



**O DISTRITO AURÍFERO DE CRIXÁS – GO: CARACTERIZAÇÃO DO NOVO
CORPO DE MINÉRIO INGÁ**

Porto Alegre, 2015

MARCO ANTÔNIO SARTORI CASTOLDI

**O DISTRITO AURÍFERO DE CRIXÁS – GO: CARACTERIZAÇÃO DO NOVO
CORPO DE MINÉRIO INGÁ**

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

Orientador(es): Prof. Dr. José Carlos Frantz

Prof.(a) Dr.(a) Juliana Charão Marques

Supervisor: Bruno Araújo dos Santos

Porto Alegre, 2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Castoldi, Marco Antônio Sartori

O distrito aurífero de Crixás-GO: caracterização do novo corpo de minério Ingá. / Marco Antônio Sartori Castoldi. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015.

[154 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es): José Carlos Frantz

Coorientador(es): Juliana Charão Marques

1. Greenstone belt 2. Alteração hidrotermal 3. Veio de quartzo 4. Ouro I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**O DISTRITO AURÍFERO DE CRIXÁS – GO: CARACTERIZAÇÃO DO NOVO CORPO DE MINÉRIO INGÁ**”, elaborado por MARCO ANTÔNIO SARTORI CASTOLDI, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto

Prof.(a) Dr.(a) Lauren da Cunha Duarte

Prof. Dr. Pedro Luiz Juchem

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer meus pais Gilberto e Márcia e meus irmãos Eduardo e Ana Clara por todo amor e suporte durante minha vida, esse trabalho é dedicado a vocês. Não menos importante, meu imenso agradecimento a minha namorada Heloísa por me acompanhar e me tornar uma pessoa melhor. À toda minha família por formarem os pilares do que sou, especialmente minha avó Guiomar e tias Maristela e Clarice por sustentarem toda a cadeia familiar sob seus colos.

Aos meus orientadores José e Juliana pela eterna amizade, inúmeros ensinamentos, sem nunca medir esforços em me ensinar, fomentando o meu desenvolvimento sempre mais. Ao Vinícius e Renan pelo auxílio constante no trabalho.

Aos geólogos de exploração da AngloGold Ashanti – Serra Grande: Diogo, Bruno, Maiquel, João, Fernanda e Rodrigo e geólogos de mina Paulo, Gabriel e André pela amizade e todo o suporte, estágios e conhecimento passados. Em especial ao Bruno e ao Diogo pelas oportunidades de estágio e supervisão do trabalho e ao Maiquel e sua esposa Camila pela hospitalidade e toda imensa ajuda durante os meses passados em Crixás-GO. Ao Carlos, Janisson, Leucimar, Juliana, Djalma, Jayro, Lucas, Wesley, Volney, Valdinei, Rubens, Geraldo, Argemiro, Rafael, Eliomar, Douglas, Silvânio e Aldieres pela amizade e todo o suporte dado na empresa. A AngloGold Ashanti pelo acesso a área de estudo, material de trabalho, bibliografia e experiência. Ao Sr. Eric e Weatherford Laboratories pela amizade, conselhos e análises DRX e FIB-SEM gratuitas. Meus agradecimentos também à Clarrisa, Luciana e Bobby pela execução das análises.

A Society of Economic Geologists e SEG UFRGS Student Chapter pelos tantos auxílios, viagens de campo, eventos e cursos investidos em minha formação profissional. Aos eternos amigos mundo afora feitos durante essas atividades que orgulham a geologia econômica com o seu talento.

A CAPES, ao Ciência sem Fronteiras, University of Utah e todos os envolvidos em proporcionar um dos melhores anos de minha vida. Ao Prof. Erich pelos conselhos profissionais. Aos eternos amigos de intercâmbio, minha segunda família desses cantinhos

do Brasil. A Freeport-McMoran e Dave, Bonnie, Angela, Patty e Everett por me tornarem geólogo aos 20 anos.

A UFRGS e o Instituto de Geociências pela estrutura e faculdade gratuitas e de qualidade. Aos eternos amigos que a faculdade me proporcionou meu muito obrigado pelo companheirismo. Aos colegas de bolsa de iniciação científica. Ao Laércio pelos tantos auxílios em microscopia e MEV. Ao Edgar pelas análises DRX. A Susan e Lucas pelas análises em ME. Ao Marcelo pela preparação de amostras e lâminas. A FAURGS E PROREXT pelas bolsas de iniciação científica ao longo do curso. A mineração e a geologia econômica.

A todos aqueles que cruzaram meu caminho nesses 23 anos e me querem bem, meu muito obrigado. Vocês são a razão de tudo.

I dreamt of a country where education would prevail

Malala Yousafzai

RESUMO

O corpo de minério Ingá localiza-se no *greenstone belt* de Crixás, noroeste do estado de Goiás, que consiste de uma sequência vulcano-sedimentar metamorfisada na fácies xisto verde a anfibolito inferior, contendo a sexta maior reserva de ouro do Brasil (Jost *et al.*, 2010). A sequência supracrustal definida por Sabóia *et al.* (1981) é caracterizada da base para o topo pela Formação Córrego Alagadinho (komatiitos), Formação Rio Vermelho (basaltos toleíticos) e a Formação Ribeirão das Antas (filito carbonoso e grauvacas). O corpo Ingá, localizado na Formação Ribeirão das Antas e descoberto em 2012, é dividido em Zonas Superior e Inferior devido ao seu estilo de mineralização (Fortes, 1996). A Zona Superior consiste de lentes de sulfeto maciço hospedadas em dolomitos. Na Zona Inferior a mineralização aurífera é hospedada em um veio de quartzo massivo e no filito carbonoso adjacente, controlada pela falha de empurrão de baixo ângulo denominada estrutura III. Quatro testemunhos de sondagem em seção 203-023° aproximadamente perpendicular ao mergulho do corpo de minério Ingá foram selecionados para estudo da Zona Inferior - objetivo principal do trabalho. Descrição petrográfica detalhada permitiu a identificação, da base para o topo de: metagrauvaca, quartzo-clorita-sericita-granada xisto (QCSGX), veio de quartzo massivo (VQM), filito carbonoso (FC) e dolomito (DOL). Raros diques de biotita-clorita xisto e quartzo-granada-sericita xisto cortam as litologias, sendo comum a presença de lentes de QCSGX no FC e lentes de DOL em FC e QCSGX. A alteração hidrotermal é caracterizada pela presença de halo externo superior de carbonatação pervasiva (ankerita, dolomita e calcita), halo externo central de alteração fílica (ilita, muscovita e caolinita) e alteração potássica (ferri-biotita) pervasivo-seletivos e halo interno central de silicificação pervasiva com clorita (variedade ferrosa) em venulações. Cloritização (variedade aluminosa) tardia retrogressiva e seletiva ocorre em toda a espessura do pacote. A mineralização, adjacente ao VQM que corta o FC, ocorre em três estágios distintos: (1) $Po \pm Pn \pm Aspy$ alotriomórfica, (2) $Aspy$ idiomórfica I ($Aspy$ I1) e (3) $Aspy$ idiomórfica II ($Aspy$ I2) + $Po + Cpy + Ilm \pm Rt \pm Mag \pm Pn \pm Au$. Ouro ocorre de forma livre no VQM e FC adjacente e em fraturas, bordas ou como inclusões em $Aspy$ idiomórfica e raramente na borda de Rt ou Po . $Aspy$ I2, mais rica em arsênio e associada ao ouro, ocorre como alteração intragranular da $Aspy$ I1, indicando aumento de temperatura e f_{s_2} , o que corrobora com o aumento de temperatura dos fluidos hidrotermais em direção ao VQM, precursores das diferentes zonas de alteração hidrotermal. Determina-se, portanto, que as variações paragenéticas da alteração hidrotermal gradativa atuante no corpo de minério Ingá provavelmente consistiram de vários pulsos distintos (pelo menos dois) de um sistema hidrotermal heterogêneo. Um com características de fluido ácido de T intermediária e outro intermediário a alcalino com T média a alta. Além disso, a variedade de minerais hidrotermais e a extensão do halo de alteração sugere que as alterações hidrotermais foram resultantes de uma alta razão fluido/rocha. Sendo assim, três parâmetros prospectivos foram determinados: (1) VQM, (2) Silicificação adjacente ao VQM e (3) $Aspy$ idiomórfica. Conclui-se, portanto, que a zona inferior do corpo de minério Ingá apresenta similaridade em relação aos controles de mineralização de outros corpos do *greenstone belt* de Crixás hospedados na estrutura III, tais como a Mina III.

Palavras-chave: *Greenstone belt*. Alteração hidrotermal. Veio de quartzo. Arsenopirita. Ouro.

ABSTRACT

The Ingá orebody is located in the Crixás greenstone belt, northwest of Goiás state - Brazil, which consists of a volcanosedimentary sequence metamorphosed in the greenschist to lower amphibolite facies, containing the sixth largest Brazil's gold reserve (Jost et al., 2010). The supracrustal sequence defined by Sabóia et al. (1981), is characterized from bottom to top by the Corrego Alagadinho Formation (komatiites), Rio Vermelho Formation (tholeiitic basalts) and the Ribeirão das Antas Formation (carbonaceous phyllites and graywackes). The Ingá orebody, hosted in the Ribeirão das Antas Formation and discovered in 2012, is divided into the Superior Zone and Inferior Zone due to its mineralization styles (Fortes, 1996). The Superior Zone consists of massive sulfide lenses hosted in dolomites. In the Inferior Zone the auriferous mineralization is hosted in a massive quartz vein and the adjacent carbonaceous phyllite, controlled by the Structure III – a low-angle thrust fault. Four drill cores in a section (203-023°) approximately perpendicular to the Ingá orebody plunge, were selected for study of the Inferior Zone - the main research objective. Detailed petrographic descriptions allowed the identification, from bottom to top of: metagraywacke, quartz-chlorite-sericite-garnet schist (QCSGS), massive quartz vein (MQV), carbonaceous phyllite (CP) and dolomite (DOL). Rare dikes of biotite-chlorite schist and quartz-garnet-sericite schist (QGSS) crosscut lithologies. Lenses of QCSGS in the CP and lenses of DOL in the CP and QCSGS are common. The hydrothermal alteration is characterized by the presence of a pervasive carbonation superior-external haloe (ankerite, dolomite and calcite), pervasive-selective central-external haloe of phyllic (illite, muscovite and kaolinite) and potassic (ferri-biotite) alteration and a pervasive silicification central-internal haloe with chlorite (ferrous variety) in veins. Retrogressive-late selective chloritization (aluminous variety) occurs along all the studied sequence. The mineralization adjacent to the MQV that crosscut the CP occurs in three different stages: (1) $Po \pm Pn \pm \text{alotriomorphic Aspy}$, (2) $\text{Idiomorphic Aspy I (Aspy I1)}$ and (3) $\text{Idiomorphic Aspy II (Aspy I2)} + Po + Cpy + Ilm \pm Rt \pm Mag \pm Pn \pm Au$. Free gold occurs disseminated in the MQV and the adjacent CP, and gold also is common in fractures, edges and as inclusions in idiomorphic Aspy and rarely occurs on the edges of Rt or Po. Aspy I2, richer in arsenic and associated with gold, occurs as intragranular alteration of Aspy I1, indicating increase in temperature and f_{S_2} , which confirms the increase in temperature of the hydrothermal fluids towards the MQV, precursors of the different alteration zones. Therefore, it is determined that the paragenetic variations of the gradative hydrothermal alteration acting in the Ingá orebody probably consisted of many distinct pulses (at least two) of a heterogeneous hydrothermal system. One with characteristics of acid fluid with intermediate T and the other an intermediate-alkaline fluid with T intermediate to high. Furthermore, the variety of hydrothermal minerals and the extension of the alteration haloe suggest that the hydrothermal alterations were resultant of a high fluid/rock ratio. Therefore, three prospective parameters were defined: (1) MQV, (2) Silicification adjacent to the MQV and (3) idiomorphic Aspy. It is concluded, therefore, that the Ingá orebody Inferior Zone presents similarity in relation to mineralization controls of other orebodies in the Crixás greenstone belt controlled by the Structure III, as the Mina III.

Keywords: Greenstone belt. Hydrothermal alteration. Quartz vein. Arsenopyrite. Gold.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Localização do município de Crixás e dependências da AngloGold Ashanti – Serra Grande. Modificado de Matsui (2002).....	29
Figura 2. Compartimentação tectonoestratigráfica da Província Tocantins. Extraído de Santos <i>et al.</i> (2014) e modificado de Fuck <i>et al.</i> (1994).....	31
Figura 3. a) Geologia da área de estudo em escala continental. b) Localização dos terrenos arqueanos do Brasil central. Modificado de Pimentel <i>et al.</i> (2000).....	32
Figura 4. Estratigrafia dos <i>greenstone belts</i> de Goiás. Modificado de Jost & Oliveira (1991) e Resende <i>et al.</i> (1998).....	33
Figura 5. a) Esquema geológico simplificado do <i>greenstone belt</i> de Crixás. Modificado de Jost & Fortes (2001). b) Coluna estratigráfica do <i>greenstone belt</i> de Crixás. Modificado de Jost <i>et al.</i> (2010).....	37
Figura 6. Mapa geológico local com o corpo de minério Ingá destacado. Modificado de software ArcGIS – AngloGold Ashanti (2015).....	38
Figura 7. Corpos de minério e estruturas controladoras da mineralização. a) Corpos de minério do <i>greenstone belt</i> de Crixás e suas respectivas falhas de empurrão de baixo ângulo controladoras da mineralização. b) Seção W-E (A-B) com os corpos de minério Baru (Estrutura Palmeiras), Pequizão (Estrutura IV) e Corpo XI e Ingá (Estrutura III). Modificado de Aparecido (2014).....	46
Figura 8. Corpo de minério Ingá. a) Zona inferior e superior do corpo de minério Ingá com furos de sondagem selecionados para estudo. b) Furos de sondagem selecionados para estudo em seção 203°-023°. Modificado de software Datamine – AngloGold Ashanti (2015).....	52
Figura 9. Mapa em planta dos furos de sondagem selecionados da zona inferior do corpo de minério Ingá. Sem coordenadas devido a sigilo. Modificado de software Datamine – AngloGold Ashanti (2015).....	52

Figura 10. Seção 203°-023° com furos de sondagem selecionados para o estudo e respectivas metragens descritas. Modificado de software Datamine – AngloGold Ashanti (2015).....	53
Figura 11. Reconhecimento geológico local: frente de lavra (veio de quartzo) em 750 metros de profundidade na Mina III. Dados da pesquisa (2015).....	54
Figura 12. Descrição macroscópica de testemunhos de sondagem. Dados da pesquisa (2015).....	55
Figura 13. Lupa de mesa LEICA MZ125 do Laboratório de Geologia Isotópica do IGEO – UFRGS. Dados da pesquisa (2015).....	58
Figura 14. Microscópio LEICA DM LP do Laboratório de Geologia Isotópica do IGEO-UFRGS com câmera fotográfica Leica DC300F. Dados da pesquisa (2015).....	59
Figura 15. Microscópio de luz transmitida e refletida e seus componentes. Modificado de www.micro.magnet.fsu.edu (2015).....	60
Figura 16. Microscópio eletrônico de varredura (MEV) utilizado no estudo. Dados da pesquisa (2015).....	61
Figura 17. Desenho esquemático de um microscópio eletrônico de varredura. Modificado de www.fap.if.usp.br (2015).....	62
Figura 18. Microsonda eletrônica Cameca SXFive utilizada no estudo. Dados da pesquisa (2015).....	63
Figura 19. Desenho esquemático de uma microsonda eletrônica. Modificado de www.nau.edu (2015).....	64
Figura 20. Amostra para DRX moída em cadinho de ágata. Dados da pesquisa (2015).....	65
Figura 21. Desenho esquemático de difratômetro de raios-x. Modificado de www.uqac.ca (2015).....	66
Figura 22. Difratômetros de raio-x utilizados no estudo. a) Difratômetro SIEMENS BRUKER AXS DS5000 do Laboratório de Difratometria de Raios-X do IGEO-UFRGS.	

b) Difratômetro SIEMENS BRUKER AXS D4 Endeavor do Weatherford Laboratories. Dados da pesquisa (2015).....	67
Figura 23. Dolomito. a) Furo de sondagem XIGE-0055 com dolomito delimitado pela linha vermelha. b) Amostra de mão de dolomito com bolsões máficos (verde). c) Fotomicrografia da matriz do dolomito. d) Fotomicrografia dos bolsões máficos hidrotermalizados em dolomito. Fotos “c” e “d” em luz transmitida e nicóis cruzados. Dados da pesquisa (2015).....	73
Figura 24. Dique de biotita-clorita xisto (BCX). a) Furo de sondagem XIGE-0055 com BCX delimitado pela linha vermelha. b) Amostra de mão de BCX. c) Fotomicrografia da matriz do BCX. d) Fotomicrografia da matriz do BCX e venulação de carbonato. Fotos “c” e “d” em luz transmitida e nicóis cruzados. Dados da pesquisa (2015).....	76
Figura 25. Dique de quartzo-granada-sericita xisto (QGSX). a) Furo de sondagem II-485 com dique de QGSX delimitado pela linha vermelha. b) Amostra de mão de QGSX. c) Fotomicrografia da matriz do QGSX com pirrotita (Po) intrafoliar. d) Fotomicrografia da matriz do QGSX. Fotos “c” e “d” em luz transmitida e nicóis cruzados. Dados da pesquisa (2015).....	80
Figura 26. Filito carbonoso (FC). a) Furo de sondagem XIGE-0023 com FC delimitado pela linha vermelha. b) Amostra de mão de filito carbonoso. Dados da pesquisa (2015).....	81
Figura 27. Veio de quartzo massivo (VQM). a) Furo de sondagem XIGE-0023 com VQM delimitado pela linha vermelha. b) Amostra de mão de filito carbonoso + VQM com ouro (Au) livre visível. c) Amostra de mão de VQM com fragmentos de FC. d) Fotomicrografia a luz transmitida e nicóis cruzados de VQM. Dados da pesquisa (2015).....	84
Figura 28. Quartzo-clorita-sericita-granada xisto (QCSGX). a) Furo de sondagem XIGE-0023 com QCSGX delimitado pela linha vermelha. b) Amostra de mão de QCSGX. Dados da pesquisa (2015).....	85
Figura 29. Metagrauvaca. a) Furo de sondagem II-485 com metagrauvaca delimitada pela linha vermelha. b) Amostra de mão de metagrauvaca. Dados da pesquisa (2015).....	87

Figura 30. Zoneamento de alterações hidrotermais ao longo dos furos de sondagem estudados. Dados da pesquisa (2015).....	89
Figura 31. Paragênese mineral das diferentes zonas de alteração hidrotermal e rochas hospedeiras. Dados da pesquisa (2015).....	90
Figura 32. Alteração potássica interceptando o filito carbonoso com caráter abrupto. a) Foto da amostra 55-6. b) Desenho esquemático das alterações hidrotermais na amostra 55-6. Dados da pesquisa (2015).....	107
Figura 33. Biotita (Bt) metamórfica e biotita hidrotermal. a) Biotita metamórfica. b) Biotita hidrotermal. Fotomicrografias “a” e “b” em luz transmitida e nicóis descruzados. Dados da pesquisa (2015).....	117
Figura 34. Gráfico de classificação de biotitas com análises semiquantitativas/comparativas de cristais paralelos (n=11) e oblíquos (n=11) a foliação principal Sn. Resultados aproximadamente como ferri-biotita. Modificado de Speer (1981) e Deer <i>et al.</i> (1986).....	117
Figura 35. Granada metamórfica sem zonação ou com zonação incipiente. a) Análise quantitativa em microsonda eletrônica em perfil de pontos na granada (23-12 GRT PF1) das figuras “b-f”. b) Perfil de pontos em imagem <i>backscattering</i> de microsonda eletrônica. c) Fotomicrografia em luz transmitida e nicóis descruzados da granada analisada. d) Zonação composicional por borda cálcica não verificada. e) Zonação composicional (núcleo manganésífero). f) Inclusões de ilmenita e quartzo em granada atestadas pelos teores de titânio (Ti) e silício (Si). g) Análise quantitativa em perfil de pontos em granada (23-12 GRT PF2). h) Análise quantitativa em perfil de pontos em granada (23-12 GRT PF3). Dados da pesquisa (2015).....	120
Figura 36. Granada metamórfica zonada. a) Análise quantitativa em microsonda eletrônica em perfil de pontos na granada (55-12 GRT PF1) das figuras “b-f”. b) Perfil de pontos em imagem <i>backscattering</i> de microsonda eletrônica. c) Fotomicrografia em luz transmitida e nicóis descruzados da granada analisada. d) Zonação composicional (borda cálcica) atestada por mapeamento composicional EDS em MEV. e) Zonação composicional (núcleo manganésífero). f) Inclusões de ilmenita, quartzo e carbonato em	

granada atestadas pelos teores de titânio (Ti), silício (Si) e cálcio (Ca). g) Análise quantitativa em perfil de pontos em granada (55-12 GRT PF2). h) Análise quantitativa em perfil de pontos em granada (55-12 GRT PF3). Dados da pesquisa (2015).....121

Figura 37. Clorita (Chl) tardia em matriz e clorita em venulações. a) Clorita como alteração seletiva tardia, parcial ou total de biotita (Bt) na matriz. b) Clorita em veio de quartzo (Qz). Fotomicrografias “a” e “b” em luz transmitida e nicóis cruzados. Dados da pesquisa (2015).....123

Figura 38. Clinozoisita. a) Clinozoisita (Czo) em matriz com quartzo (Qz) e biotita (Bt). Fotomicrografia em luz transmitida com nicóis cruzados b) Imagem *backscattering* com ponto para análise EDS-MEV nº 100. c) Análise elementar EDS correspondente. d) Composição semiquantitativa da clinozoisita. Dados da pesquisa (2015).....124

Figura 39. Hornblenda. a) Hornblenda (Hbl) em matriz com quartzo (Qz), clorita (Chl), biotita (Bt) e granada (Grt). Fotomicrografia em luz transmitida com nicóis cruzados. b) Imagem *backscattering* com ponto para análise EDS-MEV nº 291. c) Análise elementar EDS correspondente. d) Composição semiquantitativa da hornblenda. Dados da pesquisa (2015).....126

Figura 40. Alterações hidrotermais. a) Carbonatação pervasiva. b) Carbonatação pervasiva com bolsões máficos hidrotermalizados. c) Interface abrupta de alteração potássica pervasiva-seletiva sobre alteração fílica pervasiva-seletiva (mais escura). d) Alteração fílica pervasiva-seletiva. e) Alteração potássica pervasiva-seletiva. f) Alteração fílica pervasiva-seletiva e cloritização entre venulações de quartzo. g) Silicificação pervasiva. h) Silicificação pervasiva em contato com venulação de quartzo. Todas as fotomicrografias estão em luz transmitida e nicóis cruzados. Dados da pesquisa (2015).....128

Figura 41. Arsenopirita idiomórfica a até 3 metros das margens do veio de quartzo massivo. Amostras de mão dos furos de sondagem XIGE-0066 (a), XIGE-0055 (b), XIGE-0023 (c) e II-485 (d). Dados da pesquisa (2015).....135

Figura 42. Minerais de minério e suas ocorrências. a) Pirrotita (Po) intrafoliar com inclusões de calcopirita (Cpy) e chamas de pentlandita (Pn). b) Arsenopirita (Aspy)

idiomórfica com Po nas bordas ou como inclusões. c) Aspy idiomórfica com Po nas bordas ou próximo a elas. d) Aspy idiomórfica com Po e Cpy em fraturas. e) Po ± Cpy associado a granada (Grt). f) Po e Cpy em fratura de hornblenda (Hbl). G) Po em associação com Aspy alotriomórfica. h) Cpy nas bordas ou como inclusões em Aspy idiomórfica e magnetita (Mag) como inclusões em Aspy. i) Cpy e Ilm dispersos. j) Ilm nas bordas de Po ou próximo delas. k) Ilm inclusa em Grt e Po em fraturas de Grt. l) Mag nas bordas ou como inclusões em Aspy idiomórfica. Fotomicrografias “a” a “l” em luz refletida. Dados da pesquisa (2015).....137

Figura 43. Ouro e sua ocorrência. a) Ouro livre em veio de quartzo. b) Ouro livre na ganga. c) Ouro nas bordas e incluso em arsenopirita (Aspy) idiomórfica. d) Ouro nas bordas de Aspy idiomórfica. e) Ouro na borda de rutilo (Rt). f) Ouro na borda de pirrotita (Po). Fotomicrografias “a” a “f” em luz refletida. Dados da pesquisa (2015).....139

Figura 44. Gráfico de S (%) X As (%) evidenciando duas gerações de arsenopirita idiomórfica (Aspy) em zonação intragranular. Dados da pesquisa (2015).....140

Figura 45. Arsenopirita idiomórfica com zonação intragranular. a) Arsenopirita (Aspy) idiomórfica com ouro (Au) em suas bordas ou como inclusões. b) Detalhe da figura (a) mostrando Aspy idiomórfica inicial (Aspy I1) cinza escuro e tardia (Aspy I2, com inclusões de Au) cinza claro. c) Mapa composicional EDS mostrando enriquecimento em arsênio (As) na Aspy I2, com Aspy I1 mais rica em enxofre (S). d) Mapa composicional EDS mostrando que não há variação no teor de ferro (Fe) entre Aspy I1 e I2. e) Detalhe da figura (b) como mapa composicional EDS mostrando inclusão de Au (liga Au + Ag) associada a Aspy I2 (tons azuis). f) Aspy idiomórfica com Au em suas fraturas ou bordas e como inclusões. g) Detalhe da figura (f) com Au em bordas e inclusões relacionadas a Aspy I2 (cinza claro). h) Detalhe da figura (f) com Au em fraturas relacionadas a Aspy I2 (cinza claro). i) Aspy I2 pouco desenvolvida. j) Detalhe da figura (i) com Au como inclusões na Aspy I2 desenvolvida em faixas estreitas cinza claro. Aspy I1 em cor cinza escuro. k) Aspy I2 (cinza claro) bem desenvolvida com Au em sua borda e Au livre na ganga. Aspy I1 em cor cinza escuro. l) Aspy I2 (cinza claro) fracamente desenvolvida com Au em sua borda. O fraco desenvolvimento de Aspy I2 pode refletir os baixos teores

relativos de Au no furo de sondagem II-485. Aspy I1 em cor cinza escuro. Figuras “a-b” e “f-l” como imageamento *backscattering* em MEV. Dados da pesquisa (2015).....142

Figura 46. Relações de fase, estabilidade e química de arsenopirita. Aumento da quantidade de As em Aspy implica em aumento de temperatura e fS_2 . Diagrama de fase modificado de Barton (1969), Kretschmar & Scott (1976) e Sharp et al. (1985).....144

LISTA DE QUADROS

Quadro I. Quadro comparativo da estratigrafia dos <i>greenstone belts</i> de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás, Santa Rita e Faina. Modificado de Queiroz (2000).....	33
Quadro II. Etapas da metodologia desenvolvida no estudo. Dados da pesquisa (2015).....	50
Quadro III. Tabela de resultados gerais de análises semiquantitativas/comparativas em clorita. Dados da pesquisa (2015).....	122
Quadro IV. Sequência de eventos de alteração hidrotermal na zona inferior do corpo de minério Ingá. Dados da pesquisa (2015).....	129
Quadro V. Estágios (1, 2 e 3) de mineralização. Dados da pesquisa (2015).....	133

LISTA DE TABELAS

Tabela I. Estratigrafia e geocronologia do <i>greenstone belt</i> de Crixás. Modificado de Jost <i>et al.</i> (2010). Métodos e referências: i- Sm-Nd: Arndt <i>et al.</i> (1989); 2- Pb-Pb: Arndt <i>et al.</i> (1989); 3- Isócrona Sm-Nd: Fortes <i>et al.</i> (2003); 4- U-Pb zircões de granitos: Queiroz <i>et al.</i> (2008); 5- U-Pb zircão detrítico: Jost <i>et al.</i> (2010); 6- Sm-Nd Tdm idade modelo: Fortes <i>et al.</i> (2003); 7- U-Pb zircão de dique máfico: Jost <i>et al.</i> (2010).....	44
Tabela II. Tabela de amostragem e técnicas realizadas dos furos de sondagem XIGE-0066 e XIGE-0055. Dados da pesquisa (2015).....	56
Tabela III. Tabela de amostragem e técnicas realizadas dos furos de sondagem XIGE-0023 e II-485. Dados da pesquisa (2015).....	56
Tabela IV. Tabela de dados (médias e desvios padrões) semiquantitativos/comparativos de clorita e biotita em microsonda eletrônica. Dados da pesquisa (2015).....	122
Tabela V. Teores de ouro (ppm) analisados através do método <i>fire assay</i> . Dados da pesquisa (2015).....	132

