo significativo na região.

O Complexo Granítico Cunhaporanga é um batólito com área de aproximadamente 3.000 km^2 , formado por granitoides do tipo I cálcio-alcálicos e granitos do tipo A alaskíticos (Guimarães, 2000). Os granitos alaskíticos, classificados como álcali-feldspato granitos, incluem o Granito Joaquim Murtinho, localizado ao

norte, e o Granito Serra do Carambeí, localizado ao sul. Tanto o embasamento pré-cambriano quanto a própria Bacia de Castro são cobertos pela Bacia do Paraná, principalmente por arenitos devonianos da Formação Furnas (Mapa *et al.*, 2019). Todo esse conjunto de rochas é intersectado por uma série de diques cretáceos com orientação N50W, de composição básica e pertencentes ao Grupo Serra Geral que faz parte da Província Ígnea Paraná-Etendeka (Peate, 1997). Esse enxame de diques está associado a uma feição estrutural conhecida como Arco de Ponta Grossa (Ferreira, 1983).

A Falha de Castro tem mergulho alto de direção NNE e é paralela à foliação metamórfica do embasamento (Almeida *et al.*, 2010). As estruturas deformacionais que afetam a Bacia de Castro são muito similares às estruturas que afetam a bacia do Camaquã. A existência de depósitos de leques aluviais nas sucessões sedimentares sugere a presença de escarpas de falha (*fault scarps*) sinsedimentares ativas.

Os modelos geotectônicos propostos para a Bacia de Castro vinculam sua formação às movimentações laterais regionais, interpretando-a como uma *bacia pull-apart*, tardiamente pós-orogênica, com base na hipótese de interação e amalgamação de microplacas associadas ao Ciclo do Brasileiro (Fiori, 1990; Bonacim *et al.*, 1994; Campanha & Sadowski, 1999; Hasui, 2010). Nesse contexto, a Bacia de Castro é considerada como tendo se formado em um ambiente pós-colisional, durante um evento de transcorrência.

Almeida *et al.* (2010), com base em estudos realizados em bacias ediacaranas-cambrianas da Província Mantiqueira, propõem a ocorrência de um evento extensional que gerou um grande sistema de riftes no sudeste da América do Sul, desvinculado de movimentos transtensionais. Nesse cenário, a Bacia de Castro teria se formado sob um regime puramente distensivo-extensional. Esses autores descartam a distensão pós-colisional por colapso orogênico, argumentando que seria improvável a preservação de bacias extensionais espessas nessas situações. O mecanismo proposto envolve a ascensão da astenosfera, que teria provocado a distensão da litosfera, desvinculando totalmente o processo do espessamento crustal gerado no orógeno.

Os autores sugerem a existência de uma placa consolidada no Cinturão Ribeira, a partir da qual se iniciou o rifteamento e a formação de bacias extensionais

entre 600 e 530 Ma, período no qual também teriam sido gerados os granitos de tipologia A (como os granitos Joaquim Murtinho e Serra do Carambeí, entre outros). As transcorrências seriam atribuídas a eventos posteriores, que deformaram parte das bacias ediacaranas-cambrianas e alguns dos granitos de tipologia A. As estruturas deformacionais seriam associadas às inversões das bacias, vinculadas a um evento cambriano de compressão, com direção NW-SE. Além disso, os autores sugerem que a formação e evolução da Bacia de Castro estaria relacionada a outras bacias de idade similar, como a Bacia do Camaquã, no Rio Grande do Sul. Eles também afirmam que as bacias ediacaranas-cambrianas de menor dimensão, como Castro, Camarinha, Itajaí, Campo Alegre, entre outras, na Província Mantiqueira, seriam equivalentes à Bacia do Camaquã, que teria preservado o registro completo do Estágio de Transição.

O evento extensional estaria também diretamente relacionado à colocação dos granitos de tipologia A (como Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho), que, segundo os autores, seriam totalmente desvinculados da transcorrência, assim como a formação dessas bacias. A correlação entre os granitos de tipologia A e as rochas vulcânicas nas bacias ediacaranas-cambrianas é frequente (Almeida *et al.*, 2010), devido principalmente à composição, posicionamento e idade semelhantes. Para Prazeres Filho (2005), o estágio pós-colisional na porção central do Cinturão Ribeira teve início a partir de 590 Ma, quando foram gerados os corpos graníticos de tipologia A, originados de fontes crustais antigas, com cristalização ocorrendo em profundidades relativamente rasas, culminando em 540 Ma com o vulcanismo associado à evolução da Bacia de Castro. Assim, a discussão sobre a geração das bacias ediacaranas-cambrianas é, em essência, análoga à discussão sobre a colocação dos granitos de tipologia A.

A Bacia de Castro é uma das bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana (Figura 2.1), sendo a terceira maior delas (Almeida *et al.*, 2010). Estas bacias ocorrem nas imediações orientais da Bacia do Parnaíba, na Província da Borborema, e nas imediações oriental e meridional da Bacia do Paraná, nos setores Central e Meridional da Província Mantiqueira (Teixeira & Gaucher, 2004). Os principais exemplos dessas bacias são Camaquã (RS), Itajaí (SC), Castro (PR), Guaratubinha (PR) e Campo Alegre (SC) (Teixeira & Gaucher, 2004).

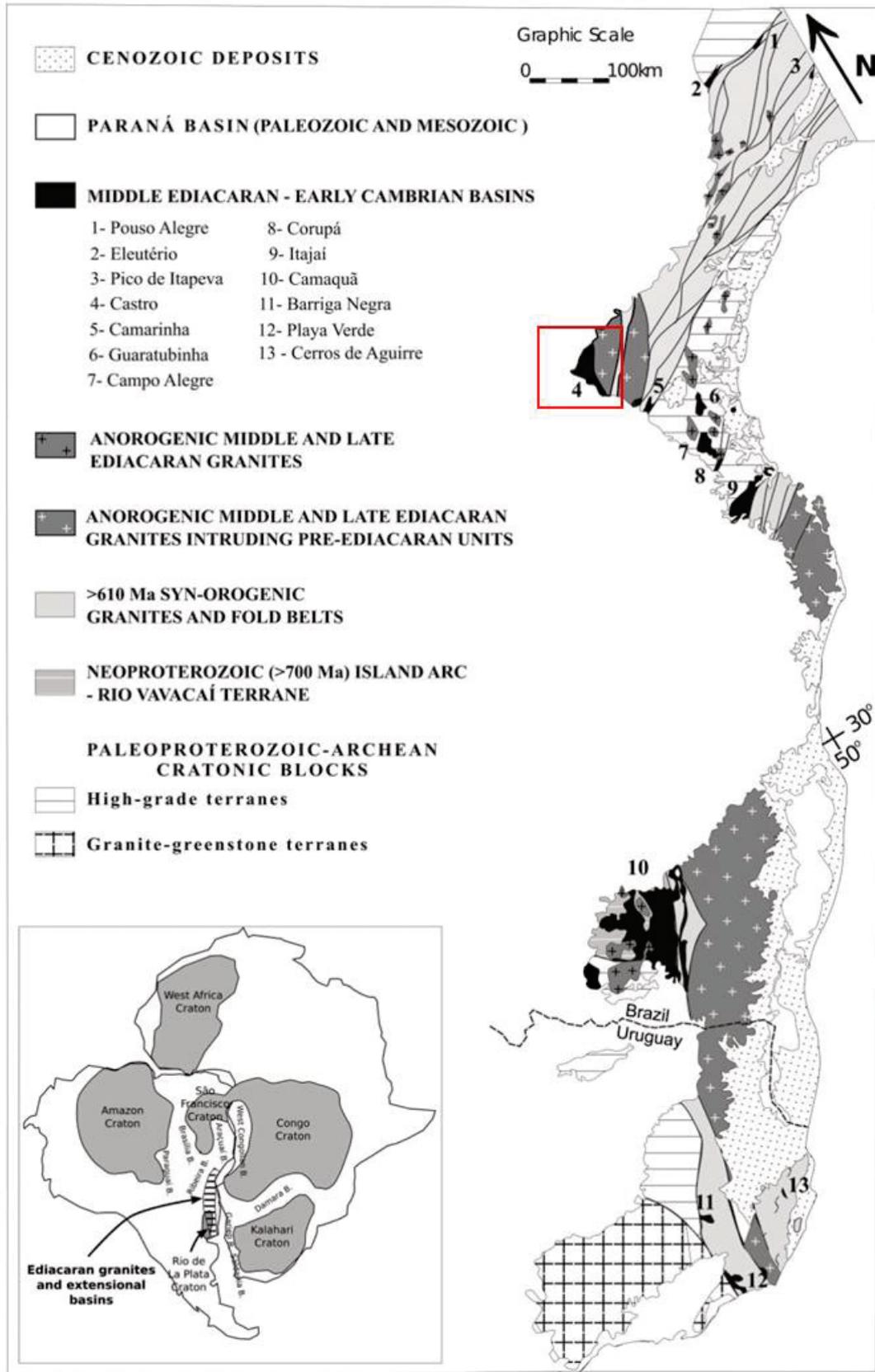


Figura 2.1 – Mapa esquemático do sistema de bacias do Ediacarano ao Cambriano do sudeste da América do Sul e principais divisões da Província da Mantiqueira do Sul. Adaptado de Almeida *et al.*, (2010). A Bacia de Castro está destacada em vermelho.

Almeida *et al.* (2010) definem que as bacias de transição foram formadas entre 605 e 530 Ma, registrando quatro períodos de atividade vulcânica: o primeiro de 605 a 580 Ma, o segundo há aproximadamente 575 Ma, o terceiro entre 550 a 545 Ma e o último em 535 Ma. Para os autores, duas fases principais de formação de bacias e de vulcanismo ativo são diferenciadas. A primeira é caracterizada por sucessões vulcanossedimentares espessas relacionadas a rochas vulcânicas básicas e intermediárias, com menor proporção de rochas ácidas. Esta fase está registrada nas bacias de Playa Verde, pertencente ao Cinturão Dom Feliciano, no Uruguai; Camaquã, Campo Alegre-Corupá e Guaratubinha. Todas estas bacias contêm rochas vulcânicas básicas a intermediárias com idades no intervalo de 605-580 Ma. A segunda é caracterizada por espessas sucessões siliciclásticas e eventos de vulcanismo ácido e seu registro pode ser observado em bacias uruguaias (*Barriga Negra* e *Cerros de Aguirre*) e as brasileiras Camaquã (RS), Itajaí (SC), Camarinha (PR), Castro (PR), Pico do Itapeva (SP), Eleutério (SP) e Pouso Alegre (MG). Nas bacias de *Cerros de Aguirre* e Camaquã ocorrem rochas vulcânicas ácidas com aproximadamente 570 Ma. Vulcanismo ácido com idades de aproximadamente 550 Ma é registrado nas bacias de Camaquã, Itajaí e Castro.

O magmatismo bimodal observado na Bacia de Castro é um fenômeno recorrente em províncias vulcânicas de diferentes idades (Neoproterozoico a Cenozóico). Na Bacia de Campo Alegre, o Grupo Campo Alegre representa o primeiro estágio vulcânico, caracterizado por um magmatismo bimodal e uma diversidade de rochas piroclásticas. Esse grupo foi subdividido em duas fases, separadas por episódios de vulcanismo explosivo. A primeira fase é marcada por atividade vulcânica máfica, enquanto a segunda corresponde à deposição de ignimbritos associados ao vulcanismo ácido, seguida por um segundo evento explosivo (Citroni, 1998; Citroni *et al.*, 2001).

Lino *et al.* (2023) propõem que as rochas vulcânicas das Bacias de Campo Alegre-Corupá evoluíram a partir de fusão parcial do manto litosférico enriquecido, com subsequente cristalização fracionada e, em menor grau, assimilação crustal, sob diferentes regimes tectônicos extensionais.

Barbosa (2015, 2018) afirma que os magmas intermediários e ácidos da Bacia do Guaratubinha não são cogenéticos, pois possuem fontes distintas e trajetórias evolutivas diferentes, com a formação das rochas intermediárias datada entre 580 e

593 Ma. A pesquisa conclui que a hipótese mais adequada para a gênese dessas rochas é a fusão e evolução a partir de fontes crustais paleoproterozoicas distintas.

A Bacia do Camaquã é interpretada como um importante locus deposicional, caracterizado pela sobreposição parcial ou total do registro das bacias individualizadas em termos tectônicos, termo-mecânicos e geocronológicos (Paim *et al.*, 2000). Sua evolução geológica é complexa e se estendeu por aproximadamente 100 milhões de anos. Matté *et al.* (2014) relatam a ocorrência de uma sequência vulcânica bimodal representados por rochas ácidas (ignimbritos e riolitos) associados a corpos intrusivos e lavas de composição básica e intermediária na Formação Acampamento Velho.

2.1.1 Estratigrafia da Bacia de Castro

A primeira proposta de estratigrafia para a Bacia de Castro foi definida por Trein & Fuck (1967), que dividem o Grupo Castro nas seguintes unidades:

- Sequência vulcânica intermediária: andesitos e intercalações pouco espessas de sedimentos epiclásticos. Os andesitos têm textura afanítica e amígdalas preenchidas por clorita, pistacita (variedade de epidoto de cor esverdeada) e specularita, com intercalações pouco espessas de grauvacas e tufos lapílicos;
- Sequência vulcânica ácida: riolitos e rochas piroclásticas ácidas associadas. Os riolitos têm textura afanítica, fenocristais de feldspato alcalino e quartzo hialino, amígdalas com preenchimento de ametista, fluorita e specularita. Subordinadamente possuem textura fluidal com orientação dos fenocristais, assim como intercalações com tufos lapílicos, aglomerados, ignimbritos e sedimentos finos;
- Sequência sedimentar: arcóseos, conglomerados, arenitos e siltitos. Possuem estratificação e marcas de ondulação preservadas.

Os autores colocam a sequência sedimentar intercalada entre dois eventos vulcânicos ácidos e a sequência intermediária ocupando o topo da unidade.

Arioli (1981) identificou a ocorrência de ignimbritos, tufos, sedimentos vulcanogênicos e terrígenos, além de sete domos riolíticos, os quais foram afetados pela tectônica rúptil, resultando no basculamento dos blocos, sem que houvesse dobramento ou metamorfismo associado.

Moro (1993) reestruturou a divisão de Trein & Fuck (1967), utilizando aspectos litológicos e relações estratigráficas observadas em campo para definir as fácies sedimentares e classificando o grupo da base para o topo, em:

- Associação Sedimentar Inferior: arenitos arcossianos, siltitos e lamitos de planície de inundação;
- Associação Sedimentar Superior: conglomerados polimíticos de leques aluviais;
- Associação Vulcânica Ácida: quartzolitos, brechas, tufos, ignimbritos; Associação Vulcânica Ácida II: riolitos;
- Associação Vulcânica Ácida-Intermediária: andesitos, tufos, ignimbritos e conglomerados subordinados.

Em seguida, os trabalhos de Bonacim *et al.* (1994) e Moro *et al.* (1994) (Figura 2.2), definem uma nova divisão em três associações, da base para o topo:

1. Associação Tronco: constituída por andesitos com intercalações de riolitos, tufos lapílicos, tufos cineríticos, ignimbritos e, subordinadamente, conglomerados.
2. Associação Pirai do Sul: essencialmente sedimentar. Ocorrem derrames andesíticos com lâminas milimétricas de cinzas vulcânicas andesíticas;
3. Associação Tirania: constituída por riolitos, quartzolitos, depósitos piroclásticos e conglomerados e arenitos.

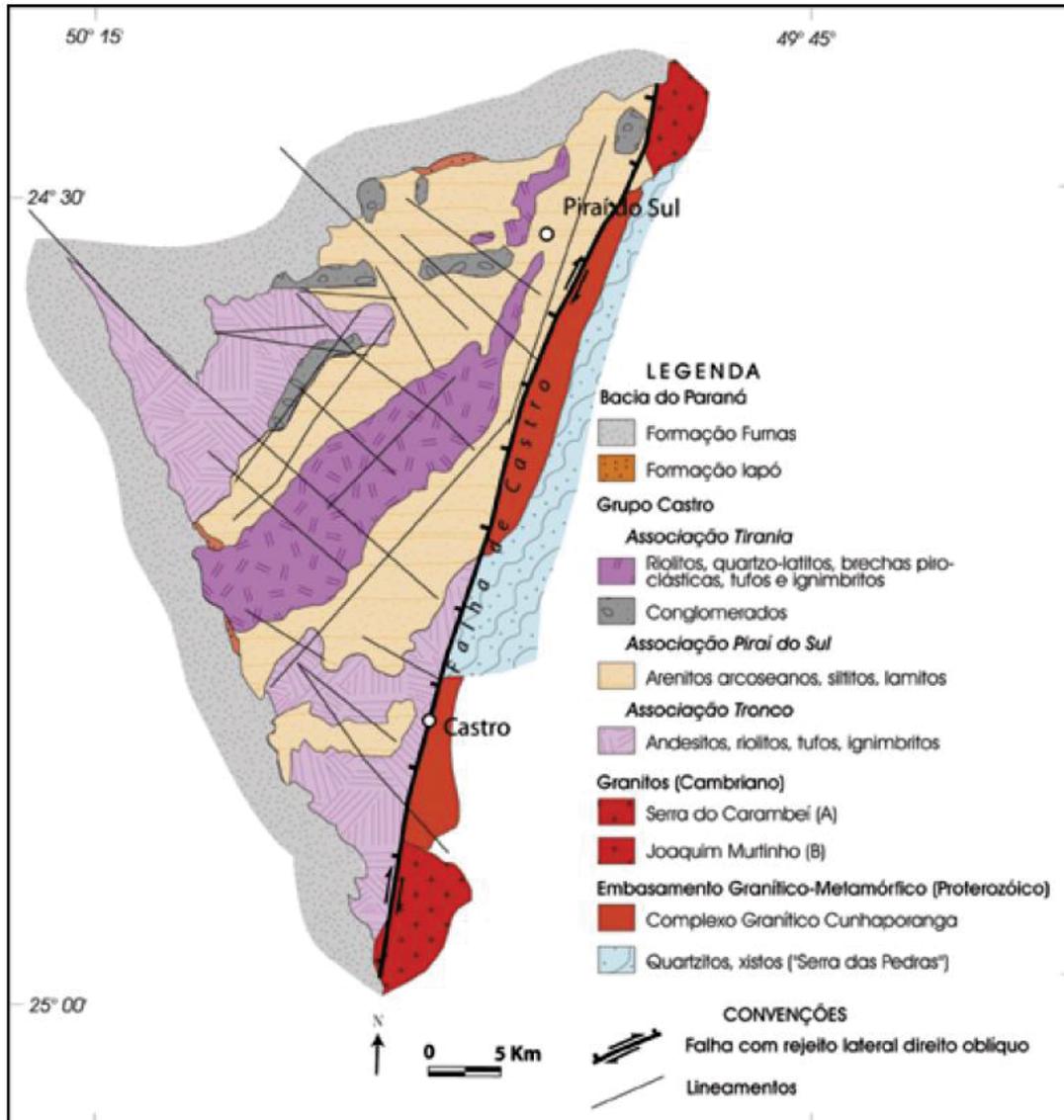


Figura 2.2 – Mapa geológico da Bacia de Castro (Teixeira & Gaucher (2004), compilado de Moro *et al.* (1994) e Bonacim *et al.* (1994).

Os trabalhos de Moro (1994); Moro *et al.*, (1993, 1994) divergem sobre a posição relativa das unidades litoestratigráficas e, com isso, a estratigrafia da Bacia também não é bem estabelecida devido aos intensos fraturamentos e compartimentação das sucessões expostas (Almeida *et al.*, 2010).

Bonacim *et al.* (1994) sugerem que a gênese da bacia estaria relacionada ao colapso do orógeno gerando uma bacia transtensional transcorrente. A ideia é corroborada pela presença de planos de fratura preenchidos por minerais hidrotermais em siltitos e lamitos inconsolidados. Almeida *et al.* (2010), Mapa *et al.* (2019) e Marques (2023) propõem que a bacia teria relação com um sistema de rifte, pois

observa-se a presença de rochas plutônicas e vulcânicas correlatas, indicativo de fusão simultânea da crosta e do manto.

Mapa *et al.* (2019) sugerem uma nova organização estratigráfica deste grupo em seis formações (Figura 2.2), sendo elas, da base para o topo:

- Formação Tronco: composta por andesitos com intercalações de riolitos, tufos e conglomerados subordinados;
- Formação Espalha Brasa: formada por arenito conglomerático e conglomerado polimítico;
- Formação Aparição: formada por rochas piroclásticas (tufos), siltitos e arenitos intercalados;
- Formação Tirania: composta por riolitos, quartzo-latitos, ignimbritos, tufos, brechas piroclásticas e conglomerados de leques aluviais;
- Formação Piraí-Mirim: compreende os depósitos epiclásticos, tendo como principais litotipos conglomerados e arenitos conglomeráticos;
- Formação Rio Piraí: composta por siltitos com laminação heterolítica.

Este trabalho usará a divisão e nomenclatura segundo a proposta de Mapa *et al.* (2019).

2.2 CONTEXTO EXPLORATÓRIO DA BACIA DE CASTRO

A Minerais do Paraná S.A (MINEROPAR) dimensionou a reserva do depósito Torre com 1,74 t de ouro com teor médio de 0,2 g/t (Piekarz & Lima 1999). Abreu *et al.* (2013), indicam potencial de 125-300 t de minério de Au com teor médio de 0,5g/t Au no mesmo local. No depósito São Daniel, Seoane (1999) descreve teores de Au de até 0,331 g/t em solo e 2,26 g/t em rocha, enquanto Abreu *et al.* (2013) citam Zonas de *Bonanza* com teores auríferos chegando a 42 g/t Au em argilas plásticas inconsolidadas (bentonitas). Ademais, existem ocorrências de outros metais na região, como ferro, cobre e zinco. Ocorrências de hematita hidrotermal, inicialmente descritas por Leonardos (1938), foram lavradas na região a partir do século XIX. Estas mineralizações estão principalmente relacionadas a zonas de falhas que foram submetidas a intenso fraturamento. Do início até meados do século XX, foram lavradas quatro pequenas pedreiras com minério de ferro associado a zonas de falha. A exploração foi realizada em corpos hematíticos impuros de formato aproximadamente tabular (Seoane, 1999). O cobre ocorre na forma de calcopirita e

malaquita em afloramentos do Alvo Tirania (Mapa *et al.*, 2019). Cruz (1991) relata que a região também possui potencial para exploração de bentonita; matéria-prima amplamente utilizada na indústria cerâmica.

Mapa *et al.* (2019) subdividem a Bacia de Castro em cinco alvos potenciais para prospecção de detalhe (Figura 2.3). Essas áreas são favoráveis à ocorrência de mineralizações auríferas, com base em características verificadas nos depósitos Torre (atualmente em exploração pela Verdau Mineração) e São Daniel. Esses atributos incluem a presença de veios e zonas silicificadas e/ou sulfetadas com halos de alteração associados a anomalias auríferas e anomalias gamaespectrometrias (principalmente de altos valores na razão eU/eTh e no parâmetro F).

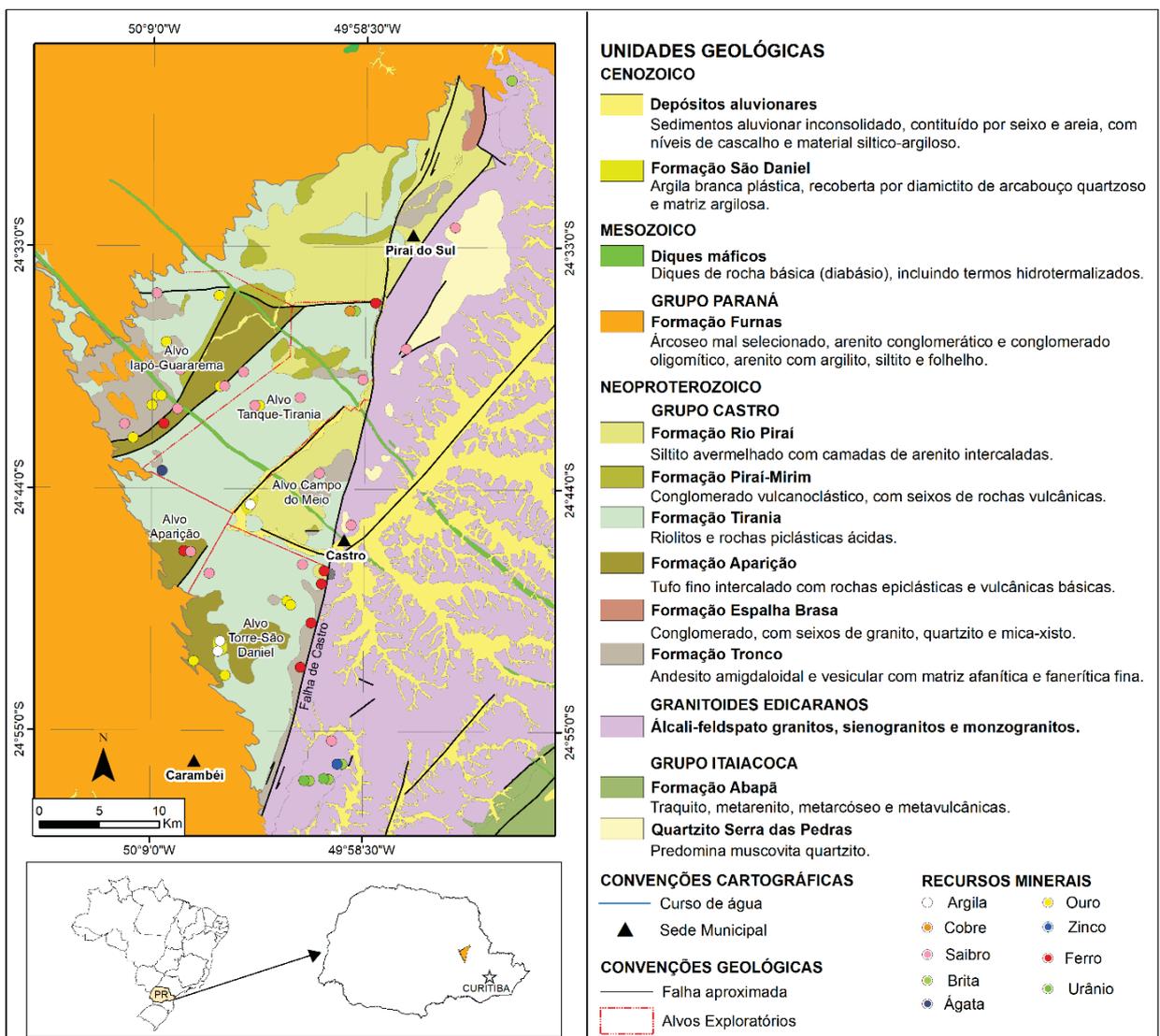


Figura 2.3 – Mapa geológico da Bacia de Castro com destaque para as áreas potenciais de acordo com Mapa *et al.* (2019).

Os autores individualizam os alvos da seguinte forma:

1. Alvo Torre-São Daniel: possui zonas com estruturas *stockwork* com veios e brechas silicificados, halos de alteração hidrotermal íltica-sericítica, anomalias de ouro em sedimentos de corrente (80 ppb Au), concentrado de bateia (9 pintas) e em rocha (1.060 ppb Au), além de anomalias geofísicas gamaespectométricas (K, eU/ eTh e pF anômalos) e magnetométricas (lineamentos E-W rasos), e recursos auríferos calculados (depósitos Torre e São Daniel).
2. Alvo Iapó-Guararema: possui zonas de estruturas *stockwork* com veios e brechas silicificados, associados à Falha do Rio Piraí Mirim, extensos halos de alteração hidrotermal íltica-sericítica, anomalias de ouro em sedimentos de corrente (61 ppb Au) e em rocha (84 ppb Au). São observadas anomalias gamaespectométricas (eU/eTh e pF) e magnetométricas (corpos profundos e lineamentos NE-SW rasos).
3. Alvo Lagoa-Tirania: possui zonas de estruturas *stockwork* com brechas silicificadas, extensos halos de alteração hidrotermal íltica-sericítica, anomalias de ouro em sedimentos de corrente (61 ppb Au) e rocha (22 ppb Au). São observadas anomalias gamaespectométricas (eU/eTh e pF) e magnetométricas (corpos profundos e lineamentos NE-SW rasos).
4. Alvo Campo do Meio: possui zonas de estruturas *stockwork* com brechas silicificadas, anomalias de ouro em sedimentos de corrente (11 ppb Au) e anomalias geofísicas gamaespectométricas (K e eU/eTh anômalos) e magnetométricas (corpos profundos e lineamentos N-S/NE-SW rasos);
5. Alvo Aparição: zonas de estruturas *stockwork* com brechas silicificadas, extensos halos de alteração hidrotermal íltica-sericítica e anomalias geofísicas gamaespectométricas (K e eU/eTh anômalos) e magnetométricas (corpos profundos e lineamentos N-S/NE-SW rasos).

Atualmente existem 49 direitos minerários requeridos para Minério de Ouro inseridos na Bacia de Castro (Figura 2.4). A empresa Verdau Mineração LTDA possui um processo minerário em fase de concessão de lavra na região denominada Alvo Torre, o qual já se encontra com as atividades e exploração iniciadas.

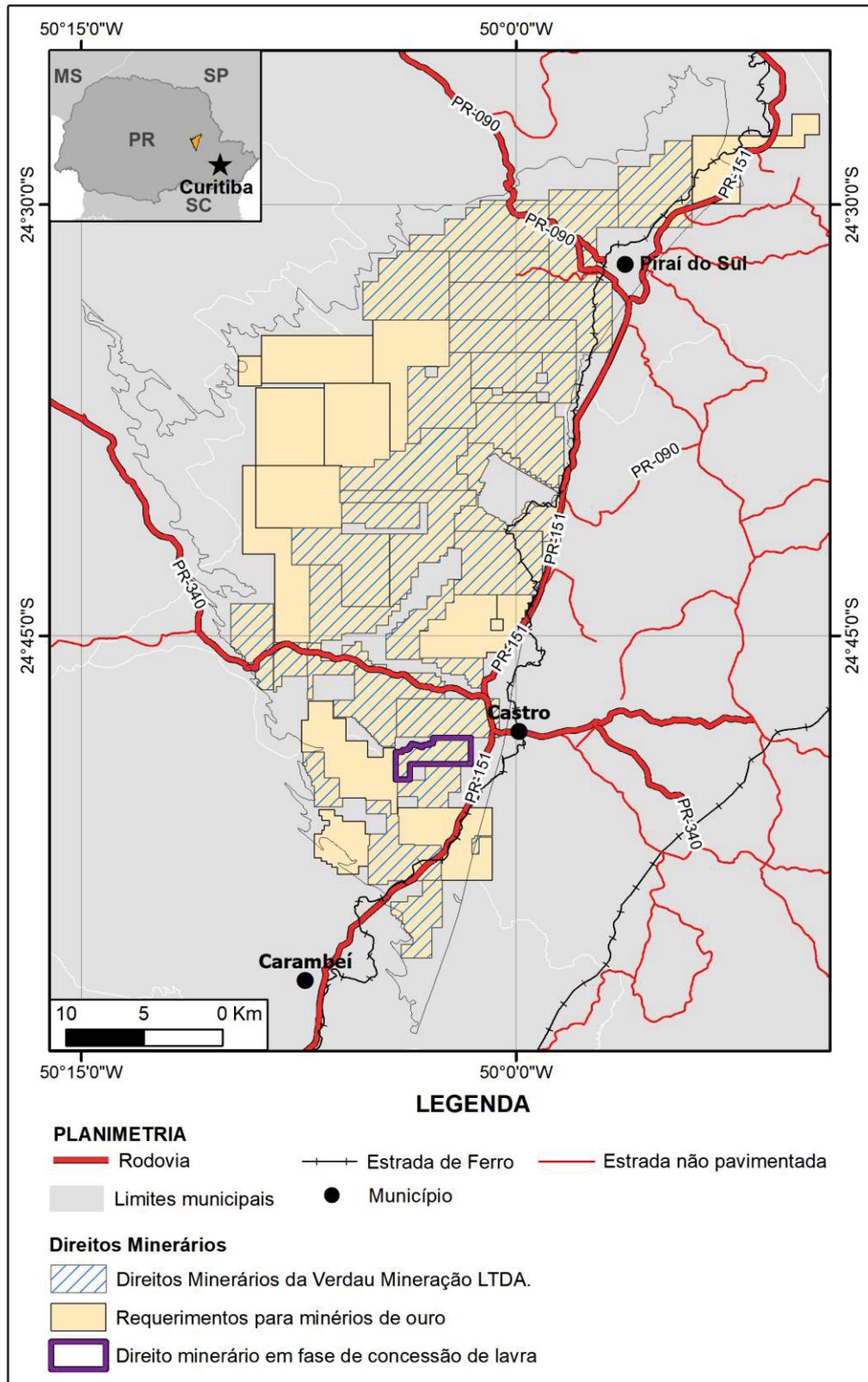


Figura 2.4 – Mapa dos direitos minerários da Bacia de Castro. Fonte: SIGMINE (2025).

As mineralizações auríferas da Bacia de Castro têm sido interpretadas como epitermais. Arioli & Morenton (1982) associam os centros de emissão vulcânica (domos riolíticos) e falhas com hidrotermalismo ao modelo de mineralizações epitermais de Au-Ag-Se-Te-Bi-Sb, caracterizadas por *stockworks* de sílica, adularia, alunita, limonita, montmorilonita e outros minerais. Seoane (1999) classifica essas mineralizações como epitermais de baixa sulfetação, devido à presença de minerais de ganga como calcedônia, illita, calcita e barita, além de sulfetos como cinábrio e arsenopirita. Biondi (2003) sugere que o ouro está associado a um ambiente epitermal de alta sulfetação, tipo venular e filoneano, diretamente relacionado às rochas vulcânicas, com base na ocorrência de alunita em fraturas do Grupo Castro. Arioli (2015 *apud* Mapa *et al.*, 2019) destaca que o ouro ocorre como teluretos. Mapa *et al.* (2019) sugerem a possibilidade de um sistema de maior profundidade crustal, provavelmente do tipo pórfiro-epitermal na área devido a ocorrências de minerais de cobre e zinco. Marques (2023) sugere a ocorrência de depósitos *intermediate-sulfidation* na região. O autor também menciona que a mineralização de hematita hidrotermal representa feições de baixa profundidade relacionados a possíveis sistemas do tipo IOA-IOCG. Por fim, o autor reconhece a Formação Aparição como uma fácies vulcanossedimentar intracaldeira e a possibilidade para depósitos de lítio.

2.3 CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA DE ROCHAS VULCÂNICAS COERENTES E VULCANOCLÁSTICAS

Os principais fatores que controlam o tipo de vulcanismo estão relacionados às características do magma, incluindo sua composição, teor e tipo de voláteis dissolvidos, presença de bolhas e cristais, além da temperatura (McPhie *et al.*, 1993). Esses fatores, em conjunto com as condições de pressão, influenciam diretamente a viscosidade do magma (Gill, 2010). A geometria do conduto vulcânico, a taxa de ascensão e extravasamento do magma e o ambiente em que ocorre a erupção (subaéreo ou subaquático) também desempenham um papel fundamental na definição do estilo eruptivo.

As manifestações vulcânicas podem originar diversos depósitos primários que são vinculados a dois estilos de erupção: efusivo e explosivo (Figura 2.5). As erupções explosivas ocorrem quando a descompressão do magma provoca a nucleação e dispersão de bolhas, resultando na fragmentação e ejeção do magma na

forma de piroclastos (McPhie *et al.*, 1993; Cashman & Scheu, 2015). As erupções efusivas acontecem quando o magma tem menor teor de voláteis ou quando sua baixa viscosidade permite que os gases se acumulem em bolsões, deslocando-se pelo conduto até a superfície sem provocar a fragmentação do magma.

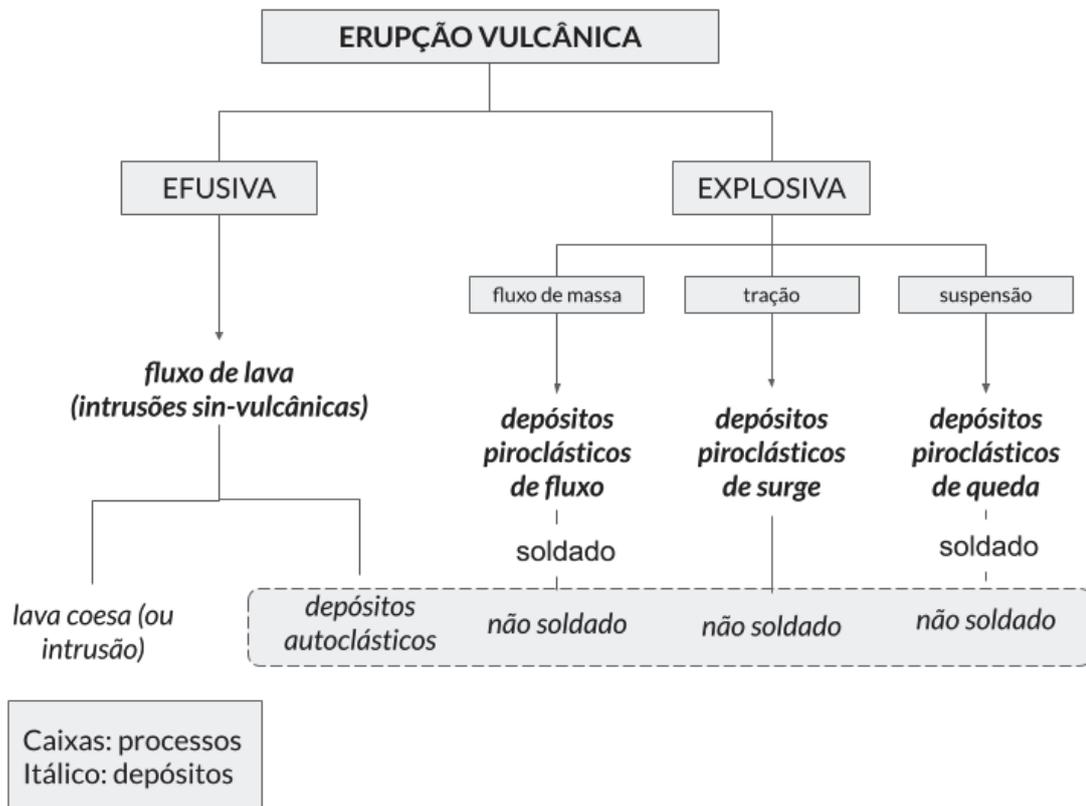


Figura 2.5 – Classificação genética de erupções vulcânicas. Fonte: McPhie *et al.* (1993).

As erupções efusivas geram como principais produtos derrames e domos de lava, enquanto as erupções explosivas geram depósitos piroclásticos com geometrias variadas (McPhie *et al.*, 1993). Quando ocorrem isoladamente, os processos efusivos e piroclásticos originam depósitos vulcânicos distintos, como derrames de lava ou depósitos de queda. No entanto, eles também podem se combinar na formação de edifícios vulcânicos mais complexos, como os estratovulcões. Esses são considerados produtos vulcânicos primários, enquanto os produtos secundários resultam da ressedimentação ou do retrabalhamento de partículas vulcânicas dos depósitos primários.

McPhie *et al.* (1993) dividiram texturalmente os produtos vulcânicos em duas categorias: vulcanoclásticos e coerentes. Os autores sugerem que fluxos coerentes

se processam quando não há qualquer fragmentação da lava. A classe dos vulcanoclásticos, formada por partículas vulcânicas, é subdividida em autoclásticos, piroclásticos, ressedimentados e sedimentares vulcanogênicos (epiclásticos).

De acordo com McPhie *et al.* (1993), os principais depósitos formados em ambientes vulcânicos são:

- Vulcanoclástico: termo descritivo aplicado para depósitos compostos predominantemente de partículas vulcânicas (Fisher, 1961), de qualquer forma e tamanho, não implicando nenhum processo de formação, transporte ou deposição. Podem ser divididos em quatro categorias principais:
- Autoclástico: depósito primário constituído de partículas (autoclastos) geradas por fragmentação não explosiva *in situ* de lavas ou magmas (autobrechação/fragmentação por resfriamento);
- Piroclástico: depósito primário formado por partículas (piroclastos), geradas por erupções explosivas e depositadas por processos vulcânicos primários (queda, fluxo, *surge*);
- Ressedimentado sin-eruptivo: depósito secundário formado a partir da rápida ressedimentação de piroclastos ou partículas autoclásticas, não modificadas texturalmente;
- Sedimentar vulcanogênico: agregado contendo partículas derivadas por erosão, a partir de depósitos vulcânicos pré-existentes e que não foram submetidos a um retrabalhamento significativo durante a deposição, e/ou que foram redepositados logo após a erupção.

Depósitos coerentes

Os depósitos relacionados ao vulcanismo efusivo são dominados por texturas coerentes. Segundo McPhee *et al.* (1993), as texturas vulcânicas coerentes resultam do resfriamento e solidificação da lava ou do magma. Elas são frequentemente marcadas por texturas porfíricas, caracterizadas pela presença de cristais euédricos bem distribuídos e com tamanhos uniformes. As texturas afíricas, afaníticas e totalmente vítreas também fazem parte dessa categoria. Algumas feições como vesículas, foliações de fluxo, esferulitos e *lithophysae* são comuns em depósitos coerentes, embora não sejam diagnósticas exclusivas, pois também podem ocorrer

em depósitos vulcanoclásticos. As texturas coerentes estão associadas principalmente a fluxos de lava e intrusões.

Depósitos vulcanoclásticos

Nas erupções explosivas é gerada uma grande variedade de depósitos particulados, geralmente depósitos de fluxo (*pyroclastic flow*), *surge* (*pyroclastic surge*) e queda (*pyroclastic fall*).

Os depósitos de *surge* são similares aos depósitos de fluxo piroclástico, mas representam misturas mais diluídas de fragmentos do que gases que não se movem lateralmente. Os depósitos epiclásticos são depósitos vulcânicos retrabalhados.

Os *lahars*, ou fluxo de detritos vulcânicos, são formados por massas de água e material rochoso misturados que se movimentam por influência da gravidade em encostas de vulcões.

A evolução térmica dos depósitos piroclásticos é o fator primário que controla a reologia da deformação secundária durante o transporte e deposição de correntes de densidade piroclásticas (PDC), influenciando processos como soldagem e reomorfismo (Giordano & Cas, 2021). A soldagem é definida como a adesão e compactação plástica de piroclastos quentes e pode ocorrer gradualmente durante a deposição de um ignimbrito (Quane *et al.*, 2009) ou após toda a colocação do depósito (Druitt, 1998). Reomorfismo é o fluxo dúctil de um ignimbrito fortemente soldado (Andrews & Branney, 2011; Robert *et al.*, 2013) antes de esfriar durante a transição vítrea (temperatura na qual ocorre a transição dúctil-frágil de acordo com Giordano *et al.*, 2008). A coalescência piroclástica e a deformação dúctil podem obliterar os contornos originais do clasto em casos extremos (Andrews & Branney, 2011), e as litografias soldadas maciças ou em fluxos resultantes são chamadas ignimbritos "*lava like*" ou reoignimbritos (Branney & Kokelaar, 1992).

Desde os primeiros trabalhos de Smith (1960), Fisher (1966) e Sparks *et al.* (1973), o termo "ignimbrito" tem sido usado principalmente para descrever tufos soldados, tufos dominados por cinzas e depósitos de fluxo de púmices e cinzas félsicas. Para Giordano & Cas (2021), "ignimbrito" é definido com uma rocha ou depósito formado a partir de correntes de densidade piroclástica (PDC) ricas em púmice e cinzas até escória e cinzas, independentemente da sua composição (variando de riolítica a basáltica), conteúdo cristalino (de afírica a maior que 50% em

volume), volume (de menos de milhões de m³ a vários milhares de km³), extensão areal (da ordem de 10⁻³ a 10⁴ km²), espessura (de menos de 1 m a milhares de metros), relação com a paleotopografia (desde preenchimento de topografia à cobertura de topografia, até soterramento de topografia), e temperatura de deposição (desde acima da temperatura de transição vítrea até próxima da temperatura ambiente). Os fatores comuns são mecanismos de fluxo e deposição semelhantes, bem como sua origem a partir do colapso de coluna eruptiva ou fonte que gera uma corrente piroclástica densa.

O colapso de colunas eruptivas explosivas produz correntes de densidade que se mantêm próximas ao solo, formadas por misturas quentes de piroclastos e gás, conhecidas como fluxos piroclásticos, correntes de densidade piroclástica ou simplesmente correntes piroclásticas (Giordano & Cas, 2021). São rochas associadas aos PDCs, formadas pela deposição generalizada e consolidação de uma ou mais unidades de fluxos piroclásticos pumícios (*pumice flow*), podendo ou não ser soldados (Cas & Wright, 1987). Devido ao peso da coluna do fluxo piroclástico, essas rochas podem ter diferentes graus de soldagem, que é definida como a relação média entre o comprimento (Cp) e a altura (H; em cm) de *fiamme* e de púmices observados no depósito. Os *fiamme* são estruturas comuns nos ignimbritos, entendidos como fragmentos de púmice e vidro que foram colapsados e compactados.

2.3.1 Terminologia aplicada no estudo de depósitos vulcânicos

Os piroclastos são definidos como fragmentos gerados pela ação vulcânica explosiva. Fisher & Schmincke (1984) classificam os piroclastos, de acordo com sua gênese, em:

- Juvenis: fragmentos originados diretamente do magma;
- Cognatos: quando resultam da fragmentação de rochas vulcânicas co-magmáticas pré-existentes;
- Acessórios: fragmentos de rochas encaixantes lançados explosivamente durante a erupção;
- Acidentais: clastos incorporados de forma aleatória durante o transporte.

Quanto à **composição**, os piroclastos são divididos em:

- Fragmentos vítreos: são piroclastos derivados da fragmentação de vidro vulcânico e incluem os *shards* (fragmentos de magma fundido que se

resfriaram e solidificaram durante a erupção). Eles se formam a partir da ruptura de bolhas de gás em expansão e têm uma ampla variedade de tamanhos e formas. Em erupções freatomagmáticas, a interação explosiva entre magma e água resulta em fragmentos com contornos angulares. Sua morfologia pode ser bastante diversa, incluindo formatos de meia-lua, espículas, cúspides e filamentos

- Cristais: podem se formar diretamente a partir do magma e serem incorporados durante a cristalização, frequentemente tem as bordas revestidas por material vítreo. Além disso, também podem ter origem nas rochas encaixantes.
- Líticos (litoclastos): fragmentos de rochas, geralmente os componentes mais densos de um depósito, cuja composição costuma ser semelhante à do magma que os ejetou. Podem se originar do conduto vulcânico ou estar associados a outras rochas.

As descrições a seguir baseiam-se nas definições de McPhie *et al.* (1993), que destacam texturas e estruturas importantes para decifrar os processos genéticos e/ou a configuração de depósitos vulcânicos. Os seguintes exemplos são citados pelos autores:

- Textura porfíritica: encontrada em lavas, intrusões sin-vulcânicas, ignimbritos lava-like e em clastos derivados desses tipos de depósitos;
- Esferulitos, *lithophysae* e textura micropoiquilitica: indicam alta temperatura de devitrificação de vidro vulcânico coerente. Os esferulitos representam arranjos fibrorradiados onde cada fibra representa um cristal.

As *lithophysae* são esferulitos com cavidade central que se formam durante o resfriamento inicial do vidro vulcânico, enquanto ele ainda pode se deformar plasticamente. Seu crescimento envolve a nucleação de esferulitos em vesículas, que se expandem devido à exsolução de voláteis. As cavidades podem ser circulares ou estreladas, permanecendo abertas ou sendo preenchidas por minerais como ágata e calcedônia. Presentes em lavas vítreas e depósitos piroclásticos soldados, as *lithophysae* resultam da devitrificação em alta temperatura e podem atingir dezenas de centímetros de diâmetro.

A textura micropoiquilitica é caracterizada pela presença de pequenos (< 1mm) e irregulares cristais de um mineral que envolvem completamente cristais pequenos de outras fases minerais.

- Perlita: indica hidratação ou resfriamento de vidro vulcânico coerente. Se trata de um vidro vulcânico com abundância de fraturas curvas, suaves e normalmente concêntricas, que circundam núcleos bem preservados de vidro. O fraturamento indica hidratação e rápido resfriamento do vidro vulcânico.
- *Lápi* acrescionário: formado por erupções explosivas subaéreas, mas pode ser redepositado e retrabalhado. São agregados esféricos de cinza com tamanho variável (2-64mm);
- Foliações de fluxo: estruturas planares formadas pelo fluxo laminar em lavas e intrusões sin-vulcânicas, definidas por variações na composição, vesicularidade, cristalinidade, granulometria, esferulitos, *lithophysae*, devitrificação e cor. Também ocorrem em reoignimbritos e lava-like ignimbritos, estando associadas a processos reomórficos, que envolvem o fluxo secundário do depósito piroclástico, gerando dobramentos e outras estruturas internas.
- Disjunções colunares: encontradas em lavas, intrusões sin-vulcânicas e depósitos vulcânicos primários (principalmente piroclásticos) que são depositados a altas temperaturas;
- *Pillow-lavas*: encontradas em lavas depositadas em ambiente subaquoso e intrusões em sedimentos úmidos;
- *Graded bedding*: indica sedimentação proveniente de fluxos de massa ou suspensão;
- *Planar thin bedding*: indica suspensão ou deposição de corrente de tração;
- Estratificação cruzada: indica deposição de corrente de tração.
- Epiclastos: fragmentos que tenham sido liberados de qualquer tipo de rocha, por intemperismo ou erosão e transportados de seu local de origem: fragmentos: cristais, vidro e rochas;
- Soldagem: processo sin a pós-deposicional que envolve a cimentação conjunta de fragmentos vesiculares e *shards* de vidro sob uma carga de compactação.
- *Fiamme*: clastos juvenis de vidro achatados em depósitos soldados (queda ou fluxo). Em muitos casos, os *fiamme* resultam da deformação do púmice original em depósitos primários ou secundários não soldados, mas compactados por processos diagenéticos.

- Estruturas eutaxítica e parataxítica são estruturas planares decorrentes dos processos de soldagem e fluxo; evidenciadas pela orientação planar de *fiamme*.
- Acamadamento gradacional é uma estrutura que indica deposição a partir de fluxos de massa ou suspensão.
- Laminação plano-paralela é uma estrutura que representa deposição a partir de mecanismos de suspensão ou tração.

2.3.2 Classificação de rochas efusivas e vulcanoclásticas

Do ponto de vista descritivo, a primeira divisão realizada ao descrever rochas vulcânicas é entre fácies coerentes, e fácies vulcanoclásticas. Segundo McPhie & Cas (2015), as principais categorias genéticas das fácies vulcânicas clásticas são piroclásticas (clastos formados por erupções explosivas), autoclásticas (clastos formados como subproduto de erupções efusivas) e epiclásticas (clastos formados por intemperismo superficial).

No caso de fácies coerentes, as rochas são descritas das seguintes formas:

(a) quando a estimativa modal da mineralogia pode ser determinada, utiliza-se a classificação QAP (Le Maitre, 1989), considerado rochas saturadas em SiO₂, com os nomes de rochas vulcânicas equivalentes,

(b) se não é possível determinar a moda, utiliza-se a classificação química, por meio do Diagrama TAS (Total Álcalis-Sílica) de Le Maitre (1989). O diagrama TAS é usado quando a rocha é considerada vulcânica, a moda mineral não pode ser determinada - seja pela presença de vidro vulcânico ou pela textura muito fina da rocha e quando há análises geoquímicas da rocha analisada.

As rochas piroclásticas podem ser classificadas de acordo com o tamanho dos piroclastos pelo diagrama de Fisher (1966) (Figura 2.6). A cinza vulcânica consiste em partículas menores que 2 mm, enquanto o *lápili* abrange fragmentos com tamanho entre 2 e 64 mm. Tanto as bombas quanto os blocos vulcânicos possuem mais de 64 mm, mas se distinguem pela origem: as bombas se formam a partir da lava pastosa que se solidifica durante a erupção, enquanto os blocos são fragmentos que já estavam consolidados no momento da explosão. Os tufos representam um termo geral para todas as rochas piroclásticas, com granulometria < 2mm, sendo elas explosivas e de origem vulcânica ou consolidadas (endurecidas ou compactadas).

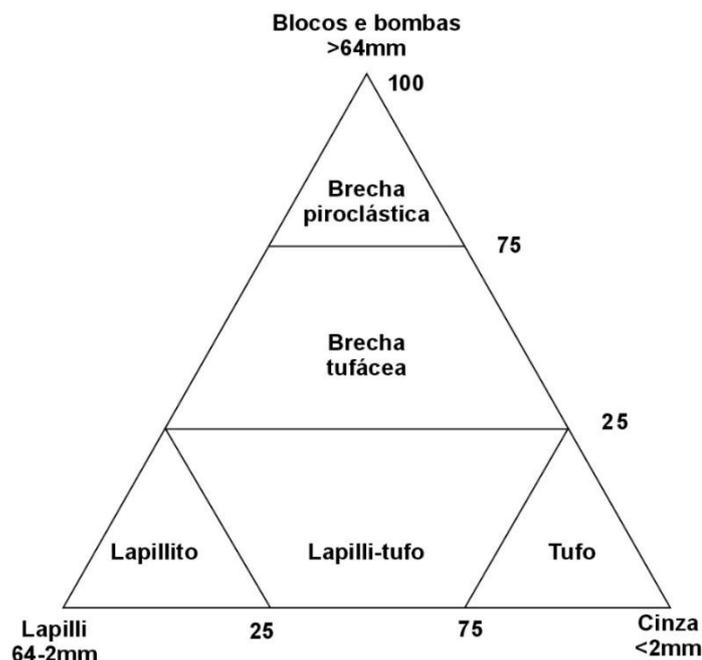


Figura 2.6 – Classificação de rochas piroclásticas polimodais baseada nas proporções de Bloco/bomba, *lapilli* e cinza segundo Fisher (1966).

2.4 BRECHAS EM AMBIENTE VULCÂNICO E HIDROTHERMAL

Fisher (1958, 1960) afirma que as brechas vulcânicas são agrupadas em três categorias principais com base no processo de fragmentação: autoclástica, piroclástica e epiclástica. Brechas vulcânicas autoclásticas resultam de processos internos atuando durante o movimento de lava semissólida ou sólida; incluem brechas de fluxo e brechas de intrusão. A brecha piroclástica é produzida por explosões vulcânicas e inclui brechas vulcânicas, brechas de fluxo piroclástico e brechas hidrovulcânicas. Brechas vulcânicas epiclásticas resultam do transporte de material vulcânico solto por agentes geomórficos epigênicos, ou por gravidade, e incluem brechas do tipo *lahar*, brechas vulcânicas depositadas por água e brechas de talude vulcânico.

As brechas dominantes nos sistemas de depósitos epitermais e pórfiros são derivadas de uma interação entre componentes hidrotermais e magmáticos, sendo que os últimos variam desde intrusões pórfiro a profundidades maiores até níveis elevados da crosta. Jébrak (1997) caracteriza as brechas hidrotermais de acordo com interação entre rochas e soluções hidrotermais (Figura 2.7). O autor subdivide as brechas tomando como base a geometria e parâmetros como morfologia, distribuição

do tamanho de partícula, trama textural e raio de dilatação. A formação das brechas hidrotermais ocorre por meio de mecanismos químicos, quando processos de dissolução seletiva atuam, e/ou físicos, quando o excesso de tensão exercida excede a resistência frágil do material, podendo os dois processos atuarem de forma combinada. Os mecanismos de cominuição tectônica, brechação fluido-assistida e abrasão (A, B e E) são mais comuns em depósitos de minério com veios.

