

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ALTERAÇÕES HIDROTÉRMICAS EM ROCHAS
PALEOPROTEROZOICAS NA REGIÃO DE PRESIDENTE
FIGUEIREDO, NE DO AMAZONAS**

MARION FREITAS NEVES

MANAUS

2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

MARION FREITAS NEVES

**ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS EM ROCHAS
PALEOPROTEROZÓICAS NA REGIÃO DE PRESIDENTE
FIGUEIREDO, NE DO AMAZONAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração Petrologia, Metalogênese e Evolução Crustal.

Orientadora: Prof.^a Doutora Carolina Michelin de Almeida

MANAUS

2016

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

N518a Neves, Marion Freitas
Alterações hidrotermais em rochas paleoproterozoicas na região de Presidente Figueiredo, NE do Amazonas / Marion Freitas Neves. 2016
76 f.: il. color; 31 cm.

Orientador: Carolina Michelin de Almeida
Dissertação (Mestrado em Geociências - Geologia Regional) - Universidade Federal do Amazonas.

1. Alteração hidrotermal. 2. Paleoproterozoico. 3. Cráton Amazonas. 4. Presidente Figueiredo. I. Almeida, Carolina Michelin de II. Universidade Federal do Amazonas III. Título

MARION FREITAS NEVES

ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS EM ROCHAS PALEOPROTEROZÓICAS
NA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO, NE DO AMAZONAS

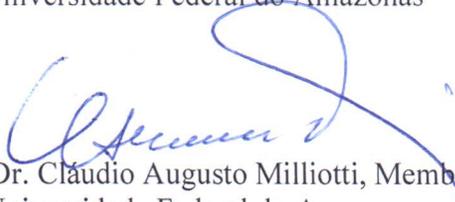
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geociências, área de concentração em Geociências.

Aprovada em 16 de dezembro de 2016.

BANCA EXAMINADORA



Prof.ª Dr.ª Carolina Michelin de Almeida, Presidente.
Universidade Federal do Amazonas



Prof. Dr. Claudio Augusto Milliotti, Membro.
Universidade Federal do Amazonas



Prof. Dr. Hilton Túlio Costi, Membro.
Museu Paraense Emílio Goeldi

Ao Martin

*Quando dois corações
batem em um corpo*

Depois um salta pra fora

E tudo é amor

Agradecimentos

Junto desta dissertação nasceu meu filho Martin, hoje com pouco mais de oito meses. Não foi fácil conciliar a maternidade aos desafios do trabalho acadêmico, mas com a ajuda de pessoas maravilhosas consegui (na medida do possível) administrar estes dois acontecimentos.

Primeiramente, agradeço à professora Carolina Michelin, que abraçou este projeto junto a mim, me acompanhando durante todas as etapas desta pesquisa, incentivando, acrescentando e corrigindo de forma carinhosa e paciente.

À Universidade Federal do Amazonas agradeço pelo apoio logístico e estrutural e à CAPES agradeço pelo fomento à esta pesquisa.

Ao Serviço Geológico do Brasil sou grata pelo auxílio na elaboração de lâminas delgadas e aos colegas pesquisadores Tomas Lisboa, Matheus Simões, Gilmar Honorato, Railine Costa, Raul Meloni, Leonardo Aguiar e Renê Luzardo agradeço pela ajuda através de conversas esclarecedoras.

Agradeço ao professor Ivaldo Trindade por sua colaboração na leitura de lâminas, sugestão de artigos e transferência de conhecimentos sobre a área em estudo.

Aos colegas da UFAM Astrid Velandia, Bianca Lima, Manuel Zafra, Marcel Passos, Tiago Maia e ao técnico Alfredo Alexandrino meu muito obrigada pelo auxílio na edição de imagens, leitura de lâminas, preparação de análises químicas e pelas discussões pertinentes.

Sem amor nada há. Por último agradeço ao amor que a vida me deu, a quem devo o privilégio de poder estar aonde estou. Tomas, obrigada por tudo.

Diz que pedra não fala

Que dirá se falasse

Djavan

RESUMO

Minerais hidrotermais, tais como silicatos, sulfetos, óxidos e carbonatos, ocorrem em rochas paleoproterozóicas das suítes Água Branca e Mapuera e Grupo Iricoumé aflorantes na porção SW do município de Presidente Figueiredo, NE do Estado do Amazonas. Os metagranitoides e metavulcanitos ácidos a intermediários estudados, localizados na porção sul do Domínio Uatumã-Anauá, porção central da Província Tapajós-Parima do Cratón Amazonas, mostram-se, localmente, metamorfisados e deformados por evento(s) tectono-termal(is) desconhecido(s). Neste estudo, dados de campo, petrografia, MEV, DRX e FRX, demonstraram que essas rochas foram afetadas por processos de alteração hidrotermal sódio-potássica e propilítica. A alteração sódio-potássica, comumente observada nos metasiengranitos da Suíte Mapuera e rochas metavulcânicas básicas associadas gerou quartzo, K-feldspato, albita, magnetita, muscovita, granadas, hematita, sericita, esfalerita, biotita, calcopirita e galena. De forma mais regional, a alteração propilítica, caracterizada pela formação de epidoto, clorita, quartzo, pirita, calcita, actinolita, caolinita, ilmenita e pirolusita é de natureza pervasiva na rochas metavulcânicas do Grupo Iricoumé e fissural em rochas de todas as unidades. O corpo metasiengranítico São Gabriel da Suíte Mapuera e diques metamáficos associados hospedam a maior quantidade e variedade de sulfetos, que ocorrem principalmente em veios e bolsões. Zonas deformacionais deste corpo impuseram controle estrutural sobre a migração de fluidos potássicos, enquanto diques metamáficos foram importantes armadilhas químicas para precipitação de sulfetos. Em metariolitos do Grupo Iricoumé é notória a presença de *stockworks* de veios de quartzo±epidoto±clorita e de caolinita+biotita. As litologias estudadas não contém concentrações de metais de origem magmática ou metamórfica que possam ter gerado a quantidade de sulfetos

observada, embora façam parte de halos de alteração que demonstrem que a(s) fonte(s) dos fluidos hidrotermais esteja localizada na região central da área estudada. Dessa forma, sugere-se que a(s) fonte(s) destes metais não esteja aflorando e que pode estar relacionada a magmas profundos.

Palavras-chave: Alteração Hidrotermal, Paleoproterozóico, Cráton Amazonas, Presidente Figueiredo.

ABSTRACT

Hydrothermal minerals, such as silicates, sulfides, oxides and carbonates, occur in paleoproterozoic rocks of Água Branca and Mapuera suits and Iricoumé Group, which outcrop in the southwestern portion of Presidente Figueiredo city, northeast of the Amazonas State. The studied acid to intermediate metagranitoids and metavolcanic rocks studied, located in the south portion of the Uatumã-Anauá Domain, central portion of the Tapajós-Parima Province (Amazonian Craton), are, locally, metamorphosed and deformed by an unknown tectono-thermal event. This study presents field, petrography, SEM, XRD and XRF data that show that these rocks were affected by sodium-potassic and propylitic hydrothermal alteration processes. The sodium-potassic alteration, commonly observed in the metasyenogranites of Mapuera Suit and basic metavolcanic rocks associated, generated quartz, K-feldspar, albite, magnetite, muscovite, garnets, hematite, sericite, sphalerite, biotite, chalcopyrite and galena. More regionally occur the propylitic alteration, which is characterized by the formation of epidote, chlorite, quartz, pyrite, calcite, actinolite, kaolinite, ilmenite, pyrolusite in pervasive style in metavolcanic rocks of the Iricoumé Group and in fissural style in rocks of all units. The metasyenogranitic body São Gabriel of the Mapuera Suit and metamafic associated dykes host the largest amount and variety of sulfides, occurring mainly in veins and pockets. Deformational zones of this body imposed structural control over the migration of sodium-potassic fluids, while metamafic dykes were important for the precipitation of sulfides. In the metarhyolites of the Iricoumé Group is notorious the presence of stockworks of quartz±epidote±chlorite and kaolinite±biotite veins. The studied rocks do not contain enough ore minerals, either magmatic or metamorphic in origin, to have formed the amount of sulfides seen in them. However, they are part of alteration halos that demonstrate that the source(s) of

the hydrothermal fluid(s) might be located in the center of the studied area. Thus, it is suggested that the source(s) of these metals may be related to unknown deep magmas.

Keywords: Hydrothermal Alteration, Paleoproterozoic, Amazonas Craton, Presidente Figueiredo.

LISTA DE FIGURAS

	Página
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	
Figura I.1	Mapa geológico-estrutural da folha Igarapé Canoa (1:100.000) com dados extraídos de CPRM (2006) e IBGE. Polígonos A, B e C detalham estruturas tectônicas e/ou hospedeiras de minerais hidrotermais. 3
Figura I.2	Mapa de localização do município de Presidente Figueiredo e vias de acesso a partir da cidade de Manaus (AM) (Fonte: IBGE). 4
CAPÍTULO III – CONTEXTO GEOLÓGICO	
Figura III.1	(A) Compartimentação tectônica do Cráton Amazonas (Santos <i>et al.</i> , 2008). (B) Domínio Uatumã-Anauá no Estado do Amazonas (CPRM, 2006), com detalhe para (C) área de estudo, composta por associações Vulcano-plutônicas orosirianas cortadas por extensos lineamentos NW-SE. 10
CAPÍTULO V - RESULTADOS	
Figura V.1	Aspectos macro e microscópicos do metamonzogranito da Suíte Água Branca. (a) Metamonzogranito pouco hidrotermalizado, cortado por veio de pirita (Py), quartzo (Qtz), clorita e epidoto. (b) Afloramento de metamonzogranito em contato com metariolito. Ambas rochas estão bastante hidrotermalizadas, aspecto reconhecido pela cor rosa das rochas e pela disseminação de pirita, clorita e epidoto. (c) Fenocristal de plagioclásio alterado e cortado por vênula de clorita (Chl) próximo à veio de clorita, pirita e epidoto. (d) Cristal de microclina alterado para sericita (Ser) e epidoto, com quartzo associado. (e) Cristais de quartzo que apresentam migração de limites de grãos e extinção ondulante. (f) Vênulas de pirita, clorita e epidoto, que adentram a rocha através de espaços intergrãos. (g, h) Agregado de cristais de clorita, calcita (Ca), magnetita (Mag), epidoto e titanita. Fotomicrografias nicóis paralelos: c, f, g, h; cruzados: d, e. 24
Figura V.2	Sequência paragenética interpretada a partir de texturas macro, meso e micrográficas de metamonzogranitos da Suíte Água Branca. 25
Figura V.3	Aspectos meso e microscópicos de Hbl-Qtz-monzonito da Suíte Água Branca. (a) Textura da rocha, onde se destacam cristais de hornblenda (I-Hbl) que englobam cristais de ortopiroxênio (Opx) intercrescidos com cristais de hornblenda do tipo II-Hbl. Os cristais de Opx estão parcialmente substituídos por calcita (Ca). (b) Textura de cristais de II-Hbl intercrescidos com K-feldspato perítico (K-fds) e parcialmente substituídos por biotita (Bt). (c) Cristais de epidoto (Ep), clorita (Chl) e biotita como produto da alteração de cristal(is?) de feldspato. (d) Cristais de magnetita bordejados por biotita e clorita, com actinolita (Act) associada. (e) Bloco de Hbl-Qtz-monzonito cortado por fraturas com clorita+calcita e epidoto. (f) Fragmentos de cristais de calcita. Fotomicrografias nicóis cruzados: a, b, c; nicóis paralelos: d. 27
Figura V.4	Sequência paragenética para Hbl-Qtz-monzonito da Suíte Água Branca. 28
Figura V.5	Aspectos texturais de metariolitos do Grupo Iricoumé. (a) Rocha menos alterada, onde se destacam fenocristais sericitizados de plagioclásio e cristais granoblásticos de quartzo. (b) Bolsão de calcita+epidoto±clorita±quartzo±pirita±magnetita. (c) Bolsão de calcita+epidoto. (d, e) Cristais de pirita substituindo magnetita em bolsão de clorita+epidoto+quartzo+calcita. (f) Cristais de pirita em bolsão de clorita+epidoto+quartzo+calcita, com (g) detalhe para o aspecto brechado por calcopirita+magnetita+epidoto (feição local). (h) Vênulas de epidoto e clorita cortando metariolito mais alterado. Fotomicrografias em nicóis cruzados: a, c; nicóis paralelos: b, d, e, f, g. Luz refletida: d, e, f, g. 31

- Figura V.6** Aspectos hidrotermais de rochas metariolíticas do Grupo Iricoumé. (a) Epidoto+calcita±clorita em zona de contato hidrotermalisada entre metariolito e dique máfico. (b) Metariolito cortado por fraturas preenchidas por calcita+caolinita. (c) Detalhe para textura da calcita e caolinita em imagem de elétrons retroespalhados. (d) Veios tabulares de caolinita+biotita cortando metariolito saprolítico. (e) Resultados das análises de FR-X e DR-X para caolinitas dos veios de caolinita+biotita. (f) *Stockwork* de veios de quartzo±epidoto±clorita. (g) Veio de quartzo microcristalino ao redor do qual o metariolito está cataclásado. Fotomicrografias a, b, g em nicóis cruzados. 32
- Figura V.7** Sequência paragenética para minerais relacionados a metariolitos do Grupo Iricoumé. 33
- Figura V.8** Aspectos micro e mesotexturais do metaignimbrito riolítico. (a) Bolsão de epidoto microcristalino. (b) Vênulas de calcita que cortam vênulas de epidoto em bloco de metaignimbrito riolítico. (c,d) Arranjo textural porfirítico, formado por fenocristais de K-feldspato e quartzo fraturados em matriz microfanerítica. Localmente na matriz da rocha encontram-se cristais de quartzo alinhados e cristais disseminados de magnetita e clorita. Fotomicrografias nicóis cruzados: a; nicóis paralelos: b. 34
- Figura V.9** Sequência paragenética para metaignimbrito riolítico do grupo Iricoumé. 35
- Figura V.10** Feições texturais encontradas em meta-andesitos do Grupo Iricoumé. (a) afloramento e (b) bloco de dique de meta-andesito cortando meta-ignimbrito riolítico. Em (b) notar enclave de meta-ignimbrito próximo ao contato. (c) Textura porfirítica dada por fenocristais de andesina e augita uralitizada. (d) Fenocristal fraturado e saussuritizado de andesina. (e, f) Cristais de pirita, galena e calcopirita associadas a cristais de clorita. (g, h) meta-andesito hidrotermalizado, aonde fenocristais de andesina estão saussuritizados e a matriz completamente substituída por epidoto, granada, biotita, clorita e quartzo. Fotomicrografias nicóis cruzados: c, d, h; nicóis paralelos: e, f, g. Luz refletida: f. 37
- Figura V.11** Sequência paragenética de meta-andesitos do Grupo Iricoumé. 38
- Figura V.12** Aspectos texturais de rochas da Suíte Mapuera. (a) Meta-sienogranito com textura sacoróide em que se destacam cristais de quartzo azul. (b) Metasienogranito pouco hidrotermalisado, com cristais textura granoblástica e cristais anedrais e intersticiais de quartzo e microclina. (c) Zona deformacional marcada pelo alinhamento de cristais de quartzo. (d) Zona deformacional silicificada e hematitizada, com veio de K-feldspato+biotita+muscovita+pirita+clorita encaixado. (e) Rocha bandada com cristais de pirita orientados segundo a foliação. (f) Foliação marcada por cristais de muscovita intercalados com cristais de microclina+albita. (g) Cristal de granada sobrecrecendo cristais de muscovita. (h) Veios de pirita englobando cristais orientados de muscovita e fratura preenchida por fluorita. Fotomicrografias nicóis cruzados: b, f, g; nicóis paralelos: h. 42
- Figura V.13** Características hidrotermais de metasienogranitos da Suíte Mapuera. (a) Cristais de pirita substituindo esfalerita junto à muscovita em rocha bandada. (b) Rocha fraturada por muscovita+pirita+espessartita±clorita±calcopirita±magnetita±esfalerita±galena. (c) Cristais de espessartita bordejados por pirita+calcopirita+clorita entre cristais de muscovita. (d) Cristais de pirita com inclusão de galena que ocorrem no centro da fratura da foto 'b'. (e) Veio de quartzo+pirita+clorita+calcopirita encaixado em bandamento metamórfico. (f) Resultado da análise de DRX em argilominerais que ocorrem intersticiais aos cristais de pirita da foto 'e', indicando presença de calcopirita associada. (g) Meta-sienogranito cortado por fraturas paralelas com muscovita+magnetita+biotita±granada±ilmenita±pirolusita. Fotomicrografias a, c, d, g em nicóis paralelos. Luz refletida: a, c, d. 43
- Figura V.14** Aspectos relativos à alteração hidrotermal de rochas metasienograníticas da Suíte Mapuera. (a) Cristais de magnetita com exolução de ilmenita em fraturas multidirecionais com muscovita+biotita±pirolusita. (b) Cristais de pirolusita em planos de clivagem de cristais de biotita. (c) Zonas lenticulares formadas por cristais de biotita+espessartita+pirita±esfalerita±epidoto que ocorrem em metasienogranito silicificado, cortadas por fraturas com quartzo+muscovita+epidoto. (d) Textura microscópica do agregado de cristais da foto 'c'. (e) Cristal de esfalerita com espessartita e pirita associadas. (f) Cristais de epidoto, muscovita e quartzo que ocorrem em fraturas como as da foto 'c', aonde epidoto ocorre em hábito subeudral, com geminação simples e textura em pente. Fotomicrografias nicóis cruzados: f; nicóis paralelos: a, d, e, f. Luz refletida: a, e. 44

Figura V.15	Sequência paragenética observada em amostras de litotipos metasiyenograníticos da Suíte Mapuera.	45
Figura V.16	Feições macro, meso e microscópicas de anfibolitos relacionados ao corpo São Gabriel da Suíte Mapuera. (a) Anfibolito cortando metasiyenogranito. (b) Textura granonematoblástica caracterizada pela orientação de cristais de anfibólio e plagioclásio. (c) Veio de calcita. (d) Bolsão de pirita na borda do dique. (e) Cristais de pirita como estrias em plano de falha. (f) Microbolsão com cristais de calcopirita e magnetita ocupando planos de clivagem de biotita parcialmente cloritizada e bordas de cristal de pirita. (g) Imagem de elétrons retroespalhados e mapas composicionais de cristais de anfibólio magnesiano com núcleo de quartzo e Cr-magnetita. Fotomicrografias b, f em nicóis paralelos. Luz refletida: f.	47
Figura V.17	Sequência paragenética de anfibolitos relacionados ao corpo São Gabriel da Suíte Mapuera.	48
Figura V.18	Características meso e microscópicas de Bt-metabasitos da Suíte Mapuera. (a, b) Contato entre Bt-metabasito e metasiyenogranito, com lineação (Ln) marcada por cristais de biotita, que truncam o contato. (c) Amostra de Bt-metabasito com vênulas de pirita paralelas e subparalelas à foliação. (d) Aspecto microtextural de Bt-metabasito, com vênulas de pirita paralelas à foliação. (e) Cristais disseminados de pirita+epidoto alinhados conforme a foliação. (f) cristais disseminados de pirita±magnetita entre cristais de biotita. Fotomicrografias nicóis cruzados: b, d, e; nicóis paralelos e luz refletida: f. Placa de gípsio: d, e.	49
Figura V.19	Sequência paragenética observada em Bt-meta-basitos da Suíte Mapuera.	50
Figura V.20	Feições de metagranodioritos e pegmatitos que ocorrem associados a meta-sienogranitos e diques meta-máficos da Suíte Mapuera. (a) Lente de metagranodiorito em dique metamáfico. (b) Fotomicrografia em nicóis cruzados mostrando a textura do metagranodiorito, onde se destacam cristais intersticiais de quartzo. (c) Bolsão pegmatítico à muscovita alojado em dique meta-máfico e meta-sienogranito. (d) Bloco de pegmatito com enclaves de dique metamáfico.	51

CAPÍTULO VI - DISCUSSÕES

Figura VI.1	Distribuição dos minerais hidrotermais nos litotipos das suítes Água Branca e Mapuera e do Grupo Iricoumé.	53
Figura VI.2	Seção esquemática da região estudada, com distribuição e modos de ocorrência de alterações hidrotermais hospedadas em rochas paleoproterozóicas das suítes Água Branca e Mapuera e Grupo Iricoumé, que afloram no extremo SW do município de Presidente Figueiredo. Nesta seção os corpos ígneos estão tectonizados. A ascensão de fluidos hidrotermais foi contemporânea ao fim do processo tectono-termal regional responsável pelo basculamento de contatos e formação de zonas de cisalhamento. Zonas de cisalhamento estão principalmente encaixadas no corpo São Gabriel da Suíte Mapuera e, junto a zonas de contato litológico, hospedam a maior parte dos minerais de alteração sódio-potássica. O processo de alteração propilítica ocorreu durante o estágio tardi- a pós-tectônico de modo pervasivo e fissural em litologias da Suíte Água Branca e Grupo Iricoumé e de modo fissural no corpo São Gabriel. Em rochas do Grupo Iricoumé também estão encaixados stockworks de veios de caolinita+biotita e veios de quartzo que cortam as paragéneses de alteração potássica e propilítica.	62

LISTA DE TABELAS E ANEXOS

	Página
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	
Tabela I.1	Localização dos pontos estudados, situados ao longo da BR-174. 4
CAPÍTULO IV – HIDROTHERMALISMO	
Tabela IV.1	Principais processos de alteração hidrotermal, reações químicas e elementos enriquecidos e depletados associados (Pirajano & Kranendonk, 2005). 20
CAPÍTULO VI - DISCUSSÕES	
Tabela VI.1	Modos de ocorrência de minerais hidrotermais hospedados em rochas das suítes Água Branca e Mapuera e Grupo Iricoumé. 54
Tabela VI.2	Paragêneses minerais, modos de ocorrência e processos de alteração descritos neste trabalho. 61
ANEXOS	
Anexo 1	Resultados químicos de MEV e imagens de elétrons retro-espalhados de cristais de clorita que ocorrem junto à magnetita e calcita em meta-monzogranito da Suíte Água Branca.
Anexo 2	Resultados químicos de MEV e imagem de elétrons retro-espalhados de cristais de granada espessartítica que ocorre junto à muscovita, pirita, calcopirita e clorita em meta-sienogranito da Suíte Mapuera.
Anexo 3	Resultados químicos de MEV e imagem de elétrons retro-espalhados de cristais de granada espessartítica que ocorre junto à biotita, pirita, muscovita e epidoto em meta-sienogranito da Suíte Mapuera.
Anexo 4	Resultados químicos de MEV e imagem de elétrons retro-espalhados de cristais de Cr-magnetita que ocorre junto a quartzo em cristal de anfibólio em anfibólito da Suíte Mapuera.

LISTA DE ABREVIÇÕES

Act	Actinolita
AM	Amazonas
Amp	Anfibólio
Ap	Apatita
Aug	Augita
Bt	Biotita
Ca	Calcita
Ccp	Calcopirita
Chl	Clorita
Cr-Mag	Magnetita com cromo
Ep	Epidoto
Gn	Galena
Gnt	Granada
Hem	Hematita
Hbl	Hornblenda
Ilm	Ilmenita
Kao	Caolinita
K-fds	Feldspato potássico
Ln	Lineação mineral
Mag	Magnetita
Mc	Microclina
Msc	Muscovita
Opx	Ortopiroxênio
Pl	Plagioclásio
Pr	Pirolusita
Py	Pirita
Qtz	Quartzo
Sp	Esfalerita
Sps	Espessartita
Ti	Titanita

	Página
RESUMO	
ABSTRACT	
LISTA DE FIGURAS E TABELAS	
LISTA DE ABREVIACÕES E ANEXOS	
SUMÁRIO	
CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	
I.1 APRESENTAÇÃO	1
I.2. OBJETIVOS	2
I.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2
CAPÍTULO II – METODOLOGIA	
II.1 INTRODUÇÃO	5
II.2 ANÁLISES PETROGRÁFICAS	6
II.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA	6
II.4 DIFRATOMETRIA E FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X	7
CAPÍTULO III – CONTEXTO GEOLÓGICO	
III.1 COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA DO CRÁTON AMAZONAS: EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO	8
III.2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO DO DOMÍNIO UATUMÃ-ANAUÁ	11
III.3 LITOESTRATIGRAFIA	11
III.4 OCORRÊNCIAS HIDROTERMAIS NA REGIÃO EM ESTUDO	15
CAPÍTULO IV – HIDROTERMALISMO	
IV.1 FUNDAMENTOS DO PROCESSO HIDROTERMAL	17
IV.2 FLUIDOS HIDROTERMAIS	17
IV.3 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	18
IV.3.1 TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	19
CAPÍTULO V – RESULTADOS	
V.1 INTRODUÇÃO.....	21
V.2 SUÍTE ÁGUA BRANCA.....	21
V.2.1 Metamonzogranito.....	21
V.2.2 Hbl-Qtz-Monzonito	25
V.3 GRUPO IRICOUMÉ.....	28
V.3.1 Metariolito.....	28
V.3.2 Metaignimbrito Riolítico.....	33
V.3.3 Meta-Andesito.....	35
V.4 SUÍTE MAPUERA.....	38
V.4.1 Metasiénogranito	38
V.4.2 Diques Máficos Metamorfisados	45
V.4.2.1 Anfibólitos	45
V.4.2.2 Bt-Metabasitos	48
V.4.3 Metagranodiorito	50

V.4.4 Pegmatitos.....	50
CAPÍTULO VI – DISCUSSÕES	
VI.1 INTRODUÇÃO	52
VI.2 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS NOS LITOTIPOS ESTUDADOS	55
VI.3 DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	58
VI.4 IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS.....	60
CAPÍTULO VII – CONCLUSÕES	65
CAPÍTULO VIII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	67

I.1 APRESENTAÇÃO

Grande diversidade de depósitos de classe mundial de metais preciosos, raros e metais-base associados a corpos granitoides foram identificados no Cráton Amazonas nos últimos 25 anos. Dois dos três maiores depósitos de ouro ocorrem na Província Tapajós-Parima (PTP), nos domínios litotectônicos proterozóicos Tapajós e Alta Floresta. Ainda, o mais importante depósito de Sn-(Nb-Ta) do cráton está presente na região central da PTP, no distrito mineiro de Pitanga, aproximadamente 100 km a norte da área de estudo. Estes depósitos tem relação direta com corpos granitoides e embora apresentem ampla ocorrência no Cráton Amazonas, carecem de estudos mais detalhados sobre relações entre as épocas de mineralização, cenário tectônico, fontes e natureza dos fluidos hidrotermais mineralizantes (Bettencourt *et al.*, 2016).