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Ank = ankerita

Aspy = arsenopirita

Au = ouro

BCX = biotita-clorita xisto

BSE = elétrons retro-espalhados (*backscattering*)

Bt = biotita

Cal = calcita

Chl = clorita

Cpy = calcopirita

Czo = clinozoisita

Dol = dolomita

DOL = dolomito

DRX = difração de raios-x

EDS = espectrometria por dispersão de energia

FC = filito carbonoso

GB = *greenstone belt*

Grt = granada

Hbl = hornblenda

I1 = idiomórfica 1

I2 = idiomórfica 2

Ilm = ilmenita

Ilt = ilita

Kfs = feldspato alcalino

Kln = caolinita

kOz = milhares de onças

Mag = magnetita

ME = microsonda eletrônica

MEV = microscópio eletrônico de varredura

MG = metagrauvaca

Ms = muscovita

P = pressão

Pl = plagioclásio

Pn = pentlandita

Po = pirrotita

ppm = partes por milhão

QCSGX = quartzo-clorita-sericita-granada xisto

QGSX = quartzo-granada-sericita xisto

Qz = quartzo

Rt = rutilo

Spn = esfeno

T = temperatura

Tur = turmalina

VQM = veio de quartzo massivo

WDS = espectrometria por dispersão de comprimento de onda

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	24
1.1. JUSTIFICATIVA.....	25
1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA	26
1.3. OBJETIVOS E METAS.....	27
1.4. PREMISSAS E HIPÓTESES.....	27
2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	29
3. ESTADO DA ARTE.....	30
3.1. GEOLOGIA REGIONAL.....	30
3.1.1. Província de Tocantins.....	30
3.1.2. Maciço de Goiás.....	31
3.1.3. Terrenos granito-gnáissicos	32
3.1.4. <i>Greenstone belts</i> de Goiás.....	32
3.1.5. Diques máficos.....	34
3.1.6. Albita granitos.....	34
3.1.7. Eventos no bloco arqueano	35
3.2. GEOLOGIA LOCAL.....	36
3.2.1. <i>Greenstone belt</i> de Crixás.....	36
3.2.2. Evolução deformacional do <i>greenstone belt</i> de Crixás.....	40
3.2.3. Metamorfismo do <i>greenstone belt</i> de Crixás	42
3.2.4. Geocronologia do <i>greenstone belt</i> de Crixás e mineralizações auríferas	43
3.2.5. Modelo metalogenético do <i>greenstone belt</i> de Crixás	45
3.2.6. Depósitos auríferos relacionados a Estrutura III e demais estruturas	45
4. METODOLOGIA	50
4.1. ETAPA DE PLANEJAMENTO.....	50

4.1.1. Levantamento bibliográfico	50
4.1.2. Planejamento logístico do campo	51
4.2. ETAPA DE CAMPO	51
4.2.1. Abordagem e sistemática	51
4.2.2. Reconhecimento geológico regional, local e detalhado	53
4.2.3. Descrição macroscópica detalhada de testemunhos de sondagem.....	54
4.2.4. Amostragem	55
4.3. ETAPA DE LABORATÓRIO.....	57
4.3.1. Macroscopia complementar (Lupa de mesa)	57
4.3.2. Microscopia ótica de luz transmitida e refletida	58
4.3.3. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	60
4.3.4. Microsonda eletrônica (ME).....	63
4.3.5. Difratomia de raios-x (DRX)	64
4.4. ETAPA DE INTEGRAÇÃO DE DADOS	67
5. RESULTADOS.....	69
5.1. INTRODUÇÃO	69
5.2. CORPO DE MINÉRIO INGÁ.....	69
5.3. ROCHAS HOSPEDEIRAS	70
5.3.1. DOLOMITO (DOL).....	70
5.3.2. DIQUE DE BIOTITA-CLORITA XISTO (BCX).....	73
5.3.3. DIQUE DE QUARTZO-GRANADA-SERICITA XISTO (QGSX).....	76
5.3.4. FILITO CARBONOSO (FC).....	80
5.3.5. VEIO DE QUARTZO MASSIVO (VQM).....	82
5.3.6. QUARTZO-CLORITA-SERICITA-GRANADA XISTO (QCSGX)	84
5.3.7. METAGRAUVACA.....	86

5.4. METAMORFISMO	87
5.5. ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL.....	88
5.5.1. ZONA DE CARBONATAÇÃO.....	91
5.5.2. ZONA DE ALTERAÇÃO FÍLICA E POTÁSSICA	96
5.5.2.1. SUB-ZONA DE ALTERAÇÃO FÍLICA	97
5.5.2.2. SUB-ZONA DE ALTERAÇÃO POTÁSSICA	104
5.5.3. ZONA DE SILICIFICAÇÃO	113
5.5.4. SEQUÊNCIA DE EVENTOS HIDROTHERMAIS	129
5.6. TEORES DE OURO	131
5.7. MINERAIS DE MINÉRIO	133
6. CONCLUSÕES	145
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	148
APÊNDICE I.....	156
APÊNDICE II	160
APÊNDICE III	165
APÊNDICE IV	167

1. INTRODUÇÃO

O distrito aurífero de Crixás constitui a sexta maior reserva de ouro do Brasil e o maior depósito exclusivo de ouro da região central do país, possuindo 70 t de ouro a 12 g/t em média (Jost *et al.* 2010). A região e seu potencial aurífero, explorada como garimpos desde o século XVIII pelos Bandeirantes, foi consolidada a partir da década de 1980 com o estabelecimento da Mineração Serra Grande (mineração subterrânea mecanizada), posteriormente objeto de negociações empresariais e atualmente controlada totalmente pela empresa AngloGold Ashanti Mineração Ltda. – Unidade Serra Grande.

Nos últimos anos, programas de exploração mineral para ampliação de reservas resultaram no descobrimento de novos corpos mineralizados a ouro, como o corpo Ingá em 2012. Possuindo mais de 500 kOz de ouro, o corpo Ingá tem previsão de início de exploração em meados de 2016, aumentando a atual vida útil da unidade Serra Grande em mais de dois anos. A caracterização do corpo de minério Ingá é vinculada a projeto da AngloGold Ashanti – Serra Grande que objetiva investir no estudo das características da alteração hidrotermal de corpos descobertos recentemente no distrito aurífero de Crixás, como o corpo Palmeiras em 2006 (Almeida, 2006) e Pequizão em 2011 (Sobiesiak, 2011).

1.1. JUSTIFICATIVA

A complexidade geológica da região do *greenstone belt* de Crixás, que envolveu metamorfismo, intrusões graníticas e deformação, sucessivamente durante eventos no arqueano, paleoproterozoico e neoproterozoico, foi responsável pela formação de diferentes estilos de mineralização epigenética de ouro (Jost & Fortes, 2001). As mineralizações diferem entre si em relação à dimensão, teor, reserva, rochas hospedeiras, mineralogia de minério e assembléias de alteração hidrotermal, assim como em dados de inclusões fluidas, sugerindo um sistema de formação de minério complexo e ainda não completamente entendido (Jost & Fortes, 2001 e Jost *et al.* 2010). No *greenstone belt* de Crixás, todos os corpos mineralizados estão relacionados com halos de alteração hidrotermal (Jost & Fortes, 2001) com a possibilidade de serem contemporâneos, mas de idade ainda incerta.

Aliando-se as incertezas que historicamente existem sobre a geologia da região e particularmente sobre as mineralizações auríferas, a inexistência de trabalhos robustos sobre o corpo de minério Ingá, a carência de trabalhos de caracterização da alteração hidrotermal dos corpos de minério e o fato das campanhas de exploração mineral historicamente realizarem furos de sondagem atingindo a profundidade máxima em torno de 700 metros: percebe-se a importância deste trabalho. Além disso, mais de 500 kOz de ouro perfazem os recursos do corpo de minério Ingá, trazendo significativa importância econômica para a região e para a empresa e aumentando a vida útil do distrito mineiro de Crixás em alguns anos. O autor busca contribuir com dados e interpretações que aprimorem os parâmetros prospectivos para futuras campanhas de exploração mineral no distrito em busca de novos corpos de minério e também para possivelmente refinar o potencial econômico do corpo Ingá e contribuir para o aumento da reserva local.

1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

Devido à complexidade geológica da região do *greenstone belt* de Crixás, mesmo após décadas de estudo em metalogenia, ainda permanecem incertezas. Recentes programas de exploração mineral para a ampliação de reservas de ouro resultaram no descobrimento de novos corpos mineralizados, dentre os quais o corpo de minério Ingá, descoberto em 2012 e ainda não explorado. Diferentemente dos outros corpos conhecidos na região, o corpo de minério Ingá ocorre em cotas negativas médias entre 800 e 900 metros, chegando a profundidades superiores aos 1000 metros a noroeste, ultrapassando o limite de profundidade historicamente interpretado para os corpos auríferos do distrito (Silva, 2014). A descoberta do corpo Ingá é um marco na exploração mineral da região e o estudo deste corpo tem potencial para refinar substancialmente futuras campanhas de exploração mineral. Considerando que nenhum trabalho robusto de pesquisa foi realizado sobre este corpo de minério, o presente trabalho surge como pioneiro ao caracterizar a zona inferior do corpo.

O corpo de minério Ingá apresenta similaridade com os corpos de minério Mina III e Mina Nova, todos controlados estruturalmente pela estrutura III (falha de empurrão de baixo ângulo). No corpo Mina III a mineralização encontra-se em três zonas distintas. Na Zona Superior a mineralização ocorre na forma de lentes de sulfeto maciço hospedado em xistos, na Zona Intermediária ocorre na forma de minério disseminado em xistos e na Zona Inferior ocorre como veios de quartzo associados a xistos (Yamaoka & Araújo, 1988). No corpo Mina Nova a mineralização ocorre associada a um veio de quartzo e a xistos carbonosos contendo arsenopirita e pirrotita (Jost & Fortes, 2001). Já no corpo de minério Ingá a mineralização encontra-se em duas zonas distintas. Na Zona Superior a mineralização ocorre na forma de lentes de sulfeto maciço hospedado em dolomitos e na Zona Inferior, objeto de estudo deste trabalho, a mineralização aurífera ocorre associada a um espesso veio de quartzo descontínuo e ao xisto carbonoso adjacente ao veio, associado com arsenopirita, pirrotita e pirita subordinada (Silva, 2014).

A definição da relação da mineralização aurífera com as rochas hospedeiras, padrões de alteração hidrotermal, caracterização da mineralização e estabelecimento de parâmetros prospectivos, são produtos esperados para este estudo. Com as definições

citadas anteriormente busca-se entender: a descontinuidade do corpo de minério em profundidade e lateralmente, variações no teor de ouro ao longo do corpo ou ausência do mesmo, teores posicionados somente no veio de quartzo e por vezes somente no filito carbonoso adjacente a ele, veio maciço de quartzo ocorrendo mais de uma vez em um mesmo furo de sondagem indicando a ação de dobramento.

1.3. OBJETIVOS E METAS

O presente trabalho tem como objetivo principal avançar no conhecimento da evolução geológica e metalogenética do corpo mineralizado Ingá, do *greenstone belt* de Crixás, através de uma caracterização petrográfica e composicional robusta.

Entre os objetivos específicos, destacam-se:

- Avaliar a relação da mineralização com as rochas hospedeiras considerando as características geológicas;
- Avançar na caracterização da mineralização aurífera, considerando padrões de alteração hidrotermal e mineralogia associada;
- Contribuir na construção de parâmetros prospectivos a partir dos dados levantados.

1.4. PREMISSAS E HIPÓTESES

Como base para o desenvolvimento deste trabalho, foram aceitas as seguintes premissas:

- (I) O *greenstone belt* de Crixás constitui uma sequência vulcano-sedimentar metamorfisada na fácies xisto verde a anfibolito inferior;
- (II) O modelo epigenético é atribuído aos depósitos de ouro do distrito aurífero de Crixás;

- (III) Os corpos de minério são controlados estruturalmente por falhas de empurrão de baixo ângulo. O corpo de minério Ingá é controlado pela estrutura III (zona inferior);
- (IV) Todos os corpos de minério da região apresentam halos de alteração hidrotemal. Os diferentes tipos de alteração hidrotermal são controlados por temperatura, pressão, rocha hospedeira (composição, granulação, textura, porosidade e estruturas), permeabilidade, razão fluido/rocha e refletem diferentes condições de fluidos hidrotermais (composição, condições P-T e redox);
- (V) A mineralização dos corpos do distrito aurífero de Crixás ocorre de três formas distintas: sulfeto maciço, minério disseminado e veio de quartzo.

Com base nas premissas adotadas e nas informações coletadas em campo, formulou-se a seguinte hipótese de trabalho. A zona inferior do corpo de minério Ingá, controlada pela estrutura III, possui mineralização do tipo veio de quartzo com sulfetação disseminada associada, de modo que o ouro ocorre de diferentes formas condicionado a determinadas profundidades, o que afeta diretamente o teor aurífero e potencial econômico do corpo. Diferentes zonas de alteração hidrotermal atuam sobre o corpo, originadas a partir de condições de fluido distintas que podem sugerir um ou mais eventos hidrotermais. Minerais originados no metamorfismo do protólito original e minerais originados pela alteração hidrotermal diferem entre si em termos de forma de ocorrência e composição química. Particularmente, as granadas possuem possibilidade de serem metamórficas ou hidrotermais, o que reflete diferentes características em sua zonação química intragranular. Arsenopirita pode apresentar zonação química intragranular, o que reflete na solubilidade do ouro nas fases sulfetadas e possível remobilização do mesmo. Diferentes técnicas de trabalho foram escolhidas com base nas suas aplicações para caracterização de depósitos de ouro em *greenstone belts* afim de esclarecer as hipóteses levantadas. Parâmetros prospectivos definirão características intrínsecas ao potencial econômico da mineralização aurífera observada na zona inferior do corpo de minério Ingá.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O corpo de minério Ingá está localizado em propriedade da AngloGold Ashanti – Serra Grande na área rural do município de Crixás, noroeste do Estado de Goiás (Figura 1), a 380 km da cidade de Brasília e a 338 km da cidade de Goiânia. O acesso, partindo de Brasília, pode ser realizado pela BR-070 em direção ao município de Pirenópolis – GO, até a interseção com a BR-153, onde segue-se no rumo norte até a interseção com a rodovia GO-154. Segue-se, então, até o município de Santa Terezinha de Goiás pela rodovia GO-465, chegando-se em Crixás – GO. Há também campo de pouso para aeronaves de pequeno porte.

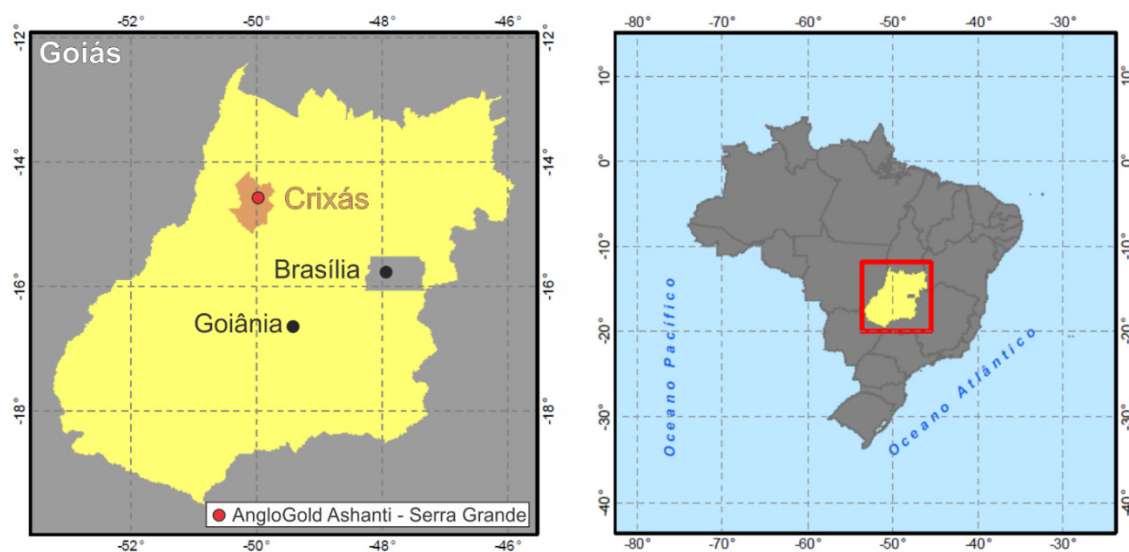


Figura 1. Localização do município de Crixás e dependências da AngloGold Ashanti – Serra Grande. Modificado de Matsui (2002).

3. ESTADO DA ARTE

Este capítulo corresponde aos dados de levantamento bibliográfico atualizado de trabalhos relevantes para o estudo proposto. Divide-se em geologia regional e geologia local.

3.1. GEOLOGIA REGIONAL

Este capítulo tem como objetivo apresentar o contexto geológico e geotectônico no qual está inserido e/ou associado o *greenstone belt* de Crixás e o corpo de minério Ingá: Província de Tocantins, Maciço de Goiás, terrenos granito-gnáissicos, *greenstone belts* de Goiás, diques máficos, albita granitos e eventos do bloco arqueano.

3.1.1. Província de Tocantins

A Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977), localizada a oeste do Cráton São Francisco, engloba as faixas Araguaia, Brasília, Paraguai e Arco Magmático de Goiás e Maciço de Goiás. A região oriental da Província Tocantins foi subdividida (Fuck *et al.*, 1993; Fuck, 1994) nos seguintes compartimentos tectônicos: Zona Cratônica, Faixa Brasília – Zona Externa, Faixa Brasília – Zona Interna, Maciço de Goiás e Arco Magmático do Oeste de Goiás. A área de estudo situa-se no domínio do Maciço de Goiás (Figura 2).

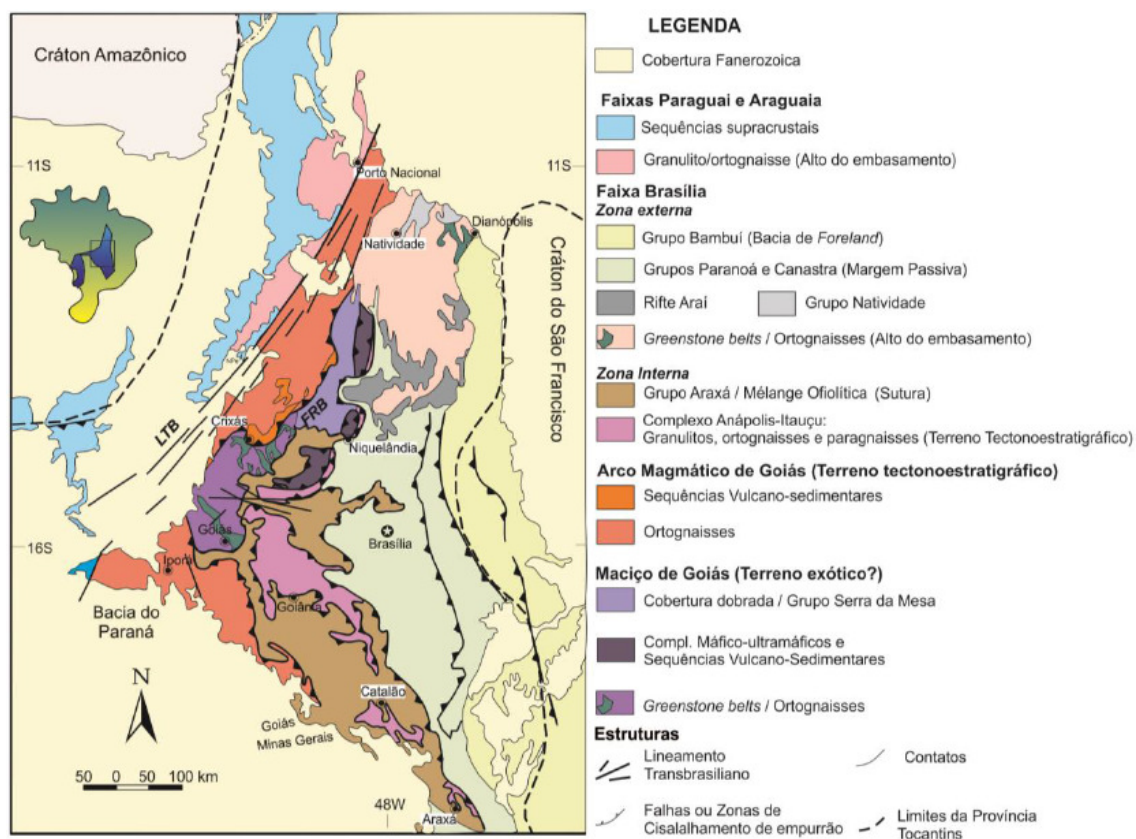


Figura 2. Compartimentação tectonoestratigráfica da Província Tocantins. Extraído de Santos *et al.* (2014) e modificado de Fuck *et al.* (1994). Abreviações: LTB Lineamento Transbrasiliano, FRB Falha Rio dos Bois.

3.1.2. Maciço de Goiás

O Maciço de Goiás (Barbosa *et al.*, 1969) é composto de terrenos granito-*greenstone belts* de idade arqueana e Complexos Máficos-Ultramáficos e sequências vulcano-sedimentares de idade paleo-mesoproterozoico. As rochas de idade paleo-mesoproterozoico consistem dos Complexos Máficos-Ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Canabrava além das sequências vulcano-sedimentares de Jucelândia, Coitezeiro e Palmeirópolis.

Em relação aos terrenos arqueanos no Maciço de Goiás (Figura 3), estes consistem de associações de complexos granito-gnáissicos e *greenstone belts* orientados NE-SW com limites inteiramente tectônicos. Possuem limite ao norte e oeste com o Arco

Magnético de Goiás representado por rochas metavulcânicas, metassedimentares e gnáissicas de idade neoproterozóica. Ao sul a nordeste limitam-se com estreita faixa de rochas metassedimentares e metavulcânicas do Paleoproterozoico da região de Mossâmedes (Pimentel *et al.* 2000). Ao leste e nordeste limitam-se com as rochas metassedimentares do grupo Araxá.

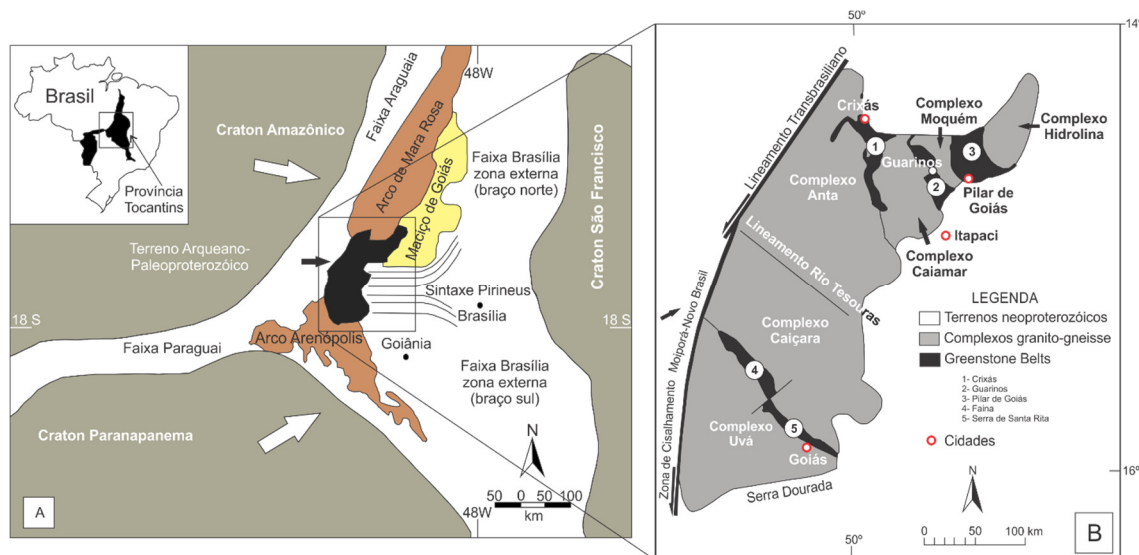


Figura 3. a) Geologia da área de estudo em escala continental. b) Localização dos terrenos arqueanos do Brasil central. Modificado de Pimentel *et al.* (2000).

3.1.3. Terrenos granito-gnáissicos

Os terrenos granito-gnáissicos compreendem cerca de 80% do segmento crustal arqueano e são constituídos de gnaisses e intrusões de granitóides de composição tonalítica a granodiorítica, raramente granítica. Esses terrenos foram reunidos em cinco complexos: Anta (Vargas, 1992), Caiamar (Jost *et al.*, 1994a; Jost, 2001), Caiçara (Oliveira, 1983), Hidrolina e Uvá (Resende, 1999; Resende *et al.*, 1998) e o bloco Moquém (Dani & Ribeiro, 1978; Vargas, 1992; Jost *et al.*, 1994b).

3.1.4. Greenstone belts de Goiás

Os terrenos *greenstone belts* compreendem 20% do segmento crustal arqueano e são subdivididos em cinco faixas de 6 km de largura e 40 a 100 km de comprimento cada. As faixas de Crixás (Sabóia & Teixeira, 1980), Guarinos (Jost & Oliveira, 1991) e Pilar de Goiás (Jost & Oliveira, 1991) situam-se no extremo norte enquanto que as faixas de

Faina (Resende *et al.*, 1998) e Santa Rita (Resende *et al.*, 1998) situam-se no extremo sul (Figura 4). Queiroz (2000) criou um quadro comparativo (Quadro I) da estratigrafia dos *greenstone belts* de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás, Santa Rita e Faina.

Quadro I. Quadro comparativo da estratigrafia dos *greenstone belts* de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás, Santa Rita e Faina. Modificado de Queiroz (2000).

Greenstone belt (GB)		Litotipos			
		Vulcânicas Ultramáficas	Vulcânicas Máficas	Vulcânicas Félicas	Sedimentar
Porção Norte	GB de Crixás	Formação Córrego Alagadinho	Formação Rio Vermelho		Formação Ribeirão das Antas
	GB de Guarinos	Formação Serra do Cotovelo	Formação Serra Azul		Formações São Patricinho, Aimbé e Cabaçal
	GB de Pilar de Goiás	Formação Córrego Fundo	Formação Credolina		Formações Boqueirão e Serra do Moinho
Porção Sul	GB de Santa Rita	Formação Manoel Leocádio	Formação Digo-Digo	Membro Superior	Formações Fazenda Limeira e Fazenda Cruzeiro
	GB de Faina	Formação Manoel Leocádio	Formação Digo-Digo		Formações Fazenda Tanque, Serra São José e Córrego Tatu

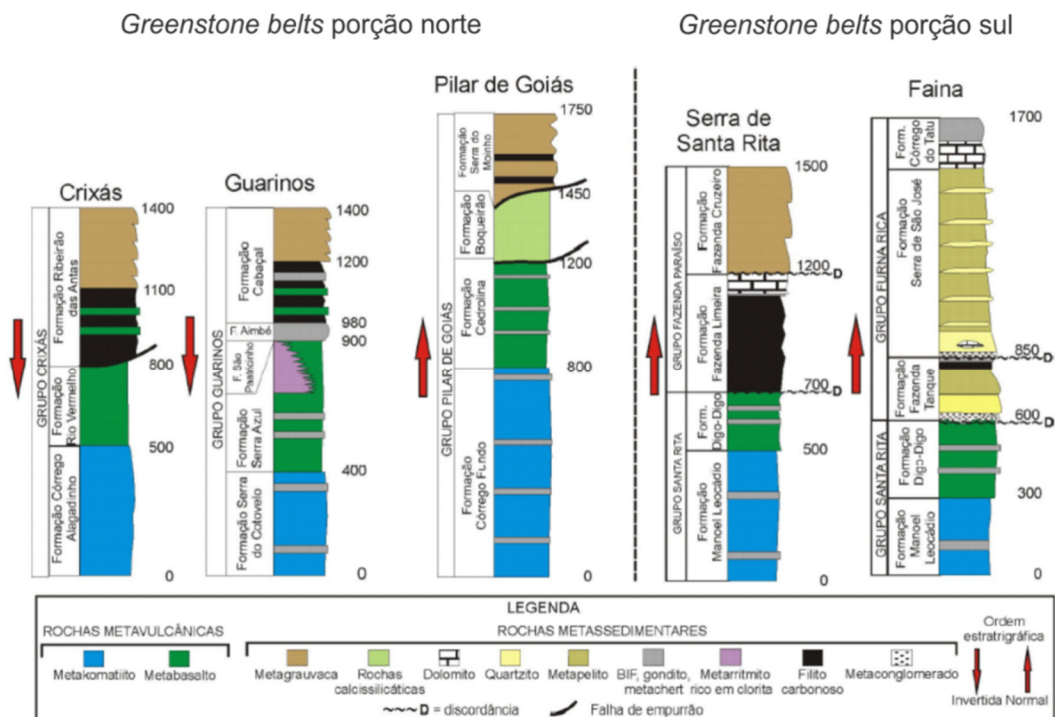


Figura 4. Estratigrafia dos *greenstone belts* de Goiás. Modificado de Jost & Oliveira (1991) e Resende *et al.* (1998).