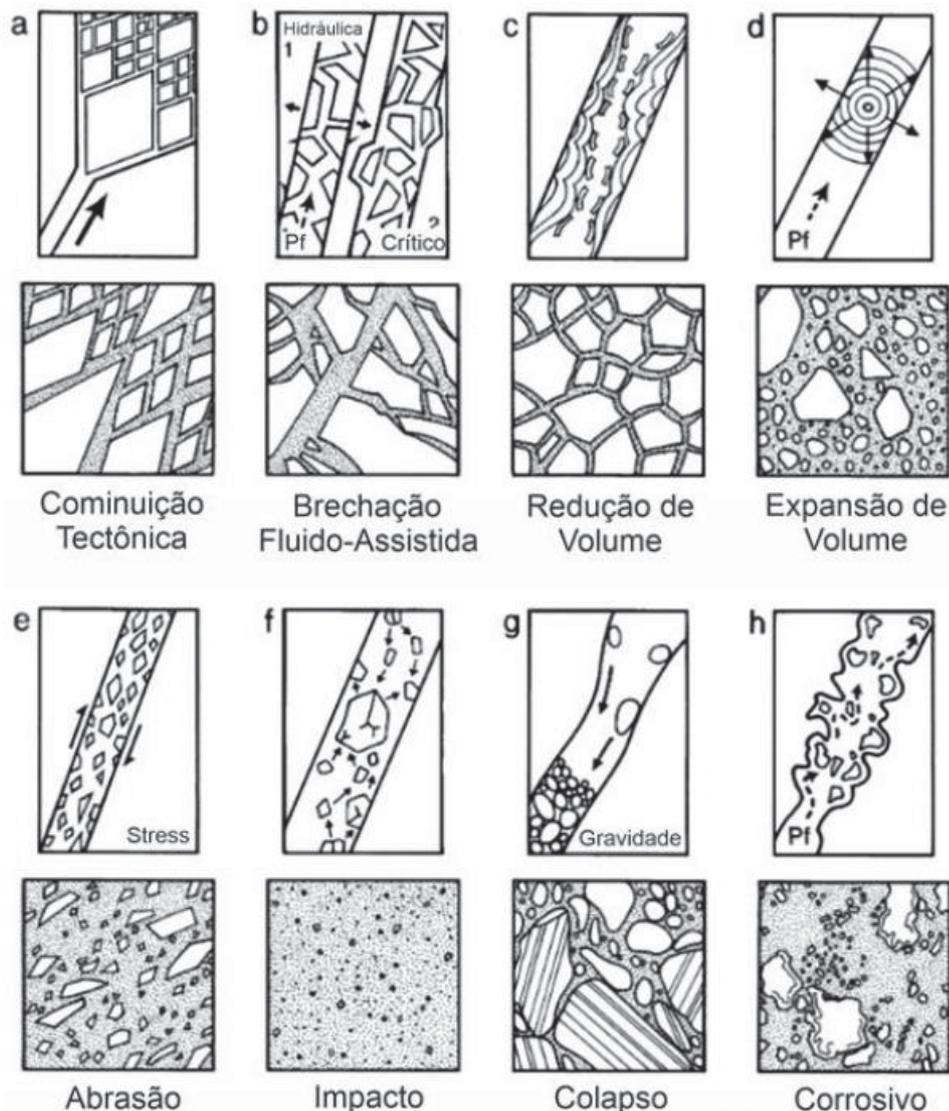


Figura 2.7 – Representação dos mecanismos de brechação em depósitos hidrotermais e suas respectivas geometrias de brecha resultantes. As setas maiores indicam direção da propagação da falha e as setas menores indicam a direção de deslocamento das paredes de falha. Pf= pressão do fluido. Adaptado de Jébrak (1997).

2.5 SISTEMAS EPITERMAIS

O termo epitermal foi cunhado por Lindgren (1933) e se refere a uma classificação de depósitos minerais formados em níveis crustais rasos que normalmente hospedam depósitos de Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Hg, Sb, S, caulinita, alunita e sílica (Hedenquist *et al.* 2000). Atualmente, entende-se que os depósitos epitermais resultam da interação de águas geotermiais com rochas encaixantes, e que muitos desses depósitos no registro geológico são, na verdade, análogos a fontes geotermiais e fumarolas vulcânicas.

Os depósitos epitermais se formam em temperaturas entre 150 e 300°C e pressões equivalentes a profundidades de 1 a 2km (White & Hedenquist, 1995). Para Hedenquist *et al.* (2000), as temperaturas ficam entre 160 – 270°C e as profundidades em torno de 50 a 700 m. Existem três estilos principais de mineralização, conhecidos como baixa sulfetação (*low-sulphidation*), sulfetação intermediária (*intermediate sulphidation*) e alta sulfetação (*high-sulphidation*) (Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Einaudi *et al.*, 2003). O termo sulfetação foi inicialmente introduzido por Hedenquist (1987) para tratar do estado de oxidação do enxofre no fluido. Estudos posteriores (Einaudi *et al.*, 2003; Hedenquist *et al.*, 2000) ampliaram essa definição para representar a fugacidade de enxofre e o potencial de oxidação da assembleia de sulfetos dos veios. Com isso, o termo sulfetação se refere especificamente ao estado de oxidação do enxofre no fluido mineralizador, à química e ao pH, que também se relacionam à natureza da alteração em cada tipo de depósito. Nota-se que tais termos não refletem a abundância de enxofre, pois esta característica é altamente variável em cada tipo de depósito.

Os depósitos de alta e baixa sulfetação (Figura 2.8) são membros finais dos processos relacionados à evolução do fluido e sua circulação dentro e ao redor dos vulcões (Hedenquist, 1987; Barnes, 1997). Geralmente, a descarga de fluidos na superfície é representada por águas de fontes termais quase neutras e ricas em cloretos ou por poças ferventes ácidas sulfatadas.

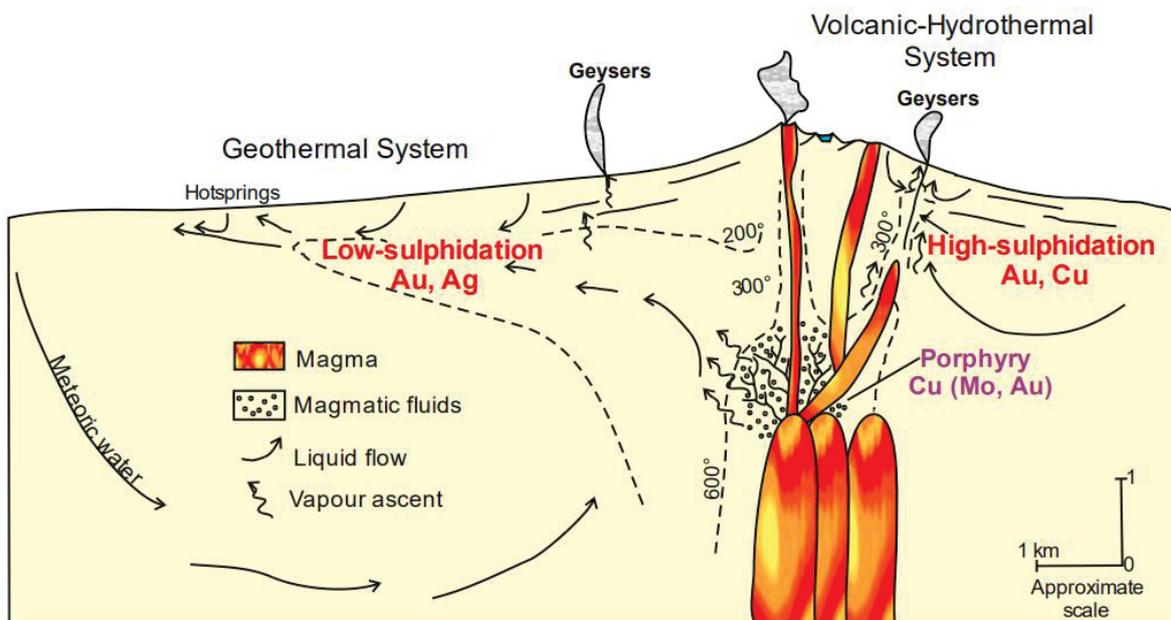


Figura 2.8 – Modelo conceitual de depósitos pórfiro-epitermais. Adaptado de Hedenquist & Lowenstern (1994).

Os sistemas hidrotermais muito extensos que formam depósitos de baixa sulfetação também são fortemente influenciados pela topografia (Henley & Ellis, 1983). Em áreas de relevo relativamente baixo, os principais condutos superficiais tendem a ser distribuídos acima de uma zona alimentadora que se estende ao embasamento; nesse cenário, o sistema hidrotermal e a alteração resultante frequentemente possuem uma distribuição aproximadamente simétrica devido à dispersão em forma de cogumelo das águas térmicas ascendentes.

Para os autores, em áreas de relevo elevado há um grau significativo de fluxo lateral nos sistemas geotermiais, que pode alcançar até 10 km ou mais, resultando em zonas de alteração fortemente assimétricas em relação à zona de ascensão. Por exemplo, no sistema geotermal de Palinpinon, nas Filipinas (Reyes, 1990), fontes termais de pH neutro, que depositam *sinter*, ocorrem a mais de 5 km da zona de ascensão e a várias centenas de metros de altitude inferior às águas ácidas aquecidas pelo vapor e à alteração associada, que estão localizadas acima da zona de ascensão.

O local mais favorável para a mineralização provavelmente estará associado à zona de ascensão, que, nesse caso, pode ocorrer na periferia de uma extensa zona de alteração assimétrica. A falha em reconhecer o fluxo lateral pode levar à interpretação equivocada de características aparentemente paradoxais, como zonas

horizontais de alteração intensa (associadas a aquíferos) intercaladas entre rochas vulcânicas pouco ou não alteradas (aquicludes) (Reyes, 1990).

Heald *et al.* (1987) consideram que a deposição do minério ocorre no final do vulcanismo, devido ao resfriamento do sistema magmático, quando o sistema hidrotermal pode ser mantido tempo suficiente em temperatura adequada para formar um depósito economicamente significativo. No modelo de baixa sulfetação há predomínio de alteração por águas meteóricas, com CO₂ e NaCl como principais componentes do fluido. A forma destes depósitos é, em geral, dada por veios extensionais e *stockworks*, com substituições e mineralizações disseminadas na rocha encaixante tendo importância secundária (White & Hedenquist, 1995).

Segundo Pirajno (2009), a mineralização epitermal tem uma série de características, como a presença de calcedônia, calcita, substituição de carbonatos por sílica e brechas hidrotermais. As texturas do minério incluem preenchimento de espaços abertos (característico de ambientes de baixa pressão), geração de crostas, bandamento coloforme e estruturas em forma de pente.

De acordo com Dowling *et al.* (1989), os veios de quartzo e suas texturas podem ser de grande auxílio para compreender o sistema mineralizador. Em ambientes epitermais são caracterizados por múltiplas gerações de calcedônia, quartzo microcristalino e com textura em pente, dispostos em bandas crustiformes e coloformes, além de crescimentos em *cockade*. Os veios de quartzo relacionados a sistemas pórfiro são dominados por texturas simples em pente. Como o quartzo tipicamente se deposita ao longo da vida de um sistema hidrotermal, a paragênese e a zonagem das texturas de quartzo refletem a evolução estrutural e dos fluidos do sistema como um todo.

Os autores afirmam que mapear a distribuição das texturas de quartzo e reconhecer as associações texturais com o ouro auxilia na definição das zonas de minério, pois em cada ambiente, o ouro está associado a classes texturais específicas de quartzo. Nos veios epitermais, ele geralmente está presente no quartzo com as texturas mais complexamente sobrepostas; nos veios pórfiro, o ouro ocorre no espaço intersticial do quartzo com textura fina em pente.

Segundo Sillitoe & Hedenquist (2003), depósitos de baixa sulfetação geralmente possuem brechas hidrotermais que afetam veios pré-existentes e as rochas encaixantes, podendo ocorrer bandamentos, texturas crustiformes compostas

por calcedônia, calcita placoide (*bladed calcite*) substituída por quartzo. Frequentemente exibem brechação hidrotermal em veios e encaixantes, juntamente com a presença de bandamento e texturas crustiformes finas de calcedônia.

A presença de pirita é comum, muitas vezes acompanhada por minerais como cinábrio, arsenopirita e/ou estibinita (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Veios contendo adulária, sericita e quartzo, associam-se a minerais como clorita, rodocrosita, rodonita, barita, fluorita e micas potássicas. Essa associação indica a deposição por fluidos reduzidos, com pH neutro e baixa salinidade.

Sillitoe (1993) sugere a subclassificação dos sistemas epitermais de baixa sulfetação em três tipos:

- Pobre em sulfetos (<5% em volume na rocha) associado a riolitos;
- Pobre em sulfetos associado a rochas alcalinas;
- Rico em sulfetos (>10% em volume da rocha) associado a andesitos.

A mineralogia dos minérios possui considerável sobreposição, mas há várias diferenças marcantes, com base em uma compilação de dados minerais de mais de 130 depósitos epitermais (White *et al.*, 1995). Essas diferenças estão principalmente na mineralogia dos sulfetos, refletindo as distintas condições de redox do fluido hidrotermal. Uma distinção é a ocorrência comum de esfalerita e arsenopirita em depósitos de baixa sulfetação, enquanto a esfalerita é escassa e a arsenopirita rara em depósitos de alta sulfetação (White *et al.*, 1995). Ao contrário dos exemplos de baixa sulfetação, os depósitos de alta sulfetação frequentemente contêm minerais de cobre, especialmente os sulfossais de estado de alta sulfetação enargita-luzonita. Esses sulfetos, incluindo minerais de estado relativamente alto de sulfetação, como tenantita-tetraedrita (Barton & Skinner, 1979), são tipicamente raros ou ausentes em depósitos de baixa sulfetação. A abundância total de minerais sulfetados (predominantemente pirita) não é significativa, pois pode ser alta ou baixa em ambos os estilos.

Os minerais de ganga associados aos estilos de mineralização epitermal possuem considerável sobreposição, mas há diferenças claras que refletem a reatividade (pH) do fluido de alteração. Quartzo é comum em ambos os estilos. Adulária e calcita, ambos indicadores de condições de pH próximo ao neutro, são minerais comuns em depósitos de baixa sulfetação, mas estão ausentes em depósitos de alta sulfetação. Minerais formados em condições relativamente ácidas, como

caulinita e alunita (além de pirofilita, diásporo e minerais fosfato-sulfato contendo P, Sr, Pb e ETR), são comuns, embora minoritários, em depósitos de alta sulfetação. Em depósitos de baixa sulfetação, caulinita e alunita não ocorrem como ganga, exceto como uma sobreposição (Vikre, 1985).

As características das alterações e a composição mineral encontrada em depósitos de alta sulfetação, juntamente com a presença significativa de cobre e sua associação com rochas porfíricas, sugerem uma relação genética com depósitos de cobre tipo pórfiro (Hayba *et al.*, 1985). Hedenquist & Lowentern (1994) afirmam que o estilo de mineralização desses depósitos compartilha certas semelhanças mineralógicas e isotópicas com zonas de alteração argílica avançada, que envolvem depósitos de cobre tipo pórfiro, indicando uma relação espacial estreita entre esses dois tipos de depósitos, além daqueles de baixa sulfetação. Nos depósitos de cobre tipo pórfiro, a mineralização é dominada por fluidos magmáticos, embora águas meteóricas, apesar de raras, desempenhem um papel importante na concentração dos metais. Os sistemas hidrotermais que formam esse tipo de depósito inicialmente possuem temperaturas elevadas (500 a 600°C) e são dominados por um fluido magmático hipersalino que coexiste com vapor de baixa densidade.

Na tabela 2.1 consta um resumo das principais características dos sistemas epitermais discutidas neste capítulo segundo Cooke & Simmons (2000); Hedenquist *et al.* (2000), Sillitoe & Hedenquist (2003) e Sillitoe (1993).

Tabela 2.1 – Principais características dos sistemas epitermais. Fonte: Cooke & Simmons (2000); Hedenquist *et al.* (2000), Sillitoe & Hedenquist (2003) e Sillitoe (1993).

CARACTERÍSTICAS	EPITERMAL ÁCIDO	EPITERMAL NEUTRO
	Alta sulfetação/ <i>high sulfidation</i> (HS)/ ácido-sulfatado	Baixa sulfetação/ <i>low sulfidation</i> (LS)/ adularia-sericita
Contexto geodinâmico	Arco magmático, raramente em contexto compressivo	Arco magmático extensional, rifteamento pós-colisional
Magmatismo associado	Cálcio-alcálico, com ocorrência de andesito e dacito, às vezes riolitos	Cálcio-alcálico e alcálico com andesito a riolito, por vezes bimodal toleítico a basalto e riolito
Rochas associadas	Andesitos a riodacitos	Basalto e álcali-basalto a traquito
Controle dominante	Litológico e hidrotermal em função da pressão e da reatividade dos fluidos	Estrutural, raramente litológico
Controle da permeabilidade	Ignimbritos ou sedimentos porosos, fraturamento hidráulico por supressão de fluidos, erupções hidrotermais, lixiviamento ácido, contatos litológicos, ligação frequente com caldeiras	Estruturas de transtensão - extensão de segunda e terceira ordem, frentes de tensão, ligação frequente com caldeiras
Profundidade	0- 1km	500m- 2km
Temperatura de formação	100 a 320°C (em geral entre 150 e 250°C)	100 a 320°C

Morfologia dos corpos mineralizados	Disseminações estratiformes em quartzo vesicular (substituições frequentes), <i>stockworks</i> , brechas hidrotermais. Predomina o minério disseminado e substituições. <i>Stockworks</i> e veios são pouco comuns.	Filões fortemente inclinados, disseminações são poucos comuns, raras substituições (exceto em sedimentos de caldeira), veios tensionais, <i>stockwork</i> é comum.
Associação mineral característica	Alunita, pirita-covelita-enargita, tennantita	Adulária, ilita, rodocrosita, tetraedrita, acantita, teluretos de ouro e/ou prata, seleneto de prata
Minerais frequentes	Calcopirita, enargita, famatinita, luzonita, ouro nativo, ouro pigmento, digenita, bornita, hematita, magnetita, stanita (esfalerita com pouco ferro, galena e tetraedrita são raras)	Pirita, esfalerita (comumente ferrífera), galena, calcopirita, arsenopirita, ouro nativo, prata nativa, polibasita, loellingita (arsenato de ferro), pirrotita, magnetita.
Minerais de ganga comuns	Quartzo, caulinita, dickita, pirofilita, diásporo, alunita, barita, fluorita localmente.	Quartzo, calcita (siderita), albita, clorita, esmectita, calcedônia, rodonita, barita.
Fácies do quartzo	<i>Vuggy</i>	Geodos, brechas, travertinos ou gêiseres.
Posição da mineração aurífera	Zona mais ácida (<i>vuggy</i> sílica)	Zona menos ácida
Alteração em superfície	Acidificação: alunita, caulinita, haloisita, jarosita, limonita, goethita	Ilita, esmectita, clorita, adulária (zona mineralizada), opala, alunita, caulinita, pirita, marcasita (zona acidificada <i>steam-heated</i>)
Condições de transporte do ouro	Complexos clorados	Complexos bissulfetados
Associação geoquímica	Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Hg, Te, Sn, Pb, Mo	Au, Ag, Zn, Pb, As, Sb, Hg, Se, K
Contexto químico	Ácido oxidado	Neutro redutor
Características texturais	Cavidades preenchidas por sílica (quartzo muito fino), sílica maciça.	Textura em pente, quartzo e calcedônia com bandamento, drusas, brechas, cavidades, pseudomorfos de sílica preenchendo carbonato lamelar
Características da mineralização	Mineralização é tipicamente disseminada. Preenchimento de espaços abertos e cavidades é pouco comum. Mineralização geralmente associada a alteração argílica avançada. Pirita abundante	Mineralização em preenchimento de espaços abertos e cavidades, comumente com veios em vários estágios de brechação. Próximo à superfície pode ocorrer mineralização em <i>stockwork</i> e disseminada.
Fluidos	Fluidos magmáticos aquosos com predominância de CO ₂ e HCl, salinidade variável entre 0,5 e 32% eq, temperaturas de 180 à 320°C, ebulição é comum.	Fluidos meteóricos reduzidos com H ₂ S e O ₂ predominantes, pouco salinos (0 a 5%; 8 a 23% em jazimentos Ag-Pb-Zn), temperaturas de 120 a 300°C, ebulição é comum.

Os depósitos epitermais, especialmente os de sulfetação intermediária a alta (Sillitoe, 2010), estão relacionados a sistemas pórfiro, que se originam a partir de fluidos magmático-hidrotermais de alta temperatura e recebem esse nome devido à textura porfírica das intrusões mineralizadas (Pirajno, 2009). Esses depósitos são caracterizados por grandes volumes de minério, porém com baixos teores, e os sulfetos geralmente ocorrem de forma disseminada e/ou em *stockworks* e veios (Singer *et al.*, 2005).

A alteração hidrotermal nos depósitos de pórfiro segue um padrão relativamente uniforme, formando zonas concêntricas dentro e ao redor da intrusão mineralizada. A mais externa, conhecida como alteração propilítica, pode se estender por vários quilômetros nas rochas encaixantes (Pirajno, 2009).

Os sistemas pórfiro são geralmente classificados de acordo com sua associação metálica, abrangendo depósitos de Cu, Cu-Au, Au, Mo, W, W-Mo, Ag e diversas combinações entre esses metais (Sinclair, 2007). Alguns depósitos podem evoluir para sistemas epitermal de alta sulfetação, formando um gradiente contínuo que se estende desde câmaras magmáticas subvulcânicas até veios epitermais em edifícios vulcânicos, culminando em fontes termais na superfície (Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010).

2.5.1 Alterações hidrotermais

As alterações hidrotermais em sistemas epitermais registram a canalização de fluidos, especialmente as zonas de fluxo ascendente tanto abaixo quanto acima das áreas de mineralização. O efeito da circulação nas rochas vulcânicas e os minerais hidrotermais formados dependem da composição, temperatura e do fluxo do fluido assim como da reatividade e da composição das litologias percoladas (White & Hedenquist, 1995). Os minerais hidrotermais comumente associados aos depósitos epitermais são quartzo, calcedônia, calcita, adularia, ilita, caulinita, pirofilita, diásporo e alunita. Existem diferenças importantes nas assembleias e abundância de minerais hidrotermais produzidos em sistemas de baixa e alta sulfetação.

A silicificação é uma alteração muito comum em torno de depósitos epitermais de ouro e representa a interação das rochas hospedeiras com sílica dissolvida, resultando em aumento no conteúdo de opala, calcedônia e quartzo (Pohl, 2011). Estas rochas podem ter aspecto de quartzitos.

Os veios hidrotermais representam indicadores altamente significativos do fluxo de fluidos em um sistema hidrotermal. As variações na textura e morfologia desses veios fornecem informações cruciais sobre os elementos presentes e a evolução do sistema hidrotermal. A extensão dos veios pode abranger desde dimensões microscópicas até algumas dezenas de metros de espessura, e sua formação pode estar vinculada a intrusões ígneas, convecção de fluidos meteóricos em profundidade, à perda de voláteis em fluidos magmáticos ou mesmo a fluidos mantélicos (Kerrick *et al.*, 2000). Esses veios podem ser sintectônicos ou pós-tectônicos. Em muitos casos, sistemas hidrotermais relacionados a intrusões ígneas são inicialmente marcados por veios geneticamente e espacialmente associados a essas intrusões.

Na tabela 2.2 são observadas assembleias minerais específicas para ambientes epitermais de baixa e alta sulfetação segundo Thompson & Thompson (1996). A tabela 2.3 descreve as terminologias de alterações hidrotermais aplicada a sistemas pórfiro e epitermais em rochas vulcânicas proposto por Gifkins *et al.* (2005).

Tabela 2.2 – Principais assembleias minerais em sistemas epitermais de baixa sulfetação segundo Thompson & Thompson (1996).

ALTERAÇÃO		ASSEMBLEIA MINERAL	AMBIENTE DE FORMAÇÃO
SISTEMAS EPITERMAIS DE BAIXA SULFETAÇÃO			
Sílica	Quartzo, calcedônia, opala, pirita, hematita	Substituição pervasiva da rocha original por minerais silicáticos. Ocorre em sistemas epitermais e geotermiais como alteração da rocha ao redor de fraturas e veios ou em zonas permeáveis, geralmente em níveis rasos.	
Adulária	Ortoclásio (adulária), quartzo, sericita-ilita, pirita	Varia de alteração da rocha ao redor de veios, fraturas e zonas permeáveis a substituição seletiva de plagioclásio em envelopes de alteração. Comum em níveis rasos a intermediários em sistemas epitermais ou geotermiais; podendo estar associada a zonas de <i>boiling</i> . Substituição pervasiva por "adulária" é difícil de distinguir da silicificação.	
Sericítica, argílica	Sericita (muscovita), ilita-esmectita , montmorillonita, caulinita, quartzo, calcita, dolomita, pirita	Ocorre como alteração das rochas encaixantes ao redor de veios como substituição em zonas permeáveis. Pode exibir progressão de sericita para camadas de argilominerais variados conforme aumenta a distância da zona mineralizada. Zonas <i>blanket-like</i> contendo carbonatos ocorrem na parte superior de alguns sistemas epitermais e refletem a condensação de gases (CO ₂) de zonas de <i>boiling</i> mais profundas. Carbonatos podem ser importantes em alguns sistemas profundos ricos em metais base.	
Argílica ácido-sulfatada avançada	Caulinita, alunita, cristobalita (opala, calcedônia), enxofre nativo, jarosita, pirita	Forma extensas zonas de alteração acima do nível freático relacionado à condensação de gases (H ₂ S). Associada a piscinas de lama, fumarolas e depósitos de enxofre nativo.	
Sílica-carbonato	Quartzo, calcita	Substituição de rochas ultramáficas em partes rasas (baixa temperatura) de sistemas geotermiais	
Propilítica, zeólita	Calcita, epidoto, wairaquita (zeólita), clorita, albita, ilita-esmectita, montmorillonita, pirita	Alteração regional extensiva ao redor de sistemas epitermais. Mudanças mineralógicas de assembleias ricas em zeólitas para assembleias propilíticas refletem aumento de profundidade e temperatura. A concentração de CO ₂ também influencia a estabilidade de zeólitas e a importância de calcita e epidoto.	
SISTEMAS EPITERMAIS DE ALTA SULFETAÇÃO			
Quartzo <i>vuggy</i>	Quartzo , rutilo, enxofre nativo, barita, hematita, pirita, jarosita	Tipicamente ocorre em zonas estruturais ou como substituição em litologias permeáveis no centro de zonas de alteração argílica avançada. É uma forma extrema de lixiviação e pode ocorrer na parte superior de sistemas pórfiro, mas é mais comum em sistemas epitermais de alta sulfetação.	
Silicificação	Quartzo , calcedônia, alunita, barita, pirita, hematita	Representa a adição de sílica ao sistema e resulta em substituição ou preenchimento de espaços criados durante a lixiviação intensa. A silicificação pode ser confundida com intensa venulação do tipo <i>stockwork</i> que ocorre no topo de sistemas pórfiros.	
Argílica ácido-sulfatada avançada	Quartzo, caulinita/dickita, alunita , diásporo, pirofilita, rutilo, zunyita, fosfato-sulfatos de alumínio (APS), sulfatos, enxofre nativo, pirita, hematita	Forma zonas extensas nas partes superiores de alguns sistemas pórfiros (<i>lithocap</i>); também pode ocorrer como halos de alteração mais restritos ao redor de depósitos epitermais de alta sulfetação.	
Argílica intermediária	Caulinita/dickita, montmorillonita, ilita-esmectita , quartzo, pirita	Pode estar presente como uma zona de alteração entre a alteração argílica avançada e a alteração propilítica, particularmente em sistemas epitermais de alta sulfetação.	
Propilítica	Calcita, clorita, epidoto, albita , sericita, argilominerais, pirita	Pode ocorrer como uma zona de alteração externa e regionalmente extensa em sistemas a profundidades moderadas (>500m).	

Tabela 2.3 – Relação da alteração hidrotermal, mineral principal, assembleia mineral e composição aplicadas a rochas alteradas em sistemas pórfiro e epitermal proposta por Gifkins *et al.* (2005).

TERMINOLOGIA GENÉRICA	MINERAL PRINCIPAL	ASSEMBLEIA MINERAL	COMPOSIÇÃO
SISTEMAS PÓRFIRO			
Argílica	Caulinita	Caulinita + montmorilonita ± sericita + clorita	Metassomatismo K, Ca, Mg.
Argílica avançada	Pirofilita	Pirofilita + caulinita ± quartzo ± sericita	
Argílica intermediária	Caulinita	Caulinita + clorita + sericita ± montmorilonita ± illita-esmectita ± calcita ± epidoto ± biotita	
Fílica	Sericita	Sericita + quartzo + pirita ± clorita ± biotita	Metassomatismo Na, Ca, Mg
Potássica	Feldspato	K-feldspato ± biotita ± quartzo + sericita ± albita ± anidrita ± epidoto	Metassomatismo potássico
	Biotita	Biotita + K-feldspato ± magnetita ± quartzo ± albita ± anidrita	
Propilítica	Clorita	Clorita ± epidoto ± albita ± carbonato ± sericita ± montmorilonita ± pirita	Metassomatismo Ca-Mg
SISTEMAS EPITERMAIS			
Sílica	Sílica	Quartzo ± calcedônia ± alunita ± barita ± pirita.	Enriquecimento em Si
Argílica avançada	Alunita	Alunita + caulinita/dickita + quartzo/cristobalita ±	Depleção em Ca, Mg, Na
Argílica intermediária	Mica potássica ou caulinita	Pirofilita ± diásporo ± pirita ± topázio ± andaluzita.	Metassomatismo K, Ca, Mg, Na
Propilítica	Clorítica	Caulinita/dickita + illita-esmectita ± quartzo ± pirita.	Metassomatismo Ca, Mg
Argílica	Sericítica	Sericita + illita-esmectita ± quartzo ± calcita ± dolomita ± pirita.	Metassomatismo potássico

Nota-se que os argilominerais são uma ferramenta fundamental para a identificação e caracterização das fácies de alteração hidrotermal. Os argilominerais (grupos da esmectita, clorita, illita, grupo da caulinita, pirofilita, biotita). Os argilominerais, que em sistemas hidrotermais são produtos típicos e amplamente disseminados da alteração, podem ser considerados marcadores das zonas de circulação, devido à sua reatividade às mudanças nas condições físico-químicas dos fluidos hidrotermais. Fulignati (2020) faz um resumo detalhado dos principais tipos de argilominerais associados a ambientes hidrotermais, além das condições sob as quais esses minerais se formam (Tabela 2.4).

Tabela 2.4 – Relação dos argilominerais presentes em ambientes hidrotermais em função do tipo de alteração, minerais associados, pH e temperatura de formação. I/S= illita/ esmectita; C/S: clorita/ esmectita; B/V: biotita/ vermiculita. Adaptado de Fulignati (2020).

ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	ARGILOMINERAL	MINERAIS ASSOCIADOS	pH	T(°C)
Argílica	Esmectita dioctaédrica	Grupo das zeólitas	5,5-7	<160 °C
Argílica	Esmectita trioctaédrica	Grupo das zeólitas	5,5-7	<160 °C
Argílica	Sepiolita-paligorsquita	Esmectita di-trioctaédrica	5,5-8	<160 °C
Argílica intermediária	Grupo da Caulinita	±esmectita ± alunita	4,5-6	<200 °C
Argílica avançada de alta temperatura	Pirofilita	Alunita	2-4	200-300 °C
Fílica	<i>Mixed layers</i> I/S	<i>Mixed layers</i> C/S ± illita	5,5-7	150-220 °C
Fílica	<i>Mixed layers</i> C/S	<i>Mixed layers</i> I/S ± illita	5,5-7	160-250 °C
Propilítica	Illita	Clorita, adularia, epidoto, albita, quartzo ± biotita ± granada ± anfibólio	5,5-7	220-350 °C
Propilítica	Clorita	Clorita, adularia, epidoto, albita, quartzo ± biotita ± granada ± anfibólio	5,5-7	220-350 °C
Propilítica	Talco	Clorita, illita, adularia, albita, epidoto, quartzo	5,5-7	250-300 °C
Propilítica	Grupo da serpentina	Clorita, talco	5,5-7	250-350 °C
Propilítica	<i>Mixed layers</i> B/V	Clorita, illita, adularia, albita, epidoto, quartzo	5,5	250-320 °C

2.5.2 Mineralização epitermal na Bacia de Castro

Na Bacia de Castro, Seoane (1999) afirma que os indicadores de um sistema de baixa sulfetação são a presença de cinábrio e arsenopirita, presentes em pequenas quantidades, conforme descrito no modelo de White *et al.* (1995), e a ausência de sulfossais altamente sulfetados, como enargita, luzonita, tennantita e tetraedrita. O autor afirma que os minérios de ganga característicos desses sistemas incluem calcedônia, calcita, illita e barita. Além disso, a caulinita atua como mineral superimposto, resultante da percolação descendente de águas sulfetadas aquecidas.

O autor também afirma que o padrão de alteração hidrotermal e a assinatura geoquímica desempenham um papel crucial na determinação do nível de erosão. Com base em observações de campo e na interpretação de seções de furos de sondagem, são identificados três domínios distintos de alteração hidrotermal nas áreas analisadas:

- Faixas de baixa silicificação acompanhadas de envelopes de ilita-sericita e pirita, como evidenciado na Associação Tirania,
- Zonas de intensa silicificação, sobrepostas por caulinita, envolvidas por ilita-sericita e pirita, caracterizando a Associação Tronco.
- Áreas com ocorrência de caulinita associada à hematita e, em menor grau, ilita-sericita e calcita, conforme observado em Campo do Meio.

Mapa *et al.* (2019) sugerem um modelo conceitual dos tipos de alteração hidrotermal e mineralizações associadas para a área da Bacia de Castro (Figura 2.9) no qual, segundo os autores, a associação mineral esmectita-ilita, presente nos halos de alteração hidrotermal, está associada a um nível erosivo mais raso e os veios mineralizados identificados estão em zona de minério de baixo teor. Os autores sugerem a existência de, ao menos dois tipos de depósitos auríferos, que estão diretamente relacionados aos minerais de ganga observados e ao nível de erosão do sistema. O primeiro tipo é representado por zonas com depósitos estratiformes, com a ocorrência de minerais de ganga compostos por argilominerais (esmectita-ilita) e ágata, as quais seriam adequadas para ocorrência de minério de baixo teor; e o segundo por zonas com depósitos venulares, com a ocorrência de minerais de ganga compostos por argilominerais ilita, sericita, calcedônia, quartzo e pirita, as quais seriam adequadas para ocorrência de minério de alto teor. O nível de erosão (em azul) considerado pelos autores é baseado no trabalho de Seoane (1999).

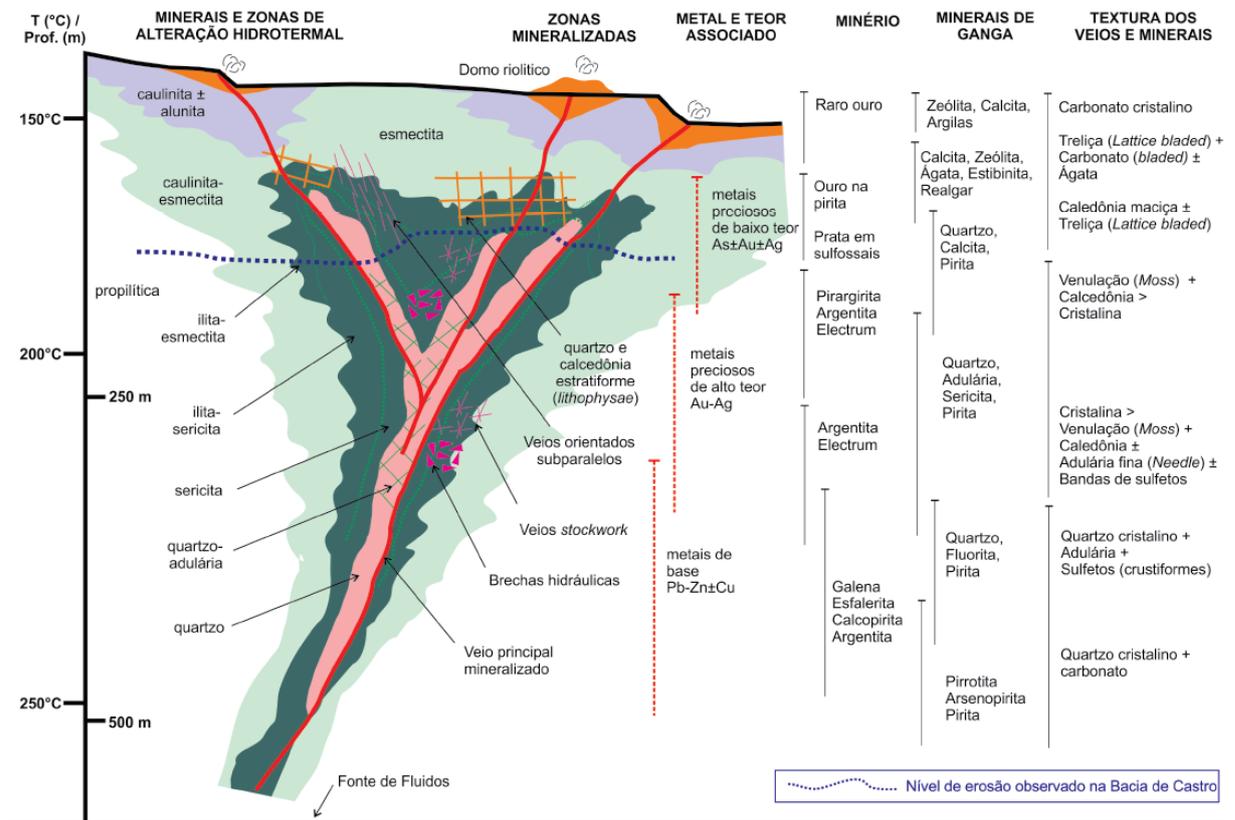


Figura 2.9 – Modelo conceitual dos tipos de alteração hidrotermal e mineralização associadas na Bacia de Castro. Fonte: Mapa *et al.*, 2019. Adaptado de Wilson & Tunningley (2013) e Buchanan (1981).

3. CAPÍTULO III — MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A partir da pesquisa bibliográfica foram levantados dados acerca de sistemas epitermais, mineralizações auríferas e alterações hidrotermais, assim como preenchimentos de cavidades, contexto geológico, geotectônico e estrutural da Bacia de Castro.

3.2 GEOPROCESSAMENTO E PRODUÇÃO DE MAPAS

A partir dos mapeamentos realizados por Mapa *et al.* (2019), bem como de trabalhos de mestrado e doutorado (Moro, 1993; Seoane, 1999), foram elaborados mapas de interesse para as atividades de campo. A produção do *layout* e a manipulação dos dados foram realizadas no *software* ArcGIS Desktop 10.7 (ESRI, 2018), utilizando a licença acadêmica disponível no Laboratório de Informática e Geotecnologias (LABIGEO-UFPR).

3.3 TRABALHOS DE CAMPO

Foram realizadas três etapas, nos dias 17-19/04/2023, 22-23/06/2023 e 11-13/09/2023 totalizando 8 dias de campo, quando foram descritos 26 afloramentos, sendo estes cortes de estrada e pedreiras. Durante as atividades de campo, houve a coleta de amostras representativas das unidades geológicas estudadas, assim como dados de localização e estruturas de afloramentos.

Em campo, as amostras coletadas foram descritas de acordo com sua granulação, assembleia mineral, o índice de cor M, a relação entre os minerais (textura e a estrutura).

A localização dos pontos visitados pode ser vista na tabela 1, apêndice II. Os pontos foram denominados P-01, e suas amostras 01-A, seguindo a sequência numérica e alfabética. Para as etapas subsequentes, foram adicionados, antes da letra da amostra, o número da etapa de campo, 01-02-A.

3.4 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Ao todo, 45 amostras foram enviadas para laminação, que foi realizada no Laboratório de Laminação (LAMIN) do Departamento de Geologia (UFPR). Para

descrever as amostras utilizou-se o microscópio *Olympus BX60* no Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM). As fotomicrografias foram obtidas no Instituto Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (iLAMIR) com o microscópio *Zeiss*, no programa de captura de imagens *Axio Imager.A2M*. As abreviações de minerais indicadas nas fotomicrografias seguem o proposto por Warr (2020, 2021).

A classificação foi realizada com base na análise modal estimada, utilizando os diagramas correspondentes: QAP (Le Maitre, 1989) para rochas coerentes e Fisher (1961) para rochas vulcanoclásticas. Os parâmetros descritivos estão resumidos no apêndice II, tabela 2.

3.5 GEOQUÍMICA

A tabela 3 do apêndice II resume as amostras analisadas no Instituto LAMIR utilizando as técnicas de difratometria de raios X (DRX), fluorescência de raios X (FRX), isótopos estáveis de C&O. Os diagramas dos métodos, descritos abaixo, foram projetados utilizando-se os *softwares Origin e Grapher*.

3.5.1 Fluorescência de raios X

A análise por fluorescência de raios X determina a composição química da amostra analisada, para rocha total, em porcentagem peso. Utiliza-se esta técnica para determinações químicas quantitativas para 10 óxidos.

Foram realizadas 25 análises no iLAMIR utilizando equipamento de Fluorescência de raios X Panalytical, modelo Axios Max: tubo Ródio 4 kv em pastilha fundida, na qual a análise é realizada a partir da fusão da amostra (aproximadamente 0,5 g) com tetraborato de lítio/metaborato de lítio (5,0 g). Os materiais analisados incluem riolitos, andesitos, rochas vulcanoclásticas e os preenchimentos das amígdalas e brechas.

3.6 QUÍMICA MINERAL

3.6.1 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com EDS (Espectroscopia por energia dispersiva)

O princípio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) é baseado na emissão termoiônica de um feixe de elétrons a partir de um filamento metálico, quando o feixe interage com a amostra, os elétrons perdem energia por dispersão e absorção

formando um volume de interação realizando uma varredura em sua superfície. A técnica é ideal para o imageamento de detalhe e identificação da morfologia de partículas sólidas, como minerais, além da estimativa composicional dos elementos químicos em sua estrutura, sendo utilizada para identificação de microtexturas, composições químicas semiquantitativas pontuais, observação de possíveis restos orgânicos nas amostras (Klein & Dutrow, 2012).

A análise foi realizada no Centro de Microscopia Eletrônica (CME-UFPR) utilizando o Microscópio Eletrônico de Varredura TESCAN VEGA3 LMU com sistema de análise química tipo EDS (Oxford) com *software* AZ Tech (*Advanced*) com detector tipo SDD de 80 mm² acoplado. O equipamento tem resolução de 3 nm e permite ampliações de até 300 kX. As imagens foram realizadas com pressão controlada entre 3 a 500 Pa, após metalização com carbono.

3.6.2 Microsonda Eletrônica (EPMA)

As análises por Microsonda Eletrônica foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília (LME-IG/UnB) no período de 20-22/11/2024. Foram analisadas 5 lâminas delgadas e uma seção polida de polímero circular composta por cristais de granada utilizando a microsonda (EPMA) da marca JEOL (modelo JXA-8230), com detector EDS (modelo EX-84056ACSY) e cinco espectrômetros WDS (quatro espectrômetros modelo XM-86010 e um espectrômetro modelo XM-86030). Foram analisados cristais de plagioclásio, sulfetos, argilominerais, zeólitas, fluorita, clorita, granada e hematita.

A voltagem utilizada foi de 20 kV para análises de ETR, com corrente do feixe de 20 mA e para os demais elementos, 15 kV e 10 mA.

Para tratar os dados, utilizou-se os trabalhos Deer *et al.* (2013), Locock (2008) para as granadas e o *software* WinCcac (Yavuz *et al.*, 2015) para as cloritas. As demais tabelas foram criadas no *software Excel* utilizando as recomendações de Deer *et al.* (2013).

3.7 DIFRATOMETRIA DE RAIOS X

As análises foram realizadas no iLAMIR utilizando o equipamento da marca PANalytical, modelo EMPYREAN, com detector X'Celerator com tubo de cobre, com varredura entre 3,0° e 70° 2 θ (*step size*: 0,01°; *time per step*: 10,1 s), tensão de 40

kV e corrente de 30 mA. Das amostras previamente moídas e homogeneizadas, foram coletadas alíquotas de aproximadamente 600 mg, as quais foram prensadas em porta-amostras do tipo vazado utilizando-se o método de montagem *back loading*.

Os dados foram tratados no *software* X'Pert Highscore Plus, PANalytical, com banco de dados PDF-2 instalado no Instituto LAMIR. Foram analisadas outras 10 amostras com tratamento para identificação de argilominerais presentes nos veios mineralizados e nas alterações hidrotermais. Essas amostras foram submetidas a tratamento visando identificar os argilominerais presentes, conforme descrito a seguir.

A preparação das amostras para a análise da fração argilosa foi adaptada dos procedimentos descritos por Poppe *et al.* (2001) e Moore & Reynolds (1997) pela equipe do Instituto LAMIR. Nessa técnica, alíquotas de cerca de 3 a 5g de amostra foram dispersadas em água deionizada em tubos Falcon de 50 ml e centrifugadas a velocidades de 750 rpm, seguida da centrifugação do sobrenadante por mais 30 minutos a 3000 rpm. O sedimento resultante foi transferido para lâminas de vidro e deixado secar ao ar (*air-dried samples*).

As lâminas foram submetidas a tratamentos adicionais, incluindo solvatação com etilenoglicol e aquecimento a 550°C, permitindo a distinção entre esmectita expansiva (montmorilonita, saponita) e minerais do grupo da caulinita. A tabela 3.1, adaptada de Moore & Reynolds (1997) e Poppe *et al.* (2001), indica os principais argilominerais encontrados e os valores (*d-spacing*) dos picos 001 quando secos à temperatura ambiente (*airdried*) e sob os tratamentos com etilenoglicol e aquecimento a 550°C.

Tabela 3.1 – Principais argilominerais e seus respectivos d(001) em diferentes condições.

ARGILOMINERAL	AIR DRIED	ETILENOGLICOL	AQUECIMENTO (550 °C)
Caulinita	7-7,1Å	Sem mudança	Colapso
Illita	10,1Å	Sem mudança	Sem mudança
Glauconita	10,1Å	Sem mudança	Sem mudança
Paligorskita	10,4-10,5Å	Sem mudança	Colapso
Sepiolita	12-12,8Å	Sem mudança	Colapso
Esmectita	15Å	16,9Å	10Å
Vermiculita	~14Å	Sem mudança	Sem mudança
Clorita	~14Å	Sem mudança	Aumenta em intensidade

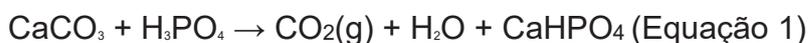
3.8 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

3.8.1 Isótopos estáveis de C&O ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)

Os métodos isotópicos foram utilizados para compreender a fonte do fluido hidrotermal e comparar as condições de formação dos carbonatos na Formação Tirania.

Os estudos isotópicos de carbono e oxigênio têm como objetivo a identificação das condições de precipitação dos carbonatos presentes em preenchimentos de brechas hidrotermais e nos veios.

As amostras foram preparadas utilizando micro retífica Beltec 0562/22, com ponteiros diamantadas e posterior moagem no graal de ágata, sendo utilizados 0,4 a 0,6 mg do material por análise, que são pesados em balança analítica de 5 casas, modelo XS205DU (Mettler Toledo). No sistema GasBench II o carbonato reage com ácido fosfórico em uma atmosfera inerte de hélio à 72 °C por duas horas, produzindo gás carbônico, conforme equação 1, que é purificado e seco e então enviado diretamente para o espectrômetro de massas. O CO_2 é injetado diretamente no IRMS (*Isotope Ratio Mass Spectrometer*) via tubos capilares, do modelo Delta V Advantage (Thermo Fisher Scientific).



O padrão internacional de notação, segundo Hoefs (2009) utilizado tanto para $\delta^{13}\text{C}$ como para $\delta^{18}\text{O}$, é o PDB, associado ao padrão fossilífero de um Belemnite da Formação *PeeDee*, de idade cretácea encontrado em Chicago. O autor ainda indica que essa notação é mais indicada para carbonatos formados em baixas temperaturas, para os $\delta^{18}\text{O}$ atribuídos há análises isotópicas de outros materiais, é preferível utilizar o padrão SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), medido como a composição isotópica média das águas dos oceanos atuais. Segundo o autor, quando o valor utilizado para razão isotópica do padrão é determinado pela *International Atomic Energy Agency* (IAEA) utiliza-se o prefixo V antes das siglas (V-PDB e V-SMOW).

4. CAPÍTULO IV — RESULTADOS

CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA E GEOQUÍMICA DAS FORMAÇÕES TRONCO E TIRANIA, GRUPO CASTRO (PR).

Angela Rodizes¹, Eleonora Maria Gouvea Vasconcellos^{2a}, Ariadne Borgo^{2b}, Carolina Cristine Dallagassa^{3a}, Camila de Oliveira Martins^{2c}.

¹ Universidade Federal do Paraná – UFPR, Programa de Pós-graduação em Geologia, Avenida Cel. Francisco H. dos Santos, 210, Jardim das Américas, CEP 81530-700, Curitiba, PR, BR (angelarodizes@ufpr.br)

^{2a} Universidade Federal do Paraná – UFPR, Programa de Pós-graduação em Geologia, Avenida Cel. Francisco H. dos Santos, 210, Jardim das Américas, CEP 81530-700, Curitiba, PR, BR (eleonora@ufpr.br)

^{2b} Universidade Federal do Paraná – UFPR, Programa de Pós-graduação em Geologia, Avenida Cel. Francisco H. dos Santos, 210, Jardim das Américas, CEP 81530-700, Curitiba, PR, BR (ariadneborgo@ufpr.br)

^{3a} Universidade de Brasília – UnB, Programa de Pós-graduação em Geologia,

^{2c} Universidade Federal do Paraná – UFPR, Programa de Pós-graduação em Geologia, Avenida Cel. Francisco H. dos Santos, 210, Jardim das Américas, CEP 81530-700, Curitiba, PR, BR (camila.martins@ufpr.br)

RESUMO

A Bacia de Castro, localizada no estado do Paraná, é uma bacia de transição associada ao Ciclo Brasileiro, com idade estimada entre 570 e 530 Ma. Sua composição inclui formações sedimentares, como Espalha-Brasa, Rio Piraí e Piraí Mirim, além de formações com maior contribuição vulcânica, como Tronco, Tirania e Aparição. Este estudo tem como objetivo compreender a evolução magmática e implicações petrogenéticas das Formações Tronco e Tirania. Foram realizadas análises petrográficas, geoquímicas (FRX), mineralógicas (DRX) e microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS). A Formação Tirania é predominantemente composta por riolitos, com ênfase em riolitos álcali-feldspato e ignimbritos reomórficos. A Formação Tronco é constituída principalmente por rochas intermediárias, destacando-se os andesitos. As análises geoquímicas indicam que os andesitos pertencem à série toleítica, enquanto os riolitos se enquadram na série cálcio-alcalina. Diagramas multielementares e as relações geoquímicas revelam que esses magmas possuem origens distintas, sem evolução contínua por cristalização fracionada, descartando assim uma relação cogenética entre eles.

Palavras-chave: litogeoquímica, petrografia, vulcanismo ácido

ABSTRACT

The Castro Basin, located in the state of Paraná, is a transitional basin associated with the Brazilian Cycle, with an estimated age of between 570 and 530 Ma. Its composition includes sedimentary formations, such as Espalha-Brasa, Rio Piraí and Piraí Mirim, as well as formations volcanic contribution, such as Tronco, Tirania and Aparição. This study aims to understand the magmatic evolution and petrogenetic

implications of the Tronco and Tirania Formations. Petrographic, geochemical (XRF), mineralogical (XRD) and scanning electron microscopy (SEM-EDS) analyses were carried out. The Tirania Formation is predominantly composed of rhyolites, with an emphasis on alkali-feldspar rhyolites and rheomorphic ignimbrites. The Tronco Formation consists of intermediate rocks, mainly andesites. Geochemical analyses indicate that the andesites belong to the toleitic series, while the rhyolites belong to the calcium-alkaline series. Multi-element diagrams and geochemical relationships reveal that these magmas have different origins, without continuous evolution by fractional crystallization, thus ruling out a cogenetic relationship between them.

Keywords: lithogeochemistry, petrography, acid volcanism

1. INTRODUÇÃO

A Bacia de Castro é uma das bacias que representam o estágio de transição da Plataforma Sul-Americana, sendo a terceira maior dessas bacias, com uma área de 900 km² (Almeida *et al.*, 2010). Essas bacias estão localizadas nas regiões orientais da Bacia do Parnaíba, na Província da Borborema, e nas áreas orientais e meridionais da Bacia do Paraná, nos setores Central e Meridional da Província Mantiqueira (Teixeira & Gaucher, 2004). Esse conjunto também inclui as bacias Jaibaras, Aurora, São Julião e Cococi, no Nordeste; Pouso Alegre e Eleutério, em Minas Gerais; Camarinhas e Guaratubinha (Barão *et al.*, 2017, Barbosa, 2018) no Paraná; Itajaí, Campo Alegre-Corupá (Almeida *et al.*, 1981; Siga Jr., 1995; Waichel *et al.*, 1998; Teixeira & Gaucher, 2004, Lino *et al.*, 2023), em Santa Catarina e Camaquã, no Rio Grande do Sul. No Uruguai, destacam-se as bacias de *Playa Verde*, *Barriga Negra* e *Cerro de Aguirres* (Almeida *et al.*, 2010).

O magmatismo bimodal observado na Bacia de Castro é um fenômeno recorrente em províncias vulcânicas de diferentes idades (Neoproterozoico a Cenozóico). Na Bacia de Campo Alegre, o Grupo Campo Alegre representa o primeiro estágio vulcânico, caracterizado por um magmatismo bimodal e uma diversidade de rochas piroclásticas. Esse grupo foi subdividido em duas fases, separadas por episódios de vulcanismo explosivo. A primeira fase é marcada por atividade vulcânica máfica, enquanto a segunda corresponde à deposição de ignimbritos associados ao vulcanismo ácido, seguida por um segundo evento explosivo (Citroni, 1998).

Lino *et al.* (2023) propõem que as rochas vulcânicas das Bacias de Campo Alegre-Corupá evoluíram a partir de fusão parcial do manto litosférico enriquecido, com subsequente cristalização fracionada e, em menor grau, assimilação crustal, sob diferentes regimes tectônicos extensionais.

Barbosa (2018) afirma que os magmas intermediários e ácidos da Bacia do Guaratubinha não são cogenéticos, pois possuem fontes distintas e trajetórias evolutivas diferentes, com a formação das rochas intermediárias datada entre 580 e 593 Ma. A pesquisa conclui que a hipótese mais adequada para a gênese dessas rochas é a fusão e evolução a partir de fontes crustais paleoproterozoicas distintas.

A Bacia do Camaquã é interpretada como um importante locus deposicional, caracterizado pela sobreposição parcial ou total do registro das bacias individualizadas em termos tectônicos, termo-mecânicos e geocronológicos (Paim *et al.*, 2000). Sua evolução geológica é complexa e se estendeu por aproximadamente 100 milhões de anos. Matté *et al.* (2014) relatam a ocorrência de uma sequência vulcânica bimodal representados por rochas ácidas (ignimbritos e riolitos) associados a corpos intrusivos e lavas de composição básica e intermediária na Formação Acampamento Velho.

Este estudo tem como principal objetivo a caracterização geoquímica e petrográfica das rochas vulcânicas coerentes e vulcanoclásticas, com o propósito de compreender a origem e a relação genética dessas rochas, definindo um modelo petrogenético para a Bacia de Castro.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de Castro está limitada, a oeste, por rochas sedimentares das Formações Iapó (Ordoviciano) e Furnas (Devoniano), pertencentes à Bacia do Paraná, enquanto a Leste é delimitada pela Falha de Castro, que se estende por cerca de 65 km, marcando o contato com o Complexo Granítico Cunhaporanga (Ediacarano) (Figura 01). Situada no setor meridional da Província Mantiqueira, sua evolução ocorreu entre 570 e 450 Ma. A região foi deformada por tectônica predominantemente rúptil e não apresenta evidências de metamorfismo (Teixeira & Gaucher, 2004).

Coutinho (1955) identificou as principais estruturas tectônicas da bacia, incluindo juntas e falhas paralelas à Falha de Castro. Esta última é uma falha extensional de mergulho oblíquo com direção N10E a N30E (Teixeira & Gaucher, 2004). Segundo Moro (1993), tais estruturas podem conter preenchimentos de opala, calcedônia, hematita ou material brechado de origem hidrotermal. A autora afirma que o primeiro estudo sobre a bacia foi realizado por Derby (1878), que descreveu rochas denominadas "pórfiros vermelhos", posteriormente classificadas como quartzo-pórfiros de origem efusiva ácida por Leinz (1936).

Trein & Fuck (1967) formalizaram a unidade geológica como Grupo Castro, subdividido em três sequências: sedimentar, vulcânica ácida e vulcânica intermediária. Arioli (1981) redefiniu os riolitos fluidais da sequência ácida como ignimbritos e sugeriu modelos metalogenéticos sedimentares, epitermais e subvulcânicos para a mineralização da região.

De acordo com Moro *et al.* (1994), o Grupo Castro compreende três associações principais. A Associação Tronco aflora no setor oeste e sul da bacia e é sobreposta pela Formação Furnas. Constitui-se de andesitos intercalados com riolitos, tufo lapílicos e cineríticos, ignimbritos e conglomerados subordinados. A Associação Tirania é composta por riolitos, quartzo-latitos, depósitos piroclásticos, conglomerados e arenitos (Moro, 1993). Segundo Moro *et al.* (1994), os riolitos ocorrem como domos, apófises e pequenos derrames, sendo porfiríticos, com fenocristais de quartzo e feldspato alcalino em matriz afanítica. A estrutura é predominantemente maciça, podendo exibir textura fluidal localmente. Os quartzo-latitos aparecem intercalados com os riolitos ou preenchendo condutos vulcânicos, podendo ser maciços ou porfiríticos, com fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio em matriz afanítica. As brechas piroclásticas, associadas a cones vulcânicos, contêm fragmentos de até 20 cm de riolito maciço e andesito em matriz *lápili*-tufácea. Os tufo, principais rochas piroclásticas da região, incluem variedades lapílicas líticas, finas vítreas e muito finas, formadas por poeira vulcânica.

A Associação Piraí do Sul, essencialmente sedimentar, ocupa a porção norte da bacia. Suas rochas são sedimentares mal selecionadas e imaturas, associadas a derrames andesíticos centimétricos e camadas milimétricas de cinzas vulcânicas e bombas andesíticas intercaladas. Os contatos com as associações vulcânicas podem ser erosivos, intrusivos ou controlados por falhas.