Na região sul do município de Presidente Figueiredo, porção NE do Estado do Amazonas, são comuns ocorrências hidrotermais hospedadas em granitoides e rochas vulcânicas, com destaque para o corpo granítico São Gabriel, que hospeda veios maciços de pirita de até 20 cm de espessura (Ivaldo Trindade, inf. verbal). Araújo Neto & Moreira (1976) descrevem a ocorrência localizada de cataclasitos no contato entre os litotipos citados, além da ocorrência de cristais disseminados de calcopirita, pirita e pirrotita, veios de fluorita e muscovita e teores anômalos de molibdênio, prata, zinco e chumbo.

A região é formada por rochas ígneas, sedimentares e metamórficas distribuídas nas suítes Água Branca e Mapuera, Grupo Iricoumé, Complexo Jauaperi, Formação Prosperança e Grupo Trombetas, além de diques máficos indivisos (Fig. I.1). Esta pesquisa caracterizou as ocorrências de minerais hidrotermais aflorantes em sete pedreiras e uma frente de lavra

abandonada que expõem rochas das suítes Água Branca e Mapuera e do Grupo Iricoumé. Os estudos de campo evidenciaram que algumas paragêneses hidrotermais estão confinadas a estruturas tectônicas distensivas e compressivas, algumas ilustradas na Fig. I.1.

I.2 OBJETIVOS

O escopo deste estudo consistiu em: (i) caracterizar os tipos de alteração hidrotermal que afetaram as rochas paleoproterozóicas que compõem o extremo sudoeste do município de Presidente Figueiredo, (ii) comparar suas respectivas associações mineralógicas e (iii) propor um modelo evolutivo para o(s) processo(s) hidrotermal(is) que atuaram na área de estudo, contextualizando-os no cenário geotectônico regional da parte sul do Domínio Uatumã-Anauá.

Deste modo, esta pesquisa visou esclarecer a relação cronológica relativa entre o processo hidrotermal que afetou a região e as rochas hospedeiras da área de estudo, de modo a contribuir para o entendimento de alguns aspectos relativos a mineralizações metálicas na Província Tapajós Parima, servindo também de base para futuros estudos desta natureza que sejam desenvolvidos na região.

I.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

Este estudo foi desenvolvido em sete pedreiras de brita e uma frente de lavra inativa (Tab. I.1) dispostas em ramais não pavimentados que intersectam a rodovia BR-174 entre os KM-134 e KM-165 no município de Presidente Figueiredo (AM), Folha Igarapé Canoa (SA-20-X-D-VI) (Fig. I.2).

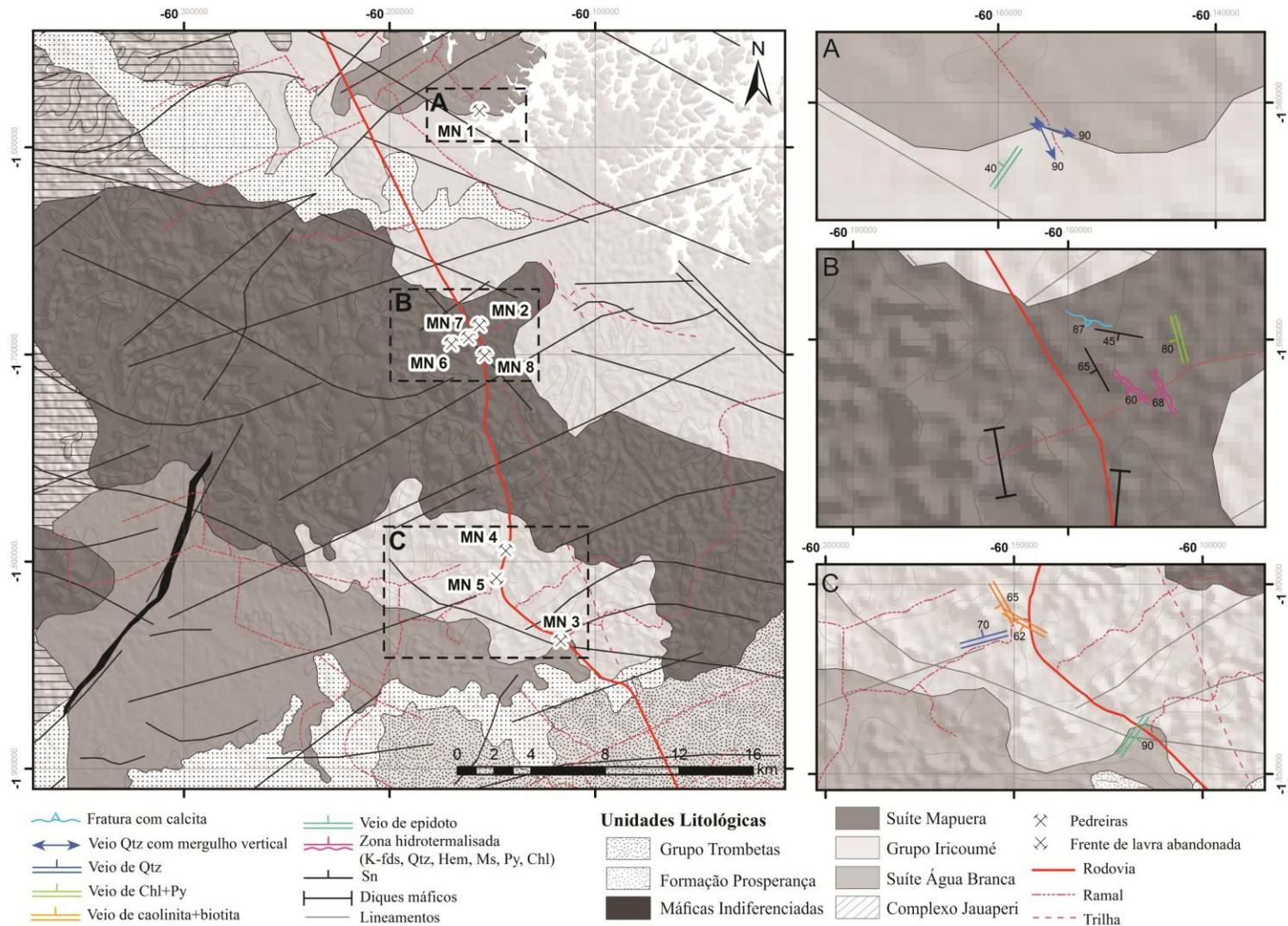


Figura I.1 – Mapa geológico-estrutural da folha Igarapé Canoa (1:100.000) com dados extraídos de Reis *et al.* (2006) e IBGE. Polígonos A, B e C detalham estruturas tectônicas e/ou hospedeiras de minerais hidrotermais.

Tabela I.1 - Localização dos pontos estudados, situados ao longo da BR-174.

Pedreira	Unidade	Ponto	Lat/Long	Localização
SAMAÚMA	Água Branca / Iricoumé	MN 1	01.83798 S 60.11672 W	Km 165, Ramal Rumo Certo; km 8, Ramal Novo Rumo
FIGUEIREDO	Mapuera	MN 2	01.68560 S 60.15630 W	Entre os km 151 e 152
EBAM	Água Branca	MN 3	01.83798 S 60.11672 W	Km 134
MURUÁ	Iricoumé	MN 4	01.79440 S 60.14346 W	Km 140
Frete de lavra inativa	Iricoumé	MN 5	01.80825 S 60.14795 W	Km 139, Ramal Canoa, primeira entrada à direita
DAS MERCÊS	Mapuera	MN 6	01.69468 S 60.16990 W	Km 152
MANAUS	Mapuera	MN 7	01.69176 S 60.16158 W	Km 152
SÃO JUDAS THADEU	Mapuera	MN 8	01.70030 S 60.15376 W	Entre os km 151 e 152

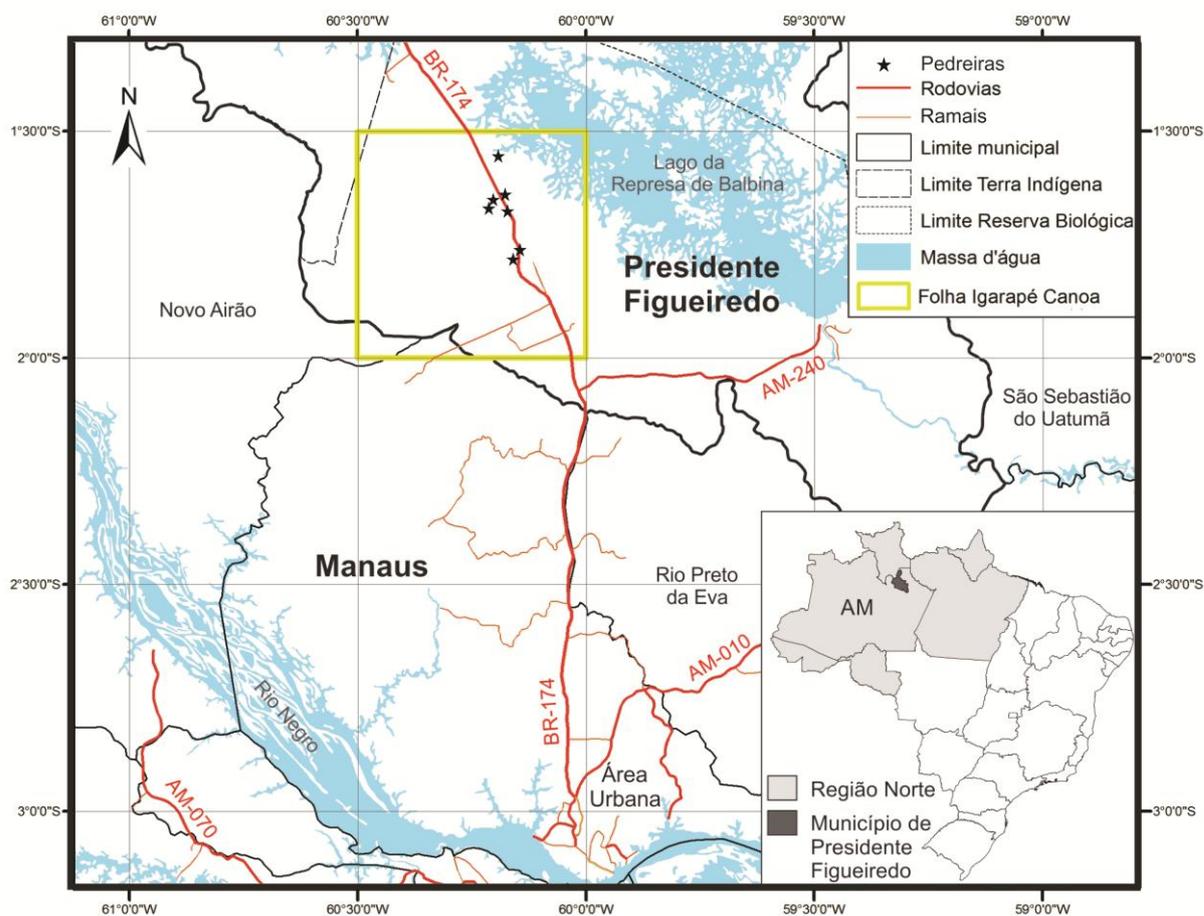


Figura I.2 - Mapa de localização do município de Presidente Figueiredo e vias de acesso a partir da cidade de Manaus (AM). (Fonte: IBGE).

II.1 INTRODUÇÃO

A metodologia empregada neste trabalho foi aquela comum aos estudos dessa natureza, com etapa pré-campo, campo, laboratorial e de escritório. Os dados obtidos nestas etapas foram integrados e interpretados para a redação final desta dissertação.

Os **estudos pré-campo** consistiram em pesquisa bibliográfica sobre a geologia da região e da Província Tapajós-Parima (contexto geotectônico e metalogenético) e sobre aspectos relativos a alterações hidrotermais, com referências nacionais e internacionais. Esta etapa também abrangeu a elaboração de mapa-base de campo com malha rodoviária, hidrográfica e geológica sobre base SRTM (modelo digital do terreno), tendo como fontes IBGE, Reis *et al.* (2006) e Oliveira (2014).

O **trabalho de campo** foi desenvolvido entre os dias 2 e 4 de fevereiro de 2015 e consistiu na descrição macro e mesoscópica de minerais hidrotermais e rochas encaixantes, além da tomada de algumas estruturas relativas ao estiramento de minerais, atitudes de veios, diques e fraturas. Foram coletadas ao todo 52 amostras com diferentes graus de alteração hidrotermal.

Em **escritório** os dados estruturais foram cartografados e alguns limites de corpos localmente modificados. Nesta etapa as amostras foram catalogadas e selecionadas aos diferentes processos laboratoriais. A integração e interpretação dos dados para elaboração da dissertação concluíram esta etapa.

Os procedimentos **laboratoriais** foram conduzidos em equipamentos disponibilizados nos laboratórios de Microscopia e de Técnicas Mineralógicas da Universidade Federal do

Amazonas, no Laboratório do Grupo Crowfoot de Métodos de Raios-X da Universidade Estadual do Amazonas e no Laboratório de Laminação do Serviço Geológico do Brasil, SUREG-Manaus. As técnicas laboratoriais utilizadas foram: petrografia de luz transmitida e refletida, difratometria de raios-x e microscopia eletrônica de varredura e fluorescência de raios-x.

II.2 ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Foram elaboradas 32 lâminas delgadas polidas, com dimensões de 50 mm X 30 mm, descritas nos microscópios das marcas Feldman (FWL-1500 PETRO) e Olympus BX51. Durante a análise considerou-se aspectos tais como a textura e granulação da rocha e de minerais hidrotermais e a composição modal da rocha encaixante (entre 500 e 800 pontos contados). Nesta etapa foram selecionados minerais para estudos mais detalhados em microscopia eletrônica de varredura.

II.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

O microscópio Quanta 250 da FEI com detector EDS acoplado foi uma ferramenta muito útil na análise morfológica, de química elementar e na avaliação do tamanho de partículas minerais. Foram analisadas 16 lâminas metalizadas com carbono, submetidas a alto vácuo com feixe de elétrons incidente de 20 a 25 KeV.

O princípio de funcionamento do MEV consiste na emissão de feixes de elétrons através de um filamento capilar de tungstênio quando aplicada a ele uma diferença de potencial elétrico. O grau de interação entre o feixe de elétrons e a superfície da amostra permite que sejam geradas imagens de alta resolução. O EDS é um acessório indispensável neste tipo de estudo, pois permite identificar a química mineral. Seu funcionamento consiste na liberação de energia quando os átomos de um mineral são excitados pela incidência de um feixe de elétrons, o que

permite o mapeamento da distribuição de elementos químicos nos minerais, gerando mapas composicionais.

II.4 DIFRATOMETRIA E FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X

Estes procedimentos analíticos foram empregados em duas amostras de argilominerais hidrotermais. Aliados, forneceram resultados sobre a composição química das fases minerais.

No procedimento de **Difratometria de Raios-X** as amostras analisadas identificaram fases minerais posteriormente confirmadas pela técnica de Fluorescência de Raios-x. Neste tipo de procedimento o material foi fragmentado e purificado através da análise em lupa, em seguida seco a aproximadamente 60°C, pulverizado e armazenado. Foi utilizado o difratômetro XDR 6000 da marca Shimadzu, com fonte de cobre $K\alpha$ e ângulo de difração variando de 5° a 60° ($1^\circ 2\theta \text{ min}^{-1}$, constante de tempo 5s). De acordo com a cumplicidade entre picos harmônicos da amostra e picos de referência do banco de dados virtual do programa *Search Match* versão 3.01 foi possível obter informações sobre as fases cristalinas.

A técnica de **Fluorescência de Raios-X** por dispersão de ondas (FRX), identifica elementos por suas energias $K\alpha$ ou $L\alpha$. Neste procedimento foi utilizado o microscópio Rigaku, modelo Supermini, com tubo de paládio, onde o tempo de exposição é de 200s em potência de 200 W. Foram utilizados os cristais analisadores LIF 200, PET e RX25. Neste equipamento estavam disponíveis os detectores SC e PC, ambos sendo utilizados nas análises. Para cada amostra, com o auxílio de uma prensa de 25.000 Kgf, foram preparadas pastilhas do pó fino da amostra previamente homogeneizada em almofariz de ágata e desidratada em temperatura em torno de 60°C. Com granulometria uniforme, foram prensadas junto a 4g de H_3BO_3 de alta pureza. Este equipamento não determina elementos de número atômico menor que 9 (Hidrogênio ao Oxigênio).

III.1 COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA DO CRÁTON AMAZONAS: EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO

A área estudada está inserida no contexto geotectônico do Cráton Amazonas (Santos *et al.*, 2000), que se destaca como a mais expressiva área crustal de idade pré-cambriana da Plataforma Sul-Americana, com área de aproximadamente 4.400.000 km². Esta placa litosférica tem núcleo Arqueano circunscrito por faixas móveis paleo- a mesoproterozóicas, estabilizadas há aproximadamente 1.0 Ga. Seu limite ocidental encontra extensa cobertura cenozoica, separando-o da faixa orogênica Andina. Nas porções oriental e meridional é limitado por faixas móveis brasileiras. Na porção setentrional, que se entende para os países vizinhos Bolívia, Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa, encontra a Placa do Caribe (Bizzi *et al.*, 2003).

O Cráton Amazonas tem composição e organização essencialmente pré-Brasileira, inicialmente dividido por Almeida *et al.* (1981) em duas grandes províncias estruturais: Rio Branco a norte (Escudo das Guianas) e Tapajós a sul (Escudo Guaporé ou Brasil-Central). Com a identificação de rochas do evento vulcano-plutônico Uatumã em ambos escudos, inclusive sob a Bacia do Amazonas (testemunhos de sondagem), fez-se necessário reunir estes domínios em um único cráton, subdividido pelas bacias intracratônicas do Acre, Solimões e Amazonas (Bizzi *et al.*, 2003).

Utilizando dados geocronológicos de K-Ar e Rb-Sr, Amaral (1974) definiu as Províncias Geocronológicas Amazônia Ocidental, Central e Oriental. Esta subdivisão foi refinada por Cordani *et al.* (1979) com a compartimentação das províncias Maroni-Itacaiúnas

(1.8 – 2.1 Ga), Amazônia Central (>2.1 Ga), Rio Negro-Juruena (1.7 – 1.45 Ga) e Rondoniana (1.4 – 0.11 Ga) através de dados majoritariamente obtidos pelo método Rb-Sr.

Modelos mais recentes seguem abordagens geofísico-estruturais ou geocronológicas. O modelo geofísico-estrutural de Hasui *et al.* (1984) e Costa & Hasui (1997) se baseia em mapas gravimétricos e magnetométricos e subdivide o cráton em doze paleoplacas de características de terrenos granito-*greenstone*, com margens colisionais tipo himalaianas, representadas por faixas granulíticas. Alguns dados propostos por Hasui e colaboradores não foram confirmados em estudos posteriores, tais como compartimentações não coincidentes com estruturas do embasamento, ausência de rochas granulíticas na margem da maioria dos blocos, com processo colisional dominante em apenas duas províncias do cráton (Bizzi *et al.*, 2003).

O modelo geocronológico de Teixeira *et al.* (1989) contribuiu com dados mais robustos pelo método U-Pb. Os autores desmembraram o terreno Carajás da Província Maroni-Itacaiúnas e delimitaram a faixa móvel Sunsás (1.2 – 0.9 Ga) no extremo SW do cráton. Tassinari (1996), Tassinari *et al.* (1996) e Tassinari & Macambira (1999) utilizaram também o método Sm-Nd para remodelar os limites de blocos e intervalos geocronológicos.

Com base em resultados geocronológicos somente pelos métodos Sm-Nd e U-Pb, além de sistemático mapeamento regional, Santos *et al.* (2000, 2008) remodelaram as províncias geocronológicas e delimitaram extensa faixa de cisalhamento (1200 km X 120 km) relacionada a estruturas compressivas correlatas à Faixa K'Mudku (Fig. III.1.1.A).

Dentro desta mega-estruturação geocronológica e tectônica está inserida a Província Tapajós-Parima, formada a partir de orogenias acrescionais que ocorreram entre 2.03 e 1.88 Ga. Foi subdividida em seis domínios tectono-estratigráficos: Parima, Surumu, Guiana Central, Uatumã-Anauá, Tapajós e Peixoto Azevedo (DelgadoCPRM, 2006). Nesta distribuição a área estudada neste trabalho pertence ao extremo sul do Domínio Uatumã-Anauá (Fig. III.1.1.B, C).

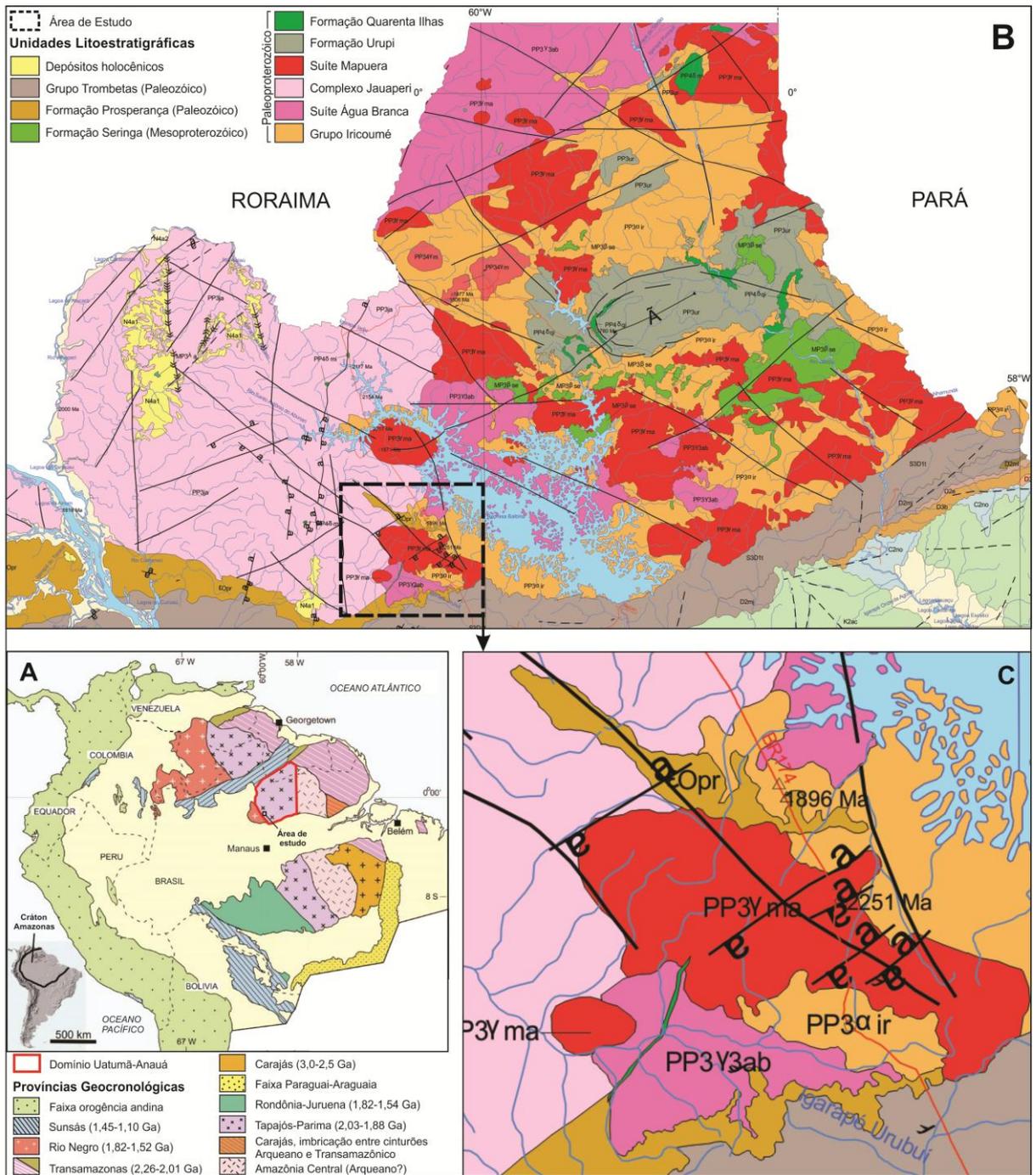


Figura III.1 – (A) Compartimentação tectônica do Cráton Amazonas (Santos *et al.*, 2008). (B) Domínio Uatumã-Anauá no Estado do Amazonas (Delgado *et al.*, 2003), com detalhe para (C) área de estudo, composta por associações vulcano-plutônicas orosirianas cortadas por extensos lineamentos NW-SE e diques NE-SW.

III.2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO DO DOMÍNIO UATUMÃ-ANAÚ

O Domínio Uatumã-Anauá é caracterizado pela ampla ocorrência de granitoides em geral pouco deformados, variando de tipos foliados a norte até tipos isótipos a sul. Tem embasamento orosiriano e estruturação tectônica NW-SE, subdividido nos setores Martins Pereira – Anauá (2,03 Ga – 1,96 Ga) e Igarapé Azul - Água Branca (1,90 – 1,81 Ga). Sua evolução geotectônica foi iniciada no setor norte, aonde sequências metavulcanossedimentares (2,03 – 1,97 Ga) associadas a granitoides tipo TTG (2,03 Ga) estão metamorfisados em fácies xisto verde a anfibolito, com corpos anatéticos alcalinos tipo-S (1,96 Ga) gerados durante os estágios acrescionários e colisional. Já variedades magmáticas que formam o setor sul foram geradas durante amplo processo distensivo pós-orogênico. Tratam-se de granitoides cálcio-alcalinos e rochas vulcânicas contemporâneas (1,90 – 1,89 Ga), intrudidos por magmas Tipo-A (1,87 – 1,81 Ga) encaixados em zonas extensionais de direção E-W e NW-SE (Almeida, 2006).

III.3 LITOESTRATIGRAFIA

O arcabouço geológico da região em estudo é essencialmente constituído por unidades paleoproterozóicas correlacionadas a três principais eventos magmáticos regionais, representados pelas rochas da Suíte Água Branca (1901±5 Ma – 1890±2Ma; Almeida, 2006; Valério, 2006), Grupo Iricoumé (1888±3 Ma – 1882±11 Ma; Costi *et al.*, 2000; Marques *et al.*, 2014), Suíte Mapuera (1889±2 Ma – 1868±8 Ma; Valério, 2006; Santos *et al.*, 2002), que possuem assinaturas químicas distintas, embora tenham idades muito próximas.

As rochas da **Suíte Água Branca** (Oliveira *et al.*, 1996) tem expressividade desde o NW do Pará até o NE do Amazonas, constituída por Bt-granitos porfiríticos e miloníticos, Bt-Hbl-granitos miloníticos, Hbl-granodioritos, Bt-Hbl-granodioritos, Bt-Qtz-dioritos, Hbl-dioritos e tonalitos que compõem uma série granítica expandida tipo-I, cálcio-alcalina de

médio-K a alto-K, com caráter metaluminoso a peraluminoso. É cortada por extensas falhas com direção NW-SE e os litotipos Bt-granito porfirítico e Bt-Hbl-granito milonítico apresentam foliação proeminente nesta mesma direção, além de fraturas com direção NE-SW e NW-SE (Valério, 2006; Reis *et al.*, 2006).