3.1.5. Diques máficos

Nos terrenos arqueanos de Goiás, diques e raros stocks máficos são comumente encontrados na forma de enxames nos complexos granito-gnáissicos e nas seções estratigráficas inferiores de metakomatiitos e metabasaltos dos *greenstone belts*. Kuyumijian (1981) e Danni *et al.* (1981, 1982) identificaram intrusões somente nos complexos granito-gnáissicos, porém Almeida (2006) descreveu a ocorrência de corpos cortando tanto os complexos granito-gnáissicos quanto os *greenstone belts*. Os diques são circulares e irregulares de composição diabásica, diorítica e gabróica, já os stocks possuem até 6 km de diâmetro com composição piroxenítica e serpentinitica e ambos são controlados por sistemas de fraturas N-W e N-E e EW. Por vezes, em algumas intrusões, ocorre deformação e metamorfismo na fácies xisto verde a anfibolito superior. Recentemente, Jost *et al.* (2010) datou zircões magmáticos de diques máficos pós-mineralização que indicaram idade U-Pb de 2170 ± 17 Ma, restrito ao Rhyaciano (Paleoproterozoico). Os diques e stocks máficos são interpretados como intracratônicos e associados a uma fase inicial, no Ciclo Brasileiro, de distensão crustal com deformação associada.

3.1.6. Albita granitos

Além das intrusões máficas, corpos de albita granitos foram descritos intrudindo as rochas dos cinco *greenstone belts* da região, sendo raros nos complexos granito-gnaisses. Danni *et al.* (1986) descreveu essas rochas pela primeira vez como plagio-granitos, entretanto Jost *et al.* (1992) reclassificou-as como trondjhemitos. Quando presentes, as intrusões são associadas a importantes zonas de descontinuidade tectônica. Os corpos de albita granito são brancos a cinza-claros, finos a muito finos, foliados a discretamente bandados e composicionalmente homogêneos. Comumente estão totalmente caolinizados. Apresentam textura protomilonítica, com paragênese albita, quartzo, microclínio, biotita, anfibólio \pm zircão \pm apatita \pm pirita \pm magnetita \pm ilmenita \pm paragonita \pm clorita \pm sericita \pm epidoto \pm carbonato. Assemelham-se a *greisens* quando contendo abundante paragonita. Apresentam feições de hidrotermalismo e metassomatismo.

3.1.7. Eventos no bloco arqueano

Jost (2001) sintetizou a evolução e sucessão de eventos até o presente nos terrenos granito-*greenstone belts* de Goiás. Inicialmente um evento de acreção entre 3,1 Ga e 3,2 Ga forma crosta siálica, seguido de extensão crustal e desenvolvimento de estágio de bacia com sedimentação restrita e vulcanismo ultramáfico e máfico (3,0 Ga). Após, a partir de 2,9 Ga e estendendo-se por cerca de 150 Ma há compressão e fechamento de bacia, deslizamentos gravitacionais e intra-estratos, dobramento e metamorfismo regionais das rochas supracrustais, seguido de deslocamento. Logo inicia-se evolução de falhas de empurrão, formação de *nappes* epidérmicas (*thin-skinned*) e dobras recumbentes. Magmatismo félsico, intrusão de tonalitos, granodioritos e raros granitos mantélicos promovem atividade ígnea, além de possíveis injeções de diques e intrusões máficas e ultramáficas. Posteriormente há metamorfismo das intrusões félsicas em torno de 2,7 Ga seguido de um período de quiescência por 60 Ma.

Após, ocorre magmatismo granítico a granodiorítico de derivação crustal, seguido de metamorfismo em torno de 2,7 Ga seguido de estágio cratônico entre 2,7 e 2,2 Ga. Nos 150 Ma seguintes (2,15 Ga e 2,0 Ga) ocorrem evento de colisão com retrometamorfismo parcial de gnaisses dos complexos arqueanos, falhas de empurrão com vergência norte, formação de zonas de cisalhamento com intrusões máficas e intermediárias e mineralizações de ouro seguido de atividade vulcânica e sedimentação em 1,57 Ga. Posteriormente ocorre um período sem registros seguido de ação da tectônica neoproterozóica, que culminou com a amalgamação da Faixa Brasília e aglutinação definitiva dos blocos arqueanos como terreno exótico no interior do Arco Magmático de Mara Rosa, com deformação periférica. Mineralizações auríferas durante o provável estágio de colapso do orógeno brasileiro ocorrem em 550 Ma seguido de evolução do relevo durante o Cenozóico com a formação de amplos pedimentos.

3.2.GEOLOGIA LOCAL

Este capítulo tem como objetivo apresentar as principais características do *greenstone belt* de Crixás: sequência vulcano-sedimentar, evolução deformacional, metamorfismo, geocronologia, modelo metalogenético e depósitos auríferos associados.

3.2.1. *Greenstone belt* de Crixás

O *greenstone belt* de Crixás (Figuras 5 e 6) caracteriza-se como uma sequência vulcano-sedimentar, denominada Grupo Crixás por Jost e Oliveira (1991), alongada segundo a direção N-NW e S-SE, limitado ao sul e ao leste pelo Complexo Caiamar, a oeste pelo Complexo Anta e a norte por rochas da Sequência Mina Inglesa e metassedimentos do Neoproterozoico da Sequência Santa Terezinha (Jost, 2001; Dantas *et al.*, 2001). Constitui uma faixa alongada com aproximadamente 45 km de comprimento e 6 km de largura (Pimentel *et al.* 2000). O Grupo Crixás foi caracterizado por Sabóia *et al.* (1981), da base para o topo, por rochas ultramáficas komatiíticas (Formação Córrego Alagadinho), basaltos almofadados e vesiculados (Formação Rio Vermelho) e por uma sequência de sedimentos químicos e detríticos no topo (Formação Ribeirão das Antas). As espessuras aproximadas são de 500m, 350m e 700m, respectivamente. Theodoro (1995) subdividiu a Formação Ribeirão das Antas em Membro Vulcanossedimentar, Membro Carbonático e Membro Siliciclástico.

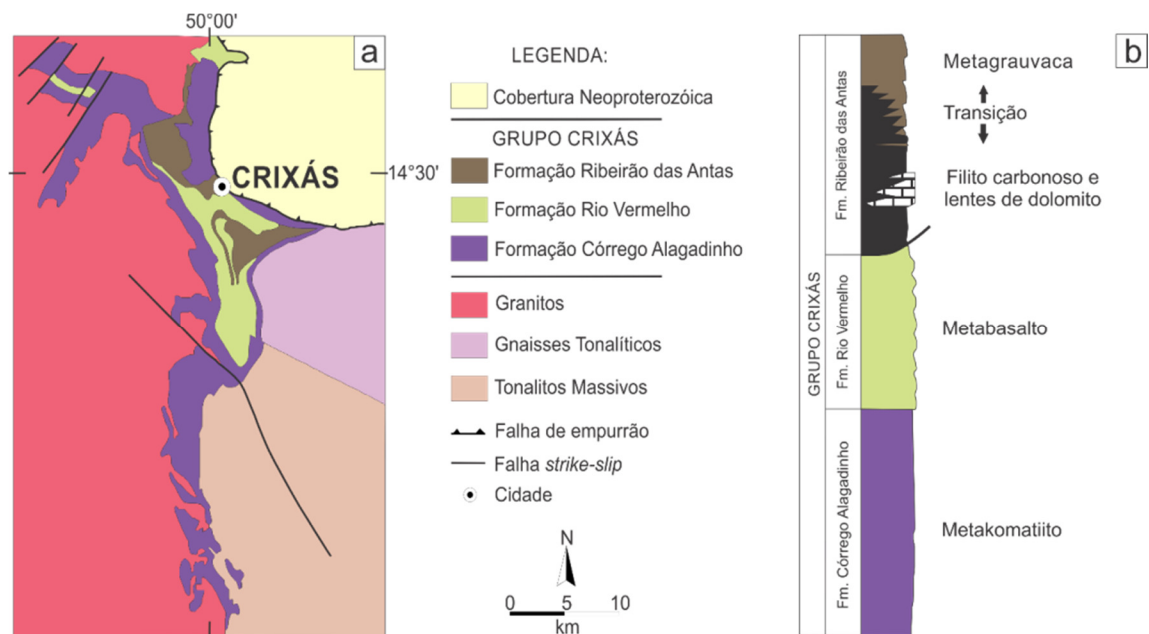


Figura 5. a) Esquema geológico simplificado do *greenstone belt* de Crixás. Modificado de Jost & Fortes (2001). b) Coluna estratigráfica do *greenstone belt* de Crixás. Modificado de Jost *et al.* (2010).

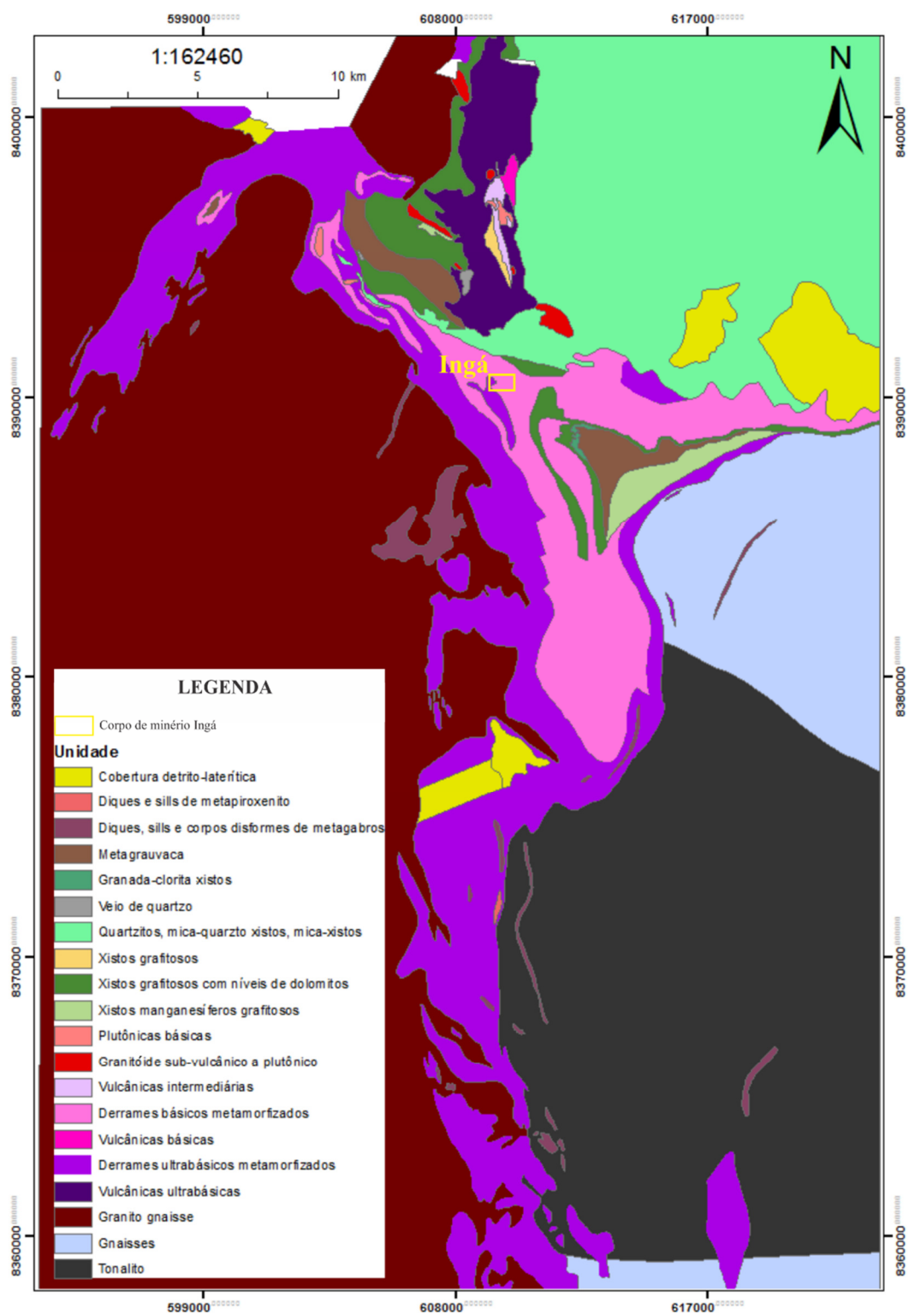


Figura 6. Mapa geológico local com o corpo de minério Ingá destacado. Modificado de software ArcGIS – AngloGold Ashanti (2015).

3.2.1.1. Formação Córrego Alagadinho

A Formação Córrego Alagadinho possui em média 500 m e é caracterizada predominantemente por rochas ultramáficas (metakomatiitos) com feições primárias preservadas, tais como textura *spinifex*, cumulos de olivina, brechas de fluxo e disjunções poliedrais. Podem apresentar serpentinização parcial ou total e transformação total para xistos magnesianos. Os xistos magnesianos são compostos por peridotitos, piroxenitos e dunitos metamorfisados, possuindo proporção variada de talco, clorita, tremolita, antigorita, antofilita, serpentina e anfibólio. Os protólitos komatíuticos eram peridotíticos ou piroxeníticos, com *sills* menores de olivina-gabro e piroxenito.

3.2.1.2. Formação Rio Vermelho

A Formação Rio Vermelho, em contato abrupto com a Fm. Córrego Alagadinho, possui em média 350 m e é caracterizada predominantemente por metabasaltos toleíuticos, anfibolitos e anfibólio xistos e subordinadamente por metabasaltos komatíuticos. Feições primárias como *pillows*, varíolas, vesículas e orbículas são localmente preservadas (Sabóia 1979). Formações ferríferas bandadas, formações manganésíferas e metachert ocorrem como intercalações metassedimentares (Jost & Fortes 2001).

3.2.1.3. Formação Ribeirão das Antas

A Formação Ribeirão das Antas, em contato transicional com os metabasaltos da Fm. Rio Vermelho, possui em média 700 m e consiste de filitos carbonosos com lentes e camadas de mármore sobrepostos por metarritimitos siliciclásticos em contato abrupto, sugerindo discordância erosiva. Metavulcanoclásticas aluminosas e intermediárias ocorrem associadas. Nesta formação incluem-se os depósitos auríferos Mina III, Mina Nova e Ingá. Theodoro (1995) dividiu a Fm. Ribeirão das Antas em três membros: (1) Vulcanossedimentar, (2) Carbonático e (3) Siliciclástico. O Membro Vulcanossedimentar consiste de filitos carbonosos com fragmentos de provável púmice. O Membro Carbonático é composto por mármore maciços a laminados, com indícios de prováveis estromatólitos e oncóides depositados em planícies de maré e intermaré e barreiras, respectivamente. Por vezes apresenta brechas carbonáticas. O Membro Siliciclástico é caracterizado por metarenitos, metasiltitos e metafolhelhos rítmicos com laminação plano-paralela e cruzada e granodecrescência ascendente. Os litotipos e estruturas

sedimentares reliquiárias presentes sugerem deposição em ambiente lacustre ou plataformar restrito de águas rasas, com contribuição de turbiditos.

3.2.2. Evolução deformacional do *greenstone belt* de Crixás

O *greenstone belt* de Crixás é caracterizado por grande complexidade estrutural como resultado de vários ciclos tecto-orogênicos, sendo possível identificar uma fase de distensão durante a formação do *greenstone belt*, acompanhada de quatro eventos deformacionais posteriores, compressivos. A sequência de eventos compressivos, descrita por Massucato (2004) e Carvalho (2005), possui forte ligação com a mineralização aurífera. Carvalho (2005) descreveu a existência de três eventos deformacionais no *greenstone belt* de Crixás, assim como Massucato (2004), que levantou a hipótese de mais um evento (D4). Já Yamaoka e Araújo (1988) observaram a inversão estratigráfica das sequências na Mina III do *greenstone belt* de Crixás.

3.2.2.1. Estabelecimento do *greenstone belt* de Crixás

Com a formação de derrames komatiíticos sobrepostos por derrames toleíticos, inicia-se o desenvolvimento do *greenstone belt* de Crixás (Massucato, 2004). Devido à sobrecarga exercida pelos derrames, esses provavelmente possibilitaram a formação de uma bacia flexural, o que forma uma flexão gerando uma bacia rasa com deposição de sedimentos pelíticos-psamíticos e químicos (pelitos carbonosos). Em contato gradacional com os pelitos carbonosos e por vezes formando interdigitações, depositam-se grauvacas líticas, indicando um aumento de carga sedimentar, cuja distribuição sedimentar espacialmente indica um eixo de deposição da bacia com direção próxima a NW-SE. Simultaneamente a deposição dos sedimentos, ocorre um evento distensivo (falhas normais sin-deposicionais) causando aumento da carga sedimentar através de sedimentos grosseiros, gerando seixos de pelitos carbonosos no interior de grauvacas líticas e também a geração de conglomerados. Tal evolução sedimentar aplica-se a um ambiente plataformar de mar raso, com proximidade a costa continental.

3.2.2.2. Evento deformacional D1

Após a instalação do *greenstone belt* de Crixás ocorre uma compressão com direção aproximada leste-oeste, com vergência para leste e consequente formação de um sistema de falhas de empurrão de baixo ângulo com direção aproximadamente norte-sul e

mergulho para oeste, com simetria similar a um *duplex*. As falhas de empurrão geradas são responsáveis pela geração de zonas de cisalhamento rúptil-dúctil com espessura de ordem métrica, indicando uma tectônica epidérmica (sem envolvimento do embasamento), responsáveis pela geração da foliação S1 que reorienta e gera novas micas (com caráter milonítico), mascarada por foliação mimética contemporânea (hidrotermalização). A tectônica epidérmica pode sugerir aloctonia do *greenstone belt* de Crixás, sendo que as falhas de empurrão de baixo ângulo permitem a formação de *horses* e a inversão tectônica da bacia.

Durante o evento D1 ocorre a hidrotermalização principal da área, sendo que as falhas de empurrão e zonas de cisalhamento associadas servem como condutos para a percolação de fluidos hidrotermais, com caráter sin a pós-tectônico, com o encaixe do veio de quartzo da Zona Inferior da Mina III e demais corpos de minério (Ingá, Mina Nova e Corpo IV), tendendo a destruir as feições típicas do plano de falha. É responsável pela deposição da maioria do ouro da região e sugere-se a hidrotermalização como contemporânea ao cavalgamento. O veio de quartzo massivo tende a acompanhar o *floor thrust* do *duplex*, por vezes aproveitando zonas de maior fraqueza (faturamento hidráulico do VQM) e se distanciando um pouco do contato próximo do filito carbonoso com o QCSGX. O *emplacement* do VQM se dá por faturamento hidráulico em rocha hospedeira já hidrotermalizada.

3.2.2.3 Evento deformativo D2

Caracteriza-se por evento de compressão norte-sul, com vergência para sul, devido ao cavalgamento das rochas da Sequência Santa Teresinha sobre as rochas do Grupo Crixás, o que gera a formação de dobras F2 e desenvolvimento de uma clivagem plano axial denominada de S2. As dobras F2, semi-recumbentes a recumbentes, cilíndricas e com vergência para Sudoeste, são responsáveis pelo controle estrutural da mineralização, devido a ação da compressão do evento D2 sobre a foliação S1, gerando eixo de dobramento com concordância com o plunge assumido para a mineralização no distrito (20-295°).

A ação do dobramento do evento D2 sobre o VQM, assim como em outras zonas mineralizadas, permite uma re-concentração mecânica do ouro ao longo das zonas de

charneira (19-296°), permitindo o aumento dos teores. Essa concentração aurífera por meio das dobras F2 define a geometria dos corpos mineralizados da área, tendendo a ter uma direção aproximada de N 295° (*plunge* da mineralização). Falhas reversas associadas ao dobramento F2 podem ser geradas, reflexo de zonas de cisalhamento milimétricas a centimétricas que permitem pequena remobilização de ouro que se precipita em zonas próximas a essas falhas. Além disso, a compressão do evento D2 gera clivagem plano axial (S2) através de dissolução por pressão.

3.2.2.4. Evento deformacional D3

Caracteriza-se por compressão E-W com formação de um grande dobramento com eixo aproximadamente N-S que promove a geração de clivagem de crenulação S3 que possui direção que varia em torno de 86/086°. O evento D3 permite o arqueamento do *greenstone belt* de Crixás, originando a Antiforme do Rio Vermelho (Magalhães, 1991), dobrando o sistema *duplex* instalado durante o evento D1. Dobramentos gerados nesse evento interferem em dobramentos do evento D2, criando um padrão de interferência. Aparentemente, o evento D3 não afeta a mineralização aurífera no *greenstone belt* de Crixás, sendo assim, tardio.

3.2.2.5. Evento deformacional D4

O último evento deformacional, também tardio as mineralizações auríferas do distrito, caracteriza-se por compressão NNW-SSE para N-S, formações de *kind bands* e crenulações (S4) e dobramento suave, aberto, normal e inclinado com foliação não penetrativa. A clivagem de crenulação, denominada S4, possui direção preferencial 90/186°.

3.2.3. Metamorfismo do *greenstone belt* de Crixás

O metamorfismo ocorre heterogeneamente, assim como a deformação, desde condições de baixo grau até anfibolito inferior (Massucatto, 2004), através de quatro tipos principais de metamorfismo: estático (Queiroz, 2000), regional (Kuyumjian, 1981; Magalhães, 1991; Fortes, 1996), termal e dinâmico (Fortes, 1996).

O metamorfismo regional age sobre a sequência vulcano-sedimentar com gradiente crescente do topo para a base. Os basaltos inferiores contêm ferro-tschermakita

e andesina, indicando fácies anfíbolito e os basaltos superiores contêm ferro-actinolita, albita e clinozoisita, indicando fácies xisto verde. Já os metapelitos da Formação Ribeirão das Antas contêm clorita e biotita, sugerindo metamorfismo da fácies xisto verde, zona da biotita. Granada é comum em falhas que cortam metapelitos e indicam condições P-T levemente maiores.

O metamorfismo estático é atuante sobre os komatiitos da Formação Córrego Alagadinho e *pillow* lavas da Formação Rio Vermelho, devido a hidratação dos derrames durante as erupções aquosas e pulsos de alteração hidrotermal associados. Nos komatiitos é identificado através da paragênese serpentina-talco-clorita-tremolita-carbonato das texturas cumuláticas e *spinifex* e nas *pillow* lavas através da paragênese clorita-tremolita-quartzo-pirita.

O metamorfismo termal ocorre em rochas supracrustais na proximidade de intrusões tonalítica, granodioríticas e graníticas, com fácies albita-epidoto hornfels. Por vezes, turmalina ocorre adjacente as intrusões. Recristalização de ferro-tremolita para hornblenda e plagioclásio são efeitos térmicos esperados, além da formação, em komatiitos, de cristais de actinolita seguida de biotitização, carbonatação e silicificação.

O metamorfismo dinâmico é atestado pela presença de milonitos recristalizados (blastomilonitos). Nos basaltos é indicado pela transformação de ferro-tschermakita para ferro-actinolita e de andesina para albita. Nos metassedimentos é indicado principalmente pela estabilização da granada na fácies xisto verde. Fortes (1996) descreve zonas de cisalhamento com paragêneses ricas em sericita, cianita, cloritóide, pirofilita e sulfetos, com ou sem teor aurífero associado, evidenciando alteração hidrotermal coexistente com o metamorfismo.

3.2.4. Geocronologia do *greenstone belt* de Crixás e mineralizações auríferas

A idade da mineralização aurífera tem sido sugerida como arqueana (Danni e Ribeiro, 1978), paleoproterozoica (Petersen, 2003; Jost *et al.* 2010; Marques *et al.* 2012) e neoproterozoica (Thomson & Fyfe, 1990; Fortes, 1996; Fortes *et al.*, 1993 & 1997) e permanecido em discussão por décadas. Dados estruturais sugerem eventos múltiplos de mineralização que provavelmente ocorreram durante eventos tectônicos nos períodos

geológicos citados anteriormente (Jost, 2001). Entretanto, os dados mais recentes (Jost *et al.* 2010 e Marques *et al.* 2012) têm apontado que a mineralização aurífera é restrita ao rhyaciano (Paleoproterozoico), através de datação de zircões magmáticos de diques máficos pós-mineralização que indicaram idade U-Pb de 2170 ± 17 Ma (Jost *et al.* 2010) e datação Re-Os em arsenopirita de sulfeto maciço da Mina III que indicaram idade de 2126 ± 16 Ma (Marques *et al.* 2012). Jost *et al.* (2010) também sugere que o estágio basinal, deformação, metamorfismo e mineralização ocorreram em um intervalo de tempo de 30-40 Ma restrito ao mesmo período (2,2 a 2,17 Ma).

O mesmo trabalho ainda sugere que a carga sedimentar da área fonte para as metagrauvacas e filitos carbonosos da Formação Córrego Alagadinho possui idade (U-Pb de 3354 ± 40 Ma a 2209 ± 28 Ma) entre o arqueano e o paleoproterozoico (Rhyaciano) com idade deposicional máxima de 2,2 Ga, corroborando com a hipótese levantada por Fortes *et al.* 2003. Já a idade dos metabasaltos da Fm. Rio Vermelho e metakomatiitos da Fm. Córrego Alagadinho são sugeridas como arqueanas por Arndt *et al.* (1989) e Fortes *et al.* (2003), porém os dados do último autor foram recalculados por Jost *et al.* (2010) e indicaram idade paleoproterozoica (idades modelo Nd 2,32 Ga e 2,24 Ga), sugerindo a necessidade de um refinamento geocronológico da sequência vulcânica (Tabela I).

Tabela I. Estratigrafia e geocronologia do *greenstone belt* de Crixás. Modificado de Jost *et al.* (2010). Métodos e referências: i- Sm-Nd: Arndt *et al.* (1989); 2- Pb-Pb: Arndt *et al.* (1989); 3- Isócrona Sm-Nd: Fortes *et al.* (2003); 4- U-Pb zircões de granitos: Queiroz *et al.* (2008); 5- U-Pb zircão detrítico: Jost *et al.* (2010); 6- Sm-Nd Tdm idade modelo: Fortes *et al.* (2003); 7- U-Pb zircão de dique máfico: Jost *et al.* (2010).