Mapa *et al.* (2019) revisaram as associações propostas por Moro *et al.* (1994), renomeando-as como formações, preservando as nomenclaturas originais, exceto pela subdivisão da Associação Piraí do Sul nas Formações Rio Piraí e Piraí-Mirim. Foram ainda individualizadas duas novas formações: Aparição e Espalha Brasa. Assim como as formações Rio Piraí e Piraí-Mirim, a Formação Espalha Brasa é composta por rochas sedimentares, especificamente arenitos conglomeráticos e conglomerados polimíticos. A Formação Aparição, por sua vez, é composta por tufo finos, siltitos e arenitos intercalados, intensamente fraturados e hidrotermalizados,

com camadas métricas de rocha piroclástica porfírica contendo fenocristais de plagioclásio (Mapa *et al.*, 2019).

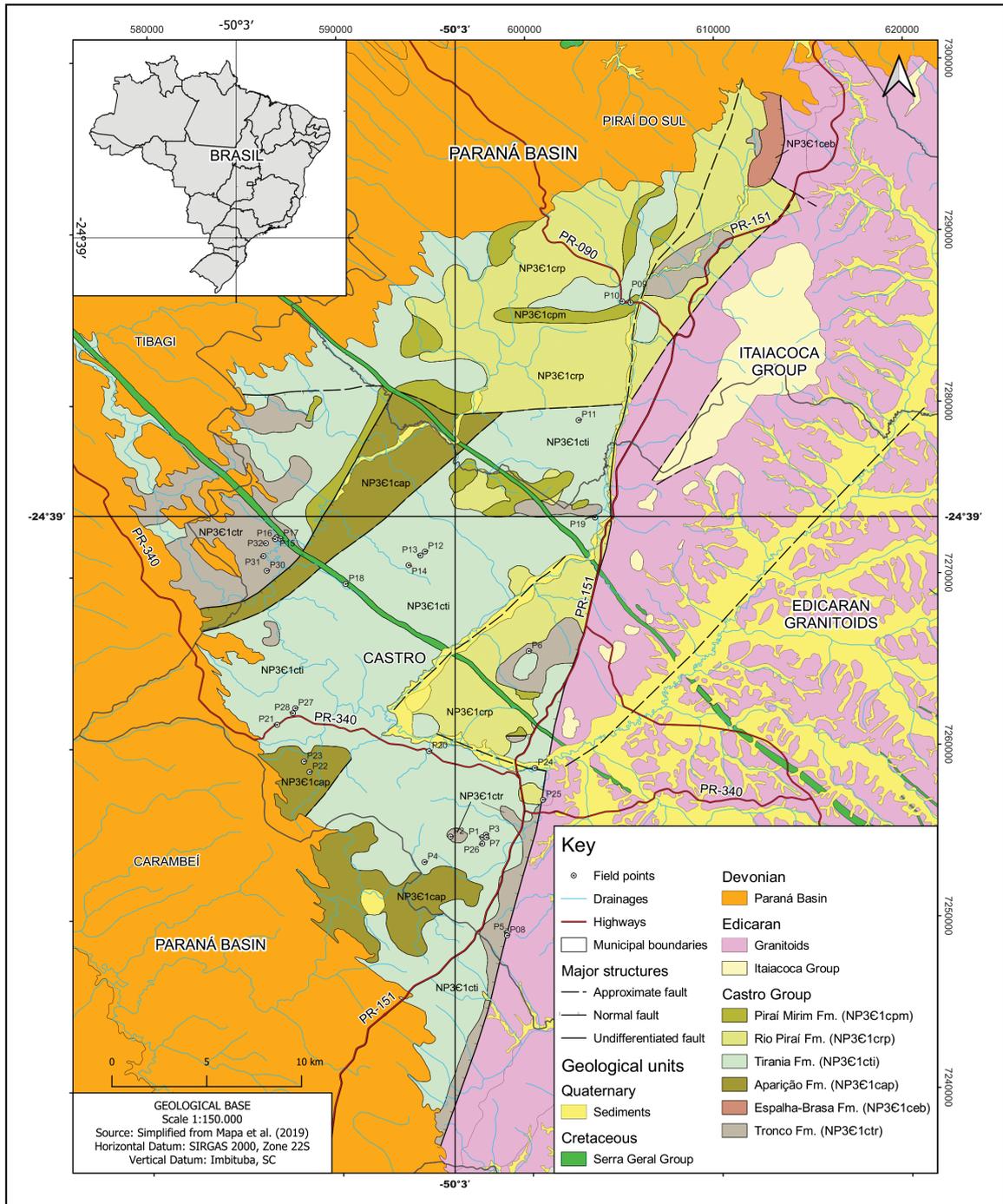


Figura 1 – Mapa geológico da Bacia de Castro e localização dos pontos de amostragem. Adaptado de Mapa *et al.* (2019).

O modelo geotectônico mais aceito atualmente para a área relaciona uma tectônica extensional NW-SE com a geração de espaço de acomodação dos

sedimentos e rochas vulcânicas da bacia de Castro, inserida no contexto geológico regional do sistema de *rift* Ediacarano-cambriano proposto por Almeida *et al.* (2010), que atuou na formação desta e das demais bacias do estágio de transição, nas regiões sul e sudeste do Brasil.

Marques (2023) sugeriu que a evolução da Bacia de Castro ocorreu da seguinte forma: entre 575 Ma e 530 Ma, o magmatismo intraplaca (félsico tipo A2) e o rifteamento formaram a Bacia de Castro, aproveitando estruturas pré-existentes e criando *horsts* e *grabens*. O vulcanismo cessou por volta de 530 Ma. No final do Ordoviciano (cerca de 430 Ma), ocorreu a deposição de sedimentos da Bacia do Paraná, preservando a Bacia de Castro. Por volta de 130 Ma, o magmatismo da Formação Serra Geral e o enxame de diques do Arco de Ponta Grossa iniciaram a exumação da bacia. A erosão subsequente expôs a Bacia de Castro em sua configuração atual.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos analíticos incluíram descrições de campo e petrográficas, além de análises em química de rocha total e minerais para amostras selecionadas das Formações Tronco e Tirania.

Foram analisadas 45 amostras por microscopia óptica, com lâminas confeccionadas no Laboratório de Laminação (LAMIN-UFPR). A descrição petrográfica foi realizada no Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM) utilizando um microscópio Olympus BX60, e as fotomicrografias foram obtidas no Instituto iLAMIR com um microscópio Zeiss Axio Imager.A2M. A classificação das rochas seguiu os diagramas QAP (Le Maitre, 1989) e Fisher (1961).

Foram feitas 20 análises de composição química total pelo método Fluorescência de Raios X utilizando pastilhas fundidas, com um espectrômetro Panalytical Axios Max com tubo de ródio (4 kV).

Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com EDS foi utilizada para imageamento de alta resolução e análise composicional semiquantitativa. As análises foram realizadas no CME-UFPR com um MEV TESCAN VEGA3 LMU, equipado com sistema EDS (Oxford) e detector SDD de 80 mm². As imagens foram obtidas após metalização com ouro.

As análises de Difração de Raios X (DRX) foram realizadas no iLAMIR com um difratômetro PANalytical EMPYREAN. A preparação seguiu o método *back loading* para amostras moídas. Para a identificação de argilominerais, alíquotas de 3 a 5 g de X amostras foram dispersas em água deionizada e, em seguida, submetidas à centrifugação. O sobrenadante de cada amostra foi transferido para três lâminas de vidro e seco em condições ambientais. Posteriormente, as lâminas foram submetidas a tratamentos adicionais, incluindo solvatação com etilenoglicol e aquecimento a 550°C. Como resultado, foram obtidas três leituras de DRX: (N) para amostras secas naturalmente, (E) para aquelas tratadas com etilenoglicol e (M) para as amostras calcinadas em mufla a aproximadamente 550°C. As análises foram conduzidas com tubo CuK α , varredura entre 3° e 70° 2 θ , e processamento foi realizado no *software* X'Pert Highscore Plus.

4. RESULTADOS

4.1 Análise Petrográfica

Os diversos processos genéticos envolvidos na formação de depósitos vulcânicos resultam em texturas originais que podem ser classificadas em duas categorias: coerentes ou vulcanoclásticas (McPhie *et al.*, 1993). Várias amostras têm características tanto de lavas coerentes quanto de rochas vulcanoclásticas. Por isso, este capítulo será dividido em duas partes: rochas vulcânicas coerentes e não coerentes.

4.1.1 Rochas vulcânicas coerentes

As fácies coerentes são classificadas macroscopicamente como riolitos e andesitos.

a) Andesitos

Os andesitos ocorrem relacionados à Formação Tronco e são rochas cinza a cinza escuro, com variações para tons marrons avermelhados. Possuem matriz afanítica, textura porfírica, com fenocristais de plagioclásio dispersos na matriz.

Em lâmina delgada observa-se que os andesitos porfíricos são formados essencialmente por matriz submilimétrica, composta por cristais de plagioclásio subédricos prismáticos, opacos (principalmente pirita e magnetita) e clorita (Figuras

2a e 2b). Os teores de anortita foram obtidos pelo método de Michel-Levy (Deer et al. 2013), em cristais de plagioclásio e definem o mineral como andesina. Não foram observados minerais como piroxênio e hornblenda, por isso, acredita-se a clorita é alteração desses minerais.

Duas amostras (06-C e 15-A) possuem uma matriz mais fina, composta por matriz uma matriz fina composta por plagioclásio e opacos e fenocristais de plagioclásio tabular. Nessas rochas, é comum a concentração de fenocristais, formando localmente textura glomeroporfírica. Os minerais opacos ocorrem como cristais finos na rocha no entorno dos plagioclásios na matriz, além de preencher fraturas. As amígdalas têm formas esféricas a elipsoidais, de 0,3 a 1mm, localmente podem ter até 6mm. Estão preenchidas por calcedônia, epidoto, quartzo e argilominerais. São rochas de textura subafírica e estrutura amigdaloidal.

Os minerais secundários comuns a todos os andesitos analisados são clorita, epidoto, calcita e argilominerais. Geralmente ocorrem no preenchimento de amígdalas, que têm tamanho variável (milímetros a centímetros) e formas ovais e elipsoidais. Observa-se saussuritização dos plagioclásios (desenvolvimento de um agregado de grão muito fino esverdeado, composto por epidoto, plagioclásio e sericita) e consequente descalcificação dos minerais.

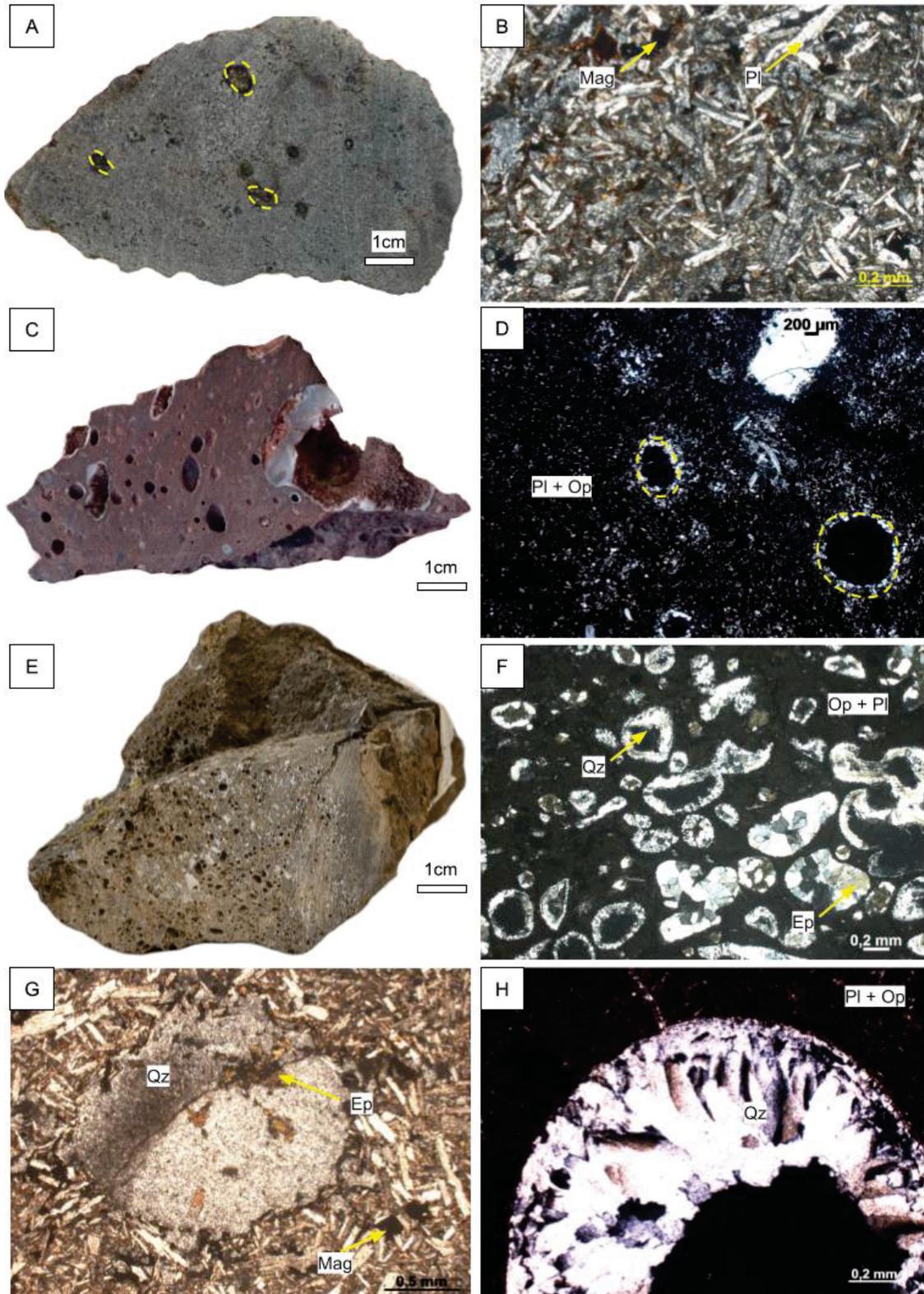


Figura 2 – Fotomicrografias de andesitos da Formação Tronco. Em **a**) andesito 02-A com amígdalas (destacadas em amarelo) preenchidas por epidoto e carbonato), **b**) fotomicrografia da amostra 02-A evidenciando matriz composta por plagioclásio e opacos (NX), **c**) amostra 06-C com matriz afanítica e estrutura vesicular e amigdaloidal, **d**) fotomicrografia (NX) da amostra 06-C com matriz feldspática e amígdalas preenchidas por quartzo, **e**) andesito 15-A com vesículas e amígdalas preenchidas por quartzo, **f**) fotomicrografia (NX) amostra de 15-A com matriz composta por plagioclásio, quartzo e vidro vulcânico (NX) em que observa-se epidoto e quartzo preenchendo amígdalas, **g**) detalhe de amígdala preenchida por epidoto e quartzo (N//) da amostra 2-A, **h**) detalhe da amígdala preenchida por quartzo em forma de pente, típica *comb texture*, NX.

b) Riolitos

Na Formação Tirania, ocorrem alcáli-feldspato riolitos (Afr) (Figura 3A-F), que são rochas de tons rosados, com texturas variando entre afanítica, porfírica, vítrea, esferulítica ou maciça.

Em lâmina petrográfica, identifica-se matriz quartzo-feldspática, textura porfírica com fenocristais de quartzo e microclínio, em matriz submilimétrica constituída por quartzo beta, microclínio sericitizado e vidro vulcânico (Figura 3A e 3D), além de venulações preenchidas por óxidos/hidróxidos de ferro e opacos (Figura 3B). Os principais minerais opacos, identificados por microscopia de luz refletida e MEV-EDS, são pirita, de hábito anédrico a euédrico prismático, e hematita, que geralmente é anédrica. Esses minerais ocorrem disseminados na matriz e preenchendo fraturas no quartzo e feldspato alcalino. Alguns riolitos possuem matriz formada por esferulitos quartzo-feldspáticos (Figura 3F). Ocorre quartzo com hábito euédrico hexagonal, definido como quartzo beta, em Afr porfíricos (Figura 3B).

No ponto 13 ocorre riolito hidrotermalizado (Figura 3G), de cor esverdeada, em contato com Afr; rochas de cor rosa alaranjadas com matriz afanítica e fenocristais de quartzo e feldspato alcalino; hololeucocráticas, com textura porfírica e estrutura maciça. Em lâmina delgada, a amostra de riolito hidrotermalizado têm fraturas perlíticas (Figura 3H) e epidoto. No contato entre os dois litotipos ocorrem *lithophysae* desenvolvidas a partir da textura esferulítica, preenchidas por quartzo cristalino (Figura 3I), argilomerais ou calcedônia, que muitas vezes engloba sericita e fragmentos da rocha riolítica.

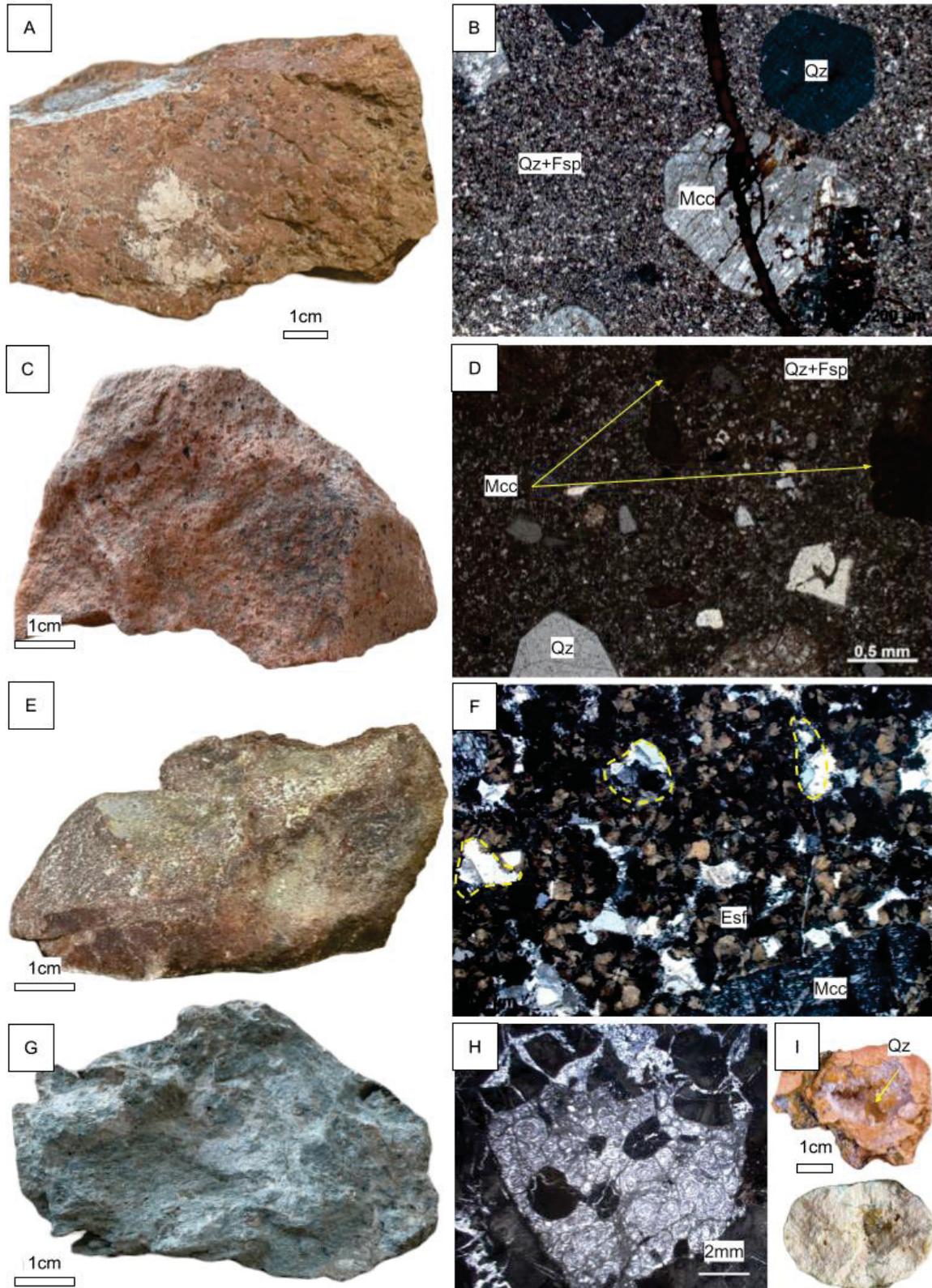


Figura 3 – Amostras de riolitos. Em a) amostra 07-A de Álcali-feldspato riolito (Afr) porfírico com fenocristais de quartzo e feldspato alcalino, b) Fotomicrografias de luz transmitida 07-A: matriz quartzo-feldspática (Qz + Fsp) e vítrea com fenocristais de microclínio (Mcc) e quartzo (Qz) (NX). Notar fratura preenchida por material avermelhado e fenocristal de quartzo beta, c) amostra 07-B de álcali-feldspato riolito (Afr) porfírico alterado com fenocristais de quartzo e feldspato alcalino, d) Amostra 07-B: matriz quartzo-feldspática e fenocristais de microclínio e quartzo. Notar cristais de microclínio sericitizados e turvos (paralelos//), e) Afr do ponto P-12, com estrutura maciça e textura porfírica. Os fenocristais da

amostra são de feldspato alcalino e quartzo, **f**) fotomicrografia da amostra 12-A com matriz composta por esferulitos (esf) quartzo-feldspáticos e amígdalas preenchidas por quartzo (destacadas em amarelo) (NX), **g**) imagem exibindo riolito hidrotermalizado, uma rocha maciça, sem preservação do protólito (Amostra 13-C), **h**) fotomicrografia (NX) de perlita da amostra 13-C, **i**) imagem mostrando o interior da *lithophysae*, preenchida com quartzo ou argilominerais.

4.1.2 Rochas vulcânicas não coerentes

a) Ignimbritos reomórficos

Em amostra de mão, são rochas predominantemente rosa alaranjada, com alguns membros cinza esbranquiçados, e são compostos por fragmentos tamanho cinza e, localmente, lúpili, com estrutura eutaxítica. Ocorrem tufos, de cor acinzentada, com granulometria cinza fina a média e presença de cristaloclastos de microclínio.

Ao microscópio, os tufos e lúpili-tufos possuem intercalação de lâminas submilimétricas, quase paralelas, compostas por esferulitos quartzo-feldspáticos ou matriz quartzo-feldspática. Os *fiamme* se caracterizam por serem feições planares e alongadas, com textura interna fibrorradiada. É possível identificar cristaloclastos de quartzo e de microclínio intensamente sericitizado, além da presença de hematita e, ocasionalmente, zircão. Localmente, são observados litoclastos de composição riolítica.

Os tufos apresentam intercalações de níveis com variação granulométrica compostos por quartzo e feldspato. O contato entre os níveis é gradacional. São observados cristaloclastos de quartzo anédricos de microclínio subédrico a euédrico prismático e com cantos arredondados. O microclínio, de maneira geral, está moderadamente sericitizado e pode possuir geminação Carlsbad ou em grade mal desenvolvida. Minerais opacos ocorrem subédricos prismáticos a anédricos e dispersos na matriz.

A amostra 10-A ocorre no contato entre a Formação Tirania e Pirai-Mirim. A porção de cinza da rocha é composta por cristaloclastos de quartzo, matriz quartzo-feldspática, *fiamme*, epidoto, minerais opacos e zircão. A porção de *lúpili* é composta por cristaloclastos de microclínio. Os *fiamme* ocorrem como cavidades achatadas preenchidas por quartzo e epidoto. A rocha possui textura eutaxítica e alto grau de deformação.

Os tufos e lúpili-tufos são classificados geneticamente como ignimbritos reomórficos, caracterizados pela presença de uma estrutura bandada em escalas macro e microscópica, *fiamme*, e cristaloclastos. As bandas observadas resultam do reomorfismo, um processo que envolve o fluxo dúctil de ignimbritos quentes durante

e após a deposição. Esse processo gera dobras de fluxo, vesículas alongadas, e cristais e clastos litológicos rotacionados (Brown & Andrews, 2015).

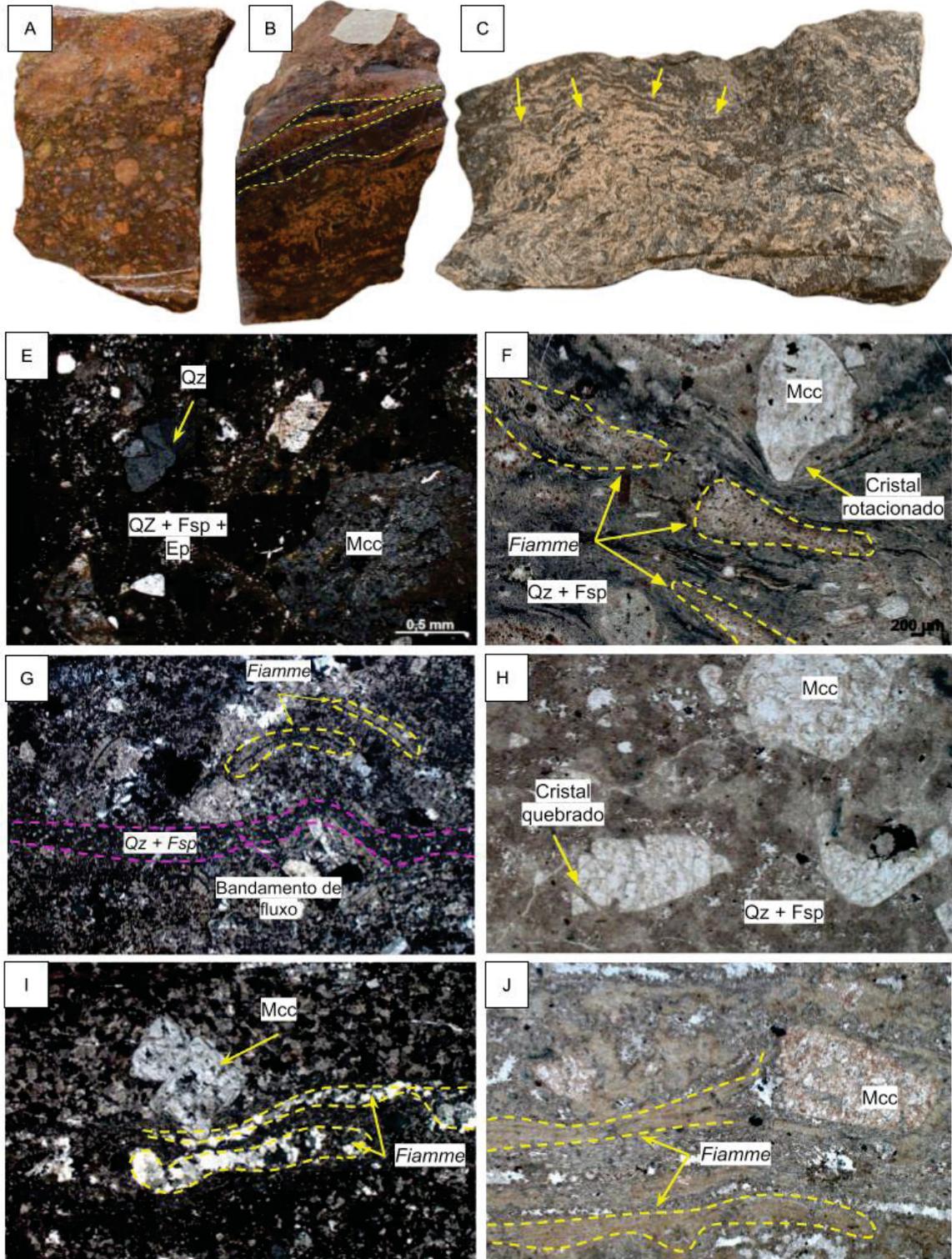


Figura 4 – Rochas vulcanoclásticas. Em a) amostra 10-A rosa alaranjada, com matriz com granulação cinza e cristaloclastos variando de cinza a *lápili*. Tem estrutura bandada, com alternância de níveis rosa claro e rosa alaranjado, b) Amostra 11-2-A, com *fiamme* centimétricos marcados em amarelo, c) tufo cinza lilás, com granulometria cinza fina a média e presença de cristaloclastos de microclínio, e)

fotomicrografia da amostra 10-A, a NX, evidenciando cristaloclastos de microclínio (Mcc) e quartzo (Qz) em matriz composta por Qz, Fsp e opacos, **f**) fotomicrografia (N//) da amostra 10-A onde observa-se cristal de microclínio rotacionado, **g**) Fotomicrografia da amostra 11-B (NX) com *fiamme* em meio à matriz quartzo-feldspática, além de esferulitos (esf) quartzo-feldspáticos, **h**) fotomicrografia (N//) da amostra 11-X onde observa-se cristaloclasto de Mcc quebrado em matriz quartzo-feldspática, i) fotomicrografia (NX) da amostra 11-Y com *fiamme* e cristaloclasto de Mcc, j) fotomicrografia (N//) da amostra 11-J com cristaloclastos de Mcc e *fiamme*.

A estrutura bandada (Figura 5A) é caracterizada pela intercalação de níveis com cores e espessuras distintas. Cristaloclastos de feldspato alcalino e de um mineral cinza escuro arredondado são observados nas camadas mais claras. Algumas amostras também possuem níveis quartzosos (Figura 5B).

Em análise microscópica, a matriz é predominantemente composta por esferulitos quartzo-feldspáticos (Figuras 5C e 5D), acompanhados por fenocristais de quartzo e microclínio, este último intensamente sericitizado, além de minerais opacos. Também são observadas amígdalas preenchidas por quartzo, bem como cristais de microclínio e quartzo fraturados (Figura 5).

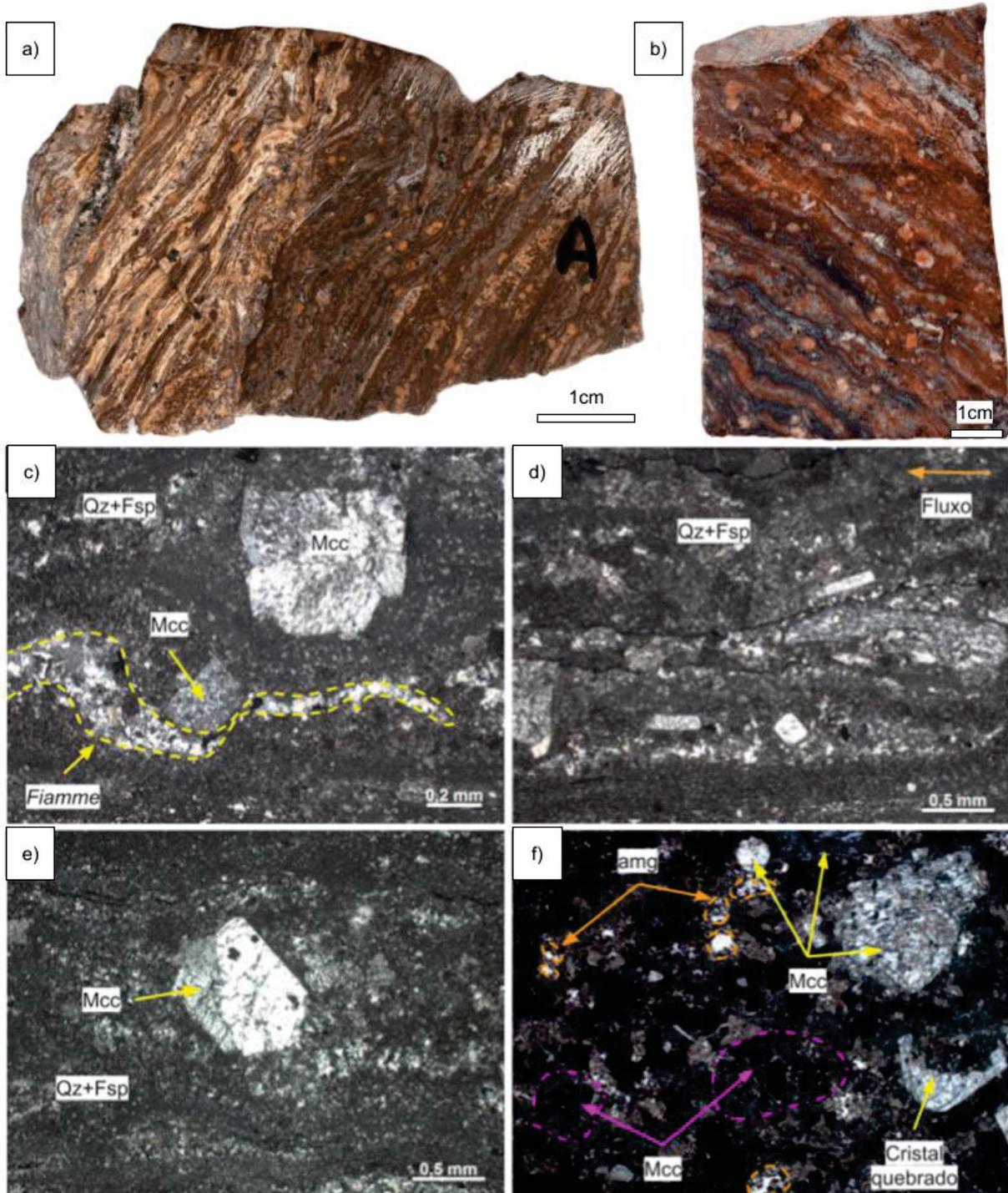


Figura 5 – Fotomicrografias de luz transmitida de rochas vulcânicas ácidas bandadas. Em a e b) Amostras de mão de rochas ácidas bandadas. Observar o bandamento definido pela alternância de bandas escuras e claras. c a f) Fotomicrografias (NX) de rochas ácidas bandadas. Em c) e d) amostra 11-22-A evidenciando a presença de *fiamme* (em c) e cristais orientados (d), em e) e f) amostra 11-30 com matriz quartzo-feldspática, amígdalas preenchidas por quartzo e fenocristais, por vezes quebrados, de microclínio.

Nos reoignimbritos ocorrem amígdalas com orientação de fluxo moderada (Figura 6) que são perpendiculares a subparalelas ao bandamento. Tem formas ovais

e elipsoidais e variam entre 1 a 4 cm de comprimento. São preenchidas por calcita, epidoto, sulfetos (bornita e calcopirita), hematita e albita.

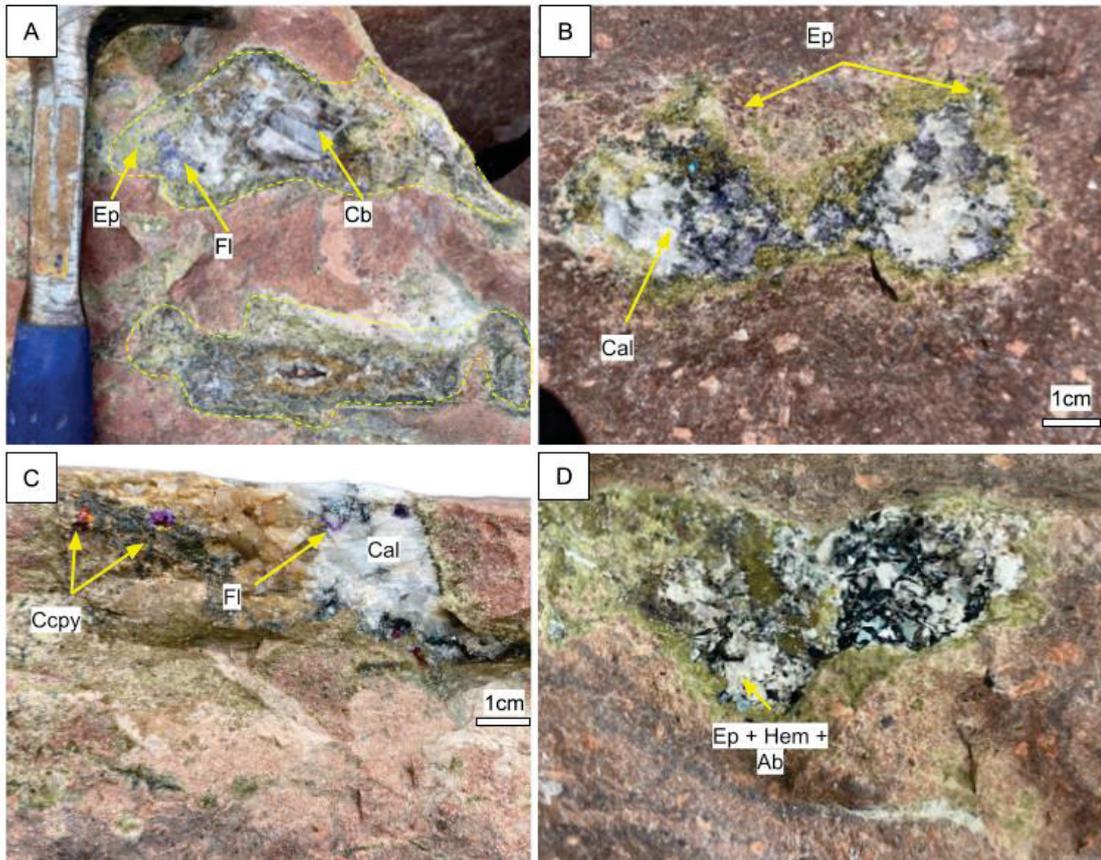


Figura 6 – Preenchimentos de amígdalas em reoignimbritos. Em **a**) amígdala superior é preenchida por cristais euédricos romboédricos de calcita e epidoto e fluorita anédricos; a inferior tem carbonato marrom claro, além de calcita, fluorita e epidoto, **b**) amígdala com preenchimento de fluorita, calcita e carbonato. Notar a presença de epidoto, de cor verde, nas bordas das cavidades, **c**) cristais de fluorita, calcopirita e calcita, d) amígdala de ignimbrito preenchida por hematita, calcita e epidoto.

4.1.3 Brechas

Ocorrem brechas formadas a partir de processos primários (riolitos autobrechados) e secundários (brechas hidráulicas/ hidrotermais).

As autobrechas riolíticas são brechas suportadas pela matriz, compostas por uma matriz muito fina de composição riolítica. Os clastos são monomíticos, tem formas angulosas a subangulosas e variam em tamanho desde poucos milímetros até aproximadamente 8 cm. Formam textura do tipo *jigsaw-fit* (Figura 7A).

No ponto 11 ocorrem brechas cuja matriz geralmente é composta por carbonato, epidoto, fluorita e os clastos são fragmentos angulosos, milimétricos a centimétricos, de reoignimbritos (Figura 7B). A matriz das brechas tem composição

semelhante ao preenchimento de amígdalas, o que indica fraturamento hidráulico e circulação de fluidos hidrotermais.

No contato entre rochas das Formações Tirania e Tronco (P-06), ocorrem brechas hidráulicas formadas por fragmentos centimétricos (geralmente menores que 6 cm) de andesito numa matriz fina, composta por hidróxido de ferro e quartzo (Figura 7C). As brechas coignimbríticas tem cristaloclastos de quartzo com evidências de engolfamento, imersos em uma matriz argilizada que exhibe traços de fluxo (7D).

No ponto 19, ocorrem brechas clasto suportadas compostas por fragmentos de andesitos e ignimbritos, incluindo fragmentos da própria brecha (Figura 7E e 7F). Nos ignimbritos são observados *shards* em formato de Y. A rocha é cortada por vênulas de quartzo, e os espaços entre os clastos são preenchidos por material argilizado. Os fragmentos são angulosos, sendo que alguns exibem sinais de hidrotermalização prévia, porém não relacionada ao evento de brechamento. A presença de grãos amalgamados sugere uma possível origem sinvulcânica.

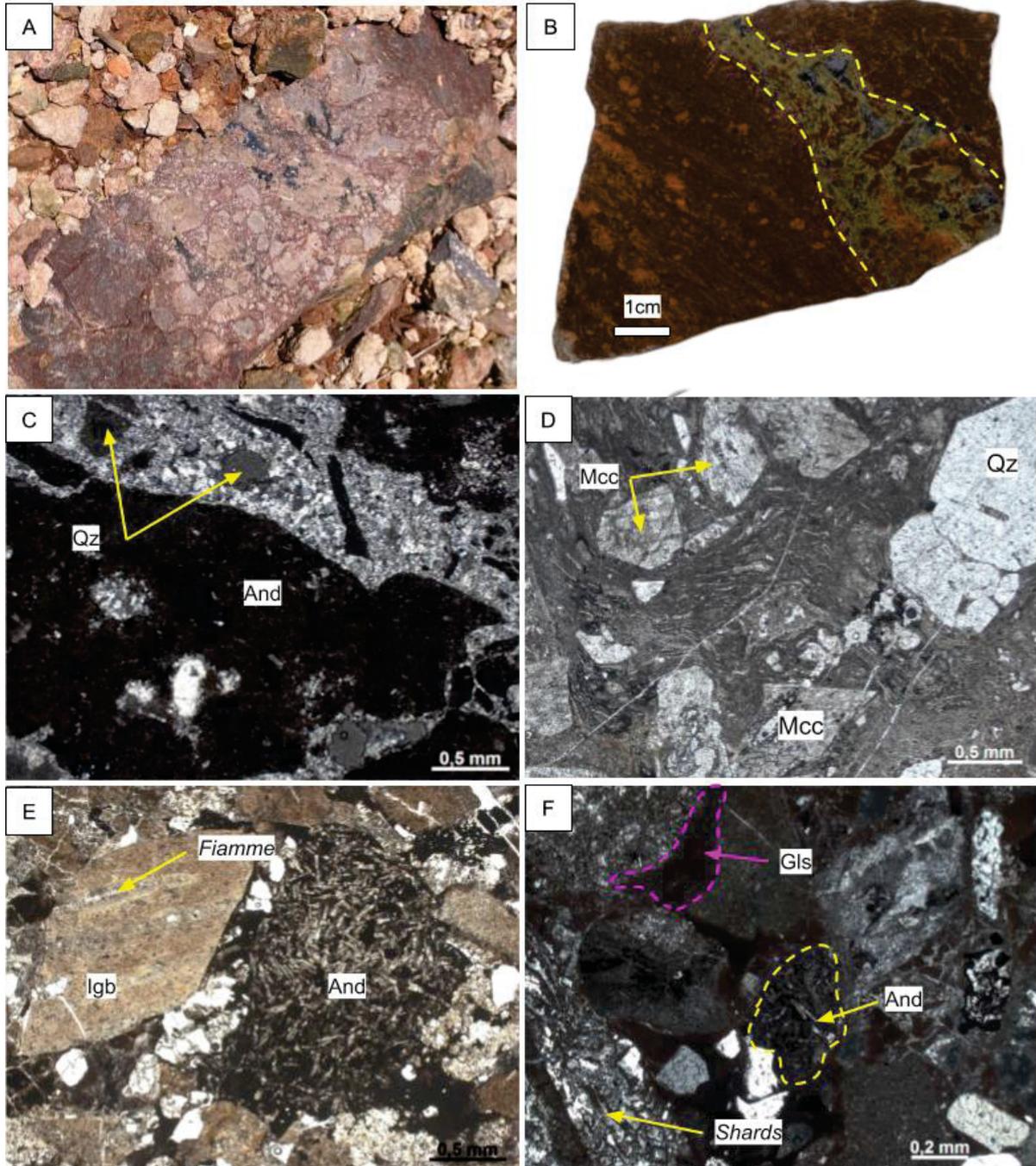


Figura 7 – Em a) autobrecha riolítica, b) reiginimbrito com porção brechada (destacada em amarelo), c) detalhe de clasto de andesito, com matriz composta por plagioclásio e opacos, com amígdalas circulares em amarelo (NX), b) clastos de andesito em matriz quartzosa (N//), d) brecha com cristaloclastos de quartzo exibindo engolfamento, em matriz argilizada com evidências de fluxo, e) amostra 19-A (N//) composta por fragmentos de ignimbritos (igb) e andesitos em uma matriz com hidróxidos de ferro (provavelmente vidro vulcânico oxidado), f) amostra 19-A (N//) onde observa-se vidro vulcânico alterado (Gls) e clastos de andesito e ignimbrito com *shards*.

5. LITOGEOQUÍMICA

Na Formação Tirania predominam os litotipos ácidos, que, devido à sua maior diversidade composicional e textural, foram subdivididos em riolitos, rochas vulcânicas

ácidas bandadas, reoignimbritos e *lithophysae*. Na Formação Tronco, predominam andesitos, que foram mantidos como um único grupo, pois apresentam características petrográficas homogêneas.

Os óxidos analisados por fluorescência de raios X são SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3(total)}, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₅. Para caracterização litogeoquímica, todas as amostras foram consideradas, apesar das rochas intermediárias possuem teores de LOI acima de 5%, devido aos altos teores de minerais primários hidratados quando comparados a rochas ácidas.

No diagrama de classificação TAS ((Na₂O+K₂O) x SiO₂) (Figura 8A) de Le Maitre *et al.* (1989), observa-se o comportamento distinto dos dois grupos de amostras, sendo que as ácidas possuem composições mais homogêneas enquanto as intermediárias possuem maior variedade geoquímica. As ácidas são classificadas, predominantemente, como riolitos, com exceção à amostra 11-Bdc que corresponde a banda de cor mais clara da rocha vulcânica ácida bandada, classificada como traquito, enquanto a banda mais escura é classificada como riolito. As rochas intermediárias são classificadas como andesitos, traquiandesitos e traqui andesito basáltico, entretanto ocorre uma amostra (15-A) projetada no campo do dacito, possivelmente devido à presença de amígdalas preenchidas por quartzo, o que pode ter elevado o teor de SiO₂.

O diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura 8B), indica que os andesitos pertencem, predominantemente, à série magmática toleítica, enquanto os riolitos se enquadram na série cálcio-alcálica, com uma forte tendência alcalina. A amostra 02-A, classificada no diagrama TAS como traqui-andesito, está projetada no campo cálcio-alcálico, devido aos altos teores de Na₂O + K₂O=8,60 wt% e baixo teor de Fe₂O₃ (9,89%). Uma amostra de *lithophysae* (13-J), está projetada no campo toleítico, devido aos baixos teores de Na₂O e K₂O, com 0,06% e 0,92%, respectivamente, além disso essa amostra possui um LOI alto (3,22%), o que pode indicar a lixiviação desses elementos por alteração hidrotermal. A outra amostra de *lithophysae* (13-A) também é empobrecida nesses óxidos, entretanto possui um LOI menor (1,83%) e está projetada no campo cálcio-alcálico.

No diagrama de classificação SiO₂ vs. Zr/TiO₂ (Figura 8C) proposto por Winchester & Floyd (1977), as amostras 02-B, 03-A, 06-A, 07-A, 07-B, 11-4, 11-D e 12-A são classificadas como riolitos, as amostras bandadas indicam variação, sendo

que a 11-Bdc é um comendito e 11-Bde um traquito. No grupo dos andesitos, as amostras 02-A e 05-A são classificadas como traquiandesitos, 15-A como dacito, 16-A, 16-B, 17-A, 21-A como andesitos, e a amostra 17-B como um álcali-basalto.

No diagrama de saturação em Alumina de Maniar & Piccoli (1989) (Figura 8D), as amostras são todas classificadas como peraluminosas, entretanto as rochas ácidas possuem, no geral uma tendência mais peralcalina em comparação as intermediárias.

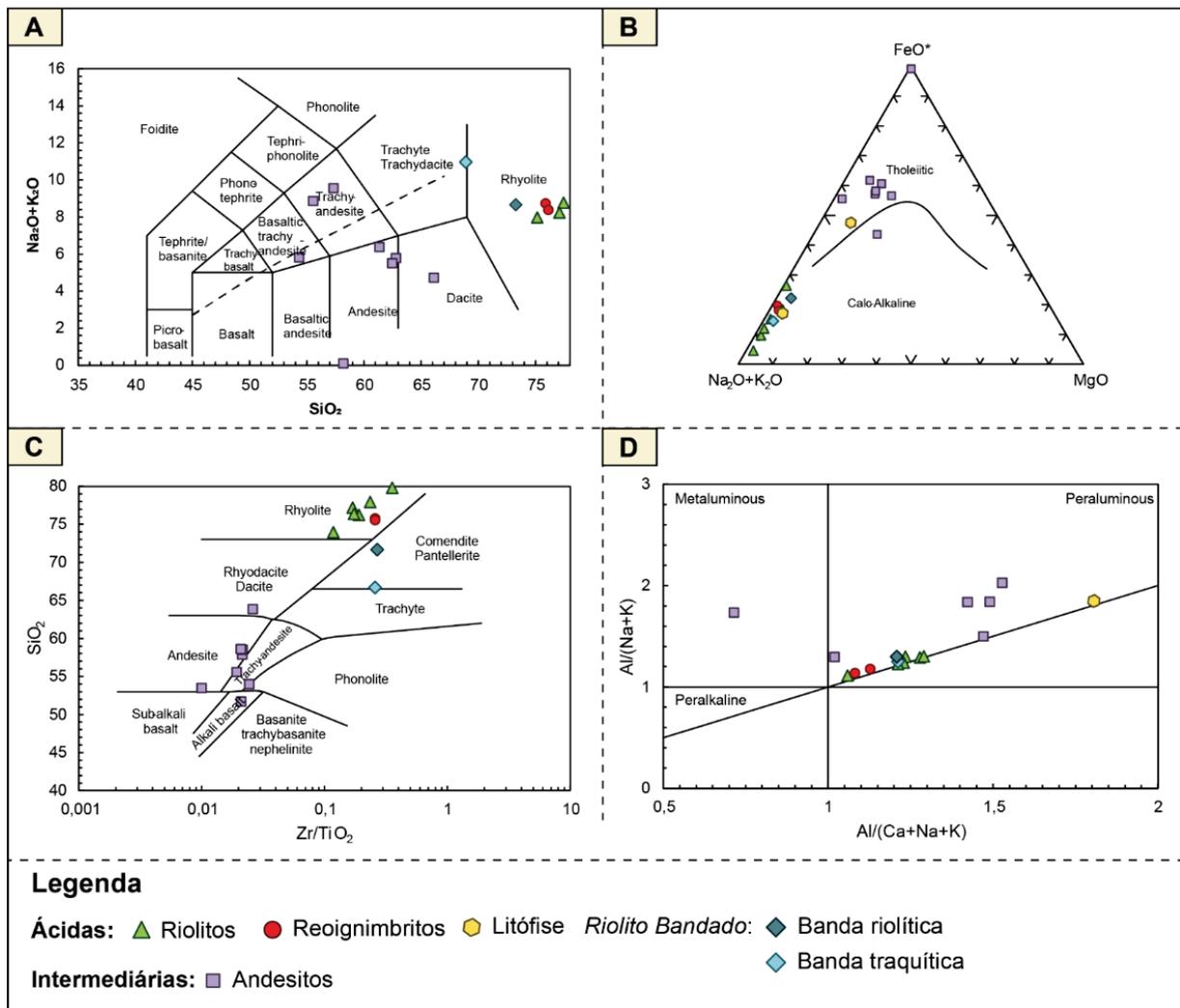


Figura 8 – **A**) Classificação no diagrama TAS ($(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs. SiO_2) de Le Maitre *et al.* (1989) para rochas vulcânicas dos litotipos descritos. Linha tracejada indica o limite de saturação em SiO_2 de Le Bas *et al.* (1986), **B**) Diagrama de classificação SiO_2 vs. Zr/TiO_2 proposto por Winchester & Floyd (1977), **C**) Classificação dos litotipos descritos no diagrama R1-R2 para rochas vulcânicas segundo De La Roche *et al.* (1980), **D**) Caracterização da tendência de diferenciação dos litotipos estudados, segundo diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971), sendo A = $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, F = $\text{FeO}(\text{total})$, M = MgO , expressos em porcentagem peso, E) Diagrama de saturação em Alumina de Maniar & Piccoli (1989).

5.1 Diagramas de variação

Nos diagramas de Harker (Figura 9), observa-se que os óxidos definem um *gap* composicional entre os grupos de andesitos e riolitos, especialmente nos teores de TiO_2 , Fe_2O_3 e Al_2O_3 . Para os demais óxidos, os valores apresentam maior dispersão em função do teor de SiO_2 , sobretudo nos andesitos, que possuem LOI mais alto, variando de 1,01 a 8,84%, o que pode indicar a influência de processos hidrotermais. No grupo das rochas ácidas, apesar também ocorrer dispersão, observa-se maior agrupamento dos pontos e uma tendência decrescente de Al_2O_3 em função do aumento da SiO_2 indicando comportamento compatível desse óxido com a cristalização no durante a evolução magmática. As amostras de *lithophysae* possuem maior dispersão do grupo devido aos altos teores de SiO_2 .

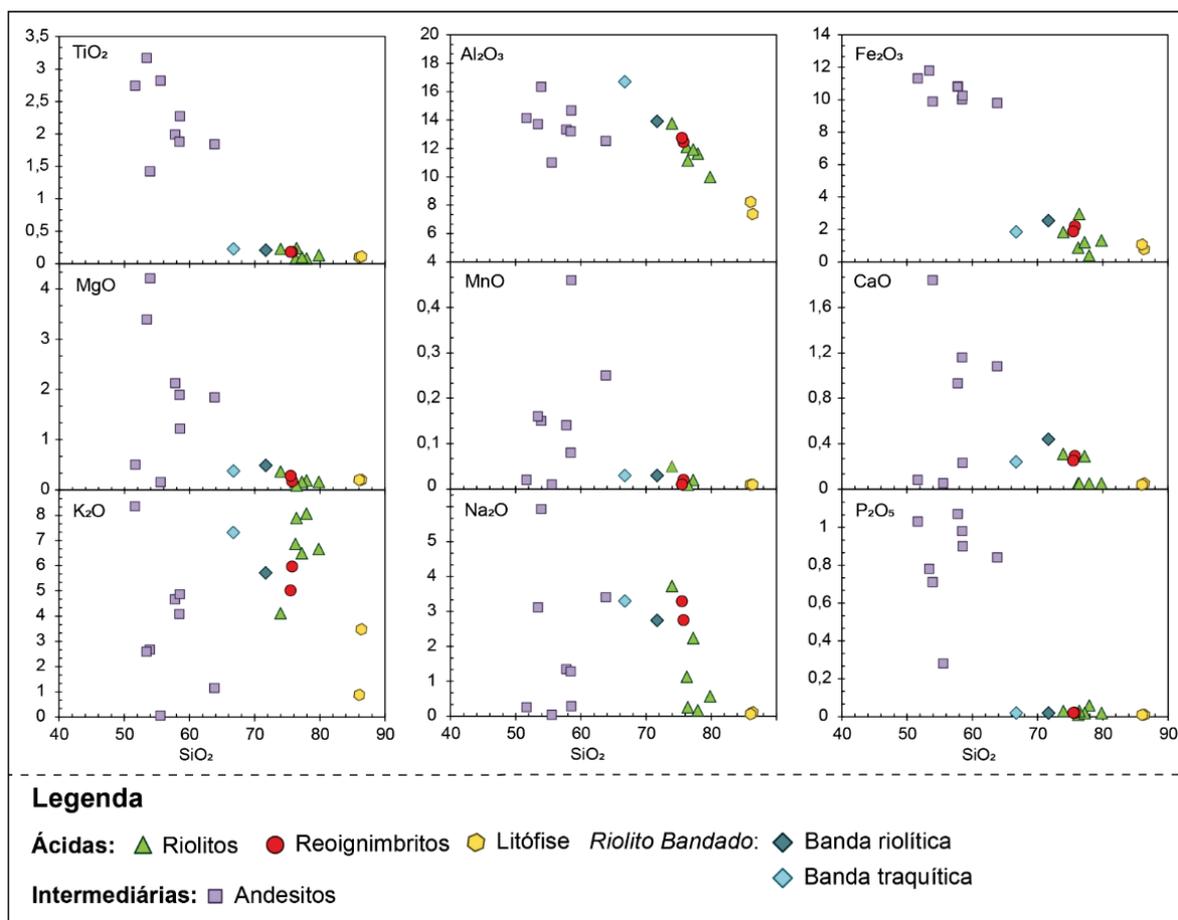


Figura 9 – Diagramas de variação do tipo Harker, para óxidos (wt%), para os litotipos estudados. Notar o *gap* composicional entre andesitos e riolitos.

Nos diagramas *Harker* para os elementos traço (Figura 10) também ocorre uma dispersão muito grande, de forma que não são determinadas tendências evolutivas evidentes.

Nos andesitos, os teores de Rb variam de 5 a 159 ppm, com o maior valor registrado na amostra 17-B. O Ba apresenta concentrações entre 837 e 2.774 ppm, com os teores mais elevados identificados nas amostras de andesito 17-A e 17-B, ambas com intensa argilização. De forma geral, as amostras de andesíticas são mais enriquecidas em elementos traço em comparação com as riolíticas, com exceção do Rb.

Nos litotipos ácidos, os teores de Rb variam de 38 a 228 ppm, com a maior concentração observada na amostra de riolito 03-A (228 ppm). O Ba apresenta uma ampla faixa de variação, de 0 a 2.461 ppm, com o maior valor registrado na amostra 02-B, um riolito maciço da Formação Tronco, cujos teores se assemelham aos observados nos andesitos. O Sr varia de 10 a 169 ppm, com a maior concentração na amostra 02-B. O Zr varia de 153 a 595 ppm, com os valores mais elevados identificados nos riolitos bandados (564 e 595 ppm). O Y apresenta uma variação expressiva, de 37 a 1.023 ppm, sendo que este último valor foi considerado um erro analítico. As rochas vulcânicas ácidas bandadas também apresentam teores anômalos de Ni (2.610 e 8.880 ppm) e Cr (210 e 1.484 ppm), possivelmente associados à presença de cristaloclastos. Por fim, os teores de Ga variam entre 9 e 34 ppm, enquanto o Zn oscila entre 9 e 134 ppm.