Rochas desta unidade estão em discordância com rochas do Grupo Iricoumé e Suíte Mapuera, além de parcialmente encobertas por derrames máficos da Formação Seringa. Seu quimismo é compatível com rochas geradas em ambiente de arco magmático a partir da fusão parcial de material mantélico com adição de material crustal, com características correspondentes às obtidas para os granitoides tipo Tropas e Parauari do Domínio Tapajós (Valério, 2006; Reis *et al.*, 2006; Almeida, 2006).

O **Grupo Iricoumé** (Veiga Jr. *et al.*, 1979) tem área-tipo na serra Iricoumé (NW do Pará), com termos aflorantes desde o NW do Pará até o NE do Amazonas e SE de Roraima. É representado por riolitos porfiríticos, dacitos, andesitos, traqui-andesitos ignimbríticos e co-ignimbríticos, derrames e tufos de afinidade sub-alcalina de alto-K a alcalina, com comportamento metaluminoso a peraluminoso com tendência ao peralcalino (Ferron *et al.*, 2010; Souza & Nogueira, 2009; Marques, 2010; Haddad *et al.*, 2000). No município de Presidente Figueiredo, zonas de cisalhamento (WNW/ESE e NW/SE) e estruturas rúpteis (NW-SE e NE-SW) destacadas por relevo em pináculos estão encaixadas em rochas deste grupo (Valério, 2006). As estruturas rúpteis estão frequentemente preenchidas por quartzo, epidoto, clorita e sulfetos. A geoquímica das rochas deste grupo aponta para origem a partir da fusão de crosta continental transamazônica com influência de pelo menos quatro pulsos magmáticos distintos em ambiente pós-colisional a intraplaca (Marques, 2010).

Em termos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, parte das rochas do Grupo Iricoumé encontra correspondência com litotipos vulcânicos relacionados à Formação Moraes Almeida e Grupo Iriri do Domínio Tapajós. No Domínio Uatumã-Anauá encontra correlação

genética e evolutiva tanto com rochas da Suíte Mapuera, quanto com rochas da Suíte Água Branca (e.g. vulcânicas Jatapu) (Valério, 2006; Reis *et al.*, 2006; Almeida, 2006).

A **Suíte Mapuera** (Veiga Jr. *et al.*, 1979) abriga granitoides aflorantes desde o NW do Pará até sul de Roraima e NE do Amazonas. Esta unidade comporta monzogranitos, sienogranitos, álcali feldspato-granitos, quartzo-sienitos e granófiros. Geoquimicamente são rochas subalcalinas de alto K, peraluminosas a metaluminosas. Localmente podem mostrar-se milonitizadas. Na região de Presidente Figueiredo, ocorrem como stocks e batólitos subelípticos dispostos na direção NW-SE (Valério, 2006).

O principal representante desta suíte na região em estudo é o corpo batolítico São Gabriel (1889 ± 2 a 1868 ± 8 Ma; Valério, 2011; Santos *et al.*, 2002) que contém xenólitos de rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e de rochas da própria Suíte Mapuera (e.g.: sienogranito Canoas). Geoquimicamente, este plúton é subalcalino de alto K, é fracamente peraluminoso, sendo cortado por diversas falhas de direção NW-SE e N-S e fraturas NW-SE e NE-SW (Valério *et al.*, 2012).

Associados ao granito São Gabriel ocorrem diques máficos *sin-plutônicos* (dioritos, quartzo-dioritos, quartzo-gabros), alguns com atitude WNW-ESE/70°SW, que apresentam contato reto a sinuoso, abrupto, interpenetrante com a encaixante. Estes corpos máficos tem afinidade cálcio-alcalina de alto-K e evoluem até termos intermediários, com características geoquímicas não correlacionáveis a nenhuma ocorrência máfica presente na literatura (Brito, 2012; Oliveira, 2014). Localmente, no contato entre os diques e o granito ocorrem pegmatitos e bolsões granodioríticos que revelam origem híbrida a partir da assimilação de enclaves máficos pelo granito (e vice-versa), ratificando a relação de contemporaneidade através da textura *mingling* (Valério *et al.*, 2012; Souza, 2012; Oliveira, 2014).

Para rochas desta suíte, Haddad & Faria (2000) e Almeida (2006) apresentam resultados compatíveis com magmas gerados por fusão de rochas crustais com prévia assinatura de

subducção em ambiente tardi-orogênico a anorogênico. Conservando algumas diferenças geoquímicas, estudos mais recentes (Valério, 2006; Oliveira, 2014) apontam para comagmatismo entre o plutonismo São Gabriel e o vulcanismo Iricoumé. Geoquimicamente, os granitoides da Suíte Mapuera podem ser correlacionados aos granitoides da Suíte Maloquinha no Domínio Tapajós (Reis *et al.*, 2006).

Gnaisses, migmatitos, metagranitos e diques de anfibolito de contexto tectônico pouco compreendido foram reunidos no Complexo Jauaperi (1,88 – 1,86 Ga) e registram idades muito próximas às das suítes Água Branca e Mapuera, com metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito superior (Souza, *et al.*, 2006).

A **Suíte Madeira** (Costi *et al.*, 2000) corresponde a um magmatismo tardio com intervalo geocronológico entre 1,83 – 1,78 Ga (Bastos Neto *et al.*, 2014; Costi *et al.*, 2000; Fuck *et al.*, 1993; Lenharo, 1998), que ocorre controlado por zonas transcorrentes dextrais de direção NE-SW que abrigam os plútons graníticos Madeira e Água Boa (Siachoque *et al.*, 2016). O Granito Madeira hospeda importante reserva de classe mundial de Sn (Nb e Ta), com valores anômalos de Y, ETR, Li, Zr, U e Th, gerados por magmas enriquecidos em F, Sn, Rb e HFSE (Costi *et al.*, 2009).

Ocorrem também nesta região diques e soleiras de basaltos toleíticos da Formação Quarenta Ilhas (1.78 Ga; Santos *et al.*, 2002) que são intrusivos em rochas sedimentares clásticas com intercalações de níveis piroclásticos da Formação Urupi (Ferron *et al.*, 2006). Basaltos alcalinos da Formação Seringa (1.07 – 1.09 Ga, Araújo Neto & Moreira, 1976; Veiga *et al.*, 1979) cortam o conjunto.

O período de quiescência tectônica na região é registrado pelos sedimentos litorâneos da Formação Prosperança, que correspondem a arenitos, conglomerados e siltitos confinados em grábens orientados na direção WNW-ESE e NE-SW, encaixados em rochas do Grupo Iricoumé (Reis *et al.*, 2006).

III.4 OCORRÊNCIAS HIDROTERMAIS NA REGIÃO EM ESTUDO

Evidências da interação de fluidos hidrotermais com as rochas paleoproterozóicas que afloram em toda a porção sul do Domínio Uatumá-Anauá são descritas por diversos autores (CPRM, 1976; Marques, 2010; Gribel, 2012; Brito, 2012; Troyack, 2013; entre outros). Esses autores relatam a ocorrência de assembléias minerais de origem hidrotermal, as quais indicam a atuação de processos de carbonatação, epidotização, cloritização, muscovitização, esfenitização, hematitização, silicificação e sulfetação.

Rochas da Suíte Água Branca apresentam disseminação de epidoto, pirita, calcopirita, magnetita e ilmenita. Riolitos do Grupo Iricoumé exibem clorita, epidoto, calcita, quartzo, pirita, calcopirita, bornita, magnetita e ilmenita disseminados, preenchendo fraturas, bordejando minerais primários e em amígdalas. Ignimbritos deste mesmo grupo apresentam plagioclásio com porções corroídas preenchidas por quartzo secundário, com moderada alteração para epidoto e mica branca (Gribel, 2012; Brito, 2012).

Em rochas da Suíte Mapuera se destacam resultados do processo de epidotização vinculado a zonas de fratura, argilização em veios entrelaçados tipo *stockwork*, além de sulfetos disseminados e maciços em fraturas. Ocorrem ainda, fluorita intergranular, calcita em fraturas, epidoto e sulfetos disseminados em rochas máficas, saussuritização em cristais de plagioclásio e sericitização em microclina, formação de microclina com inclusões robustas de opacos, formação de muscovita e cloritização de biotita (Valério, 2006; Brito, 2012; Troyack, 2013).

No Projeto Estanho do Abonari (CPRM, 1976) foi descrito cataclasito que constitui zona de falha com mais de 500 m de largura, que separa rochas graníticas de vulcânicas ácidas, com mineralização disseminada de calcopirita, pirita e pirrotita e veios centimétricos

de fluorita e muscovita associados, com valores anômalos para molibdênio, prata, zinco e chumbo.

Diques máficos cortam rochas das suítes Mapuera e Água Branca e do Grupo Iricoumé. estes corpos de composição gabróica apresentam paragênese hidrotermal de epidoto e carbonato, enquanto diques de composição riolítica apresentam epidoto e clorita como minerais hidrotermais (Valério, 2006; Souza, 2012).

IV.1 FUNDAMENTOS DO PROCESSO HIDROTERMAL

A expressão hidrotermal é atribuída a um conjunto de elementos (material rochoso, fluidos e fonte de calor) e processos que acarretam na redistribuição de massa e energia no sistema rochoso através da circulação de fluidos aquecidos por meio de espaços confinados a fim de se tornar um efetivo agente mineralizador (Barnes, 1997; Robb, 2005).

Fluidos hidrotermais são soluções eletrolíticas onde a água representa a principal substância, acompanhada de outros elementos, como por exemplo: CO₂, H₂S, S, CO, HCl, Hf, H₂, N, Cl, F, B, Na, K, Mg, Ca, NH₄, Fe, Pb, Cu (etc.). Estes fluidos apresentam temperatura que pode variar entre 30°C e 700°C, geralmente ocorrendo entre 200°C e 400°C, em pressões baixas (até ~3 kbar). O pH e a salinidade destes fluidos tendem a variar bastante, desde alcalino (geralmente em temperaturas inferiores a 100°C) a ácido, ocorrendo como fluidos com salinidade entre 0.2 Wt% e 50 Wt% de sais dissolvidos (Barnes, 1997; Robb, 2005). Estas soluções são oriundas de (a) fluidos residuais da cristalização do magma, (b) água meteórica, (c) água do mar, (d) água conata, (e) fluidos metamórficos ou uma combinação de dois ou mais destes elementos. Para continuidade do processo hidrotermal é necessário que haja uma fonte de calor atuante por algum tempo sobre estes fluidos para permitir a circulação e recarga de água e metais (Robb, 2005).

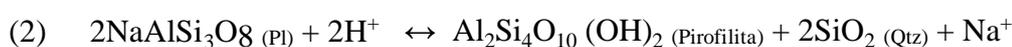
Diversos mecanismos podem favorecer a difusão dos fluidos pelas rochas hospedeiras, como a diferença no equilíbrio hidrostático entre a entrada e saída de água no sistema, compactação de sedimentos, diferenças de densidade a partir de fontes de aquecimento locais, convecção de fluidos salinos, resfriamento de magmas, metamorfismo,

etc. Fluidos com complexos clorídricos, como $[\text{ZnCl}_2]$ e $[\text{CuCl}_3^{2-}]$, são capazes de transportar metais em pequenas concentrações - a depender do tipo de metal e da temperatura. Já soluções ricas em enxofre, tais como $[\text{Zn}(\text{HS})_3^-]$ e $[\text{HgS}(\text{H}_2\text{S}_2)]$, podem carrear quantidade significativa de metais em baixa temperatura (Sillitoe, 1996; Reed, 1997).

IV.2 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

A propagação de soluções hidrotermais em desequilíbrio químico com a rocha encaixante pode promover a substituição parcial ou total de sua paragênese primária. Estas transformações são de grande valor na pesquisa por alvos exploratórios, pois ocorrem em halos muito maiores que o próprio minério, muitas vezes oculto (Robb, 2005).

Simplificadamente, a alteração hidrotermal é o processo de interação entre os materiais pétreos e água aquecida, com seus íons H^+ e OH^- dissociados, com constituintes metálicos e complexos carreadores de metais dissolvidos, que produz novos minerais na rocha encaixante (Barnes, 1997). O tipo de alteração hidrotermal mais simples envolve apenas a atuação da água conata em rochas crustais, com o íon H^+ interagindo (*hidrólise*) pervasivamente sobre os cristais, como por exemplo na transformação do feldspato potássico (mineral comum em rochas crustais) em muscovita ou sericita+quartzo, como mostra a reação (1). Se a mesma rocha contiver plagioclásio, poderá ocorrer a formação de pirofilita, segundo a reação (2). Isto implica que, conhecendo o tipo de fluido e a mineralogia hidrotermal final, é possível indicar a paragênese mineral anterior à sua passagem (Pirajano, 1992; Barnes, 1997, Robb, 2005).



De acordo com Robb (op. Cit), as assembleias minerais resultantes da transformação dos minerais primários da rocha encaixante são principalmente condicionadas por cinco fatores: (i) temperatura, (ii) pressão, (iii) composição das rochas encaixantes, (iv) composição do fluido e (v) taxa de interação fluido/rocha. A pressão e a temperatura são os principais agentes controladores da estabilidade da assembleia mineral resultante, enquanto a composição das rochas encaixantes ditará a disponibilidade iônica. Já a composição do fluido e taxa deste em relação à rocha diz respeito à pervasividade em que a rocha hospedeira será alterada/digerida. Para Reed (1997), a taxa fluido/rocha é o principal fator no processo de alteração hidrotermal, controlando a continuidade das reações.

IV.2.1 TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

Um aspecto característico de depósitos associados a rochas intrusivas é a ocorrência de padrões regulares de distribuição espacial de metais e minerais de alteração hidrotermal associados, observáveis desde amostras de mão até a escala regional. Estes *halos* marcam o caminho percorrido pelo fluido hidrotermal e podem representar guias importantes na exploração de diversos tipos de depósitos (Pirajano 2005; Robb, 2005).

O tipo de alteração está condicionado à atividade de H^+ e K^+ e a evolução do sistema hidrotermal depende das variações nos coeficientes a_{K^+} / a_{H^+} e estas variações podem resultar na sobreposição de alterações hidrotermais (Pirajano, 1992; Robb, 2005). A Tab. IV.1 resume os principais tipos de alteração hidrotermal e as principais reações de transformação mineral associadas.

Tabela IV.1 – Principais processos e reações de alteração hidrotermal e elementos enriquecidos e depletados associados (Pirajano & Kranendonk, 2005).

Tipo	Minerais e reações	Enriquecimento	Empobrecimento
Hematitização	Hematita: Fe ₂ O ₃	Fe	
Carbonatação	Calcita: CaCO ₃ , Ankerita: Ca(Fe, Mg, Mn)(CO ₂) ₂ , Dolomite: CaMg(CO ₂) ₂ , Magnesita MgCO ₃ , Siderita FeCO ₃	CO ₂ , Fe	SiO ₂ , Al, Na, K
Caolitização	Na ₂ CaAl ₄ Si ₈ O ₂₄ (Andesina) + 4H + 2H ₂ O → 2Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ + 4SiO ₂ + 2Na ⁺ + Ca ₂ ⁺	SiO ₂ , Al	Mg, Ca, Na, K
Fluorita e Topázio	CaF ₂ Al ₂ (SiO ₄)(F,OH) ₂	F	SiO ₂
Serpentinização	Serpentina: (Mg,Fe)3Si ₂ O ₅ (OH) ₄	SiO ₂ , Mg H ₂ O	
Sericitização	3KAlSi ₃ O ₈ (Ortoclásio) + 2H ⁺ → KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂ + 2K ⁺ + 6SiO ₂	K, H ₂ O	SiO ₂ , Ca, Fe
Sulfetação	Fe ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ (Clorita) + 6H ₂ S + 1 1/2O ₂ → 3FeS ₂ + 2SiO ₂ + 8H ₂ O	S	
Silicificação	Quartzo, Calcedônia, Chert, Opala	SiO ₂	Mg, Ca, Fe, Mn, CO ₂
Albítica	KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂ + 6SiO ₂ + 3Na ⁺ → 3Na(AlSi ₃ O ₈) + K ⁺ + 2H ⁺	Na	SiO ₂
Potássica (Biotita)	K(Mg,Fe) ₃ [(OH) ₂ (Al,Fe)Si ₃ O ₁₀]	SiO ₂ , Al, Mg, Fe, K, H ₂ O	
Potássica (Feldspato)	Microclina, adularia: K(AlSi ₃ O ₈)	Al, K	
Propilítica	Clorita + Calcita + Albita + Epidoto (Zoisita), (+Caolinita)	Na, K, S, CO ₂ , H ₂ O	SiO ₂ , Na, K, S
Greisen	Fluorita, Topázio, Sericita, Muscovita, Tourmalina, Albita	SiO ₂ , S, Cl, Be, B, Li, F, W, Sn	

V.1 INTRODUÇÃO

O reconhecimento de campo aliado às análises petrográficas, de microscopia eletrônica de varredura, fluorescência e difratometria de raios-X levaram à caracterização dos litotipos Hbl-Qtz-monzonito e metamonzogranito da Suíte Água Branca, metariolito, metaignimbrito riolítico e metandesito do Grupo Iricoumé e metasienogranito, anfibolito e Bt-metabasito da Suíte Mapuera, além de diabásio e pegmatito granítico que cortam estas rochas. A cartografia das unidades litológicas com os pontos visitados, além das principais feições estruturais reconhecidas em campo, estão ilustradas na Fig. I.2.

V.2 SUÍTE ÁGUA BRANCA

V.2.1 METAMONZOGRANITO

Esse litotipo aflora no ponto MN-1 como rocha hololeucocrática de cor rosa acinzentada a rosa carne, com textura fanerítica fina (localmente porfirítica), normalmente com sulfetos disseminados. Porções menos alteradas hidrotermalmente (Fig.V.1.a) possuem cerca de 35% de plagioclásio, 32% de quartzo, 32% de microclina, 1% de biotita, com titanita, zircão e apatita como minerais acessórios e sericita, caolinita, epidoto, clorita, pirita, magnetita, calcopirita e calcita como minerais de alteração. Nestas porções veios de quartzo+pirita±epidoto±clorita cortam a rocha (Fig. V.1.a).

O metamonzogranito está em discordância litológica sob metariolito do Grupo Iricoumé (Fig. V.1.b). O contato entre estes litotipos é brusco e levemente sinuoso e encontra-se hidrotermalizado na maior parte do afloramento, em torno do qual a rocha tem matriz cor rosa carne e maior teor de clorita, epidoto e pirita disseminados na matriz e alterando fenocristais, bem como a rocha é comumente cortada por vênulas de clorita e epidoto.

A rocha menos e mais hidrotermalizada apresentam plagioclásio como cristais subeudrais, variando em tamanho desde 3 mm a 1 mm, localmente como fenocristais zonados, com núcleo sericitizado e caolinitizado. Faz contato reto a lobado com cristais de microclina e quartzo. Localmente apresenta recristalização em suas bordas, com rotação de subgrãos e arqueamento e/ou rompimento de maclas polissintéticas, com exolução de quartzo. Pode apresentar ainda clorita, epidoto e/o pirita em fraturas intracristalinas ou vênulas que cortam estes fenocristais (Fig. V.1.c).

Microclina ocorre como cristais anedrais de tamanho aproximadamente 1 mm e 0,2 mm, normalmente com geminação *tartan* e extinção ondulante, podendo estar alterada para sericita e epidoto (Fig. V.1.d). Os cristais maiores de microclina apresentam recristalização de suas bordas em zonas de deformação. Estes cristais também podem estar associados a cristais de magnetita, quartzo, clorita, epidoto e calcita em zonas adjacentes ao contato com metariolito.

Quartzo ocorre como cristais anedrais de 0,5 e 0,1-0,2 mm que apresentam extinção ondulante e contato lobado com demais cristais de quartzo (Fig. V.2.e) e contato reto a lobado com cristais de feldspato. Cristais de maior tamanho foram observados em zonas deformacionais da rocha metamonzogranítica, aonde apresentam extinção em tabuleiro de xadrez e recristalização em suas bordas. Cristais menores de quartzo podem acompanhar microclina e clorita nas associações com magnetita, epidoto e calcita mencionadas anteriormente.

Zircão ocorre em tamanho 0,01 mm, incluso em clorita. Apatita ocorre em hábito subeudral a eudral, tamanho 0,025-0,065 mm, inclusa em feldspatos. Titanita tem hábito subeudral a eudral e ocorre inclusa em plagioclásio, microclina e clorita.

Clorita ocorre como agregados de cristais anedrais, com tamanho 0,03-0,2 mm, localmente com biotita reliquiar. Também ocorrem em vênulas junto a epidoto e pirita (Fig. V.1.f), localmente com titanita associada.

Cristais de epidoto ocorrem normalmente microcristalinos (i) junto a cristais de microclina e como produto da alteração de cristais de plagioclásio, (ii) em vênulas com clorita e pirita e (iii) em veios com quartzo+pirita+clorita.

Os cristais de pirita tem hábito subeudral, tamanho entre 0,1 mm e 0,7 mm e ocorrem: (1) disseminados na matriz da rocha, eventualmente com epidoto nas bordas, (2) em fraturas intracristalinas em cristais de feldspato e (3) em veios, com quartzo, epidoto e clorita, como cristais de até 2 mm.

Raros agregados de cristais de magnetita+calcita+clorita+epidoto±titanita ocorrem como produto da alteração de cristais de feldspato. Nestes agregados cristailinos resultados por MEV mostraram que a clorita tem composição magnesianas (Anexo 2) e envolvem cristais de magnetita±calcita, como mostra as Fig. V.1.g,h.

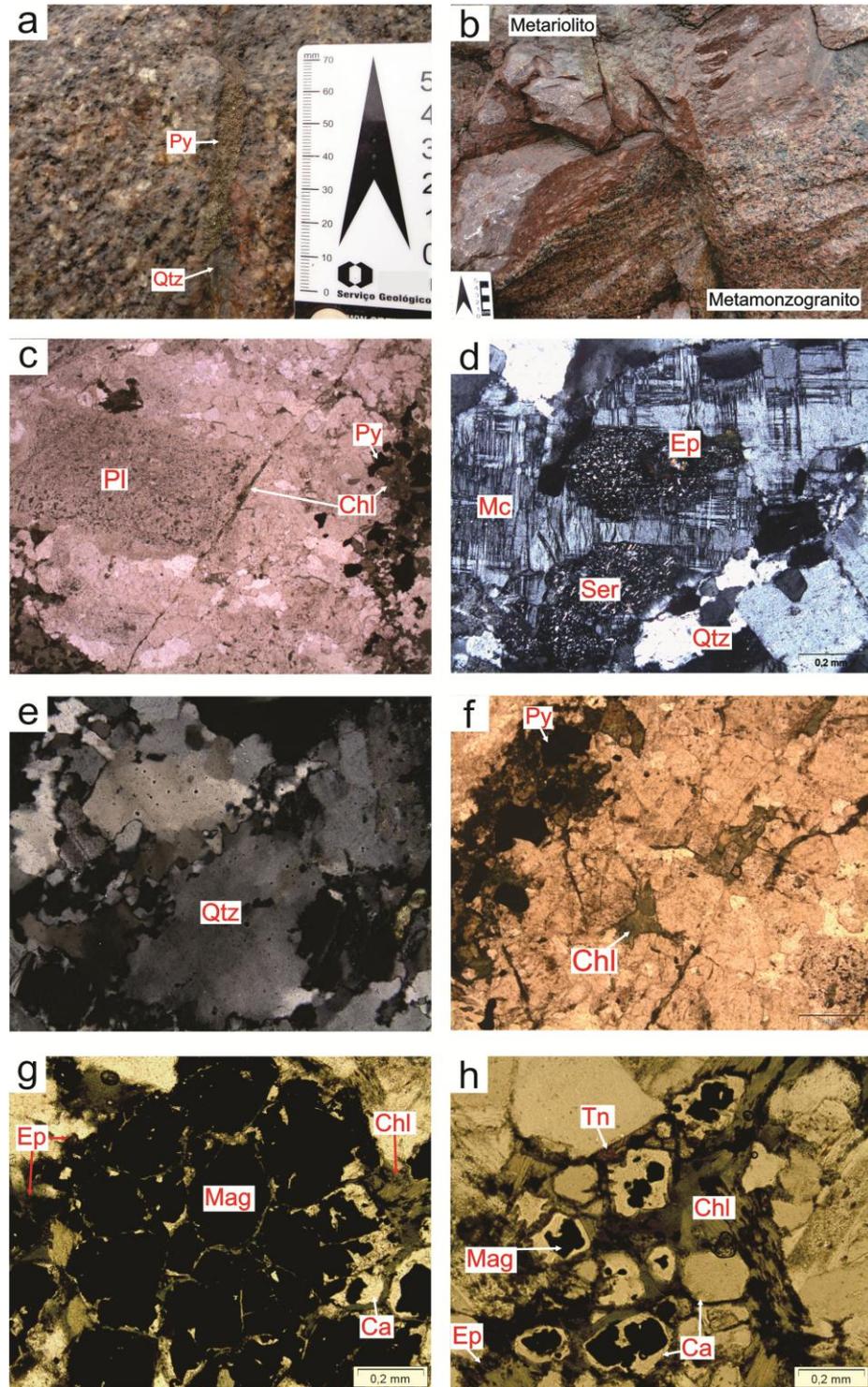


Figura V.1 – Aspectos macro e microscópicos do metamonzonito da Suíte Água Branca. (a) Metamonzonito pouco hidrotermalizado, cortado por veio de pirita (Py), quartzo (Qtz), clorita e epidoto. (b) Afloramento de metamonzonito em contato com metariolito. Ambas rochas estão bastante hidrotermalizadas, aspecto reconhecido pela cor rosa das rochas e pela disseminação de pirita, clorita e epidoto. (c) Fenocristal de plagioclásio alterado e cortado por vênula de clorita (Chl) próximo à veio de clorita, pirita e epidoto. (d) Cristal de microclina alterado para sericita (Ser) e epidoto, com quartzo associado. (e) Cristais de quartzo que apresentam migração de limites de grãos e extinção ondulante. (f) Vênulas de pirita, clorita e epidoto, que adentram a rocha através de espaços intergrãos. (g, h) Agregado de cristais de clorita, calcita (Ca), magnetita (Mag), epidoto e titanita. Fotomicrografias nicóis paralelos: c, f, g, h; cruzados: d, e.

As análises macro e microtexturais permitiram compor a sequência de cristalização apresentada na Fig V.2.

Minerais	Magmáticos	Metamórficos	Hidrotermais
Zircão	—		
Apatita	—		
Titanita	—		
Plagioclásio	—	—	
Microclina		—	—
Quartzo		—	—
Biotita		—	
Clorita			—
Calcita			—
Epidoto			—
Magnetita			—
Pirita			—
Caolinita			—
Sericita			—

Figura V.2 – Sequência paragenética interpretada a partir de texturas macro, meso e micrográficas de metamonzonitos da Suíte Água Branca.

V.2.2 HBL-QTZ-MONZONITO

Este litotipo aflora em relevo aplainado como rocha de granulação média, com textura equigranular, índice de cor leucocrático, sendo hornblenda o principal constituinte máfico. Localmente, contém autólitos máficos (~4 cm) que podem apresentar cristais sub-milimétricos de pirita.