Formação	Litologia principal	Espessura estimada preservada (m)	Formação (Ma)	Intrusões na formação (Ma)
Ribeirão das Antas			2330 a 2490 ⁶	2170 ± 17^7
Seção superior	Metagrauvaca	> 400	3362 ± 19	
Seção inferior	Filito carbonoso	~200	2209 ± 32^5	
Rio Vermelho	Metabasalto	~350	$3,0 \pm 0,07^3$	2820 ± 6^4
			2728 ± 140^2	2792 ± 7^4
Córrego Alagadinho	Metakomatiito	~500	2825 ± 98^i	

3.2.5. Modelo metalogenético do *greenstone belt* de Crixás

Yamaoka e Araújo (1988) interpretaram as lentes de sulfeto maciço da Mina III como depósitos vulcanogênicos de sulfeto maciço (VMS) e a mineralização em veios de quartzo como metachert aurífero. Thomson (1987) propôs que o minério foi formado através de um evento hidrotermal pós-metamórfico (epigenético) relacionado a falhamento de empurrão. Magalhães (1991), Fortes (1991 & 1996) e Portocarrero (1996) consideraram os depósitos Pompex e Mina Nova, ocorrências próximas na região de Crixás, como epigenéticos. Ribeiro Filho (1984) interpretou as ocorrências de ouro nos garimpos de Maria Lázara como depósitos exalativos singenéticos, com remobilização posterior. Pulz (1995) considerou os garimpos de Maria Lázara e de Cachoeira do Ógo como epigenéticos, controlados por movimento *strike-slip* em zonas de cisalhamento.

O modelo epigenético, atribuído aos depósitos de ouro da região de Crixás, mostrou-se consistente com as interpretações de depósitos de ouro de outros terrenos arqueanos (Jost, 2001), definidas por Phillips e Groves (1983) e aprimoradas por Foster *et al.* (1986), Groves *et al.* (1987), Colvine *et al.* (1988), Colvine (1989) e Groves e Foster (1991). Pires e Harthill (1989) e Pires (1995) utilizaram espectrometria aérea de raios gama para mapear e definir áreas de alteração hidrotermal na região do *greenstone belt* de Crixás.

3.2.6. Depósitos auríferos relacionados a Estrutura III e demais estruturas

No *greenstone belt* de Crixás encontram-se as principais mineralizações auríferas da região, controladas por falhas transcorrentes e de empurrão (Jost & Fortes 2010), de modo que três tipos diferentes de mineralização foram determinados: (1) Sulfeto maciço, (2) Veio de quartzo e (3) Minério disseminado. As mineralizações diferem entre si em relação à dimensão, teor, reserva, rochas hospedeiras, mineralogia de minério e assembléias de alteração hidrotermal, assim como em dados de inclusões fluidas (Jost & Fortes, 2001 e Jost *et al.* 2010). Os corpos de minério (Figura 7) com teor econômico podem ser divididos de acordo com a estrutura principal que o controla: Estrutura Palmeiras (corpos Palmeiras, Palmeiras Norte e Baru), Estrutura IV (corpos Pequizão, Forquilha, Corpo IV, Corpo V e Sucupira), Zona Superior (vários sub-corpos) e Estrutura III (Mina III, Mina Nova, Ingá e Corpo XI). Devido ao trabalho focar a zona inferior do corpo de minério Ingá, hospedado na estrutura III, nesse capítulo serão discutidos apenas

os corpos controlados pela Estrutura III, exceto o Corpo XI que não possui detalhamento robusto.

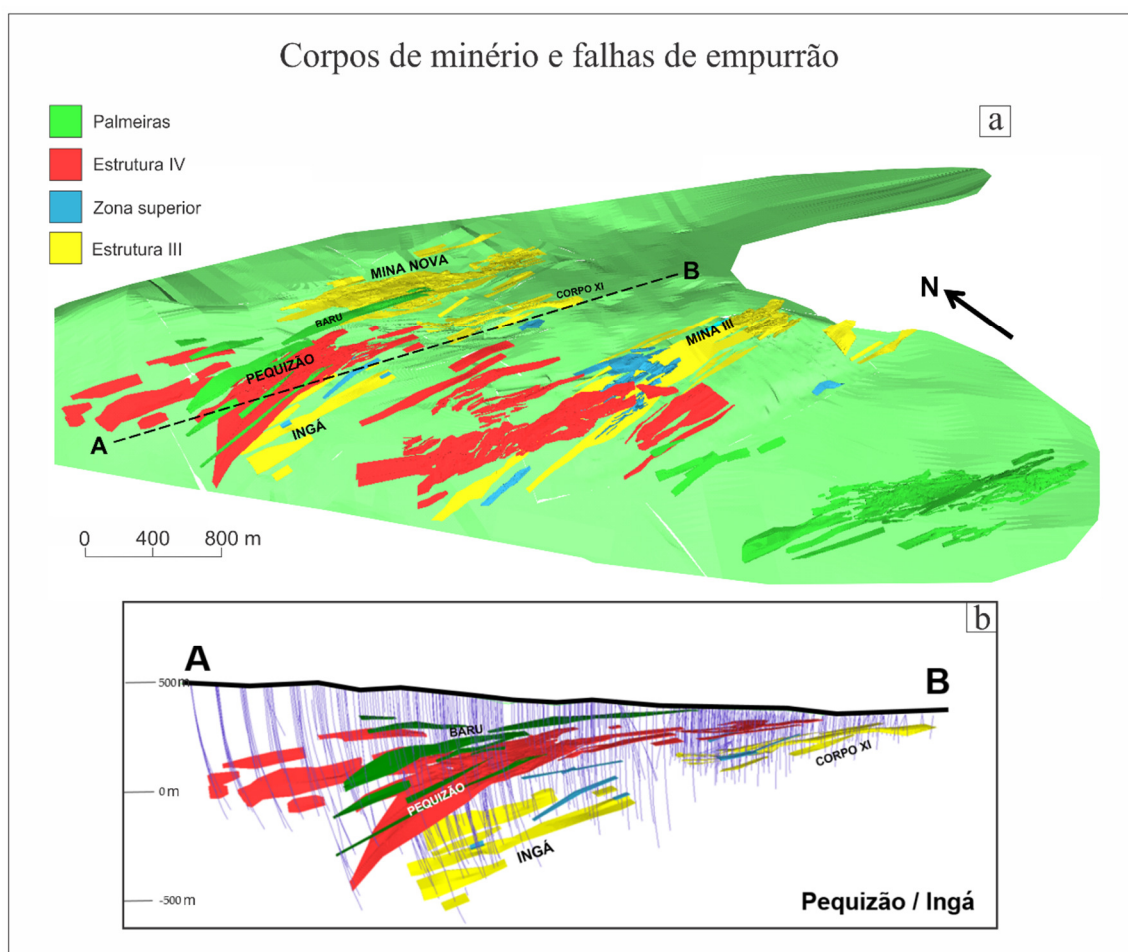


Figura 7. Corpos de minério e estruturas controladoras da mineralização. a) Corpos de minério do *greenstone belt* de Crixás e suas respectivas falhas de empurrão de baixo ângulo controladoras da mineralização. b) Seção W-E (A-B) com os corpos de minério Barú (Estrutura Palmeiras), Pequizão (Estrutura IV) e Corpo XI e Ingá (Estrutura III). Modificado de Aparecido (2014).

A mineralização do tipo sulfeto maciço (Fortes, 1996) consiste em um arranjo de lentes concordantes com a foliação local, de dimensões médias de 0,5-2,5 m de largura e 50-200 m de comprimento, estendendo-se até 400 m ao longo do mergulho, com profundidades máximas de 250 m abaixo da superfície. As lentes ocorrem próximo da interface entre os metabasaltos e formações ferríferas da Fm. Rio Vermelho e os filitos

carbonosos contendo mármore, da Fm. Ribeirão das Antas. As lentes de sulfeto maciço comumente contém 95% de pirrotita e/ou arsenopirita, com magnetita, ilmenita e calcopirita subordinada. A ganga é rara e composta por quartzo, plagioclásio, carbonato, mica branca, biotita, epidoto e rutilo e localmente cortada por venulações de quartzo com arsenopirita. Ouro ocorre como cristais irregulares de 5 a 10 μm , localmente milimétricos. A alteração hidrotermal é representada por halos de alteração fílica, dolomitização e cloritização, resultando, sob metamorfismo tardio, em assembléias minerais com muscovita, paragonita, flogopita, clorita, cloritóide, turmalina, granada, grunerita, ilmenita, hematita e magnetita.

A mineralização do tipo veio de quartzo (Fortes, 1996) é descontínua e concordante com a foliação da rocha hospedeira, tendo o veio de quartzo 0,5 a 5 m de largura e 500 a 1500 m de comprimento ao longo do mergulho. Ocorre no filito carbonoso-mármore da Fm. Ribeirão das Antas. A alteração hidrotermal consiste de fraca carbonatação e sulfetação do filito carbonoso adjacente ao veio, com ankerita, pirita e mais raramente arsenopirita e pirrotita ocorrendo como porfiroblastos disseminados no filito carbonoso. Mais de 98% de quartzo leitoso recristalizado perfazem o veio de quartzo, com disseminações de pirrotita, arsenopirita, mica branca, material carbonoso, plagioclásio, carbonato e clorita. Se o filito carbonoso adjacente contém arsenopirita e/ou pirrotita ao longo do contato com o veio, é também minerado para a extração de ouro. Em ambos os casos o ouro ocorre como inclusões de 5 a 10 μm em quartzo, carbonato e sulfetos, ou associado com o material carbonoso. Responde pelas maiores reservas de ouro do distrito aurífero de Crixás.

A mineralização do tipo minério disseminado (Fortes, 1996) consiste de zonas ricas em ouro com em média 1,5 m de espessura e 200 m de comprimento estendendo-se ao longo do mergulho por profundidades maiores de 1000 metros. A mineralização ocorre no filito carbonoso da Fm. Ribeirão das Antas que possui, por vezes, granulação mais fina em contato com partes menos deformadas. Somente no corpo Palmeiras o ouro ocorre em uma falha de empurrão no contato entre os basaltos da Fm. Rio Vermelho e os xistos carbonosos da Fm. Ribeirão das Antas. A alteração hidrotermal consiste de silicificação (principalmente venulações de quartzo) com sulfetação (arsenopirita \pm calcopirita \pm

pentlandita) e carbonatação (ankerita, dolomita ou calcita) subordinadas, pervasivas para o corpo Mina Nova. Ocorrem também halos potássicos, fílicos e propilíticos, além de zona com clorita-granada-magnetita-biotita-turmalina que envolve a zona fílica proximal no corpo Palmeiras (Almeida et al. 2007). Corpos Palmeiras e Forquilha também possuem turmalinização e biotitização. Ouro ocorre em arsenopirita no filito carbonoso ou livre em venulações de quartzo.

3.2.6.1. Mina III

O corpo de minério Mina III foi descoberto em 1974 pela empresa Inco, colocado em produção a partir de 1981, sendo que continua sendo minerado (subterrâneo) até o presente ano pela AngloGold Ashanti, em profundidades maiores que 700 metros. A Mina III Open Pit, já exaurida, foi aberta em 2007. Yamaoka e Araújo (1988) indicaram que o depósito possui 5,2 Mt de minério com teor médio de 12,7 g/t de ouro. Os mesmos autores dividiram o corpo de minério Mina III em quatro zonas: superior, intermediário, inferior e zona da granada. Jost & Fortes (2001) estimaram que na Mina III, antes da extração, a mineralização do tipo sulfeto maciço era responsável por 2 Mt de minério a 12 g/t de ouro em média e que a mineralização do tipo veio de quartzo era responsável por 3 Mt de minério a 8 g/t de ouro em média.

Na zona superior a mineralização ocorre na forma de lentes de sulfeto maciço hospedados em mármore dolomítico, quartzo-clorita-carbonato-sericita xistos, pirrotita-magnetita-biotita xistos, clorita-granada xistos, granaditos, muscovita xistos, muscovita-clorita xistos e biotita mármores (Jost & Fortes 2001). O ouro ocorre em associação com arsenopirita, pirrotita, calcopirita, carbonatos, quartzo, micas e óxidos. Na zona intermediária ocorre a zona da granada associada, além de um veio de quartzo concordante hospedado em quartzo-clorita-muscovita-granada xisto. O ouro ocorre em associação com quartzo, micas, arsenopirita, calcopirita e óxidos. A zona inferior da Mina III, similar a zona inferior do corpo de minério Ingá, possui veio de quartzo encaixado em filito carbonoso com arsenopirita e pirrotita disseminados próximos ao veio (Jost & Fortes 2001). O ouro associa-se com quartzo, material carbonoso e arsenopirita. As rochas hospedeiras apresentam alteração hidrotermal do tipo silicificação, carbonatação, fílica e

sulfetação e encontram-se deformadas e metamorfasadas na fácies epidoto-anfibolito (Fortes *et al.* 1997).

3.2.6.2. Mina Nova

O corpo de minério Mina Nova foi descoberto em 1989 e aberto em 1995. Jost & Fortes (2001) estimaram que antes da extração o corpo de minério possuía 3 Mt de minério com teor médio de 6 g/t. A jazida hospeda-se em filitos carbonosos deformados por cisalhamento e compreende três tipos de minério (Portocarrero 1996): Tipo I, Tipo II, Tipo III. O tipo I consiste de filito carbonoso com disseminações de pirrotita, arsenopirita e calcopirita. O tipo II consiste de sericita carbonato xisto com arsenopirita, pirrotita e calcopirita e o tipo III possui arsenopirita disseminada em venulações de quartzo hospedadas em filito carbonoso. Além disso, a Mina Nova também apresenta as seguintes litologias: anfibólio xisto, mármore, quartzo-clorita-carbonato-sericita xistos, quartzo-clorita-sericita-granada xistos e xisto feldspático. A mineralização do tipo minério disseminado é a principal forma de concentração do ouro no corpo de minério Mina Nova.

3.2.6.3. Ingá

O corpo de minério Ingá possui mergulho da mineralização para NW, contendo subcorpos com espessuras que variam de 1 a 3 metros e comprimento entre 350 e 900 metros ao longo do mergulho (Silva, 2014). O corpo Ingá é dividido em duas zonas mineralizadas distintas: Superior e Inferior. Na Zona Superior a mineralização ocorre na forma de lentes de sulfeto maciço hospedado em dolomitos e na Zona Inferior, objeto de estudo deste trabalho, a mineralização aurífera ocorre associada a um espesso veio de quartzo descontínuo e ao filito carbonoso adjacente ao veio, associado com arsenopirita, pirrotita e pirita subordinada. A zona inferior é caracterizada, do topo para a base, pelas seguintes rochas: mármore dolomítico brechados, xisto carbonoso, quartzo-clorita-sericita-granada xisto e grauvacas (Silva, 2014). A alteração hidrotermal caracteriza-se externamente por um envelope clorítico com disseminação e venulação de calcita. Na zona interna ocorre sericita e carbonato, em cujo núcleo se alojam os veios auríferos ou as disseminações e venulações de quartzo com arsenopirita e/ou pirrotita, acompanhadas de altos teores de ouro. Nas adjacências desse núcleo ocorre alteração potássica evidenciada pela presença de biotita. Já o xisto carbonoso apresenta três zonas distintas

de alteração hidrotermal, do topo para a base: carbonatação, alteração fílica e silicificação (Silva, 2014).

4. METODOLOGIA

Este capítulo consiste na descrição da metodologia utilizada no desenvolvimento do projeto. As técnicas foram escolhidas com base nas suas aplicações para caracterização de depósitos de ouro em *greenstone belts*. A metodologia do presente trabalho foi dividida em quatro principais etapas e suas respectivas atividades (Quadro II): Etapa de planejamento, etapa de campo, etapa de laboratório e etapa de integração de dados.

Quadro II. Etapas da metodologia desenvolvida no estudo. Dados da pesquisa (2015).

ETAPAS			
Planejamento	Campo	Laboratório	Integração de dados
Levantamento bibliográfico atualizado	Abordagem e sistemática	Macroscopia complementar (lupa de mesa)	Redação e apresentação
	Reconhecimento Geológico Regional, Local e Detalhado	Microscopia de luz transmitida e refletida	
Logística de campo	Descrição macroscópica detalhada de testemunhos de sondagem	Microscópio eletrônico de varredura (MEV)	
	Amostragem	Microsonda eletrônica (ME)	
		Difratometria de raios-x (DRX)	

4.1. ETAPA DE PLANEJAMENTO

Durante essa etapa foi realizado o levantamento bibliográfico que se estendeu durante todo o projeto, além do planejamento logístico da etapa de campo.

4.1.1. Levantamento bibliográfico: Esta etapa corresponde ao levantamento bibliográfico atualizado dos trabalhos relevantes para o estudo proposto. A primeira parte foi realizada na Biblioteca do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio

Grande do Sul e no portal de periódicos da CAPES. Durante a etapa de campo, foi complementada pela pesquisa bibliográfica no acervo literário do Departamento de Geologia e Exploração da AngloGold Ashanti – Serra Grande. Foram consultadas teses de doutorado, dissertações de mestrado, trabalhos de graduação, relatórios internos, artigos, resumos expandidos, capítulos de livros e descrições dos testemunhos de sondagem do corpo de minério Ingá. Essa etapa estendeu-se ao longo de todo o estudo.

4.1.2. Planejamento logístico do campo: O planejamento logístico do campo foi efetuado de forma a definir o período de realização da etapa de campo (30 dias), forma de deslocamento e hospedagem, elaboração de cronograma e estratégia de ação preliminar.

4.2. ETAPA DE CAMPO

Durante esta etapa, que consistiu de 30 dias, foi realizado estágio na empresa AngloGold Ashanti – Serra Grande, com apoio em campo do orientador principal do trabalho de conclusão (uma semana) e auxílio da equipe de geólogos da empresa. Foram realizadas todas as atividades relacionadas à aquisição de dados e amostras na área de estudo. Esta etapa foi realizada nas proximidades da cidade de Crixás e na AngloGold Ashanti – Serra Grande e tem como objetivo a avaliação da abordagem e sistemática, reconhecimento geológico regional, local e detalhado, descrição macroscópica detalhada de testemunhos de sondagem selecionados e posterior amostragem.

4.2.1. Abordagem e sistemática: Avaliação da estratégia a ser empregada para a seleção dos furos de sondagem e respectivo intervalo a ser descrito. Elaborou-se estratégias para a descrição petrográfica, atentando principalmente para mudanças de litologia, zonas de alteração hidrotermal e mineralização. Os seguintes furos de sondagem foram selecionados de acordo com características marcantes, em uma seção perpendicular (203-023°) ao mergulho do corpo de minério Ingá (Figuras 8, 9 e 10):

Furo XIGE-0066: Teores auríferos acima e abaixo do veio de quartzo;

Furo XIGE-0055: Veio de quartzo/teores auríferos duplicados;

Furo XIGE-0023: Altíssimo teor aurífero;

Furo II-485: Sem teor aurífero econômico.

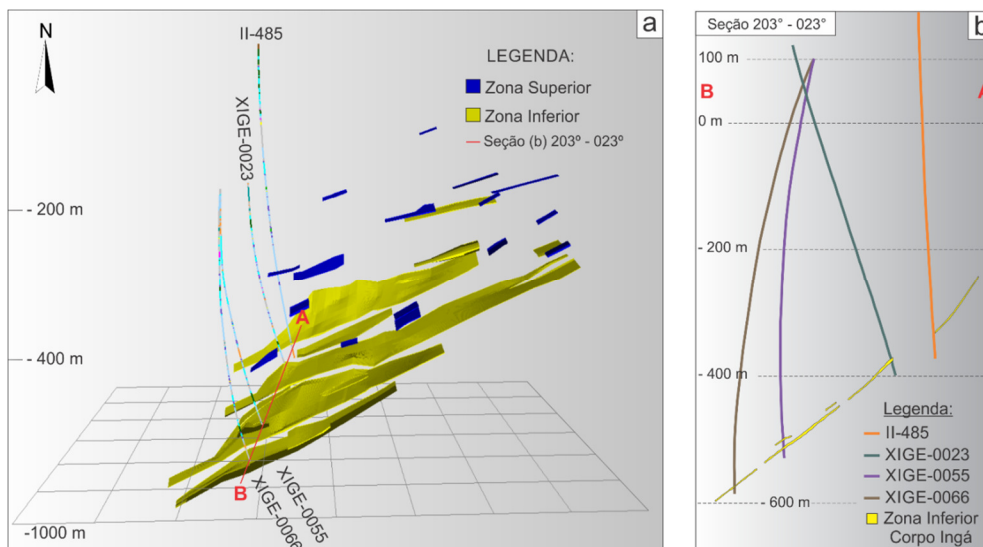


Figura 8. Corpo de minério Ingá. a) Zona inferior e superior do corpo de minério Ingá com furos de sondagem selecionados para estudo. b) Furos de sondagem selecionados para estudo em seção 203°-023°. Modificado de software Datamine – AngloGold Ashanti (2015).

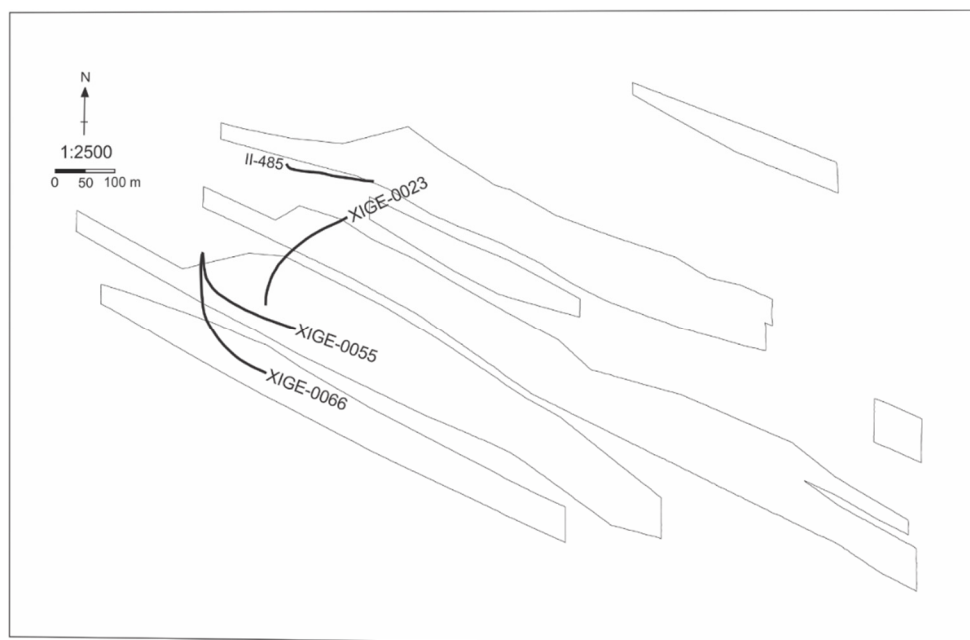


Figura 9. Mapa em planta dos furos de sondagem selecionados da zona inferior do corpo de minério Ingá. Sem coordenadas devido a sigilo. Modificado de software Datamine – AngloGold Ashanti (2015).

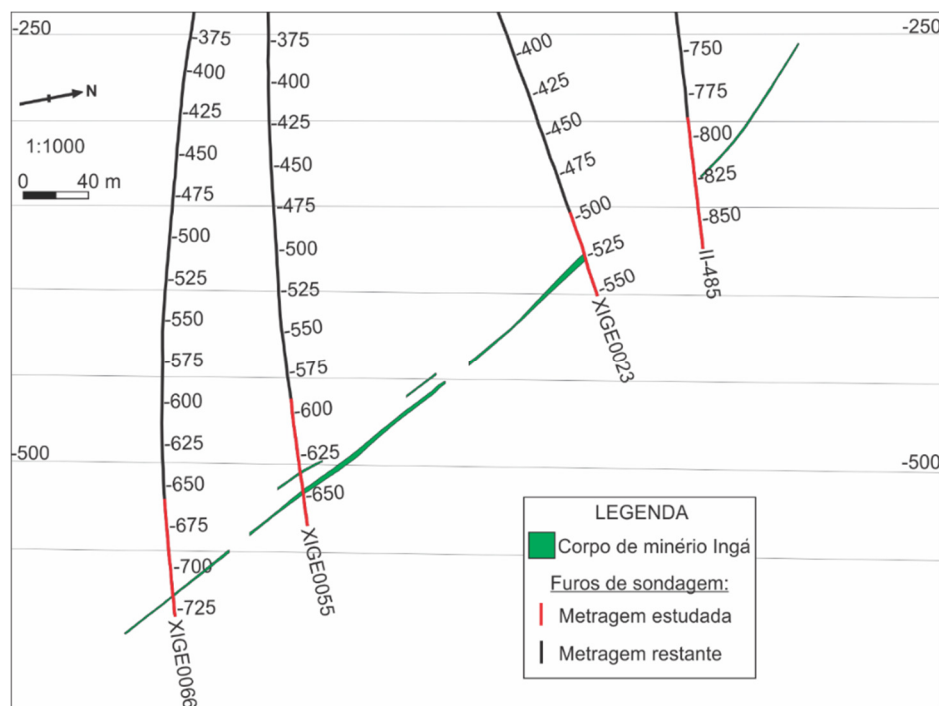


Figura 10. Seção 203°-023° com furos de sondagem selecionados para o estudo e respectivas metragens descritas. Modificado de software Datamine – AngloGold Ashanti (2015).

4.2.2. Reconhecimento geológico regional, local e detalhado: O reconhecimento geológico da área de estudo é de suma importância para a correta interpretação da geologia em estudo. O reconhecimento geológico regional foi realizado ao longo do *greenstone belt* de Crixás e nos complexos granito-gnaisses que o circundam. O reconhecimento local foi realizado na área dos corpos mineralizados Mina III (Figura 11), Palmeiras e Pequizão, atualmente em processo de extração. O reconhecimento detalhado foi realizado com a descrição e amostragem de testemunhos de sondagem do corpo de minério Ingá.



Figura 11. Reconhecimento geológico local: frente de lavra (veio de quartzo) em 750 metros de profundidade na Mina III. Dados da pesquisa (2015).

4.2.3. Descrição macroscópica detalhada de testemunhos de sondagem: A descrição macroscópica de testemunhos de sondagem da zona inferior do corpo de minério Ingá (Figura 12) foi realizada, atentando-se principalmente para a litologia, texturas e estruturas, zonas de alteração hidrotermal e respectivas assembleias minerais e mineralização. Aproximadamente 280 metros de furos de sondagem foram descritos no total, em uma média de 70,2 metros descritos por furo. Utilizou-se lupa de mão modelo 14x Hastings Triplet – Bausch & Lomb.



Figura 12. Descrição macroscópica de testemunhos de sondagem. Dados da pesquisa (2015).

4.2.4. Amostragem: Posteriormente à descrição petrográfica, os testemunhos de sondagem foram amostrados representativamente para o emprego das técnicas de estudo em laboratório (Tabelas II e III). Foram coletadas amostras representando a rocha original, zonas estéreis e zonas de alteração hidrotermal, sendo a sua coleta determinada principalmente pelo teor de ouro apresentado (previamente analisados no laboratório da empresa). Foram coletadas 78 amostras no total (média de 19,5 amostras por furo) e, sendo assim, em torno de 5% da metragem descrita foi amostrada, havendo uma amostra para cada 3,63 metros lineares de rocha descrita.

Tabela II. Tabela de amostragem e técnicas realizadas nos furos de sondagem XIGE-0066 e XIGE-0055. Dados da pesquisa (2015).

Tabela de amostragem e técnicas realizadas													
Furo de sondagem XIGE-0066						Furo de sondagem XIGE-0055							
Amostra	Profundidade (m)		Lâmina Petrográfica	MEV	DRX	ME	Amostra	Profundidade (m)		Lâmina Petrográfica	MEV	DRX	ME
	De	Até						De	Até				
66-1	656,71	656,85					55-1	596,72	596,87				
66-2	662,74	662,93	X		X		55-2	600,75	600,88	X			
66-3	667,11	667,25	X	X			55-3	602,53	602,76				
66-4	668,27	668,40					55-4	605,56	605,72	X			
66-5	672,96	673,21	X		X		55-5	609,01	609,17				
66-6	677,47	677,70					55-6	618,04	618,24	X			
66-7	684,16	684,29	X		X		55-7	623,03	623,19	X			
66-8	687,95	688,14					55-8	626,50	626,69				
66-9	690,79	690,97					55-9	627,38	627,63	X			
66-10	694,95	695,09	X		X		55-10	630,13	630,35				
66-11	703,79	703,91					55-11	632,81	633,06				
66-12	707,78	707,99	X		X		55-12	633,72	633,96	X	X		X
66-13	713,70	713,85					55-13	635,53	635,63				
66-14	714,59	714,72	X		X		55-14	638,79	639,06				
66-15	715,18	715,39	X	X	X		55-15	644,38	644,61	X			
66-16	716,58	716,73	X		X		55-16	645,87	645,99	X	X		
66-17	717,94	718,05					55-17	645,99	646,06				
66-18	719,05	719,21			X		55-18	647,47	647,61	X			
66-19a	720,31	720,41	X				55-19	655,70	656,04	X			
66-19b	720,44	720,56					55-20	659,84	660,00	X			
66-20	722,79	722,94	X		X		55-21	664,24	664,44				
66-21	726,06	726,19					55-22	658,33	658,50	X			

Tabela III. Tabela de amostragem e técnicas realizadas nos furos de sondagem XIGE-0023 e II-485. Dados da pesquisa (2015).