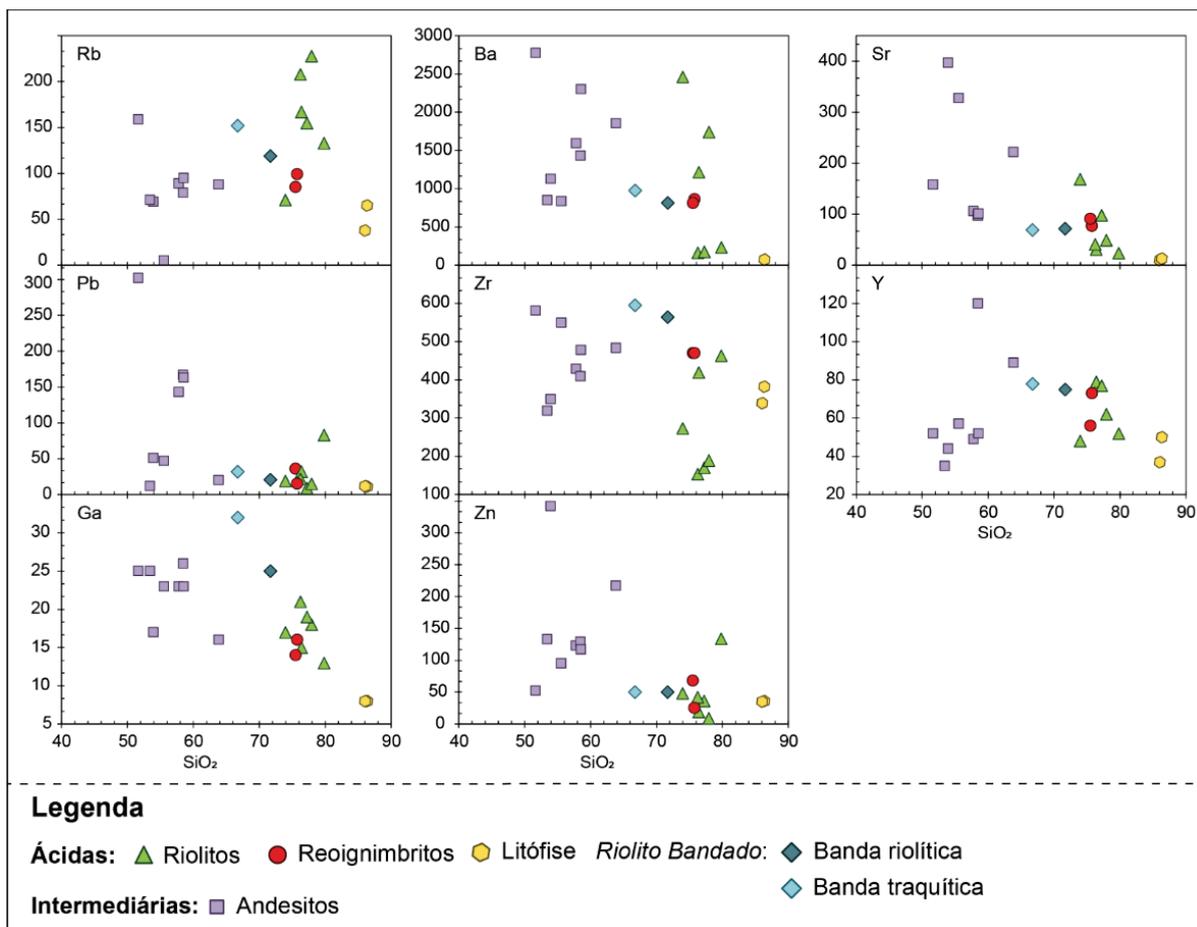


Figura 10 – Diagramas de variação do tipo Harker, para elementos traço (ppm), para os litotipos estudados.

5.2 DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES

O diagrama multielementar (Figura 11) normalizado pelo condrito (Sun & McDonough, 1989), indica padrões distintos da distribuição de elementos traço para as duas unidades. Algumas amostras do grupo intermediário (andesitos) exibem anomalia negativa de P, além de positiva de Ba, sugerindo mobilidade desse elemento devido à alteração hidrotermal. Além disso, observa-se um empobrecimento em Ca, compensado pelo enriquecimento em Na e K, indicando possível alteração hidrotermal sódico-potássica. As amostras do grupo ácido (riolitos) apresentam anomalias negativas de Ti e P, sendo a anomalia de P mais acentuada. Nos riolitos, o titânio é levemente enriquecido, com concentrações de aproximadamente 2 a 5 vezes os valores condritos. O Sr também exibe um enriquecimento semelhante, variando entre 1 e 10 vezes em relação ao condrito. Nos andesitos, o fósforo é moderadamente enriquecido, em torno de 5 vezes o valor condrito. O bário exibe uma anomalia positiva marcante em ambos os litotipos, com concentrações variando de 400 a 1000 vezes os valores condritos.

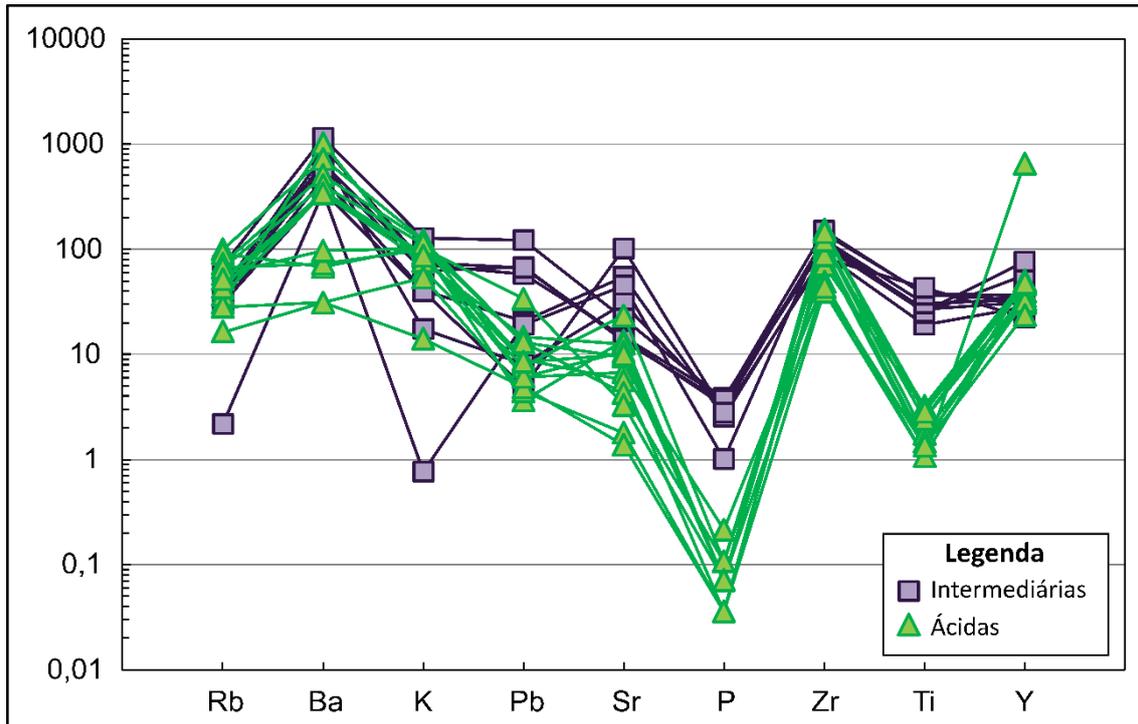


Figura 11 – Diagrama de elementos traço normalizados pelo condrito (Sun & McDonough, 1989).

5.3 DIFRATOMETRIA DE RAIOS X

As análises de seis amostras de *lithophysae* (13-B, 13-C, 13-D, 13-E, 13-F e 13-J) indicaram quartzo e microclínio como constituinte principal. Na amostra 13-C, foi coletado apenas o material de preenchimento da *lithophysae*, indicando apenas picos de quartzo. Na amostra 13-B também são identificados picos característicos de zeólita. Caulinita e ilita foram identificadas utilizando DRX com tratamento (Figura 12A).

Os andesitos alterados (amostras 16-A, 16-B, 17-A e 17-B) foram analisados com o objetivo de compreender as transformações mineralógicas resultantes dos processos de alteração. As análises indicaram a formação de albita, quartzo, microclínio e zeólita, evidenciando a recristalização de feldspatos e a redistribuição de sílica. Na amostra 17-B, foram identificados de adulária, quartzo, jarosita e argilominerais de camadas mistas (*Mixed-Layer Clays*) do tipo ilita-clorita, caracterizados pela alternância de camadas de diferentes tipos de argila (Figura 12B).

As análises do preenchimento das amígdalas nos ignimbritos (amostras 11-2-C, 11-A-2, 11-B) confirmaram a presença dos minerais previamente identificados em amostra de mão, incluindo carbonato, fluorita, quartzo e especularita. Além disso, em duas dessas amostras (11-2-C e 11-A-2), foi detectada a presença de zeólita. As

análises da matriz das brechas com reoignimbritos (amostras 11-Q, 11-U, 11-P, 11-E-2, 11-L, 11-R) evidenciaram que, além dos minerais encontrados no preenchimento das amígdalas, também ocorrem albita, clorita e andradita, sugerindo um ambiente com alterações hidrotermais.

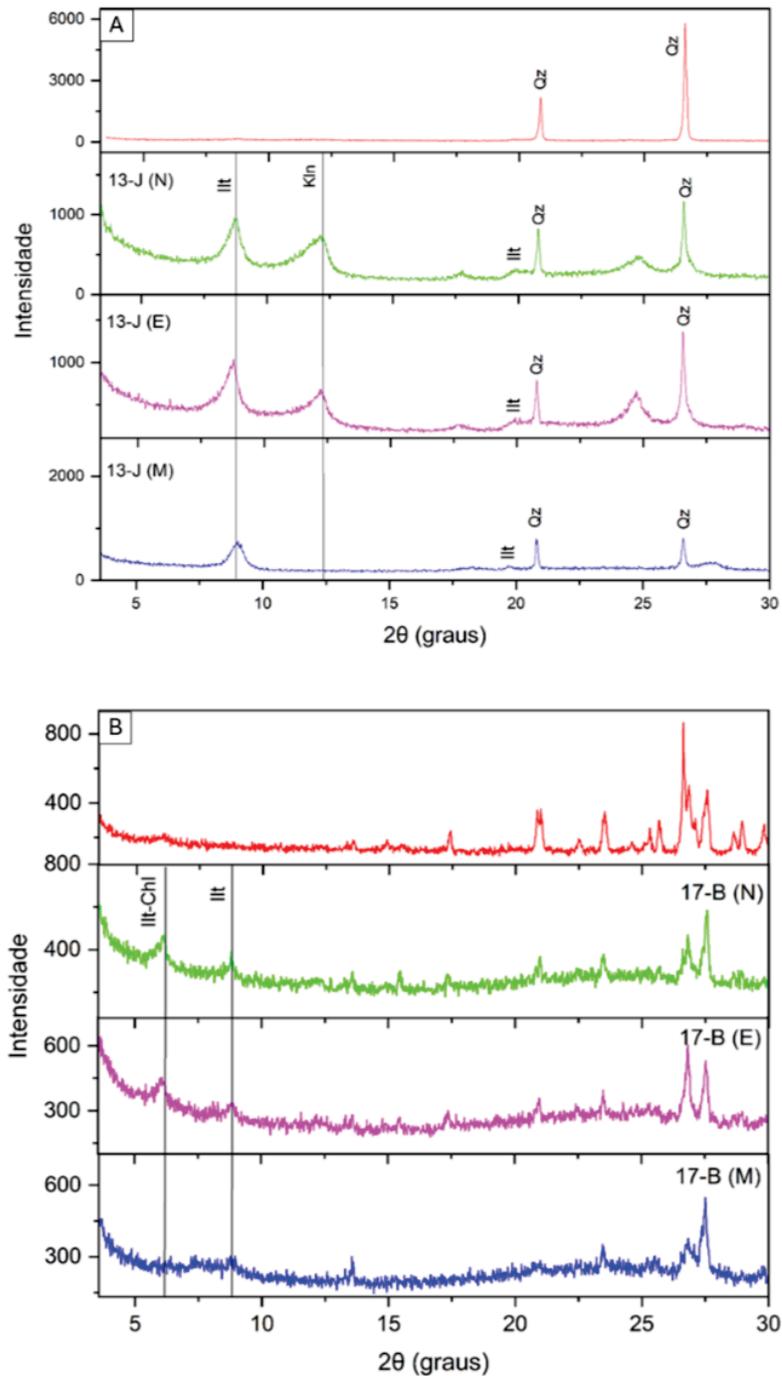


Figura 12 – Difractogramas para identificação de argilominerais. Em a) amostra de *lithophysae* (13-J) exibindo os picos de Illita (Ill) e Caulinita (Kln), b) amostra de andesito alterado (17-B) com picos de Illita (Ill) e Illita-Clorita (Ill-Chl).

5.4 MEV-EDS

Os minerais opacos analisados por MEV-EDS são hematita e magnetita. As análises realizadas indicam a presença predominante de hematita e magnetita, com algumas variações nos teores de ferro e oxigênio. Em várias amostras, são identificados traços de titânio (1 – 4wt%), embora os teores sejam insuficientes para classificar os minerais como ilmenita. Além disso, algumas análises têm valores anômalos, como baixos teores de oxigênio ou elevados de ferro, sugerindo possível contaminação ou presença de ferro metálico.

Na amostra do andesito 02-A (Figura 13A e B), análises da matriz da rocha mostraram teores de 49,74 – 53,37 wt% de SiO₂, 25,83 – 26,94 de MgO, 7,6 – 10,77 wt% de Al₂O₃, 11,32 – 13,03 wt% de Fe₂O₃, 0,5 – 0,8 wt% de K₂O, 0,6 – 0,7 wt% de CaO e 0,50 – 0,64 wt% de Na₂O.

A matriz quartzo-feldspática de duas amostras (13-B e 11-22-A) (Figura 13C e 13D) foi analisada. A amostra 13-B indicou teor de SiO₂ de 61,26%, Al₂O₃ = 13,80%, Na₂O = 10,45%, CaO = 0,32%, K₂O = 0,03%, Fe₂O₃ = 0,63%. A amostra 11-22-A tem teor de SiO₂=60,54%, Al₂O₃ = 9,64%, Na₂O = 2,70%, CaO = 6,43% e K₂O = 3,25%, MgO= 6,13%. As imagens de MEV-EDS permitem observar a morfologia dos argilominerais associados às *lithophysae*.

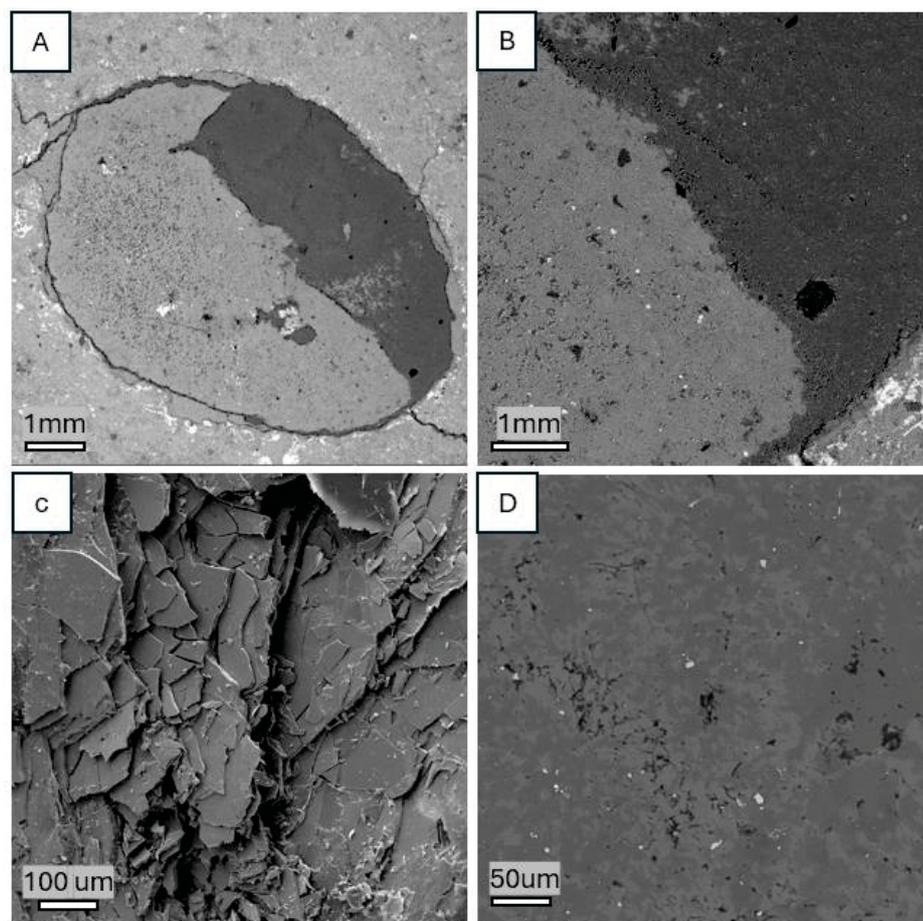


Figura 13 – Imagens obtidas por MEV-EDS. **A)** amígdala preenchida por quartzo em andesito (amostra 02-B), **B)** Detalhe da amígdala em A, **C)** cristais de argilomineral associado às *lithophysae* (amostra 13-B), **D)** matriz da amostra 11-22-A.

6. DISCUSSÃO

6.1 Contexto estratigráfico das unidades vulcânicas da Bacia de Castro

A Bacia de Castro exibe litotipos vulcânicos com características composicionais e texturais notavelmente distintas. A Formação Tronco, que ocorre principalmente nos setores oeste e sul da bacia, é predominantemente de composição intermediária, abrangendo andesitos, traqui-andesitos, traqui-andesitos basálticos e traquitos, com uma assinatura cálcio-alcalina de alto K. Em contraste, a Formação Tirania, que aflora na porção centro-norte e norte da bacia, é composta por rochas ácidas ricas em sílica, incluindo riolitos e álcali-feldspato riolitos, além de depósitos vulcanoclásticos como lápili-tufos e tufos, que podem ser classificados como reognimbritos. Esta formação exibe uma assinatura cálcio-alcalina de alto K e está associada a depósitos efusivos e explosivos.

A análise detalhada da estratigrafia, conforme a organização proposta por Mapa *et al.* (2019), evidencia que as formações vulcânicas Tronco e Tirania não representam um mesmo episódio eruptivo. Pelo contrário, estão intercaladas com sequências sedimentares significativas, como a Formação Espalha Brasa, composta por arenito conglomerático e conglomerado polimítico, e a Formação Aparição, que inclui tufos finos, siltitos e arenitos intercalados. A presença dessas formações sedimentares indica períodos importantes de erosão, transporte e sedimentação, sugerindo um hiato geológico expressivo entre os eventos vulcânicos que deram origem à Formação Tronco e, posteriormente, à Formação Tirania.

Esta interpretação estratigráfica é fortemente corroborada por dados geocronológicos U-Pb em zircão, que estabelecem idades distintas para as formações. Os andesitos da Formação Tronco foram datados em aproximadamente $551,6 \pm 7,8$ Ma e $554,0 \pm 6,6$ Ma, enquanto os riolitos da Formação Tirania apresentam idades de cerca de $532,6 \pm 5,0$ Ma. Essa diferença de aproximadamente 19 milhões de anos entre os eventos de cristalização sublinha a descontinuidade temporal e a ocorrência de processos geológicos variados entre os pulsos magmáticos.

6.2. Análise petrográfica e faciológica

As observações petrográficas e de campo permitem distinguir claramente as fácies vulcânicas coerentes e vulcanoclásticas.

Nas fácies coerentes, os andesitos porfíricos da Formação Tronco são compostos por matriz submilimétrica de plagioclásio subédrico prismático, opacos (pirita e magnetita) e clorita, com fenocristais de plagioclásio (andesina). A ausência de piroxênios e hornblendas sugere que a clorita é produto de alteração desses minerais. As amígdalas nesses andesitos são preenchidas por calcedônia, epidoto, quartzo e argilominerais.

Na Formação Tirania, os álcali-feldspato riolitos (Afr) são rochas maciças, porfíricas com fenocristais de cantos arredondados, provavelmente por reabsorção durante o contato com o magma (McPhie *et al.*, 1993). Quartzo beta ocorre como fenocristal nessas rochas e indica temperaturas de formação de $573 - 879^{\circ}\text{C}$ (Deer *et al.*, 2013). A composição dos esferulitos e *lithophysae* associados a esse litotipo foi determinada por análises de difratometria de raios X, revelando picos correspondentes ao microclínio e ao quartzo.

A análise da matriz quartzo-feldspática dos Afr evidencia diferenças na composição química que podem representar variações nos processos de formação e nas características do magma de origem. A elevada concentração de Na₂O na amostra 13B sugere um ambiente mais alcalino, possivelmente associado a um magma diferenciado. Em contrapartida, a amostra 11-22-A, com maiores teores de Al₂O₃, CaO e K₂O, indica uma composição mais félsica, sugerindo maior participação de feldspatos cálcicos e potássicos. Na amostra de andesito, 02-A, as análises resultaram em baixo teor de SiO₂ e alto teor de Mg e Fe, condizentes com lavas máficas.

Estudos anteriores (Moro, 1993; Seoane, 1999; Mapa *et al.*, 2019; Marques, 2023) relataram a ocorrência de riolitos bandados no ponto 11. No entanto, a presente análise sugere que esses litotipos exibem feições indicativas de fluxo piroclástico, como estruturas bandadas, cristaloclastos caídos, intercalações de níveis esferulíticos e presença de *fiamme*.

As lavas ácidas e os ignimbritos reomórficos apresentam diferenças texturais e estruturais distintas. Os ignimbritos possuem textura eutaxítica, marcada pela presença de *fiamme*, fragmentos líticos, cristaloclastos e, menos comumente, *glass shards*, enquanto as lavas ácidas exibem vesículas alongadas, autobrechação e formação de vitrófiros no topo devido ao rápido resfriamento. Estruturalmente, os ignimbritos se caracterizam pela ausência de soldamento em suas partes superiores. Em campo, nota-se que as lavas desenvolvem brechas com uma matriz muito fina e clastos de composição riolítica.

Nos reoignimbritos são observadas bandas compostas por esferulitos. Brown & Andrews (2015) afirmam que a alteração de reoignimbritos ocorre em duas fases principais. Na primeira fase, o vidro vulcânico devitrifica e se cristaliza lentamente em arranjos microcristalinos de feldspato e polimorfos de sílica anidra, como tridimita e cristobalita, sendo dependente da temperatura. Esse processo pode afetar grandes áreas de ignimbritos soldados, exceto nas zonas marginais rapidamente resfriadas, que permanecem como vitrófiros. Na segunda fase, formam-se esferulitos, nos quais albita e sílica irradiam a partir de um ponto central, formando a textura perlítica. Além disso, ocorre a redistribuição de elementos durante a alteração em fase vapor, resultando na precipitação de silicatos e na remoção de elementos solúveis, como o

potássio. Nessa fase, também se desenvolvem *lithophysae*, que frequentemente são preenchidas por sílica.

6.3 Implicações geoquímicas e petrogenéticas

A interpretação da evolução magmática com base nos diagramas de Harker sugere que os magmas intermediários e ácidos não compartilham uma mesma fonte, pois indicam grande dispersão e *gaps* composicionais em todos os óxidos. Segundo Rollinson (1993), se esses magmas fossem produtos de fusão parcial de uma única fonte, eles se distribuiriam ao longo de uma função polinomial contínua nos diagramas de variação. No entanto, a ausência dessa tendência sugere que os andesitos e os riolitos derivam de eventos magmáticos distintos. Essa hipótese é reforçada pelas idades U-Pb em zircão obtidas por Mapa *et al.* (2019) e Marques (2023), que indicam $532,6 \pm 5,0$ Ma para os riolitos e $551,6 \pm 7,8$ Ma e $554,0 \pm 6,6$ Ma para os andesitos, evidenciando um intervalo de aproximadamente 19 Ma entre os eventos de cristalização.

Conforme Rollinson (1993), padrões de dispersão semelhantes aos observados nos diagramas de variação de óxidos pode indicar fontes magmáticas distintas e/ou mudança na assembléia fracionante durante a cristalização fracionada. As fontes magmáticas distintas em cada grupo podem ocorrer devido a heterogeneidade nas câmaras magmáticas alimentadoras dos eventos vulcânicos. Já a mudança da assembleia fracionante pode ser atribuída à processos hidrotermais com remobilização dos elementos, além de assimilação crustal de rochas sedimentares.

Os dados geológicos e estratigráficos discutidos por Mapa *et al.* (2019), Seoane (1999) e Moro (1993) apontam para a existência de um hiato expressivo entre as duas principais unidades vulcânicas da Bacia de Castro, evidenciado pela presença de espessas sucessões sedimentares e vulcanossedimentares intermediárias. As formações Tronco, Espalha Brasa, Aparição e Tirania registram episódios distintos de atividade vulcânica intercalados por períodos marcados por erosão, transporte e sedimentação, o que é compatível com as idades geocronológicas disponíveis. Diante desse contexto, a interpretação integrada dos dados geoquímicos das unidades vulcânicas da Formação Tronco e da Formação Tirania como parte de uma mesma evolução magmática pode ser inadequada.

Embora a ocorrência de litotipos máficos e félsicos em diferentes unidades possa inicialmente sugerir um magmatismo bimodal, a Bacia de Castro parece registrar dois pulsos magmáticos distintos e separados no tempo. O magmatismo bimodal é observado em outras bacias transicionais, como na Bacia de Camaquã (Paim, 2000; Matté, 2014), e é um termo aplicado a sequências que exibem composições máficas e félsicas com um hiato intermediário, mas que podem ser consideradas parte de um mesmo ciclo magmático. No caso da Bacia de Castro, a interposição de formações sedimentares e o grande hiato temporal (confirmado por geocronologia) entre as unidades vulcânicas intermediárias e ácidas indicam que, embora a bimodalidade composicional exista, ela reflete eventos magmáticos separados e não uma evolução contínua dentro de um único ciclo eruptivo.

7. CONCLUSÃO

Localizada no estado do Paraná, a Bacia de Castro é uma bacia de transição do Brasileiro. Sua estrutura é composta por seis formações distintas, sendo Espalha-Brasa, Rio Pirai e Pirai Mirim predominantemente sedimentares, enquanto Tronco, Tirania e Aparição possuem uma significativa influência vulcânica.

A Formação Tirania é composta predominantemente por álcali-feldspato riolitos, além de domos de riolitos maciços com textura porfirítica, com fenocristais de quartzo e microclínio. A variação faciológica das rochas vulcânicas dessa formação permite a diferenciação de dois processos eruptivos, relacionados a depósitos efusivos e explosivos contemporâneos. A Formação Tronco é composta por rochas intermediárias, principalmente andesitos.

Na Formação Tirania, ocorrem riolitos (rochas vulcânicas coerentes) e ignimbríticos reomórficos (rochas piroclásticas). Os ignimbritos reomórficos são distintivos pela grande quantidade de púmices devitrificados, textura eutaxítica bem-marcada, presença de cristaloclastos e raros litoclastos.

As rochas intermediárias e ácidas da Bacia de Castro exibem assinaturas geoquímicas distintas, com os andesitos seguindo uma tendência toleítica e os riolitos uma tendência cálcio-alcálica. A lacuna composicional e a ausência de uma evolução geoquímica contínua indicam que esses litotipos não compartilham um mesmo magma parental que passou por processos de diferenciação magmática, sugerindo eventos magmáticos distintos na Bacia. Sendo um evento de magmatismo ácido

representado pela Formação Tirania e posteriormente um evento de magmatismo intermediário que compõe as rochas da Formação Tronco.

As características geoquímicas observadas nas duas formações indicam grande dispersão na distribuição dos óxidos durante a cristalização. Esse comportamento pode ser resultado de diferentes processos de diferenciação magmática atuantes, como assimilação de rochas crustais, além de processos pós-magmáticos como a remobilização hidrotermal dos elementos.

REFERÊNCIAS

Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Fuck, R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* v.17, p.1-29.

Almeida, R. P., Janikian L., Fragoso-Cesar, A. R. S., & Fambrini, G. L. 2010. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology*, 118(2).

Arioli, E. E. 1981. Geologia do Grupo Castro na Folha SG.22-D-IV-4. In: Simpósio Regional de Geologia, SBG, Atas, Curitiba, 1: 185-200.

Barão L.M., Trzaskos B., Vesely F.F., Castro L.G., Ferreira F.J.F., Vasconcellos, E.M.G., Barbosa T.C. 2017. The role of post-collisional strike-slip tectonics in the geological evolution of the late Neoproterozoic volcano-sedimentary Guaratubinha Basin, southern Brazil. *Jornal of South America Earth Sciences*. v.80, p.29-46.

Barbosa T.C. 2015. Litogeoquímica das associações vulcânica e vulcanoclástica da Bacia do Guaratubinha. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 60 p.

Barbosa, T.C. 2018. Petrogênese das rochas vulcânicas ácidas e intermediárias da Bacia do Guaratubinha - PR. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 95 p.

Brown, R., & Andrews, G. (2015). Deposits of Pyroclastic Density Currents. In *Encyclopedia of Volcanoes*. (2nd Ed). Elsevier

Citroni S. B. (1998). Bacia de Campo Alegre – SC. Aspectos petrológicos, estratigráficos e caracterização geotectônica. São Paulo, 198p. (Doctorate Thesis. Instituto de Geociências da USP).

Citroni S.B., Basei M.A., Siga Jr. O., Reis Neto J.M. (2001). *Volcanism and stratigraphy of the Neoproterozoic Campo Alegre basin, SC, Brazil*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73(4):581-597.

De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., & Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses — Its

relationships with current nomenclature: *Chemical Geology*, v. 29, p. 183–210, doi:10.1016/0009-2541(80)90020-0.

Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, v.8, p.523-48.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyer Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wolley A.R., Zanettin B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.

Lino, L. M., Quiroz-Valle, F. R., Basei, M. Â. S., Vlach, S. R. F., Hueck, M., Willbold, M., Citroni, S. B., Lemos-Santos, D. V., (2023). Petrogenesis and tectonic significance of two bimodal volcanic stages from the Ediacaran Campo Alegre-Corupá Basin (Brazil): Record of metacratonization during the consolidation of Western Gondwana. Submitted to *Precambrian Research*.

Maniar, P. D.; Piccoli, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geochemical Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635-643, 1989.

Mapa, F. B; Marques, I. P; Turra, B. B; Palmeira, L. C. M. 2019. Áreas de relevante interesse mineral (ARIM): geologia e recursos minerais da bacia de Castro, estado do Paraná. Serviço Geológico do Brasil - CPRM, São Paulo, 152p.

Matté, V., Sommer, C. A., Lima, E. F. de, Philipp, R. P., Basei, M. A. S., & Corrêa, A. P. (2014). Faciologia e geocronologia das rochas vulcânicas da formação acampamento velho na porção oriental do platô da Ramada (RS) - dados preliminares. In *Anais* (p. 1210). Salvador: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Recuperado de <http://www.sbgeo.org.br/home/pages/44>

McPhie, J; Doyle, M.; Allen, R. 1993. *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES Key Centre, Tasmania, 209p.

Moro, R. P. X. 1993. A Bacia Ordoviciano do Grupo Castro, PR. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociência e Ciência Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 156p.

Moro, R. P. X.; Bonacim, E. A.; Soares, P. C. 1994. Geologia da Bacia Ordoviciano de Castro - PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, 43-48.

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

Seoane, J. C. S. 1999. Geologia do ouro epitermal de Castro, PR: uso de Sistema de Informação Geo-referenciada para avaliação de base de dados geológico-geoquímicos. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas, 95 p.

Siga Jr. O., Basei M.A.S., Reis Neto J.M., Machiavelli A., Harara O.M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. Bol. IG-USP. Sér.Cient., v.16, p.69-98.

Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In A. D. Saunders & M. Norry (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins* (pp. 313-345). Geological Society of London Special Publications (42).

Teixeira, A.L., Gaucher, C., Paim, P.S.G., Fonseca, M.M., Parente, C.V., Silva Filho, W.F., Almeida, A.R. 2004. Bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., BritoNeves, B.B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, p.487-536.

Trein, E.; Fuck, R. A. 1967. O Grupo Castro. In: Bigarella, J. J.; Salamuni, R.; Pinto, V. M. (Ed.). *Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do estado do Paraná*. Boletim Paranaense Geociências, Curitiba, 23/25: 257-305.

Waichel B.L. 1998. Caracterização geoquímica das rochas vulcânicas da Bacia de Campo Alegre – SC. Dissertação de Mestrado. 134p. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A. 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
[http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).

5. CAPÍTULO V — METALOGÊNESE DA BACIA DE CASTRO

Os resultados e discussões sobre a mineralização de ouro e as ocorrências de Zn, Pb e Cu abaixo fazem parte de um segundo artigo, que está em fase de preparação.

Na Bacia de Castro a única jazida mineral em fase de lavra é no Alvo Torre, atualmente explotado pela Verdau Mineração LTDA, as demais áreas potenciais estão em fase de exploração.

As rochas vulcanoclásticas e coerentes descritas da Bacia de Castros passaram por processos de fraturamento hidráulico que culminaram na formação de brechas. Amígdalas preenchidas em meio a estas litologias são observadas e devido ao fato de o preenchimento das amígdalas e a composição da matriz das brechas serem semelhantes serão tratadas no mesmo item. Fotografias dos afloramentos estão no Apêndice III (Figuras 1 a 4).

5.1 DESCRIÇÕES MACROSCÓPICAS E ANÁLISE PETROGRÁFICA

Conforme descrito no capítulo IV, a Formação Tirania tem como principais litotipos coerentes os álcali-feldspato riolitos, rochas de estrutura maciça e textura porfirítica, com fenocristais euédricos a subédricos de quartzo e microclínio, além de apresentarem textura esferulítica em algumas zonas. Esse litotipo ocorre principalmente na região do Alvo Torre.

No ponto P-11, predominam ignimbritos reomórficos, que são caracterizados pela estrutura bandada, tanto em escala macro quanto microscópica, pela presença de *fiamme*, feições de queda e cristaloclastos. As rochas vulcânicas ácidas bandadas, encontradas no mesmo afloramento, fazem parte dos depósitos ignimbríticos, por estarem relacionados ao conjunto de depósitos piroclásticos (associados aos ignimbritos e às brechas vulcânicas). As cavidades presentes nos reoignimbritos são preenchidas por calcita, fluorita, quartzo e hematita. Análises de DRX permitiram classificar os esferulitos e as *lithophysae* como quartzo-feldspáticos.

A formação Tronco é composta principalmente por andesitos, cinza escuros a castanho avermelhados, frequentemente com textura porfirítica, e exibem uma estrutura amígdaloïdal a variolítica. As amígdalas, geralmente ovais e por vezes

achatadas, possuem uma orientação preferencial e estão preenchidas por quartzo, epidoto, carbonato e argilominerais.

5.1.1 Preenchimento de amígdalas e fraturas

No afloramento P11, são observadas estruturas como juntas, bandamentos e dobras de fluxo (Figura 5.1). É comum encontrar epidoto e carbonato preenchendo fraturas nas encaixantes (Figura 5.2)

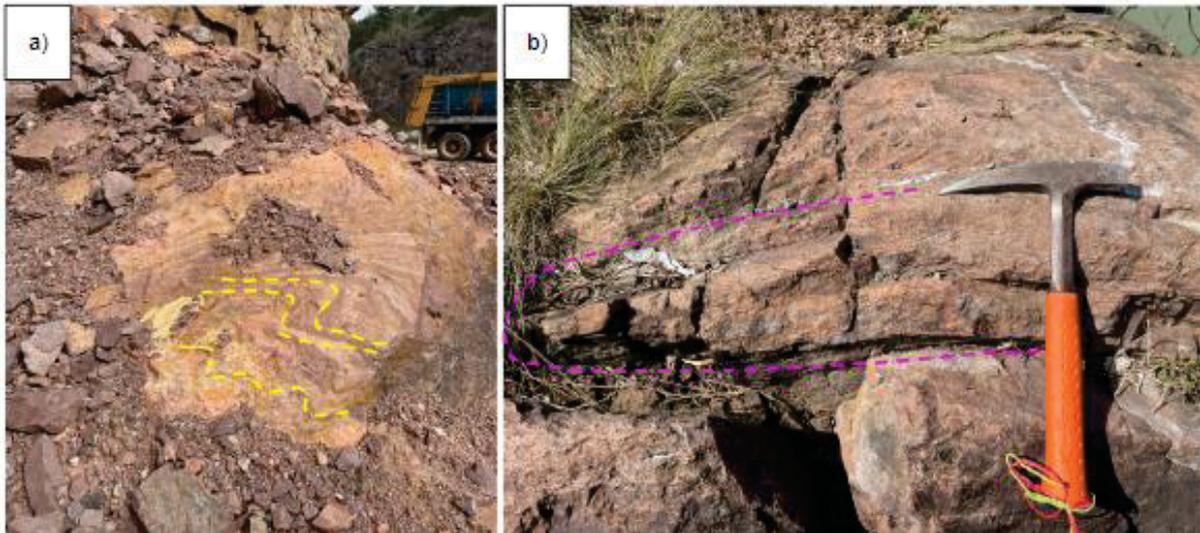


Figura 5.1 – a) Dobras de fluxo em reognimbrito (em amarelo). b) Bandamento no reognimbrito (em rosa).

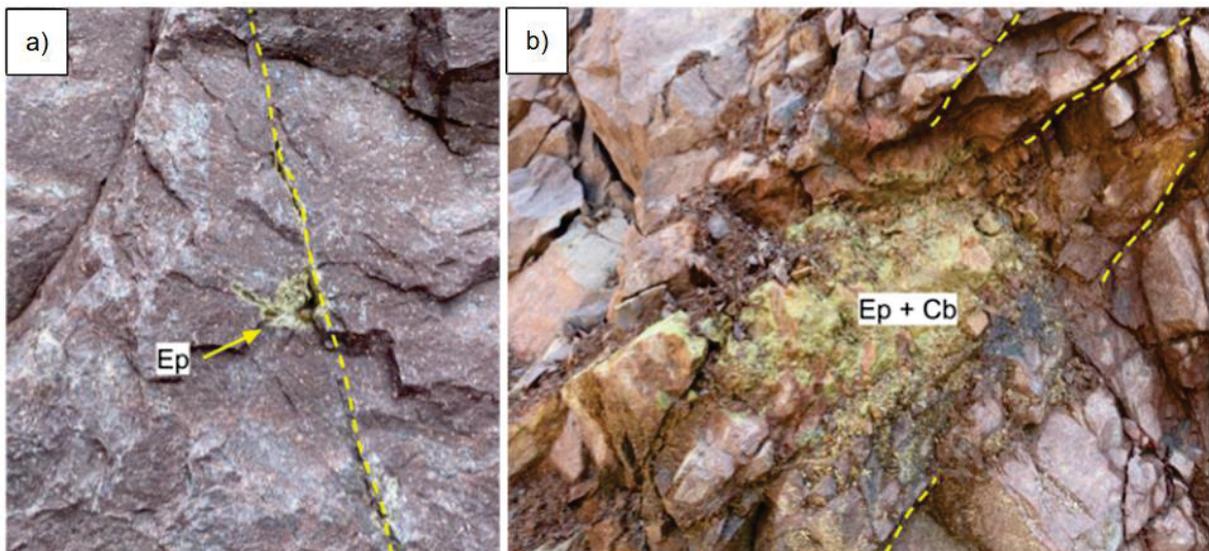


Figura 5.2 – Preenchimento de fraturas. Em **a)** reognimbrito vermelho arroxeadado com planos de fratura (em amarelo) e preenchimento de epidoto, **b)** reognimbrito vermelho acastanhado com fraturas (em amarelo) e preenchimento por epidoto (Ep) e carbonato (Cb).

As amígdalas que ocorrem nos ignimbritos têm formas ovais e elipsoidais que variam de centimétricas a decimétricas, 5 até 45 cm de extensão, com cerca de 2 a 5 cm de espessura, sendo discordantes ou subparalelas ao bandamento das rochas. Geralmente são preenchidas por carbonato + fluorita + quartzo ± hematita ± pirita ± calcopirita ± albita (Figura 5.3 a-d).

Nos andesitos da Formação Tronco as amígdalas têm diferentes preenchimentos: quartzo, quartzo+epidoto, calcedônia, zeólitas. As fraturas possuem preenchimentos de hematita maciça ou quartzo (Figura 5.3e e 5.3f).

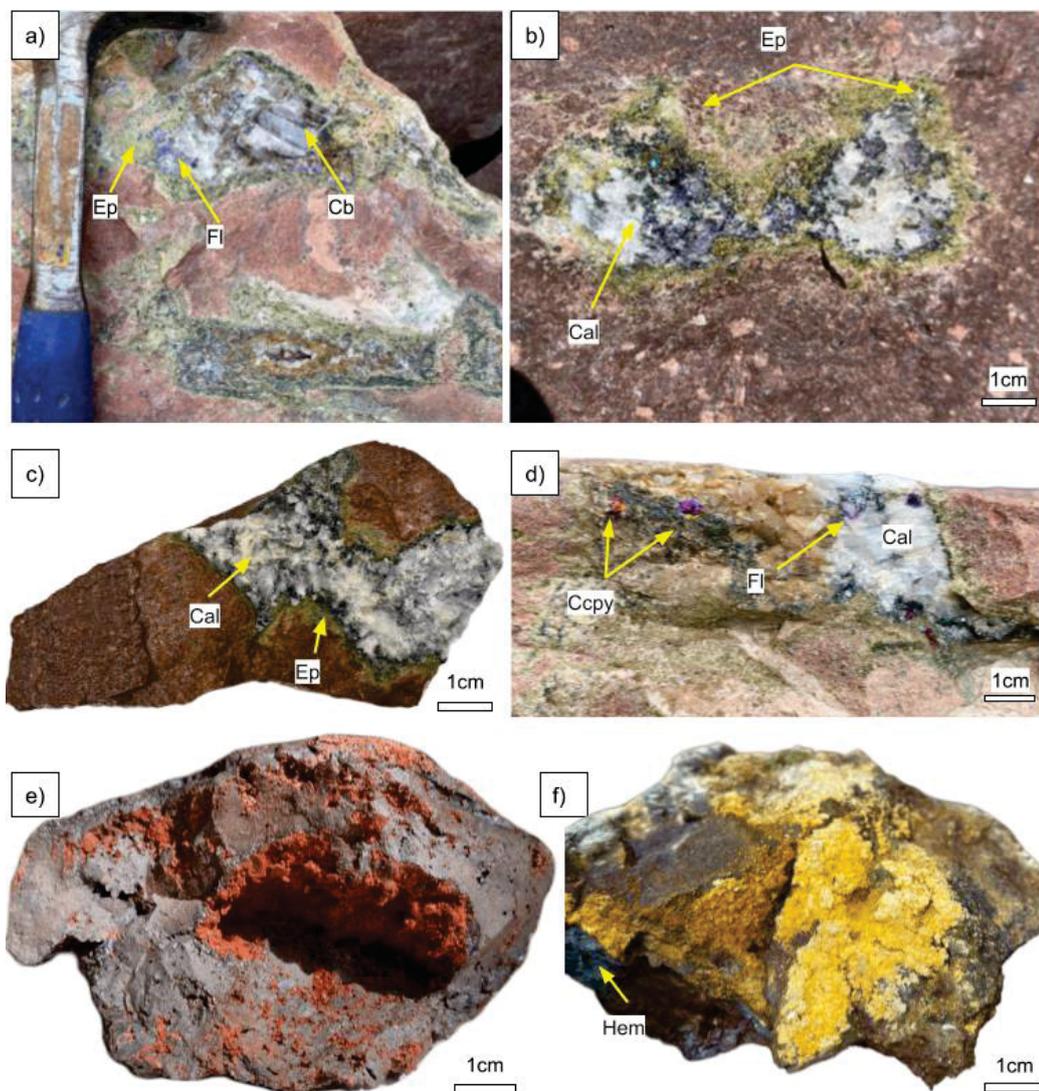


Figura 5.3 – Fotografias dos tipos de preenchimento de amígdalas em rochas das Formações Tirania (a-d) e Tronco (e-f). Em a) amígdala superior alongada preenchida por cristais euédricos romboédricos de calcita e anédricos de epidoto e fluorita; a inferior possui carbonato de cor marrom claro, podendo ser siderita, além de calcita, fluorita e epidoto anédricos, b) amígdala alongada com preenchimento por fluorita, calcita e carbonato, c) amígdalas preenchidas por carbonato e epidoto, d) ocorrência de bornita nas amígdalas, e) hematita maciça que preenche feições associadas à Falha de Castro, d) zeólita amarela de hábito acicular que é encontrada em zonas de alteração da Formação Tronco.

5.1.2 Brechas

No capítulo IV foram descritas autobrechas riolíticas, que são suportadas pela matriz fina de composição riolítica, apresentando clastos monomíticos angulosos a subangulosos, com textura do tipo *jigsaw-fit*. No contato entre as Formações Tirania e Tronco (P-06), brechas hidráulicas compostas por fragmentos centimétricos de andesito possuem matriz de hidróxido de ferro e quartzo. Brechas coignimbríticas apresentam cristaloclastos de quartzo engolfados em matriz argilizada. No ponto 19, ocorrem brechas clasto-suportadas com fragmentos de andesitos e ignimbritos, cortadas por vênulas de quartzo e espaços preenchidos por material argilizado. A presença de shards em Y e grãos amalgamados sugere origem sinvulcânica. No ponto 11, brechas com matriz de carbonato, epidoto e fluorita contêm clastos angulosos de reoignimbritos, indicando fraturamento hidráulico e circulação hidrotermal.

Neste capítulo, as brechas do ponto 11 são classificadas em dois tipos (I e II). Além disso, são descritas brechas polifásicas, que ocorrem exclusivamente no Alvo Torre.

Brecha Tipo I

As brechas tipo I têm textura clasto suportada e estrutura maciça, com clastos de ignimbritos e rochas ácidas bandadas. A matriz composta por epidoto + carbonato + fluorita + quartzo \pm hematita \pm sulfetos (pirita, calcopirita, galena, esfalerita) \pm malaquita, é semelhante ao preenchimento de amígdalas nos reoignimbritos (Figura 5.4a e 5.4c). Localmente, possuem granada (Figura 5.4d) do tipo andradita, determinada por DRX. Nesse tipo de brecha ocorrem minerais como galena, esfalerita e calcopirita. São restritas no ponto P-11, Formação Tirania.

Ao microscópio de luz refletida, a esfalerita possui cor marrom escuro, relevo moderado e sem clivagem visível (Figura 5.5a e 5.5c). Notam-se cristais geralmente subédricos. Os sulfetos (galena e calcocita) também ocorrem como inclusões nos cristais de fluorita e de carbonato (Figura 5.5 a e 5.5b). A clorita ocorre como agregados fibrosos, com cor de interferência anômala cinza-azulada (Figura 5.5d), pleocroísmo fraco a moderado em tons de verde. Utilizando luz refletida, observa-se que sulfetos (digenita, galena, esfalerita) ocorrem em intercrescimento (Figura 5.5g e 5.5h).

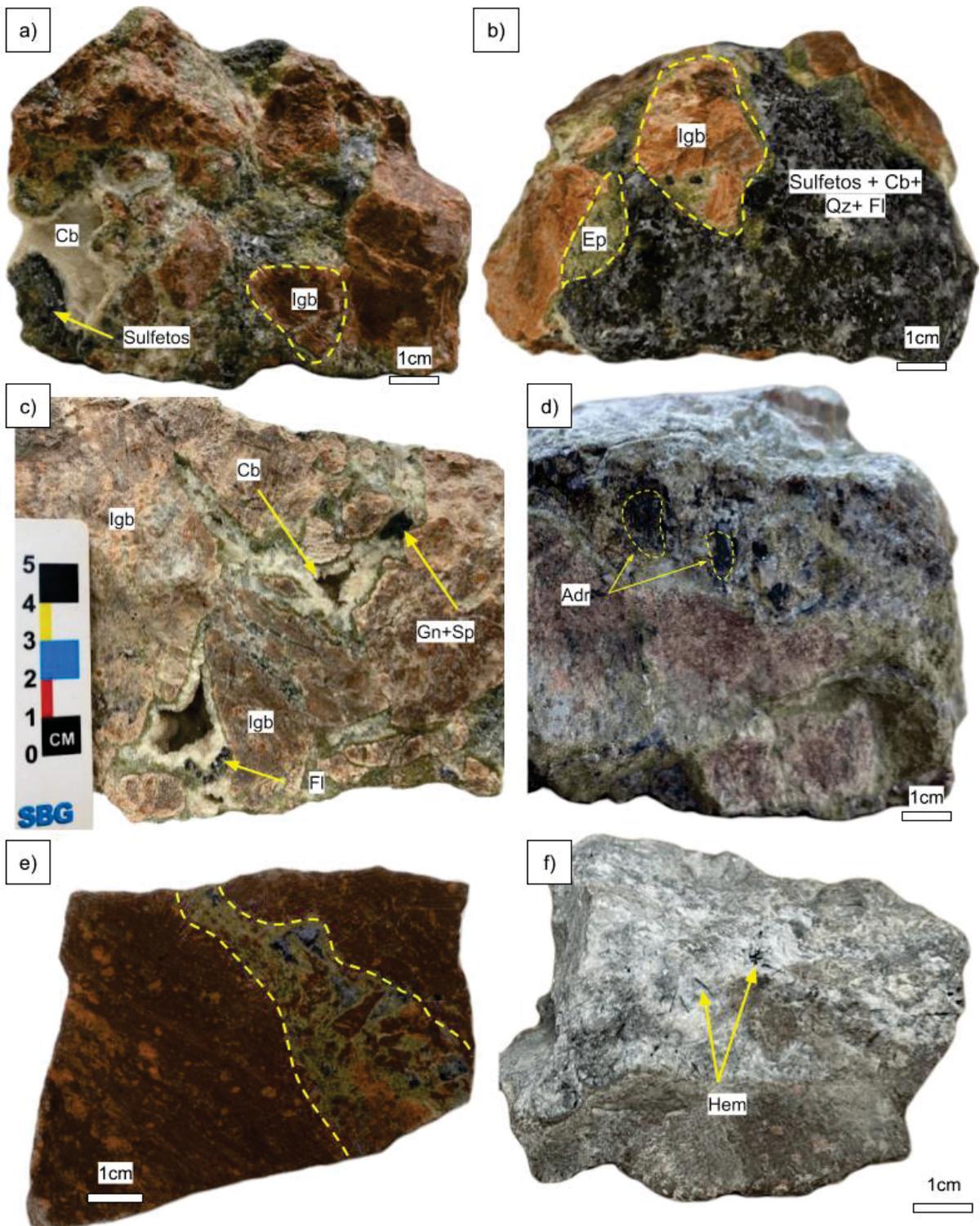


Figura 5.4 – Amostras de mão de brechas tipo I e II. Em **a)** brecha com clastos de ignimbrito e porções acinzentadas com galena, **b)** detalhe dos sulfetos em a), **c)** brecha com clastos centimétricos de ignimbrito e cavidades preenchidas por carbonato placóide, **d)** brecha com clastos de ignimbritos e matriz composta por epidoto, fluorita, carbonato e granada (11-U), **e)** amostra de ignimbrito com feição de brechação (destacada em amarelo), **f)** amostra de mão (11-R) de brecha tipo II com preenchimento de carbonato e hematita.

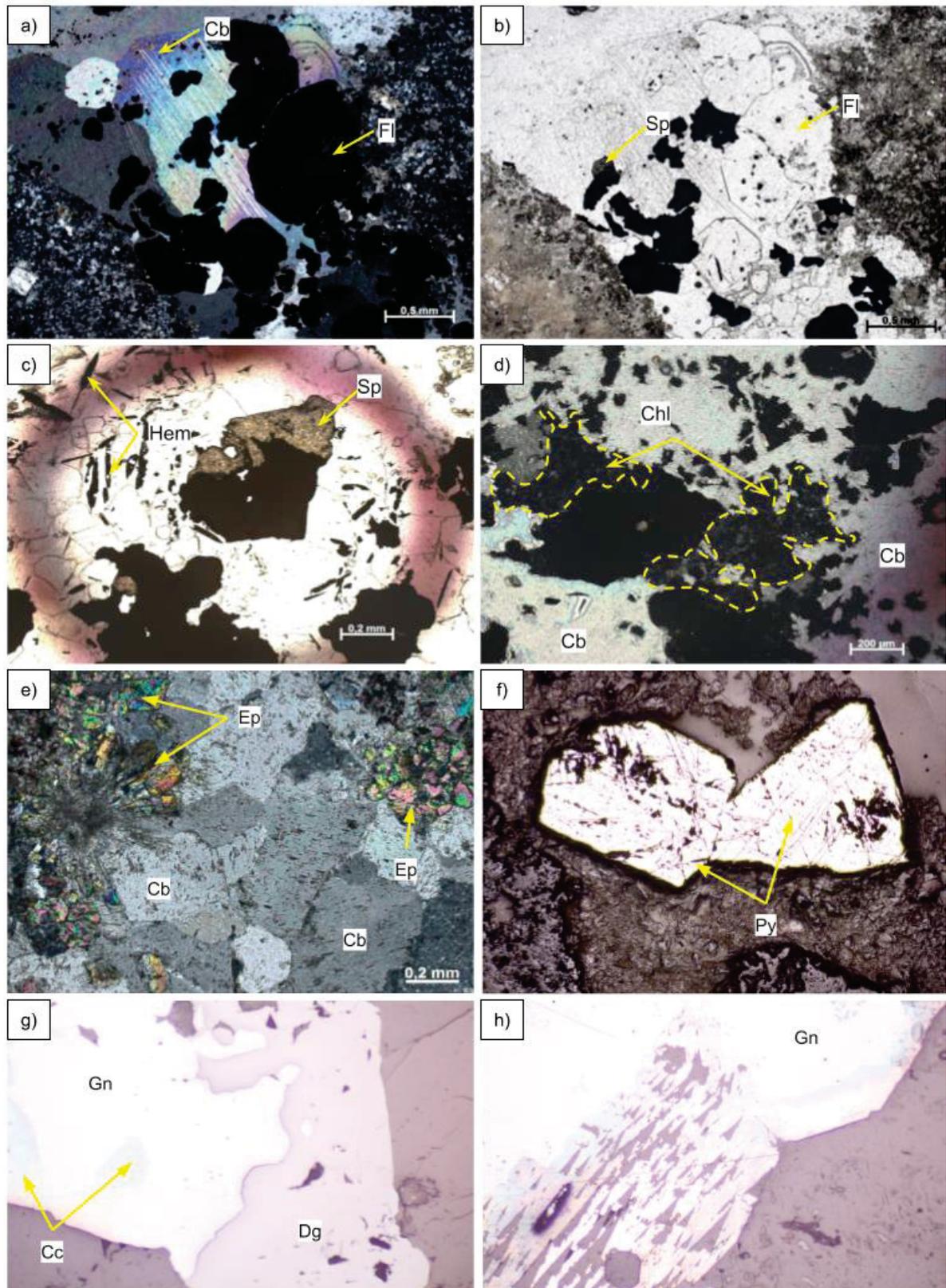


Figura 5.5 – Fotomicrografias de brechas tipo I. De a-d) são imagens da amostra 11-Q. Em **a)** fotomicrografia (NX) de carbonato, fluorita e opacos, **b)** Fotomicrografia da amostra em a) com N//. Nota-se a inclusão de sulfetos nos cristais de fluorita, **c)** fotomicrografia com NX onde observa-se a ocorrência de esferita e mineral opaco (sulfeto), **d)** fotomicrografia (N//) evidenciando a ocorrência de clorita com birrefringência azulada, **e)** fotomicrografia (NX) da amostra 11-K matriz da brecha. Nota-se que o epidoto cresce no sentido do preenchimento, **f)** fotomicrografia de luz refletida onde observam-

se cristais subédricos de pirita, g) fotomicrografia de luz refletida evidenciando o intercrescimento dos sulfetos. Notar que na borda dos cristais de digenita (gn) forma-se bornita. A digenita oxida e isso causa embaçamento que deixa o mineral em tons de marrom, h) fotomicrografia de luz refletida onde observam-se figuras de arranque, típicos da galena.

Brecha Tipo II

As brechas tipo II têm uma matriz mais rica em sulfetos, epidoto e fluorita e brechas tipo II apresenta uma matriz predominantemente carbonato e hematita com plagioclásio e zeólita. São suportadas pela matriz, tem estrutura maciça, com clastos de riolitos e ignimbritos. Na análise petrográfica os principais minerais constituintes da matriz da brecha são carbonato, hematita, clorita, epidoto, quartzo, plagioclásio, zeólita, com traços de apatita. A clorita ocorre como agregados que tendem a ser esféricos, com estrutura radial (*booklets*) e discreto pleocroísmo verde pálido (Figura 5.6 b-d).