Este litotipo é essencialmente composto por plagioclásio (~40%), K-feldspato (~35%), quartzo (~14%), ortopiroxênio (Opx+I-Hbl) (3,3%) e hornblenda (II-Hbl) (~5%), com zircão e apatita como minerais acessórios e K-feldspato, epidoto, clorita, calcita, actinolita, magnetita, pirita, sericita, caolinita como minerais hidrotermais (~2,7%) (Fig. V.3.a,b).

Os cristais de plagioclásio são anedrais a subeudrais e, localmente, estão alterados para epidoto e/ou K-feldspato, sendo tais feições reconhecidas em afloramento através da cor verde

pálido ou rosa carne (respectivamente) que a rocha adquire. O plagioclásio apresenta epidoto microcristalino e/ou clorita em planos de clivagem e parcial sericitização (Fig.V.3.c).

Os cristais de K-feldspato são anedrais, pertíticos e estão localmente sericitizados com epidoto associado, enquanto cristais de quartzo ocorrem anedrais e intersticiais na matriz da rocha.

Cristais de ortopiroxênio ocorrem uralitizados nas bordas para hornblenda (I-Hbl) e localmente estão alterados para calcita (Fig. V.3.a).

Dois tipos texturais de hornblenda foram distinguidos: (1) I-Hbl tem hábito anedral e ocorre como produto de uralitização de cristais de ortopiroxênio. Normalmente apresenta bordas wubstituídas por actinolita±clorita±biotita e fraturas intracristalinas preenchidas por actinolita+magnetita, podendo apresentar intercrescimento com cristais prismáticos de apatita (até 0,4 mm) e raramente inclui cristais de pirita (0,09 mm). (2) Os cristais de II-Hbl apresentam hábito subeudral, apresentam geminação simples e, localmente, apresentam bordas alteradas para actinolita±biotita±clorita, raramente apresentando epidoto (I-Ep) e zircão associados.

Cristais de magnetita (até 0,6 mm) ocorrem anédricos a subeudéricos, disseminados na rocha através de espaços intercristalinos (Fig. V.3.d).

Normalmente, cristais anedrais de actinolita+biotita+clorita ocorrem em espaços intergranulares na rocha (Fig. V.3.b,d), apresentando textura de substituição de actinolita por biotita e de ambos minerais por clorita (Fig. V.3.d).

Localmente foram observadas fraturas preenchidas por clorita±calcita cortadas por fraturas preenchidas por epidoto (Fig. V.3.e). Ocorrem ainda cristais eudrais de calcita de até

9 cm de comprimento que foram vistos apenas como fragmentos no afloramento, mas que provavelmente são oriundos de veios ou bolsões com pelo menos 10 cm de largura (Fig. V.3.f).

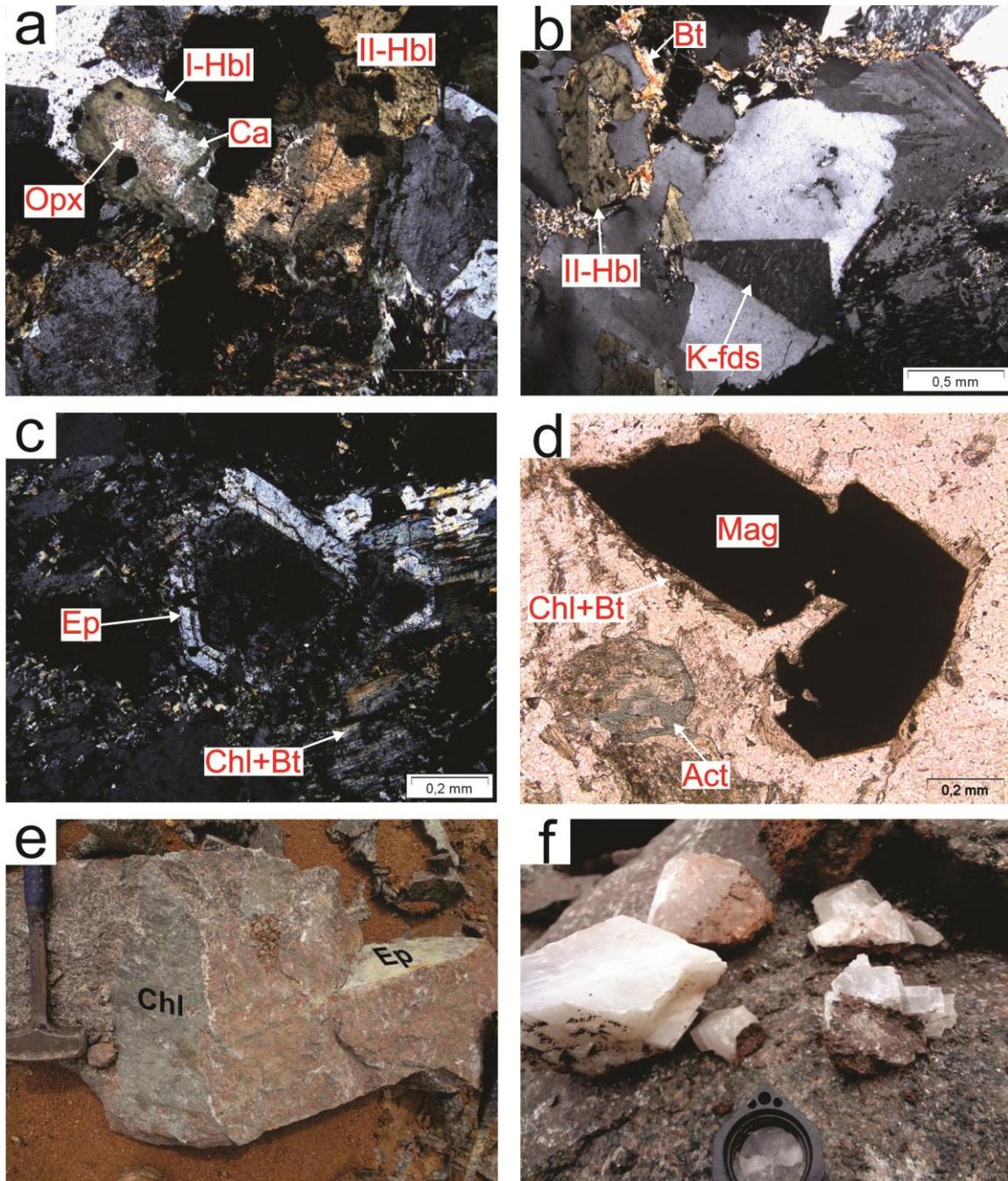


Figura V.3 – Aspectos meso e microscópicos de Hbl-Qtz-monzonito da Suíte Água Branca. (a) Textura da rocha, onde se destacam cristais de hornblenda (I-Hbl) que englobam cristais de ortopiroxênio (Opx) intercrescidos com cristais de hornblenda do tipo II-Hbl. Os cristais de Opx estão parcialmente substituídos por calcita (Ca). (b) Textura de cristais de II-Hbl intercrescidos com K-feldspato perítico (K-fds) e parcialmente substituídos por biotita (Bt). (c) Cristais de epidoto (Ep), clorita (Chl) e biotita como produto da alteração de cristal(is?) de feldspato. (d) Cristais de magnetita bordejados por biotita e clorita, com actinolita (Act) associada. (e) Bloco de Hbl-Qtz-monzonito cortado por fraturas com clorita+calcita e epidoto. (f) Fragmentos de cristais de calcita. Fotomicrografias nicóis cruzados: a, b, c; nicóis paralelos: d.

Conforme indicaram as texturas petrográficas, a sequência paragenética sugerida para o Hbl-Qtz-monzonito é apresentada na Fig. V.4.

Minerais	Magmáticos	Hidrotermais
Zircão	—	
Apatita	—	
Plagioclásio	—	
Piroxênio	—	
Hornblenda-I	—	
Hornblenda-II	—	
K-feldspato		—
Quartzo		—
Albita		—
Actinolita		—
Magnetita		—
Biotita		—
Clorita		—
Epidoto	—	—
Sericita		—
Pirita	—	
Calcita		—

Figura V.4 – Sequência paragenética para Hbl-Qtz-monzonito da Suíte Água Branca.

V.3 GRUPO IRICOUMÉ

Metariolito, metaignimbrito riolítico e meta-andesito desta unidade foram reconhecidos nos pontos MN-1, MN-4 e MN-5. No ponto MN-1 o metariolito está em contato com metamonzogranito da Suíte Água Branca (vide Fig. V.I.b) e com diques máficos e no ponto MN-5 faz contato com meta-andesito do Grupo Iricoumé.

V.3.1 METARIOLITO

Macroscopicamente, metariolitos do Grupo Iricoumé tem textura porfirítica com matriz afanítica de cor rosa acinzentado, rosa claro ou rosa carne, conforme o aumento do grau de alteração hidrotermal da rocha. Normalmente apresentam fenocristais de feldspato (até 1 cm) e de quartzo azul (~0,5 cm) em matriz afanítica de cor cinza. Quando alterada intempericamente

produz saprólito de cor cinza alaranjado. Apresenta arranjo microfanerítico porfirítico, com fenocristais compostos por quartzo, microclina e plagioclásio (Fig. V.5.a).

Os cristais de quartzo localmente apresentam-se granoblásticos, com até 0,5 mm de comprimento, e perfazem contato lobado com demais cristais de quartzo. Fenocristais de plagioclásio tem hábito subeudral a anedral e estão sericitizados. Os fenocristais de microclina só puderam ser diferenciados quanto à sua origem (magmática ou hidrotermal) sob a ótica de lâmina e campo. Em lâmina foram reconhecidos cristais magmáticos, que ocorrem anedrais com extinção ondulante e normalmente fraturados. Em campo foi notado que a rocha metariolítica que está em contato com metamonzogranito da Suíte Água Branca (vide seção V.2.1 deste capítulo) apresenta-se fortemente rosada, o que foi interpretado como produto da presença de feldspato potássico hidrotermal.

Algumas amostras contém microbolsões de até 10 cm de diâmetro preenchidos por calcita+epidoto+clorita±quartzo±magnetita ±pirita±calcopirita (Fig. V.5.b,c). Estes microbolsões tem núcleos predominantemente formados pela paragênese calcita+clorita±quartzo (0,02 mm a 0,4 mm) e bordas formadas por epidoto microcristalino, que também ocorre na forma de vênulas cortando estes bolsões (Fig. V.5.b). Cristais de quartzo se concentram no núcleo, tem hábito anedral, extinção lamelar e podem atingir 3 mm de comprimento. Também ocorrem, de forma disseminada, cristais de magnetita (até 0,2 mm) e pirita (até 3 mm) (Fig. V.5.d).

Zonas de fratura que cortam estes bolsões são responsáveis pela substituição seletiva de cristais de magnetita por pirita (Fig. V.5.d,e) e raramente apresentam cristais eudrais de pirita medindo até 3 mm de comprimento (Fig. V.5.f). Tais cristais de pirita por vezes mostram-se fraturados, com fraturas preenchidas por calcopirita+magnetita+epidoto (Fig. V.5.g).

O metariolito mais alterado hidrotermalmente foi observado próximo ao contato com demais litologias, conforme descrito a seguir. Na zona de contato com metamonzogranito (Fig.

V.1.b), essa rocha apresenta matriz de cor rosa carne com textura sacaroide, cristais de feldspato epidotizados e cristais de clorita, epidoto e pirita disseminados, além de clorita e epidoto em vênulas (Fig. V.5.h). No contato com diques máficos ocorrem epidoto+calcita+clorita (Fig. V.6.a), que interpenetram o metariolito através de microfraturas (Fig. V.6.b). Em fraturas preenchidas por calcita foi notada presença de cavidades preenchidas por caolinita (Fig. V.6.c).

Veios tabulares saprolíticos de até 7 cm de espessura foram identificados no ponto MN-5 cortando metariolito e diques máficos saprolíticos (Fig. V.6.d). As análises de DR-X e FR-X permitiram identificar que estes veios são compostos por caolinita+biotita (Fig. V.6.e).

Um conjunto de vênulas de quartzo±epidoto±clorita formam *stockworks* (Fig. V.6.f) e cortam tanto o metariolito quanto diques máficos. Estas vênulas estão orientadas preferencialmente na direção NNW-SSE e, secundariamente na direção NW-SE, com mergulhos íngremes (>75° a subvertical). Ao microscópio, estas vênulas apresentam paragênese de quartzo±epidoto±clorita e estão encaixadas em zonas cataclásticas do metariolito (Fig. V.6.g).

A sequência paragenética sugerida para minerais constituintes dos metariolitos do Grupo Iricoumé encontra-se na Fig V.7.

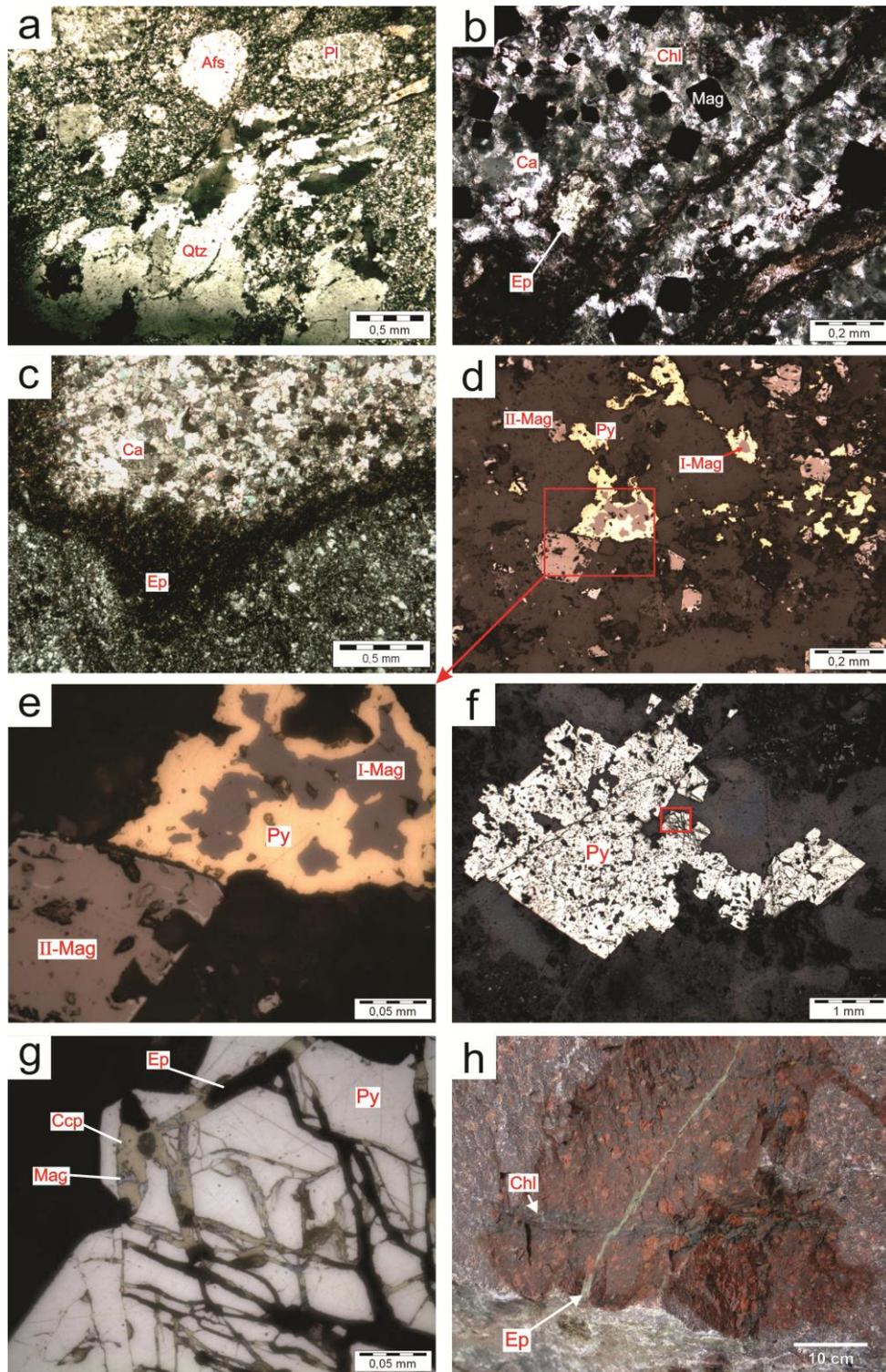


Figura V.5 – Aspectos texturais de metagabbros do Grupo Iricoumé. (a) Rocha menos alterada, onde se destacam fenocristais sericitizados de plagioclásio e cristais granoblásticos de quartzo. (b) Bolsão de calcita+epidoto±clorita±quartzo±pirita±magnetita. (c) Bolsão de calcita+epidoto. (d, e) Cristais de pirita substituindo magnetita em bolsão de clorita+epidoto+quartzo+calcita. (f) Cristais de pirita em bolsão de clorita+epidoto+quartzo+calcita, com (g) detalhe para o aspecto brechado por calcopirita+magnetita+epidoto (feição local). (h) Vênulas de epidoto e clorita cortando metagabbro mais alterado. Fotomicrografias em nicóis cruzados: a, c; nicóis paralelos: b, d, e, f, g. Luz refletida: d, e, f, g.

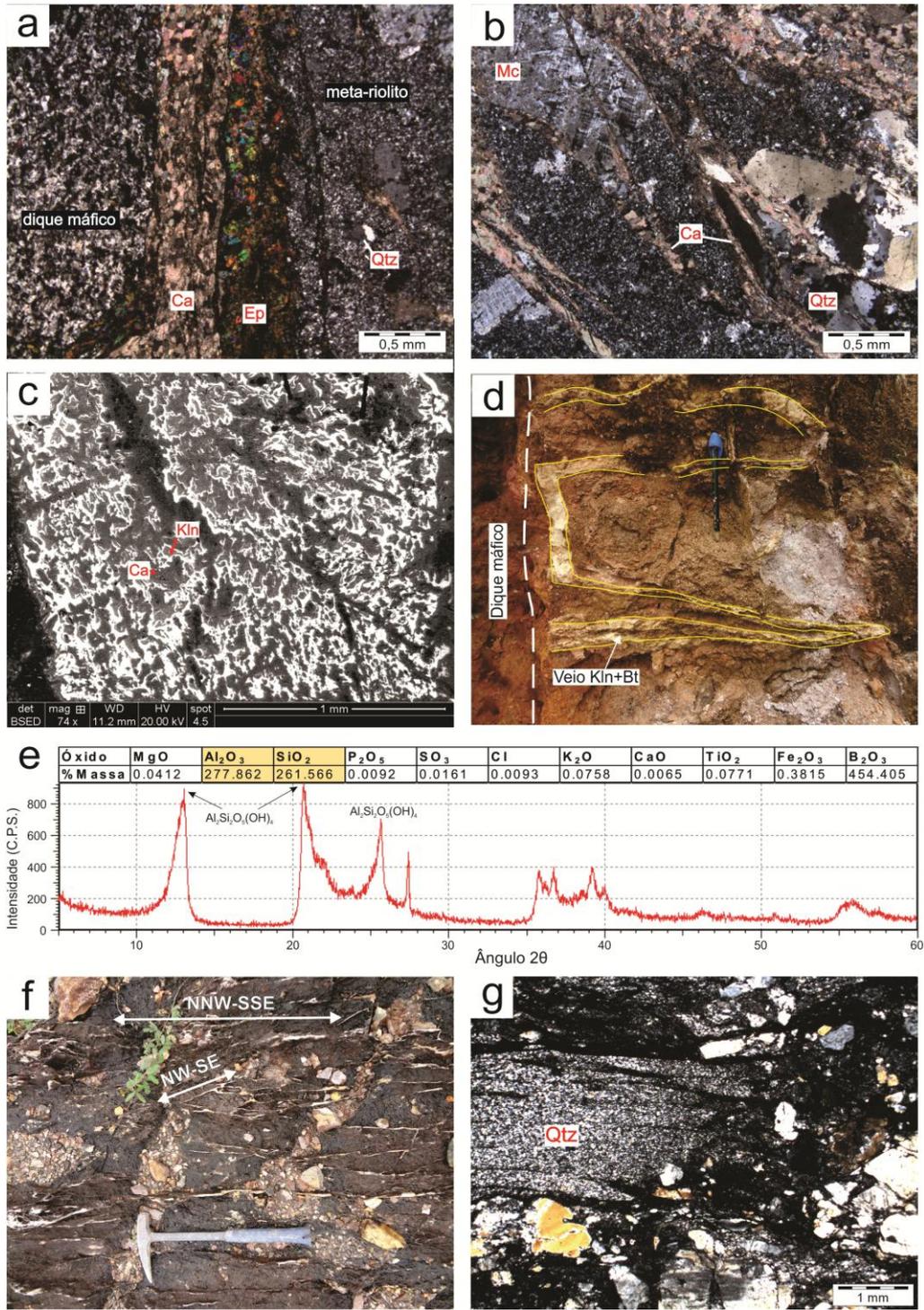


Figura V.6 – Aspectos hidrotermais de rochas metariolíticas do Grupo Iricoumé. (a) Epidoto+calcita±clorita em zona de contato hidrotermalisada entre metariolito e dique máfico. (b) Metariolito cortado por fraturas preenchidas por calcita+caolinita. (c) Detalhe para textura da calcita e caolinita em imagem de elétrons retroespalhados. (d) Veios tabulares de caolinita+biotita cortando metariolito saprolítico. (e) Resultados das análises de FR-X e DR-X para caolinitas dos veios de caolinita+biotita. (f) *Stockwork* de veios de quartzo±epidoto±clorita. (g) Veio de quartzo microcristalino ao redor do qual o meta-riolito está cataclásado. Fotomicrografias a, b, g em nicóis cruzados.

Minerais	Magmáticos	Hidrotermais
Plagioclásio	_____	
Microclina	_____	_____
Quartzo		_____
Clorita		_____
Calcita		_____
Epidoto		_____
Magnetita		_____
Pirita		_____
Calcopirita		_____
Ilmenita		_____
Sericita		_____

Figura V.7 – Sequência paragenética para minerais relacionados a metariolitos do Grupo Iricoumé.

V.3.2 METAIGNIMBRITO RIOLÍTICO

Aflora no ponto MN-4 como rocha porfírica com fenocristais de K-feldspato e quartzo em matriz afanítica de cor rosa acinzentado. Bolsões de até 5 cm formados por epidoto microcristalino (Fig. V.8.a), bem como fraturas preenchidas por epidoto e calcita (Fig. V.8.b) são estruturas não raras neste litotipo. Ao microscópio, exibe fenocristais angulosos imersos em matriz microfanerítica (Fig. V.8.c,d) localmente recristalizada, de composição essencial formada por K-feldspato, quartzo e plagioclásio, com clorita, epidoto, calcita, muscovita, sericita, magnetita e pirita como minerais secundários.

Os fenocristais de K-feldspato medem cerca de 7 mm, possuem hábito subeudral a anedral, é normalmente pertítico e apresenta geminação simples e pode apresentar zoneamento do tipo núcleo-borda. A identificação dos cristais hidrotermais de microclina foi feita através de amostras de cor rosa claro, que diferem das amostras de cor cinza-rosado que se apresentam nas fácies menos alteradas de metaignimbritos riolíticos. Os fenocristais de quartzo tem hábito anédrico e medem cerca de 5 mm, além de apresentarem extinção ondulante e fraturas

preenchidas pela matriz microcristalina. Cristais de quartzo também ocorrem na matriz como trilhas de cristais anedrais de tamanho 0,1 mm. Os fenocristais de plagioclásio (até 0,5 mm) ocorrem em hábito subeudral a anedral e estão sericitizados e fraturados, com epidoto+clorita±calcita±magnetita preenchendo fraturas.

A matriz da rocha é composta por microcristais de quartzo+K-feldspato, com clorita, magnetita, epidoto, calcita em menor quantidade. Os cristais de clorita e magnetita ocorrem disseminados na matriz em hábito anedral e não ultrapassam 0,01 mm e 0,08 mm, respectivamente. Podem ocorrer com cristais anedrais que variam entre 0,005 e 0,05 mm de epidoto±quartzo±muscovita±pirita.

A sequência paragenética observada neste litotipo está apresentada na Fig. V.9.

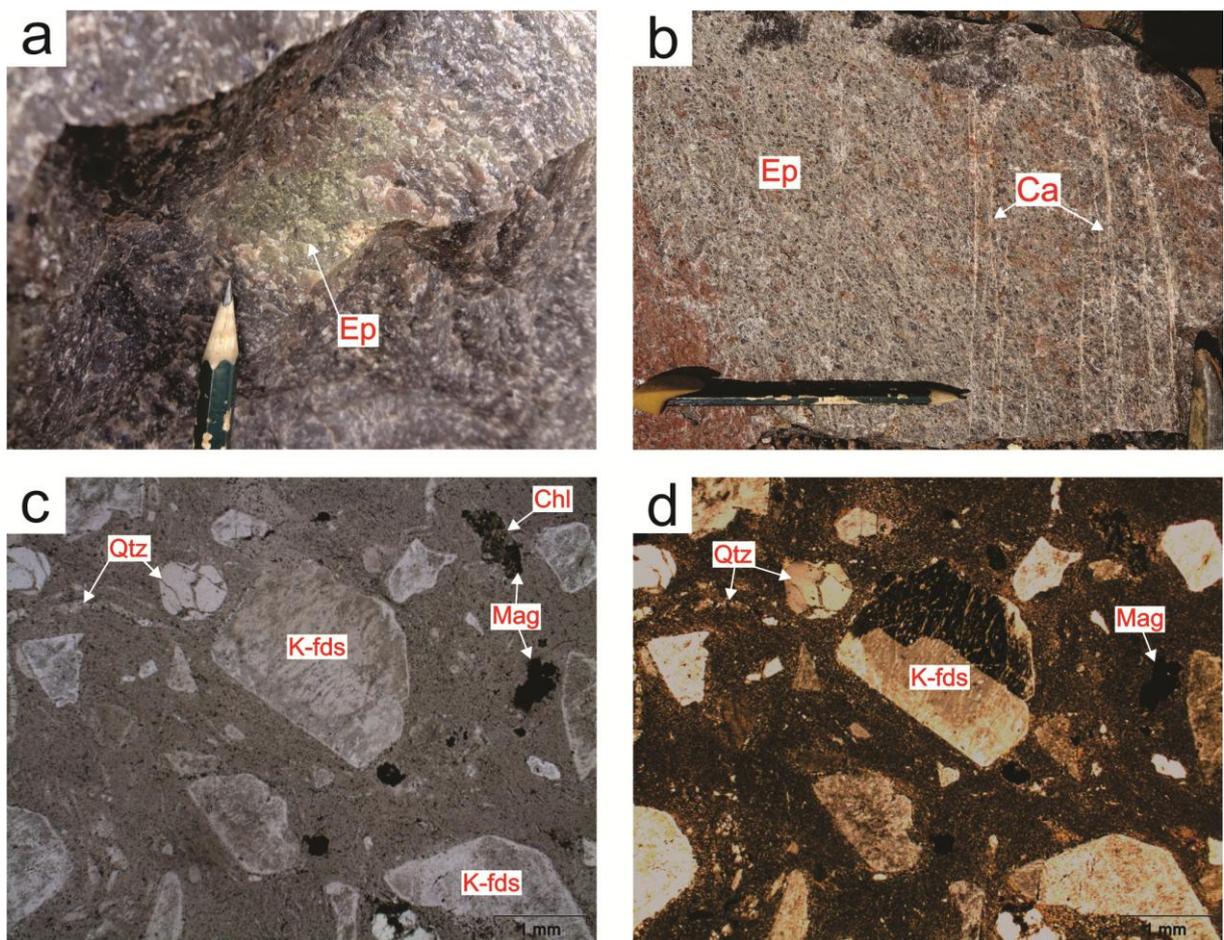


Figura V.8 - Aspectos micro e mesotexturais do metaigneimbrito riolítico. (a) Bolsão de epidoto microcristalino. (b) Vênulas de calcita que cortam vênulas de epidoto em bloco de metaigneimbrito riolítico. (c,d) Arranjo textural porfirítico, formado por fenocristais de K-feldspato e quartzo fraturados em matriz microfanerítica. Localmente na matriz da rocha encontram-se cristais de quartzo alinhados e cristais disseminados de magnetita e clorita. Fotomicrografias nicóis cruzados: a; nicóis paralelos: b.