Tabela de amostragem e técnicas realizadas													
Furo de sondagem XIGE-0023						Furo de sondagem II-485							
Amostra	Profundidade (m)		Lâmina Petrográfica	MEV	DRX	ME	Amostra	Profundidade (m)		Lâmina Petrográfica	MEV	DRX	ME
	De	Até						De	Até				
23-1	498,87	499,10	X	X			485-1	790,11	790,27	X			
23-2	502,98	503,14			X		485-2	797,07	797,19				
23-3	505,29	505,39			X		485-3	793,64	793,94				
23-4	507,60	507,86	X				485-4	801,63	801,82	X			
23-5	509,88	510,05			X		485-5	802,47	802,68	X			
23-6	512,29	512,54	X	X	X		485-6	803,19	803,37				
23-7	516,55	516,74	X		X		485-7	804,02	804,20	X			
23-8	522,47	522,71	X		X		485-8	804,74	804,95				
23-9	524,49	524,66	X	X	X		485-9	806,33	806,42				
23-10	525,02	525,18			X		485-10	808,25	808,35	X			
23-11	528,18	528,33	X		X		485-11	816,81	817,00	X			
23-12	532,52	532,70	X	X	X		485-12	810,60	810,79				
23-13	530,59	530,83	X		X		485-13	817,29	817,38	X	X		
23-14	546,83	546,98					485-14	818,66	818,98	X			
							485-15	819,39	819,72	X			
							485-16	821,03	821,17				
							485-17	822,57	822,75	X			
							485-18	828,87	829,04	X			
							485-19	834,31	834,55				
							485-20	854,33	854,51				
							485-21	855,69	855,88				

4.3. ETAPA DE LABORATÓRIO

A etapa de laboratório foi realizada nas dependências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) em Porto Alegre, RS e da Weatherford Laboratories no Rio de Janeiro, RJ. Esta etapa visou analisar as amostras e dados coletados em campo e correlacionar com dados já existentes de trabalhos anteriores no *greenstone belt* de Crixás. Previamente foi realizada a documentação por fotos das amostras e posterior preparação das mesmas, para serem enviadas para laminação e polimento. Selecionou-se a porção em que se desejava confeccionar a lâmina, atentando-se para a representatividade amostral, e enviou-se ao laboratório de laminação do Instituto de Geociências - UFRGS que realizou o corte, impregnação, montagem da lâmina e redução da espessura a 30 μm e posterior polimento, o que possibilitou os estudos petrográficos. Selecionou-se 43 lâminas petrográficas para confecção, em uma média de 11 lâminas por furo de sondagem, ou uma lâmina a cada 6,5 metros linear de rocha descrita. Além disso, foram realizadas análises nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e do Weatherford Laboratories, através de microscópio eletrônico de varredura (MEV), microsonda eletrônica e difração de raios-x.

4.3.1. Macroscopia complementar (Lupa de mesa): Caracterização petrográfica de amostras de testemunho de sondagem através de lupa de mesa, como apoio à descrição macroscópica realizada em campo. A lupa de mesa utilizada (Figura 13) é do modelo LEICA MZ125, equipada com sistema de luz polarizada, do Laboratório de Geologia Isotópica do IGEO - UFRGS. Fotografias das imagens observadas em lupa de mesa foram tiradas com máquina fotográfica acoplada à lupa, modelo Canon PowerShot S50. Foram descritas 78 amostras de testemunhos de sondagem.

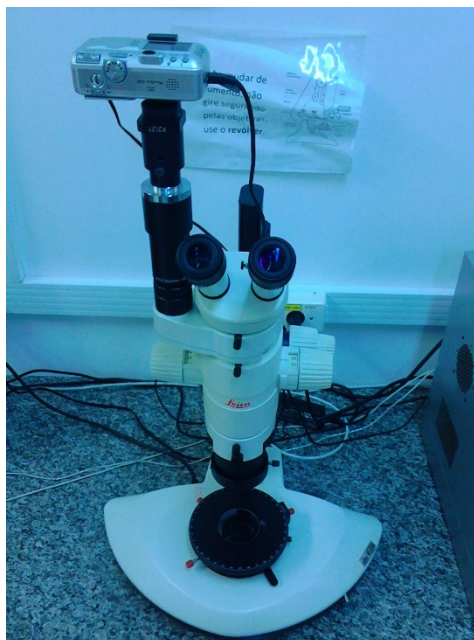


Figura 13. Lupa de mesa LEICA MZ125 do Laboratório de Geologia Isotópica do IGEO – UFRGS. Dados da pesquisa (2015).

4.3.2. Microscopia ótica de luz transmitida e refletida: Caracterização petrográfica de amostras de testemunhos de sondagem através de microscopia ótica de luz transmitida e refletida de lâminas delgadas polidas, para identificação da paragênese mineral (ganga e minério), alteração hidrotermal, texturas e estruturas. Foram descritas 43 lâminas delgadas polidas. O microscópio utilizado (Figura 14) é do modelo LEICA DM LP do Laboratório de Geologia Isotópica do IGEO-UFRGS, que possui objetivas de 2,5x, 5x, 10x, 20x e 50x de aumento. Fotografias das imagens observadas no microscópio foram tiradas através de câmera fotográfica acoplada, do modelo Leica DC300F.



Figura 14. Microscópio LEICA DM LP do Laboratório de Geologia Isotópica do IGEO-UFRGS com câmera fotográfica Leica DC300F. Dados da pesquisa (2015).

Há dois tipos de microscópios petrográficos: os de luz transmitida e os de luz refletida (podem estar em conjunto, como na figura 15). No microscópio de luz transmitida a fonte de luz encontra-se na parte inferior do microscópio, enquanto que no microscópio de luz refletida a fonte de luz encontra-se na parte superior. Desse modo, no microscópio de luz transmitida o feixe de luz atravessa a amostra enquanto que no microscópio de luz refletida o feixe de luz reflete sobre a amostra. O microscópio de luz refletida permite, assim, a descrição de minerais opacos, de minério, ou mesmo cerâmicas, polímeros, semicondutores, etc. Devido a luz ser incapaz de passar através desses materiais, ela deve ser direcionada para a superfície destes e então retornada à objetiva do microscópio através de reflexão especular ou difusa. Raios de luz passam através de uma lente coletora e iluminador vertical, onde é controlada pela abertura e diafragmas de campo. Após, a luz é então refletida por um divisor de feixe (espelho) através da objetiva para iluminar o espécime. A luz refletida a partir da superfície do espécime então retorna para a objetiva e passa pelas lentes binoculares até o observador.

Utiliza-se a microscopia de luz transmitida para espécimes transparentes ou que possuem fraca absorção de luz (condição da maioria dos minerais formadores de rocha). As observações em microscopia de luz transmitida podem ser feitas tanto em luz plano-polarizada, quando a luz emitida atravessa somente o polarizador inferior (situado abaixo do condensador), ou em luz duplamente polarizada (ou polarizadores cruzados), quando o analisador também encontra-se inserido, fazendo com que a luz tenha que atravessar os polarizadores em duas direções (N-S e E-W).

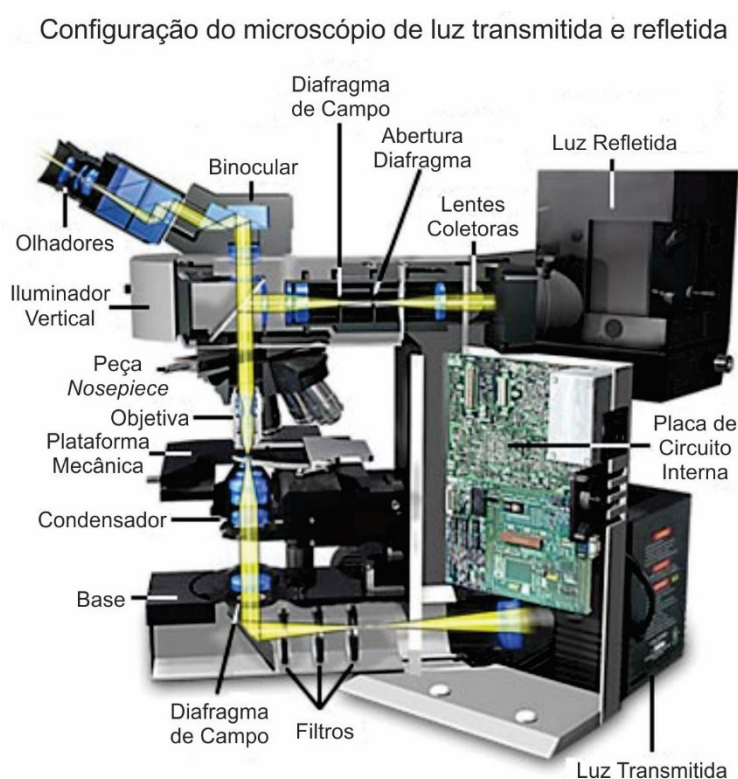


Figura 15. Microscópio de luz transmitida e refletida e seus componentes. Modificado de www.micro.magnet.fsu.edu (2015).

4.3.3. Microscopia eletrônica de varredura (MEV): Caracterização das fases minerais de minério e ganga: análises químicas semiquantitativas pontuais por espectrometria por dispersão de energia (EDS) e mapeamento composicional. Análises da

forma, tamanho e ocorrência de cristais de ouro através de imageamento *backscattering* (BSE). O microscópio eletrônico de varredura utilizado será do modelo JEOL JSM-6610LV do Laboratório de Geologia Isotópica IGEO-UFRGS (Figura 16) equipado com detector EDS Bruker 133eV e catodoluminescência Chroma CL2. Nove lâminas petrográficas foram analisadas em MEV: 66-3, 66-15, 55-12, 55-16, 23-1, 23-6, 23-9, 23-12 e 485-13.



Figura 16. Microscópio eletrônico de varredura (MEV) utilizado no estudo. Dados da pesquisa (2015).

O funcionamento do equipamento (Figura 17) consiste na emissão de um feixe de elétrons pelo canhão de elétrons, através de um filamento de tungstênio. Pela diferença de potencial, que varia de 0,3 a 30 kV, ocorre a variação de aceleração dos elétrons provocando o aquecimento do filamento de tungstênio. Posteriormente, o feixe eletrônico é produzido e desmagnificado por lentes eletromagnéticas, no intuito de produzir um feixe focado, com pequeno diâmetro em determinada região do material. Ao final do processo gera-se uma imagem virtual da amostra analisada. A interação entre a amostra e o feixe eletrônico gera distintos tipos de sinais, relacionado com o grau de interação do mesmo com a amostra (Ex: Elétrons retro espalhados, raios-x e elétrons secundários).

O imageamento por elétrons retro-espalhados (BSE, *backscattering*) evidencia o contraste de composição química entre diferentes materiais, em diferentes tons de cinza em uma imagem virtual gerada. Quanto maior o número atômico do elemento em questão, maior quantidade de elétrons será refletido e mais claro será o tom de cinza na imagem.

A espectrometria por dispersão de energia (EDS) consiste na identificação de raios-x característicos emitidos pela amostra em questão, com a interação com o feixe eletrônico gerado pelo equipamento (Reed, 2014). Quando o feixe de elétrons incide sobre um mineral, os elétrons mais externos dos átomos e os íons constituintes são excitados, mudando de níveis energéticos, e ao retornarem à posição inicial, liberam a energia adquirida que é então emitida em comprimento de onda no espectro de raios-x. Após a emissão dos raios-x característicos, estes são analisados por um detector instalado na câmara de vácuo do microscópio eletrônico de varredura, o qual transforma a energia captada (associada a determinado elétron) para identificar, devido aos elétrons de um determinado átomo possuírem energias distintas, os elementos químicos presentes na região atingida pelo feixe eletrônico. O pequeno diâmetro do feixe permite análises em amostras de tamanhos muito reduzidos ($< 5 \mu\text{m}$), permitindo análises pontuais.

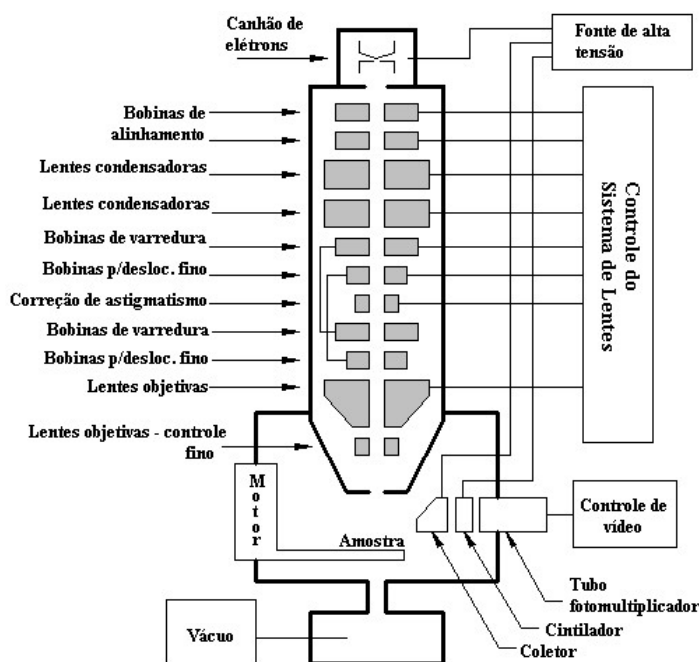


Figura 17. Desenho esquemático de um microscópio eletrônico de varredura. Modificado de www.fap.if.usp.br (2015).

4.3.4. Microsonda eletrônica (ME): Caracterização composicional das fases minerais por análise química quantitativa por espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS). A microsonda eletrônica utilizada é do modelo Cameca SXFive do Laboratório de Microsonda Eletrônica IGEO-UFRGS (Figura 18). Duas lâminas petrográficas foram analisadas (23-12 e 55-12) para a determinação da composição de granadas, biotitas e cloritas.



Figura 18. Microsonda eletrônica Cameca SXFive utilizada no estudo. Dados da pesquisa (2015).

Através da análise de raios-x (Figura 19), quando da interação com um feixe de elétrons utilizando-se a técnica de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS), realiza-se análise química quantitativa de um espécime. O feixe de elétrons de alta energia excita os elementos presentes na amostra e as radiações emitidas são analisadas por um espectrômetro. Os raios-x emitidos em comprimentos de onda característicos, possibilitam a identificação do elemento presente por EDS ou WDS. Na técnica por WDS usa-se a difração de Bragg de cristais para selecionar comprimentos de onda de raios-x de interesse e direcionar eles aos detectores.

A composição química é determinada comparando as intensidades de raios-x característicos da amostra com intensidades de composições conhecidas (padrões). Os dados obtidos devem ser corrigidos para efeitos de matriz, para permitir a existência de composições químicas quantitativas. A área iluminada pelo feixe eletrônico é variável (de dezenas a centenas de micras), permitindo análise química de elementos maiores e elementos traço. Enquanto que a técnica por EDS permite maior informação e tipicamente requer um tempo menor de contagem, a técnica por WDS é geralmente mais precisa, com limites de detecção menores por conter melhor resolução de picos de raios-x.

Configuração de uma Microsonda Eletrônica

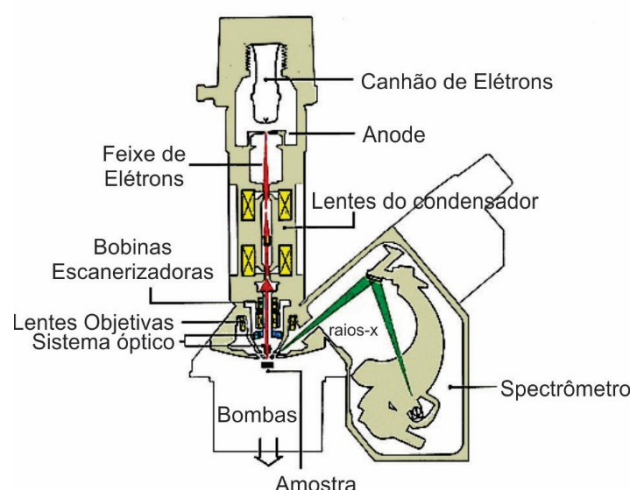


Figura 19. Desenho esquemático de uma microsonda eletrônica. Modificado de www.nau.edu (2015).

4.3.5. Difractometria de raios-x (DRX): Caracterização mineralógica de argilominerais/filossilicatos como apoio a determinação de padrões de alteração hidrotermal, através do método do pó e das argilas orientadas, além de caracterização mineralógica para rocha total. O difratômetro de raios-x utilizado é do modelo SIEMENS BRUKER AXS D4 Endeavor com software MDI Jade 9+ 2009 e PDF 4+ 2010 do Weatherford Laboratories e do modelo SIEMENS BRUKER AXS DS5000 com Software DIFFRAC - PLUS-EVA e NEWMOD do Laboratório de Difractometria de Raios-X do IGEO-UFRGS (Figura 22). O banco de dados mineral utilizado foi ICDD JCPDS.

Parâmetros padrões de escaneamento para rocha total e análise de argilas foram: Cu K α (0,15406 nm), K α 2 (0,1544390 nm), voltagem (40 Kv), amperagem (40 mA), diâmetro do goniômetro (402 mm) e fenda divergente variável (1,5 mm para rocha total e 0,75 para argila). Dez amostras, somente dos furos de sondagem XIGE-0066 e XIGE-0023, foram analisadas para rocha total e identificação da fração argila no Weatherford Laboratories (66-12, 66-14, 66-15, 66-16, 66-18, 23-8, 23-9, 23-10, 23-11, 23-13) e mais dez amostras foram analisadas para a identificação da fração argila no Laboratório de Difractometria do IGEO – UFRGS (23-2, 23-3, 23-5, 23-6b, 23-7, 66-2, 66-5, 66-7, 66-10, 66-20).

4.3.5.1. Análise de rocha total: Duas gramas de amostra é pulverizada com gral de ágata para reduzi-la ao tamanho areia fina - realizado no anexo do Laboratório de Geologia Isotópica UFRGS (Figura 20). O pó gerado é processado em um moinho de micronização McCrone para gerar um pó fino (1-5 microns) para análise de rocha total. O pó é então colocado em um porta amostra de aço inoxidável, com o cuidado de minimizar a orientação preferencial das partículas. A amostra é escaneada com difratômetro de raios-x (Figura 21) usando radiação de cobre K α . Uma fenda de filtro de níquel elimina os picos K β e uma tela de dispersão de ar auxilia a reduzir o ruído de fundo. Os parâmetros de escaneamento são de 5° 2 θ a 70° 2 θ . O tamanho do passo é de 0,020 ° e o tempo de permanência em cada etapa é de 0,5 segundos. Identificação das fases minerais e análise quantitativa da abundância relativa dessas fases é então realizada utilizando-se softwares e banco de dados mineral, com mais de 7000 compostos conhecidos.

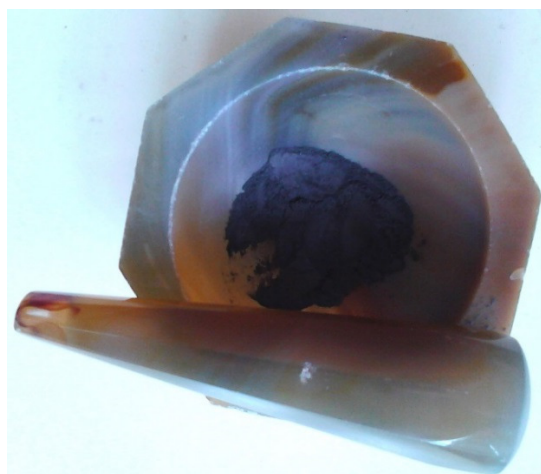


Figura 20. Amostra para DRX moída em cadinho de ágata. Dados da pesquisa (2015).

4.3.5.2. Análise da fração argila: Duas gramas de amostra de fração de argilas orientadas é pulverizada com gral de ágata para reduzi-la ao tamanho areia fina. Ao pó gerado é aplicado uma solução de 10% HCl para identificar a presença de carbonatos. Se carbonatos são identificados, as amostras são então tratadas com a solução de 10% HCl para remover todo o material carbonático. As amostras são então lavadas usando-se uma quantidade pequena de sódio hexa-meta-fosfato (agente desfloculante) misturada com água destilada. As amostras são então desmembradas usando-se um disruptor de células Fisher Scientific Ultra para colocar as argilas em suspensão. Posteriormente, as amostras são fracionadas acelerando-se em uma centrífuga para separar o tamanho da fração para entre 2 e 15 microns. A fase supernatante contendo a fração argila é passada através de uma membrana-filtro Fisher, permitindo que os sólidos sejam coletados em uma membrana-filtro de celulose. Os sólidos coletados são então montados em uma lâmina de vidro. As amostras de argila orientada são glicoladas (uma de cada vez para assegurar o máximo de glicolação) usando-se uma solução de 99,9% glicol etileno por uma hora a temperatura de 110°C e posteriormente são colocadas no dessecador por 24 horas. A amostra glicolada é então escanerizada em difratômetro, com os seguintes parâmetros: 2° a 40° 2 θ em um tamanho de passo de 0,025° por passo e um tempo *dwell* de 0,25 segundos em cada passo para identificar os minerais expansivos e sensíveis a água.

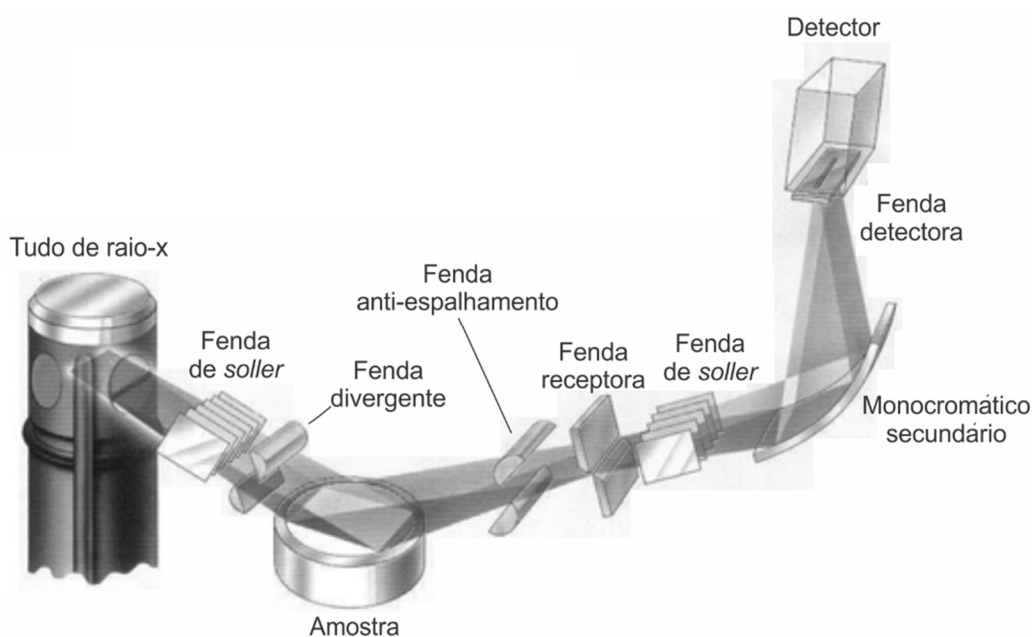


Figura 21. Desenho esquemático de difratômetro de raios-x. Modificado de www.uqac.ca (2015).

A lâmina de vidro é aquecida em um forno a temperatura de 400°C e escanerizada com os mesmos parâmetros para auxiliar na distinção entre clorita e caolinita. Após a argila ser aquecida, o pico da clorita colapsa pouco, o pico da caolinita não muda e a esmectita é colapsada. O método para determinação de razões de caolinita, clorita, illita, lâminas mescladas de illita/esmectita e/ou esmectita pura são feitos usando-se os métodos de cálculo de Poppe *et al.* (2001). Uma vez que o escaneamento está completo, os difratogramas e respectivos picos gerados são avaliados por softwares e banco de dados mineral para a identificação das fases minerais cristalinas presentes.

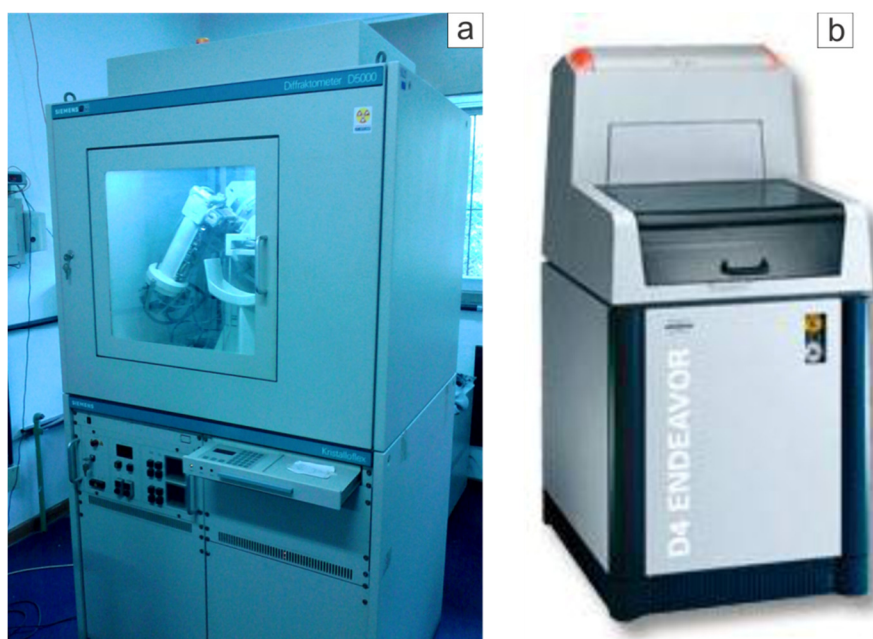


Figura 22. Difratoômetros de raios-x utilizados no estudo. a) Difratoômetro SIEMENS BRUKER AXS DS5000 do Laboratório de Difractometria de Raios-X do IGEO-UFRGS. b) Difratoômetro SIEMENS BRUKER AXS D4 Endeavor do Weatherford Laboratories.

4.4. ETAPA DE INTEGRAÇÃO DE DADOS

Os dados adquiridos em campo e os dados obtidos nas análises em laboratório foram integrados e interpretados e a monografia foi redigida. Os resultados são apresentados na forma de texto, ilustrações, gráficos e tabelas. Alguns dos produtos principais gerados, foram diagramas e tabelas de zonações e paragêneses hidrotermais,

evidenciando a configuração das zonas de alteração hidrotermal e mineralogia associada. Ao final desta etapa, a monografia foi apresentada como requisito da disciplina Projeto Temático em Geologia III.

5. RESULTADOS

5.1. INTRODUÇÃO

Este capítulo tem como objetivo apresentar as características das rochas hospedeiras, zonas de alteração hidrotermal e a mineralização da zona inferior do corpo aurífero Ingá, através do estudo de quatro testemunhos de sondagem selecionados: XIGE-0066, XIGE-0055, XIGE-0023 e II-485. Os resultados de descrições macroscópicas, petrografia de lâminas delgadas, análises semiquantitativas por EDS, mapas composicionais e imageamento *backscattering* em MEV, análises de rocha total e caracterização de argilominerais por DRX e análises quantitativas por microsonda eletrônica serão aqui apresentados. Além disso, metamorfismo das rochas hospedeiras e teores de ouro ao longo dos furos de sondagem serão aqui esclarecidos.