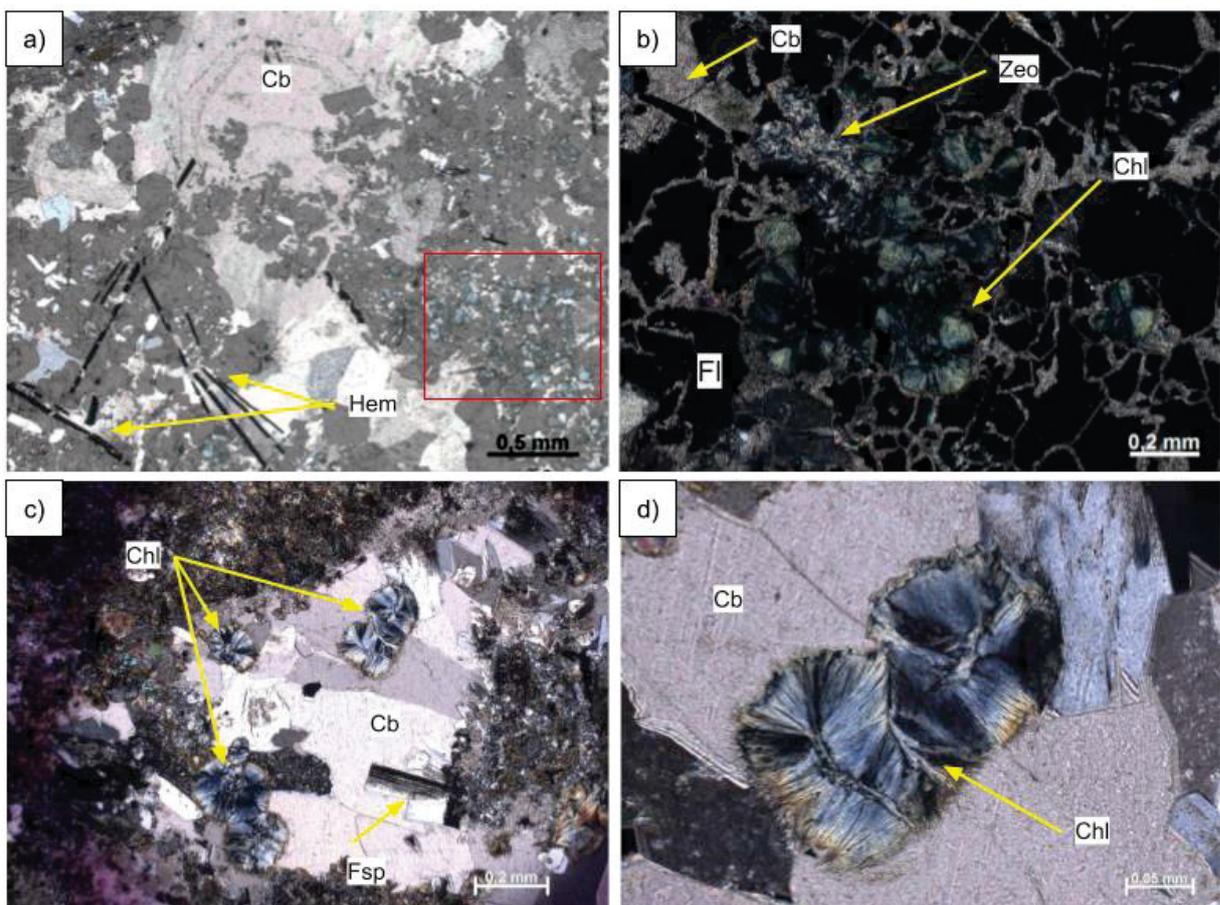


Figura 5.6 – Fotomicrografias de luz transmitida de brechas tipo II. Em **a)** fotomicrografia (N//) com cristais tabulares de hematita e carbonato anédrico, **b)** detalhe em vermelho da imagem C, onde observa-se a presença de fluorita, zeólita e clorita, **c)** amostra 11-L (NX) onde observa-se clorita e feldspato potássico, **d)** detalhe dos cristais de clorita da amostra 11-L (NX).

- **Brechas polifásicas**

São encontradas na pilha de minério no ponto P-01 (Figura 5.7). Segundo informações da Verdau Mineração LTDA, estas amostras foram retiradas do ponto P-26. Em campo, não foi possível observar mais detalhes no ponto mencionado, devido à cobertura vegetal e de outros detritos.

Os fragmentos possuem forma angulosa e, por vezes, arredondada, com dimensões variando entre 0,1 e 8 cm, e são compostos principalmente por fragmentos de riolito e cristais de minerais como o quartzo e feldspato alcalino (Figura 11f). Esses fragmentos são envolvidos pela matriz de granulação fina a muito fina, composta por fragmentos de granulação menor (< 1cm) que os presentes no arcabouço da brecha. No geral, a cimentação por sílica preenche os espaços vazios gerados pela cominuição mineral, podendo também preencher fraturas que seccionam os fragmentos líticos.

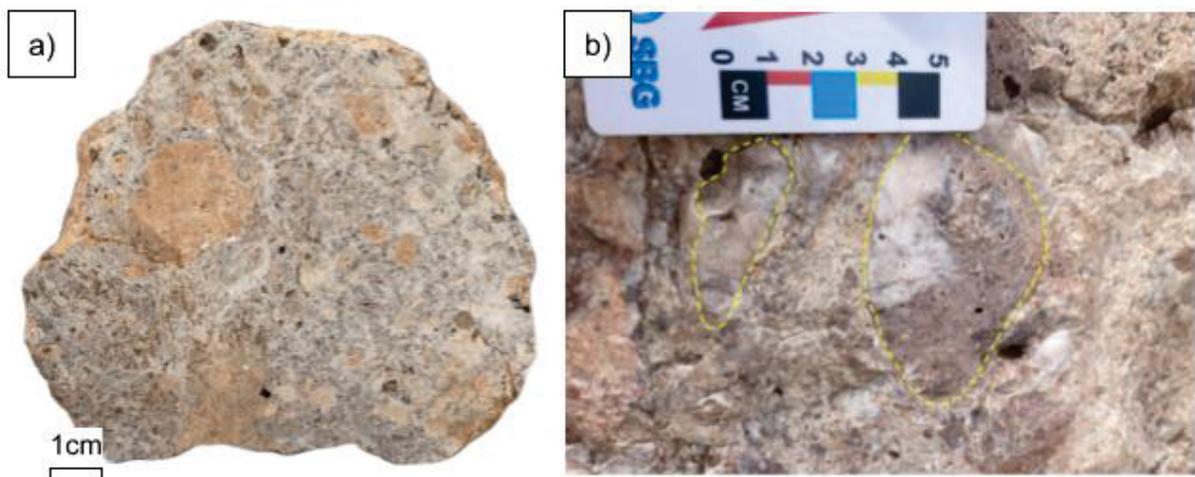


Figura 5.7 – Brechas polifásicas. Em **a)** brecha polifásica da pilha de minério, com clastos de riolitos alterados e matriz composta por argilominerais e quartzo, **b)** Brecha polifásica mostrando clastos brechados, destacados em amarelo.

5.1.3 Veios

No ponto P-11, ocorrem veios lenticulares, relacionado ao reognimbritos, compostos por quartzo, carbonato e sulfetos (calcopirita e pirita), com espessuras centimétricas (geralmente não ultrapassam 10cm) e largura de até 1 metro (Figura 5.8a).

Os veios de quartzo mineralizados ocorrem nos álcali-feldspato riolitos (pontos 3,7,26) e possuem mergulhos não tão acentuados, geralmente abaixo de 40°,

quando estão encaixados nos contatos litológicos da Bacia, a exemplo do Alvo Torre, onde estão encaixados em andesitos da Formação Tronco. São compostos por quartzo e argilominerais. O veio do Alvo Torre (Figura 5.8b), atualmente em fase de Concessão de Lavra pela Verdau Mineração LTDA., tem formas tabulares horizontais e sub-horizontais variando de 2 a 200 metros de largura e é composto pela assembleia de minerais de ganga quartzo-argilominerais.

Em veios hidrotermais relacionados aos álcali-feldspatos riolitos dos pontos 27 e 28, o quartzo é um mineral de ganga dominante e, geralmente, a única fase depositada ao longo do sistema hidrotermal. As características do quartzo podem refletir as diferentes condições hidrotermais durante o crescimento do veio, incluindo aquelas que favorecem a mineralização de ouro. Os principais tipos de texturas observadas são *comb texture*, coliforme e crustiforme (Figura 5.8d).

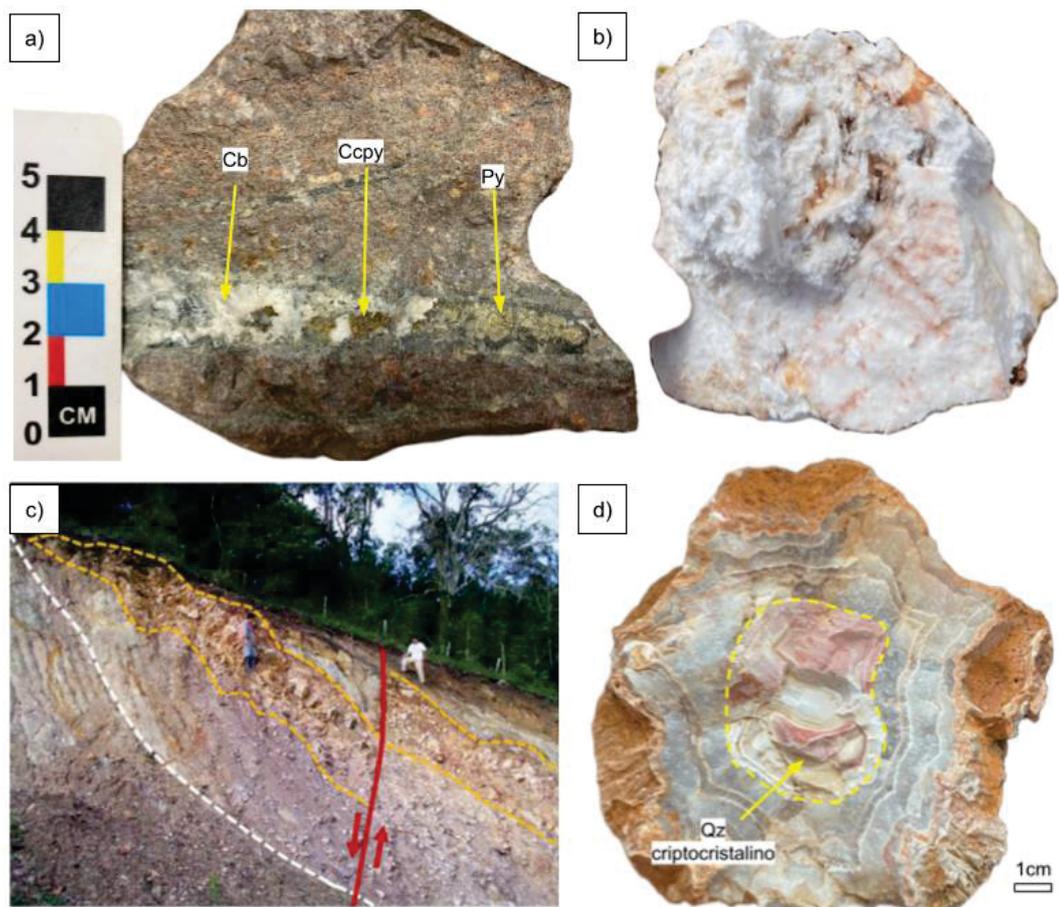


Figura 5.8 – Em **a)** observa-se veio de espessura centimétrica preenchido por carbonato (cb), calcopirita (ccpy) e pirita (py), **b)** exemplo de brecha polifásica da pilha de minério, com clastos de riolitos alterados (rt) e matriz composta por argilominerais e quartzo, **c)** seção de corte sentido SW-NE do afloramento do veio de quartzo-calcedônia nas proximidades do Alvo Torre. O veio possui teor de ouro de cerca de 1,2g/t. A linha em branco e hachurada representa o limite das mineralizações em *stockwork* e a linha vermelha indica uma falha normal e subvertical sem teor de minério. Fonte: Antonelli

(2020), **d**) veio de quartzo cujo centro é composto por quartzo criptocristalino, envolto por alternância de bandas de quartzo criptocristalino (de cor esbranquiçada) e quartzo com *comb texture*.

5.1.4 Lithophysae

Ocorrem *lithophysae* no contato entre tufo e riolitos da Formação Tirania (Ponto P-13), conforme ilustrado na Figura 5.9. Essas estruturas são desenvolvidas a partir da textura esferulítica, preenchidas por calcedônia com bandamento concêntrico, que muitas vezes engloba sericita e fragmentos da rocha riolítica. O ponto está em contato com riolitos; rochas de cor rosa alaranjadas com matriz afanítica e fenocristais de quartzo e feldspato alcalino; hololeucocráticas, com textura porfirítica e estrutura maciça.

A formação de *lithophysae* representa um indicador de devitrificação em altas temperaturas, resultante do reaquecimento de fácies vítreas (McPhie *et al.*, 1993). Esse processo sugere que o sistema hidrotermal manteve temperaturas elevadas por períodos prolongados, favorecendo a recristalização e a evolução mineralógica da rocha hospedeira.

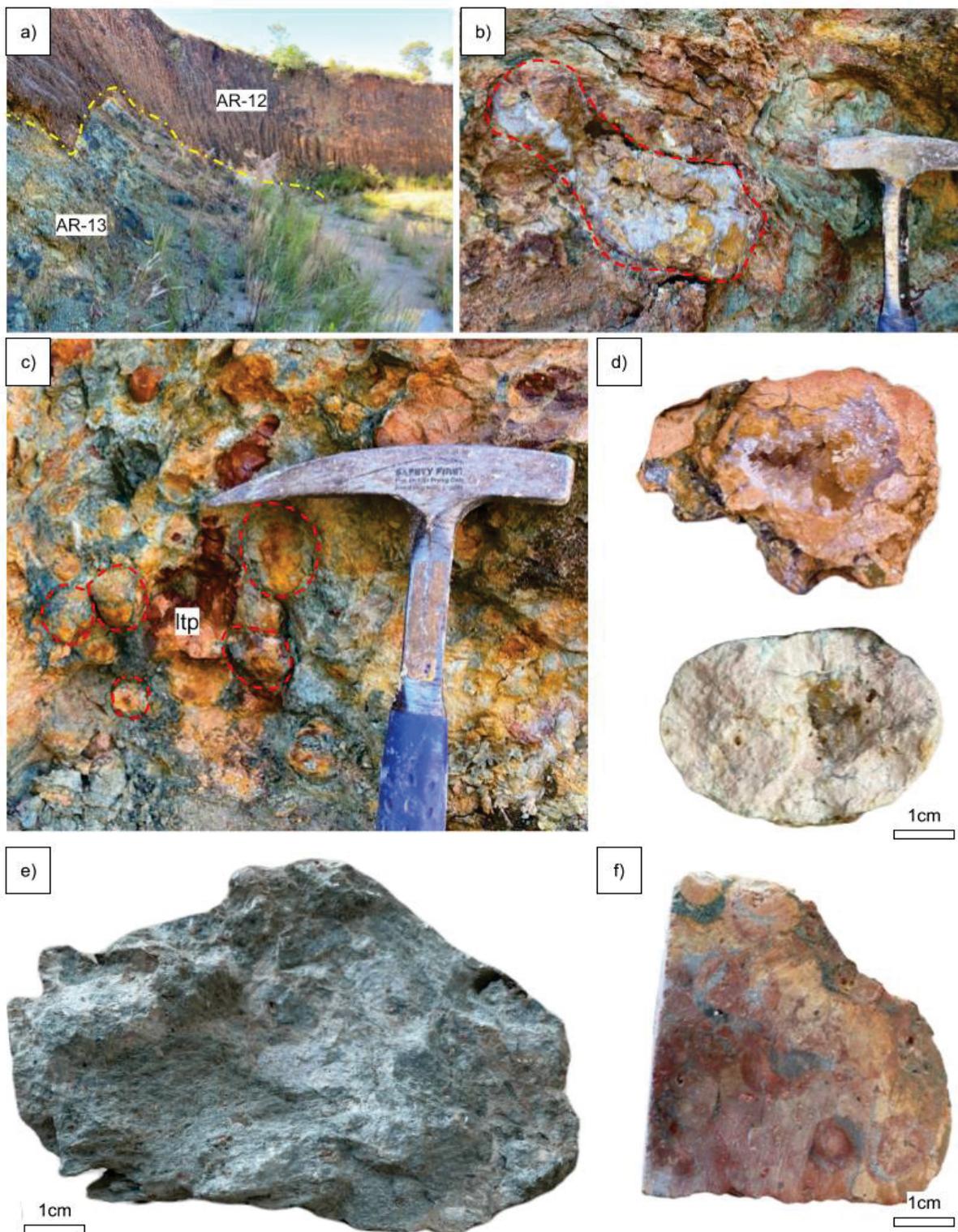


Figura 5.9 – Fotos macroscópicas de *lithophysae* (ltp) do afloramento P-13. Em **a)** Imagem mostrando o contato entre tufo (rocha esverdeada) e riolito (rocha alaranjada) da Formação Tirania, evidenciado pela diferença de cor das rochas e realçado na imagem pela linha tracejada amarela, **b)** e **c)** exemplos de *lithophysae* observadas em afloramento (linha destacada em vermelho) Notar variação na geometria e tamanho das ltp, **d)** imagem mostrando o interior da *lithophysae*, preenchida com quartzo ou argilominerais, **e)** Imagem exibindo riolito hidrotermalizado, uma rocha maciça, sem preservação do protólito (Amostra 13-C), **f)** Fotografia de uma brecha silicificada observada no mesmo contexto de ocorrência das ltp. A brecha é composta por fragmentos de riolito e a matriz é quartzosa (amostra 13-A).

5.2 GEOQUÍMICA

5.2.1 Fluorescência de raios X

Os resultados das análises de FRX para amostras de carbonato e quartzo estão no apêndice II, tabelas 5 e 6. As análises de rocha total dos andesitos e riolitos foi discutida no capítulo 4 e pode ser observada na tabela 1 do apêndice I.

Carbonato

Duas amostras de carbonatos provenientes de brechas tipo II, apresentando morfologias distintas – romboédrica e anédrica –, foram selecionadas e analisadas por pastilha fundida. A amostra romboédrica tem alta concentração de CaO (55,08%), baixos teores de sílica (0,11%) e alumina (0,06%), e perda ao fogo (LOI) elevada (42,68%), típica de carbonatos devido à liberação de CO₂ durante o aquecimento. A amostra com cristais anédricos possui teor de CaO = 53,87% e perda ao fogo elevada (42,93%), mas distingue-se pela maior concentração de Fe₂O₃ (2,55%), MgO (0,26%) e SrO (0,12%). Essas composições sugerem um carbonato mais enriquecido em elementos metálicos, possivelmente devido à interação com fluidos hidrotermais que promoveram substituições isomórficas, como de ferro e magnésio. O hábito anédrico pode ser indicativo de recristalização, típica de condições de maior dinamismo químico dentro da brecha.

Veios de quartzo

Foram analisadas duas amostras de veios de quartzo que indicam alta pureza do mineral com teores de SiO₂, de 97,75% (amostra 1-P) e 98% (amostra 1-S). Os demais óxidos variam, destacando TiO₂ (1,34% em 1-P) e Al₂O₃ (1,24% em 1-S). A amostra 1-S tem maior Fe₂O₃ (0,72%) e K₂O (0,18%). A perda ao fogo (LOI) é baixa em ambas, indicando leve volatilização. As análises confirmam a predominância de quartzo com pequenas variações químicas.

5.3 DIFRATOMETRIA DE RAIOS X (DRX)

Os resultados das fases minerais analisadas estão compilados no apêndice II, tabela 7. Os difratogramas que não constam nesse capítulo estão no apêndice IV. Em todos os difratogramas, o quartzo é um mineral essencial, frequentemente presente

junto com calcita, fluorita, hematita e zeólita. A amostra 11-V é composta por calcita e quartzo, enquanto a amostra 11-W contém calcita, quartzo e fluorita.

As *lithophysae* (amostras B, D, E e F do ponto 13) são predominantemente compostas por microclínio e quartzo. A amostra 13-B contém zeólita e uma série de picos menores que 10 Å, exigindo análise por difratometria de raios X (DRX) com tratamento para auxiliar na identificação de argilominerais.

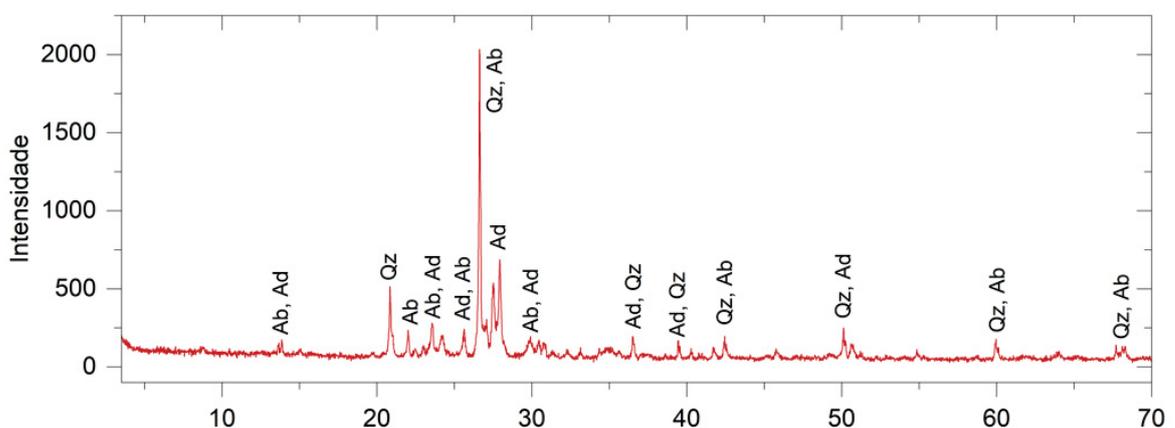
O quartzo é determinado na maioria das amostras (11-2C, 11-R, 11-U, 11-V, 11-W, 11-A2, 13-B, 13-D, 13-E, 13-F). A calcita ocorre frequentemente em várias amostras (11-2C, 11-P, 11-Q, 11-R, 11-V, 11-W, 11-A2). Hematita ocorre nas amostras 11-2C, 11-P, 11-R, 11-U, 11-Q e 11-W.

A fluorita foi detectada nas amostras 11-2C, 11-P, 11-W e 11-A2. Zeólita é descrita nas amostras 11-2C, 11-L, 11-R, 11-U, 11-W, 13-B, 13-D, 13-E, 13-F.

Foram analisadas três amostras de brechas do tipo I, com matriz hidrotermal composta por carbonato + hematita + quartzo ± albita ± zeólita, 11-L, 11-R e 11-E-2. Em amostra de mão, as amostras 11-L e 11-R têm hematita especularita, mas no DRX não aparecem picos para o mineral. A amostra 11-L possui picos de microclínio, que também têm correspondência para adulária. Em lâmina delgada, não é possível identificar o tipo de plagioclásio, mas por DRX este mineral é classificado como albita.

Três análises de brechas tipo II foram analisadas, sendo estas 11-Q, 11-P e 11U. A amostra 11Q é a única onde identifica-se galena associada a clorita, quartzo, albita, calcita e fluorita. As amostras 11U e 11P evidenciam a associação de andradita com calcita, fluorita, quartzo ± hematita.

As amostras 11-B e 17-B possuem picos compatíveis com a adulária (Figura 5.10).



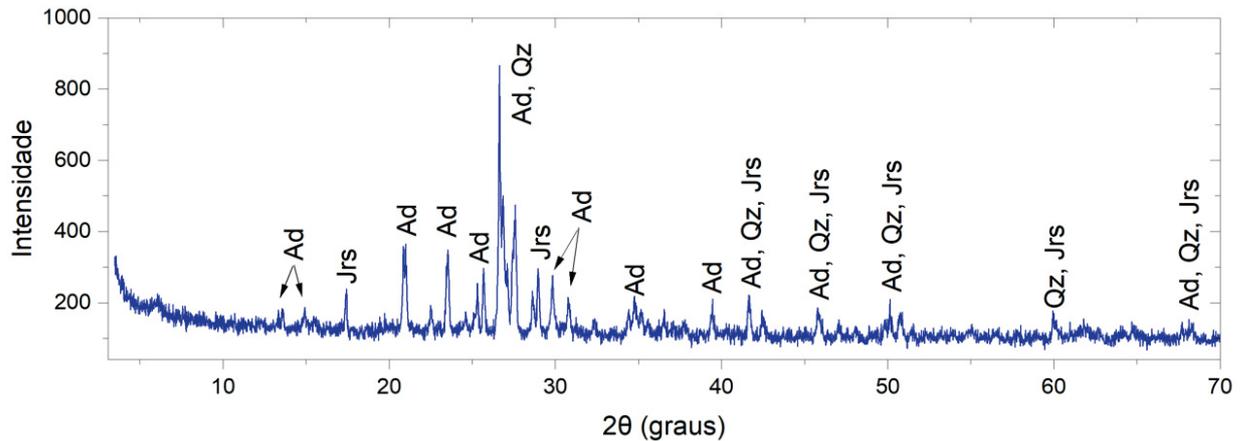


Figura 5.10 – Difratogramas de amostras com ocorrência de adulária. Em **a)** difratograma da amostra 11-B com picos de adulária (Ad), quartzo (Qz) e albita (Ab), **b)** Difratograma da amostra 17-B com picos de adulária (Ad), quartzo (Qz) e jarosita (Jrs).

Em 10 amostras (1-P, 1-S, 1-T, 11-B, 11-E, 11-L, 13-C, 13-D, 13-J e 17-B) foi realizado tratamento para a identificação de argilominerais. Nos difratogramas a seguir, a nomenclatura utilizada indica as condições de preparação das amostras: (N) corresponde a amostras secas naturalmente, (E) a amostras tratadas com etilenoglicol e (M) as amostras calcinadas em mufla a aproximadamente 550°C.

Enquanto o aquecimento a 550°C geralmente resulta em um aumento na intensidade dos picos difratométricos, nas amostras analisadas é observado o comportamento oposto, com redução na intensidade. Além disso, os difratogramas das amostras 1-P, 1-S, 11-L, 13-C e 13-D não definem picos de argilominerais, que pode ser um reflexo da ausência de argilominerais ou a presença de minerais de baixa cristalinidade.

Os picos mais comuns identificados nos difratogramas ocorrem em aproximadamente 7 Å, 10 Å e 14 Å. O pico em 7 Å é geralmente associado à caulinita, enquanto o de 10 Å está relacionado à illita. Já o pico em 14 Å pode ser atribuído à montmorillonita, quando há expansão para 17 Å após o tratamento com etilenoglicol, ou à clorita.

A amostra 13-J, que representa um riolito hidrotermalizado, mostra picos representativos para caulinita e illita (Figura 5.11).

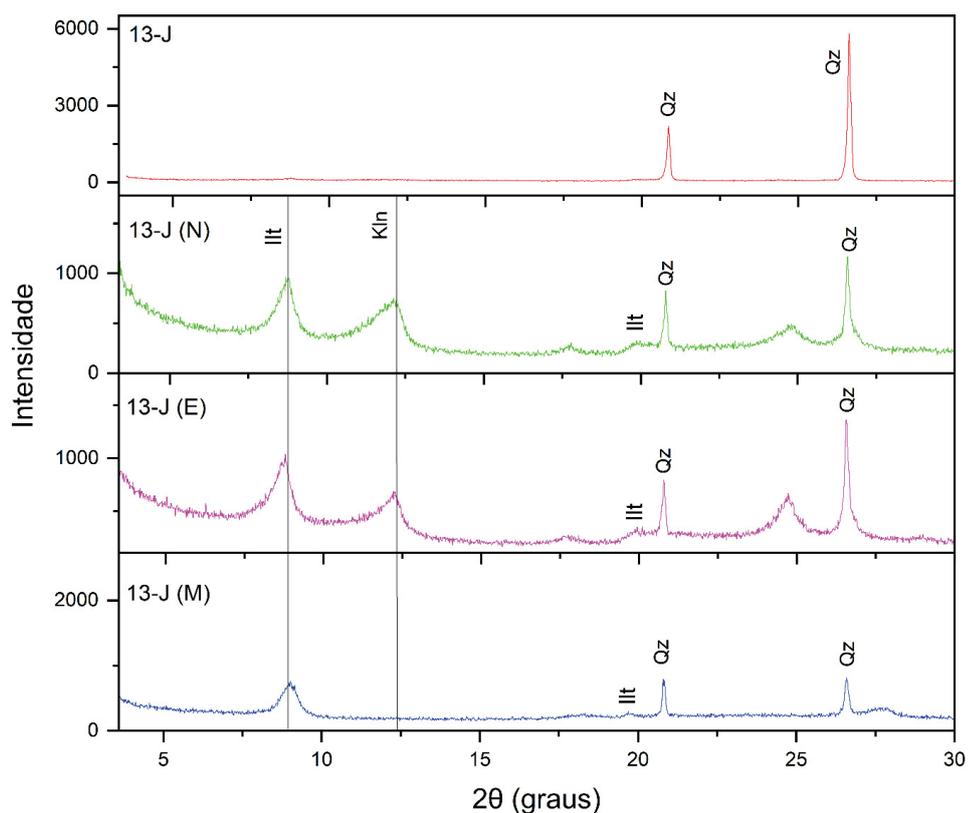


Figura 5.11 – Difratoograma da amostra 13-J exibindo os picos de Ilita (Ill) e Caulinita (Kln).

A amostra 11-E2, uma brecha hidrotermal, possui picos para montmorilonita e ilita (Figura 5.12). São observadas amostras de andesitos alterados com argilominerais de camadas mistas (*Mixed-Layer Clays*) (Figura 5.13) – materiais em que diferentes tipos de camadas de argila se alternam entre si. Nas amostras de veios mineralizados, os argilominerais predominantes são ilita e caulinita (Figura 5.14).

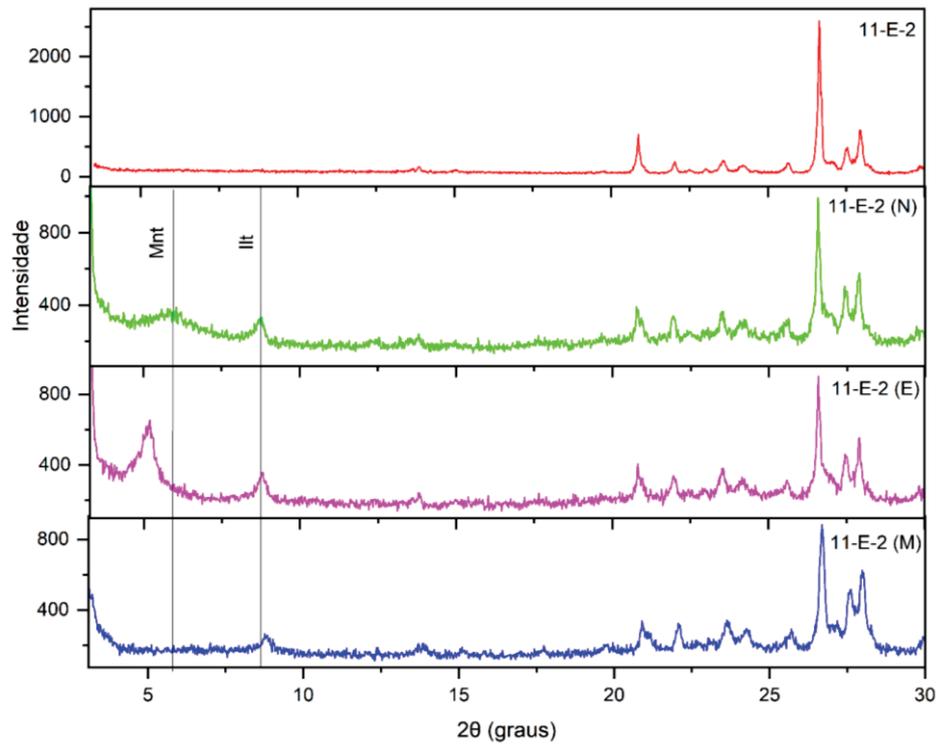


Figura 5.12 – Difratoograma da amostra 11-E-2 com picos de Montmorilonita (Mnt) e Ilita (Ill).

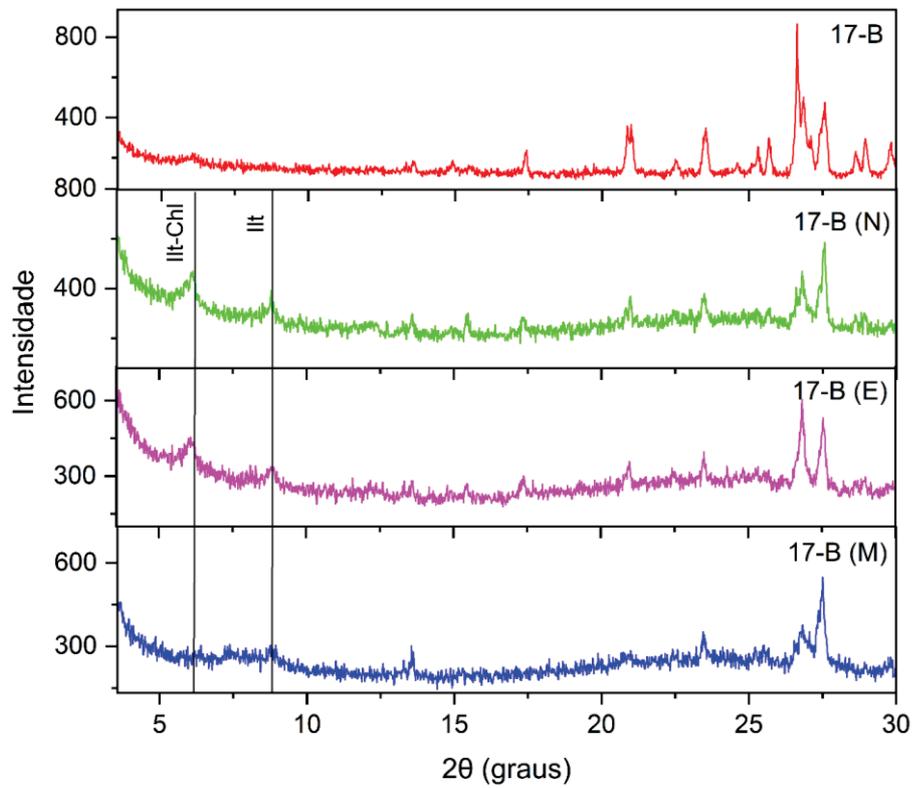


Figura 5.13 – Difratoograma da amostra 17-B com picos de Ilita (Ill) e Ilita-Clorita (Ill-Chl).

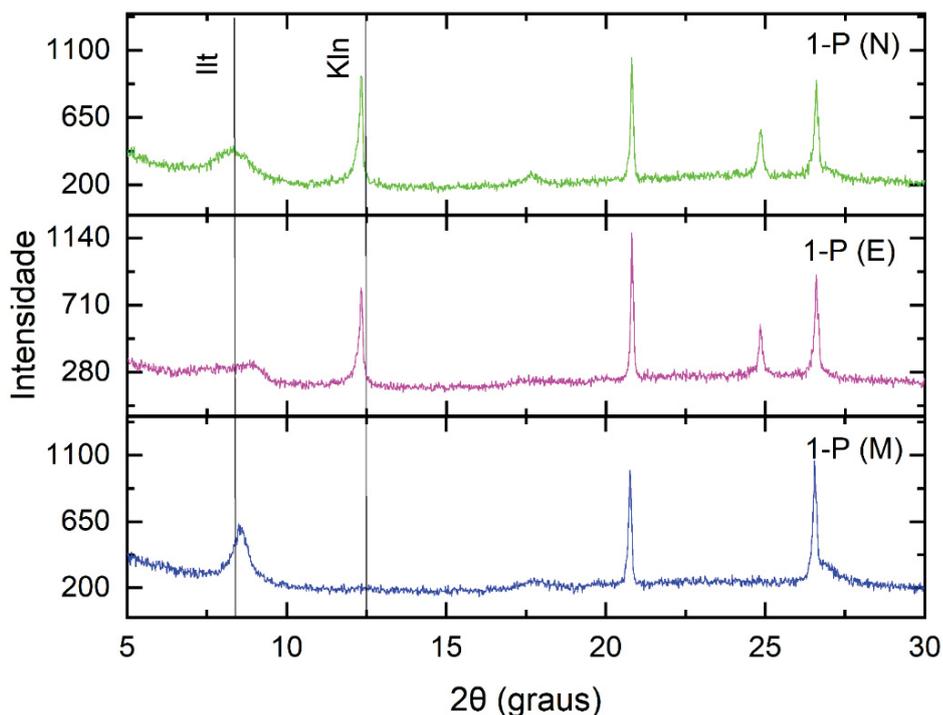


Figura 5.14 – Difratoograma da amostra 1-P (veio mineralizado) com picos de illita (Ill) e caulinita (Kln).

5.4 QUÍMICA MINERAL

5.4.1 MEV-EDS

Nas brechas tipo I o epidoto ocorre na forma de agregados muito finos (Figura 20). O quartzo possui hábito euédrico bipiramidado (Figura 5.15).

Identifica-se feldspato potássico na amostra 11-L, com teores de $\text{SiO}_2 = 65,60 - 66,60 \text{ wt\%}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,00 - 18,70 \text{ wt\%}$, $\text{K}_2\text{O} = 14,60 - 14,80 \text{ wt\%}$ e $\text{Na}_2\text{O} = 0,70 - 0,80 \text{ wt\%}$. Comparando esses dados com Dreher *et al.* (1998) e Deer *et al.* (2013), o mineral é classificado como adularia. No preenchimento de vênulas é detectada albita ($\text{SiO}_2 = 66,80 - 68,00\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19,90 - 20,80\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 11,4 - 11,8\%$ e $\text{CaO} = 0,4 - 0,7\%$).

Os sulfetos (Figura 5.16) incluem galena, esfalerita, sulfetos de cobre (digenita/calcocita/calcopirita) e pirita. Em amostras de mão, os sulfetos formam uma associação maciça cinza escuro com porções azuladas. Em algumas amostras de mão e nas imagens de MEV, a galena possui uma clivagem perfeita nos cristais. A digenita e a esfalerita são anédricas.

Na amostra 11-Q, observa-se que a galena envolve os cristais de calcocita e digenita (Figura 21d). Análises realizadas na mesma amostra revelam variações na

proporção de Pb-S-Cu, com teores de Pb variando entre 24,00 e 83,80 wt%, S entre 11,10 e 13,70 wt% e Cu entre 4,20 e 61,70 wt%.

Na amostra 11-7 (Figura 5.16e) são observadas fraturas preenchidas por galena euédrica a subédrica. No apêndice II, tabela 9, constam os resultados de MEV-EDS da composição de sulfetos.

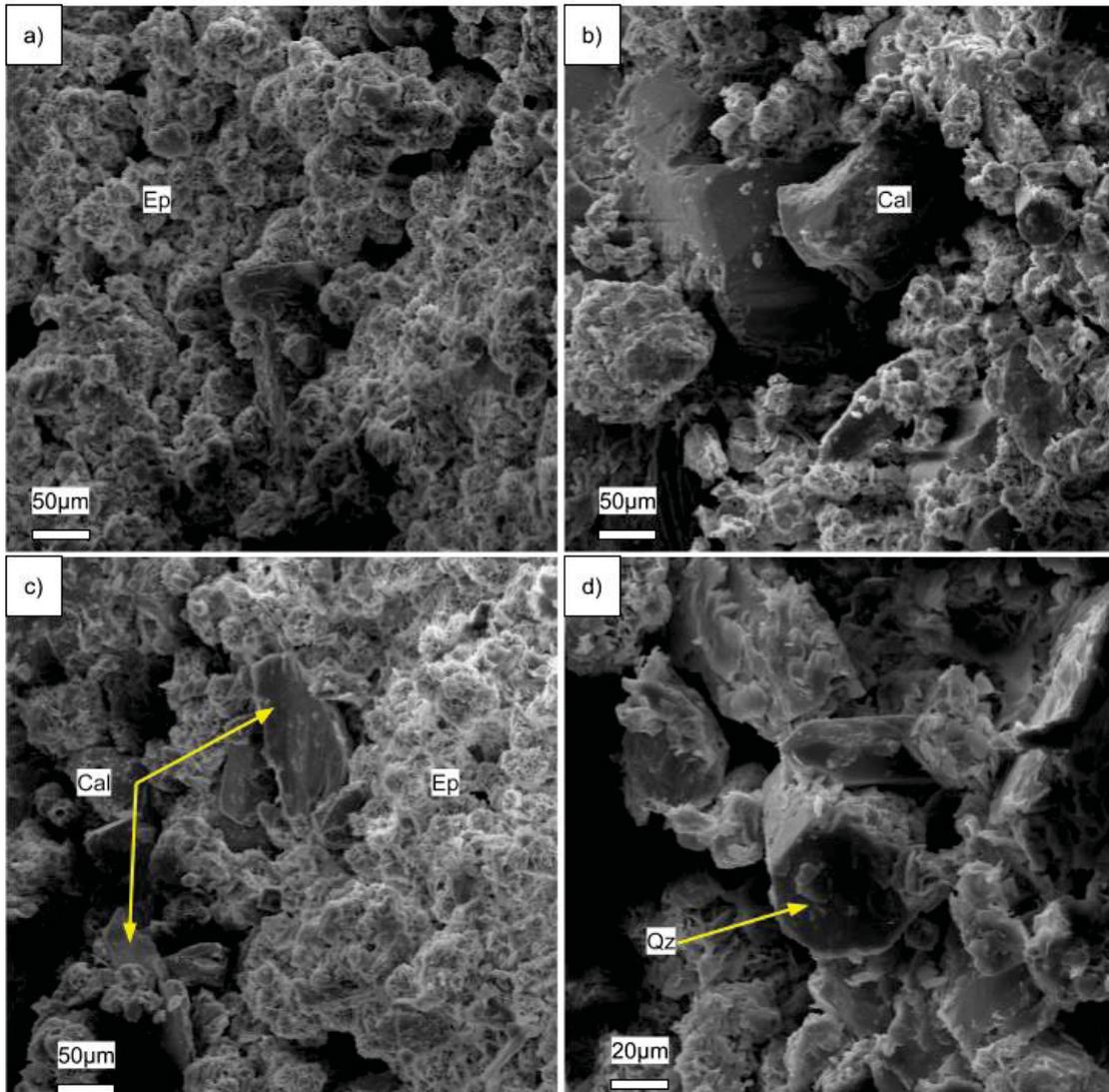


Figura 5.15 – Imagens de MEV-EDS destacando a ocorrência de epidoto, quartzo e calcita, **a)** epidoto forma agregados anédricos muito finos, **b)** cristal de calcita placoide em meio a agregados de epidoto, **c)** cristais de calcita placoide em meio a agregados de epidoto, **d)** cristal de quartzo com hábito euédrico hexagonal, definido como quartzo beta.

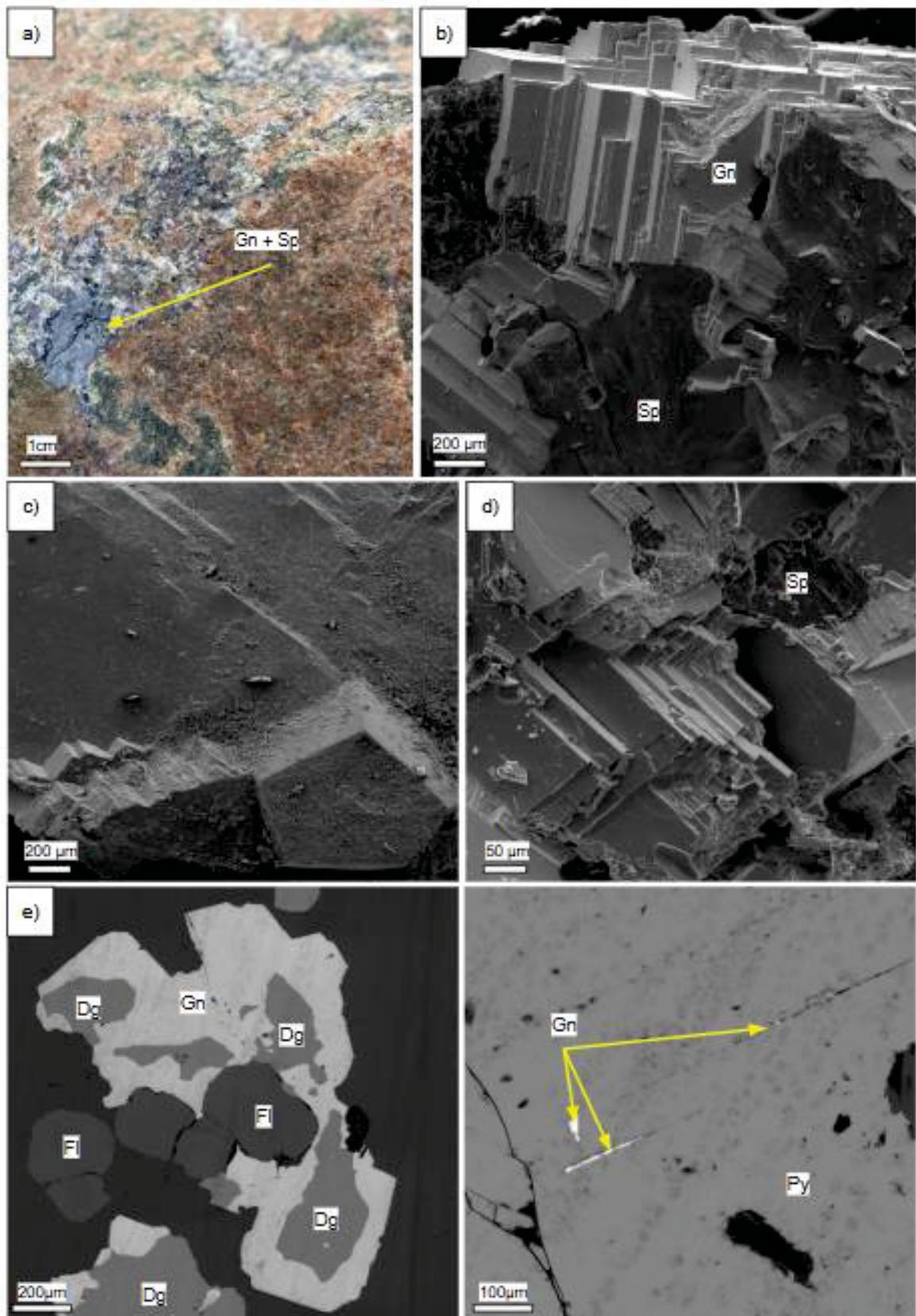


Figura 5.16 – Em **a)** amostra de mão evidenciando clivagem característica da galena. Imagens de MEV-EDS de sulfetos: **b)** Fotografia de elétrons secundários com galena, calcopirita e esfalerita, **c)** cristais de pirita **d)** galena e esfalerita, **e)** amostra 11-Q, mostrando intercrescimento de galena e digenita, **f)** galena preenchendo fraturas em cristal de pirita (amostra 11-7).

A granada andradita, possui teores de grossulária, devido ao seu enriquecimento em cálcio e alumínio, que são consistentes com os valores observados. São também identificadas inclusões de calcita e hematita. A morfologia dos cristais de andradita é observada na Figura 5.17. As análises estão compiladas no apêndice II, tabela 9.

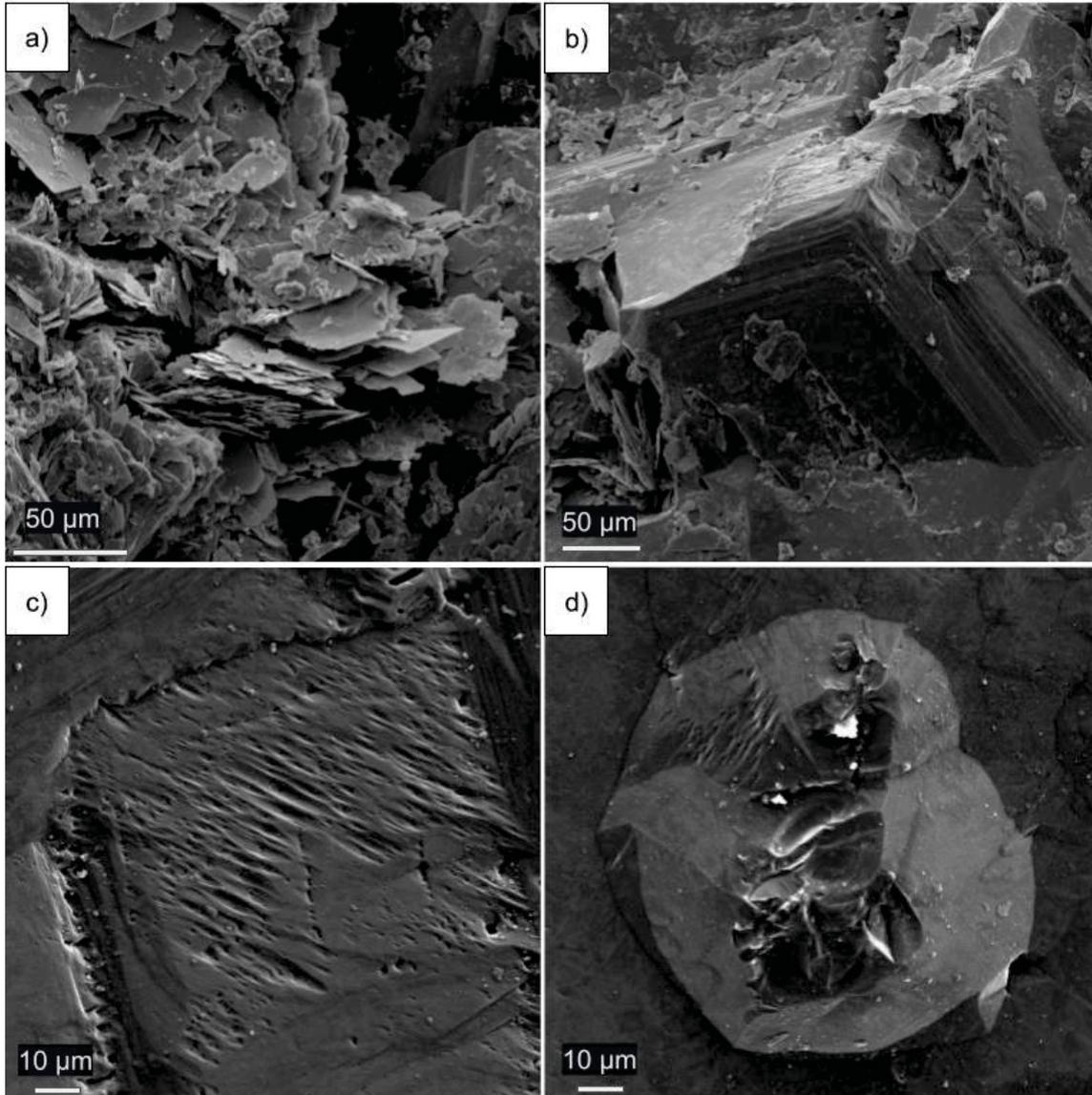


Figura 5.17 – Imagens obtidas por MEV-EDS. Em **a)** cristais de hematita placóide recobrendo cristais de andradita, **b)** cristal subédrico de andradita, **c)** textura superficial de corrosão em cristal de granada, **d)** cristal de andradita.

Os veios mineralizados em Au, atualmente explorados pela Verdau Mineração, são compostos principalmente por quartzo e argilominerais (Figura 5.18). Se encontram diretamente associados a veios de riolitos com silicificação intensa. Não foi identificado ouro nas análises em MEV.

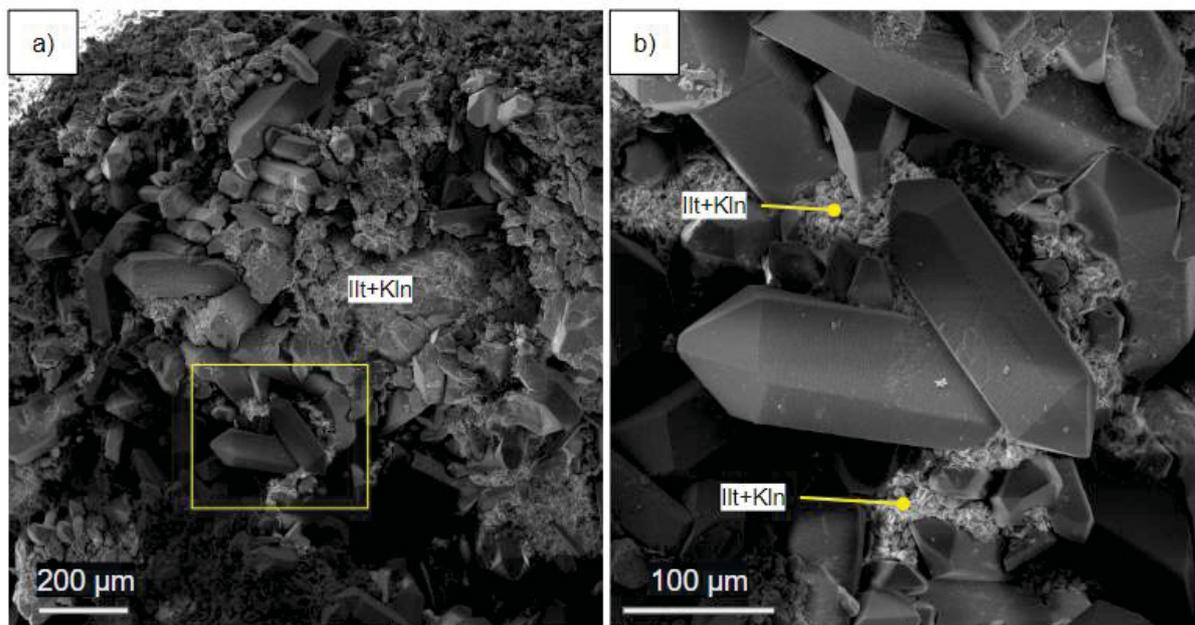


Figura 5.18 – Imagens de amostra do veio mineralizado do Alvo Torre obtidas por MEV-EDS. Em **a)** e **b)** nota-se a presença de quartzo, caulinita e illita, com impurezas de Fe.

5.4.2 Microsonda Eletrônica

Os resultados da Microsonda Eletrônica para os minerais analisados estão listados no Apêndice III. As amostras analisadas incluem: 11-Q, brecha do tipo I; 11-L, brecha do tipo II, 11-7 e 11-8, preenchimentos de fraturas. Além disso, foi preparado um *mount* contendo cristais de granada de uma brecha do tipo II. Os resultados das análises estão no apêndice V – Química Mineral (Microsonda Eletrônica), tabelas 1 a 9. As amostras foram retiradas do afloramento 11, o qual é composto por reoignimbritos.

Granada

Para o estudo da química mineral das granadas, foram realizadas um total de 98 análises em cristais de granada de brechas Tipo II. A granada, de acordo com Deer *et al.* (2013), tem como fórmula ideal $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Ca})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Cr})_2(\text{Si}, \text{Al})_3\text{O}_{12}$. A fórmula estrutural da granada foi calculada utilizando a normalização para 8 cátions e 12 oxigênios para a estimativa de Fe.

As análises realizadas resultaram na seguinte fórmula estrutural média $(\text{Ca}_{5.55} \text{Mn}_{0.22})_3(\text{Fe}^{3+} 4.29 \text{Fe}^{2+} 4.25 \text{Ti}_{0.01})_2(\text{Si}_{0.00})_3 \text{O}_{12}$.

Os membros finais calculados são andradita (71,46 – 99,58%), grossulária (0 – 23,44%), espessartita (0,00 – 6,63%), uvarovita (0 – 0,48%) e piropo (0 – 0,50%) (Tabela 5.1, Figura 5.19).

Tabela 5.1 – Teores médios, mínimos e máximos dos membros finais das análises em cristais de granada.

(%)	ALMANDINA	PIROPO	GROSSULÁRIA	ESPESSARTITA	UVAROVITA	ANDRADITA	Ca-Ti GT
Mínima	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	71,460	0,000
Média	0,000	0,114	1,155	3,828	0,077	94,646	0,180
Máxima	0,000	0,500	23,440	6,627	0,479	99,579	

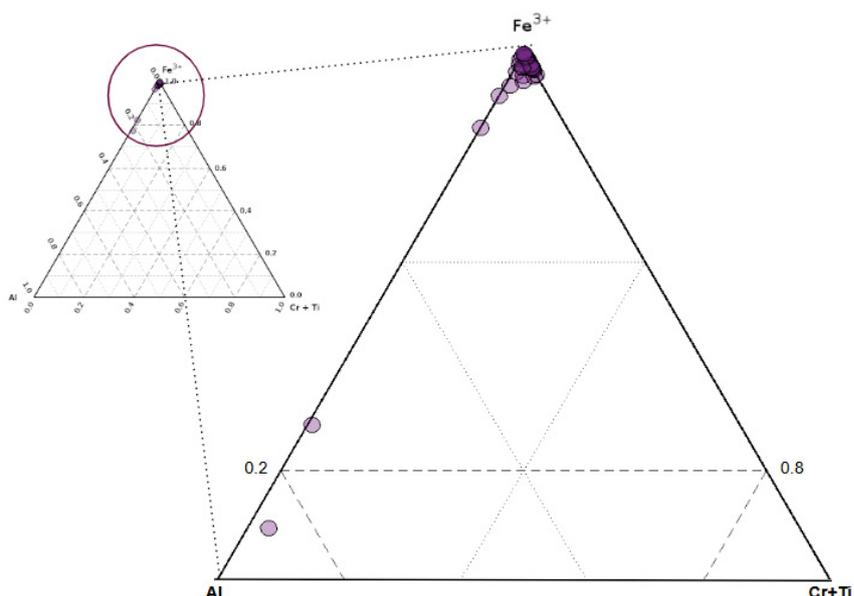


Figura 5.19 –Diagrama ternário composicional Fe³⁺, Al, e Cr + Ti (Walters, 2022).