Minerais	Magmáticos	Hidrotermais
Plagioclásio	_____	
K-feldspato	_____	
Quartzo	_____	_____
Clorita		_____
Calcita		_____
Epidoto		_____
Magnetita		_____
Pirita		_____
Calcopirita		_____
Ilmenita		_____
Sericita		_____

Figura V.9 – Sequência paragenética para metaignimbrito riolítico do grupo Iricoumé.

V.3.3 META-ANDESITO

Aflora sob a forma de diques de aproximadamente 30 cm de espessura que cortam o metaignimbrito riolítico (Fig. V.10.a,b). O contato entre estas rochas é brusco e normalmente está epidotizado e próximo ao contato o tipo riolítico apresenta xenólitos do tipo andesítico. O meta-andesito exhibe textura porfírica caracterizada por fenocristais de andesina e augita levemente orientados, imersos em matriz afanítica de cor verde musgo (Fig. V.10.b).

Ao microscópio, amostras menos alteradas hidrotermalmente exibem cristais reliquiares de augita (~2,5 mm) em hábito anedral, com geminação simples e/ou zonação núcleo-borda, com maioria dos cristais completamente substituídos por actinolita±biotita ripiformes (Fig. V.10.c), com raras inclusões de calcopirita (<0,01 mm).

Os fenocristais de andesina tem hábito anedral e com maclas polissintéticas deformadas apresentando extinção ondulante, além de fraturas intracristalinas preenchidas por sericita±caolinita±epidoto±clorita (Fig. V.10.d).

A matriz tem textura microfanerítica e é essencialmente composta por plagioclásio, epidoto e biotita, apresentando localmente aglomerados de cristais mais grossos (0,02-0,1 mm) de clorita+biotita+quartzo+epidoto. Nestes aglomerados cristalinos podem ocorrer pirita, galena e calcopirita anedrais a subeudrais com até 0,05 mm de comprimento (Fig. V.10.e,f).

A rocha mais alterada (Fig. V.10.g,h) é caracterizada pela paragênese de andesina+epidoto+granada+clorita+biotita. Os cristais de andesina são anedrais e estão avançadamente saussuritizados, normalmente ao redor dos quais ocorrem cristais de granada. Os cristais de granada (0,1-0,5 mm) são subeudrais e também se distribuem pela matriz da rocha, normalmente com epidoto e biotita nas bordas, enquanto os cristais de epidoto (até 0,5 mm) que compõem a matriz da rocha estão associados à biotita e à clorita.

A sequência paragenética observada neste litotipo, a partir das realações texturais descritas acima está ilustrada na Fig. V.11.

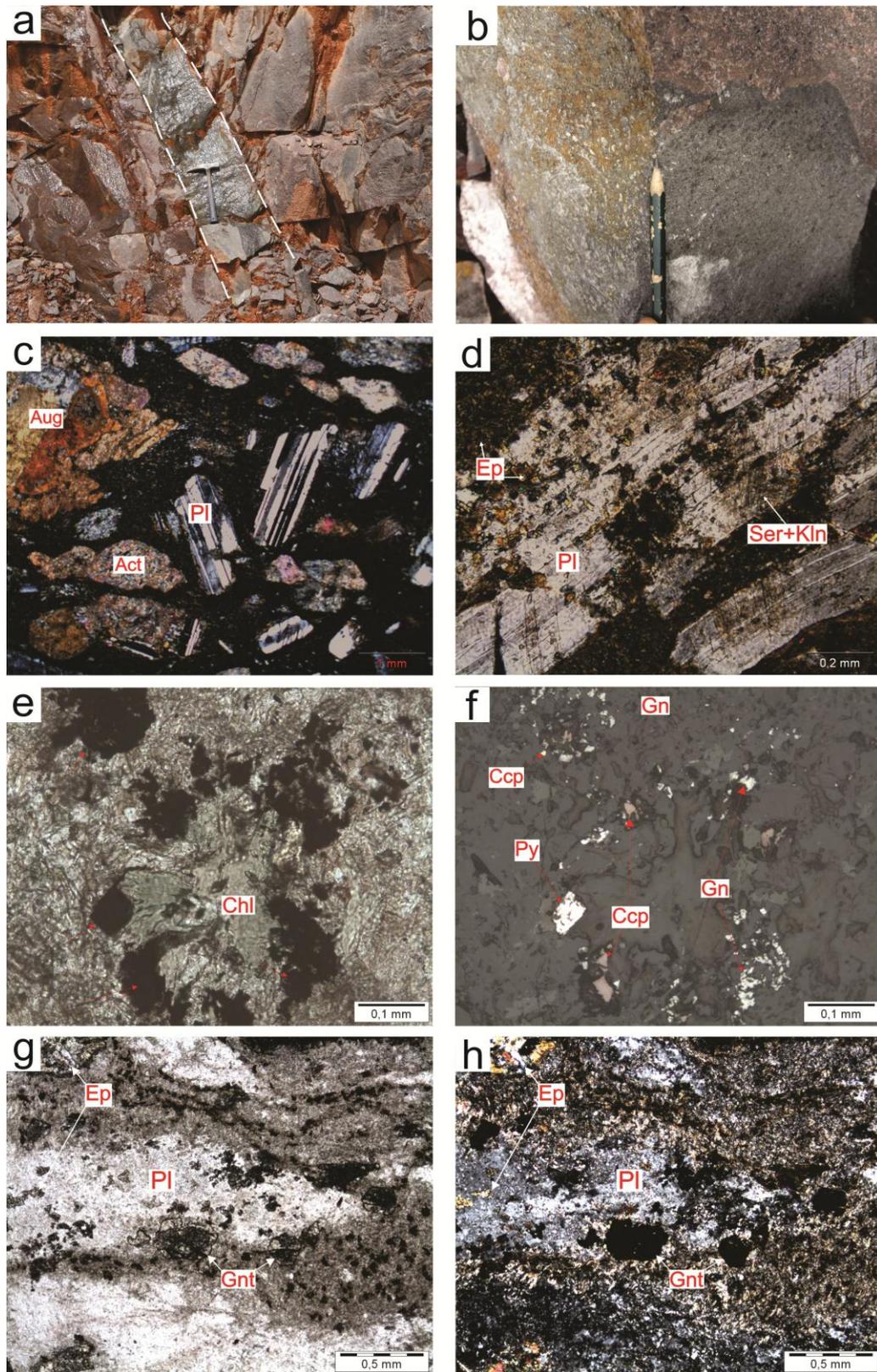


Figura V.10 - Feições texturais encontradas em meta-andesitos do Grupo Iricoumé. (a) afloramento e (b) bloco de dique de meta-andesito cortando meta-ignimbrito riolítico. Em (b) notar enclave de meta-ignimbrito próximo ao contato. (c) Textura porfírica dada por fenocristais de andesina e augita uralitizada. (d) Fenocristal fraturado e saussuritizado de andesina. (e, f) Cristais de pirita, galena e calcopirita associadas a cristais de clorita. (g, h) meta-andesito hidrotermalizado, aonde fenocristais de andesina estão saussuritizados e a matriz completamente substituída por epidoto, granada, biotita, clorita e quartzo. Fotomicrografias nicóis cruzados: c, d, h; nicóis paralelos: e, f, g. Luz refletida: f.

Minerais	Magmáticos	Hidrotermais
Augita	—	
Andesina	—	
Actinolita		—
Biotita		—
Clorita		—
Epidoto		—
Sericita		—
Granada		—
Quartzo	—	—
Pirita		—
Galena		—
Calcopirita		—
Caolinita		—

Figura V.11 – Sequência paragenética de meta-andesitos do Grupo Iricoumé.

V.4 SUÍTE MAPUERA

O corpo São Gabriel (Araújo Neto & Moreira, 1976; Valério, 2006) aflora nos pontos MN-2, MN-6, MN-7 e MN-8 como metasiengranito cortado por diques de rochas metamáficas (anfibolitos e Bt-metabasitos) que abrigam lentes de metagranodiorito no contato com metasiengranito (feição local). Estas rochas também hospedam veios e bolsões pegmatíticos de composição granítica.

V.4.1 METASIENOGANITO

Este litotipo tem cor rosa e granulação fina a muito fina, com índice de cor leucocrático. Em afloramento, exibe cristais milimétricos de quartzo azul que se destacam em matriz microfanerítica com textura sacaroidal (Fig. V.12.a).

Em escala microscópica, a rocha é caracterizada pelo contato interlobado entre cristais (0,2-0,5 mm) de quartzo, microclina, plagioclásio e rara biotita (~1 mm) (Fig. V.12.b). Cristais

de plagioclásio e biotita podem apresentar inclusões (<0,01 mm) de apatita e zircão, respectivamente.

Foram coletados amostras de metasiengranito com diversos graus de alteração hidrotermal. Amostras menos alteradas hidrotermalmente apresentam moderada silicificação da matriz, ao passo que em amostras mais alteradas a matriz encontra-se mais silicificada e/ou hematizada. A hematização foi identificada apenas em escala macroscópica através da cor vermelha da matriz da rocha. Também é comum a presença de fraturas e bolsões, bem como a disseminação de minerais hidrotermais.

Em afloramento o metasiengranito localmente apresenta zonas centimétricas (de 3, 5, 10 cm de espessura) contínuas e espaçadas, marcadas pelo estiramento de cristais de quartzo com atitude aproximada de 242/50° (Fig. V.12.c). Nestas zonas a rocha apresenta silicificação e pode apresentar também hematização associada à ocorrência de veios de K-feldspato+muscovita+biotita+clorita+pirita encaixados nas superfícies de deformação da rocha (Fig. V.12.d). Vênulas de clorita entrecortam o conjunto e localmente formam bolsões de até 2 cm de largura.

Amostras de rocha bandada (Fig. V.12.e), composta essencialmente por microclina+muscovita+albita, com sericita, pirita, granada e esfalerita associados, representam a fácies mais alterada do metasiengranito. Estas amostras apresentam bandamento composicional formado por microclina (0,5 - 1 mm) ± albita (0,2 mm) intercalados com cristais de muscovita (Fig. V.12.f). A muscovita é anédrica e ao menos em parte foi gerada a partir de cristais de microclina e biotita, como evidenciam texturas de alteração. De forma pontual, ocorrem cristais subeudrais de granada (0,1 - 0,4 mm) associados à muscovita (Fig. V.12.g). Fluorita ocorre em hábito anedral de modo intersticial aos cristais de microclina e pirita. A maioria dos cristais de pirita são anedrais e se concentram em vênulas encaixadas no bandamento da rocha e normalmente incluem cristais orientados de muscovita (Fig. V.12.h).

Raros cristais subeudrais de pirita ocorrem de forma disseminada e apresentam textura de substituição com esfalerita (Fig. V.13.a).

Veios com aproximadamente 5 cm de espessura formados por quartzo+pirita+clorita+calcopirita (Fig. V.13.b) ocorrem encaixados na foliação mineral formada por microclina+albita+muscovita descrita anteriormente. Estes veios tem bordas formadas por quartzo com pouca pirita disseminada e núcleo formado por pirita+clorita+calcopirita. Os cristais de pirita alcançam 1 mm, enquanto clorita ocorre na fração argila, identificada através de FR-X e DR-X (Fig. V.13.c). Estes métodos analíticos também possibilitaram a identificação de calcopirita associada à clorita e pirita (Fig. V.13.c).

Muscovita+pirita+espessartita+clorita+calcopirita±galena ocorrem em fraturas (Fig. V.13.d), aonde os cristais de muscovita (<0,7 mm) tem hábito anedral e decrescem conforme interpenetram a rocha, aonde ocorrem também como produto da alteração de cristais de feldspato. Os cristais de granada (0,1 mm) tem composição espessartítica (Anexo 3) e ocorrem em agregados de cristais subeudrais entre cristais de muscovita e podem apresentar clorita, pirita e calcopirita nas bordas (Fig. V.13.e). No centro das fraturas se concentram cristais subeudrais de pirita, que medem cerca de 0,5 mm e raramente apresentam galena como inclusão (Fig. V.13.f). Pirita também ocorre em planos de clivagem de cristais de muscovita, normalmente com magnetita associada.

Fraturas paralelas que cortam o metasiengranito silicificado e hematizado são preenchidas por magnetita+muscovita±biotita±granada±pirita±ilmenita±pirolusita. Localmente, estes fraturamentos se intersectam, aonde os cristais de muscovita, magnetita e biotita tem granulação de até 1 mm (Fig. V.13.g). Muscovita ocorre anedral como produto de substituição de cristais de biotita. Cristais anedrais de magnetita (0,01-0,4 mm) e granada (~0,2 mm) ocorrem associados aos cristais de muscovita+biotita. Localmente, cristais de magnetita

mostram texturas de exsolução de ilmenita (Fig. V.14.a). Raros cristais de pirolusita ocorrem ao longo de planos de clivagem de cristais de cristais de biotita (Fig. V.14.b).

Amostras intensamente silicificadas do metasiénogranito (Fig. V.14.c) apresentam cor rosa claro e textura sacaróide com zonas lenticulares de até 2 cm de espessura formadas por biotita+espessartita+pirita±muscovita±epidoto±esfalerita, cortadas por um conjunto de fraturas e falhas de pequeno deslocamento preenchidas por epidoto±quartzo±muscovita. Nestas amostras a matriz é formada por cristais arredondados de quartzo e microclina (~0,2 mm) com raro plagioclásio associado. Os cristais de biotita são anedrais e medem cerca de 0,1 mm e estão localmente substituídos por muscovita, ocorrendo intersticiais na matriz da rocha, junto à espessartita (Anexo 4) e pirita anedrais com tamanho 0,06 mm e 0,1 mm, respectivamente. Raros cristais de esfalerita (Fig. V.14.e) e epidoto ocorrem disseminados na rocha. Os cristais de esfalerita tem hábito anedral e tamanho 0,4 mm e podem estar acompanhados por espessartita e pirita (Fig. V.14.e), enquanto epidoto ocorre anédrico e não ultrapassa 0,01 mm de comprimento, podendo ocorrer junto à biotita+espessartita+pirita.

Nas falhas e fraturas que cortam a paragênese descrita acima estão intercrescidos cristais de quartzo e muscovita de hábito anedral com até 1 mm de comprimento. Os cristais de epidoto ocorrem subeuédricos a microcristalinos, localmente apresentando textura em pente em direção ao centro de fissuras mais abertas, aonde possuem hábito subeudral, geminação simples e alcançam 0,8 mm de comprimento (Fig. V.14.f)

Através das texturas descritas nas diferentes fácies do metasiénogranito, a sequência paragenética sugerida para este litotipo está ilustrada na Fig. V.15.

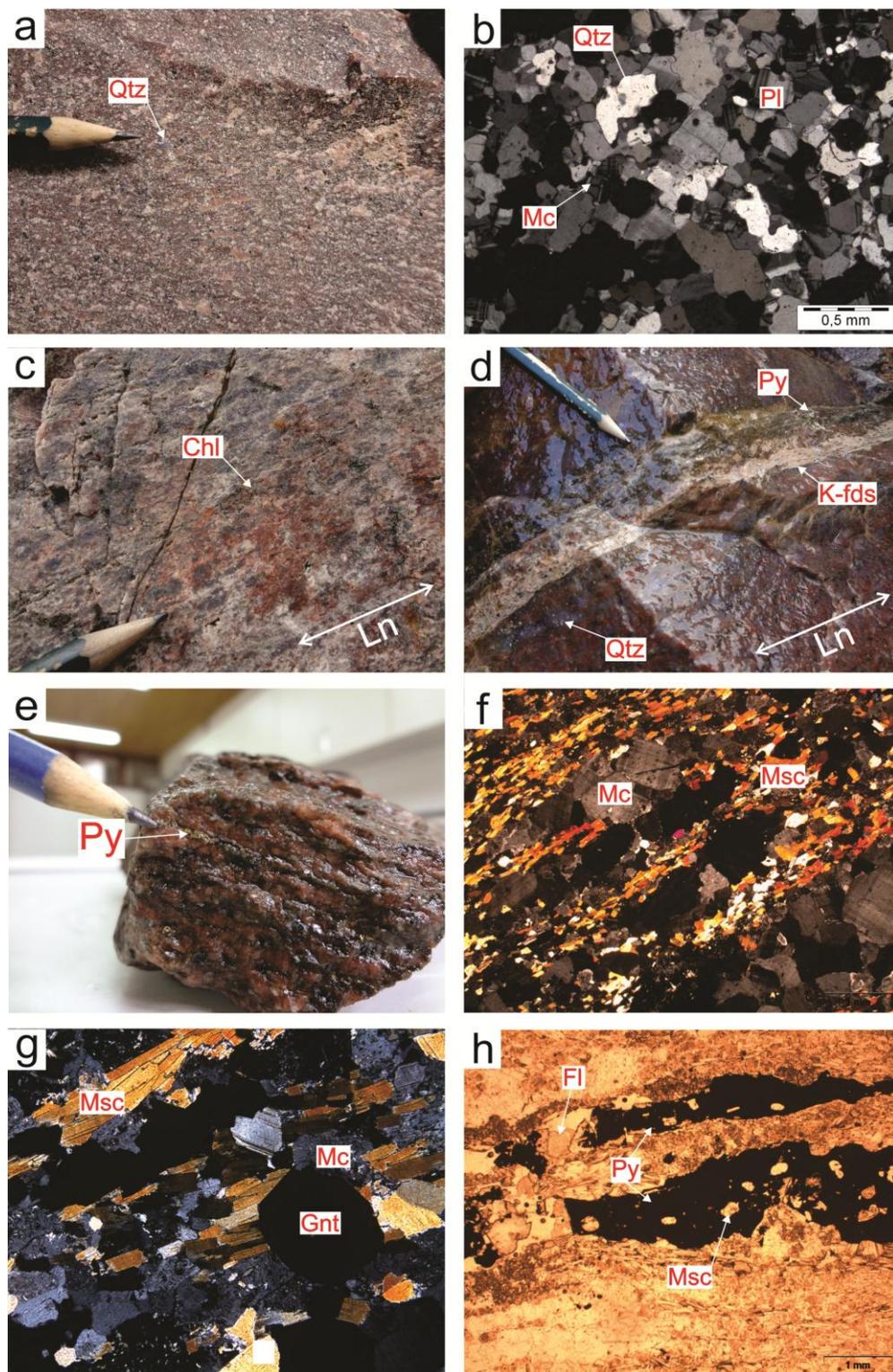


Figura V.12 - Aspectos texturais de rochas da Suíte Mapuera. (a) Meta-sienogranito com textura sacoróide em que se destacam cristais de quartzo azul. (b) Metasienogranito pouco hidrotermalizado, com cristais textura granoblástica e cristais anedrais e intersticiais de quartzo e microclina. (c) Zona deformacional marcada pelo alinhamento de cristais de quartzo. (d) Zona deformacional silicificada e hematitizada, com veio de K-feldspato+biotita+muscovita+pirita+clorita encaixado. (e) Rocha bandada com cristais de pirita orientados segundo a foliação. (f) Foliação marcada por cristais de muscovita intercalados com cristais de microclina+albita. (g) Cristal de granada sobrecrecendo cristais de muscovita. (h) Veios de pirita englobando cristais orientados de muscovita e fratura preenchida por fluorita. Fotomicrografias nicóis cruzados: b, f, g; nicóis paralelos: h.

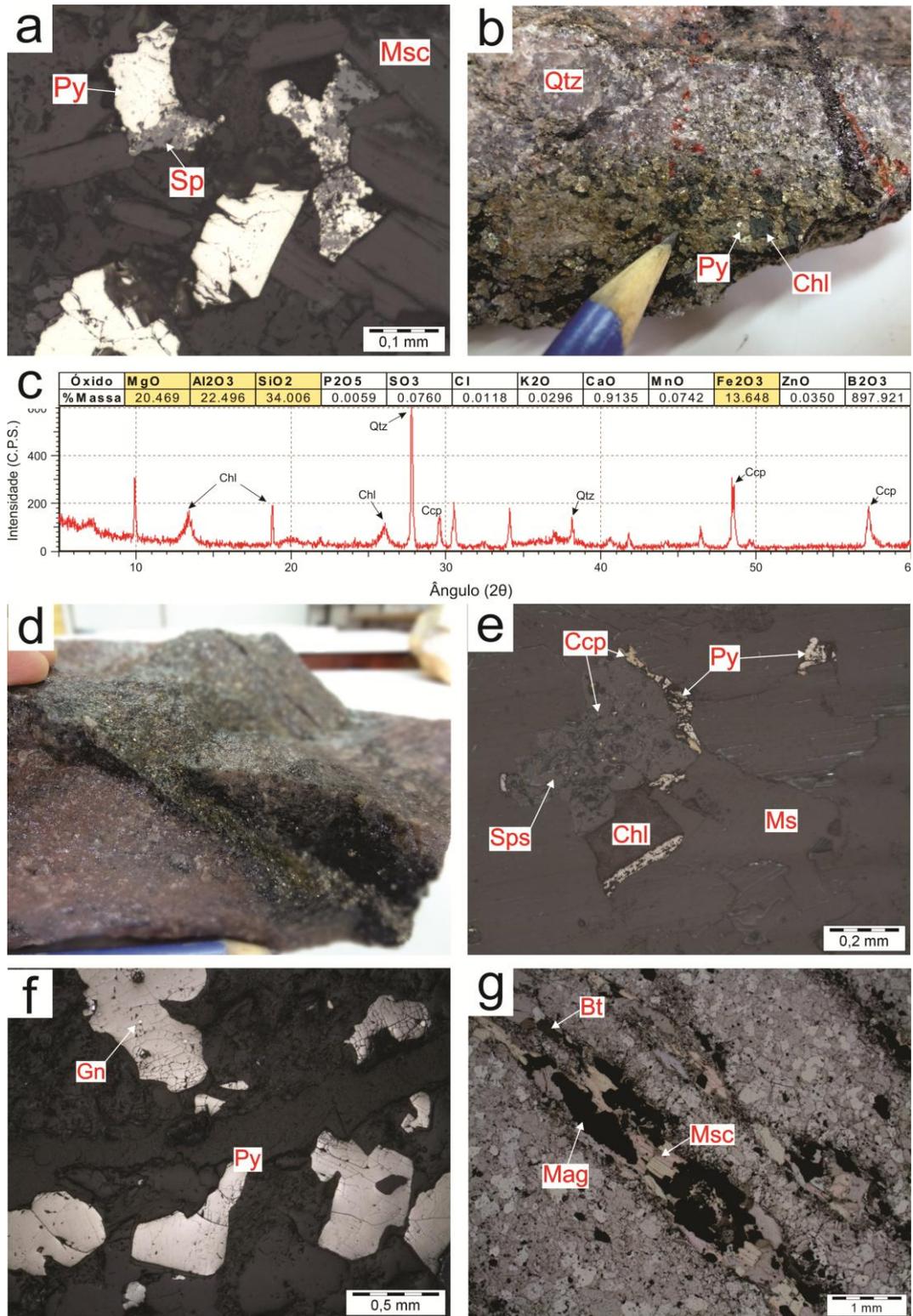


Figura V.13 – Características hidrotermais de metasiénogranitos da Suíte Mapuera. (a) Cristais de pirita substituindo esfalerita junto à muscovita em rocha bandada. (b) Rocha fraturada por muscovita+pirita+esfalerita±clorita±calcopirita±magnetita±esfalerita±galena. (c) Cristais de esfalerita bordejados por pirita+calcopirita+clorita entre cristais de muscovita. (d) Cristais de pirita com inclusão de galena que ocorrem no centro da fratura da foto 'b'. (e) Veio de quartzo+pirita+clorita+calcopirita encaixado em bandamento metamórfico. (f) Resultado da análise de DRX em argilominerais que ocorrem intersticiais aos cristais de pirita da foto 'e', indicando presença de calcopirita associada. (g) Meta-sienogranito cortado por fraturas paralelas com muscovita+magnetita+biotita±granada±ilmenita±pirolusita. Fotomicrografias a, c, d, g em nicóis paralelos. Luz refletida: a, c, d.