5.2. CORPO DE MINÉRIO INGÁ

O corpo de minério Ingá, pertencente à Formação Ribeirão das Antas, possui mergulho com orientação azimutal de 300^a (noroeste), semelhante aos demais corpos auríferos de Crixás hospedados na estrutura III. O corpo possui sub-corpos com dimensões de 1 a 3 metros de espessura e 350 a 900 metros de comprimento ao longo do mergulho, que estão locados em cotas negativas médias entre 800 e 900 metros, chegando até profundidades superiores a 1000 metros em sua porção noroeste. O corpo de minério foi

descoberto em 2012 e encontra-se atualmente em fase de desenvolvimento de sua rampa de acesso a partir do Corpo IV. Com a conclusão do acesso, a exploração do corpo Ingá iniciará em meados de 2016. O corpo Ingá é dividido em duas zonas mineralizadas distintas: Superior e Inferior. Na Zona Superior a mineralização ocorre na forma de lentes de sulfeto maciço hospedado em dolomitos e na Zona Inferior, objeto de estudo deste trabalho, a mineralização aurífera ocorre associada a um espesso veio de quartzo descontínuo e ao filito carbonoso adjacente ao veio.

5.3. ROCHAS HOSPEDEIRAS

Através da descrição macroscópica de testemunhos de sondagem e microscopia ótica de lâminas delgadas, foi possível a identificação, do topo para a base, das seguintes rochas hospedeiras: dolomito, filito carbonoso (FC), veio de quartzo massivo, quartzo-clorita-sericita-granada xisto (QCSGX) e metagrauvaca. Raros diques de biotita-clorita xisto e quartzo-granada-sericita xisto cortam a sequência. Níveis de QCSGX dentro do filito carbonoso e lentes de dolomito dentro do QCSGX e FC são relativamente raros.

5.3.1. DOLOMITO (DOL)

Os intervalos finais de ocorrência de dolomitos na região do corpo de minério Ingá foram descritos, entretanto a espessura total do pacote não está toda representada e o furo de sondagem II-485 não contém intervalo de dolomito estudado. O dolomito possui contato inferior gradual difuso com o filito carbonoso.

Dolomito de coloração cinza bem claro a branco, por vezes esverdeado-amarronado (Figura 23), intercalado com faixas centimétricas de filito carbonoso, contínuas e descontínuas, por vezes de aspecto irregular caótico brechado, de coloração cinza escuro esbranquiçado. Por vezes há faixas decimétricas (< 1 m) de predominância de filito carbonoso, onde pode ocorrer microvenulações de quartzo descontínuas, de

espessura milimétrica a < 7 cm, contatos abruptos e por vezes assimilados, por vezes em forma de bolsões. O filito carbonoso contém alteração fílica e cloritização subordinadas, com intensidade muito leve a moderada. Há pequenas faixas (<1,5 cm) com intensa composição micácea ao longo do intervalo, evidenciado por pontuações finas branco-amarelado e sub-milimétricas. Por vezes, cristais de biotita sub-milimétricos a <5 mm são visíveis e idiomórfico-hipidiomórficos, dispersos no filito carbonoso caoticamente, indicando alteração potássica incipiente (<1% a 3% nessas regiões).

Há a presença de roscoelita relacionada a microvenulações de quartzo e faixas de composição micácea, com coloração amarelo queimado. Sugere-se as porções de filito carbonoso com evidências de alteração hidrotermal como sendo porções de contribuição máfica hidrotermalizada na forma de bolsões milimétricos a <8 cm, arredondados. Por vezes a oxidação promove a coloração laranja forte a algumas venulações milimétricas, indicando serem de carbonato. Raramente possui pirrotita intrafoliar alotriomórfica (0-2%), sub-milimétricas a 5 mm, associada a microvenulações de quartzo. Raras vezes forma agregados de cristais sub-cm a centimétricos com porcentagem local de 70%. Devido ao dobramento da sequência, há ocorrência de dolomito entre QCSGX abaixo do veio de quartzo massivo (furo de sondagem XIGE-0055), com faixas carbonosas interdigitadas e faixas de contribuição de QCSGX, sem minerais de minério.

A descrição microscópica de lâmina delgada (23-1) permitiu a identificação de carbonato (dolomita e ankerita, 99% fora dos bolsões máficos), quartzo (43% nos bolsões máficos), feldspato alcalino (20% nos bolsões máficos), biotita (25% nos bolsões máficos), mica branca (ilita, muscovita e caolinita, 10% nos bolsões máficos), plagioclásio (<1% nos bolsões máficos), zircão e esfeno (<1%), pirrotita (1,5%) e calcopirita (<1%).

O carbonato (dolomita, ankerita, 99%) ocorre de forma massiva na matriz do dolomito com cristais de tamanho 0,003 a 1,5 mm, alotriomórficos-hipidiomórficos, sendo que alguns apresentam macla. Quartzo, feldspato alcalino, biotita, mica branca, pirrotita, calcopirita, zircão e esfeno ocorrem somente nos bolsões máficos hidrotermalizados. O quartzo (43%) apresenta cristais majoritariamente alotriomórficos arredondados, de tamanho <0,003 a 0,1 mm com muitas inclusões fluidas. Por vezes ocorrem pequenas venulações de quartzo e quartzo-carbonato no dolomito, sendo que nesses locais o quartzo

é alotriomórfico com tamanho $<0,003$ a $0,3$ mm. O feldspato alcalino (20%) é hipidiomórfico e possui tamanho $<0,003$ a $0,08$ mm, sendo possivelmente ortoclásio.

A biotita (25%) possui caráter exclusivamente hidrotermal, com cristais orientados em diversas direções, sobrepostos uns aos outros, fragmentados e de bordas irregulares, esburacados, com pleocroísmo incolor a laranja claro, alotriomórfico-hipidiomórficos e com clivagem regular, com tamanho de $0,15$ a $4,2$ mm. Ocorrem majoritariamente disseminadas, porém podem se formar paralelamente ao contato dos bolsões máficos com o dolomito. Apresenta raríssimos cristais dobrados. Caracteriza alteração potássica pervasiva-seletiva subordinada. A Mica branca (ilita, muscovita e caolinita, 10%) caracteriza cristais estirados e de orientação caótica, hipidiomórficos-idiomórficos com tamanho $<0,003$ a $1,8$ mm e clivagem boa, comumente dobrados, por vezes formando aglomerados de cristais finos. Caracteriza alteração fílica pervasiva-seletiva subordinada.

Plagioclásio ocorre em porcentagens $<1\%$, com tamanho $<0,003$ a $0,25$ mm e caráter hipidiomórfico. O esfeno ocorre com porcentagem traço ($<1\%$) e tamanho $0,16$ a $0,19$ mm, idiomórfico-hipidiomórfico losangular, por vezes arredondado. Zircão ocorre em porcentagens traço ($<1\%$), com tamanho sub-milimétrico, idiomórfico. Os minerais opacos constituem 2% dos bolsões máficos hidrotermalizados. A pirrotita constitui $1,5\%$ na forma de cristais alotriomórficos-hipidiomórficos alongados, muito corroídos, com tamanho de $0,05$ a $0,25$ mm. Calcopirita alotriomórfica-hipidiomórfica alongada e tamanho $<0,003$ a $0,1$ mm ocorre nas bordas de pirrotita.

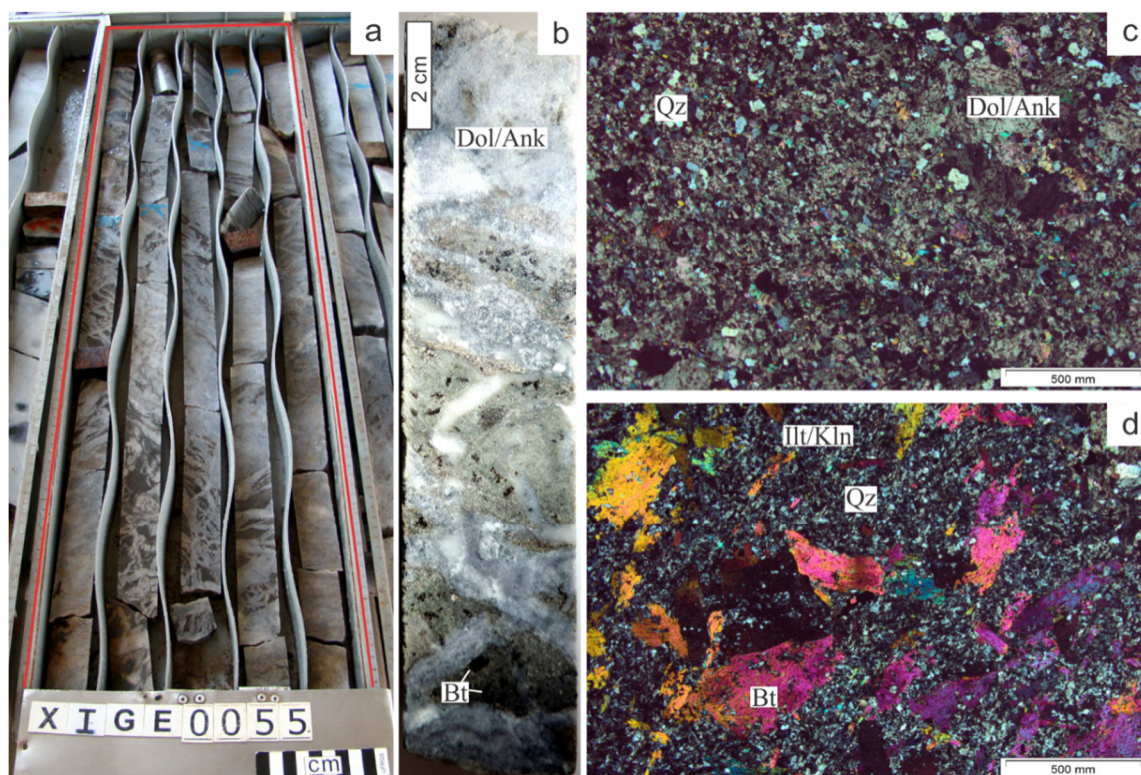


Figura 23. Dolomito. a) Furo de sondagem XIGE-0055 com dolomito delimitado pela linha vermelha. b) Amostra de mão de dolomito com bolsões máficos (verde). c) Fotomicrografia da matriz do dolomito. d) Fotomicrografia dos bolsões máficos hidrotermalizados em dolomito. Fotos “c” e “d” em luz transmitida e nicóis cruzados. Abreviações: Ank = ankerita; Bt = biotita; Dol = dolomita; Ill = illita; Kln = caolinita; Qz = quartzo. Dados da pesquisa (2015).

5.3.2. DIQUE DE BIOTITA-CLORITA XISTO (BCX)

Dique de biotita-clorita xisto (BCX) de coloração esverdeado escuro com contato inferior abrupto com o filito carbonoso (FC) e contato superior muito assimilado com o dolomito (Figura 24). Em todo o intervalo há cristais de biotita sub-milimétricos a 9 mm, dispersos e sem orientação preferencial, com coloração preto-verde escuro, idiomórficos a hipidiomórficos com porcentagem de 3%, por vezes concentrando-se em bolsões ou linhas. A rocha possui cloritização intensa proporcionando a coloração esverdeada. Comum ocorrerem círculos sub-milimétricos brancos indicando a presença de sericita e carbonato, além de zonas cinza escuro arredondadas e dispersas, milimétricas a

centimétricas, relacionadas a pequenas zonas de bolsões/microvenulações de quartzo. O dique é cortado por veios de quartzo contínuos e de contato abrupto, de espessura milimétrica (< 6 cm) por vezes com carbonato associado, assimilando pedaços milimétricos irregulares de dique. Ocorre também uma série de venulações de quartzo-carbonato concordantes e discordantes, milimétricas a sub-milimétricas (< 1mm), contínuas e descontínuas. Nos últimos 19 centímetros inferiores a rocha torna-se predominantemente cinza escuro, devido a silicificação mais intensa e aumento de microvenulações de quartzo-carbonato. O BCX não possui minerais opacos. Sugere-se o protólito como um dique máfico, agora bastante hidrotermalizado e com matriz substituída.

A microscopia ótica (lâmina 55-2) permitiu a identificação da seguinte paragênese: Quartzo (38%), feldspato alcalino (19%), plagioclásio (<1%), clorita (25%), biotita (10%), carbonato (3%), mica branca (1%), material carbonoso (3%), ilmenita (<1%) e magnetita (<1%), o que definiu a nomenclatura do dique como sendo biotita-clorita xisto.

O quartzo (38%) ocorre de três formas distintas. Cristais alotriomórficos arredondados, com eixo maior paralelo à foliação principal Sn: (1) Forma microvenulações concordantes à foliação, descontínuas e de espessura variável. Cristais de tamanho grande, variando entre <0,003 e 0,5 mm, com extinção ondulante, microfraturas relativamente abundantes de orientações diversas, mas majoritariamente perpendiculares à foliação principal Sn e inclusões fluidas relativamente abundantes; (2) Na matriz de forma massiva com cristais de tamanho <0,003 a 0,3 mm; (3) Como quartzo de segunda geração, alotriomórfico arredondado, ocorrendo sobre todos os outros minerais, exceto opacos. Possui tamanho de <0,003 a 0,2 mm com porcentagem de até 1%.

O feldspato alcalino (19%) ocorre disperso na matriz da rocha com caráter alotriomórfico-hipidiomórfico e clivagem fraca, com tamanho de 0,003 a 0,4 mm, sendo provavelmente do tipo ortoclásio. O Kfs possui aspecto bastante sujo devido a poeira fina de material carbonoso.

A clorita (25%) ocorre na forma de massas caóticas e localizadas de agregados de cristais, de tamanho <0,003 mm a 0,18 mm, majoritariamente hipidiomórficos. Sugere-se que a clorita seja produto de alteração de algum filossilicato do protólito. A biotita (10%) ocorre como cristais majoritariamente alotriomórficos, fragmentados e esburacados com pleocroísmo incolor/laranja claro a laranja escuro e tamanho de <0,003 a 9 mm. Ocorre de forma dispersa sem orientação preferencial, mas concentrada em algumas regiões, junto com a clorita (sobrepondo).

O carbonato (3%) ocorre restrito a venulações sub-milimétricas de carbonato ou quartzo-carbonato que cortam a rocha. Os cristais são cristalinos e alotriomórficos, orientados segundo as venulações, não apresentando macla e com tamanho de <0,003 a 0,45 mm. A mica branca (1%) ocorre de forma localizada em algumas regiões somente, como cristais hipidiomórficos a idiomórficos de tamanho <0,003 a 0,072 mm sem orientação preferencial.

O material carbonoso (3%) ocorre na forma de poeira fina sobre os cristais, ou contornando-os ou em suas fraturas. Forma envoltórios no entorno de bolsões e microvenulações, raramente adentrando-as. Particularmente cristais de carbonato contém grande quantidade de poeira fina. Plagioclásio (0-<1%) ocorre com tamanho <0,003 a 0,25 mm, hipidiomórfico.

Minerais opacos perfazem <1% do dique de BCX. Cristais de ilmenita dispersos ocorrem exclusivamente nas zonas de predomínio de minerais máficos, com formato em bastonetes hipidiomórficos e por vezes arredondados, de tamanho de <0,003 a 0,93 mm. Magnetita ocorre como inclusões sub-milimétricas arredondadas sobre a ilmenita.

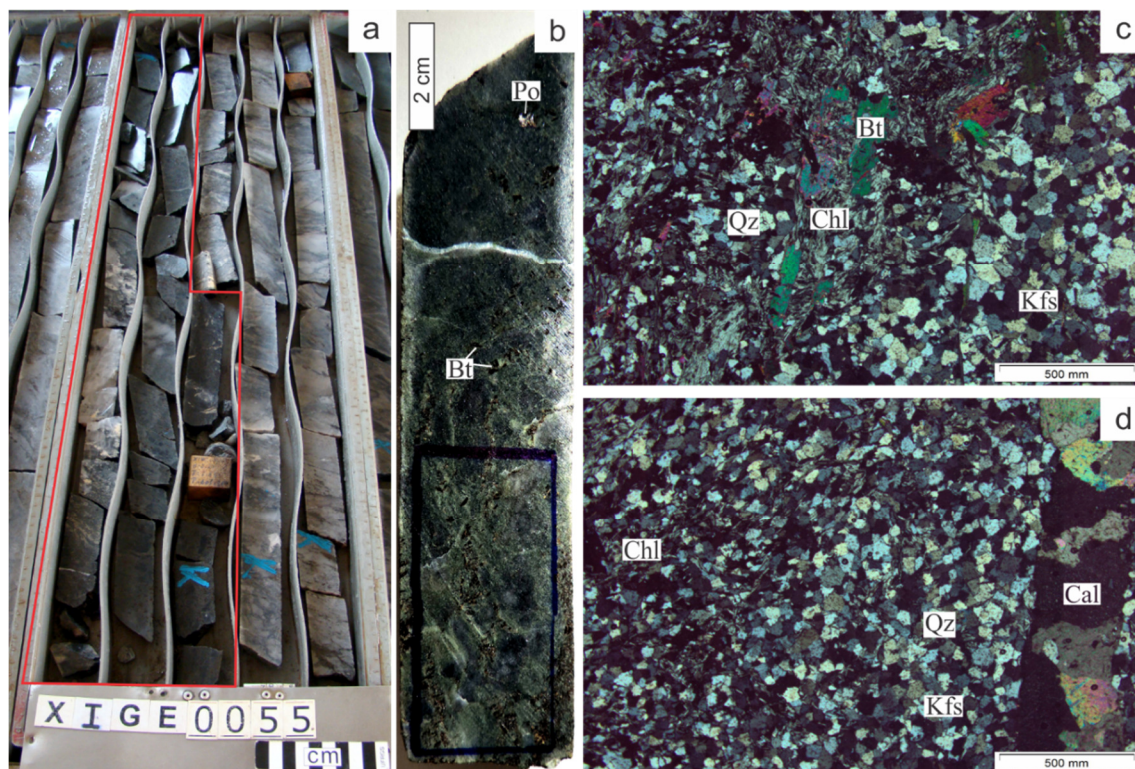


Figura 24. Dique de biotita-clorita xisto (BCX). a) Furo de sondagem XIGE-0055 com dique de BCX delimitado pela linha vermelha. b) Amostra de mão de BCX. c) Fotomicrografia da matriz do BCX. d) Fotomicrografia da matriz do BCX e venulação de carbonato. Fotos “c” e “d” em luz transmitida e nicóis cruzados. Abreviações: Bt = biotita; Cal = calcita; Chl = clorita; Kfs = feldspato alcalino; Qz = quartzo; Po = pirrotita. Dados da pesquisa (2015).

5.3.3. DIQUE DE QUARTZO-GRANADA-SERICITA XISTO (QGSX)

Dique de quartzo-granada-sericita xisto (QGSX) de contatos superiores e inferiores abruptos com o filito carbonoso, por vezes com contato inferior difuso (Figura 25). Possui coloração cinza escuro esverdeado pálido pontuado por cristais de granada cinza claro. Hidrotermalizado, com alteração fílica e cloritização moderada a intensa e por vezes com carbonatação pervasiva moderada ou silicificação leve-moderada. Presença de granadas hipidiomórficas de tamanho sub-milimétrico a 2 mm dispersas, por vezes com borda de reação em porcentagem de 13%. Possui venulações de quartzo, carbonato e quartzo-carbonato, sub-milimétricas a < 6 mm, concordantes e descontínuas. Possui

anfíbólio sub-milimétrico disperso e hipidiomórfico em porcentagem de 2%. Possui pirrotita intrafoliar estirada, alotriomórfica, sub-milimétrica e concordante em porcentagem de < 1 a 4%, por vezes formando bolsões de até 6 cm de espessura e com porcentagem local de 16%. Por vezes contém arsenopirita idiomórfica (furo de sondagem II-485) em porcentagem de 1 a 2%, de tamanho 1-14 mm, por vezes com macla cruciforme. Sugere-se o protólito como um dique máfico, agora bastante hidrotermalizado e com matriz substituída.

A microscopia ótica (lâmina 485-15) permitiu a identificação de: Quartzo (20%), feldspato alcalino (5%), biotita (10%), mica branca (28%), granada (13%), hornblenda (2%), carbonato (< 1%), clorita (<1%), material carbonoso (13%), pirrotita (<1-4%), ilmenita (3%), calcopirita (1%), arsenopirita alotriomórfica (<1%), magnetita e pentlandita (< 1%).

O quartzo (20%) ocorre de quatro formas distintas. Cristais alotriomórficos arredondados, com eixo maior paralelo à foliação principal Sn: (1) Forma microvenulações concordantes à foliação, descontínuas e de espessura variável. Cristais de tamanho grande, variando entre <0,003 e 0,5 mm, com extinção ondulante, microfaturas relativamente abundantes de orientações diversas, mas majoritariamente perpendiculares à foliação principal Sn e inclusões fluidas relativamente abundantes. O quartzo (1) apresenta porcentagem de 95-99% nas microvenulações; (2) Ocorre na matriz de forma massiva, com cristais de tamanho <0,003 a 0,2 mm; (3) Ocorre na matriz na forma de bolsões de concentração de quartzo abundante. Os bolsões relativamente comuns (possivelmente veios abortados) e os cristais apresentam tamanho <0,003 a 0,2 mm. O quartzo (3) apresenta porcentagem variada de 60 - 100% nos bolsões; (4) Como quartzo de segunda geração, ocorrendo sobre todos os outros minerais, exceto opacos, com caráter alotriomórfico arredondado e tamanho de <0,003 a 0,15 mm com porcentagem de até 1%.

O feldspato alcalino (5%) ocorre disperso na matriz da rocha, é alotriomórfico-hipidiomórfico e possui clivagem fraca, com tamanho de 0,003 a 0,35 mm, sendo provavelmente do tipo ortoclásio. Possui aspecto bastante sujo devido a poeira fina de material carbonoso.

A mica branca (28%) ocorre como cristais majoritariamente orientados segundo a foliação principal Sn, relativamente comum oblíquo/perpendicular. É placóide alongado hipidiomórfico-alotriomórfico com tamanho <0,003 mm a 0,195 mm e clivagem fraca a boa. Forma intercalações de níveis de ocorrência massiva de minerais máficos (principalmente Mca) e níveis de maior quantidade de quartzo (seja pela matriz ou venulações/bolsões). Por vezes (raro) a mica branca sofre alteração parcial ou total para clorita. A biotita (10%) ocorre majoritariamente paralelo à foliação principal Sn, mas pouco comum ocorrer oblíqua a perpendicular à Sn. Os cristais de Bt estão por vezes dobrados e/ou fragmentados, estando sobrepostos uns aos outros sem orientação definida e com tamanhos diferentes. O pleocroísmo da Bt é incolor/laranja claro a laranja forte, sendo alotriomórfico-hipidiomórfico quando paralela à Sn e hipidiomórfico-idiomórfico quando oblíqua/perpendicular à Sn, por vezes arredondados. A clivagem da Bt é fraca à razoável quando paralela à Sn e boa quando oblíqua/perpendicular à Sn e os cristais possuem tamanho de 0,027 mm a 0,192 mm. Por vezes a Bt está parcialmente ou totalmente alterada para clorita. A Bt apresenta porcentagem de 2-7% nas venulações e bolsões de quartzo.

A granada (13%) apresenta cristais hipidiomórficos-idiomórficos dispersos, incolores e cravejado de pontuações negras de inclusões sub-milimétricas de material carbonoso e alguns minerais opacos, com tamanho de 0,039 mm a 0,232 mm, pouco a médio fraturados, sem zonação visível, contendo por vezes inclusões sub-milimétricas de quartzo tardio. Por vezes a Grt forma aglomerados de cristais sem orientação definida. A hornblenda (2%) ocorre quase que exclusivamente em microvenulações de quartzo, abaixo da região dos cristais de pirrotita massiva. Os cristais de Hbl são hipidiomórficos-idiomórficos, com bordas por vezes corroídas e apresentando buracos em seu interior, possuindo pleocroísmo verde bem claro a verde médio-forte e tamanho de 0,128 mm a 0,336 mm.

O carbonato (< 1%) é tardio, irregular alotriomórfico ocorrendo na matriz sobre os demais cristais, com ocorrência dispersa rara e tamanho <0,003 mm. A clorita (< 1%) ocorre como alteração parcial (raro) ou total dos cristais de biotita e mica branca, segue o mesmo formato (mas mais estiradas e finas) e características da biotita ou mica branca,

com tamanho até 0,112 mm. O material carbonoso (13%) ocorre contornando cristais ou ocorrendo como poeira fina sobre os mesmos, além de marcar as bordas externas de granadas. O material carbonoso forma envoltórios no entorno dos bolsões de quartzo e microvenulações, raramente adentrando as microvenulações.

Os minerais opacos perfazem de 1 a 7% do dique de QGSX, com ocorrência restrita a microvenulações e bolsões de quartzo, exceto para a ilmenita. A pirrotita (<1-4%) ocorre como cristais alotriomórficos intrafoliares estirados com tamanho 0,006 mm a 2,1 cm (por vezes massivos), fragmentados e corroídos, por vezes contendo chamuscas de pentlandita sub-milimétricas (<1%). A Po por vezes contém Cpy como inclusões ou nas bordas de seus cristais, além de por vezes conter arsenopirita alotriomórfica nas bordas e raramente como inclusões.

A Calcopirita (1%) ocorre como inclusões ou nas bordas dos cristais de Po, na forma de cristais alotriomórficos-hipidiomórficos arredondados, por vezes estirados, sem orientação principal e com tamanho de 0,018 mm a 0,136 mm. A Arsenopirita alotriomórfica (<1%) ocorre nas bordas ou associados a cristais de Po e raramente como inclusões em Po. Os cristais de Aspy alotriomórfica encontram-se orientados segundo a foliação principal Sn com tamanho de 0,024 mm a 0,112 mm. A Ilmenita (3%) ocorre dispersa de maneira intrafoliar, majoritariamente paralela a sub-paralela à foliação principal Sn, por vezes oblíquo a perpendicular, sendo comum ocorrer sobre Po. A Ilm é hipidiomórfica-idiomórfica em formato de bastonetes, sendo comum a ocorrência com caráter alotriomórfico arredondado. A Ilm apresenta tamanho de 0,003 mm a 0,105 mm. A Magnetita (<1%) ocorre como inclusões alotriomórficas sub-milimétricas sobre os demais minerais de minério, exceto Pn e Cpy.