As granadas analisadas têm uma composição dominada por andradita (78,52%–98,32%). Outros membros, como grossulária (0,24%–12,77%), calderita (0,02%–6,11%) e espessartita (0,02%–6,27%) indicam variações na composição dos fluidos hidrotermais, com potencial aumento de manganês e alumínio em momentos específicos. São identificados traços de kimzeyita, schorlomita, goldmanita e calderita utilizando a metodologia proposta por Locock (2008) (Tabela 5.2).

Tabela 5.2 – Teores médios, mínimos e máximo dos membros finais das análises em cristais de granada de acordo com Locock (2008). Membros finais em itálicos são hipotéticos.

MEMBROS FINAIS	FÓRMULA QUÍMICA	MINIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO
Kimzeyita	{Ca ₃ }[Zr ₂](SiAl ₂)O ₁₂	0,00%	0,37%	0,10%	0,06%	0,08%
<i>Kimzeyita-Fe</i>	{Ca ₃ }[Zr ₂](SiFe ₂)O ₁₂	0,00%	0,36%	0,12%	0,11%	0,09%
Schorlomita	{Ca ₃ }[Ti ₂](SiFe ₂)O ₁₂	0,04%	0,87%	0,33%	0,29%	0,21%
<i>Schorlomite-Al</i>	{Ca ₃ }[Ti ₂](SiAl ₂)O ₁₂	0,00%	0,66%	0,21%	0,12%	0,20%
<i>Morimotoite-Mg</i>	{Ca ₃ }[TiMg](Si ₃)O ₁₂	0,03%	0,26%	0,15%	0,15%	0,12%
Goldmanita	{Ca ₃ }[V ₂](Si ₃)O ₁₂	0,00%	0,21%	0,07%	0,06%	0,05%
Uvarovita	{Ca ₃ }[Cr ₂](Si ₃)O ₁₂	0,01%	0,50%	0,18%	0,18%	0,11%
Espessartita	{Mn ₃ }[Al ₂](Si ₃)O ₁₂	0,02%	6,27%	0,93%	0,34%	1,55%
Piropo	{Mg ₃ }[Al ₂](Si ₃)O ₁₂	0,18%	0,18%	0,18%	0,18%	0,00%
Grossulária	{Ca ₃ }[Al ₂](Si ₃)O ₁₂	0,24%	12,77%	4,65%	0,95%	7,04%
Andradita	{Ca ₃ }[Fe ₂](Si ₃)O ₁₂	78,62%	98,54%	96,01%	96,13%	2,12%
Calderita	{Mn ₃ }[Fe ₂](Si ₃)O ₁₂	0,02%	6,11%	2,12%	2,13%	1,20%

Sulfetos

Os elementos principais (S, Pb, Fe, Cu) na galena, digenita, calcocita e pirita possuem faixas de concentração próximas aos valores estequiométricos esperados. O enxofre na galena varia entre 12,03% e 13,56% wt%, enquanto a digenita e a calcocita têm concentrações variando de 19,29–22,61% e 19,08–20,05% em wt%, respectivamente. Na pirita, o enxofre varia de 51,36% a 53,75% wt%.

Os teores de Pb na galena variam de 81,06 wt% a 87,17 wt%. Pequenas quantidades de Pb são detectadas na digenita (máx. 1,62% wt%), calcocita (máx. 2,52 wt%) e pirita (máx. 0,26% wt%). O ferro tem teores entre 44,56 wt% a 46,83 wt% na pirita e ocorre em concentrações muito baixas nos outros minerais, abaixo de 0,04% wt%. O cobre ocorre em teores de 75,25% - 79,81 wt% na digenita e 79,87 - 80,56 wt% na calcocita, mas está quase ausente na galena (máx. 0,44 wt%) e na pirita (máx. 0,07 wt%).

O arsênio ocorre em concentrações abaixo de 660 ppm, com níveis mais altos na pirita (média de 101,35 ppm). A prata é predominante na digenita (450–1.740 ppm) e na calcocita (480–1.410 ppm), com valores baixos ou ausentes na galena e na pirita. O selênio possui teores elevados na pirita (máx. 810 ppm), enquanto o Sb possui médias semelhantes nos quatro minerais analisados (~100 ppm).

O índio ocorre na digenita (máx. 190 ppm) e na pirita (máx. 220 ppm), com valores mais baixos na galena e na calcocita. O bismuto está principalmente presente na galena (máx. 2.840 ppm), enquanto Sn, Cd e Ni variam entre os minerais, com Sn

sendo mais significativo na digenita (máx. 680 ppm) e na calcocita (máx. 400 ppm). O cobalto tem sua maior concentração na pirita (máx. 10.720 ppm).

Os elementos traço Te, Zn e Mo têm concentrações variáveis, com Zn sendo mais alto na calcocita (média de 671,11 ppm) e Mo na galena (máx. 880 ppm). O mercúrio é detectado em altas concentrações na galena (máx. 920 ppm) e na digenita (máx. 910 ppm), mas está ausente na pirita.

O ouro tem uma ampla faixa de concentração, atingindo valores significativos na galena (até 15.280 ppm), na digenita (máx. 8.390 ppm), na pirita (máx. 8.040 ppm) e, em menor grau, na calcocita (máx. 5.130 ppm). No entanto, é importante observar que esses altos valores de ouro na galena provavelmente refletem inclusões de ouro dentro do mineral, e não o ouro como um componente primário da galena em si. O ouro pode estar presente como partículas finas ou nódulos embutidos em defeitos cristalinos da estrutura da galena. A prata ocorre na digenita e na calcocita, com concentrações variando de 450 ppm a 1.740 ppm e de 480 ppm a 1.410 ppm, respectivamente.

Feldspato alcalino sódico

O feldspato alcalino das brechas hidrotermais, tanto do tipo I quanto II, é classificado como albita. São definidos altos teores de Na₂O entre 11,02 e 12,65 wt%, com desvio padrão de 0,59%. Teores médios dos componentes anortita, albita e oligoclásio são mostrados na tabela 5.3 e no diagrama Or-Ab-An (Figura 5.20).

A fórmula estrutural média é (Ca_{0,03}Na_{4,00}K_{0,01})(Fe_{0,00}Al_{4,01}Si_{11,96})O₃₂.

Tabela 5.3 – Teores médios, mínimos e máximo dos membros finais Ab, An e Or das análises em cristais de plagioclásio.

PLAGIOCLÁSIOS (%)	ANORTITA (CaO)	ALBITA (Na ₂ O)	ORTOCLÁSIO (K ₂ O)
Mínima	0,00	96,53	0,00
Média	0,73	98,89	0,40
Máxima	3,16	99,76	1,71

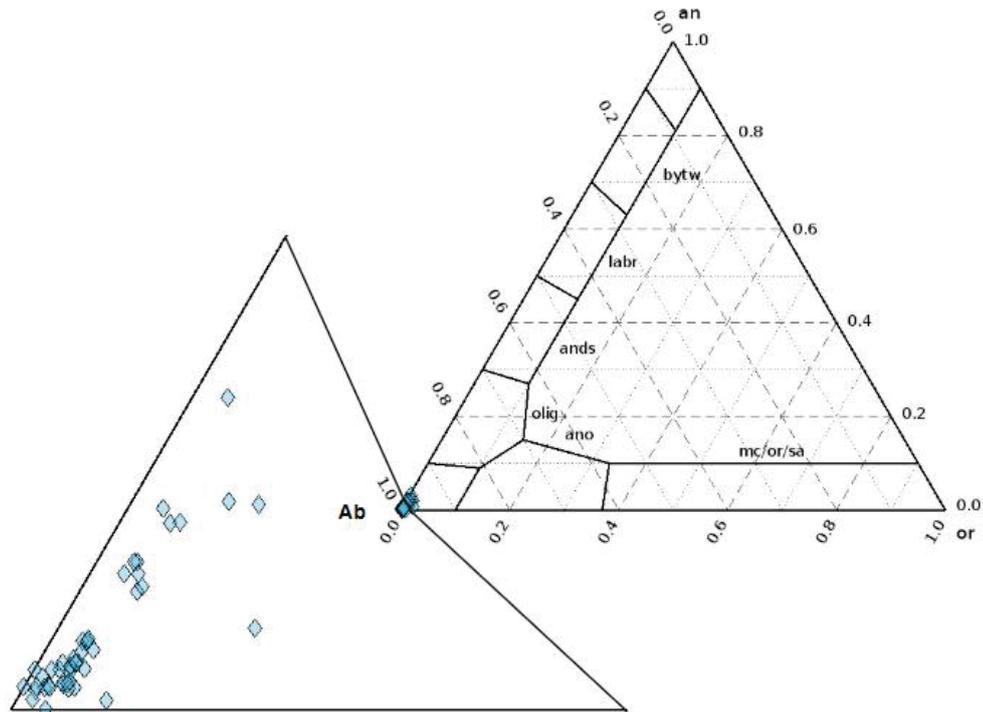


Figura 5.20 – Diagrama Ab-An-Or (Albita-Ortoclásio-Anortita) (Deer *et al.*,1993), para feldspatos evidenciando a predominância da albita (Ab).

Clorita

A clorita da brecha do tipo I contém $\text{SiO}_2 = 28,57\text{--}33,87$ wt%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,69\text{--}23,97$ wt%, $\text{FeO} = 10,88\text{--}18,16$ wt% e $\text{MgO} = 15,48\text{--}20,49$ wt%, com $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0,978\text{--}0,985$ (Apêndice I). A clorita da brecha do tipo II contém SiO_2 (27,56–30,69 wt%) e MgO (3,24–20,7 wt%), mas tem teores mais elevados de FeO (16,29–32,77 wt%), Al_2O_3 (16,60–19,07 wt%) e relação média $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ (0,06–0,32 wt%).

O diagrama composicional ternário Al–Mg–Fe (Zane & Weiss, 1998) (Figura 5.21) mostra que na brecha tipo II (amostra 11-Q) predomina Fe-clinoclóro, enquanto nas amostras 11-7 e 11-8 predomina Mg-chamosita. A análise da brecha do tipo I (amostra 11-L) revela a ocorrência dos dois tipos de clorita, com uma leve predominância de Fe-clinoclóro.

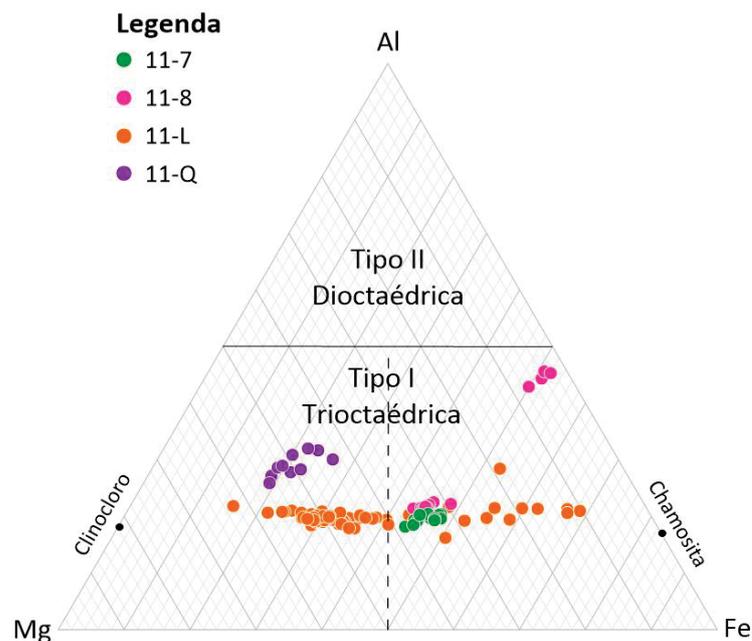


Figura 5.21 – Diagrama ternário Al–Mg–Fe de Zane & Weiss (1998). Amostras 11-7 e 11-8 são preenchimentos de fraturas, 11-Q é uma brecha tipo I e 11-L uma brecha tipo II.

Fluorita

A análise por microsonda eletrônica de 53 pontos das amostras de brecha tipo I e tipo II indica que os principais óxidos e elementos na fluorita são CaO (47,83 – 53,19 wt%) e F (46,20 – 50,91wt%). Alguns elementos como Cl, Ba, Sr e Pb ocorrem em teores baixos, o que indica que eles são impurezas ou substituídos de menor importância nos cristais de fluorita. Esses valores geralmente são menores que 1%. A presença de Ba e Sr nas amostras de fluorita é relevante porque esses elementos podem substituir o cálcio na estrutura cristalina do mineral. Elementos terras raras, como Ho e Dy, tem teores de até de 0.22 ppm.

Hematita

As análises de hematita têm teores de ferro (Fe_2O_3), variando entre 84,00 e 96,85 wt%, com média de 101,85 wt% e desvio padrão de 1,01. Esses resultados indicam uma fase predominantemente pura, com pequenas variações composicionais. Óxidos como MgO, P_2O_5 , Cr_2O_3 , NiO, CoO, V_2O_3 e ZnO ocorrem em concentrações menores que 0,1 wt%. Teores de TiO_2 até 4,48 wt% são detectados na amostra 11-8.

5.5 GEOTERMOMETRIA

As temperaturas de formação dos cristais de clorita são calculados utilizando o *software* WinCcac (Yavuz, *et al.*, 2015) com base nos geotermômetros Kranidiotis & MacLean (1987) (tabela 5.4). Os autores relatam que as razões Mg/(Mg+Fe) em clorita de rochas alteradas hidrotermalmente diminuem da rocha encaixante distal em direção à zona de mineralização. Eles aplicam um fator de correção Fe/(Fe+Mg) ao estudar o processo de cloritização de rochas alteradas pelo hidrotermalismo.

Tabela 5.4 – Temperaturas de formação para cloritas calculadas a partir do geotermômetro proposto por Kranidiotis & MacLean (1987).

Al-clorita (n=6)				Fe-clorita (n=24)				Mg-Clorita (n=31)			
Mín.	Máx.	Med.	D.P	Mín.	Máx.	Med.	D.P	Mín.	Máx.	Med.	D.P
237	314	262	38	203	335	305	26	235	277	260	9

As temperaturas obtidas são compatíveis com um ambiente hidrotermal. As temperaturas médias para Fe e Mg-clorita pelo método de Kranidiotis & MacLean (1987) superam 260°C, o que pode indicar uma forte influência de fluidos hidrotermais de temperaturas relativamente elevadas.

5.6 ISÓTOPOS DE C&O

Foram realizadas 12 análises de carbonatos de brechas, veios e amígdalas. Os resultados estão na tabela 5.5. Todas as amostras provêm do afloramento de reoignimbritos.

Nas brechas tipo I, nota-se que o carbonato de hábito romboédrico ($\delta^{18}\text{O}$ até -16,09‰) tem valores mais negativos que os carbonatos aciculares (-6,86‰ a -7,31‰). Os carbonatos romboédricos e aciculares possuem $\delta^{13}\text{C}$ de -9,89‰ a -7,81‰, enquanto carbonatos anédricos possuem valores mais altos (-0,48‰ a -1,42‰).

Os veios hidrotermalizados ($\delta^{18}\text{O}$ de -18,92‰ e -18,07‰) têm os valores mais negativos enquanto carbonatos em brecha tipo I associados a sulfetos ($\delta^{18}\text{O}$ de -5,60‰ a -6,92‰) possuem valores menos negativos.

Tabela 5.5 – Relação das amostras analisadas por isótopos estáveis de C&O.

AMOSTRA	MATERIAL	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)
P11-B1-Aci-a	Carbonato placoide de brecha tipo I	-6,86	-8,54
P11-B1-Aci-b		-7,31	-7,81
P11-B1-Romb-a	Carbonato romboédrico de brecha tipo I	-16,09	-9,89
P11-B1-Romb-b		-15,05	-9,05
P11-B1-An-a	Carbonato anédrico de brecha tipo I	-8,64	-0,48
P11-B1-An-b		-8,17	-1,42
P11Qa	Carbonato em brecha tipo I com sulfetos maciços	-5,60	-9,67
P11Qb		-6,92	-7,68
P11-PPa	Veio em ignimbrito	-12,09	-6,52
P11-PPb		-9,95	-6,32
P11-Na	Veio em ignimbrito	-18,92	-3,24
P11-Nb		-18,07	-3,49

As análises isotópicas em carbonatos determinam variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (-18,92‰ a -5,60‰) e $\delta^{13}\text{C}$ (-9,89‰ a -0,48‰):

- Valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ (-18,92‰ e -16,09‰) sugerem interação com fluidos meteóricos ou superficiais, possivelmente sob condições de maior variação de temperatura e profundidade.
- Valores mais positivos (-5,60‰ a -7,31‰) indicam sistemas hidrotermais derivados de fontes mais profundas.
- Os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (-9,89‰ e -9,67‰) são característicos de sistemas hidrotermais, enquanto os mais próximos de -0,48‰ e -1,42‰ podem indicar maior contribuição de fluidos meteóricos ou interação com rochas encaixantes.

Marques (2023) identifica valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais positivos (11,3‰ a 24,9‰) para quartzo e outros minerais, sugerindo a presença de fluidos hidrotermais profundos e magmáticos. Já os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-11,08‰ a -11,04‰) reforçam a influência de fluidos com assinatura magmática.

Rye & Ohmoto (1974), Matsuhisa *et al.* (1985), Ma *et al.* (2022) e Quan *et al.* (2025) estudaram diferentes tipos de carbonatos associados a sistemas epitermais.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos minerais contendo carbono são controlados pelas condições físico-químicas dentro dos fluidos hidrotermais. O carbono nos fluidos hidrotermais pode estar presente em várias formas, mas ocorre principalmente como

CO₂ ou CH₄. Há grandes fracionamentos isotópicos entre as espécies de carbono reduzidas e oxidadas, e a abundância dessas espécies em solução é amplamente determinada pela temperatura, pelo pH e pelo fO₂ (Rye & Ohmoto, 1974).

Para Rye *et al.* (1974), valores muito negativos de δ¹³C podem ser produzidos em carbonatos sin-genéticos em ambientes vulcânicos devido ao refluxo de carbono orgânico de bacias oceânicas restritas. Além disso, uma ampla faixa de valores de δ¹³C pode ser gerada nos carbonatos por mudanças no fO₂ do ambiente deposicional ou pela mistura de carbono orgânico com carbono marinho ou de origem profunda (Rye e Rye, 1974).

Quan *et al.* (2015) estudaram um sistema pórfiro permiano na Austrália e indicaram razões de O δ¹³C geralmente varia de -15,06 a -5,00‰, sendo menos variável em comparação com o δ¹⁸O_{VSMOW}, que varia de -0,92 a 17,94‰. Esses valores, para os autores, indicam que os fluidos responsáveis pela precipitação de carbonatos ao longo do *Drake Goldfield* tiveram origens complexas, envolvendo uma extensa mistura de fluidos hidrotermais de várias fontes, incluindo aqueles de origem magmática, fluidos meteóricos e fluidos associados a processos de alteração de baixa temperatura.

Comparando os valores de δ¹³C_{VPDB} dos autores com os encontrados para a Bacia de Castro, observa-se que há uma sobreposição significativa nas assinaturas isotópicas, sugerindo um sistema hidrotermal igualmente complexo. A variação nos valores de δ¹³C e δ¹⁸O indica a influência de múltiplas fontes de fluidos, incluindo contribuição magmática, meteórica e processos de alteração de baixa temperatura. Essa similaridade reforça a hipótese de que a formação dos carbonatos do ponto P-11 pode ter ocorrido em condições análogas às descritas por Quan *et al.* (2015), com significativa interação entre fluidos hidrotermais e encaixantes, influenciada por variações no fO₂ e na temperatura do sistema.

5.7 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

As alterações hidrotermais a seguir foram classificadas com base em estudos específicos sobre alteração hidrotermal em sistemas vulcânicos (Thompson & Thompson, 1996; Gifkins *et al.*, 2015). Essa abordagem visa adotar classificações padronizadas e minimizar possíveis ambiguidades em relação a paragêneses de outros sistemas mineralizadores.

5.7.1 Silicificação

Na Formação Tirania ocorrem zonas silicificadas, com alteração pervasiva, que são marcadas em campo pela transição de riolitos porfíricos de cor laranja avermelhado, com fenocristais de microclínio e quartzo, para riolitos rosa acinzentados, altamente fraturados e com veios de quartzo milimétricos a centimétricos (Figura 5.22). Nota-se a diminuição da porcentagem de fenocristais de microclínio e a presença de com veios e vênulas preenchidos por quartzo.

Em lâmina petrográfica (Figura 5.23), observa-se que a matriz dos álcali-feldspato riolitos, de composição quartzo-feldspática, perde a cor avermelhada, o que pode indicar que o vidro vulcânico foi alterado durante o processo hidrotermal. Os cristais de microclínio são substituídos por quartzo.

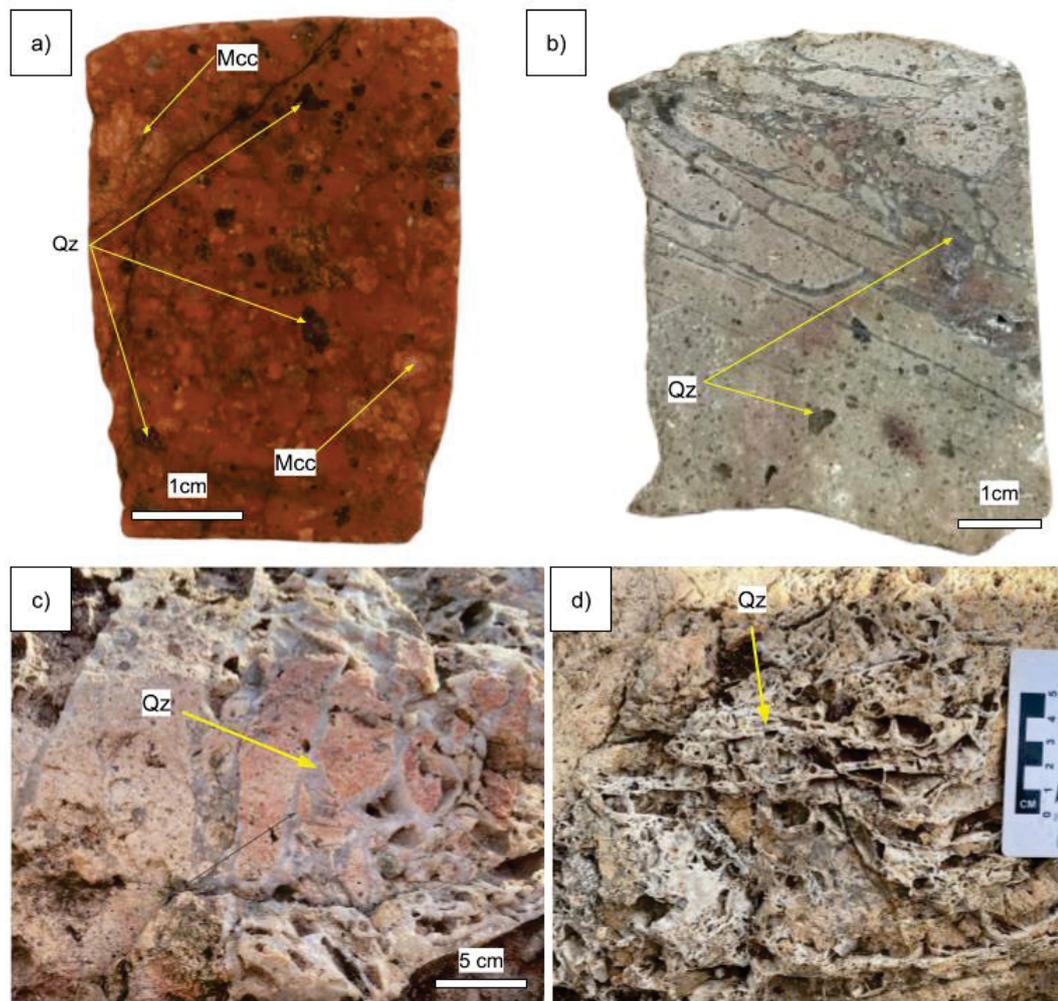


Figura 5.22 – Silicificação em riolitos. Em **a)** amostra 07-A, porfírica, maciça e de cor avermelhada, com fenocristais de microclínio e quartzo, **b)** amostra 03-A, porfírica, maciça, rosa acinzentada, com fenocristais de quartzo e fraturamento moderado, com posterior preenchimento por quartzo,

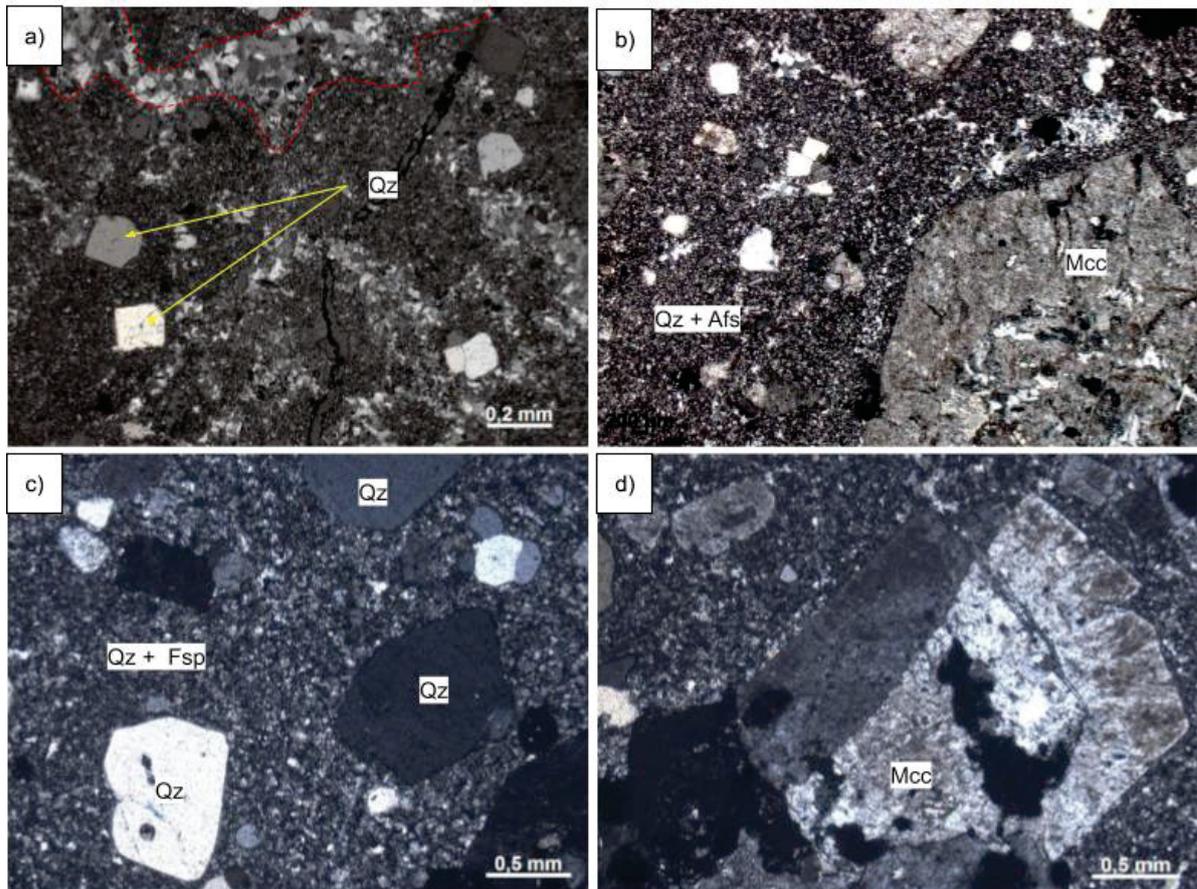


Figura 5.23 – Feições de silicificação. **a)** e **b)** Fotomicrografias (NX) da amostra 03-A. Detalhe em vermelho mostrando veio preenchido por quartzo. Notar que o veio tem granulometria maior que a matriz quartzo-feldspática, **c)** Amostra 26-A, (NX), com fenocristais de microclínio (mcc) e quartzo (qz), em matriz quartzo-feldspática (qz+ fsp), **d)** Detalhe de fenocristal de microclínio da amostra em C (NX) com macla e feições de alteração nas bordas do cristal.

A silicificação de preenchimento é representada por veios e brechas compostos por calcedônia e quartzo (Figura 5.22, 5.24). As brechas hidrotermais resultam de fraturamento hidráulico e apresentam características multifásicas, com fragmentos de rochas silicificadas em matriz quartzosa. As principais ocorrências auríferas estão associadas à combinação dessa alteração com argilização.

Diversas texturas de quartzo são identificadas, incluindo as texturas *cockade*, e colofome (na Formação Tirania) e em pente (Formações Tirania e Tronco) (Figura 5.22 e-h). As texturas são fundamentais para a interpretação do ambiente hidrotermal, pois registram processos de deposição mineral e fornecem indícios sobre as condições físico-químicas durante a evolução do sistema mineralizado. As

classificações a seguir são baseadas nos trabalhos de Dowling *et al.* (1989), Bodnar *et al.* (1985) e Dong *et al.* (1995).

Nos veios do Alvo Torre a textura predominante é do tipo sacaroidal (Figura 5.24a). No ponto 28, observam-se diversas texturas, incluindo *cockade*, em pente e coliforme.

A textura *cockade* refere-se a preenchimentos hidrotermais caracterizados por clastos de tamanho centimétrico envolvidos por bandas concêntricas de quartzo. Essa textura é significativa porque registra grande parte da sequência de mineralização de um veio, refletindo episódios distintos de deposição mineral. Além disso, indica condições fora da zona de *boiling*, sugerindo um ambiente de deposição mais estável e possivelmente relacionado a pulsos hidrotermais sucessivos.

O quartzo coliforme tem uma textura caracterizada por formas esféricas e botrioidais na superfície externa dos cristais ou agregados. Essa textura é frequentemente observada em calcedônia, na qual bandas finas e rítmicas (Figura 5.22-f). Esse arranjo sugere um crescimento em condições de baixa temperatura, onde a precipitação ocorre de maneira gradual, resultando em finas camadas concêntricas.

A textura em pente (*comb texture*) é caracterizada por cristais de quartzo euédricos, orientados paralela ou subparalelamente, com terminação bem desenvolvida, dispostos perpendicularmente às paredes do veio. Essa disposição sugere um crescimento sob condições de alta supersaturação de sílica, onde os cristais se desenvolvem livremente a partir das bordas do veio para o centro, preenchendo espaços abertos na fratura. Em sistemas hidrotermais, essa textura pode indicar episódios de deposição rápida sob condições de resfriamento súbito ou variações na composição do fluido mineralizante.

A silicificação na Formação Tronco ocorre predominantemente ao longo de fraturas e vênulas, preenchendo espaços abertos com crescimento de cristais de quartzo orientados perpendicularmente às paredes das fraturas. A textura em pente (*comb texture*) sugere deposição a partir de pulsos hidrotermais sucessivos, típicos de ambientes com fluxo de fluidos controlado por fraturamento.

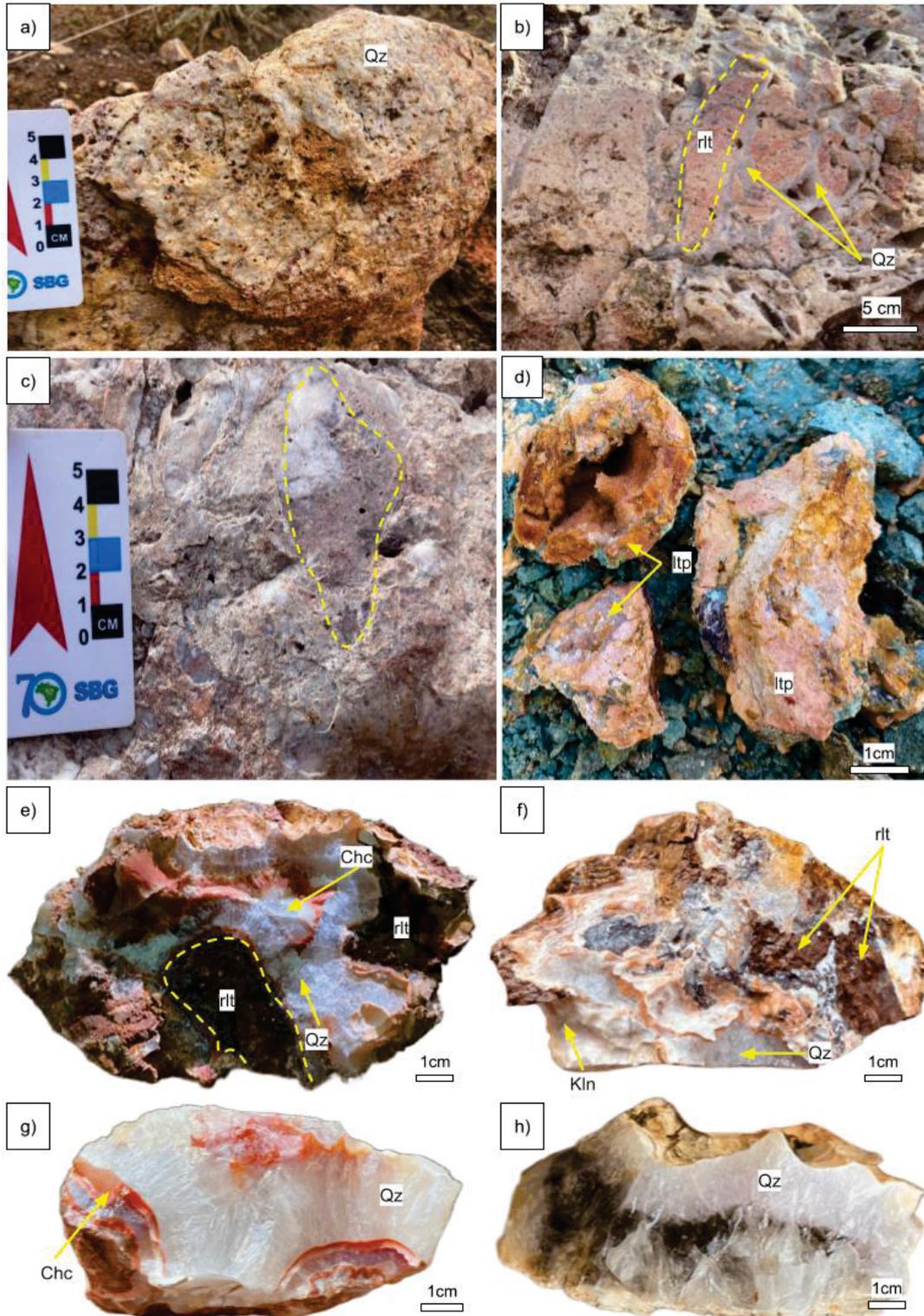


Figura 5.24 – Feições relacionadas a silicificação. Em **a)** Brechas com quartzo em textura *cockade*, **b)** rocha com aspecto brechado composta por clastos de AF-riolito e preenchimento de quartzo biternado, **c)** brechas polifásicas silicificadas, **d)** *lithophysae* com interior geralmente preenchido por quartzo cristalino que são encontradas no contato de zonas de alteração argílica e silicificação, **e)** clastos de riolitos envoltos por quartzo com textura em pente e calcedônica (Chc), **f)** clastos de riolitos envoltos por quartzo alternado com argilominerais (caulinita) formando uma textura coloriforme, **g)** quartzo com textura em pente associado a bandas botrioidas de calcedônia, de cor laranja rosado, **h)** quartzo euédrico com textura em pente. Notar que os cristais possuem alternância de um roxo muito claro para quartzo fumê. Amostras de e) a f) são do ponto P-28.

5.7.2 Alteração propilítica

A alteração propilítica ocorre predominantemente no afloramento P-11, tanto no preenchimento de cavidades ignimbritas quanto na matriz das brechas do tipo II. As análises mineralógicas, realizadas por meio da descrição de amostras de mão, análise petrográfica e difratometria de raios X (DRX), determinam a seguinte paragênese mineral: clorita + epidoto + calcita + albita + fluorita + quartzo ± albita ± zeólita ± sulfetos ± hematita.

O principal estilo de alteração é o de preenchimento, que pode variar de incompleto a maciço, e a substituição, formando halos de alteração de baixa intensidade ao redor da rocha encaixante (Figura 5.25a e 5.25b).

Essa paragênese mineral observada é típica de ambientes hidrotermais profundos ou das margens de sistemas epitermais (Pirajno, 1992; Gifkins, 2002). Em sistemas de sulfetação baixa a intermediária, pode se formar um halo ao redor das zonas de alteração mais próximas aos veios, caracterizado pela presença de sericita (ilita) e adularia. Essa alteração pode preceder as fases associadas à mineralização dos veios.

Mapa *et al.* (2019) relatam a presença de alteração potássica nas rochas do afloramento 11, inferida com base na tonalidade rosada dos reoignimbritos. Os autores também indicam a ocorrência de adularia no mesmo local. Segundo McPhie *et al.* (1993), durante a devitrificação, o vidro vulcânico pode ser substituído por agregados finamente cristalinos dos mesmos minerais que se formariam caso o magma tivesse resfriado lentamente, o que pode resultar na coloração rósea das rochas. Isso sugere que a devitrificação e a alteração potássica podem ocorrer simultaneamente, tornando essencial a distinção entre esses processos. Portanto a mudança na cor das rochas é atribuída primariamente à devitrificação. Quanto à adularia, análises de MEV-EDS confirmaram sua presença na matriz das brechas tipo II, onde está associada à paragênese mineral da alteração clorítica.

5.7.3 Alteração argílica

Formação Tirania

Em geral, a alteração argílica é uma alteração pervasiva que afeta plagioclásios e feldspatos alcalinos, especialmente na Formação Tirania. Essa alteração é

comumente associada a zonas de fluxo hidrotermal e ocorre especialmente nos veios mineralizados do Alvo Torre (Figura 5.25d). Análises de DRX determinam a paragênese caulinita + illita + quartzo e em análises petrográfica nota-se a substituição da matriz quartzo-feldspática e dos fenocristais de feldspato alcalino dos riolitos por illita e caulinita, enquanto os fenocristais de quartzo permanecem preservados.

No ponto P13, illita e caulinita ocorrem associadas a quartzo e zeólitas. As zeólitas podem ser produtos da alteração de vidro vulcânico (Gifkins *et al.*, 2005).

As análises de DRX do ponto P11 indicam paragênese composta por caulinita + montmorilonita + clorita + calcita + epidoto (amostra 11-E-2). Esse tipo de alteração ocorre de forma fissural, estando associada aos preenchimentos encontrados no P11 e sobrepondo-se à alteração clorítica.

Formação Tronco

Nos Pontos 15, 16 e 17 (região do Domo do lapó segundo Mapa *et al.*, 2019) é caracterizada por uma zona **composta** por um veio subvertical, com direção ENE-WSW, composta por rochas argilizadas, com sulfetos disseminados (principalmente pirita) e altamente silicificada. As encaixantes são andesitos cinza com textura amigdaloidal, com amígdalas preenchidas por quartzo e epidoto.

Foram analisadas cinco amostras por DRX relacionadas a essa zona de alteração. A amostra 15-A possui por quartzo, albita e zeólita, com forte correlação com faujasita ($(\text{Na}, \text{Ca}_{0.5}, \text{Mg}_{0.5}, \text{K})_x[\text{Al}_x\text{Si}_{12-x}\text{O}_{24}] \cdot 16\text{H}_2\text{O}$). A amostra 16-A contém zeólita, quartzo e ortoclásio, enquanto a amostra 16-B tem quartzo, ortoclásio e albita.

Na amostra 17-B (Figura 5.25e), na análise por DRX identifica-se jarosita, quartzo, adulária, argilominerais de camada mista (clorita/illita) e illita. A jarosita é um mineral comumente encontrado como produto de alteração em depósitos epitermais (Scott, 1990). A amostra 17-A (Figura 5.25f), analisada por DRX, indica a presença de quartzo e ortoclásio.

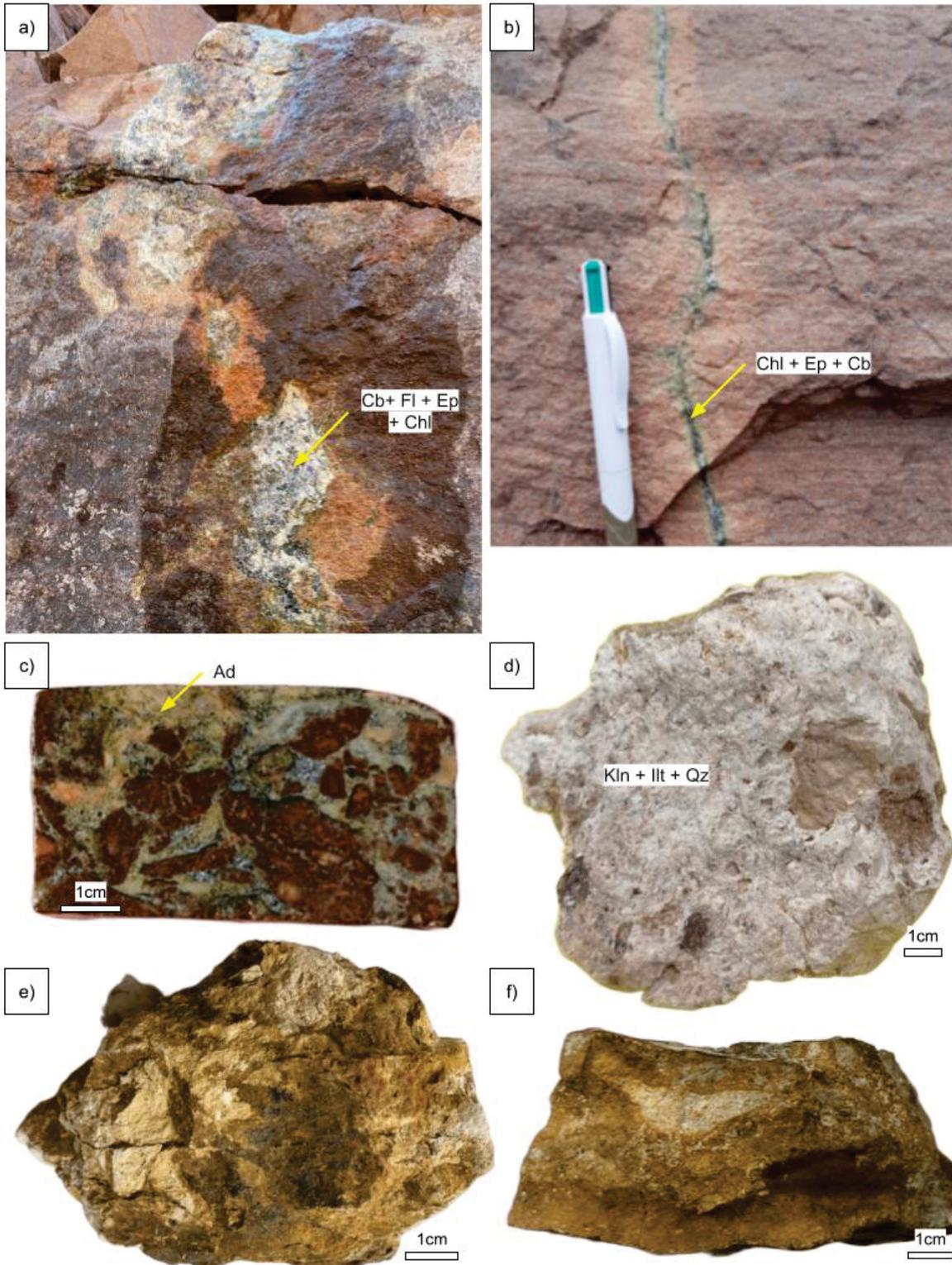


Figura 5.25 – Alterações argílica e propilítica. Em a) preenchimento de amígdalas em riolitos da Formação Tirania gera halos de alteração laranja rosado, b) cloritização (Chl + Ep + Cb) gera um halo um pouco mais claro que a rocha encaixante, c) amostra 11-B, onde é observada adulária rosa claro e de hábito anédrico, associada a carbonato, fluorita, epidoto, clorita e hematita, preenchimento comum na matriz de brechas tipo II, d) amostra 1-P, de veio poroso relacionado ao Alvo Torre, composto por caulinita (Kln), illita (Ill) e quartzo (Qz), e) amostra 17-B, f) Amostra 17-A. As amostras em e) e f) são alterações relacionadas a andesitos da Formação Tronco.

5.8 CLASSIFICAÇÃO DO SISTEMA MINERALIZADOR

As mineralizações da Bacia de Castro são definidas como epitermais por Seoane, 1999; Mapa *et al.*, 2019 e Marques, 2023).

No mapa da Figura 5.26, são destacadas três áreas com diferentes associações mineralógicas, que serão analisadas a seguir. Cada uma dessas associações é exclusiva da respectiva área delimitada.

ÁREA I

A área I corresponde ao Alvo Torre, no qual a mineralização aurífera ocorre associada a veios de quartzo e zonas de silicificação e argilização. Os veios de quartzo, que possuem estrutura tabular e são sub-horizontais ou horizontais, têm texturas sacaroidais, com cavidades preenchidas por calcedônia e quartzo prismático.

Os minerais de ganga incluem calcedônia, calcita, illita e caulinita. A precipitação do ouro foi favorecida por processos de *boiling*, em que a interação de águas meteóricas com sistemas hidrotermais convectivos contribuiu para a deposição do metal (Seoane, 1999). Os principais controles estruturais das mineralizações estão relacionados à estruturação NE-SW, que está fortemente associada às zonas mineralizadas e hidrotermalizadas, funcionando como uma rota de transporte para os fluidos mineralizantes.

Os veios são formados por illita, caulinita e quartzo. Para White & Hedenquist (1995), a illita ocorre em profundidade (zonas de maior temperatura) e illita-esmectita interestratificada seguida por esmectita ocorre nas partes superiores e de menor temperatura do sistema. A illita indica temperaturas de formação entre 150 – 220 °C (Fulignati, 2020) e a caulinita temperaturas inferiores a 200 °C. White & Hedenquist (1995) afirmam que a caulinita é incomum em sistemas de baixa sulfetação, sendo sua presença geralmente associada a processos de *overprinting*, quando um evento hidrotermal posterior sobrepõe novas características à rocha, alterando, parcial ou completamente, as feições pré-existentes.

A presença de brechas polifásicas, que afetam veios pré-existentes e as encaixantes, e são restritas ao Alvo Torre, associada a paragênese mineral dos veios caracterizam essa área como um sistema epitermal de baixa sulfetação. Feições similares são amplamente descritas em sistemas epitermais ao redor do mundo por Hedenquist *et al.* (2000), Cooke & Simmons (2000) e Fulignati (2020).

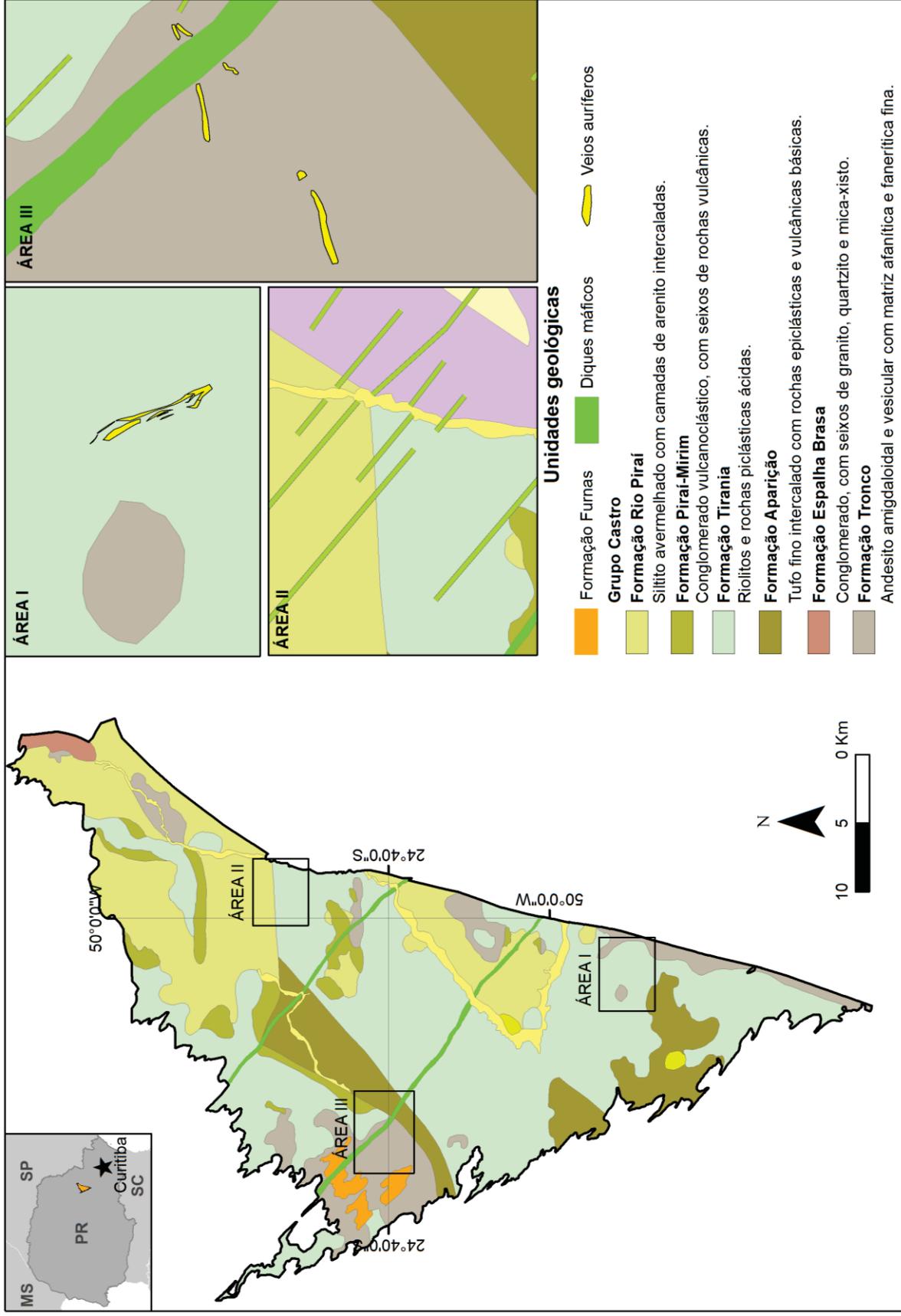


Figura 5.26 – Mapa geológico com as áreas de mineralização. Geologia segundo Mapa *et al.* (2016) e veios auríferos segundo Marques (2023).

ÁREA II

A área II corresponde ao afloramento P11, ou Pedreira Serveng. Neste estudo, observa-se a ocorrência de brechas hidrotermais preenchidas por sulfetos, identificados como pirita, galena, digenita, calcocita e esfalerita.

A presença desses sulfetos sugere um potencial significativo para a exploração de metais base, como Pb, Zn e Cu, além de metais nobres, como Au e Ag, uma vez que esses minerais têm teores promissores desses metais. A ocorrência desses minerais indica que o sistema hidrotermal pode ter gerado condições favoráveis para a mineralização polimetálica, com potencial para múltiplos tipos de exploração mineral (Cooke *et al.*, 2014; Wilkinson *et al.*, 2020; Li *et al.*, 2022).

As brechas foram formadas por uma combinação de fraturamento das rochas e a precipitação de minerais nas cavidades e fraturas. Esses processos geralmente ocorrem sob condições de mudanças térmicas rápidas ou circulação de fluidos que induzem o fraturamento e subsequente preenchimento mineral. A interação entre fluido e rocha, associada à silicificação e outras alterações minerais, pode ter favorecido a formação dessas brechas. A ausência de bandamento e a presença de metais base indicam formação abaixo da zona de ebulição (Hedenquist *et al.*, 2000).

A galena e a esfalerita podem estar presentes em sistemas epitermais de alta e baixa sulfetação, embora não sejam minerais comuns nesses ambientes (White & Hedenquist, 1995) (White & Hedenquist, 1995). Em sistemas epitermais de sulfetação intermediária, Wang *et al.* (2019) indicam que esses minerais são abundantes, assim como a hematita, a digenita e a bornita, que ocorrem no afloramento.

Utilizando análises de microsonda eletrônica, amostras de pirita são plotadas no diagrama de Duran *et al.* (2015) (Figura 5.27) e os resultados mostram que a relação Co/Sb vs. Se/As indica que os minerais possuem uma origem associada a um sistema pórfiro com uma maior contribuição hidrotermal.

Keith *et al.* (2018) analisaram os teores de Te e Se em piritas e os resultados indicam que a concentração de Te e Se varia de acordo com o tipo de depósito e as condições físico-químicas do fluido mineralizante. A análise sugere que a concentração de Te é influenciada pelo potencial redox e pH, enquanto o Se responde principalmente à temperatura. As análises de pirita por microsonda eletrônica da Bacia de Castro indicam teores de Te alcançando 2160,00 ppm e de Se até 810 ppm, com uma média de 391,89 ppm para o telúrio e 189,19 ppm para o selênio. Esses

teores elevados de Te e Se são indicativos de um sistema hidrotermal com características típicas de zonas epitermais, onde a mobilidade desses elementos é favorecida em condições oxidantes e de temperaturas relativamente baixas.

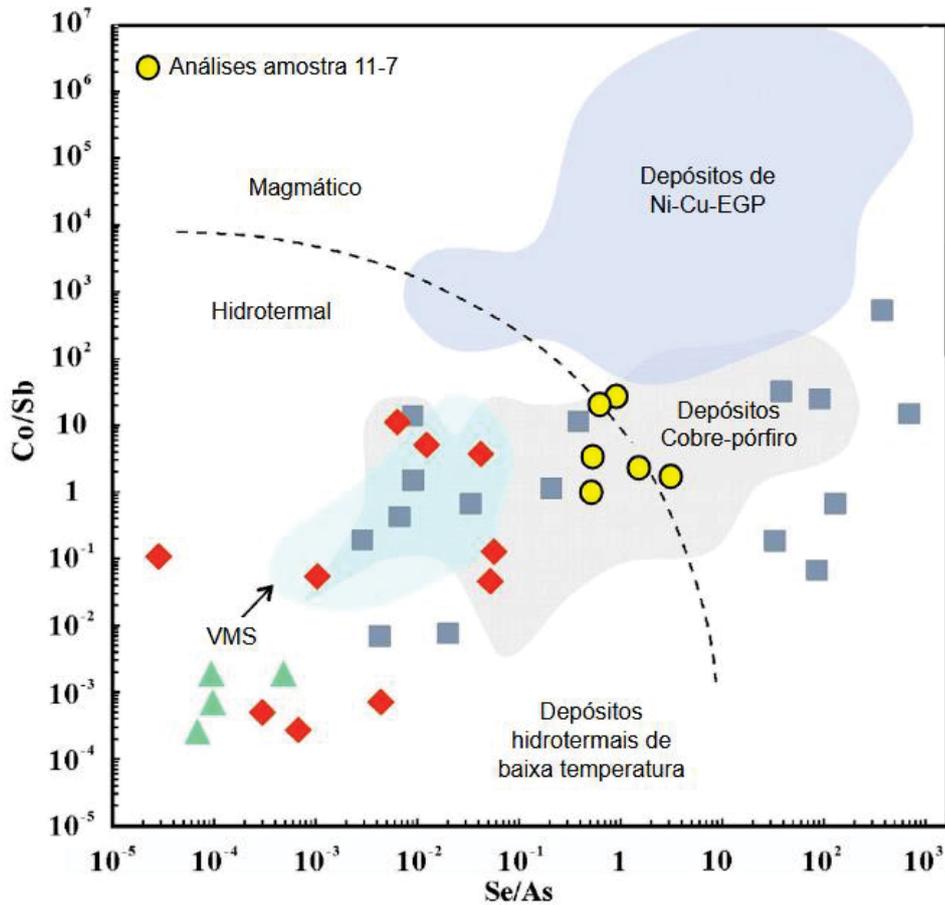


Figura 5.27 – Diagrama Co/Sb-Se/As em cristais de pirita (modificado de Duran *et al.*, 2015). Os círculos amarelos representam as amostras da Bacia de Castro, enquanto as demais correspondem a dados utilizados pelo autor.

Considerando a paragênese mineral e a comparação dos das análises de pirita com os estudos de Keith *et al.* (2018) e Duran *et al.* (2015), o ponto 11 pode indicar uma área onde o sistema epitermal se caracteriza como sulfetação intermediária. Nesse caso, essa área pode indicar uma correlação com depósitos pórfiro, pois depósitos de sulfetação intermediária são comumente relatados adjacentes a depósitos pórfiros (Wang *et al.*, 2019). Os autores também relatam o potencial de veios de sulfetação intermediária adjacentes a depósitos de alta sulfetação.

Cooke & Simmons (2000) e Hedenquist *et al.* (2000) caracterizam os sistemas epitermais em uma faixa de temperatura variando entre 160 e 270°C. A utilização de

clorita como geotermômetro indicia temperaturas que podem chegar a 335°C utilizando o método proposto por Kranidiotis & MacLean (1987), uma faixa maior do que o esperado em um sistema puramente epitermal. Logo, nota-se que a faixa de temperatura pode estar associada a um sistema mineralizador mais abrangente ou que a mineralização pode ter ocorrido em pelo menos dois pulsos.

ÁREA III

Na Área III, as rochas encaixantes são predominantemente andesitos amigdaloidais, e a principal alteração identificada é a sílica-argílica (item 5.7.4). Nessa região, ocorrem sulfetos, principalmente pirita, disseminados em andesitos alterados. A mineralogia associada à alteração inclui quartzo, zeólita, ortoclásio, albita, jarosita, adulária, argilominerais de camada mista (clorita/ilita) e ilita.