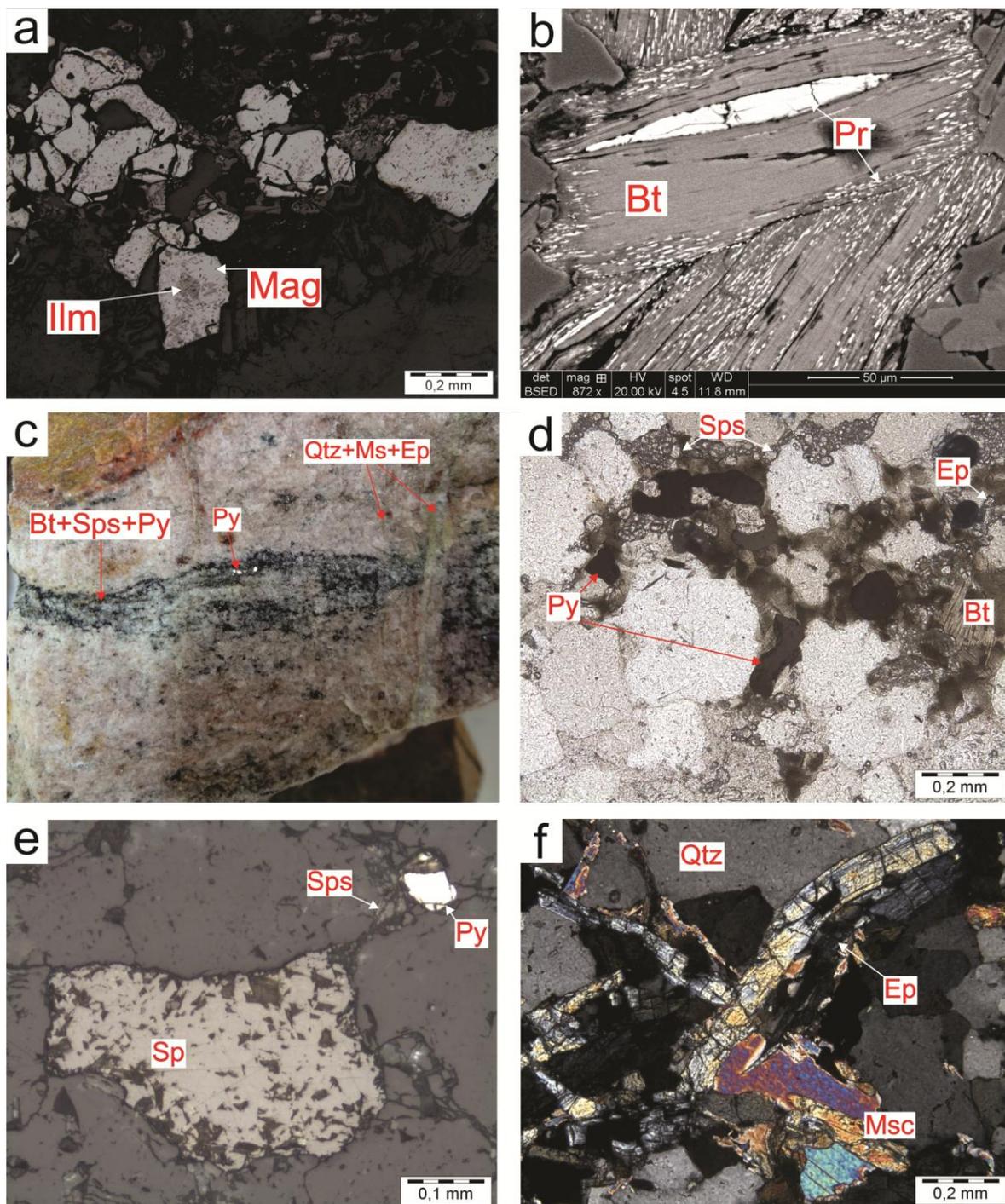


Figura V.14 – Aspectos relativos à alteração hidrotermal de rochas metasedimentares da Suíte Mapuera. (a) Cristais de magnetita com exsolução de ilmenita em fraturas multidirecionais com muscovita+biotita±pirochlore. (b) Cristais de pirochlore em planos de clivagem de cristais de biotita. (c) Zonas lenticulares formadas por cristais de biotita+espessartita+pirita±esfalerita±epidoto que ocorrem em metasedimento silicificado, cortadas por fraturas com quartzo+muscovita+epidoto. (d) Textura microscópica do agregado de cristais da foto ‘c’. (e) Cristal de esfalerita com espessartita e pirita associadas. (f) Cristais de epidoto, muscovita e quartzo que ocorrem em fraturas como as da foto ‘c’, aonde epidoto ocorre em hábito subeudral, com geminação simples e textura em pente. Fotomicrografias nicóis cruzados: f; nicóis paralelos: a, d, e, f. Luz refletida: a, e.

Minerais	Magmáticos	Metamórficos	Hidrotermais
Zircão	—		
Apatita	—		
Plagioclásio	—	—	—
Biotita	—	—	—
Microclina	—	—	
Quartzo		—	—
Muscovita			—
Sericita			—
Epidoto			—
Clorita			—
Pirita			—
Magnetita			?—?
Espessartita			—
Granada			—
Esfalerita			?—
Ilmenita			?—
Pirolusita			?—
Galena			—
Calcopirita			—

Figura V.15 – Sequência paragenética observada em amostras de litotipos metasienograníticos da Suíte Mapuera.

V.4.2 DIQUES MÁFICOS METAMORFISADOS

Estes corpos de espessura métrica cortam o metasienogranito São Gabriel (Fig. V.16.a). Normalmente tem forma sinuosa e textura muito fina à afanítica, com textura granoblástica, variando entre anfibolitos e Bt-metabasitos. Enclaves destes diques estão alojados no metasienogranito e em pegmatitos graníticos e é notória a presença de veios de calcita (Fig. V.16.b) e bolsões e pirita (Fig. V.16.c) alojados nestes corpos, que são cortados por falhas que deformaram ruptilmente cristais de pirita (Fig. V.16.d).

V.4.2.1 Anfibolito Ao microscópio, apresentam textura granonematoblástica (Fig. V.16.e) e são essencialmente compostos por hornblenda, albita e biotita, com apatita como mineral acessório. Os cristais de hornblenda (0,1-0,5 mm) são predominantemente anédricos e estão parcialmente substituídos por biotita

retrometamórfica. Estes cristais estão em contato reto a lobado com cristais de albita (~0,5 mm), que eventualmente incluem cristais de apatita e normalmente estão sericitizados.

Cristais disseminados de pirita (~0,1 mm) e magnetita (0,02 mm) ocorrem preferencialmente associados aos cristais de hornblenda, mas também em microbolsões com albita+biotita+clorita+calcopirita (Fig. V.16.f). Nestes bolsões, albita ocorre intercrescida com biotita e pirita anedrais de até 1 mm de comprimento, com magnetita e calcopirita em bordas de cristais de pirita e planos de clivagem de cristais parcialmente cloritizados de biotita (Fig. V.16.f).

Dois tipos de cristais de magnetita estão associados aos cristais de hornblenda: cristais anedrais menores (~0,02 mm) ao longo dos planos de clivagem de cristais de hornblenda ou como raras inclusões (~0,2 mm) com até 2,34 wt% de cromo (Cr-Mag) (Anexo 5), podendo apresentar quartzo associado (Fig. V.16.g).

Veios de calcita anedral de até 2 cm e vênulas de calcita+clorita±epidoto cortam a rocha. Nas vênulas os cristais de calcita são anedrais a subeudrais e estão intercrescidos com clorita fibro-radial e, de modo subordinado, com cristais subeudrais de epidoto (~0,05 mm).

Através da relação textural observada entre cristais metamórficos e hidrotermais de anfibolito relacionados ao metasiénogranito da Suíte Mapuera, foi possível compor a sequência paragenética ilustrada na Fig. V.17.

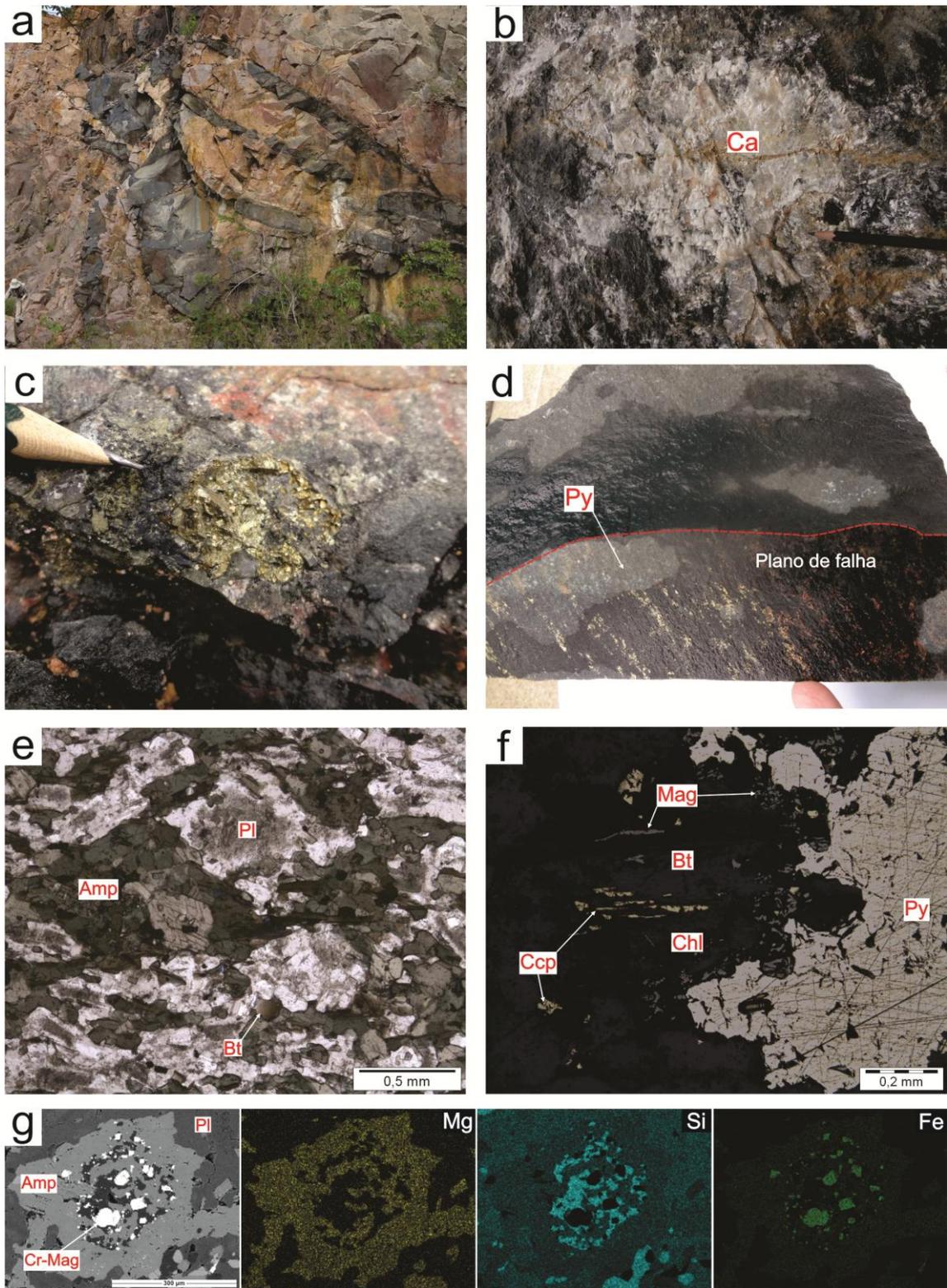


Figura V.16 - Feições macro, meso e microscópicas de anfibolitos relacionados ao corpo São Gabriel da Suíte Mapuera. (a) Anfibolito cortando metasedimentar granítico. (b) Textura granonematoblástica caracterizada pela orientação de cristais de anfíbólio e plagioclásio. (c) Veio de calcita. (d) Bolsão de pirita na borda do dique. (e) Cristais de pirita como estrias em plano de falha. (f) Microbolsão com cristais de calcopirita e magnetita ocupando planos de clivagem de biotita parcialmente cloritizada e bordas de cristal de pirita. (g) Imagem de elétrons retroespalhados e mapas composicionais de cristais de anfíbólio magnésiano com núcleo de quartzo e Cr-magnetita. Fotomicrografias b, f em nicóis paralelos. Luz refletida: f.

Minerais	Metamórficos	Hidrotermais
Anfibólio	_____	
Plagioclásio	_____	
K-feldspato	_____	
Biotita		_____?
Sericita		_____
Magnetita		_____? ?
Pirita		_____
Epidoto		_____
Quartzo		_____?
Cr-magnetita		_____?

Figura V.17 – Sequência paragenética de anfibolitos relacionados ao corpo São Gabriel da Suíte Mapuera.

V.4.2.2 Bt-metabasito

Amostras deste litotipo foram observadas na borda

de diques máficos (Fig. V.18.a,b) que cortam metasiengranito da Suíte Mapuera. Apresentam textura granolepidoblástica (Fig. V.18.b) com clivagem contínua conferida pelo alinhamento de cristais de biotita (~0,15 mm) e raros cristais reliquiares de anfibólio (0,1 mm), ambos intercrescidos com cristais sericitizados de albita (0,2 mm). Ocorrem ainda vênulas compostas por feldspato sericitizado intercrescido com quartzo e paralelas à foliação da rocha.

Como resultado do processo hidrotermal, ocorrem (i) vênulas paralelas a subparalelas à foliação compostas por pirita (0,5 mm) ±epidoto (Fig. V.18.c,d), (ii) cristais anedrais (~0,06 mm) disseminados de pirita±epidoto que acompanham a foliação da rocha (Fig. V.18.e) e (iii) raros cristais de pirita±magnetita alojados em microfraturas intracristalinas em biotita (Fig. V.18.f).

A sequência paragenética sugerida para os minerais deste litotipo encontra-se na Fig. V.19.

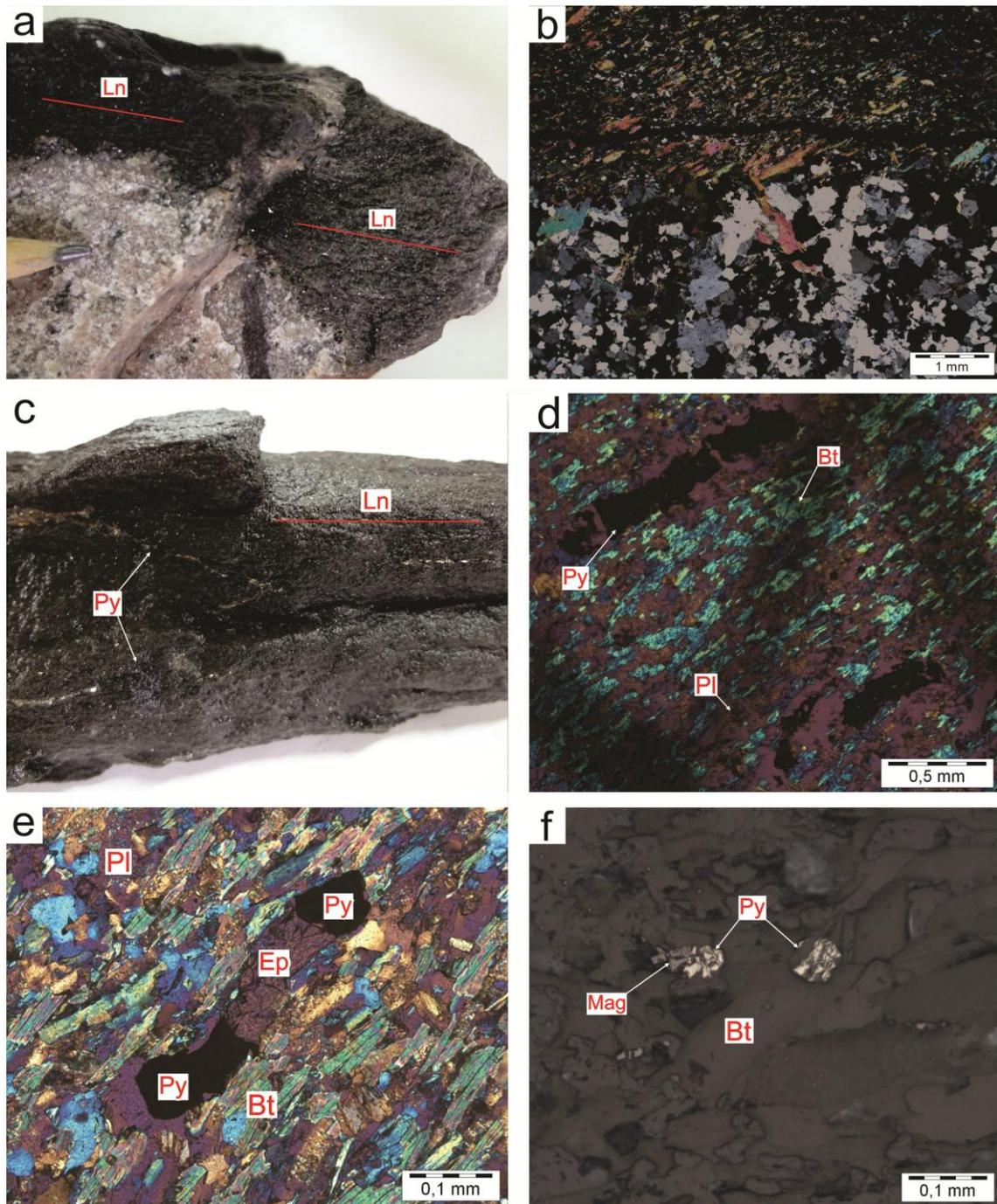


Figura V.18 – Características meso e microscópicas de Bt-metabasitos da Suíte Mapuera. (a, b) Contato entre Bt-metabasito e metasedimentar granítico, com lineação (Ln) marcada por cristais de biotita, que truncam o contato. (c) Amostra de Bt-metabasito com vênulas de pirita paralelas e subparalelas à foliação. (d) Aspecto microtextural de Bt-metabasito, com vênulas de pirita paralelas à foliação. (e) Cristais disseminados de pirita+epidoto alinhados conforme a foliação. (f) cristais disseminados de pirita±magnetita entre cristais de biotita. Fotomicrografias nicóis cruzados: b, d, e; nicóis paralelos e luz refletida: f. Placa de gípsio: d, e.

Minerais	Metamórficos	Hidrotermais
Anfibólio	_____	
Plagioclásio	_____	
K-feldspato	_____	
Biotita	_____	
Sericita		_____
Magnetita		_____ ? — ?
Pirita		_____
Epidoto		_____
Quartzo	_____	

Figura V.19 – Sequência paragenética observada em Bt-meta-basitos da Suíte Mapuera.

V.4.3 METAGRANODIORITO Ocorre como lentes (Fig. V.20.a) de até 10 cm de comprimento localmente distribuídas no contato entre diques meta-máficos e meta-sienogranito. Apresentam granulação fina com índice de cor leucocrático e arranjo cristalino interlobado (Fig. V.20.b), com cristais de plagioclásio e K-feldspato em contato lobado e cristais de quartzo com extinção tabuleiro de xadrez. Localmente, cristais de feldspato estão sericitizados e vênulas de muscovita, biotita e clorita anedrais (0,02 mm) cortam a rocha.

V.4.4 PEGMATITOS A fase pegmatítica ocorre como diques, veios e bolsões (Fig. V.20.c) de composição granítica à biotita ou à muscovita. Apresentam arranjo isotrópico e, localmente, textura gráfica (em bolsões). Foram observados blocos de pegmatito à muscovita com enclaves de diques metamáficos parcialmente dissolvidos (Fig.V.20.d).

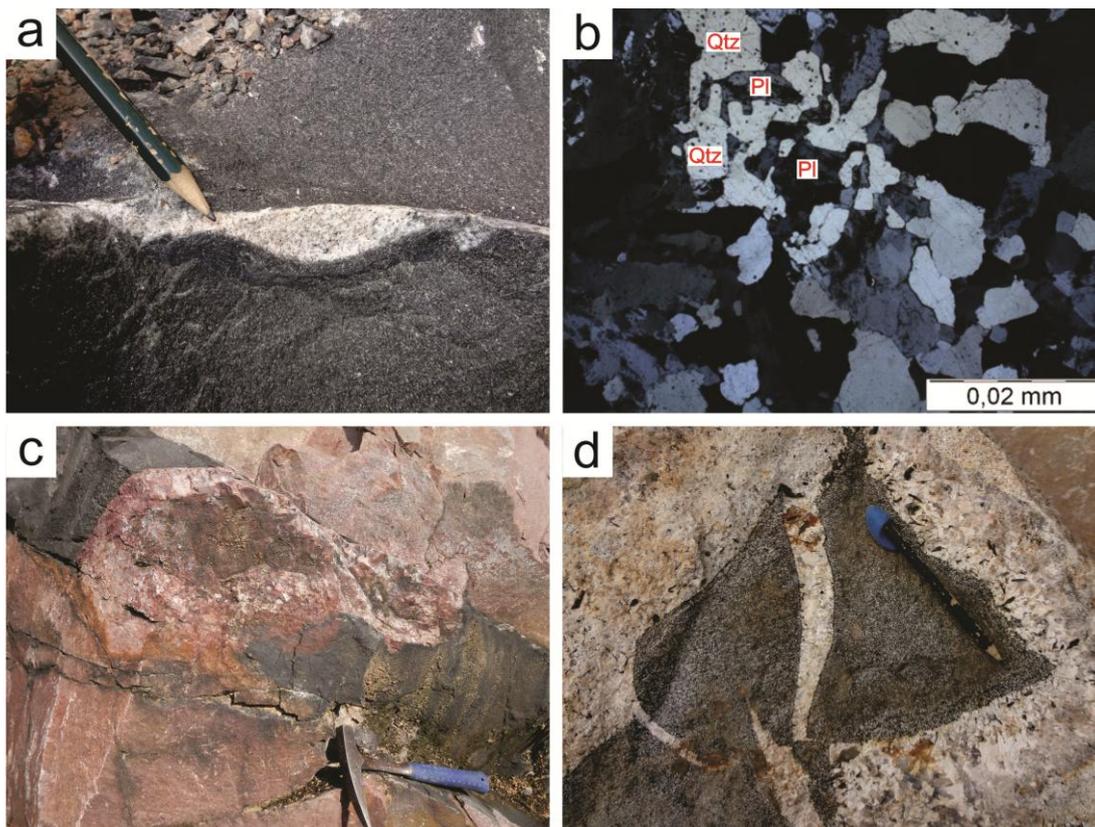


Figura V.20 – Feições de metagranodioritos e pegmatitos que ocorrem associados a meta-sienogranitos e diques meta-máficos da Suíte Mapuera. (a) Lente de metagranodiorito em dique metamáfico. (b) Fotomicrografia em nicois cruzados mostrando a textura do metagranodiorito, onde se destacam cristais intersticiais de quartzo. (c) Bolsão pegmatítico à muscovita alojado em dique meta-máfico e meta-sienogranito. (d) Bloco de pegmatito com enclaves de dique metamáfico.

VI.1 INTRODUÇÃO

A integração dos resultados obtidos em campo, análises petrográficas e de microscopia eletrônica de varredura, fluorescência e difratometria de raios-X permitiram caracterizar a relação textural e paragenética entre assembleias mineralógicas de origem hidrotermal e rochas encaixantes que afloram no extremo SW do município de Presidente Figueiredo.

A assembleia de minerais hidrotermais está hospedada em rochas de origem magmática, retrabalhadas em estado sólido. Foram observadas texturas de deformação intracristalina (e.g.: extinção lamelar, *kink bands*) e recristalização (e.g.: *bulging recrystallization*) em cristais de quartzo, feldspato ou biotita. Além disto, diques máficos que cortam o metasiengranito da Suíte Mapuera apresentam textura granonematoblástica promovida por processo de recristalização em estado sólido. A deformação associada a este processo foi observada no metasiengranito como zonas compartimentadas espaçadas de espessura centimétrica e de direção WNW-ESSE a NW-SE identificadas pela deformação de cristais de quartzo.

A paragénese metamórfica descrita na maioria dos litotipos estudados se assemelha à assembléia mineral hidrotermal observada (e.g.: clorita, sericita, epidoto), sendo muitas vezes impossível discerni-las. A distribuição dos minerais hidrotermais nos diferentes litotipos estudados e sua forma de ocorrência estão ilustrados na Fig. VI.1 e Tabela VI.1, respectivamente.

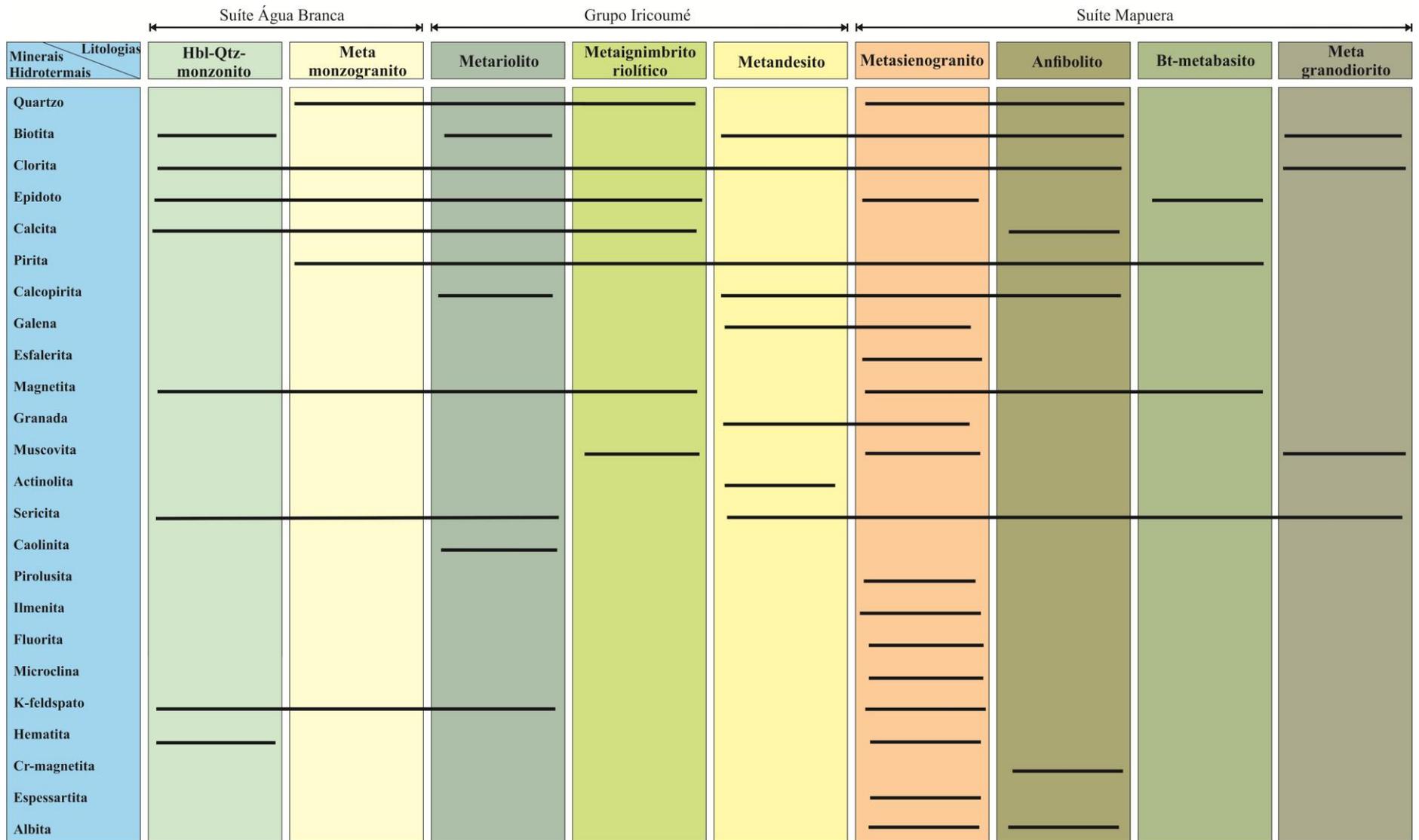


Figura VI.1 – Distribuição dos minerais hidrotermais nos litotipos das suítes Água Branca e Mapuera e do Grupo Iricoumé.

Tabela VI.1 – Modos de ocorrência de minerais hidrotermais hospedados em rochas das suítes Água Branca e Mapuera e Grupo Iricoumé.