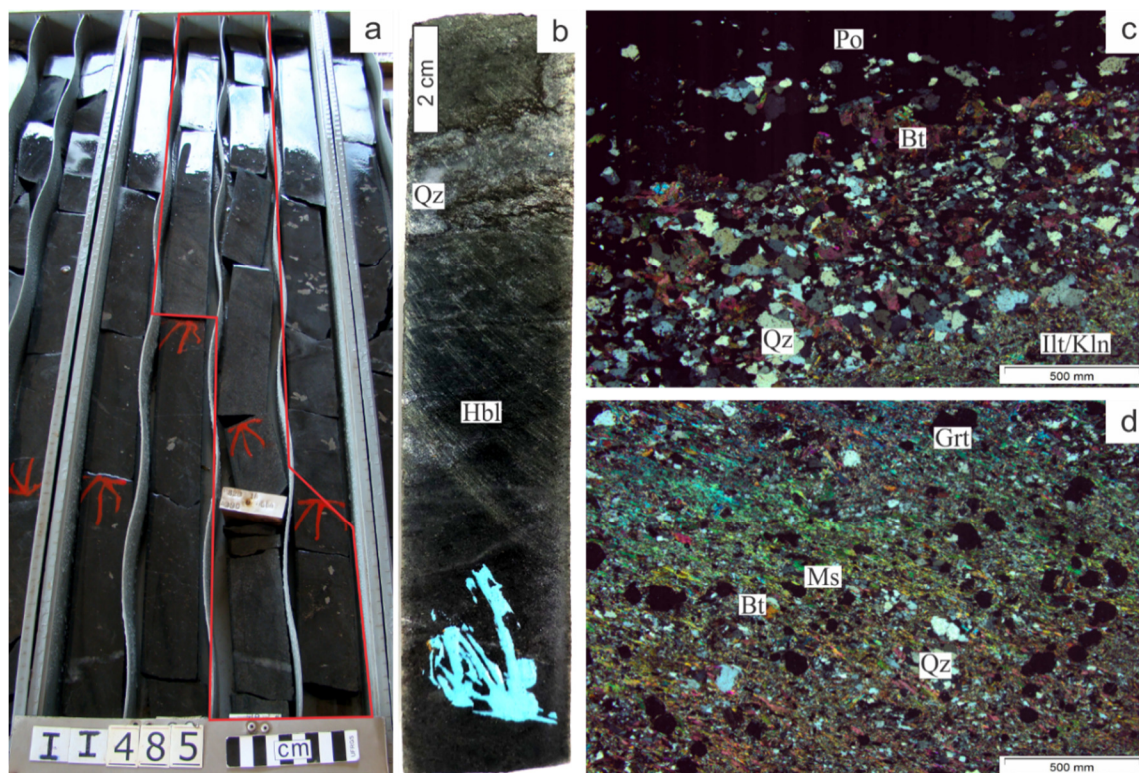


Figura 25. Dique de quartzo-granada-sericita xisto (QGSX). a) Furo de sondagem II-485 com dique de QGSX delimitado pela linha vermelha. b) Amostra de mão de QGSX. c) Fotomicrografia da matriz do QGSX com pirrotita (Po) intrafoliar. d) Fotomicrografia da matriz do QGSX. Fotos “c” e “d” em luz transmitida e nicóis cruzados. Demais abreviações: Bt = biotita; Grt = granada; Hbl = hornblenda; Ill = illita; Ms = muscovita; Qz = quartzo. Dados da pesquisa (2015).

5.3.4. FILITO CARBONOSO (FC)

O filito carbonoso (Figura 26) apresenta contato difuso com o dolomito no limite superior e difuso com o quartzo-clorita-sericita-granada xisto (QCSGX) no limite inferior. O filito carbonoso é cortado pelo veio de quartzo massivo, de forma abrupta, por vezes com bordas levemente assimiladas, a poucos metros de seu limite inferior com o QCSGX. O filito carbonoso pode ser cortado também por diques de biotita-clorita xisto e/ou quartzo-granada-sericita xisto e lentes de dolomito e/ou QCSGX.

Por poder apresentar carbonatação, alteração fílica, alteração potássica e silicificação, a descrição macroscópica e microscópica do filito carbonoso, assim como o detalhamento de sua mineralogia, podem ser consultados no capítulo 5.5., de acordo com a zona de alteração hidrotermal predominante. O filito carbonoso apresenta, também, cloritização subordinada. A microscopia ótica permitiu a identificação da seguinte paragênese para o filito carbonoso: Quartzo (10-60%), Feldspato alcalino (3-8%), Carbonato (ankerita, calcita, dolomita, 0-87%), mica branca (ilita, muscovita, caolinita, 0-32%), biotita (0-30%), material carbonoso (0-30%), granada (almandina, 0-25%), clorita (0-15%), apatita (0-11%), clinozoisita (0-10%), hornblenda (0-7%), turmalina (feruvita, schorlita e uvita, 0-4%), plagioclásio (0-2%), esfeno (0-<1%), zircão (<1%), roscoelita (0-<1%), arsenopirita idiomórfica (0-15%), pirrotita (0-8%), ilmenita (0-5%), calcopirita (0-1%), rutilo (0-1%), magnetita (<1%), pentlandita (<1%) e arsenopirita alotriomórfica (0-<1%).

Com relação ao metamorfismo e características texturais, a rocha apresenta textura granoblástica (quartzo e feldspato alcalino), lepidoblástica (filossilicatos), nematoblástica (hornblenda), porfiroblástica e/ou poiquiloblástica (granada).

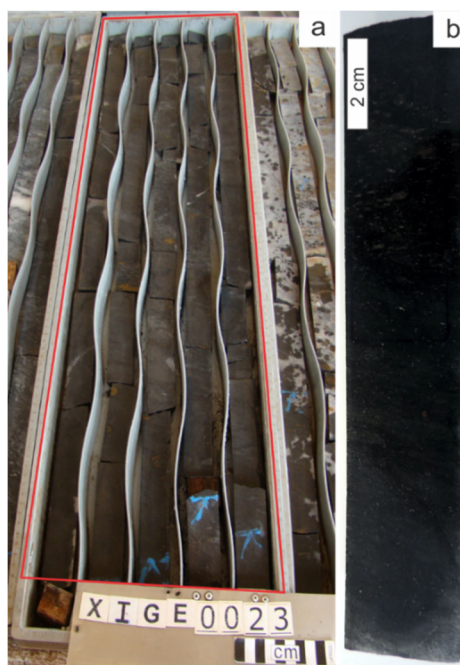


Figura 26. Filito carbonoso (FC). a) Furo de sondagem XIGE-0023 com FC delimitado pela linha vermelha. b) Amostra de mão de filito carbonoso. Dados da pesquisa (2015).

5.3.5. VEIO DE QUARTZO MASSIVO (VQM)

Veio massivo de quartzo branco, vítreo a leitoso, descontínuo e de contato superior e inferior abrupto (normalmente) com o filito carbonoso, mas por vezes com contato superior ou inferior levemente assimilado (Figura 27). Corta o filito carbonoso (FC) próximo do seu contato inferior com quartzo-clorita-granada-sericita xisto (QCGSX), por vezes em braços e comumente dobrado, com espessura de 0,14 a 2,49 metros para cada braço e espessura somada de 1,52 a 4,29 metros considerando-se todos os braços. Nos furos de sondagem descritos há ocorrência de um a três braços de VQM, podendo indicar ação de dobramento. Possui faixas de filito carbonoso descontínuas inclusas, com formato irregular, intensamente dobradas, com aspecto esverdeado devido a alteração (clorita) e espessura variada (mm a cm) com alteração fílica leve subordinada e silicificação intensa predominante, por vezes apresentando porções milimétricas de coloração alaranjada devido a oxidação. Nas faixas de filito carbonoso comumente ocorrem megacristais de arsenopirita idiomórfica de até 8 mm, dispersos, constituindo 1-20%, por vezes com macla cruciforme. Por vezes há pirrotita na forma de agregados milimétricos intrafoliares (2-5%) ocorrendo junto a Aspy ou concentrada na interface com os veios.

Por vezes ocorre venulações de carbonato (mm a <7 mm) discordantes e descontínuas associadas, por vezes formando bolsões de formato arredondado e arranjo caótico. Nas faixas de filito carbonoso por vezes é possível observar pintas de ouro livre de formato irregular, sub-milimétricas com porcentagem traço (<1%). O VQM por vezes possui intervalos decimétricos bastante fragmentados por estrutura rúptil. O veio de quartzo massivo hospeda-se na estrutura III e representa o principal alvo de lavra da zona inferior do corpo de minério Ingá, devido aos teores de ouro livre e também contidos em arsenopirita idiomórfica associada ao filito carbonoso adjacente ou fragmentos do mesmo no VQM.

A descrição microscópica de lâminas delgadas permitiu a identificação de: Quartzo (95-97%), Clorita (2%), Carbonato (1%), Material carbonoso (<1-1%), Mica branca (<1%), Biotita (<1%) e Ouro (0-<1%). A difração de raios-x identificou porcentagens variadas de turmalina, o que não foi observado em lâmina delgada. O

quartzo (95-97%) ocorre como cristais alotriomórficos-hipidiomórficos de tamanho <0,003 a 3 mm, extinção ondulante, com microfraturas relativamente abundantes de orientações diversas, mas majoritariamente perpendiculares a foliação principal Sn. O quartzo possui inclusões fluidas relativamente abundantes. A clorita (2%) ocorre nos limites dos cristais de quartzo, por vezes formando agregados de cristais, com cristais de tamanho 0,009 a 0,184 mm, hipidiomórfico-idiomórficos estirados, por vezes dobrados, constituindo provavelmente variedade ferrosa (clinocloro). O carbonato (dolomita ou calcita, 1%) ocorre como cristais alotriomórficos irregulares entre os cristais de quartzo, com tamanho de <0,003 a 0,2 mm. O material carbonoso (<1-1%) ocorre como poeira fina sobre os demais cristais. A mica branca (ilita, muscovita ou caolinita, <1%) raramente ocorre entre os cristais de quartzo, com caráter alotriomórfico-hipidiomórfico e tamanho <0,003 a 0,084 mm, por vezes com clivagem fraca a boa. A biotita (<1%) por vezes adentra o VQM até poucos milímetros da borda, com tamanho de <0,003 a 0,056 mm, sendo que os cristais são hipidiomórficos e apresentam clivagem fraca a razoável e pleocroísmo incolor/laranja claro a laranja forte. Ouro visível (0-<1%) pode ocorrer como cristais livres no VQM ou nos fragmentos de FC (Figura 27.b.), com tamanho de >0,001 a 0,825 mm.

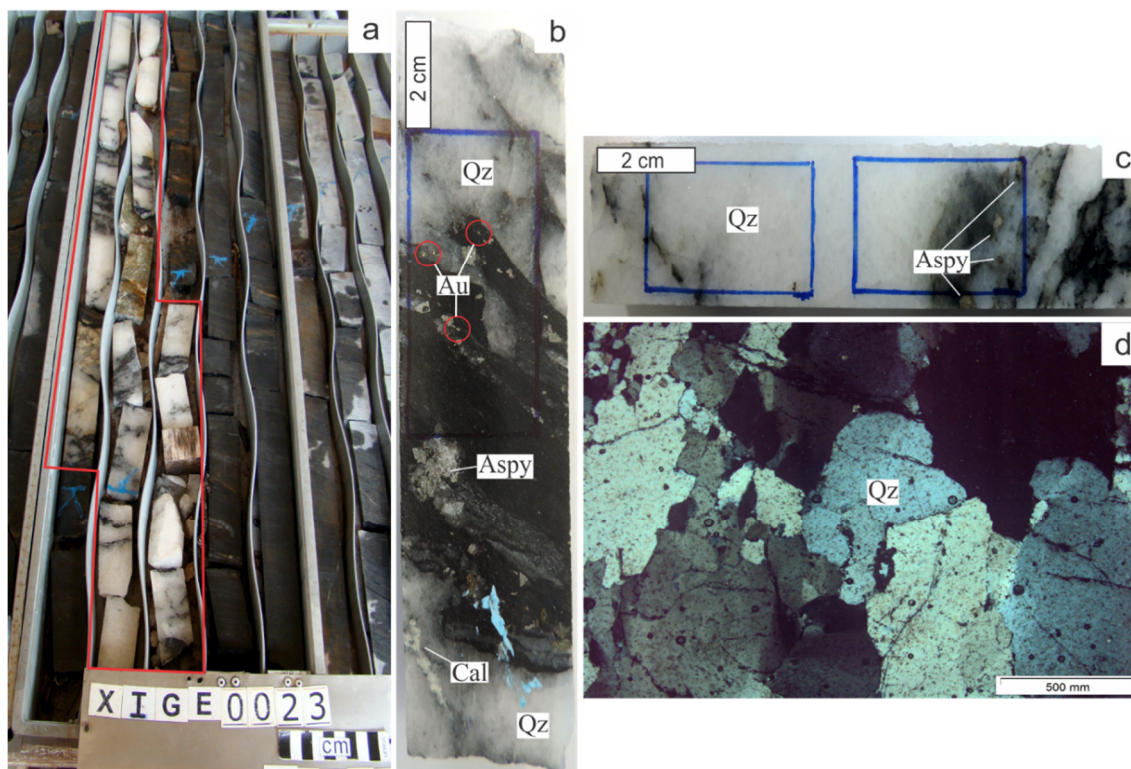


Figura 27. Veio de quartzo massivo (VQM). a) Furo de sondagem XIGE-0023 com VQM delimitado pela linha vermelha. b) Amostra de mão de filito carbonoso + VQM com ouro (Au) livre visível. c) Amostra de mão de VQM com fragmentos de FC. d) Fotomicrografia a luz transmitida e nicóis cruzados de VQM. Demais abreviações: Aspy = arsenopirita; Qz = quartzo. Dados da pesquisa (2015).

5.3.6. QUARTZO-CLORITA-SERICITA-GRANADA XISTO (QCSGX)

O quartzo-clorita-sericita-granada xisto (QCSGX) apresenta contato difuso com o filito carbonoso no limite superior e difuso com a metagrauvaca no limite inferior (Figura 28). Por vezes o QCSGX é cortado por lentes de dolomito e por vezes corta o filito carbonoso na forma de lentes.

Por poder apresentar alteração fílica e alteração potássica predominantes, a descrição macroscópica e microscópica do QCSGX, assim como o detalhamento de sua mineralogia, podem ser consultados no capítulo 5.5.2.1. e 5.5.2.2., de acordo com a zona

de alteração hidrotermal predominante. Carbonatação e silicificação podem ocorrer subordinados no QCSGX com caráter no máximo leve a moderado. O QCSGX apresenta cloritização subordinada. A microscopia ótica permitiu a identificação da seguinte paragênese para o QCSGX: Quartzo (20-40%), Feldspato alcalino (4-8%), mica branca (ilita e muscovita, 0-35%), biotita (6-25%), material carbonoso (2-25%), hornblenda (0-23%), granada (almandina, 4-13%), clorita (1-10%), clinozoisita (0-5%), carbonato (0- $<1\%$), plagioclásio (0- $<1\%$), zircão ($<1\%$), pirrotita ($<1-3\%$), ilmenita ($<1-1\%$), calcopirita ($<1\%$), arsenopirita alotriomórfica (0- $<1\%$), magnetita ($<1\%$) e pentlandita ($<1\%$).

Com relação ao metamorfismo e características texturais, a rocha apresenta textura granoblástica (quartzo e feldspato alcalino), lepidoblástica (filossilicatos), nematoblástica (hornblenda), porfiroblástica e/ou poiquiloblástica (granada).



Figura 28. Quartzo-clorita-sericita-granada xisto (QCSGX). a) Furo de sondagem XIGE-0023 com QCSGX delimitado pela linha vermelha. b) Amostra de mão de QCSGX. Dados da pesquisa (2015).

5.3.7. METAGRAUVACA

A metagrauvaca é a última (mais profunda) litologia hospedeira presente no estudo e possui contato superior gradual e interdigitado com o QCSGX adjacente (Figura 29). Recebe o prefixo meta devido a preservar o acamamento sedimentar original da grauvaca. A metagrauvaca apresenta coloração cinza escuro, com faixas de 0,5 a <5 cm relativamente frequentes de QCSGX (transição) com alteração clorítica-sericítica moderada e finas faixas carbonosas sub-milimétricas a 2,5 cm contínuas ou descontínuas, interdigitadas. Clastos de filito carbonoso sub-milimétricos a <2,5 cm estirados e ovalados são comuns. Venulações de quartzo-carbonato são raras e < 2 mm de espessura, dobradas, discordantes e contínuas. Venulações de quartzo centimétricas (<3 cm) de contatos abruptos possuem pedaços milimétricos de metagrauvaca esverdeada (cloritizado), raras vezes totalmente alterado para argilominerais. Há raríssimas venulações de carbonato milimétricas e discordantes. Há a presença de granadas sub-milimétricas dispersas, arredondadas de coloração cinza claro e hipidiomórficas ao longo de todo o intervalo, em porcentagem de <1% a 1%, por vezes com borda de reação. Nas faixas de contribuição de QCSGX a porcentagem de granada é de 7-10%. A metagrauvaca contém raros intervalos decimétricos muito fragmentados devido à presença de estrutura rúptil local. De modo geral, a rocha apresenta alteração fílica e cloritização leves incipiente.

A metagrauvaca apresenta cristais de pirrotita intrafoliares altamente estirados ao longo de todo o intervalo compondo <1%, irregulares e alotriomórficos, sub-milimétricos a <8 mm. Em proximidade com veios relativamente expressivos, há o crescimento do tamanho e da abundância dos cristais de Po para 5%. Por vezes há veios expressivos de quartzo branco, de 15 a 56 cm de espessura, cortando a rocha de forma abrupta com assimilação de partes carbonosas em ambas extremidades, por vezes com concentração de pirrotita intrafoliar na interface com a metagrauvaca encaixante, apresentando roscoelita rara. Devido à pouca relevância dos intervalos de metagrauvaca para a exploração de ouro na região, nenhuma lâmina petrográfica foi confeccionada representando-a.



Figura 29. Metagrauwaca. a) Furo de sondagem II-485 com metagrauwaca delimitada pela linha vermelha. b) Amostra de mão de metagrauwaca. Dados da pesquisa (2015).

5.4. METAMORFISMO

As rochas da zona inferior do corpo de minério Ingá apresentam evidências de metamorfismo regional dinamotermal de grau baixo: Zona da granada (almandina) da fácies xisto verde, classe química pelítica. A paragênese metamórfica é composta por quartzo + feldspato alcalino + muscovita + biotita + granada (almandina) + hornblenda \pm clinozoisita \pm clorita \pm plagioclásio. Com relação ao metamorfismo e características texturais, a rocha apresenta textura granoblástica (quartzo e feldspato alcalino), lepidoblástica (filossilicatos), nematoblástica (hornblenda), porfiroblástica e/ou poiquiloblástica (granada). Os dados sobre metamorfismo corroboram com os apresentados por Kuyumjian (1981), Magalhães (1991) e Fortes (1996) para os sedimentos pelíticos metamorfisados da Formação Ribeirão das Antas do Grupo Crixás.

De acordo com Phillips (1991), a fácies xisto verde é a principal fácies metamórfica de depósitos de ouro orogênicos, epigenético de *greenstone belt* no presente estudo, onde o ouro se concentra, devido a quatro motivos:

- (1) Grande volume de fluidos é criado na transição xisto verde – anfíbolito e liberado na zona de xisto verde;
- (2) Zona rúptil-dúctil estruturalmente favorável desenvolve-se logo acima dessa transição;
- (3) Foco de fluidos e separação de fases provavelmente ocorrem enquanto fluidos ascendem no regime de pressão e temperatura da fácies xisto verde;
- (4) Diminuição abrupta da solubilidade de ouro em temperaturas da fácies xisto verde.

5.5. ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTÉRMAL

Na zona inferior do corpo de minério Ingá foram definidas 3 zonas e 2 sub-zonas de alteração hidrotermal (Figuras 30, 31 e 40): Zona de carbonatação, zona fílica-potássica (sub-zonas fílica e potássica) e zona de silicificação. Cloritização tardia subordinada ocorre ao longo de todo o intervalo de alteração. Nos testemunhos de sondagem estudados o halo de alteração hidrotermal total possui de 36 a 83 metros de espessura e ocorre de forma relativamente contínua.

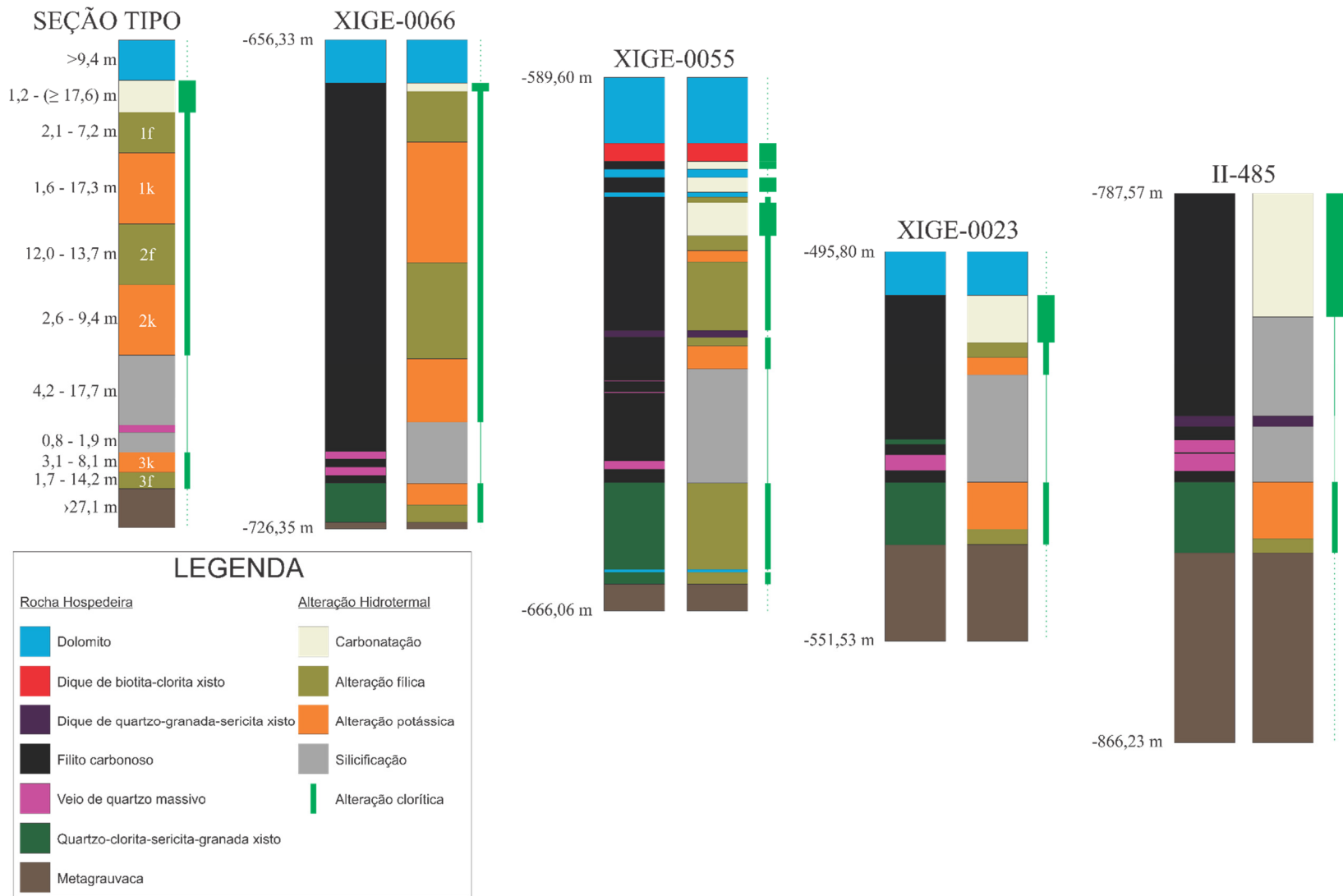


Figura 30. Zoneamento de alterações hidrotermais ao longo dos furos de sondagem estudados. Dados da pesquisa (2015).

Paragênese Mineral	Dolomito	Carbonatação	Alt. Fílica (FC)	Alt. Potássica (FC)	Silicificação	Alt. Potássica (QCSGX)	Alt. Fílica (QCSGX)
Quartzo							
K-feldspato							
Carbonato							
Biotita							
Mica branca							
Clorita							
Granada							
Hornblenda							
Clinozoisita							
Plagioclásio							
Esfeno							
Zircão							
Apatita							
Material carbonoso							
Turmalina							
Roscoelita							
Aspy idiomórfica							
Aspy alotriomórfica							
Pirrotita							
Ilmenita							
Calcopirita							
Rutilo							
Magnetita							
Pentlandita							
Ouro							

Figura 31. Paragênese mineral das diferentes zonas de alteração hidrotermal e rochas hospedeiras. Dados da pesquisa (2015).

5.5.1. ZONA DE CARBONATAÇÃO

A zona de carbonatação (Figuras 40.a. e 40.b.) consiste no predomínio de ocorrência de carbonatos na forma de alteração pervasiva da rocha hospedeira, com espessura entre 1,2 e 17,6 metros, diminuindo progressivamente ao longo do mergulho do corpo de minério, acompanhando a diminuição de espessura do dolomito adjacente. Possui contato gradual difuso com os dolomitos na parte superior e com a sub-zona de alteração fílica na parte inferior, por vezes em contato direto com a zona de silicificação. Descrições petrográficas e análises EDS em MEV identificaram os carbonatos presentes nessa zona como sendo majoritariamente dolomita, e subordinadamente ankerita e calcita. Sugere-se os dolomitos como a fonte de carbonato para a zona de carbonatação. Por vezes ocorre intercalação de dolomitos métricos a decimétricos e sub-zona de alteração fílica decimétrica (furo XIGE-0055) na zona de carbonatação, devido a deformação. Raros diques de biotita-clorita xisto (furo XIGE-0055) com espessura métrica cortam a zona. A Carbonatação é precoce em relação as demais alterações hidrotermais.

A descrição macroscópica de testemunhos de sondagem permitiu a definição de filito carbonoso com carbonatação pervasiva intensa, por vezes muito intensa ou intensa-moderada (faixas centimétricas a decimétricas), por vezes de aspecto estirado e/ou brechado, de coloração cinza claro-médio a cinza médio. O tom escurecido ou esbranquiçado varia de acordo com a quantidade de material carbonoso ou carbonatação, respectivamente. Quando estirado, apresenta material carbonoso alongado e dobrado em micro-faixas milimétricas ao longo do intervalo. É comum haver zonas escurecidas-esverdeadas devido à cloritização. Bolsões e veios de carbonato são frequentes ao longo de todo o intervalo, tornando-se escassos em algumas porções: os bolsões são de tamanhos variados e irregulares, de ordem centimétrica (< 10 cm) e os veios são de espessura sub-milimétrica a 1,5 cm, contínuos e descontínuos. Por vezes há ocorrência de pequenas bandas, majoritariamente contínuas, de grande concentração de carbonato, com contato gradual e coloração amarelo queimado fraco, de tamanho 3 mm a 5 cm, com alteração fílica leve, contendo lâminas de filito carbonoso de 1 a 6 mm no seu interior. Comumente,

em alguns intervalos decimétricos da zona de carbonatação, há influência das demais alterações hidrotermais (fílica, silicificação, cloritização e potássica) em caráter leve-moderado a moderado, impactando consideravelmente a abundância de carbonato na zona.

A descrição microscópica de lâminas delgadas (66-2, 55-4, 23-4, 485-1, 485-4) permitiu a identificação de carbonato (dolomita, ankerita e calcita, <1 a 87%), quartzo (10-20%), feldspato alcalino (3-5%), mica branca (ilita, muscovita e caolinita, 0-5%, localmente 27%), clorita (0-15%), biotita (0-2%, localmente 5%), material carbonoso (3-10%), plagioclásio (0-1%), clinzoisita (<1%), esfeno e zircão (<1%). Minerais opacos (<1-4%) são pirrotita (0-2%), pentlandita (<1%), ilmenita (<1%), calcopirita (<1%), arsenopirita alotriomórfica (<1%), rutilo (0-1%) e magnetita (<1%).

Há bolsões máficos hidrotermalizados, similar aos presentes no dolomito, de formato irregular arredondado/oval centimétricos (< 2 cm) e coloração bege-amarronado esverdeado, ao longo de todo o intervalo, de forma errática, com sericitização (pontuações), biotita e cloritização subordinada. Nesses bolsões ocorrem agregados de cristais de biotita idiomórficas-hipidiomórficas de tamanho sub-milimétrico a < 2 mm concentrados disseminadamente sem orientação preferencial, constituindo de 10 a 40% dos bolsões. Os bolsões máficos hidrotermalizados são muito menos frequentes que no intervalo de dolomito, tendo ocorrência relativamente comum a rara, dependendo do intervalo. A microscopia permitiu identificar a composição média desses bolsões como sendo carbonato (dolomita e calcita, 67%), mica branca (27%), biotita (5%) ± quartzo ± arsenopirita alotriomórfica ± pirrotita ± calcopirita.

Além dos veios de carbonato, veios de quartzo (comum) e quartzo-carbonato (relativamente comum) contínuos e descontínuos (rompidos) de contatos abruptos cortam a rocha, com orientações diversas, porém majoritariamente concordantes, dobrados e com espessura sub-milimétrica a 6 cm (até 11 cm para veios de quartzo), com pedaços milimétricos, descontínuos e irregulares de filito carbonoso no seu interior. Alguns veios de quartzo assimilam levemente as paredes do filito carbonoso adjacente.