Na localidade foi relatada a única ocorrência de ouro livre na Bacia de Castro (Mapa *et al.*, 2016) (Figura 5.28). Os autores observaram anomalias de 60 ppb de Au em sedimentos de corrente e 54 ppb em análises de rocha total. Além disso, Mapa *et al.* (2016) e Seoane (1999) documentaram a presença de cinábrio, mineral frequentemente associado a sistemas epitermais de alta sulfetação.

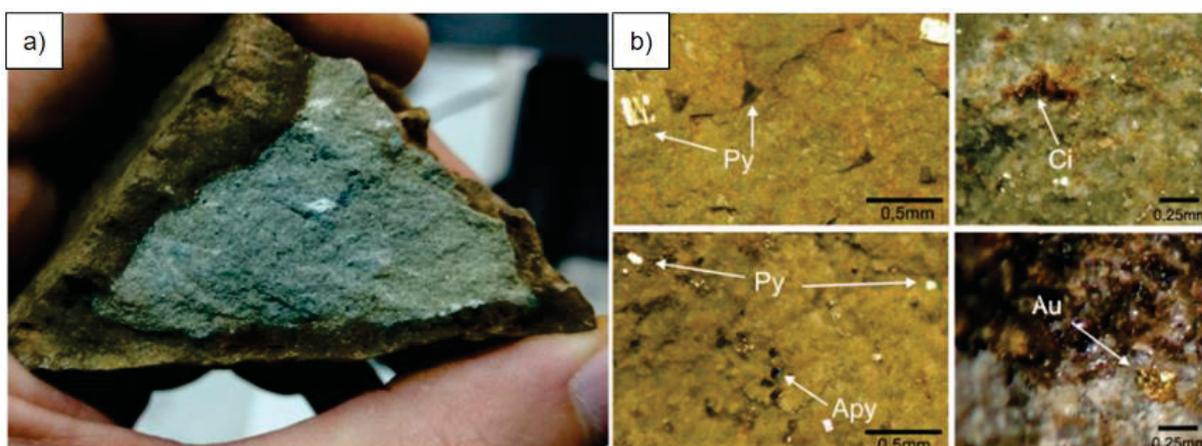


Figura 5.28 – Imagens das ocorrências da área do Domo do Iapó (Mapa *et al.*, 2016). Em **a**) zona rica em sulfetos e silicificada, contendo pirita (Py), arsenopirita (Apy), cinábrio (Ci) e ouro (Au), **b**) detalhe da amostra rica em sulfetos da fotografia a) destacando os sulfetos e uma partícula de ouro livre nas bordas da zona oxidada.

O cinábrio (HgS) é incomum em sistemas epitermais de baixa sulfetação e raro nos de alta sulfetação (White & Hedenquist, 1995). A análise dos argilominerais associados DRX identifica argilominerais de camada mista (clorita/ilita). A ocorrência

de adularia, identificada na amostra 17-B (Figura 5.10b) indica que a mineralização da região é possivelmente do tipo epitermal de baixa sulfetação, uma vez que esse mineral é considerado o principal indicador desse ambiente hidrotermal (White & Hedenquist, 1995; Hedenquist *et al.*, 2000).

6. CAPÍTULO VI — CONCLUSÃO

A Bacia de Castro, situada no estado do Paraná, é composta por rochas ígneas e sedimentares e inclui seis formações distintas: Espalha-Brasa, Rio Piraí e Piraí Mirim, predominantemente sedimentares, enquanto Tronco, Tirania e Aparição apresentam uma expressiva contribuição vulcânica.

As rochas intermediárias e ácidas da Bacia de Castro possuem assinaturas geoquímicas distintas, com os andesitos seguindo uma tendência toleítica e os riolitos uma tendência cálcio-alcálica. A lacuna composicional e a ausência de uma evolução geoquímica contínua indicam que esses litotipos não compartilham um magma parental comum que tenha passado por diferenciação magmática, sugerindo eventos magmáticos distintos na Bacia. Complementarmente, a presença de formações sedimentares intercaladas e a distinção geocronológica entre os eventos vulcânicos (aproximadamente 19 milhões de anos de diferença entre a Formação Tronco e a Formação Tirania) reforçam que a bimodalidade composicional observada resulta de eventos magmáticos distintos e separados no tempo, e não de um único ciclo bimodal contínuo. As características geoquímicas das duas formações demonstram grande variação na distribuição dos óxidos durante a cristalização, o que pode ser explicado por diferentes processos de diferenciação magmática, como a assimilação de rochas crustais, além de processos pós-magmáticos, como a remobilização hidrotermal dos elementos.

A Formação Tronco é composta, predominantemente, por andesitos. Nessa formação são definidas as alterações clorítica, argílica e silicificação. A Formação Tirania é composta por álcali-feldspato riolitos, além de domos de riolitos maciços com textura porfírica, com fenocristais de quartzo e microclínio, e ignimbritos reomórficos. Nessa formação, são observadas alterações clorítica, argílica e silicificação. *Lithophysae* são preenchidas por quartzo cristalino e calcedônia e estão associadas a zonas silicificadas e argilizadas.

Este estudo caracteriza dois tipos de brechas presentes nos reoignimbritos da Formação Tirania, os quais podem estar associados à mineralização de metais-base. As brechas tipo I são compostas por epidoto + carbonato + fluorita + quartzo + hematita (\pm) + pirita (\pm) + calcopirita (\pm) + galena (\pm) + esfalerita (\pm) + malaquita (\pm) + granada, enquanto as brechas tipo II são formadas por carbonato + hematita + quartzo

+ plagioclásio (\pm) + zeólita (\pm) + clorita + epidoto + apatita (traços). As brechas tipo II, em particular, têm teores promissores para Au e Ag, além de indicarem um potencial mineralizador para metais como Pb, Cu e Zn.

As distintas paragêneses minerais identificadas nas Formações Tronco e Tirania, aliadas aos dados geoquímicos deste estudo, indicam que a mineralização da Bacia de Castro resultou de múltiplos pulsos hidrotermais, possivelmente originando pelo menos dois tipos de sistemas mineralizadores.

O primeiro tipo corresponde a um sistema epitermal de baixa sulfetação, identificado neste estudo em duas áreas distintas. Na área I, associada a álcali-feldspato riolitos da Formação Tirania, as zonas mineralizadas ocorrem em veios de quartzo, resultando na concentração de ouro observada no Alvo Torre. Já na Área III, situada em andesitos da Formação Tronco, observa-se a presença de jarosita junto a sulfetos, adularia e ortoclásio, em zonas de alteração argílica.

A área II, associada a reoignimbritos da Formação Tirania, pode refletir uma sulfetação intermediária, caracterizada pela ocorrência de sulfetos de metais base (Cu, Pb, Zn), como observado no afloramento 11. As assinaturas de elementos traço na pirita indicam características típicas de um sistema pórfiro, possivelmente do tipo Cu-Au, sugerindo uma influência hidrotermal mais intensa. A faixa de temperatura associada à formação de clorita atinge 335°C, o que levanta duas hipóteses: a existência de um sistema mineralizador mais abrangente ou a possibilidade de a mineralização ter ocorrido em pelo menos dois pulsos distintos.

Embora as mineralizações e ocorrências minerais sejam comumente associadas à Formação Tirania, não apresentam uma relação direta com os litotipos analisados. Elas parecem ser posteriores ao vulcanismo e provavelmente estão vinculadas a fraturamentos gerados pelo tectonismo da região.

Portanto, os resultados deste estudo fornecem uma visão mais abrangente da petrologia e mineralização da Bacia de Castro, expandindo o entendimento das formações vulcânicas da região e confirmando as associações com sistemas epitermais de baixa sulfetação, conforme descrito por Moro (1994) e Seoane (1999).

7. REFERÊNCIAS

- Abreu, G. C., Serrano, V. D., & Meloni, R. E. (2013). As mineralizações auríferas epitermais da Bacia de Castro, PR. *Anais do III Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, 1-10. Gramado, RS: UFRGS.
- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., & Fuck, R. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29.
- Almeida, F. F. M. de. (1957). Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano Brasileiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 29, 63–72.
- Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R. S., & Fambrini, G. L. (2010). The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic implications. *The Journal of Geology*, 118(2).
- Andrews, G. D. M., & Branney, M. J. (2011). Emplacement and rheomorphic deformation of a large, lava-like rhyolitic ignimbrite: Grey's Landing, southern Idaho. *Bulletin of the Geological Society of America*, 123(3–4), 725–743.
- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., & Fuck, R. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1–29.
- Almeida, F. F. M. de. (1957). Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 29, 63–72.
- Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R. S., & Fambrini, G. L. (2010). The Ediacaran to Cambrian rift system of southeastern South America: Tectonic implications. *The Journal of Geology*, 118(2).
- Andrews, G. D. M., & Branney, M. J. (2011). Emplacement and rheomorphic deformation of a large, lava-like rhyolitic ignimbrite: Grey's Landing, southern Idaho. *Bulletin of the Geological Society of America*, 123(3–4), 725–743.
- Antonelli, F. (2020). *Geofísica aplicada na exploração de ouro do Alvo Torre, Bacia de Castro-PR* (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal do Paraná.
- Arioli, E. E. (1981). Geologia do Grupo Castro na Folha SG.22-D-IV-4. In *Simpósio Regional de Geologia, SBG, Atas* (Vol. 1, pp. 185–200). Curitiba.
- Arioli, E. E., & Morenton, L. C. (1982). *Projeto Castro - Relatório de Etapa*. MINEROPAR (Minerais do Paraná S.A).
- Barão, L. M., Trzaskos, B., Vesely, F. F., Castro, L. G., Ferreira, F. J. F., Vasconcellos, E. M. G., & Barbosa, T. C. (2017). The role of post-collisional strike-slip tectonics in the geological evolution of the late Neoproterozoic volcano-sedimentary Guaratubinha Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 29–46.

Barbosa, T. C. (2015). *Litogeoquímica das associações vulcânica e vulcanoclástica da Bacia do Guaratubinha* (Trabalho de Conclusão de Curso). Universidade Federal do Paraná.

Barbosa, T. C. (2018). *Petrogênese das rochas vulcânicas ácidas e intermediárias da Bacia do Guaratubinha - PR* (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal do Paraná.

Barton, P. B. Jr., & Skinner, B. J. (1979). Sulfide mineral stabilities. In H. L. Barnes (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (pp. 279–403). John Wiley & Sons.
Barnes, H. L. (1997). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (3rd ed.). John Wiley & Sons.

Biondi, J. C. (2003). Sistema mineralizador laterítico (residual e/ou supergênico). In J. C. Biondi, *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros* (Vol. 6, pp. 377–423). Oficina de Textos.

Bodnar, T. J., Reynolds, C. A., & Kuehn. (1985). Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. In *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Reviews in Economic Geology* (Vol. 2, pp. 73–97). Bookcrafts.

Bonacim, E. A., Moro, R. P. X., & Soares, P. C. (1994). Tectônica da Bacia Ordoviciana de Castro. *Boletim Paranaense de Geociências*, 42, 59–72.

Branney, M. J., & Kokelaar, P. (1992). A reappraisal of ignimbrite emplacement: Progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54(6), 504–520.

Buchanan, L. J. (1981). Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest. *Arizona Geological Society Digest*, 14, 237–262.

Campanha, G. A. C., & Sadowski, G. R. (1999). Tectonics of the southern portion of the Ribeira belt (Apliaí domain). *Precambrian Research*, 98, 31-51.

Cas, R. A. F., & Wright, J. V. (1987). *Volcanic successions: Modern and ancient*. Allen and Unwin, London, UK.

Cashman, K. V., Scheu, B. (2015) Magmatic fragmentation. In: *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edition). Elsevier, 459–471

Citroni, S. B. (1998). *Bacia de Campo Alegre (SC) – Aspectos petrológicos, estratigráficos e caracterização geotectônica* (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Citroni S.B., Basei M.A., Siga Jr. O., Reis Neto J.M. (2001). *Volcanism and stratigraphy of the Neoproterozoic Campo Alegre basin, SC, Brazil*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73(4):581-597.

Cooke, D. R., Baker, M., Hollings, P., Sweet, G., Chang, Z., & Danyushevsky, L. (2014). New advances in detecting the distal geochemical footprints of porphyry

systems: Epidote mineral chemistry as a tool for vectoring and fertility assessments. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 18, 127–152.

Cooke, D. R., & Simmons, S. F. (2000). Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13, 221–244.

Cordani, U. G., Basei, M. A. S., Siga, O. Jr., & Nutman, A. (1999). Idades U-Pb (SHRIMP) de rochas vulcânicas das bacias de Campo Alegre, Itajaí e Castro (SC e PR). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 71, 835–840.

Coutinho, J. M. V. (1955). Geologia e petrologia da região de Piraí do Sul, Paraná. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 4, 51–67.

Cruz, A. de S. (1991). *Prospecto Argilas do Grupo Castro*. Minerais do Paraná S.A. - Mineropar Relatório de Etapa, 34 p.

Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussmann, J. (2013). *An introduction to the rock-forming minerals* (3^a ed.). Cambridge University Press.

Dowling, K., Morrison, G., Keays, R. R., Ramsay, W. R. H., & Groves, D. I. (1989). Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. In *The Geology of Gold Deposits* (pp. 342–355). Society of Economic Geologists.

Dreher, A. M., Vlach, S. R. F., & Martini, S. L. (1998). *Adulária associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, Northern Brazil*. Sociedade Brasileira de Geologia.

Druitt, T. H. (1998). Pyroclastic density currents. *Geological Society, London, Special Publications*, 145(1), 145–182.

Duran, C. J., Barnes, S. J., & Corkery, J. T. (2015). Chalcophile and platinum-group element distribution in pyrites from the sulfide-rich pods of the Lac des Iles Pd deposits, Western Ontario, Canada: Implications for post-cumulus re-equilibration of the ore and the use of pyrite compositions in exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 158, 223–242.

Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W., & Inan, E. E. (2003). Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. *Society of Economic Geologists – Publicação Especial*, 10, 285–314.

Ferreira, F. J. F. (1983). *Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: Configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa* (Tese de doutorado). Universidade de São Paulo.

Fisher, R. V. (1958). Definition of volcanic breccia. *Geological Society of America Bulletin*, 69, 1071–1073.

Fisher, R. V. (1961). Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72, 1409–1414.

Fisher, R. V. (1966). Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews*, 1(4), 287–298.

Fisher, R. V., & Schmincke, J. U. (1984). *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag.

Fulignati, P. (2020). Clay minerals in hydrothermal systems. *Minerals*, 10(10), 919. <https://doi.org/10.3390/min10100919>

Gifkins, C. C., Herrmann, W., & Large, R. R. (2005). *Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation*. University of Tasmania, Centre for Ore Deposit Research (CODES).

Gill, R. (2014). *Rochas e processos ígneos: Um guia prático* (A. W. de Borba & F. J. Nonnenmacher, Trans.). Bookman.

Giordano, D., Potuzak, M., Romano, C., Dingwell, D. B., & Nowak, M. (2008). Viscosity and glass transition temperature of hydrous melts in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-CaMgSi}_2\text{O}_6$. *Chemical Geology*, 256(3–4), 203–215.

Giordano, G., & Cas, R. A. F. (2021). Classification of ignimbrites and their eruptions. *Earth-Science Reviews*, 220, 103697. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103697>

Guimarães, G. B. (1995). *O complexo granítico Cunhaporanga na região de Joaquim Murtinho, Piraí do Sul (PR): Caracterização faciológica das rochas granitoides* (Dissertação de Mestrado). Universidade de São Paulo.

Guimarães, G. B. (2000). *As rochas granitoides do complexo granítico Cunhaporanga, Paraná: Aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos* (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo.

Hasui, Y. (2010). A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências (São Paulo)*, 29(2), 141–169.

Hayba, D. O., Bethke, P. M., & Foley, N. K. (1985). Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious metal deposits. *Reviews in Economic Geology*, 2, 129–167.

Hedenquist, J. W., & Lowenstern, J. B. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370, 519–527.

Hedenquist, J. W., Arribas, A., & Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *SEG Reviews*, 13, 245–277.

Hedenquist, J. W. (1987). Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin. In M. K. Horn (Ed.), *Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, 4th, Singapore, Transactions* (pp. 513–524). American Association of Petroleum Geologists.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M., Silva, L. C., Trouw, R. A. J., & Janasi, V. C. (2004). A Província Mantiqueira. In V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, & B. B. Brito Neves (Eds.), *O desvendar de um continente: A moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (pp. 203–234). Ed. Beca.

Henley, R. W., & Ellis, A. J. (1983). Geothermal systems ancient and modern: A geochemical review. *Earth-Science Reviews*, 19(1), 1–50.

Hoefs, J. (2015). Isotope fractionation processes of selected elements. In *Stable Isotope Geochemistry* (pp. 47–190). Springer.

Jébrak, M. (1997). Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, 12, 111–134.

Jost, H., & Brod, J. A. (2005). *Como redigir e ilustrar textos em geociências* (1ª ed.). Sociedade Brasileira de Geologia.

Keith, M., Smith, D. J., Jenkin, G. R. T., Holwell, D. A., & Dye, M. D. (2018). A review of Te and Se systematics in hydrothermal pyrite from precious metal deposits: Insights into ore-forming processes. *Ore Geology Reviews*, 96, 269–282.

Kerrick, R., Goldfarb, R., Groves, D., & Garwin, S. (2000). The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 43, 1–68. <https://doi.org/10.1007/BF02911933>

Klein, C., & Dutrow, B. (2011). *Manual de ciência dos minerais* (23ª ed.). John Wiley & Sons.

Kranidiotis, P., & MacLean, W. H. (1987). Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82, 951–962.

Le Maitre, R. W. (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell.

Leonardos, O. H. (1938). *Ferro no Paraná*. DNPM.

Li, C., Shen, P., Li, P., Sun, J., Feng, H., & Pan, H. (2022). Changes in the factors controlling the chlorite composition and their influence on hydrothermal deposit studies: A case study from Hongguleleng manto-type Cu deposit. *Journal of Geochemical Exploration*, 243, 107096. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2022.107096>

Lindgren, W. (1933). *Mineral deposits*. McGraw-Hill.

Lino, L. M., Quiroz-Valle, F. R., Basei, M. Â. S., Vlach, S. R. F., Hueck, M., Willbold, M., Citroni, S. B., & Lemos-Santos, D. V. (2023). Petrogenesis and tectonic significance of two bimodal volcanic stages from the Ediacaran Campo Alegre-Corupá Basin (Brazil): Record of metacratonization during the consolidation of Western Gondwana. *Precambrian Research*. (Submetido para publicação).

Locock, A. J. (2008). An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. *Computers & Geosciences*, 34(12), 1769–1780.

Loyola, L. C. (2003). *O Distrito de Talco do Paraná, gênese e características dos minérios* (Tese de Doutorado).

Ma, Y., Jiang, S.-Y., & Frimmel, H. E. (2022). Metallogeny of the Late Jurassic Qiucun epithermal gold deposit in southeastern China: Constraints from geochronology, fluid inclusions, and Hf-Pb isotopes. *Ore Geology Reviews*, 142, 104688.

Mapa, F. B., Marques, I. P., Turra, B. B., Caltabeloti, F. P., Palmeira, L. C. M., Ribeiro, R. S., Campos, F. F., Da Silva, A. D. R., & Tavares, F. M. (2016). Ocorrência de ouro livre em rochas vulcânicas hidrotermalizadas na Bacia de Castro, Paraná: perspectivas para novas áreas potenciais. São Paulo: CPRM. (*Informe técnico*, 8).

Mapa, F. B., Marques, I. P., Turra, B. B., & Palmeira, L. C. M. (2019). *Áreas de relevante interesse mineral (ARIM): geologia e recursos minerais da Bacia de Castro, estado do Paraná*. CPRM.

Marques, I. P. (2023). *Integração de dados multifonte e implicações para a evolução geológica e metalogenética da Bacia de Castro, Paraná* (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Matsuhisa, Y., Morishita, Y., & Sato, T. (1985). Oxygen and carbon isotope variations in gold-bearing hydrothermal veins in the Kushikino mining area, southern Kyushu, Japan. *Economic Geology*, 80, 283-293.

McPhie, J., Doyle, M., & Allen, R. (1993). *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES Key Centre, Tasmania.

Moore, D. M., & Reynolds Jr, R. C. (1997). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals* (2nd ed.). Oxford University Press.

Moro, R. de P. X. (1993). *A Bacia Ordoviciano do Grupo Castro* (Dissertação de Mestrado em Geologia). Universidade Estadual Paulista.

Moro, R. de P. X., Bonacim, E. A., & Soares, P. C. (1994). Geologia da Bacia de Castro-PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, 42, 43-58.

Moro, R. P. X., Paludo, M. A., & Soares, P. C. (1992). A Bacia Cambro-Ordoviciano de Castro, Paraná: origem transtensional. *Série Correlación Geológica*, 09, 107-115.

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

Peate, D. W. (1997). The Paraná-Etendeka Province. In *Large Igneous Provinces* (p. 438).

Piekarz, G. F., & Lima, G. P. (1999). *Relatório final de pesquisa: processo DNPM 94/826.176*. Curitiba: MINEROPAR.

Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Berlin.

Pohl, W. L. (2011). *Economic Geology, Principles and Practice: Metals, Minerals, Coal and Hydrocarbons - Introduction to Formation and Sustainable Exploitation of Mineral Deposits* (2nd ed.). John Wiley & Sons.

Poppe, L. J., Paskevich, V. F., Hathaway, J. C., & Blackwood, D. S. (2001). *A laboratory manual for x-ray powder diffraction*. U.S. Geological Survey Open-file report 01-041, 88p.

Prazeres Filho, H. J. (2005). *Caracterização geológica e petrogenética do batólito granítico Três Córregos (PRSP): geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS/SHRIMP) e $\delta^{18}O$ em zircão* (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo.

Quan, H., Graham, I., Worland, R., Adler, L., Dietz, C., Madayag, E., Wang, H., & French, D. (2025). Interpreting the complexity of sulfur, carbon, and oxygen isotopes from sulfides and carbonates in a precious metal epithermal field: Insights from the Permian Drake Epithermal Au-Ag Field of Northern New South Wales, Australia. *Minerals*, 15(2), 134. <https://doi.org/10.3390/min15020134>

Quane, S. L., & Russell, J. K. (2005). Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 67, 129-143.

Reyes, A. G. (1990). Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43, 279-309.

Robert, G., Andrews, G. D. M., Ye, J., & Whittington, A. G. (2013). Rheological controls on the emplacement of extremely high-grade ignimbrites. *Geology*, 41(9), 1031-1034. <https://doi.org/10.1130/G34519.1>

Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. New York: Longman Scientific & Technical.

Rye, R. O., & Ohmoto, H. (1974). Sulfur and Carbon Isotopes and Ore Genesis: a Review. *Economic Geology*, 69, 826-842.

Scott, K. M. (1990). Origin of alunite- and jarosite-group minerals in the Mt. Leyshon epithermal gold deposit, Northeast Queensland, Australia. *American Mineralogist*, 75(9-10), 1176-1181.

Seoane, J. C. S. (1999). *Geologia do ouro epitermal de Castro, PR. Uso de Sistema de Informação Geo-referenciada para avaliação de base de dados geológico-geoquímicos* (Dissertação de Mestrado). Universidade de Campinas.

Siga Jr, O., Basei, M. A. S., Reis Neto, J. M., Machiavelli, A., & Harara, O. M. (1995). O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 26, 69-98.

Sillitoe, R. H., & Hedenquist, J. W. (2003). Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. In S. F. Simmons & I. Graham (Eds.), *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes Within the Earth* (pp. 315–343). Society of Economic Geologists, Special Publication (10).

Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1), 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>

Sinclair, W. D. (2005). Porphyry systems. In *Synthesis of Deposits Type, Special Publication* (pp. 1–14). Geological Survey of Canada.

Singer, D. A., Berger, I. V., Menzie, D. W., & Berger, B. R. (2005). Porphyry copper deposit density. *Economic Geology*, 100, 491-514.

Smith, R. L. (1960). Ash flows. *Geological Society of America Bulletin*, 71(6), 795–841.

Sparks, R. S. J., Self, S., & Walker, G. P. (1973). Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1(3), 115–118.

Stevanato, R. (1998). *Modelo exploratório para depósitos de chumbo e zinco na faixa Itaiacoca - PR/SP* (Tese de Doutorado). Universidade Federal do Paraná.

Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In A. D. Saunders & M. Norry (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins* (pp. 313-345). Geological Society of London Special Publications (42).

Teixeira, A. L., & Gaucher, C. (2004). Bacias do Estágio de Transição dos Setores Meridional (Parcial) e Central da Província Mantiqueira. In V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, & B. D. Brito-Neves (Eds.), *Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (pp. 503–525). Beca.

Thompson, A. J. B., & Thompson, J. F. H. (1996). *Atlas of Alteration: A Field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Minerals*. Geological Association of Canada.

Trein, E., & Fuck, R. A. (1967). O Grupo Castro. In J. J. Bigarella, R. Salamuni, & V. M. Pinto (Eds.), *Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do estado do Paraná* (pp. 257-305). *Boletim Paranaense de Geociências*, 23/25.

Vikre, P. G. (1985). Precious metal vein systems in the National District, Humboldt County, Nevada. *Economic Geology*, 80(2), 360–393.

Waichel B.L. 1998. Caracterização geoquímica das rochas vulcânicas da Bacia de Campo Alegre – SC. Dissertação de Mestrado. 134p. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

Warr, L. N. (2020). Recommended abbreviations for the names of clay minerals and associated phases. *Clay Minerals*, 55, 261–264.

Warr, L. N. (2021). IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85, 291–320. <http://dx.doi.org/10.1180/mgm.2021.43>

White, N., & Hedenquist, J. (1995). Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. *Society of Economic Geologists, Newsletter*, 23(1), 9–13. <http://dx.doi.org/10.5382/SEGnews.1995-23.fea>

White, N. C., Leake, M. J., McCaughey, S. N., & Parris, B. W. (1995). Epithermal deposits of the southwest Pacific. *Journal of Geochemical Exploration*, 54, 87–136.

Wilkinson, J. J., Baker, M. J., Cooke, D. R., & Wilkinson, C. C. (2020). Exploration targeting in porphyry Cu systems using propylitic mineral chemistry: A case study of the El Teniente deposit, Chile. *Economic Geology*, 115, 771–791. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4738>

Wilson, C., & Tunningley, A. (n.d.). Understanding low sulphidation (LS) epithermal deposits. In *Events of Association of Mining Analysts: Epithermal Deposits*.

Winchester, J. A., & Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)

Yavuz, F., Kumral, M., Karakaya, N., & Karakaya, M. Ç. (2015). A Windows program for chlorite calculation and classification. *Computers & Geosciences*, 81, 101-113.

APÊNDICE I – MATERIAL SUPLEMENTAR DO ARTIGO

Tabela 1 – Análise por fluorescência de raios X e cálculo da norma CIPW, para rochas vulcânicas do Grupo Castro (PR). Os traços (-) indicam a ausência do mineral na amostra analisada.

Amostra	ANDESITOS										RIOLITOS									
	02-A	05-A	15-A	16-A	17-A	17-B	21-A	16-B	02-B	03-A	7-A	07-B	06-A	12-A	11-4	13-A	13-J	11-D	11-Bdc	11-Bde
SiO ₂ (%)	53,97	55,56	63,84	57,82	58,57	51,69	53,45	58,48	73,98	77,94	76,25	77,21	76,4	79,82	75,53	86,36	86,04	75,75	66,72	71,67
TiO ₂ (%)	1,42	2,82	1,84	1,99	2,27	2,74	3,17	1,88	0,23	0,08	0,08	0,1	0,24	0,13	0,18	0,11	0,1	0,18	0,23	0,21
Al ₂ O ₃ (%)	16,33	11	12,52	13,33	14,67	14,13	13,7	13,2	13,78	11,64	12,11	11,92	11,15	10	12,74	7,37	8,24	12,45	16,71	13,91
Fe ₂ O ₃ (%)	9,89	25,5	9,79	10,81	10,24	11,31	11,79	10,02	1,85	0,4	0,88	1,21	2,96	1,32	1,88	0,79	1,07	2,19	1,86	2,55
MnO (%)	0,15	0,01	0,25	0,14	0,46	0,02	0,16	0,08	0,05	< 0,01	< 0,01	0,02	0,01	< 0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03
MgO (%)	4,21	0,15	1,84	2,12	1,22	0,5	3,39	1,89	0,37	0,19	0,16	0,16	0,09	0,16	0,28	0,2	0,2	0,17	0,38	0,49
CaO (%)	1,84	0,05	1,08	0,93	0,23	0,08	6,17	1,16	0,31	0,05	0,05	0,29	0,05	0,05	0,25	0,05	0,04	0,29	0,24	0,44
Na ₂ O (%)	5,93	0,03	3,4	1,34	0,28	0,25	3,11	1,28	3,73	0,17	1,13	2,24	0,26	0,57	3,29	0,11	0,06	2,75	3,3	2,75
K ₂ O (%)	2,67	0,05	1,14	4,66	4,86	8,35	2,59	4,08	4,12	8,07	6,87	6,5	7,9	6,67	5,01	3,52	0,92	5,96	7,32	5,72
P ₂ O ₅ (%)	0,71	0,28	0,84	1,07	0,9	1,03	0,78	0,98	0,03	0,06	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
LOI	2,83	5,06	4,02	5,22	6,22	8,84	1,01	5,67	1,22	1,23	1,46	0,72	1,28	1,54	0,8	1,83	3,22	0,72	1,42	1,31
TOTAL	99,94	100,52	100,57	99,44	99,92	98,95	99,32	98,72	99,68	99,85	99	100,37	100,37	100,28	100,01	100,36	99,92	100,5	98,23	99,09
Rb (ppm)	69	5	88	89	95	159	71	79	71	228	208	155	167	133	85	65	38	99	152	119
Ba (ppm)	1129	837	1857	1593	2302	2774	849	1430	2461	1742	163	176	1215	232	812	75	< 22	864	977	815
Sr (ppm)	397	328	222	106	101	158	736	97	169	49	41	98	31	24	91	13	10	77	69	72
Pb (ppm)	51	47	20	143	163	302	12	167	19	15	22	9	32	83	36	11	12	15	32	21
Cr (ppm)	136	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	36	< 25	< 25	1484	210
Cu (ppm)	9	79	< 7	< 7	15	14	87	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	8	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7
Ga (ppm)	17	23	16	23	23	25	25	26	17	18	21	19	15	13	14	8	8	16	32	25
Ni (ppm)	197	30	< 16	< 16	< 16	< 16	25	< 16	< 16	< 16	< 16	< 16	< 16	20	< 16	17	< 16	< 16	8880	2610
V (ppm)	122	525	113	112	148	142	246	138	19	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15
Y (ppm)	44	57	89	49	52	52	35	120	48	62	1023	77	79	52	56	50	37	73	78	75
Zn (ppm)	342	95	217	123	117	52	133	129	48	9	42	36	19	134	68	36	35	25	50	50
Zr (ppm)	349	549	483	429	478	581	319	409	273	189	153	170	419	463	470	382	339	470	595	564

Tabela 1 – Análise por fluorescência de raios X e cálculo da norma CIPW, para rochas vulcânicas do Grupo Castro (PR). Os traços (-) indicam a ausência do mineral na amostra analisada (continuação).

Amostra	02-A	05-A	15-A	16-A	17-A	17-B	21-A	16-B	02-B	03-A	7-A	07-B	06-A	12-A	11-4	13-A	13-J	11-D	11-Bdc	11-Bde	
MINERAIS NORMATIVOS - CIPW (%)	Qz	0,00	41,38	31,55	23,63	31,64	11,64	5,56	28,39	45,16	43,45	37,60	42,31	50,24	34,93	72,36	83,85	34,27	16,28	30,33	
	An	4,74	-	-	-	-	-	15,63	-	0,00	0,18	1,33	0,05	0,12	1,14	0,18	0,13	1,33	1,09	2,13	
	Ab	51,45	0,25	29,70	8,50	30,45	2,54	2,37	11,59	1,44	9,82	19,04	2,20	4,91	28,01	0,93	0,51	23,27	28,35	23,69	
	Or	17,14	1,02	8,50	8,50	30,45	32,45	56,90	16,21	27,06	49,67	41,75	38,68	48,00	40,11	30,44	21,17	5,61	35,95	44,77	34,99
	Crn	1,86	11,21	5,58	5,58	6,18	9,13	4,70	-	6,92	2,40	2,79	0,68	1,98	1,77	1,38	3,34	7,34	0,85	2,87	2,34
	Dio	-	-	-	-	-	-	-	8,76	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Hip	2,63	34,02	16,69	16,69	18,94	15,92	14,49	16,44	17,40	0,95	1,58	2,02	4,16	2,14	3,16	1,49	1,98	3,33	5,21	5,29
	Oi	15,32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Ilm	2,77	5,58	3,61	3,61	3,99	4,58	5,74	6,10	3,82	0,15	0,15	0,19	0,46	0,25	0,34	0,21	0,19	0,34	0,44	0,40
	Mag	2,31	6,02	2,29	2,29	2,60	2,46	2,83	2,71	2,44	0,09	0,20	0,28	0,68	0,30	0,43	0,19	0,25	0,49	0,43	0,59
	Ap	1,69	0,67	2,02	2,02	2,62	2,22	2,64	1,83	2,43	0,14	0,02	0,05	0,07	0,05	0,05	0,02	0,02	0,05	0,05	0,05
	Zrn	0,07	0,12	0,10	0,10	0,09	0,10	0,13	0,06	0,09	0,04	0,03	0,03	0,09	0,09	0,09	0,07	0,07	0,09	0,12	0,12
	R1	581,51	2967,46	2486,03	2486,03	1965,01	2351,75	1050,64	1475,14	2188,25	3232,07	3047,04	2794,60	3069,16	3517,94	2639,25	4866,14	5463,07	2615,93	1508,86	2390,57
	R2	726,13	228,56	452,46	452,46	466,19	372,91	310,54	1097,14	476,84	243,10	250,83	272,78	228,53	209,44	290,54	159,84	175,84	283,68	372,31	344,25
	Na ₂ O+ K ₂ O	8,85	0,08	4,54	4,54	6,00	5,14	8,6	5,7	5,36	8,24	8,00	8,74	8,16	7,24	8,3	3,63	0,98	8,71	10,62	8,47

APÊNDICE II – TABELAS REFERENTES AOS CAPÍTULOS I A III

Tabela 1 – Localização dos pontos descritos em campo.

PONTO	LATITUDE	LONGITUDE	PONTO	LATITUDE	LONGITUDE
1	24°49'8.09"S	50° 2'8.84"O	17	24°39'42.29"S	50° 8'28.84"O
2	24°49'6.81"S	50° 3'8.68"O	18	24°41'8.00"S	50° 6'25.86"O
3	24°49'2.97"S	50° 2'2.12"O	19	24°39'1.98"S	49°58'36.94"O
4	24°49'55.00"S	50° 3'57.65"O	20	24°46'24.69"S	50° 3'49.23"O
5	24°52'8.47"S	50° 1'22.36"O	21	24°45'34.74"S	50° 8'34.67"O
6	24°43'15.10"S	50° 0'41.60"O	22	24°47'4.24"S	50° 7'33.85"O
7	24°49'8.23"S	50° 2'1.14"O	23	24°46'44.35"S	50° 7'44.31"O
8	24°52'14.09"S	50° 1'22.38"O	24	24°47'46.90"S	50° 0'17.69"O
9	24°32'14.71"S	49°57'30.13"O	25	24°47'56.98"S	50° 0'14.93"O
10	24°32'12.58"S	49°57'45.66"O	26	24°49'20.13"S	50° 2'8.88"O
11	24°35'57.50"S	49°59'7.82"O	27	24°45'15.34"S	50° 8'9.12"O
12	24°40'6.50"S	50° 3'56.83"O	28	24°45'12.80"S	50° 8'17.14"O
13	24°40'14.07"S	50° 4'5.17"O	29	24°45'3.32"S	50° 8'0.60"O
14	24°40'32.42"S	50° 4'27.45"O	30	24°40'42.93"S	50° 8'54.36"O
15	24°39'39.53"S	50° 8'35.63"O	31	24°40'15.10"S	50° 9'0.54"O
16	24°39'42.88"S	50° 8'38.40"O	32	24°39'50.72"S	50° 8'55.89"O

Tabela 2 – Parâmetros descritivos utilizados na análise petrográfica.

PARÂMETROS DESCRITIVOS	TIPOS/INTENSIDADE	
Granulação (Deer <i>et al.</i> , 2013)	Afanítica	Minerais não são distinguíveis a olho nu
	Fanerítica	Muito fina (0,01 – 0,1 mm) Fina (0,1 – 1 mm) Média (1 mm – 4 mm) Grossa (4 mm – 16 mm) Muito grossa (>16 mm)
Grau de cristalização (McPhie <i>et al.</i> , 1993).	Holocristalina: predomínio de minerais; Hipocristalina: prevalecem minerais sobre vidro; Hipohialina: prevalece vidro sobre minerais; Holohialina: predomínio de vidro.	
Tamanho relativo dos minerais (Deer <i>et al.</i> , 2013)	Equigranulares Heterogranulares Inequigranulares	
Forma dos minerais	Euédricos Subédricos Anédricos	
Arranjo dos minerais/ Textura (McPhie <i>et al.</i> , 1993).	Equigranular	muito fina, fina, média, grossa, muito grossa
	Inequigranular	Porfírica Glomeroporfírica
	Textura de engolfamento	
Estruturas (McPhie <i>et al.</i> , 1993).	Escape de gases	Vesicular Amigdaloidal Púmice

	Movimento da lava	Foliação de fluxo/dobra de fluxo
	Resfriamento (sin a pós-deposicional)	Perlita Soldagem Fratura perlítica, esferulito ou textura granofírica (devitrificação)
Estilos de alteração hidrotermal (Pirajno, 2009)	Pervasivo Seletivamente pervasivo Não pervasivo Fissural	
Intensidade da alteração hidrotermal (Pirajno, 2009)	Leve Moderada Forte	
Texturas e estruturas relacionadas à alteração hidrotermal	Conforme Pirajno (2009), Gifkins <i>et al.</i> (2005) e McPhie <i>et al.</i> (1993).	

Tabela 3 – Relação das amostras analisadas por FRX, DRX e Isótopos de C&O.

ID CAMPO	MATERIAL	FRX	DRX	DRX T	C&O
P02A	Andesito amigdaloidal	X			
P02B	Rocha afanítica (riolito ou andesito)	X			
P03A	Riolito silicificado	X			
P07A	Riolito porfíritico	X			
P05	Andesito “Mina de Ferro” (alteração)	X			
P07-2-A	Riolito	X			
P06A	<i>Lápi</i> li-tufo	X			
P12A	AF Riolito com matriz esferulítica	X			
P15-1	Andesito amigdaloidal	X	X		
P16a	Rocha alterada muito fina	X	X		
P17a	Rocha alterada muito fina de zona de alteração	X	X		
P17b	Zona de alteração sulfetada	X		X	
P11-4	Rocha vulcanoclástica acizentada	X			
P11-B1	Carbonato acicular	X			X
	Carbonato romboédrico	X			X
	Carbonato anédrico	X			X
P11Q	Preenchimento de brecha tipo I	X	X		X
13A	Riolito	X			
13J	Tufo verde	X		X	
21a	Material afanítico	X			
P11D	Riolito	X			
P11-Bd	Vulcânica ácida bandada b1	X			
P11-Bd	Vulcânica ácida bandada b2	X			
11-E2	Vulcânica ácida			X	
P11-Amig	Preenchimento de amígdala				
P1-L	Veio Leocádia			X	
P1-T	Veio Torre			X	
P1-P	Veio Poroso			X	

P1-S	Sílica branca leitosa afanítica			X	
P11-PI	Carbonato Placoide				X
P11-N	Carbonato associado a granada (veio)				X
P11-O	Carbonato proveniente de veio			.	
P13-C	<i>Lithophysae</i>			X	
P13-D	<i>Lithophysae</i>			X	
P16b	Material amarelado associado a zona de alteração			X	
P11b	Rocha ácida bandada com matriz esferulítica			X	

Tabela 4 – Preparação das amostras para análise de DRX.

AMOSTRA	PREPARAÇÃO	AMOSTRA	PREPARAÇÃO
11-2-C	Micro retífica	13-B	Moagem
11-AA	Micro retífica	13-C	Micro retífica
11-B	Moagem	13-D	Moagem
11-E	Moagem	13-E	Moagem
11-L	Moagem	13-F	Moagem
11-P	Micro retífica	13-J	Moagem
11-Q	Micro retífica	15-1	Moagem
11-R	Moagem	16-A	Moagem
11-U	Moagem	16-B	Micro retífica
11-V	Micro retífica	17-A	Moagem
11-W	Micro retífica	17-B	Moagem
P-1-P	Moagem	26-A	Moagem
P-1-S	Moagem		

Tabela 5 – Resultados de Fluorescência de raios X (FRX) de carbonatos.

AMOSTRA	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	SrO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Y ₂ O ₃	TiO ₂	LOI	TOTAL
Romboédrico	55,08	0,11	0,06	0,17	0,06	1,37	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,01	42,68	99,64
Anédrico	53,87	0,16	0,08	2,55	0,26	0,4	0,12	<0,01	0,03	0,01	0,01	42,93	100,47

Tabela 6 – Resultados de Fluorescência de raios X (FRX) de veios de quartzo associados a mineralização aurífera.

AMOSTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
1-P	97,75	1,34	0,25	0,10	0,13	0,15	0,02	0,05	0,01	0,01	0,55	100,35
1-S	98,00	0,02	1,24	0,72	0,01	0,10	0,03	0,10	0,18	0,01	0,24	99,41

Tabela 7 – Fases minerais identificadas por DRX.

AMOSTRA	MATERIAL	Ab	An	Ad	Adr	Cal	Fl	Hem	Mcc	Qz	Zeol	Gn	Jrs
11-Q	Matriz da brecha tipo II	X				X	X			X		X	
11-U					X	X	X			X			
11-P					X	X	X	X		X			
11-2-C	Amígdala					X	X	X		X	X		
11-A2						X		X		X	X		
11-E-2	Matriz da brecha tipo I	X							X	X			
11-L			X						X	X			
11-R			X				X		X		X	X	
11-V	Veio					X				X			
11-W						X	X			X			
13-B	<i>Lithophysae</i>								X	X	X		
13-C										X			
13-D										X	X		
13-E										X	X		
13-F										X	X		
13-J		Riolito hidrotermalizado								X	X		
11-B	Preenchimento de amígdala			X						X			
15-A	Andesito amigdaloidal	X								X	X		
16-A	Andesito	X								X	X		
16-B	Material amarelado preenchendo fraturas em zona sulfetada	X							X	X			
17-A	Andesito alterado								X	X			
17-B	Andesito alterado			X						X			X
P-1	Veio associado a mineralização de Au									X			
P-1L										X			
P1-P											X		
P1-S											X		
P1-T											X		

Tabela 8 – Relação das análises de MEV-EDS em sulfetos.

Id	Óxidos (%)										TOTAL
	S	Cu	Pb	Ca	Al	Si	Fe	Zn	Na	C	
Am2_1	54,70	0,30	-	0,70	0,50	0,80	27,50	-	-	15,60	100,10
Am2_3	55,40	0,30	-	0,50	0,50	0,60	27,50	-	-	15,20	100,00
Am2_4	47,20	-	-	0,80	0,60	0,40	30,60	-	-	20,40	100,00
Am2_9	18,90	62,30	1,00	0,10	0,30	0,10	-	-	-	17,30	100,00
Am2_10	18,40	2,40	57,10	0,40	-	-	-	-	-	21,70	100,00
Am2_17	30,50	2,00	-	0,30	0,50	0,20	-	45,40	3,10	16,40	98,40
Am2_28	26,40	3,50	6,90	0,50	1,30	0,30	-	30,70	-	30,50	100,10

Tabela 9 – Resultados das análises de MEV-EDS em wt% em cristais de granada.

Óxido	Espectro 1	Espectro 4	Espectro 7	Espectro 8	Média (wt%)
SiO ₂	40,91%	40,47%	32,55%	22,62%	34,14
CaO	31,33%	31,54%	32,28%	38,91%	33,52
Fe ₂ O ₃	24,56%	23,73%	30,85%	33,71%	28,96
MnO	2,07%	1,81%	2,48%	3,03%	2,35
Al ₂ O ₃	1,17%	2,51%	1,83%	1,73%	1,81

APÊNDICE III – INFORMAÇÕES COMPLEMENTARES AO CAPÍTULO 5



Figura 1 – Afloramentos de andesitos. A) Saibreira inativa (afloramento P-06), com intercalação de riolito e andesito hidrotermalizado. As rochas da base são cortadas por veios de hematita com quartzo; B) Detalhe do topo do afloramento P06; C) Localidade “Mina de Ferro” (afloramento P-05), onde ocorre hematita associada às zonas de falhas e fraturas; D) detalhe de bloco de andesito com presença de hematita; E) Afloramento em corte de estrada (P-15); F) Detalhe do afloramento em e) onde ocorrem andesito amigdaloidal de coloração acinzentada (figura 13b).

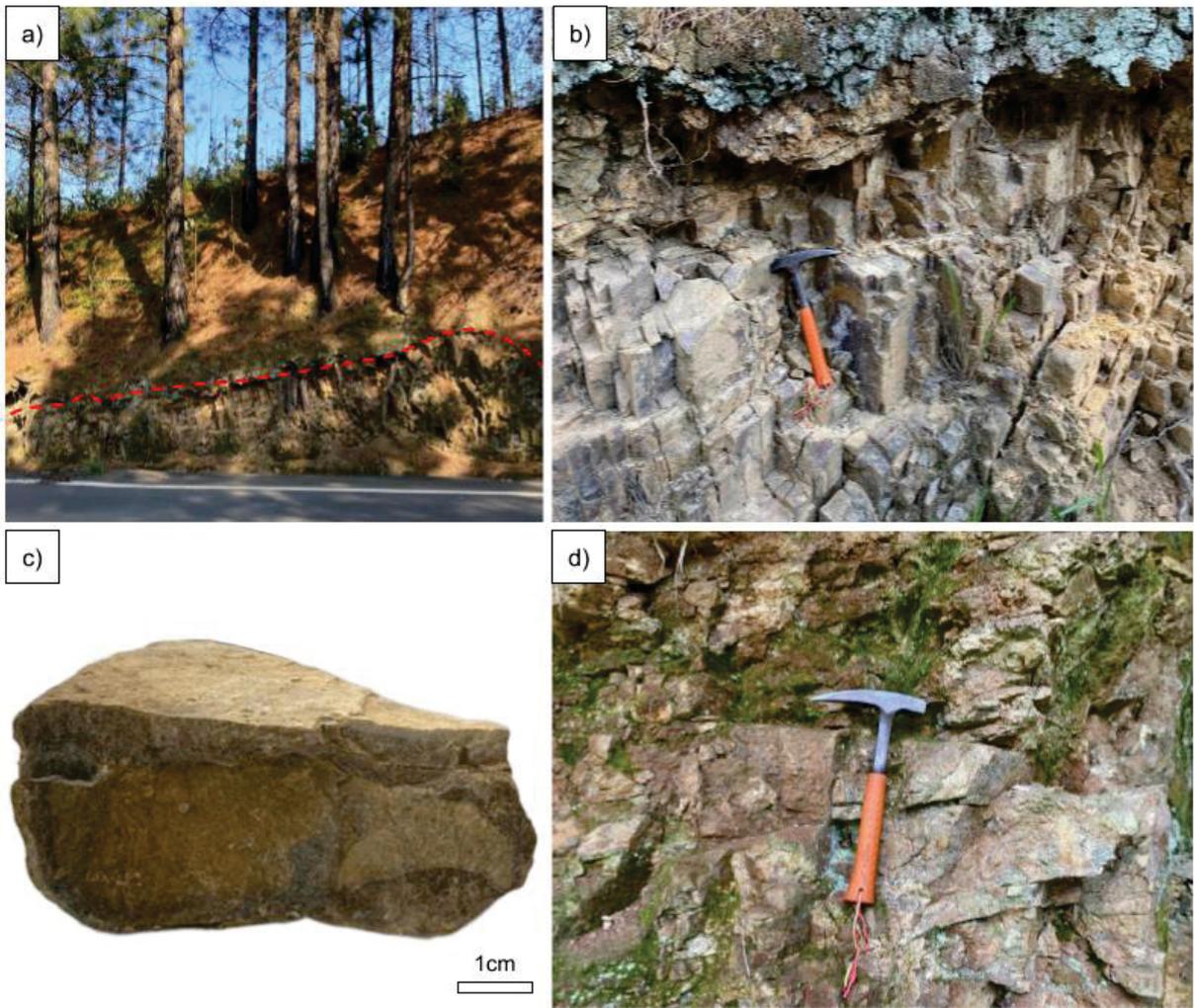


Figura 2 – Afloramento 21 onde ocorrem andesitos com disjunção colunar. Em a) vista geral do afloramento, b) detalhe mostrado em vermelho na primeira imagem, onde é possível observar as disjunções colunares, c) amostra de mão de andesito basáltico no ponto 21, d) continuação do afloramento, com estrutura acamadada.

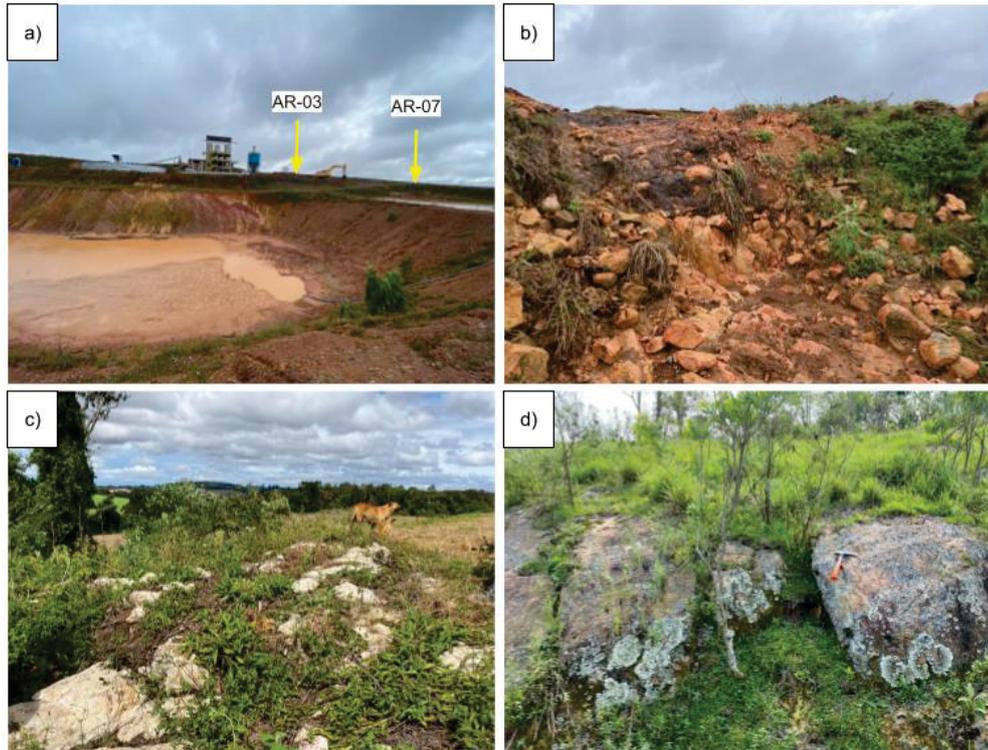


Figura 3 – Afloramentos de riolitos. Em a) Vista da planta de beneficiamento da Verdaul Mineração LTDA, onde é possível observar a disposição dos pontos P-03 e P-07; b) Blocos de riolito avermelhado porfirítico do ponto P-07; c) Riolito porfirítico silicificado do ponto P-03; d) Blocos de riolito silicificado do ponto P-26.



Figura 4 – Fotografias no afloramento P-11 (Pedreira Serveng). Em a) vista superior da pedreira, onde é possível observar lagoa e parede de rochas vulcanoclásticas, b) Pilha de detonação (setembro de 2023), c) Vista inferior da pedreira, d) Bloco de rocha vulcanoclástica encontrado em pilha de detonação.

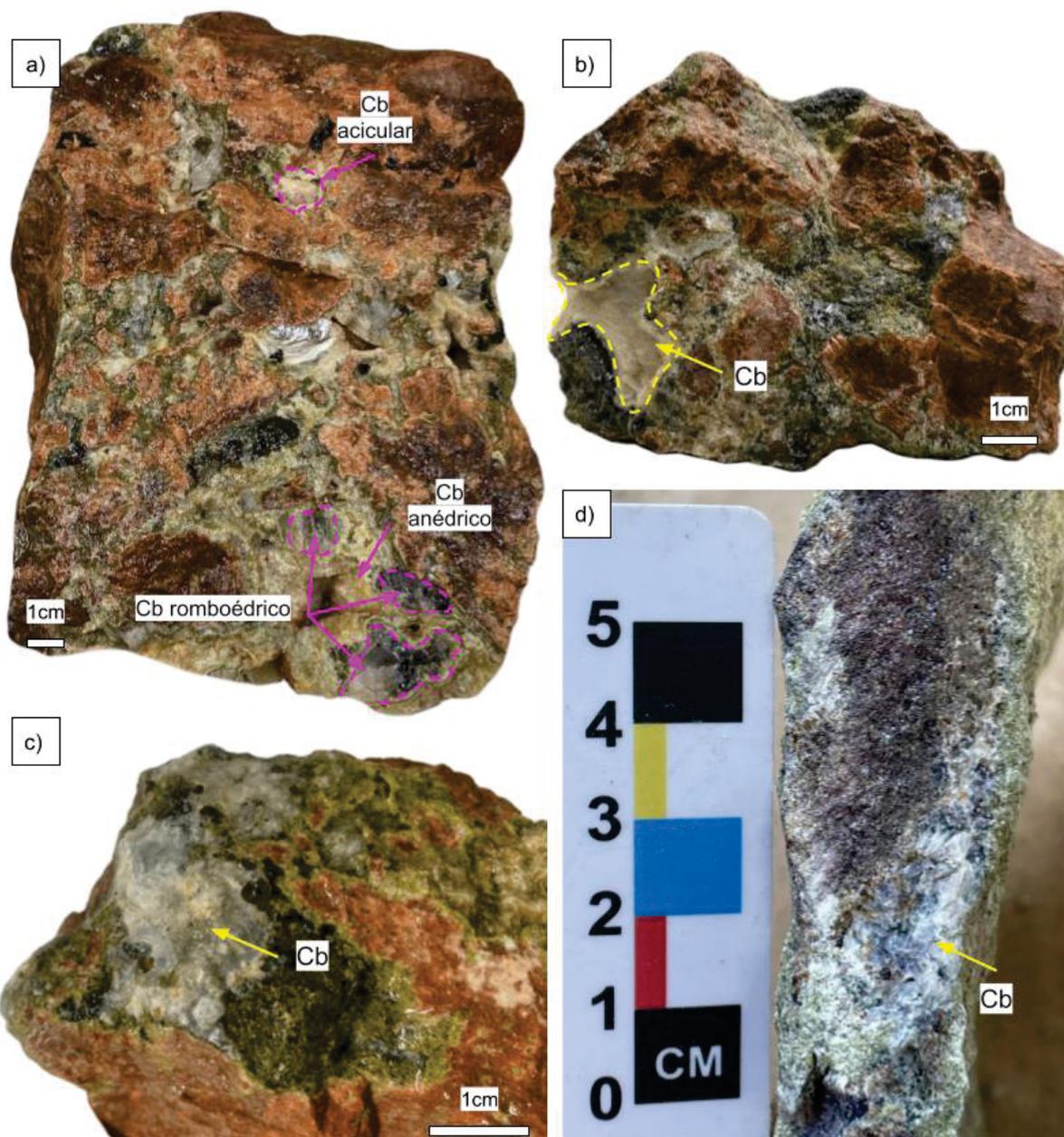
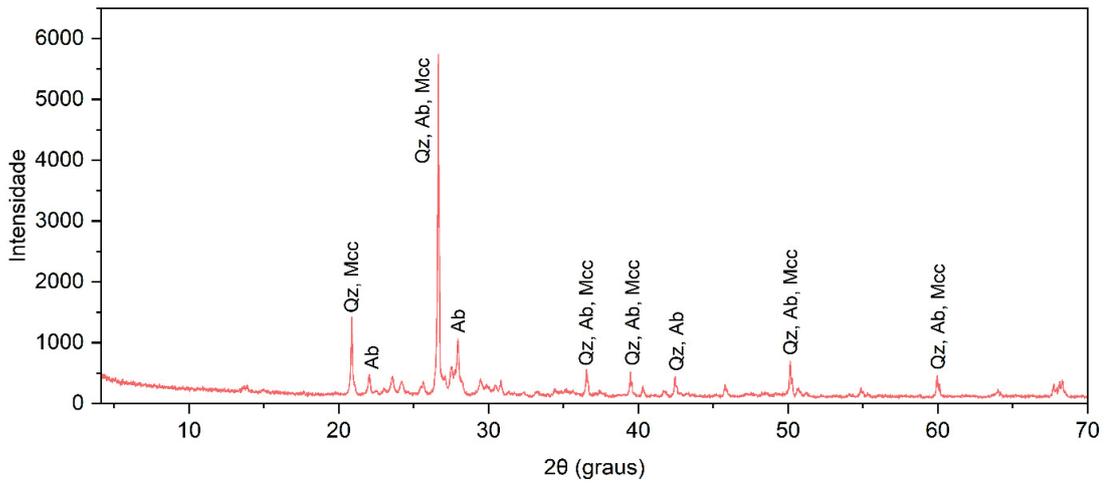
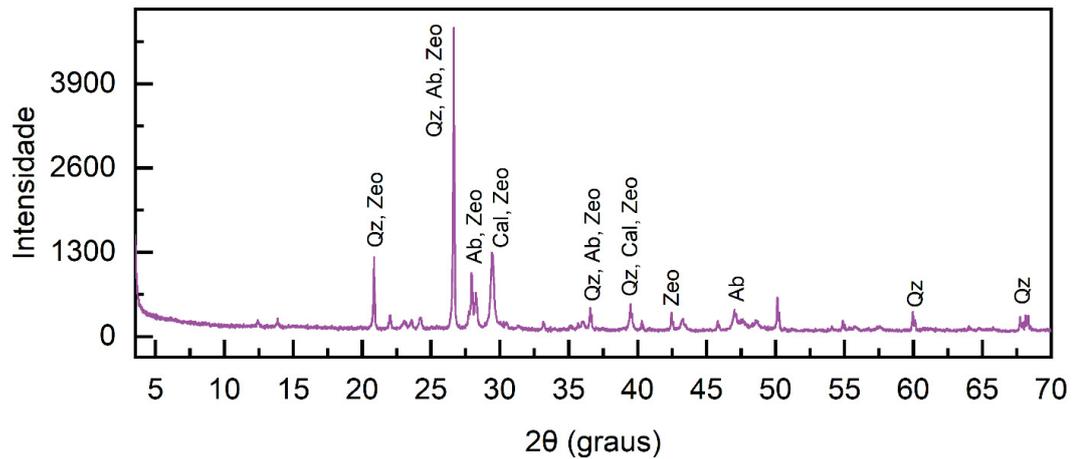


Figura 5 – Amostras analisadas pelo método de isótopos estáveis. Em a) amostra 11-B1, b) amostra 11-Q, c) amostra 11-P e c) amostra 11-N.