Unidade	Litologia	ESTRUTURAS & MINERAIS HIDROTERMAIS					
		Disseminados	Veios	Fraturas	Vênulas	Bolsões	Alteração
Suíte Água Branca	Meta-monzogranito	Pirita	Quartzo, pirita		Epidoto, clorita, pirita, calcita		Clorita, epidoto, calcita, sericita, K-feldspato, magnetita
	Hbl-Qtz-monzonito	Magnetita	Calcita	Epidoto, clorita, calcita	Epidoto, clorita, calcita		Actinolita, biotita, clorita (K-feldspato), calcita, sericita
Grupo Iricoumé	Meta-riolito	Pirita	Caolinita, biotita, quartzo, epidoto, clorita, pirita	Calcita, caolinita, epidoto, clorita	Clorita, epidoto	Clorita, epidoto, calcita, quartzo, magnetita, pirita (calcopirita)	Sericita, epidoto, clorita, K-feldspato
	Meta-ignimbrito riolítico	Magnetita, clorita, epidoto, quartzo, muscovita, pirita		Epidoto, calcita		Epidoto	
	Meta-andesito	Pirita, calcopirita, galena					Biotita, clorita, quartzo, granada, actinolita, sericita, caolinita, epidoto
Suíte Mapuera	Meta-sienogranito	Pirita, esfalerita, espessartita, biotita	K-feldspato, muscovita, biotita, pirita, clorita, quartzo	Quartzo, muscovita, epidoto, pirita, espessartita, clorita, calcopirita, magnetita, fluorita, galena, biotita	Epidoto, clorita, magnetita, pirita, ilmenita, biotita, muscovita, pirolusita	Clorita, quartzo, pirita	K-feldspato, microclina, biotita, muscovita, albita, sericita, hematita
	Anfibolito	Pirita, magnetita	Calcita	Pirita	Calcita, clorita, epidoto	Albita, biotita, pirita, calcopirita, magnetita	Magnetita, Cr-magnetita, quartzo, sericita
	Bt-meta-basito	Pirita, epidoto, magnetita			Pirita		Biotita, sericita
	Meta-granodiorito					Biotita, clorita, muscovita	Sericita

VI.2 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS NOS LITOTIPOS ESTUDADOS

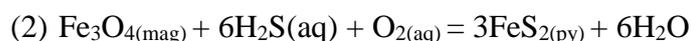
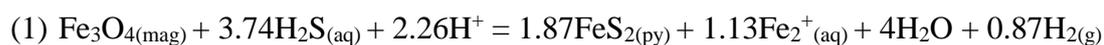
As rochas da **Suíte Água Branca** apresentam clorita + epidoto + quartzo + sericita + pirita ± calcita ± magnetita ± ilmenita como principal produto de alteração hidrotermal sobre feldspatos, biotita, hornblenda e piroxênio. Estes minerais, que também preenchem fraturas, vênulas, veios e bolsões, foram associadas ao processo de alteração propilítica, tal qual descrevem Robb (2005), Barnes (1997) e Pirajano (2009).

De forma menos abundante, ocorrem microclina + magnetita + sericita ± biotita ± actinolita como resultado da interação de fluidos enriquecidos em potássio com estas rochas (i.e.: alteração potássica; Robb, 2005; Barnes, 1997; Pirajano, 2009). Estes minerais estão em maior quantidade próximo a zonas de contato com metariolito e estão parcialmente alterados para alguns dos minerais de alteração propilítica, como clorita e calcita.

Foram observadas texturas de substituição de biotita por clorita, indicando processo de cloritização. Este processo superpôs o processo de alteração potássica caracterizado pela formação de K-feldspato + magnetita. A cloritização de biotita promoveu a formação de microporosidades que auxiliaram à formação de cristais de calcita associados, ambos gerados durante o processo de alteração propilítica (Cap. V – Fig. V.1.g,h) (Morad *et al.*, 2011).

As rochas metavulcânicas félsicas do **Grupo Iricoumé** apresentam clorita + epidoto + magnetita + calcita + quartzo + pirita ± sericita ± caolinita ± calcopirita precipitados em fenocristais, na matriz, em bolsões, fraturas, veios ou vênulas. *Stockworks* de veios de caolinita + biotita e de veios de quartzo ± epidoto ± clorita entrecortam preferencialmente os metariolitos.

As texturas observadas em pirita e magnetita em bolsões hidrotermais formados por Qtz+Ep+Ca+Chl+Mag+Py em metariolitos (vide Cap. V, Fig. V.5.d,e) indica que houve dissolução da magnetita para formação de pirita durante o processo de sulfetação (Qial *et al.*, 2010). Esta substituição não é pseudomórfica e cristais de pirita normalmente mostram superfícies irregulares no contato com os cristais de magnetita (Vielreicher *et al.*, 1994). Resultados laboratoriais em condições de moderada hidrotermalização (90-300°C, pressão de vapor saturada), assumindo conservação de volume e condições redutoras, indicam a reação (1) para esta transformação. Assumindo que haja mobilidade de ferro em condições oxidantes, vale então a reação (2) (Qial *et al.*, 2010).



As rochas metavulcânicas intermediárias apresentam epidoto + clorita + sericita + quartzo +biotita ±actinolita ±granada ±pirita ±galena ±calcopirita como minerais formados a partir da alteração propilítica sobre cristais primários. Esta alteração atuou pervasivamente na rocha, conduzida através do contato com metaignimbrito riolítico e de microfraturamentos intracristalinos.

A variação química e textural das rochas metaplutônicas e metavulcânicas da **Suíte Mapuera** atuou como principal meio de condução e precipitação de fases hidrotermais sulfetadas.

O metasiengranito São Gabriel apresenta superfícies contínuas de deformação dúctil aonde minerais de alteração sódio-potássica estão preferencialmente hospedados. Essas zonas permitiram a canalização de fluidos hidrotermais sintectônicos, que

formaram principalmente microclina, muscovita e albita. Este processo de alteração teve como subproduto a geração de sílica livre, concentrada na rocha encaixante imediatamente ao redor de zonas de alteração potássica.

Estes fluidos foram sucedidos por fluidos enriquecidos em Fe, Mg, S, Al, responsáveis pela cristalização de clorita + epidoto + quartzo + muscovita + pirita + magnetita ± calcopirita ± esfalerita em vênulas, veios, fraturas, bolsões e espaços intercrystalinos, como resultado do processo pervasivo a fissural de *alteração propilitica*.

Raros cristais de fluorita ocorrem em zonas de alteração potássica no metassienogranito. Por sua ocorrência discreta, não foi compreendido se fazem parte do processo de alteração potássica ou se são oriundos de fluidos posteriores (vide Cap. V, Fig.V.12.h).

Diques metamáficos cortam em alto ângulo o metassienogranito São Gabriel e exibem características mineralógicas e texturais que indicam terem sido formados durante evento metamórfico regional de grau xisto verde (a anfibólito?), como mostram anfibólitos da Suíte Mapuera. Estes diques exerceram importante papel no controle litológico de fases hidrotermais sulfetadas, que ocorrem em bolsões, fraturas e disseminada preferencialmente sobre cristais máficos.

Anfibólitos apresentam biotita retrometamórfica substituindo cristais de anfibólio, e biotita hidrotermal em bolsões, junto a albita + pirita + clorita + magnetita + calcopirita. Nestes bolsões, os cristais de albita + biotita + pirita representam o pulso de alteração de característica sódio-potássica, que foi sucedido por fluidos que formaram clorita ± magnetita ± calcopirita ± calcita ± epidoto (e.g.: substituição de biotita por clorita e de pirita por magnetita, veios e vênulas de calcita + clorita ± epidoto). Os cristais de Cr-magnetita + quartzo estão subjulgados ao núcleo de alguns cristais de anfibólio e sua relação com o evento hidrotermal não foi totalmente compreendida.

O litotipo Bt-metabasito foi identificado em bordas de diques máficos metamorfisados que cortam o metasiengranito São Gabriel. Exibem características que podem ser associadas à percolação de fluidos (metamórficos + hidrotermais?) durante a formação de sua foliação tectônica, são elas: a própria presença de biotita substituindo cristais de anfibólio e a presença de cristais de pirita ± epidoto ± magnetita justapostos à foliação.

Muito localmente, ocorrem lentes de metagranodiorito no contato entre diques metamáficos e metasiengranito. Estas lentes são compostas por metagranodiorito e abrigam muscovita + biotita + sericita como produtos da passagem de fluidos enriquecidos em potássio.

VI.3 DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

As zonas de alteração hidrotermal que acompanham os corpos graníticos e vulcânicos das suítes Água Branca e Mapuera e do Grupo Iricoumé apresentam características de distribuição e composições diferentes. As da Suíte Água Branca e Grupo Iricoumé tendem a apresentar uma distribuição maior, onde predominam clorita, epidoto, quartzo e calcita. Estes minerais também ocorrem no estilo fissural cortando alterações tipicamente compostas por K-feldspato + magnetita + albita que ocorrem principalmente em rochas da Suíte Mapuera, na região central da área de estudo.

A alteração de K-feldspato + magnetita + albita também ocorre em menor intensidade na porção norte e sul da área. Além disso, na porção norte, a zona de contato entre metamonzogranito da Suíte Água Branca e metariolito do Grupo Iricoumé (que dista cerca de 10 km do corpo São Gabriel) mostra-se intensamente potassificada, indicando

que zonas de contato litológico também foram importantes condutos na migração de fluidos potássicos por longas distâncias.

As assembleias mineralógicas e suas relações texturais indicam que fluidos hidrotermais iniciais eram mais quentes (e.g.: formação de K-feldspato), oxidados (e.g.: formação de magnetita) e enriquecidos principalmente em K, Al e Fe. Estes fluidos foram canalizados através de estruturas tectônicas e zonas de contato litológico.

A continuidade do processo de alteração foi condicionada ao arrefecimento do sistema. Dessa forma, fluidos mais frios (e.g.: formação de clorita, calcita, epidoto) e mais reduzidos (e.g.: formação de pirita), enriquecidos em Fe, Mg, Ca, S, CO₂, SiO₂, produziram a paragênese de alteração propilítica em todas as litologias estudadas.

A ocorrência de veios de caolinita + biotita e de quartzo ± epidoto ± clorita indica que fluidos tardios e/ou posteriores ao sistema hidrotermal, ricos em Ca, Al, Fe, Mg, SiO₂, percolaram estruturas distensivas preferencialmente encaixadas nos litotipos vulcânicos do Grupo Iricoumé.

Os pegmatitos de composição granítica ocorrem principalmente como bolsões, mas também como diques e veios cortando as rochas da Suíte Mapuera. Em campo não exibem texturas de recristalização, indicando possível origem pós-tectônica. Também não exibem (a olho nú) sulfetos ou óxidos. Sua origem pode estar ligada à fluidos residuais do sistema tectono-termal ou ao ingresso de novos fluidos.

O detalhamento dos tipos de alteração identificados neste trabalho estão apresentados na Tab. VI.2. Uma proposta de distribuição destas alterações está esquematizada através da seção geológica ilustrada pela Fig. VI.2, aonde a distribuição pervasiva (com componentes fissurais associados) de minerais de alteração propilítica superpõe a distribuição restrita de minerais de alteração potássica, majoritariamente confinados a zonas de cisalhamento no corpo São Gabriel da Suíte Mapuera e a zonas de

contato litológico, como bem observado no contato entre metamonzogranito e metariolito da Suíte Água Branca e Grupo Iricoumé, respectivamente. *Stockworks* relacionados a processos de caolinitização e silicificação estão restritos aos metariolitos do Grupo Iricoumé.

VI.4 IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS

Dentre as diversas ocorrências de ouro associado a granitoides do Cráton Amazonas, se destacam as Províncias Auríferas de Tapajós e Alta Floresta (Bettencourt *et al.*, 2016). Os depósitos de classe mundial de Alta Floresta são formados por mineralizações de Au ± Cu de idade 1.78 a 1.77 Ga, que apresentam características similares a depósitos tipo pórfiro e epitermal, em geral geneticamente relacionados com corpos oxidados (com magnetita) Tipo-A e Tipo-I. O ouro ocorre disseminado (e.g.: depósitos de Luizão, Serrinha, Juruena, X1, Pé Quente) ou em veios (e.g.: depósitos Paraíba, Edú e Peteca) hospedados em granitoides, tonalitos e gnaisses. As zonas mineralizadas podem estar encaixadas em zonas miloníticas N-S, NE-SW e E-W e estão hidrotermalizadas por muscovita/sericita + quartzo ± biotita ± clorita ± carbonato, com halo mais distal de alteração potássica (ortoclásio + microclina + hematita) pervasiva e com zonas de alteração propilítica mais regionais (Bettencourt *et al.*, 2016).

Na Província Aurífera do Tapajós mais de 20 ocorrências de Au-(Cu) em veios de quartzo ricos em sulfetos, veios métricos ricos em calcopirita ± covelita e lentes e veios de pirita ± Cu-sulfetos estão associadas a sistemas epitermais de alta, média e baixa sulfetação. Estas mineralizações estão hospedadas em rochas vulcânicas de alto-K, pós-colisionais e de idade orosiriana, modificadas por processos de alteração potássica, propilítica, sericítica e argílica (CPRM, 2008; Bettencourt *et al.*, 2016).

Tabela VI.2 – Paragêneses minerais, modos de ocorrência e processos de alteração descritos neste trabalho.

Tipo	Sódio-Potássica	Propilítica	Caolinitização	Silicificação
Minerais	K-feldspato, Microclina, Muscovita, Biotita, Magnetita, Sericita, Albita, Actinolita, Granada, Espessartita, Calcopirita, Quartzo, Galena, Esfalerita, Ilmenita, Hematita, Cr-magnetita?	Clorita, Epidoto, Calcita, Pirita, Quartzo Sericita, Muscovita, Pirolusita? Fluorita?	Caolinita, Biotita	Quartzo, Epidoto, Clorita
Estilo	Restrito, com componente fissural	Pervasivo a fissural	Fissural	Fissural
Enriquecimento	K, Na, Al, Mg, Fe, SiO ₂ , Mn, Cu, Pb, Zn, Ti, Cr?	Ca, Fe, Mg, S, CO ₂ , SiO ₂ , K, Mn? F?	Al, K, Mg, Fe, SiO ₂	Al, K, Mg, Fe, SiO ₂
Estrutura	Zona de cisalhamento, foliação, fratura, zona de contato, bolsão	Disseminado, foliação, veio, vênula, fratura	<i>Stockwork</i>	<i>Stockwork</i>
Rocha Hospedeira	Metasienogranito, anfibolito, metamonzogranito, metariolito Bt-metabasito, metamonzogranito, Hbl-Qtz-monzonito	Metamonzogranito, metariolito, meta-andesito, metaignimbrito riolítico, Hbl-Qtz-monzonito, metasienogranito, Bt-metabasito	Metariolito	Metariolito

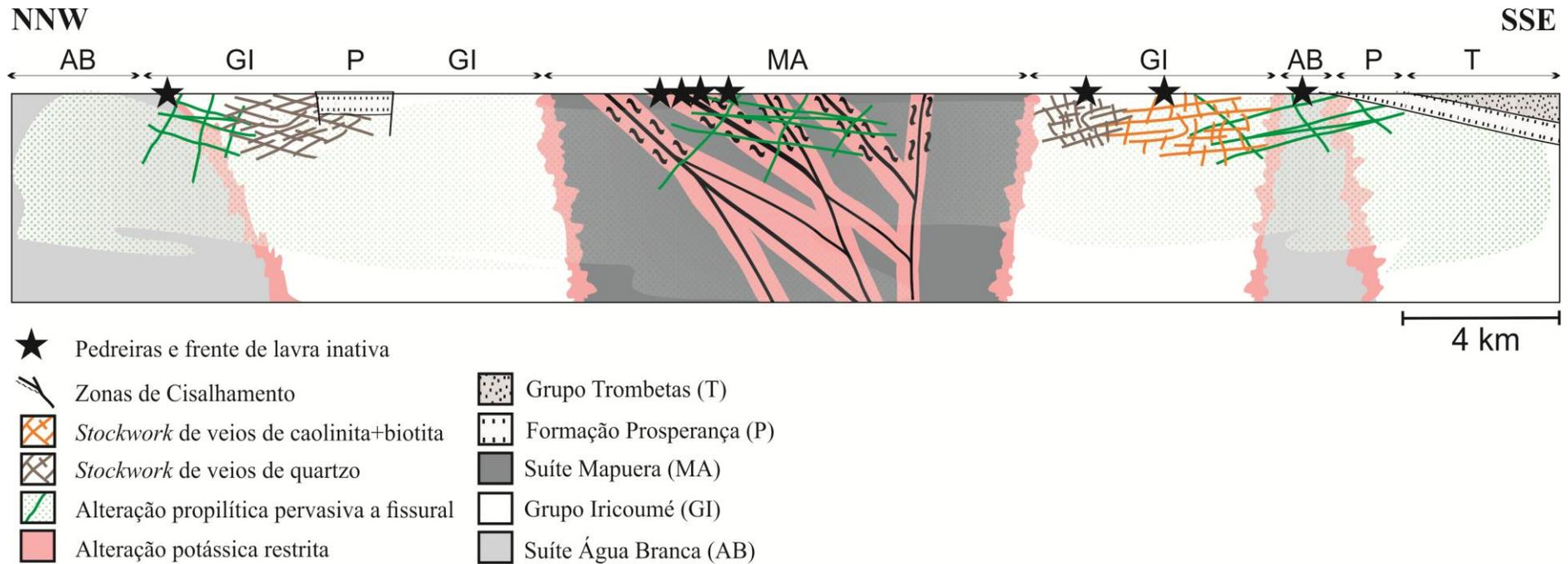


Figura VI.2 – Seção esquemática da região estudada, com distribuição e modos de ocorrência de alterações hidrotermais hospedadas em rochas paleoproterozóicas das suítes Água Branca e Mapuera e Grupo Iricoumé, que afloram no extremo SW do município de Presidente Figueiredo. Nesta seção os corpos ígneos estão tectonizados. A ascensão de fluidos hidrotermais foi contemporânea ao fim do processo tectono-termal regional responsável pelo basculamento de contatos e formação de zonas de cisalhamento. Zonas de cisalhamento estão principalmente encaixadas no corpo São Gabriel da Suíte Mapuera e, junto a zonas de contato litológico, hospedam a maior parte dos minerais de alteração sódio-potássica. O processo de alteração propilítica ocorreu durante o estágio tardi- a pós-tectônico de modo pervasivo e fissural em litologias da Suíte Água Branca e Grupo Iricoumé e de modo fissural no corpo São Gabriel. Em rochas do Grupo Iricoumé também estão encaixados stockworks de veios de caolinita+biotita e veios de quartzo que cortam as paragêneses de alteração potássica e propilítica.

De acordo com Valério (2006) rochas da Suíte Água Branca podem ser correlacionadas às unidades Tropas, Parauari e São Jorge Jovem e rochas do Grupo Iricoumé são correlacionáveis com a Formação Moraes Almeida (Grupo Iriri) da Província Aurífera do Tapajós. O autor também aponta modificações geoquímicas em relação às rochas da Província Tapajós devido às fases hidrotermais amplamente observadas em toda região de Presidente Figueiredo.

Diante do conjunto de informações apresentado, é possível realizar comparações entre a região estudada e a Província Aurífera do Tapajós. Apesar da relativa similaridade geocronológica, geoquímica e tectônica (zonas de amalgamento crustal convergente), os granitoides da região estudada não contém concentrações econômicas de metais suficientes para formar depósitos minerais, embora abriguem halos de alteração que demonstrem que a(s) fonte(s) dos fluidos hidrotermais esteja centrada na região do corpo São Gabriel.

Amabas rochas metasiengranito São Gabriel e diques metabásicos não contém teores de metais, seja de origem magmática ou metamórfica, que poderiam ter sido remobilizados durante o estágio hidrotermal para formar as concentrações de sulfeto observadas hoje nestas litologias. De igual modo, demais rochas da região também não apresentaram teores suficientes de metais para formar tais concentrações. Dessa forma, sugere-se que a(s) fonte(s) destes metais não esteja aflorando e que poderia estar relacionada a magmas profundos como exemplifica Robert *et al.* (2007).

Ainda, o Eon Proterozóico registra importantes depósitos de ouro-orogênico pelo mundo (e.g.: Ashanti-Obuasi, África Ocidental; Homestake, norte dos EUA; Omai, norte da América do Sul). Estes depósitos foram gerados com a participação de fluidos metamórficos e intrusões graníticas na formação de ouro no estágio tardi-tectônico, alojado em falhas de empurrão de alto ângulo (Blundell *et al.*, 2002).

As paragêneses encontradas nestes depósitos mundiais tem mineralogia diferente da encontrada na região estudada, embora o cenário geotectônico seja semelhante, capaz de abrigar depósitos do tipo ouro-orogênico caso houvesse uma fonte de fluidos suficientemente enriquecida.

CAPÍTULO VII

CONCLUSÕES

Com base nas observações de campo e caracterização petrográfica de rochas metaplutônicas e metavulcânicas que afloram no extremo SW do município de Presidente Figueiredo foram esclarecidos aspectos relacionados à distribuição espacial e litológica das paragênese hidrotermais e sua relação com efeitos termodinâmicos pós-magmáticos.

Entende-se que o processo hidrotermal tem grande amplitude na região em estudo e que foi tardio a posterior aos efeitos termodinâmicos experimentados pelas rochas estudadas neste trabalho. Associados ao evento hidrotermal, foram observados sulfetos, óxidos, silicatos e carbonatos em zonas de cisalhamento, falhas, fraturas, bolsões e disseminados.

O resultado da passagem do fluido hidrotermal é evidenciado pela formação de assembleias minerais diferentes das paragêneses minerais ígneas/metamórficas identificadas nas porções inalteradas/menos alteradas das rochas hospedeiras. Os processos de alteração identificados foram alteração sódio-potássica, que ocorre de forma restrita, e alteração propilítica, que ocorre nos estilos pervasivo e fissural.

A alteração sódio-potássica é caracterizada pela paragênese principal de K-feldspato, muscovita, biotita, magnetita, albita, espessartita, sericita, com menor quantidade de actinolita, calcopirita, galena, esfalerita, que ocorrem preferencialmente em zonas de deformação ou zonas de contato litológico, aonde alteram parcialmente a totalmente a rocha hospedeira.

Já a paragênese de alteração propilítica é composta por clorita, epidoto, calcita, pirita, quartzo, sericita, muscovita e ocorre em zonas de fratura, bolsões e de forma disseminada em todas as unidades litológicas estudadas.

O corpo São Gabriel e diques metamáficos associados hospedam maior quantidade e variedade de sulfetos, que ocorrem principalmente em veios e bolsões. As zonas deformacionais do corpo São Gabriel impuseram controle estrutural sobre a migração de fluidos potássicos, enquanto diques metamáficos foram importantes armadilhas químicas para precipitação de sulfetos.

Stockworks de veios de caolinita+biotita e de quartzo±epidoto±clorita hospedados em metariolitos do Grupo Iricoumé indicam que este litotipo foi mais afetado de forma rúptil que as demais litologias, o que possibilitou que os processos de caolinitização e silicificação fossem mais atuantes nestas rochas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., de BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* 17:1–29.
- ALMEIDA, M. E. 2006. Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitóides paleoproterozóicos do sudeste de Roraima, Brasil. Tese de doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 227p.
- AMARAL, G. 1974. Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Mestrado, 212 p.
- ARAÚJO NETO, H., MOREIRA, H.L. 1976. Relatório Interno, Projeto Estanho do Abonari. Brasília, Ministério de Minas Energia, Departamento Nacional de Produção Mineral, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 232 p.
- BARNES, H. L. 1997. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2nd ed. Ed. John Wiley & Sons. 972 p.
- BASTOS NETO, A.C., FERRON, J.T.M.M., CHAUVET, A., CHEMALE, F., de LIMA, E.F., BARBANSON, L., COSTA, C.F.M., 2014. U–Pb dating of the Madeira Suite and structural control of the albite-enriched granite at Pitinga (Amazonia, Brazil): evolution of the A-type magmatism and implications for the genesis of the Madeira Sn–Ta–Nb (REE, cryolite) world-class deposit. *Precambrian Research*, 243:181–196.
- BETTENCOURT, J. S., JULIANI, C., XAVIER, R. P., MONTEIRO, L. V. S., BASTOS NETO, A. C., KLEIN, E. L., ASSIS, R. R., LEITE Jr., W. B., MORETO, C. P. N., FERNANDES, C. M. D., PEREIRA, V. P. 2016. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 68: 22 – 49.
- BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J. H. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas e SIG*. 692p.
- BLUNDELL, D. J., NEUBAUER, F., VON QUADT, A. 2002. The timing and location of major ore deposits in an evolving orogeny. *Geological Society Special Publication* 204.
- BRITO, A. P. 2012. Caracterização Petrográfica das Paragêneses Minerais Hidrotermais das Litologias da Região de Presidente Figueiredo – AM. Trabalho Final de Graduação (Geologia), Universidade Federal do Amazonas. 30p.
- CORDANI, U.G., Tassinari, C.G.C., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com Base nos Dados

Geocronológicos. *In:* Congreso Geológico Chileno, Anais, 137-138.

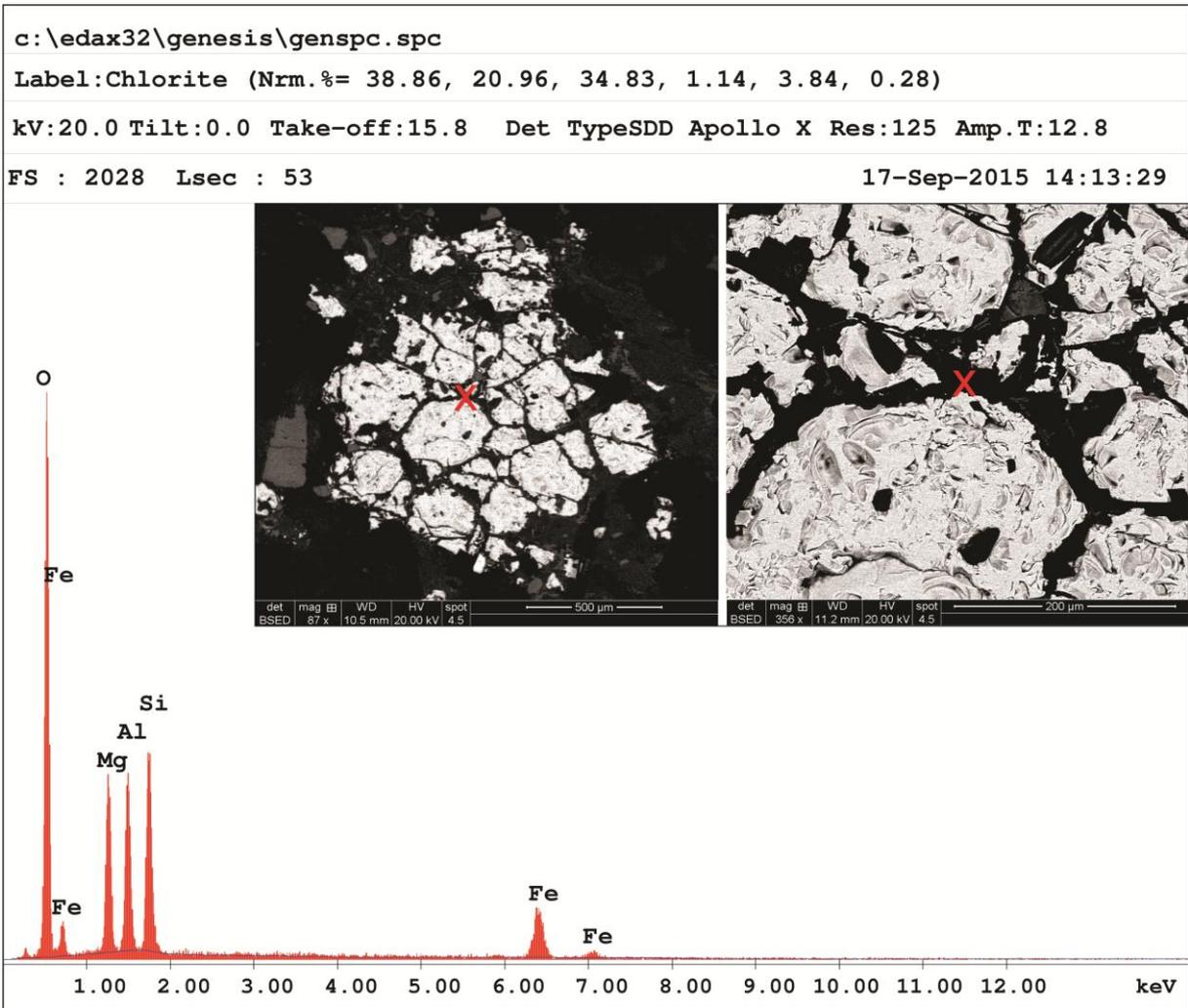
- COSTA, J.B.S., HASUI, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. *In:* Contribuições à Geologia da Amazônia. Costa, M.L., Angélica, R.S. FINEP/SBG-NO, Belém, Pará, 15-90.
- COSTI, H. T., DALL'AGNOL R., MOURA, C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *International Geology Review*, 42:832-849.
- COSTI, H.T., DALL'AGNOL, R., PICHAVANT, M., RAMO, O.T., 2009. The peralkaline tin-mineralized Madeira cryolite albite-rich granite of Pitinga, Amazonian Craton, Brazil: petrography, mineralogy and crystallization processes. *The Canadian Mineralogist*, 47:1301–1327.
- CPRM, 2008. Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG [organizado por] Maria Glícia da Nóbrega Coutinho. Rio de Janeiro. Vol. 1. 420p.
- DELGADO, I.M., SANTOS, R.A., PEDREIRA, A.J., SILVEIRA FILHO, N.C. 2003. Mapa Tectônico do Brasil. 1:5.000.000. CPRM.
- FERRON, J.M.T.M. 2006. Geologia regional, geoquímica e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas paleoproterozóicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico. Tese. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- FERRON, J.M.T.M., BASTOS NETO, A.C., LIMA, E.F., NARDI, L.V.S., COSTI, H.T., PIEROSAN, R., PRADO, M. 2010. Petrology, geochemistry and geochronology of paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 29:483–497.
- FUCK, R.A., PIMENTEL, M.M., MACHADO, N., DAOUD, W.E.K., 1993. Idade U–Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM) 1993. 4th Congresso Brasileiro de Geoquímica. Resumos expandidos, Brasília, 246–249.
- GRIBEL, P.L. 2012. Caracterização Petrográfica das Rochas da Suíte Intrusiva Água Branca e Derrames Vulcânicos Félsicos do Grupo Iricoumé e Sulfetos Associados, Pedreira Samaúma, Presidente Figueiredo, AM. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Amazonas, 36p.
- HADDAD, R.C., FARIA, M.S.G. 2000. Suíte Intrusiva Mapuera. *In:* Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracaráí, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A e NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM-Manaus. Capítulo 3: 3.8.
- HADDAD, R. C., OLIVEIRA, M. J. R., FARIA, M. S. G., REIS, N. J. 2000. Grupo Iricoumé. *In:* Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracaráí, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A e NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM-Manaus. Capítulo 3: 3.7.

- HASUI, Y. HARALYI, N. L., SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o Modelo Geotectônico. *In: II Symposium Amazônico, Manaus – AM. Anais 2:129-147.*
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Bases cartográficas. Disponível em <http://mapas.ibge.gov.br/bases-e-referenciais/bases-cartograficas/cartas.html>. Acesso em 10 de abril de 2015.
- LENHARO, S., 1998. Evolução Magmática e Modelo Metalogenético dos Granitos Mineralizados da Região de Pitinga, Amazonas, Brasil. São Paulo. Tese. Universidade de São Paulo. 290p.
- MARQUES, S. N. S. 2010. Geologia, Geoquímica e Geocronologia Sm-Nd de Rochas Vulcânicas do Grupo Iricoumé, Sul do Escudo das Guianas, Presidente Figueiredo (AM). Dissertação. Universidade Federal do Amazonas. 73f.
- MARQUES, S. N. S., SOUZA, V. S., DANTAS, E. L., VALÉRIO, C. S., NASCIMENTO, R. S. C. 2014. Contributions to the petrography, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd) of the paleoproterozoic effusive rocks from Iricoumé Group, Amazonian Craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 44(1):121-138.
- MORAD, S., SIRAT, M., EL-GHALI, M. A. K., MANSURBEG, H. 2011. Chloritization in Proterozoic granite from the Aspö Laboratory, southeastern Sweden: record of hydrothermal alterations and implications for nuclear waste storage. *Clay Minerals*, 46:495-513.
- OLIVEIRA, M. J. R., ALMEIDA, M. E., LUZARDO, R., FARIA, M. S. G. 1996. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca – SE de Roraima. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia 39(2):213-26.*
- OLIVEIRA, N. N. 2014. Mapeamento Geológico das Rochas Granitoides da Área da Pedreira Das Mercês, Município de Presidente Figueiredo – AM. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Federal do Amazonas. 60p.
- PIRAJANO, F. 2009. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Geological Survey of Western Australia, Perth, Australia. Springer Science+Business Media B.V. 1250.
- PIRAJANO, F. 1992. Hydrothermal mineral deposits, Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist. Springer-Verlag, New York, 709p.
- PIRAJANO, F., VAN KRANENDONK, M. J. 2005. Review of Hydrothermalism Process and Systems on Earth and Implications for Martian analogues. *Australian Journal of Earth Sciences*. 52:329-351.
- QIAL, G., BRUGGER, J., SKINNER, W. M., CHEN, G., PRING, A. 2010. An Experimental Study of the Mechanism of the Replacement of Magnetite by Pyrite up to 300°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74:5610–5630.
- REED, M.H. 1997. Hydrothermal Alteration and its Relationship to Ore Fluid Composition. *In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. H.L. Barnes. Ed John Wiley, 303–66.

- REIS, N.J., ALMEIDA, M.E., RIKER, S.L., FERREIRA, A.L. 2006. Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira, Região Cratônica, SIG. Mapa na escala 1:1.000.000. CD-ROM.
- ROBB, L. J. 2005. Introduction to Ore-Forming Process. Blackwell Publishing, Reino Unido. 373p.
- ROBERT, F., BROMMECKER, R., BOURNE, B. T., DOBAK, P. J., MCEWAN, C.J., ROWE, R. R., ZHOU, X. 2007. Models and Exploration Methods for Major Gold Deposit Types. *In* Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration. Plenary Session: Ore Deposits and Exploration Technology. 691-711.
- SANTOS, J. O. S., FARIA, M. S. G., HARTMANN, L. A., McNAUGHTON, N. J. 2002. Significant presence of the Tapajós-Parima orogenic belt in the Roraima region, Amazon Craton, based on SHRIMP U-Pb zircon geochronology. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, PB, Anais, p.336.
- SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., GAUDETTE, H. E., GROVES, D. I., MCNAUGHTON, N. J., FLETCHER, I. R. 2000. A new understand of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3(4):453-488
- SANTOS, J. O. S., RIZZOTTO, G. J., POTTER, P. E., McNAUGHTON, N. J., MATOS, R. S., HARTMANN, L. A., CHEMALE Jr., F., QUADROS, M. E. S. 2008. Age and Autochthonous Evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton Based on Mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165: 120-152.
- SIACHOQUE, A., SALAZAR, C. A., TRINDADE, R. 2016. Emplacement and Deformation of the A-Type Madeira Granite (Amazonian Craton, Brazil). *Lithos*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.021>. 18 p.
- SILLITOE, R. H. Granites and Metal Deposits. 1996. *Episodes*, 19(4): 126-133.
- SOUZA, A. C. 2012. Litogeoquímica e Química Mineral das Rochas Félsicas e Máficas Aflorantes entre os km 151-155 da BR-174, Município de Presidente Figueiredo (AM). Dissertação. Universidade Federal do Amazonas. 98p.
- SOUZA, A. G. H., MILLIOTTI, C. A., LUZARDO, R. 2006. Caracterização Petrográfica das Rochas Aflorantes na Pedreira do Getúlio, Região de Presidente Figueiredo-AM. *In*: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia. Aracajú SE.
- SOUZA, V. S. & NOGUEIRA, A. C. R. 2009. Seção Geológica Manaus – Presidente Figueiredo (AM), Borda Norte da Bacia do Amazonas: Um Guia para Excursão de Campo. *Revista Brasileira de Geociências*. 39(1): 19-29.
- TASSINARI, C. C. G. 1996. O Mapa Geocronológico do Craton Amazônico no Brasil: Revisão dos Dados Isotópicos. Tese. Universidade de São Paulo. 139p.

- TASSINARI, C. C. G. & MACAMBIA, M. J. B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- TASSINARI, C. C. G., CORDANI, U. G., NUTMAN, A. P., SCHMUS, W. R. V., BETTENCOURT, J. S., TAYLOR, P. N. 1996 Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, 38: 161-175.
- TEIXEIRA, W., TASSINARI, C. C. G., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K. 1989. A Review of Geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Research* 42: 213-227.
- TROYACK, F. L. Q. 2013. Caracterização Mineralógica e Química das Fases Mineralis Hidrotermais nas Rochas Paleoproterozóicas do Município de Presidente Figueiredo, AM. Relatório PIBIC. Universidade Federal do Amazonas. 13p.
- VALÉRIO, C. S. 2006. Magmatismo Paleoproterozóico do Extremo Sul do Escudo das Guianas, Município de Presidente Figueiredo (AM): Geologia, Geoquímica e Geocronologia Pb-Pb em Zircão. Dissertação. Universidade Federal do Amazonas. 112p.
- VALÉRIO, C. S. 2011. Petrologia e Tectônica de Granitos Paleoproterozóicos das Suítes Água Branca e Mapuera, Sul do Domínio Uatumã-Anauá, NE do Amazonas. Tese. Universidade Federal do Pará. 164p.
- VALÉRIO, C. S., MOACIR, J. B. M., SOUZA, V. S. 2012. Field and Petrographic Data of 1.90 to 1.88 Ga I- and A-Type Granitoids from the Central Region of the Amazonian Craton, NE Amazonas State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(4): 690-712.
- VEIGA Jr., J. P., NUNES, A. C. B., SOUZA, E. C., SANTOS, J. O. S., AMARAL, J. E., PESSOA, M. R. CRUZ, S. A. S. 1979. Projeto Sulfetos do Uatumã. Relatório final. DNPM/CPRM, Manaus –AM. 6v.
- VIANA, K. L. G. 2010. Caracterização Petrográfica das Rochas Meta-Ígneas da Região de Presidente Figueiredo-AM. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Amazonas. 30p.
- VIELREICHER, R. M. GROVES, D. I. RIDLEY, J. R. MCNAUGGTON, N. J. 1994. A Replacement Origin for the BIF-Hosted Gold Deposit at Mt. Morgans, Yilgarn Block, W.A. *Ore Geology Reviews*, 9: 325-347.

ANEXO 1



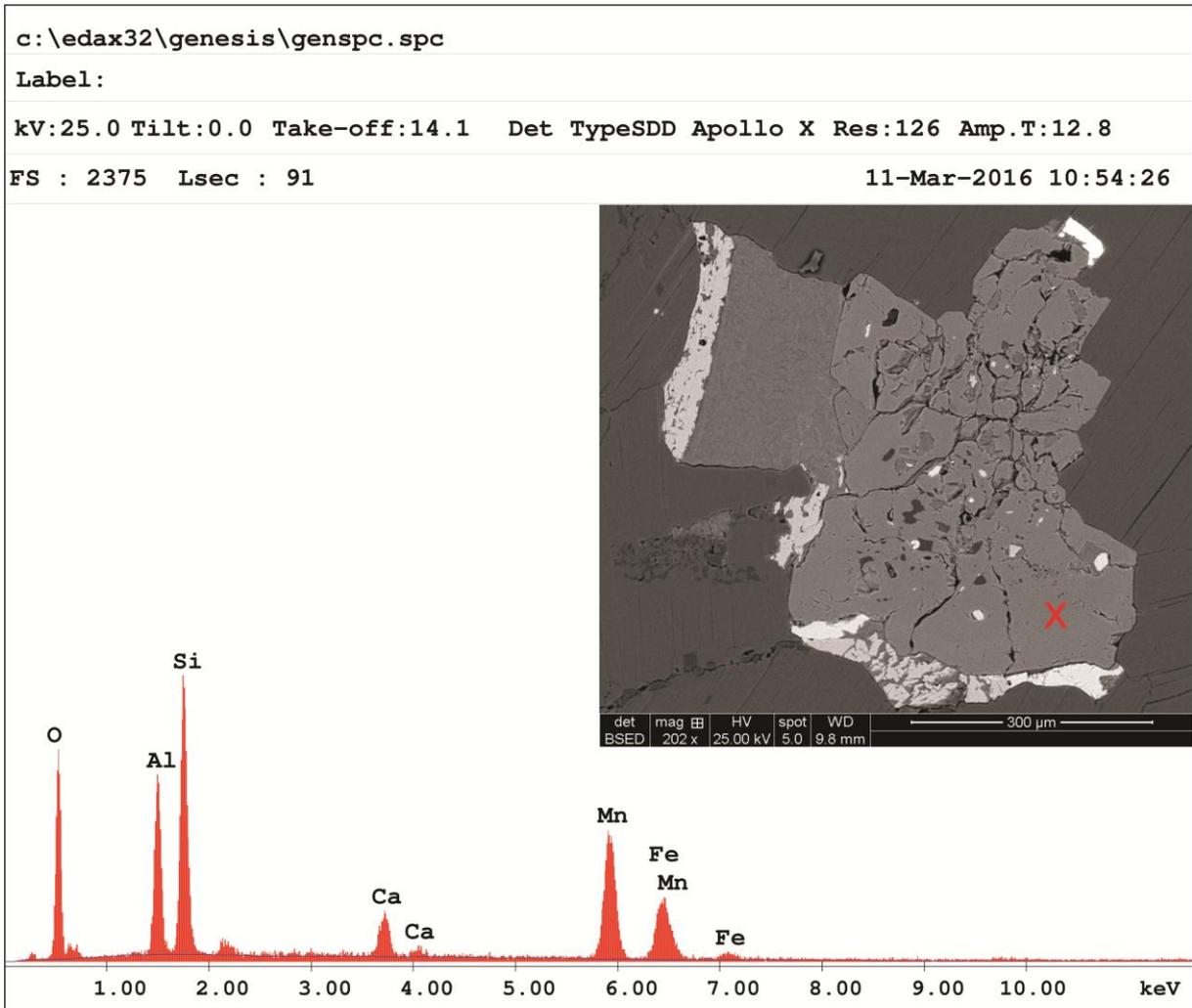
EDAX ZAF Quantification (Standardless)
 Element Normalized
 SEC Table : Default

Element	Wt %	At %	K-Ratio	Z	A	F
O K	53.24	67.36	0.1988	1.0303	0.3622	1.0006
MgK	12.04	10.02	0.0413	0.9885	0.3454	1.0042
AlK	12.68	9.51	0.0448	0.9594	0.3665	1.0035
SiK	14.28	10.29	0.0548	0.9874	0.3889	1.0001
FeK	7.75	2.81	0.0683	0.8706	1.0128	1.0000
Total	100.00	100.00				

Element	Net Inte.	Bkqd Inte.	Inte. Error	P/B
O K	131.87	0.58	1.19	228.52
MgK	49.94	2.38	2.02	20.96
AlK	55.14	3.41	1.95	16.19
SiK	63.09	3.28	1.80	19.26
FeK	26.45	1.30	2.78	20.30

Anexo 1 – Resultados químicos de MEV e imagens de elétrons retro-espalhados de cristais de clorita que ocorrem junto à magnetita e calcita em meta-monzogranito da Suíte Água Branca.

ANEXO 2

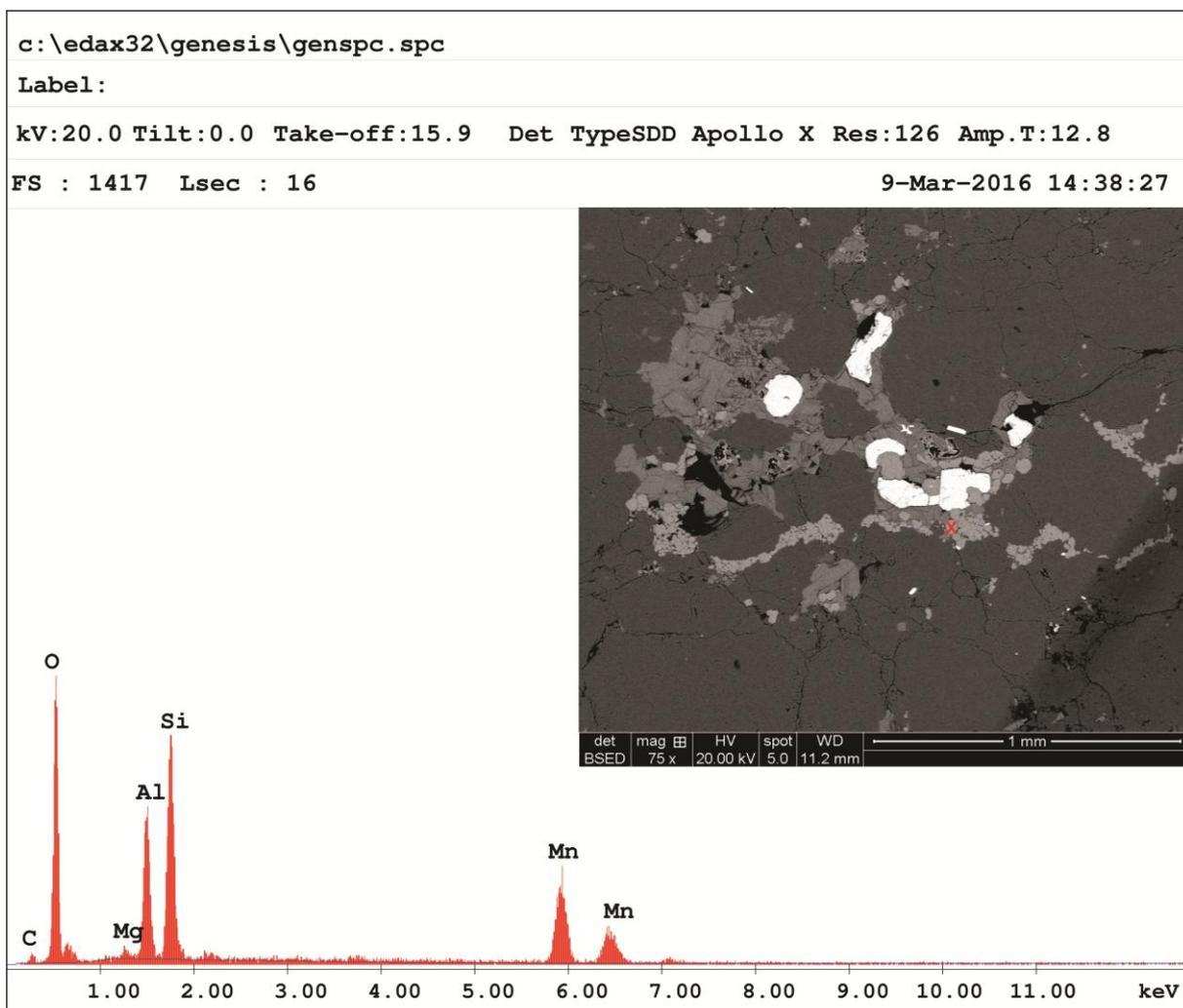


EDAX ZAF Quantification (Standardless)
 Element Normalized
 SEC Table : Default

Element	Wt %	At %	K-Ratio	Z	A	F
O K	39.04	57.12	0.1074	1.0482	0.2621	1.0008
AlK	14.36	12.46	0.0483	0.9792	0.3411	1.0073
SiK	25.05	20.88	0.0823	1.0082	0.3258	1.0007
CaK	2.59	1.51	0.0194	0.9814	0.7560	1.0094
MnK	12.91	5.50	0.1110	0.8829	0.9738	1.0000
FeK	6.05	2.53	0.0540	0.9000	0.9926	1.0000
Total	100.00	100.00				

Anexo 2 – Resultados químicos de MEV e imagem de elétrons retro-espalhados de cristais de granada espessartítica que ocorre junto à muscovita, pirita, calcopirita e clorita em meta-sienogranito da Suíte Mapuera.

ANEXO 3



EDAX ZAF Quantification (Standardless)

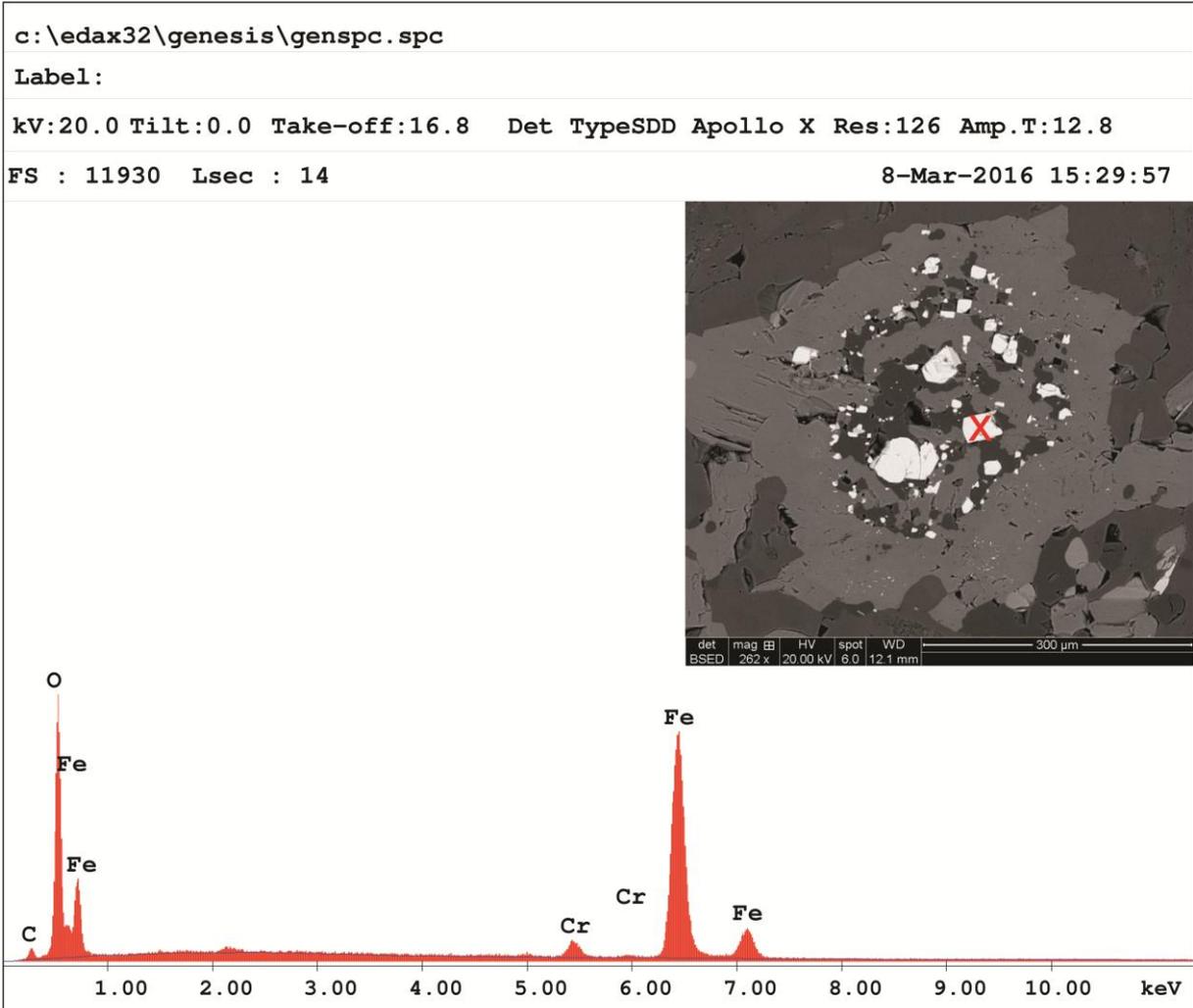
Element Normalized

SEC Table : Default

Element	Wt %	At %	K-Ratio	Z	A	F
C K	7.19	12.29	0.0109	1.0568	0.1431	1.0005
O K	44.80	57.51	0.1365	1.0391	0.2930	1.0006
MgK	0.83	0.70	0.0027	0.9969	0.3222	1.0055
AlK	11.99	9.13	0.0518	0.9675	0.4442	1.0057
SiK	20.18	14.76	0.0913	0.9958	0.4542	1.0003
MnK	15.01	5.61	0.1303	0.8631	1.0057	1.0000
Total	100.00	100.00				

Anexo 3 – Resultados químicos de MEV e imagem de elétrons retro-espalhados de cristais de granada espessartítica que ocorre junto à biotita, pirita, muscovita e epidoto em meta-sienogranito da Suíte Mapuera.

ANEXO 4



EDAX ZAF Quantification (Standardless)
Element Normalized
SEC Table : Default

Element	Wt %	At %	K-Ratio	Z	A	F
C K	6.00	13.21	0.0142	1.1029	0.2150	1.0006
O K	35.79	59.15	0.1490	1.0841	0.3834	1.0017
CrK	2.34	1.19	0.0256	0.9218	1.0086	1.1733
FeK	55.87	26.45	0.5209	0.9223	1.0109	1.0000
Total	100.00	100.00				

Element	Net Inte.	Bkgd Inte.	Inte. Error	P/B
C K	51.78	7.71	4.19	6.72
O K	1356.69	17.17	0.73	79.04
CrK	172.91	49.67	2.53	3.48
FeK	2639.39	41.90	0.52	63.00

Anexo 4 – Resultados químicos de MEV e imagem de elétrons retro-espalhados de cristais de Cr-magnetita que ocorre junto a quartzo em cristal de anfibólio em anfibolito da Suíte Mapuera.