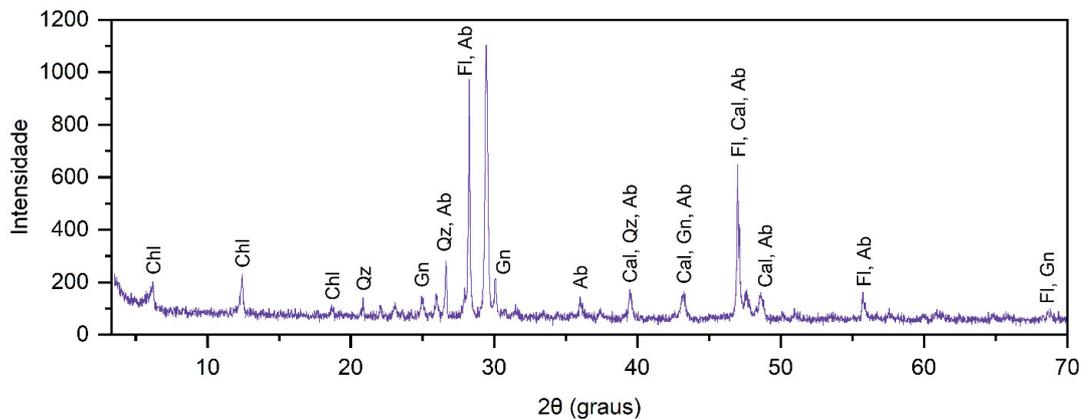
APÊNDICE IV – DIFRATOGRAMAS



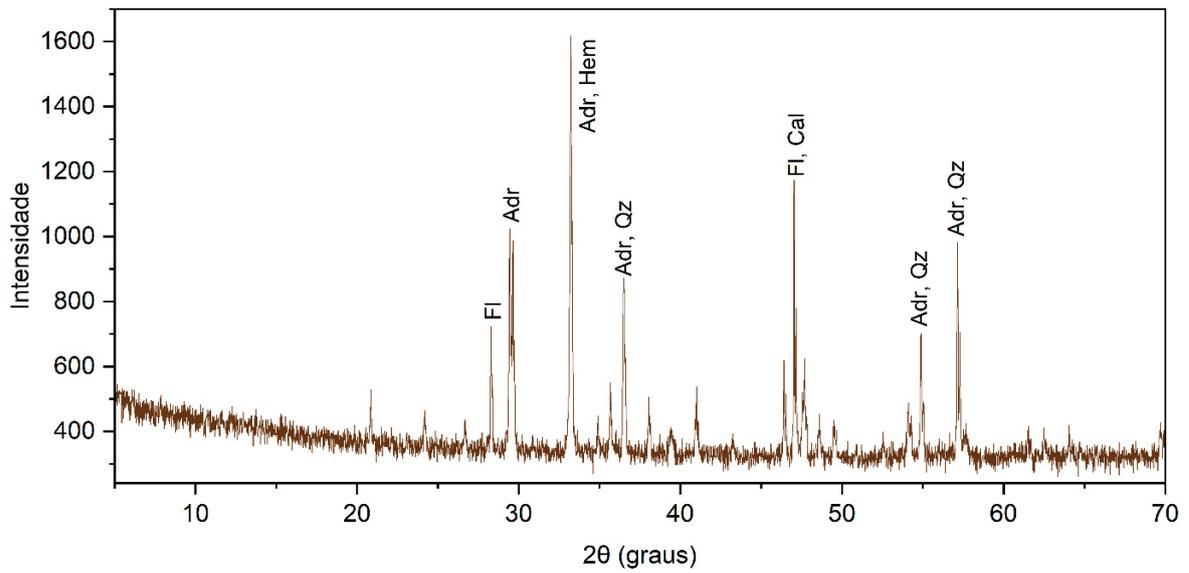
Difratograma 1 – Amostra 11-L exibindo os picos de albita (Ab), quartzo (Qz) e microclínio (Mcc).



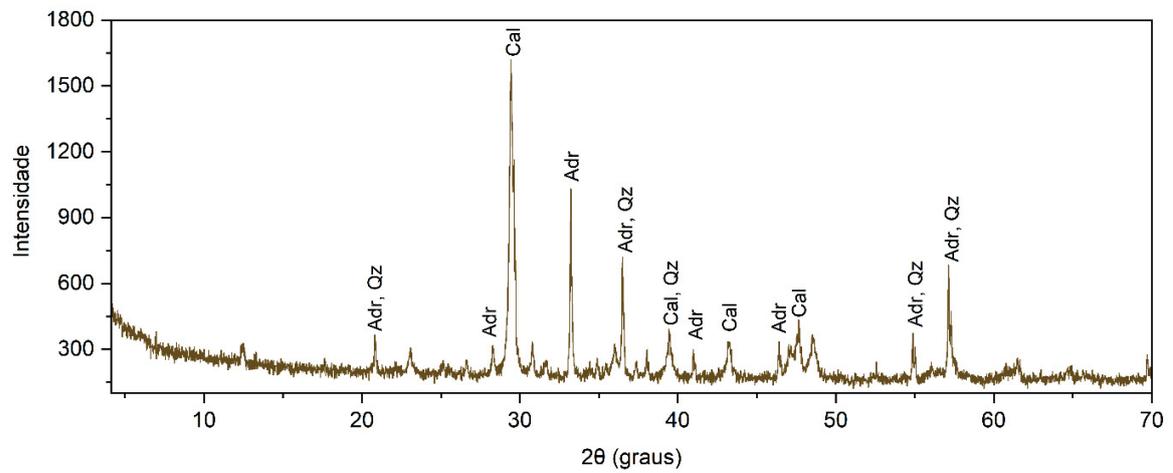
Difratograma 2 – Amostra 11-R exibindo os picos de albita (Ab), calcita (Cal), quartzo (Qz) e zeólita (Zeo).



Difratograma 3 – Amostra 11-Q exibindo os picos de galena (Gn), albita (Ab), calcita (Cal), clorita (Chl) e quartzo (Qz).



Difratograma 4 – Amostra 11-P exibindo os picos de andradita (Adr), fluorita (Fl), hematita (Hem), calcita (Cal) e quartzo (Qz).



Difratograma 5 – Amostra 11-U exibindo os picos de andradita (Adr), calcita (Cal) e quartzo (Qz).

APÊNDICE V - QUÍMICA MINERAL (MICROSSONDA ELETRÔNICA)

ÓXIDOS																											
Gr_21_3	Gr_22_1	Gr_22_2	Gr_22_3	Gr_23_1	Gr_23_2	Gr_23_4	Gr_24_3	Gr_24_4	Gr_25_1	Gr_25_2	Gr_25_3																
34.40	33.81	34.44	34.22	34.29	34.66	34.64	34.22	34.79	34.46	34.26	35.12	35.81	34.55	34.84	34.97	34.90	34.13	35.32	33.03	33.22	34.01	34.93	35.38	35.58	35.04	34.30	
0.00	0.12	0.08	0.00	0.19	0.02	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.13	0.14	0.05	0.12	0.21	0.00	0.03	0.32	0.00	0.13	0.00	
0.03	0.17	0.13	0.23	0.52	0.02	4.46	0.17	0.23	0.05	0.04	0.06	0.03	0.05	0.00	0.11	0.21	0.16	0.26	0.19	0.07	0.01	0.00	0.03	0.04	0.02	0.33	
0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00	0.05	0.05	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.07	0.01	0.09	0.05	0.00	0.05	0.00	0.04	0.01	0.06	
0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	
30.93	30.63	30.03	30.33	29.21	30.36	25.15	30.77	30.66	31.52	32.07	31.02	30.74	30.79	30.96	30.53	30.92	30.39	30.34	30.12	30.36	30.37	30.42	30.10	30.70	31.30	31.00	
1.78	1.90	2.19	1.14	1.74	1.55	2.62	1.85	1.73	2.31	1.73	1.72	1.85	1.52	2.13	1.49	2.10	2.07	2.04	1.61	1.79	1.26	0.48	0.59	0.87	1.67	1.55	
0.01	0.01	0.02	0.07	0.00	0.02	0.03	0.02	0.03	0.06	0.00	0.01	0.00	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02	0.05	0.00	0.02	0.07	0.02	0.02	0.08	0.03	0.04	
31.49	30.88	31.28	31.88	31.51	31.86	31.05	31.49	31.52	31.01	31.28	31.84	31.46	31.53	31.46	31.60	31.25	31.31	31.71	31.19	31.65	32.44	32.82	32.66	32.54	31.86	31.90	
98.65	97.59	98.17	97.92	97.49	98.48	98.00	98.57	99.17	99.40	99.44	99.81	99.89	98.46	99.51	98.77	99.52	98.28	99.80	96.38	97.40	98.18	98.74	99.09	99.89	100.04	99.40	
NÚMERO DE IONS COM BASE EM 24 OXIGÊNIOS																											
5.76	5.73	5.79	5.76	5.79	5.80	5.74	5.73	5.79	5.73	5.70	5.81	5.92	5.79	5.78	5.84	5.79	5.73	5.84	5.66	5.63	5.71	5.82	5.88	5.86	5.78	5.70	
0.24	0.27	0.21	0.24	0.21	0.20	0.26	0.27	0.21	0.27	0.30	0.19	0.08	0.21	0.22	0.16	0.21	0.27	0.16	0.34	0.37	0.29	0.18	0.12	0.14	0.22	0.33	
0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	
0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	
0.23	0.24	0.18	0.20	0.11	0.19	0.61	0.24	0.17	0.26	0.29	0.18	0.08	0.20	0.22	0.14	0.17	0.23	0.11	0.30	0.35	0.29	0.18	0.12	0.13	0.21	0.22	
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	
4.48	4.47	4.37	4.44	4.26	4.39	3.64	4.50	4.33	4.52	4.58	4.37	4.16	4.41	4.42	4.29	4.34	4.46	4.26	4.60	4.66	4.58	4.35	4.16	4.25	4.39	4.50	
0.15	0.14	0.15	0.17	0.14	0.14	0.15	0.19	0.06	0.14	0.12	0.08	0.09	0.09	0.12	0.02	0.05	0.18	0.07	-0.28	0.35	0.32	0.11	0.02	0.02	0.07	0.20	
0.25	0.27	0.31	0.16	0.25	0.22	0.37	0.26	0.24	0.33	0.24	0.24	0.26	0.22	0.30	0.21	0.29	0.29	0.29	0.23	0.26	0.18	0.07	0.08	0.12	0.23	0.22	
0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	
5.65	5.60	5.63	5.75	5.70	5.72	5.52	5.65	5.62	5.53	5.58	5.64	5.57	5.66	5.60	5.65	5.56	5.64	5.61	5.72	5.75	5.83	5.86	5.81	5.75	5.64	5.67	5.65
16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00
5.76	5.74	5.80	5.76	5.82	5.80	5.74	5.73	5.81	5.73	5.70	5.81	5.92	5.79	5.79	5.84	5.81	5.75	5.84	5.67	5.66	5.71	5.82	5.92	5.86	5.80	5.70	5.70
4.24	4.26	4.20	4.24	4.18	4.20	4.26	4.27	4.19	4.27	4.30	4.19	4.08	4.21	4.21	4.16	4.19	4.25	4.16	4.33	4.34	4.29	4.18	4.08	4.14	4.20	4.30	4.30
6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
PORCENTAGEM MOLAR DOS MEMBROS FINAIS																											
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
98.08	97.40	97.13	99.64	98.05	98.46	85.40	98.60	96.59	96.42	97.67	97.02	94.14	97.71	96.63	96.73	95.70	97.80	96.04	100.61	101.42	102.21	100.43	98.22	97.87	97.11	99.30	99.30
0.00	0.21	0.00	0.18	0.00	0.00	0.18	0.01	0.15	0.00	0.16	0.14	0.00	0.08	0.07	0.00	0.00	0.21	0.03	0.28	0.16	0.00	0.16	0.00	0.12	0.03	0.17	0.17
2.53	2.39	2.58	2.94	2.35	2.34	2.57	3.29	1.06	2.36	2.10	1.34	1.48	1.54	2.11	0.39	0.85	3.19	1.18	5.00	6.21	5.66	1.84	0.32	0.39	1.27	3.60	3.60
4.39	4.75	5.37	2.83	4.28	3.79	6.40	4.59	4.20	5.67	4.27	4.14	4.37	3.72	5.19	3.61	5.08	5.11	4.88	4.11	4.53	3.13	1.15	1.40	2.08	4.02	3.90	3.90
0.06	0.04	0.07	0.29	0.02	0.09	0.11	0.09	0.12	0.27	0.00	0.05	0.00	0.03	0.21	0.05	0.08	0.07	0.23	0.00	0.10	0.32	0.09	0.07	0.32	0.11	0.16	0.16

ID	Análisis de Composición y Propiedades de Materiales																												
	Composición Elemental (Porcentaje)												Propiedades Mecánicas y Térmicas																
Materiales de Base	Grt_34_3	Grt_35_1	Grt_35_2	Grt_35_3	Grt_36_1	Grt_36_2	Grt_36_3	Grt_37_1	Grt_37_2	Grt_37_3	Grt_38_1	Grt_38_2	Grt_38_3	Grt_39_1	Grt_39_2	Grt_39_3	Grt_4_1	Grt_4_2	Grt_4_3	Grt_40_1	Grt_40_2	Grt_40_3	Grt_5_2	Grt_6_1	Grt_6_2	Grt_6_3	Grt_7_3		
	33.87	35.08	34.82	35.21	34.71	34.87	35.11	33.07	34.71	34.19	35.17	34.73	34.60	34.85	35.05	34.60	34.40	35.12	34.60	34.95	35.26	34.61	34.69	35.00	34.99	34.49	34.60	34.60	
	33.87	35.08	34.82	35.21	34.71	34.87	35.11	33.07	34.71	34.19	35.17	34.73	34.60	34.85	35.05	34.60	34.40	35.12	34.60	34.95	35.26	34.61	34.69	35.00	34.99	34.49	34.60	34.60	
	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.15	0.20	0.00	0.03	0.16	0.00	0.00	0.03	0.27	0.22	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.21	0.03	0.16	0.06	0.06	
	0.08	0.00	0.01	0.16	0.28	0.15	0.07	0.70	0.04	0.02	0.04	0.01	0.19	0.07	0.00	0.01	0.34	0.04	0.04	0.03	0.26	0.49	0.04	0.36	0.25	0.55	0.03	0.03	
	0.00	0.12	0.12	0.00	0.05	0.00	0.04	0.07	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.07	0.00	0.00	
	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.06	0.06	0.02	0.00	0.06	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.04	0.04	
	30.73	31.47	31.22	31.37	30.89	31.06	31.06	29.48	31.04	31.32	31.12	31.20	30.30	31.11	31.12	31.07	30.13	30.41	31.48	30.75	30.92	31.03	31.84	30.57	29.93	29.89	30.83	30.83	
	1.90	0.86	0.80	1.25	1.92	1.93	2.25	0.89	2.78	2.28	1.34	1.13	1.19	1.53	0.43	0.51	1.82	0.80	1.22	1.50	1.57	1.88	0.68	1.66	1.81	2.02	0.02	0.02	
	0.03	0.04	0.06	0.07	0.09	0.02	0.02	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.04	0.02	0.07	0.08	0.00	0.02	0.06	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	
31.05	32.33	32.29	32.01	30.89	31.09	31.56	32.15	30.92	31.06	31.92	31.96	31.73	31.52	33.03	32.51	31.54	32.45	31.95	31.61	31.84	32.08	32.88	31.71	32.09	32.27	32.86	32.86		
77.71	99.90	99.32	100.06	98.82	99.13	100.28	96.51	99.80	98.97	99.64	99.18	98.14	99.16	99.75	99.06	98.49	98.99	99.37	98.87	99.89	100.17	100.18	99.54	99.14	99.48	98.45	98.45		
NÚMERO DE IONES COM BASE EM 24 OXIGÊNIOS																													
5.73	5.79	5.78	5.80	5.80	5.81	5.79	5.63	5.76	5.72	5.82	5.78	5.81	5.80	5.78	5.76	5.76	5.84	5.75	5.83	5.82	5.70	5.71	5.80	5.81	5.71	5.80	5.78	5.78	
0.27	0.21	0.22	0.20	0.20	0.19	0.21	0.37	0.24	0.28	0.18	0.22	0.19	0.20	0.22	0.24	0.24	0.16	0.25	0.17	0.18	0.30	0.29	0.20	0.19	0.29	0.29	0.22	0.22	
0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	
0.26	0.21	0.22	0.17	-0.15	0.16	0.20	0.23	0.24	0.28	0.17	0.22	0.15	0.18	0.22	0.24	0.17	0.15	0.25	0.16	0.13	0.21	0.28	0.13	0.14	0.18	0.21	0.21	0.21	
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	
4.52	4.40	4.42	4.36	4.34	4.35	4.36	4.54	4.42	4.55	4.34	4.40	4.32	4.37	4.43	4.41	4.35	4.29	4.50	4.32	4.30	4.51	4.57	4.28	4.31	4.42	4.41	4.41	4.41	
0.17	0.06	0.09	0.04	0.02	0.02	0.08	0.34	0.12	0.17	0.02	0.06	0.07	0.04	0.14	0.09	0.13	0.07	0.13	0.03	0.03	0.24	0.19	0.04	0.15	0.28	0.10	0.10	0.10	
0.27	0.12	0.11	0.17	0.27	0.27	0.31	0.13	0.39	0.32	0.19	0.16	0.17	0.22	0.06	0.07	0.26	0.11	0.17	0.21	0.22	0.26	0.10	0.23	0.25	0.28	0.00	0.00	0.00	
0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
5.63	5.72	5.74	5.65	5.53	5.55	5.57	5.87	5.49	5.56	5.66	5.70	5.71	5.62	5.84	5.80	5.66	5.78	5.68	5.65	5.63	5.66	5.80	5.63	5.71	5.72	5.88	5.88	5.88	
16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	
5.73	5.79	5.78	5.80	5.80	5.81	5.81	5.65	5.78	5.72	5.83	5.80	5.81	5.80	5.79	5.79	5.79	5.84	5.75	5.83	5.82	5.70	5.71	5.83	5.82	5.73	5.79	5.79	5.79	
4.27	4.21	4.22	4.20	4.20	4.19	4.19	4.35	4.22	4.28	4.17	4.20	4.19	4.20	4.21	4.21	4.21	4.16	4.25	4.17	4.18	4.30	4.29	4.17	4.18	4.27	4.21	4.21	4.21	
6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	
PORCENTAGEM MOLAR DOS MEMBROS FINAIS																													
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
98.12	98.40	98.98	97.41	95.20	95.54	95.79	103.57	94.88	97.15	97.19	98.26	98.08	96.71	100.92	100.08	97.77	98.81	98.95	96.87	96.68	99.21	101.54	96.64	98.12	99.69	101.64	99.69	101.64	99.69
0.00	0.36	0.39	0.00	0.14	0.00	0.13	0.22	0.14	0.19	0.00	0.00	0.19	0.20	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.04	0.00	0.11	0.00	0.00	0.07	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00
2.99	1.01	1.58	0.69	0.39	0.31	1.41	6.06	2.00	3.05	0.43	1.00	1.18	0.63	2.35	1.50	2.32	1.13	2.28	0.55	0.52	4.17	3.29	0.70	2.63	4.96	1.74	1.74	1.74	1.74
4.75	2.07	1.94	3.01	4.68	4.69	5.40	2.27	6.76	5.66	3.24	2.74	2.91	3.71	1.04	1.23	4.46	1.93	2.99	3.62	3.76	4.61	1.67	4.00	4.38	4.95	0.04	0.04	0.04	0.04
0.12	0.19	0.27	0.28	0.37	0.08	0.08	0.00	0.22	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.38	0.19	0.10	0.29	0.35	0.02	0.08	0.25	0.09	0.07	0.06	0.11	0.05	0.05	0.05	0.05

2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
20.17	19.97	19.71	20.04	19.69	20.09	19.86	19.92	20.12	19.99	19.56	20.85	19.69	20.18	22.61	19.63	20.16	20.13
78.95	78.88	79.31	79.06	78.62	79.21	79.24	78.75	79.01	78.59	79.65	78.34	79.31	78.72	75.25	79.39	79.23	79.70
0.00	0.03	0.03	0.00	0.15	0.08	0.02	0.00	0.08	0.09	0.02	0.09	0.16	0.06	1.62	0.04	0.06	0.04
0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.03	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01
0.00	30.00	0.00	0.00	40.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	70.00	40.00	0.00	20.00	550.00	20.00	20.00
0.00	0.00	360.00	140.00	500.00	0.00	0.00	230.00	0.00	130.00	0.00	0.00	950.00	0.00	350.00	460.00	0.00	190.00
20.00	0.00	0.00	310.00	350.00	0.00	0.00	700.00	40.00	70.00	0.00	0.00	180.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	30.00	0.00	190.00	90.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	30.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	250.00	590.00	0.00	0.00
0.00	0.00	190.00	240.00	0.00	0.00	220.00	270.00	310.00	230.00	330.00	0.00	500.00	0.00	270.00	290.00	0.00	260.00
0.00	190.00	0.00	160.00	0.00	60.00	160.00	0.00	0.00	280.00	0.00	0.00	240.00	30.00	410.00	290.00	440.00	290.00
740.00	7320.00	7150.00	7110.00	6520.00	6230.00	5890.00	5460.00	5430.00	5190.00	5120.00	5110.00	5080.00	4520.00	4500.00	4450.00	4450.00	4360.00
40.00	350.00	200.00	0.00	350.00	190.00	100.00	0.00	0.00	280.00	0.00	0.00	0.00	0.00	110.00	0.00	0.00	310.00
0.00	130.00	110.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	150.00	0.00	90.00
450.00	0.00	0.00	120.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	610.00	180.00	0.00	240.00	370.00	910.00	610.00	0.00
90.00	580.00	250.00	220.00	390.00	760.00	580.00	640.00	530.00	660.00	440.00	920.00	760.00	630.00	600.00	710.00	450.00	690.00
540.00	1390.00	1480.00	1250.00	1250.00	1280.00	630.00	1250.00	1380.00	1190.00	1320.00	940.00	660.00	1130.00	710.00	1310.00	1010.00	1190.00
80.00	10.00	0.00	310.00	510.00	0.00	0.00	700.00	40.00	140.00	0.00	0.00	180.00	10.00	360.00	10.00	10.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	130.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	30.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
19.72	19.42	20.62	19.89	20.42	20.44	19.63	19.81	19.70	19.94	19.62	20.80	20.68	19.82	20.37	19.65	20.39	19.78
79.68	79.37	78.05	79.49	77.77	78.45	79.81	78.54	79.33	79.70	79.12	78.24	78.88	78.90	78.46	77.85	78.79	79.43
0.20	0.09	0.10	0.15	0.15	0.18	0.00	0.00	0.10	0.00	0.10	0.02	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.02	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
0.00	0.00	0.00	90.00	0.00	0.00	320.00	0.00	0.00	0.00	190.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	320.00	0.00
220.00	0.00	120.00	0.00	100.00	0.00	330.00	0.00	130.00	340.00	0.00	350.00	260.00	0.00	730.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	340.00	0.00	280.00	0.00	0.00	60.00	0.00	0.00	0.00	0.00	230.00	0.00	0.00	370.00	0.00	0.00
20.00	0.00	100.00	0.00	0.00	60.00	0.00	20.00	0.00	0.00	170.00	0.00	60.00	0.00	30.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	20.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	50.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	170.00	590.00	210.00	0.00	0.00	170.00	0.00	0.00	0.00	170.00	60.00	0.00	550.00	180.00	0.00	0.00
0.00	90.00	100.00	180.00	0.00	0.00	130.00	190.00	40.00	10.00	0.00	130.00	0.00	0.00	40.00	170.00	0.00	120.00
470.00	3380.00	3200.00	3080.00	2910.00	2880.00	2850.00	2810.00	2760.00	2710.00	2590.00	2420.00	2360.00	1930.00	1920.00	1630.00	1500.00	1270.00
40.00	270.00	30.00	0.00	0.00	180.00	170.00	0.00	0.00	230.00	100.00	90.00	0.00	0.00	0.00	190.00	0.00	0.00
60.00	140.00	270.00	60.00	150.00	470.00	0.00	120.00	0.00	200.00	80.00	0.00	0.00	150.00	0.00	50.00	140.00	40.00
0.00	0.00	0.00	730.00	250.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	670.00	2310.00
450.00	560.00	360.00	530.00	740.00	860.00	830.00	520.00	660.00	360.00	510.00	470.00	480.00	680.00	100.00	320.00	520.00	510.00
430.00	1330.00	1180.00	1130.00	830.00	1200.00	1290.00	870.00	1210.00	1370.00	990.00	1010.00	1000.00	820.00	1070.00	1040.00	1010.00	1740.00
0.00	0.00	340.00	0.00	280.00	0.00	330.00	0.00	130.00	10.00	0.00	0.00	230.00	0.00	10.00	0.00	10.00	10.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	150.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	910.00	0.00	350.00

19.44	19.42	19.77	19.44	19.29	22.61	19.94	0.47
79.06	78.96	79.42	79.33	75.25	79.81	78.91	0.68
0.39	0.08	0.08	0.10	0.00	1.62	0.10	0.19
0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01	0.01
0.00	40.00	180.00	0.00	0.00	550.00	29.54	95.10
0.00	0.00	0.00	520.00	0.00	950.00	130.80	210.12
0.00	40.00	0.00	0.00	0.00	700.00	81.95	132.76
20.00	80.00	0.00	0.00	0.00	190.00	22.41	45.50
350.00	0.00	0.00	0.00	0.00	590.00	21.49	86.55
0.00	0.00	160.00	280.00	0.00	680.00	114.25	166.95
310.00	360.00	0.00	40.00	0.00	490.00	112.99	136.08
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8390.00	2010.00	2369.42
180.00	0.00	0.00	110.00	0.00	540.00	78.05	113.97
0.00	320.00	0.00	30.00	0.00	470.00	69.66	103.29
0.00	0.00	1570.00	610.00	0.00	2730.00	350.57	656.79
370.00	310.00	270.00	90.00	90.00	1090.00	582.41	194.39
740.00	1330.00	1360.00	900.00	450.00	1740.00	1133.68	240.33
0.00	0.00	10.00	0.00	0.00	870.00	102.30	162.69
490.00	0.00	130.00	0.00	0.00	910.00	41.38	130.71

Relatório de Análise de Qualidade: Amostras 11-Q																		
ID	Parâmetros de Qualidade				Características de Produto				Dados de Produção									
	Q1	Q2	Q3	Q4	Dim. A	Dim. B	Dim. C	Dim. D	9	8	7	6	5					
85.49	12.90	84.56	85.93	86.19	81.45	87.17	83.42	85.03	85.43	85.92	86.13	84.94	86.71	84.54	86.26	81.06	87.17	12.90
0.00	0.16	0.00	0.15	0.12	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.44	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	150.00	5.00
0.00	0.00	260.00	0.00	0.00	0.00	210.00	0.00	0.00	0.00	250.00	640.00	0.00	160.00	160.00	40.00	0.00	640.00	130.00
10.00	10.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	330.00	0.00	0.00	100.00	30.00	0.00	470.00	480.00	0.00	0.00	800.00	100.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	60.00	0.00	60.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	3.00
0.00	0.00	760.00	1120.00	450.00	200.00	0.00	240.00	400.00	1860.00	60.00	2390.00	470.00	730.00	950.00	0.00	0.00	2840.00	84.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	130.00	7.00
750.00	750.00	0.00	0.00	390.00	0.00	620.00	0.00	0.00	1020.00	470.00	670.00	130.00	240.00	260.00	0.00	0.00	1020.00	260.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	15280.00	312.00
290.00	290.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	30.00	0.00	280.00	110.00	0.00	0.00	0.00	730.00	100.00
330.00	330.00	90.00	0.00	40.00	0.00	0.00	0.00	20.00	420.00	0.00	0.00	10.00	0.00	0.00	310.00	0.00	700.00	82.00
1010.00	1010.00	1210.00	0.00	0.00	600.00	0.00	0.00	0.00	1340.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	410.00	0.00	3760.00	550.00
0.00	0.00	240.00	330.00	0.00	340.00	0.00	0.00	0.00	0.00	50.00	0.00	0.00	0.00	0.00	50.00	0.00	380.00	65.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
100.00	100.00	90.00	90.00	90.00	90.00	300.00	90.00	80.00	90.00	330.00	730.00	80.00	250.00	240.00	120.00	80.00	880.00	200.00
360.00	360.00	490.00	610.00	0.00	140.00	0.00	10.00	0.00	0.00	0.00	160.00	170.00	640.00	140.00	320.00	0.00	920.00	200.00
Resumo Geral das Amostras 11-Q																		
da calcocita (amostra 11-Q) obtida por microsonda eletrônica.																		
2	3	4	5	6	7	8	9	Min.	Máx.	Méd.	Std.							
79.92	80.19	80.18	80.54	80.08	79.87	79.89	80.56	79.87	80.56	80.14	0.26							
20.05	19.84	19.86	19.69	19.62	19.86	19.86	19.08	19.08	20.05	19.73	0.27							
0.09	0.00	0.06	0.02	0.05	0.00	0.12	2.52	0.00	2.52	0.32	0.83							
0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01							
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	220.00	0.00	0.00	0.00	220.00	24.44	73.33							
0.00	0.00	0.00	160.00	450.00	0.00	0.00	0.00	0.00	450.00	67.78	152.79							
170.00	420.00	0.00	310.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	420.00	133.33	170.07							
10.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.00	1.11	3.33							
0.00	0.00	0.00	310.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	310.00	34.44	103.33							
200.00	400.00	0.00	340.00	190.00	0.00	0.00	0.00	0.00	400.00	128.89	159.33							
170.00	0.00	0.00	0.00	210.00	0.00	0.00	80.00	0.00	210.00	53.33	82.31							
0.00	0.00	0.00	0.00	1590.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5130.00	746.67	1725.81							
50.00	200.00	0.00	610.00	0.00	210.00	0.00	240.00	0.00	610.00	165.56	194.30							
0.00	0.00	160.00	0.00	120.00	90.00	0.00	50.00	0.00	160.00	61.11	65.09							
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	360.00	0.00	0.00	0.00	360.00	40.00	120.00							
820.00	480.00	350.00	1010.00	570.00	1140.00	930.00	140.00	140.00	1140.00	671.11	328.04							
1260.00	1240.00	1180.00	1150.00	1130.00	1090.00	1090.00	480.00	480.00	1410.00	1083.33	277.76							
170.00	420.00	0.00	310.00	10.00	0.00	0.00	10.00	0.00	420.00	102.22	161.07							

ÓXIDOS																					
11L_C1_Fsp																					
.96	67.51	67.35	67.95	67.08	68.00	68.00	68.00	67.60	68.90	68.03	67.69	67.67	67.97	67.37	68.45	68.13	67.76	67.63	67.80	68.06	67.30
.64	19.39	19.62	19.62	19.69	19.51	19.34	19.34	19.31	19.29	19.70	19.28	19.00	19.53	19.76	19.16	18.88	19.70	19.63	19.28	19.57	19.94
00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.10	0.00	0.01	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05
00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
03	0.00	0.08	0.03	0.12	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.04	0.02	0.07	0.00	0.02	0.02	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
09	0.05	0.05	0.10	0.06	0.00	0.05	0.00	0.02	0.05	0.15	0.06	0.11	0.04	0.32	0.09	0.06	0.27	0.18	0.10	0.09	0.68
.31	12.04	11.84	12.03	12.65	11.66	12.05	12.05	12.31	11.64	11.99	12.04	12.16	11.65	11.75	11.64	12.07	11.59	11.84	11.98	11.66	11.54
08	0.07	0.03	0.06	0.07	0.05	0.04	0.00	0.03	0.08	0.05	0.06	0.05	0.02	0.07	0.04	0.07	0.15	0.32	0.04	0.00	0.06
0.12	99.06	98.98	99.80	99.67	99.23	99.48	99.36	99.96	100.06	99.14	99.07	99.25	99.34	99.39	99.27	98.81	99.38	99.65	99.21	99.38	99.56
CÁTIONS																					
11L_C1_Fsp																					
.90	11.93	11.91	11.92	11.83	11.97	11.96	11.93	12.03	11.91	11.95	11.97	11.96	11.88	12.02	12.01	11.95	11.92	11.90	11.96	11.96	11.84
05	4.04	4.09	4.06	4.09	4.05	4.01	4.01	3.97	4.06	4.01	4.01	4.05	4.11	3.97	3.92	4.01	4.08	4.07	4.01	4.05	4.13
00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.06	0.02	0.09	0.05	0.03	0.02	0.02	0.13
18	4.13	4.06	4.09	4.32	3.98	4.11	4.21	3.94	4.07	4.12	4.17	3.98	4.02	3.96	4.13	3.98	3.94	4.04	4.10	3.97	3.94
02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.07	0.01	0.00	0.01
.17	20.12	20.08	20.10	20.29	20.00	20.09	20.17	19.97	20.10	20.11	20.14	20.00	20.08	19.98	20.10	20.06	20.02	20.12	20.09	20.00	20.06
.95	15.97	16.00	15.98	15.93	16.01	15.97	15.94	16.00	15.97	15.96	15.93	16.01	15.98	15.99	15.94	15.96	16.01	15.97	15.97	16.01	15.98
.22	4.15	4.08	4.12	4.36	3.99	4.13	4.23	3.97	4.13	4.15	4.21	3.99	4.10	3.99	4.16	4.10	4.01	4.15	4.13	3.99	4.09
.42	0.21	0.22	0.43	0.26	0.00	0.22	0.10	0.23	0.69	0.26	0.51	0.19	1.50	0.41	0.28	2.11	1.25	0.83	0.47	0.40	3.16
.15	99.39	99.59	99.26	99.37	99.70	99.55	99.76	99.33	99.03	99.42	99.20	99.69	98.15	99.38	99.35	97.04	98.23	97.46	99.32	99.59	96.53
.43	0.39	0.19	0.30	0.36	0.30	0.23	0.14	0.44	0.28	0.32	0.29	0.12	0.36	0.22	0.37	0.85	0.51	1.71	0.21	0.01	0.31

11L_C2_Fsp_3	11L_C2_Fsp_4	11L_C2_Fsp_5	11L_C2_Fsp_6	11L_C2_Fsp_7	11L_C2_Fsp_9	11L_C2_Fsp_10	11L_C2_Fsp_11	11L_C2_Fsp_13	11L_C2_Fsp_14	11L_C2_Fsp_15	11L_C2_Fsp_16	11L_C6_Fsp_1	11L_C6_Fsp_2	11L_C6_Fsp_3	11L_C6_Fsp_4	11L_C6_Fsp_5	11L_C6_Fsp_6	11L_C6_Fsp_8	11L_C6_Fsp_9	11L_C6_Fsp_10	11L_C6_Fsp_11	11L_C6_Fsp_13	11L_C6_Fsp_14	11L_C6_Fsp_15
67.97	67.58	67.94	67.75	68.01	68.31	67.92	67.82	67.47	67.85	67.60	67.41	67.66	67.42	67.29	67.85	67.25	67.92	67.47	67.20	67.69	67.86	67.57	67.52	68.02
19.37	19.67	19.15	19.42	19.57	19.32	19.83	19.36	19.52	19.32	19.22	19.93	19.63	19.47	20.09	19.39	19.79	19.05	19.55	19.35	19.63	19.58	19.97	19.45	19.50
0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.10	0.01	0.03	0.03	0.12	0.05	0.00	0.18	0.03	0.04	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.08	0.15	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.08	0.01	0.00	0.04	0.03	0.00	0.11	0.00	0.00	0.04	0.04	0.04	0.04	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00
0.11	0.15	0.09	0.15	0.13	0.11	0.45	0.33	0.05	0.30	0.24	0.30	0.16	0.45	0.12	0.18	0.65	0.19	0.11	0.07	0.25	0.35	0.07	0.25	0.25
11.89	11.80	11.66	12.00	11.81	12.40	11.95	11.76	12.03	11.76	11.02	12.01	12.09	11.53	11.93	12.01	11.67	11.90	11.93	12.22	12.08	11.27	11.53	11.74	12.16
0.06	0.06	0.05	0.06	0.08	0.06	0.06	0.06	0.04	0.08	0.09	0.06	0.06	0.20	0.08	0.09	0.15	0.07	0.07	0.05	0.07	0.07	0.05	0.03	0.07
99.40	99.32	98.89	99.38	99.59	100.22	100.25	99.51	99.13	99.33	98.24	99.85	99.65	99.18	99.69	99.54	99.59	99.24	99.18	98.93	99.72	99.13	99.32	99.14	100.00
ÓXIDOS																								
11.96	11.91	12.00	11.93	11.94	11.95	11.88	11.94	11.91	11.95	12.00	11.84	11.90	11.91	11.83	11.94	11.85	11.98	11.91	11.91	11.89	11.95	11.89	11.92	11.92
4.02	4.08	3.99	4.03	4.05	3.98	4.09	4.02	4.06	4.01	4.02	4.13	4.07	4.05	4.16	4.02	4.11	3.96	4.07	4.04	4.07	4.06	4.14	4.05	4.03
0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.08	0.06	0.01	0.06	0.05	0.06	0.03	0.08	0.02	0.03	0.12	0.04	0.02	0.01	0.05	0.07	0.01	0.05	0.05
4.06	4.03	3.99	4.10	4.02	4.20	4.05	4.01	4.12	4.02	3.79	4.09	4.12	3.95	4.07	4.10	3.99	4.07	4.08	4.20	4.11	3.85	3.93	4.02	4.13
0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.05	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
20.07	20.07	20.01	20.10	20.05	20.17	20.11	20.07	20.12	20.06	19.89	20.15	20.14	20.06	20.13	20.11	20.11	20.08	20.10	20.17	20.14	19.95	20.01	20.07	20.14
15.98	15.99	15.99	15.97	15.99	15.93	15.96	15.96	15.98	15.96	16.03	15.97	15.96	15.97	15.99	15.96	15.96	15.95	15.98	15.95	15.96	16.02	16.03	15.97	15.95
4.09	4.08	4.02	4.14	4.06	4.24	4.15	4.11	4.14	4.09	3.87	4.18	4.17	4.09	4.13	4.15	4.15	4.13	4.12	4.22	4.18	3.93	3.97	4.09	4.19
0.49	0.68	0.44	0.70	0.61	0.48	2.04	1.50	0.24	1.38	1.20	1.37	0.71	2.07	0.55	0.81	2.96	0.88	0.50	0.29	1.14	1.66	0.32	1.14	1.10
99.17	99.00	99.26	98.99	98.98	99.20	97.66	98.17	99.55	98.20	98.30	98.32	98.97	96.80	99.01	98.68	96.21	98.73	99.13	99.45	98.47	97.95	99.37	98.72	98.54
0.34	0.32	0.30	0.31	0.41	0.33	0.31	0.33	0.21	0.42	0.50	0.31	0.32	1.12	0.44	0.51	0.83	0.39	0.37	0.26	0.39	0.39	0.31	0.14	0.36
CÁTIONS																								

11L_C5_Fsp_6	7.93	67.79	67.37	67.48	67.62	67.05	67.81	68.00	68.24	68.03	67.68	68.09	67.52	67.21	67.84	67.63	67.54	67.33	67.83	67.90	67.28	67.52	67.27	67.98	67.68	67.92	65.01	68.01	
11L_C5_Fsp_7	9.89	19.92	20.03	19.83	19.25	20.09	18.99	18.86	19.50	19.32	19.64	19.90	19.22	19.94	19.43	19.64	19.70	19.45	19.35	19.64	19.40	18.98	19.49	19.48	19.67	19.27	19.27	22.02	19.90
11L_C5_Fsp_8	0.02	0.03	0.07	0.02	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.04	0.13	0.16	0.00	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.22	0.51	0.00
11L_C5_Fsp_7	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11L_C5_Fsp_8	0.00	0.04	0.00	0.04	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.01	0.00	0.04	0.13	0.00	0.01	0.00	0.13	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
11L_C5_Fsp_7	0.04	0.21	0.07	0.21	0.07	0.06	0.29	0.28	0.04	0.05	0.06	0.04	0.39	0.24	0.29	0.14	0.21	0.19	0.12	0.09	0.06	0.07	0.12	0.05	0.03	0.05	0.05	0.33	0.00
11L_C5_Fsp_8	1.25	11.13	11.80	11.58	11.97	12.02	12.00	12.20	11.72	11.99	11.74	12.05	11.77	12.00	11.87	11.99	11.60	11.96	11.85	11.45	12.39	12.19	12.27	12.51	12.56	12.03	10.09	12.00	
11L_C5_Fsp_7	0.05	0.13	0.05	0.09	0.05	0.10	0.05	0.06	0.09	0.02	0.07	0.10	0.08	0.08	0.04	0.07	0.04	0.06	0.06	0.07	0.02	0.10	0.05	0.03	0.06	0.06	1.51	0.00	
11L_C5_Fsp_6	9.18	99.25	99.38	99.24	99.01	99.33	99.18	99.42	99.62	99.50	99.19	100.21	99.02	99.68	99.64	99.48	99.14	99.04	99.36	99.16	99.16	98.89	99.36	100.10	100.00	99.56	99.52	10.00	

1.94	11.92	11.86	11.89	11.89	11.95	11.83	11.98	11.99	11.97	11.96	11.93	11.90	11.94	11.83	11.93	11.90	11.91	11.91	11.95	11.90	11.90	11.97	11.89	11.91	11.87	11.95	11.53	11.11
4.12	4.13	4.16	4.12	4.12	4.01	4.18	3.95	3.92	4.03	4.01	4.08	4.10	4.01	4.14	4.03	4.07	4.09	4.05	4.02	4.07	4.04	3.96	4.06	4.02	4.07	4.00	4.60	4.00
0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.08	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.01	0.04	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.05	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07	0.04	0.06	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.06	0.00
3.84	3.79	4.03	3.96	4.10	4.11	4.11	4.11	4.17	3.99	4.09	4.01	4.08	4.04	4.10	4.05	4.09	3.96	4.10	4.05	3.91	4.25	4.19	4.20	4.25	4.27	4.10	3.47	4.00
0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.34	0.00
9.92	19.92	20.08	20.04	20.10	20.10	20.15	20.11	20.14	20.02	20.08	20.05	20.11	20.08	20.16	20.09	20.11	20.03	20.12	20.07	19.97	20.21	20.16	20.19	20.21	20.23	20.11	20.08	20.00
6.06	16.05	16.02	16.01	15.96	16.00	16.00	15.93	15.91	16.00	15.97	16.01	15.99	15.95	15.97	15.95	15.98	16.01	15.97	15.97	16.03	15.94	15.93	15.94	15.93	15.94	15.95	16.13	15.00
3.86	3.87	4.06	4.02	4.14	4.15	4.15	4.18	4.24	4.02	4.11	4.04	4.12	4.13	4.18	4.13	4.13	4.02	4.16	4.10	3.94	4.26	4.23	4.25	4.27	4.29	4.16	3.95	4.00
0.21	1.02	0.30	0.99	0.33	0.26	0.26	1.31	1.25	0.18	0.25	0.26	0.20	1.79	1.07	1.34	0.97	0.86	0.55	0.44	0.27	0.31	0.55	0.21	0.14	0.24	1.64	0.00	
9.53	98.21	99.44	98.53	99.39	99.20	98.43	98.45	98.45	99.30	99.65	99.34	99.27	97.79	98.49	98.43	98.99	98.80	98.79	99.15	99.18	99.62	99.15	99.21	99.65	99.55	99.42	89.56	99.00
0.27	0.77	0.26	0.49	0.28	0.54	0.26	0.26	0.29	0.52	0.10	0.41	0.53	0.42	0.44	0.23	0.39	0.23	0.35	0.31	0.39	0.11	0.54	0.24	0.15	0.30	0.34	8.80	0.00

Cation ID		Cation Properties (Base de 28 Oxigénios)																																			
		Physical Properties				Chemical Properties				Thermal Properties				Mechanical Properties				Electrical Properties																			
ID	Name	Weight	Radius	Charge	Valency	Coordination	Stability	Hydration	Acidity	Basicity	Melting	Boiling	Sublimation	Hardness	Modulus	Strength	Conductivity	Resistivity	Dielectric	Polarizability																	
110_C1_C1	Ca	3.87	30.90	0.00	0.00	0.06	0.16	18.01	0.00	0.00	24.64	25.56	24.21	24.51	24.90	24.97	25.25	25.44	26.13	25.08	24.67	26.69	26.59	26.29	26.04	27.07	26.34	26.10	25.58	25.63	26.68	26.23	26.47	25.51	26.20		
110_C1_C1	Ca	3.97	20.18	0.00	0.00	0.01	0.16	18.01	0.00	0.00	19.28	18.85	19.68	18.99	19.63	19.16	19.66	19.58	20.22	19.49	19.44	18.10	17.67	17.68	17.64	17.72	17.64	17.55	17.60	17.51	17.83	17.45	17.45	17.45	17.45	17.45	
110_C1_C1	Ca	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	26.21	26.21	29.91	28.39	29.14	28.11	28.67	28.52	28.29	28.53	28.25	30.21	28.88	28.50	30.48	29.16	30.05	30.05	28.04	28.97	29.75	30.76	29.75	30.76	29.75	30.76	29.75
110_C1_C1	Ca	0.62	0.64	0.03	0.03	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	1.07	1.05	0.73	0.87	0.77	0.92	0.85	0.89	0.82	0.72	0.84	0.68	0.70	0.54	0.62	0.57	0.58	0.60	0.58	0.63	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	
110_C1_C1	Ca	0.00	0.03	0.38	0.24	0.16	0.24	0.24	0.22	0.22	0.06	0.22	0.15	0.27	0.20	0.14	0.19	0.29	0.26	0.28	0.17	0.12	0.10	0.12	0.12	0.12	0.16	0.08	0.10	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	5.48	16.82	18.86	18.86	11.80	10.28	11.60	11.95	11.88	12.39	12.39	10.28	11.60	12.33	12.05	12.03	11.95	11.82	11.88	11.88	12.09	13.95	12.81	11.73	11.88	11.36	11.92	12.99	11.93	11.83	11.83	11.83	11.83	11.83	11.83	11.83
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.18	0.20	0.11	0.26	0.07	0.07	0.07	0.06	0.08	0.08	0.08	0.01	0.09	0.01	0.03	0.04	0.13	0.32	0.07	0.01	0.05	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05	0.10	0.05	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
110_C1_C1	Ca	0.07	0.03	0.06	0.06	0.04	0.06	0.10	0.06	0.10	0.27	0.27	0.06	0.09	0.01	0.01	0.04	0.13	0.32	0.07	0.05	0.01	0.06	0.06	0.04	0.04	0.03	0.07	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.18	0.20	0.11	0.26	0.07	0.07	0.07	0.06	0.08	0.08	0.08	0.01	0.09	0.01	0.03	0.04	0.13	0.32	0.07	0.01	0.05	0.06	0.06	0.04	0.04	0.05	0.10	0.05	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
110_C1_C1	Ca	0.15	0.17	0.11	0.26	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.02	0.00	0.09	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05										

AMOSTRA 11-L (N=58)																										
3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26			
0.06	0.04	0.04	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.05	0.00	0.04	0.03	0.05	0.02	0.05	0.04	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00		
0.75	0.52	0.79	0.67	0.25	0.40	0.51	0.65	0.04	0.00	0.01	0.10	0.19	0.07	0.08	0.00	0.16	0.07	0.07	0.00	0.00	0.23	0.22	0.11			
0.18	0.15	0.17	0.21	0.17	0.16	0.10	0.15	0.11	0.15	0.14	0.13	0.18	0.18	0.19	0.13	0.14	0.02	0.00	0.00	0.05	0.16	0.24	0.02			
99.37	100.21	99.80	100.00	100.41	100.39	100.58	101.17	101.42	99.04	99.46	98.43	98.95	101.46	101.85	101.22	100.84	98.78	98.87	98.62	98.58	98.46	96.85	98.57			
0.06	0.03	0.00	0.10	0.00	0.01	0.04	0.08	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.04	0.03	0.16	0.18	0.06	0.11	0.08			
0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.67	0.59	0.75	0.65	0.03	0.02	0.16			
0.05	0.06	0.00	0.00	0.05	0.12	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.07	0.01	0.07	0.00	0.05	0.00	0.08	0.06	0.00	0.06	0.00			
0.00	0.00	0.04	0.00	0.11	0.00	0.05	0.00	0.05	0.06	0.00	0.03	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.01	0.00	0.00	0.06			
0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.01	0.00	0.03	0.04	0.04	0.19	0.11	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00			
0.02	0.10	0.10	0.11	0.08	0.14	0.03	0.08	0.17	0.05	0.00	0.21	0.10	0.07	0.05	0.13	0.15	0.03	0.00	0.00	0.00	0.17	0.13	0.04			
0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.04	0.04	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.03	0.02	0.01	0.00			
0.00	0.00	0.02	0.05	0.11	0.01	0.08	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.10	0.06	0.06	0.04	0.01	0.02	0.01	0.06	0.02			
100.49	101.12	100.95	101.16	101.29	101.28	101.41	102.20	101.96	99.56	99.88	99.07	99.61	101.97	102.27	101.70	101.32	99.76	99.63	99.74	99.71	99.20	97.69	99.06			
32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55			
0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.07	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00			
0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.05	0.00	0.07	0.00	0.00	0.10	0.02	0.11	0.00	0.24	0.00	0.00	0.20	0.12	0.26	0.00	0.00	0.17			
0.01	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.11	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.05	0.00	0.02	0.16	0.10	0.00	0.12	0.00	0.21	0.00			
98.98	98.88	98.98	98.97	97.88	98.80	98.23	98.85	98.87	98.88	98.81	98.75	98.60	98.99	98.84	98.80	98.74	99.58	97.98	98.88	97.57	99.01	98.05	98.85			
0.59	0.63	0.79	0.65	0.01	0.29	0.01	0.72	0.67	0.69	0.57	0.37	0.35	0.20	0.30	0.36	0.44	0.08	0.03	0.47	0.01	0.53	0.03	0.25			
0.73	0.52	0.66	0.63	0.02	0.42	0.03	0.45	0.62	0.51	0.57	0.46	0.65	0.30	0.44	0.65	0.43	0.00	0.00	0.76	0.00	0.78	0.02	0.43			
0.01	0.12	0.06	0.12	0.00	0.10	0.00	0.06	0.03	0.03	0.10	0.04	0.06	0.00	0.05	0.05	0.12	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00			
0.00	0.01	0.02	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.06	0.08	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02			
0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00			
0.00	0.00	0.00	0.06	0.15	0.00	0.09	0.00	0.00	0.07	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.07	0.11	0.07	0.12	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00			
0.00	0.02	0.02	0.04	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.01	0.00	0.02	0.03	0.03			
0.01	0.04	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.01	0.10	0.00	0.06	0.03	0.00	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.01	0.16	0.00	0.00			
100.38	100.22	100.53	100.68	98.21	99.79	98.52	100.11	100.37	100.18	100.30	99.76	99.70	99.68	99.79	100.19	100.00	100.03	98.68	100.32	98.03	100.32	98.66	99.74			

	3	4	5	6	7	8	9	10	11	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	3.27	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.28	0.04	0.14	0.06	0.07	0.02	0.12	0.00	0.08	0.00	0.13	0.13	0.00
	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.09	0.33	0.00	0.00	0.00	0.09	0.04	0.07	0.06	0.46	0.02	0.11	0.00	0.07
	0.77	0.20	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.42	0.32	0.93	0.50	0.54	0.03	1.06	0.00	0.76	0.04	0.12	0.49	0.01
	98.84	97.52	98.47	98.46	98.46	98.52	98.44	98.49	98.57	97.45	96.62	95.67	95.88	95.73	100.01	94.68	95.06	96.29	95.85	96.40	93.33	98.97
	0.23	0.09	0.03	0.03	0.00	1.06	0.05	0.00	2.60	0.00	0.10	0.00	0.03	0.00	1.00	0.06	2.31	0.04	0.55	0.01	2.57	1.98
	0.12	0.03	0.00	0.01	0.01	0.07	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.00	0.30	0.06	0.04	0.00	0.17	0.11	0.34	0.13
	0.07	0.04	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.10	0.09	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.12	0.10	0.00	0.05	0.10	0.00	0.01	0.07
	0.00	0.13	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.08	0.01	0.00	0.00	0.02	0.06	0.01	0.02	0.01	0.02
	0.00	0.00	0.09	0.05	0.05	0.07	0.00	0.12	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0.07	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02
	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.17	0.05	0.11	0.14	0.00	0.14	0.06	0.10	0.08	0.00	0.00	0.00
	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00
	0.01	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.02	0.08	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.09	0.08	0.04	0.00	0.02
	103.30	98.09	98.60	98.70	98.64	99.82	98.61	98.75	101.53	98.58	97.36	96.86	96.69	96.60	101.63	96.37	97.54	97.92	96.94	96.97	96.89	101.29

237.00	11_7_C1_Chl_1	299.00	11L_C1_Chl_5	272.00
237.00	11_7_C1_Chl_2	289.00	11L_C1_Chl_6	272.00
237.00	11_7_C1_Chl_3	300.00	11L_C1_Chl_8	253.00
237.00	11_7_C1_Chl_4	301.00	11L_C1_Chl_9	262.00
307.00	11_7_C1_Chl_5	278.00	11L_C3_Chl_10	263.00
314.00	11_7_C1_Chl_6	294.00	11L_C3_Chl_5	251.00
237.00	11_7_C1_Chl_7	301.00	11L_C3_Chl_6	258.00
314.00	11_7_C1_Chl_8	302.00	11L_C3_Chl_7	257.00
261.50	11_7_C6_Chl_1	303.00	11L_C3_Chl_8	255.00
38.02	11_7_C6_Chl_2	303.00	11L_C3_Chl_9	235.00
	11_7_C6_Chl_3	291.00	11L_C6_Chl_10	269.00
	11_7_C6_Chl_4	299.00	11L_C6_Chl_3	253.00
	11_7_C6_Chl_5	295.00	11L_C8_Chl_1	250.00
	11_7_C6_Chl_6	310.00	11L_C8_Chl_1	251.00
	11_7_C6_Chl_7	296.00	11L_C8_Chl_10	267.00
	11_7_C6_Chl_8	291.00	11L_C8_Chl_10	264.00
	11_8_C11_Chl_5	325.00	11L_C8_Chl_2	258.00
	11_8_C11_Chl_7	335.00	11L_C8_Chl_2	258.00
	11_8_C11_Chl_8	335.00	11L_C8_Chl_3	256.00
	11_8_C5_Chl_1	326.00	11L_C8_Chl_3	256.00
	11_8_C5_Chl_2	333.00	11L_C8_Chl_4	262.00
	11_8_C5_Chl_3	321.00	11L_C8_Chl_4	253.00
	11_8_C5_Chl_4	324.00	11L_C8_Chl_5	264.00
	11_8_C5_Chl_5	320.00	11L_C8_Chl_5	262.00
	11_8_C5_Chl_7	324.00	11L_C8_Chl_6	272.00
	11_8_C5_Chl_8	328.00	11L_C8_Chl_6	277.00
	11L_C1_Chl_2	203.00	11L_C8_Chl_7	270.00
	Min	203.00	11L_C8_Chl_7	265.00
	Max	335.00	11L_C8_Chl_8	270.00
	Méd	304.67	11L_C8_Chl_8	263.00
	DP	25.88	11L_C8_Chl_9	252.00
			11L_C8_Chl_9	245.00
			Min	235.00
			Max	277.00
			Méd	259.84
			DP	9.00