O carbonato ocorre majoritariamente como dolomita e subordinadamente ankerita e calcita, identificados a partir de microscopia ótica e análises EDS em MEV. Ocorre de três formas distintas: majoritariamente cristalino como alteração pervasiva e subordinadamente cristalino em venulações/microvenulações e como cristais amorfos erráticos tardios. Na forma cristalina como alteração pervasiva possui tamanho de <0,003 mm a 0,45 mm, caráter alotriomórfico a raramente hipidiomórfico, parcialmente arredondados e estirados com sem orientação preferencial. Os cristais de carbonato possuem aspecto sujo por poeira fina de material carbonoso e inclusões sub-milimétricas de quartzo e mica branca. Por vezes o carbonato está concentrado em níveis com diferentes proporções de quartzo e feldspato alcalino, por vezes com cristais apresentando macla sugerindo a presença de calcita. Quando na forma cristalina em venulações/microvenulações, possui as mesmas características descritas acima, porém com tamanho variando entre 0,08 a 1,8 mm (granulometria maior). As formas cristalinas de carbonato perfazem de 70 a 87% da rocha nessa zona. Como cristais amorfos erráticos tardios, possui tamanho de <0,003 mm a 0,12 mm e ocorre quando a zona de carbonatação apresenta contribuição das demais alterações hidrotermais em intervalos decimétricos (fílica, potássica, cloritização e silicificação), o que diminui localmente a porcentagem de carbonato para <1% a 5% nesses intervalos.

O quartzo (10-20%) ocorre de quatro formas distintas. Cristais alotriomórficos arredondados, com eixo maior paralelo à foliação principal Sn: (1) Forma microvenulações concordantes à foliação, descontínuas e de espessura variável. Os cristais são de tamanho grande, variando entre <0,003 e 0,7 mm, com extinção ondulante, microfraturas relativamente abundantes de orientações diversas, mas majoritariamente perpendiculares à foliação principal Sn e inclusões fluidas relativamente abundantes. O quartzo (1) apresenta porcentagem de 95-99% nas microvenulações de quartzo; O quartzo (2) ocorre na matriz de forma massiva, como cristais de tamanho <0,003 a 0,4 mm; O quartzo (3) ocorre na matriz na forma de bolsões de concentração de quartzo abundante, sendo os bolsões relativamente comuns (possivelmente veios abortados), com cristais de tamanho de <0,003 a 0,3 mm. A porcentagem é variada, de 60 a 100% nesses bolsões; (4) Como quartzo de segunda geração, ocorrendo sobre todos os outros minerais, exceto

opacos e possuindo formato alotriomórfico arredondado. O quartzo (4) apresenta tamanho de <0,003 a 0,18 mm com porcentagem de até 1%.

O feldspato alcalino (3-5%) ocorre disperso na matriz da rocha, é alotriomórfico-hipidiomórfico e possui clivagem fraca, com tamanho de 0,003 a 0,5 mm, sendo provavelmente do tipo ortoclásio. O Kfs possui aspecto bastante sujo devido a poeira fina de material carbonoso.

Análises de difratometria de raios-x (amostras 66-2 e 23-2a) caracterizam a mica branca, quando presente, como porcentagens variadas de illita, muscovita e caolinita. Os cristais ocorrem de três formas distintas: disseminados na rocha em geral (0 a 5%), disseminados em bolsões máficos hidrotermalizados (27% localmente) e em microvenulações de quartzo, carbonato e quartzo-carbonato (3%), perfazendo uma porcentagem média de 0 a 5%. Os cristais de mica branca possuem tamanho de <0,003 a 0,12 mm (até 0,25 mm nos veios), caráter hipidiomórfico-idiomórfico estirados, majoritariamente concordantes à foliação Sn e relativamente comum oblíquo/perpendicular, com clivagem fraca-regular em geral e boa quando em veios. A mica branca apresenta alteração parcial ou total para clorita e determina a existência de alteração fílica subordinada.

A biotita, quando presente, ocorre de duas formas: dispersa pela rocha ou formando agregados de cristais em bolsões máficos hidrotermalizados. Quando disperso, acompanha a foliação metamórfica Sn e raramente ocorrem oblíquos/perpendiculares, possuindo tamanho variado entre <0,003 mm e 0,3 mm, ocorrendo como cristais alotriomórfico-hipidiomórficos, com pleocroísmo incolor a laranja claro, fragmentados e com clivagem fraca a regular, com porcentagem entre 0 e 2%. Quando disperso aumentam de concentração localmente no contato com microvenulações de quartzo-carbonato. Quando em agregados de cristais em bolsões (cristais sobrepostos uns aos outros sem orientação preferencial), os cristais de Bt possuem tamanho entre 0,048 e 0,464 mm, pleocroísmo incolor a laranja claro, clivagem razoável a boa, estando parcialmente corroídos, por vezes com extinção ondulante e apresentando porcentagem de 5%. A Bt apresenta alteração parcial ou total para clorita. Quando em bolsões máficos hidrotermalizados, a Bt caracteriza alteração potássica subordinada.

A clorita, quando presente, ocorre como alteração seletiva tardia, parcial ou total de cristais de biotita e mica branca e também como cristais em venulações de quartzo-carbonato. A clorita possui tamanho entre $<0,003$ a $0,18$ mm, é idiomórfica-hipidiomórfica, com cristais orientados paralelos à foliação Sn, por vezes dobrados, com clivagem bem marcada e porcentagem entre 0 a 15%. A Chl é responsável pelo tom esverdeado da rocha. As cloritas ocorrendo em venulações de quartzo-carbonato possivelmente possuem composição diferente (ferrosa) das cloritas de alteração tardia que ocorrem na matriz da rocha (aluminosas).

O material carbonoso (3-10%) ocorre em toda a zona, na forma de poeira fina sobre os cristais, ou contornando-os ou em suas fraturas e marcando a foliação principal Sn. Por vezes o material carbonoso concentra-se mais em determinadas regiões, sendo algumas vezes massivamente, sem preferência aparente por determinado mineral. O material carbonoso forma envoltórios no entorno de bolsões e microvenulações, raramente adentrando-as. Particularmente cristais de carbonato contém grande quantidade de poeira fina de material carbonoso.

O plagioclásio ocorre em porcentagens de 0 a 1%, com tamanho $<0,003$ a $0,25$ mm e cristais hipidiomórficos. O esfero, quando presente, ocorre em porcentagens traço $<1\%$, com tamanho $0,164$ a $0,192$ mm e cristais idiomórfico-hipidiomórficos losangulares, por vezes arredondados. A clinozoisita, quando presente, ocorre em porcentagens traço ($<1\%$), com cristais alotriomórficos arredondados, associado a pirrotita intrafoliar. O zircão ocorre em porcentagens traço ($<1\%$) com tamanho sub-milimétrico, idiomórfico.

Os minerais opacos são comumente ausentes, mas por vezes perfazem de $<1\%$ a 2% da rocha e ocorrem geralmente disseminados, mas por vezes na interface com as microvenulações de carbonato, ou dentro de bolsões/microvenulações. A pirrotita (0-2%) ocorre como cristais alotriomórficos intrafoliares, por vezes estirados e por vezes arredondados, orientados segundo a foliação principal Sn. A Po por vezes contém calcopirita em suas bordas e apresenta chamadas sub-milimétricas de pentlandita ($<1\%$). O rutilo ocorre com caráter irregular alotriomórfico fragmentado, sem orientação preferencial, ocorrendo junto do material carbonoso e concentrados principalmente na

região dos bolsões máficos, com tamanho de <0,003 a 0,336 mm e porcentagem de 0 a 1%.

A calcopirita ocorre nas bordas dos cristais de pirrotita e raramente como cristais livres, sendo os cristais alotriomórficos e sem orientação preferencial, com tamanho de 0,004 a 0,039 mm e porcentagem de 0 a <1%. A ilmenita ocorre dispersa pela lâmina de maneira intrafoliar, majoritariamente paralelo a sub-paralelo à foliação principal Sn, por vezes oblíquo a perpendicular. A Ilm possui cristais fragmentados e esburacados, hipidiomórfico-idiomórficos em forma de bastonetes, sendo comum a ocorrência como cristais alotriomórficos arredondados. A Ilm possui tamanho de 0,003 a 0,112 mm e porcentagem de 0 a <1%. A arsenopirita ocorre como cristais alotriomórficos arredondados dispersos, sem orientação preferencial, com tamanho de 0,015 a 0,081 mm e porcentagem de 0 a <1%, sendo por vezes presente somente nos bolsões máficos hidrotermalizados. A magnetita ocorre como inclusões sub-milimétricas arredondadas em cristais de pirrotita e raramente calcopirita, tendo porcentagem de 0 a <1%.

5.5.2. ZONA DE ALTERAÇÃO FÍLICA E POTÁSSICA

A zona de alteração fílica e potássica corresponde a intercalação de sub-zonas de predominância de alteração fílica ou potássica. A sub-zona de predominância de alteração potássica ocorre adjacente a zona de silicificação, tanto em sua porção inferior (3k) como superior (2k) e também entre duas sub-zonas de predominância de alteração fílica na porção superior da sequência (1k). A sub-zona de alteração fílica ocorre logo abaixo da zona de carbonatação (1f), antes da sub-zona de alteração potássica adjacente ao veio de quartzo massivo em sua parte superior (2f) e após a sub-zona de alteração potássica adjacente ao veio de quartzo massivo em sua parte inferior (3f). Essa sucessão de ocorrência das sub-zonas está perturbada no furo de sondagem XIGE-0055 devido a deformação. A zona de alteração fílica e potássica possui contato gradual difuso com a zona de carbonatação e silicificação e aumenta de representatividade ao longo do mergulho do corpo de minério Ingá. A alteração potássica é posterior a alteração fílica.

5.5.2.1. SUB-ZONA DE ALTERAÇÃO FÍLICA

A sub-zona de alteração fílica (Figura 40.d.) corresponde a até três intervalos ao longo da metragem estudada onde ocorre a predominância relativa da alteração fílica sobre as demais alterações hidrotermais presentes, evidenciada pela presença de mica branca (muscovita, illita e caolinita) como alteração pervasiva-seletiva da rocha. Possui contato gradual difuso com a sub-zona de alteração potássica (por vezes relativamente abrupto), zona de carbonatação e zona de silicificação. Age sobre o filito carbonoso e QCSGX, aumentando de representatividade ao longo do mergulho do corpo de minério Ingá. A espessura dos três intervalos de ocorrência, do topo para a base, varia: 1f (2,1-7,2 m), 2f (12,0-13,7 m) e 3f (1,7-14,2 m). A alteração fílica é posterior à carbonatação e precoce em relação as demais alterações hidrotermais.

A descrição macroscópica de testemunhos de sondagem permitiu a identificação de filito carbonoso de coloração cinza claro-médio acima do veio de quartzo massivo (VQM) e alguns metros abaixo, com alteração fílica pervasiva-seletiva intensa a muito intensa predominante. A zona apresenta veios de quartzo de espessura 2 mm a 5 cm, contínuos e descontínuos, de contatos abruptos, concordantes e por vezes dobrados. Veios centimétricos de quartzo são comuns, com fragmentos de filito carbonoso sendo assimilados. Venulações de carbonato são raras e sub-milimétricas. As microvenulações milimétricas encontram-se dobradas intensamente. A zona apresenta níveis centimétricos a métricos com aparente maior concentração de porfiroblastos de granada sub-milimétricos a 3 mm, cristais de coloração cinza claro, hipidiomórficas e concordantes a foliação metamórfica principal Sn, por vezes apresentando borda de reação. Esses níveis caracterizam alteração potássica pervasiva-seletiva subordinada com caráter leve a intenso, por vezes predominante em alguns intervalos centimétricos. A zona raramente apresenta clastos de material carbonoso, o que pode indicar contribuição de metagrauvaca em alguns níveis. Por vezes há oxidação pronunciada em algumas faixas milimétricas, promovendo coloração laranja a rocha. É comum haver silicificação pervasiva subordinada com caráter moderado a intenso e raramente carbonatação pervasiva com caráter muito leve a intenso localmente (principalmente próximo da zona de

carbonatação), na forma de laminações ou bolsões. Cloritização tardia subordinada com caráter seletivo muito leve a moderado é comum, proporcionando aspecto levemente esverdeado à rocha. Diques de quartzo-granada-sericita xisto por vezes cortam o FC alterado (furo XIGE-0055).

Quando atuante sobre o QCSGX, abaixo do VQM, a descrição macroscópica permitiu a identificação de alteração fílica pervasiva-seletiva intensa a muito intensa predominante em rocha de coloração cinza escuro esverdeado. Venulações de quartzo-carbonato milimétricas ocorrem ao longo de todo o intervalo. Venulações de quartzo de maior expressão (mm a 1,5 cm) possuem fragmentos irregulares, milimétricos e descontínuos de QCSGX. Há raras vênulas milimétricas de carbonato contínuas e não concordantes. Faixas centimétricas contínuas, menores que 8 cm com coloração cinza escuro amarronado-esverdeado estão intensamente cloritizadas e sericitizadas, contendo biotita e anfibólio estirados em granulometria menor que 3 mm, hipidiomórficos em porcentagem de 5-6% nessas faixas, localmente 15% (anfíbólio). Nas faixas também ocorrem granadas sub-milimétricas a milimétricas (< 4 mm), hipidiomórficas e disseminadas, com coloração cinza claro e por vezes apresentando borda de reação, em porcentagem aparente de 5-30%. Fora dessas faixas as granadas possuem porcentagem aparente de <1-5%. Essas faixas caracterizam alteração potássica pervasiva-seletiva subordinada com caráter leve a intenso, por vezes predominante em alguns intervalos centimétricos. Fragmentos milimétricos de material carbonoso ocorrem na porção inferior do QCSGX alterado, indicando transição gradual e difusa para metagrauvaca na porção inferior. Silicificação pervasiva subordinada é ausente a muito fraca. Cloritização tardia subordinada com caráter seletivo muito leve a moderado é comum, proporcionando aspecto esverdeado à rocha. Lentes de dolomito por vezes cortam o QCSGX alterado (furo XIGE-0055).

Nas descrições macroscópicas, tanto de FC quanto de QCSGX como rocha hospedeira da sub-zona de alteração fílica, foram identificados pirrotita e arsenopirita alotriomórficas e intrafoliares, sub-milimétricas a <4 mm, estiradas, disseminadas e por vezes dobradas e/ou arredondadas. Pirrotita por vezes ocorre na forma de agregados maciços ovais a irregulares, com tamanho < 5 mm, principalmente no contato com veios

de quartzo. Próximo do contato com veios de quartzo, o tamanho e a abundância dos cristais de Po e Aspy alotriomórficos aumenta para até 5 mm e 2-5% localmente, respectivamente. Em geral, a Aspy é relativamente menos estirada que a Po. Po e Aspy alotriomórficas ocorrem em porcentagem de <1-1,5% nos níveis de alteração potássica subordinada e <1-3% fora deles, sendo que Po representa 70% da ocorrência e Aspy 30%.

A descrição microscópica, tendo o filito carbonoso como rocha hospedeira, permitiu a identificação de: Quartzo (20-40%), feldspato alcalino (4-8%), mica branca (muscovita e ilita, 8-30%), biotita (5-20%), clorita (1-6%), granada (almandina, 0-12%), carbonato (ankerita, dolomita, calcita, 0-13%), material carbonoso (4-30%), clinzoisita (0-3%), plagioclásio (0-<1%), esfeno (<1%), zircão (<1%). Minerais opacos (1-7%) são pirrotita (1-4%), calcopirita (<1-1%), ilmenita (<1-2,5), arsenopirita alotriomórfica (0-<1%), rutilo (<1%), magnetita (<1%) e pentlandita (<1%).

A descrição microscópica, tendo o QCSGX como rocha hospedeira, permitiu a identificação de: Quartzo (20-40%), feldspato alcalino (4-8%), mica branca (muscovita e ilita, 15-35%), biotita (6-15%), clorita (1-4%), granada (almandina, 4-13%), hornblenda (0-4%), carbonato (0-<1%), material carbonoso (5-25%), clinzoisita (0-5%), plagioclásio (0-<1%). Minerais opacos (1-4%) são pirrotita (<1-3%), calcopirita (<1%), ilmenita (<1-1%), magnetita (<1%) e pentlandita (<1%).

O quartzo (20-40% no FC e GNCX) ocorre de quatro formas distintas. Cristais alotriomórficos arredondados, com eixo maior paralelo à foliação principal Sn: (1) Forma microvenulações concordantes à foliação, descontínuas e de espessura variável, com cristais de tamanho grande, variando entre <0,003 e 0,65 mm, com extinção ondulante, microfaturas relativamente abundantes de orientações diversas, mas majoritariamente perpendiculares à foliação principal Sn e inclusões fluidas relativamente abundantes. O quartzo (1) apresenta porcentagem de 95-99% nas microvenulações; O quartzo (2) ocorre na matriz de forma massiva, com cristais de tamanho <0,003 a 0,4 mm; O quartzo (3) ocorre na matriz na forma de bolsões de concentração de quartzo abundante, sendo que os bolsões são relativamente comuns (possivelmente veios abortados) e os cristais apresentam tamanho <0,003 a 0,3 mm. O quartzo (3) apresenta porcentagem variada de 60 a 100% nos bolsões; (4) Como quartzo de segunda geração, ocorrendo sobre todos os

outros minerais, exceto opacos, possuindo caráter alotriomórfico arredondado e tamanho de <0,003 a 0,15 mm com porcentagem de até 1%.

O feldspato alcalino (4-8% no FC e GNCX) ocorre disperso na matriz da rocha, é alotriomórfico-hipidiomórfico e possui clivagem fraca, com tamanho de 0,003 a 0,35 mm, sendo provavelmente do tipo ortoclásio. O Kfs possui aspecto bastante sujo devido a poeira fina de material carbonoso.

Análises de difratometria de raios-x caracterizam a mica branca como porcentagens variadas de illita e muscovita. Os cristais ocorrem de duas formas distintas: disseminados na rocha em geral e em microvenulações de quartzo, carbonato e quartzo-carbonato (2%), perfazendo uma porcentagem média de 8-30% (FC) e 15-35% (QCSGX). Cristais possuem tamanho de <0,003 a 0,072 mm no FC e <0,003 a 0,087 mm no QCSGX (até 0,25 mm nos veios) e são hipidiomórfico-idiomórficos estirados, majoritariamente concordantes à foliação principal Sn e relativamente comum oblíquo/perpendicular, com clivagem fraca-regular em geral e boa quando em veios. Por vezes a mica branca ocorre em níveis sub-milimétricos a milimétricos com altíssima concentração: 30-80% (FC) e 40-80% (QCSGX) localmente. A mica branca apresenta alteração parcial ou total para clorita, e determina a existência de alteração fílica intensa a muito intensa, pervasiva-seletiva, determinante para a definição da sub-zona de alteração fílica.

A biotita (5-20% no FC e 6-15% no QCSGX) ocorre dispersa pela rocha como cristais (metamórficos) ao longo da foliação metamórfica principal Sn, ocorrendo comumente oblíquos/perpendiculares, muitas vezes formando agregados de cristais sobrepostos, com orientação caótica e tamanhos muito variados (hidrotermais). Quando paralelos a Sn, os cristais de Bt são alotriomórfico-hipidiomórficos e apresentam clivagem fraca a regular e tamanho <0,003 mm a 0,17 mm (FC) e <0,003 mm a 0,56 mm (QCSGX). Quando oblíquos/perpendiculares (caóticos), os cristais de Bt são hipidiomórfico-idiomórficos, com clivagem regular a boa e tamanho modal maior. Os cristais de Bt possuem pleocroísmo incolor a laranja claro / laranja forte, com cores mais intensas quando oblíquos/perpendiculares (caóticos), comumente fragmentados. A Bt aumenta de concentração localmente no contato com microvenulações de quartzo-carbonato e por vezes ocorre dentro das microvenulações até poucos milímetros adentro tendendo a ser

paralelas a elas e à foliação principal Sn (1-2%). Por vezes os cristais de Bt dividem o contato das microvenulações com a matriz foliada e por vezes preenchem bolsões de quartzo com porcentagem variada. A biotita apresenta alteração parcial ou total para clorita. Quando de caráter hidrotermal, os cristais de Bt caracterizam alteração potássica leve a intensa, pervasiva-seletiva, subordinada na sub-zona de alteração fílica. A Bt, tanto metamórfica quanto hidrotermal, possivelmente apresenta composição similar a ferri-biotita.

A clorita (1-6% no FC e 1-4% no QCSGX) apresenta-se de duas formas: (1) cristais dispersos na matriz como alteração tardia de biotita e mica branca e (2) cristais idiomórficos-hipidiomórficos em venulações de quartzo-carbonato (2-6% localmente). Cloritas quando dispersas na matriz (1), ocorrem como alteração seletiva parcial ou total de cristais de biotita e total de cristais de mica branca. Comum ocorrerem em concentração levemente maior próximo do contato com as microvenulações de quartzo-carbonato. Por vezes a Chl é concentrada em níveis de intensa alteração fílica (3-5% nesses níveis). Cristais de Chl ocorrem majoritariamente concordantes à foliação principal Sn, sendo comum ocorrerem sem orientação preferencial e por vezes como agregados de cristais. A clorita possui hábito prismático estirado hipidiomórfico, por vezes dobrado, com clivagem boa, seguindo aproximadamente o mesmo formato dos cristais de biotita e/ou mica branca, mas mais estirados e finos, com tamanho de <0,003 a 0,372 mm no FC e de <0,003 mm a 0,016 mm no QCSGX. Quando em microvenulações de quartzo e quartzo-carbonato (2), a clorita ocorre entre os cristais que formam as venulações, podendo formar agregados de cristais. A clorita possui granulometria modal maior do que a ocorrência (1), é hipidiomórfica-idiomórfica estirada, por vezes dobrada. A clorita (1) caracteriza alteração clorítica tardia subordinada e muito leve a moderada na sub-zona de alteração fílica. A clorita (1) possivelmente apresenta composição mais aluminosa e a clorita (2) composição mais ferrosa.

A granada, quando presente (0-12% no FC e 4-13% no QCSGX), é incolor a branco rosado fraco e majoritariamente zonada, por vezes sem zonação ou com zonação incipiente. A zonação, quando presente, é concêntrica e marcada pela concentração de poeira fina e inclusões de material carbonoso no núcleo. A granada está comumente

associada, em maior abundância, aos níveis de concentração de minerais máficos (Bt, Mca, Chl) e comumente forma textura poiquiloblástica com inclusões de minerais opacos (ilmenita, raras vezes calcopirita) e quartzo tardio. O material carbonoso contorna a borda dos cristais de Grt, que estão muito a moderadamente fraturados, com raras fraturas preenchidas por calcopirita. Por vezes há a formação de agregados de alguns cristais de Grt. Por vezes cristais de biotita ocorrem adentrando (sobre) alguns cristais de granada. Os cristais de Grt são aparentemente pré-cinemáticos e metamórficos, havendo raríssimos cristais rotacionados, sendo que apresentam tamanho de 0,027 a 1,25 mm no FC e 0,024 mm a 0,376 mm no QCSGX, majoritariamente sub-milimétricos (70%), hipidiomórficos a idiomórficos, por vezes estirados. As granadas são possivelmente majoritariamente da composição almandina, sendo que as granadas zonadas (1) possivelmente apresentem núcleo manganésífero e borda cálcica e as granadas sem zonação ou com zonação incipiente (2) apresentem apenas núcleo manganésífero. Ambas possivelmente apresentam contribuição de espessartita (Mn) mais significativa no centro e a primeira, contribuições de grossulária e andradita (Ca) mais relativamente significativas na borda.

A hornblenda, quando presente (0-4%) no QCSGX, ocorre com pleocroísmo incolor a verde claro-médio, é hipidiomórfica-alotriomórfica, majoritariamente alotriomórfica arredondada, com tamanho de 0,165 a 0,344 mm e paralela à foliação principal Sn, sendo pouco comum cristais oblíquos ou perpendiculares a Sn. A Hbl por vezes possui bordas corroídas e buracos dentro dos cristais.

O material carbonoso ocorre em toda a sub-zona (4-30% no FC e 5-25% no QCSGX), na forma de poeira fina sobre os cristais, ou contornando-os ou em suas fraturas e marcando a foliação principal Sn. Por vezes o material carbonoso concentra-se mais em determinadas regiões, sendo algumas vezes massivamente, sem preferência aparente por determinado mineral. O material carbonoso forma envoltórios no entorno de bolsões e microvenulações, raramente adentrando-as e particularmente cristais de carbonato e núcleos de granadas zonadas contém grande quantidade de poeira fina. O material carbonoso marca intensamente a borda de granadas.

O carbonato, quando ocorre (0-13% no FC e 0-<1% no QCSGX), é majoritariamente como ankerita e calcita e subordinadamente dolomita, identificados a

partir de microscopia ótica, análises EDS em MEV e análises de rocha total por DRX. O carbonato ocorre de duas formas distintas: (1) cristalino em venulações/microvenulações e como (2) massas amorfas dispersas tardias. O QCSGX possui apenas o segundo tipo de ocorrência. Quando cristalinos em microvenulações/bolsões, os cristais de carbonato são alotriomórficos arredondados, majoritariamente estirados segundo a foliação principal Sn, com tamanho de 0,015 mm a 0,656 mm, majoritariamente maclados e porcentagem com de 40-90% nas microvenulações/bolsões. Por vezes o Cb (1) ocorre somente entre os cristais de quartzo. Quando massas amorfas dispersas tardias (2), os cristais de Cb ocorrem sobre os demais cristais da matriz de forma tardia, por vezes estirados, com tamanho de <0,003 a 0,25 mm e porcentagem de 0-1%, comumente <1%. Por vezes os cristais de Cb também ocorrem em microvenulações/bolsões de quartzo-carbonato e possuem aspecto sujo por poeira fina de material carbonoso. O carbonato é responsável pela ocorrência de carbonatação muito leve a moderada subordinada na sub-zona de alteração fílica.

A clinozoisita, quando ocorre (0-3% no FC e 0-5% no QCSGX), é alotriomórfica-hipidiomórfica arredondada, por vezes fraturada, com tamanho de 0,01 a 0,13 mm. A Czo comumente ocorre em níveis ricos em minerais máficos (Bt, Mca, Chl, Grt) e material carbonoso, sem orientação preferencial, por vezes associada a bolsões de quartzo ocorrendo nesses níveis. A clinozoisita por vezes forma aglomerado de cristais orientados segundo a foliação principal Sn ou ocorrem mais concentrados próximo da borda de venulações de quartzo, por vezes ocorrendo exclusivamente em zonas de maior concentração de alteração fílica.

O plagioclásio ocorre em porcentagens de 0 a <1%, com tamanho <0,003 a 0,25 mm, hipidiomórfico. O esfeno, quando ocorre, está presente somente no FC, com porcentagem traço (<1%) e tamanho 0,16 a 0,19 mm, caráter idiomórfico-hipidiomórfico losangular, por vezes arredondado. O zircão é idiomórfico e ocorre em porcentagens traço (<1%) com tamanho sub-milimétrico.

Os minerais opacos (1-7% no FC e 1-4% no QCSGX) ocorrem ao longo de todo o intervalo da sub-zona de alteração fílica. A pirrotita (1-4% no FC e <1-3% no QCSGX) ocorre majoritariamente como cristais alotriomórficos intrafoliares orientados segundo a foliação principal Sn, dispersos, comumente como inclusões em granada (por vezes em

linha) e por vezes marcando o limite de seus cristais. A Po possui tamanho de <0,003 a 2,2 mm no FC e <0,003 a 0,28 mm no QCSGX, com cristais majoritariamente sub-milimétricos, comumente contendo chamas sub-milimétricas de pentlandita (<1%).

A calcopirita (<1-1% no FC e <1% no QCSGX) ocorre majoritariamente como inclusões ou nas bordas (ou próximo a elas) de cristais de Po, por vezes em associação Po-Cpy como inclusão em granadas. A Cpy raramente ocorre de forma livre, por vezes como inclusões em linha em granadas e raramente na borda (ou próximo) de cristais de Aspy alotriomórfica. A Cpy, hipidiomórfica, possui tamanho de <0,003 a 0,152 mm no FC e <0,003 a 0,054 mm no QCSGX. A ilmenita (<1-2,5% no FC e <1-1% no QCSGX), está presente majoritariamente como cristais dispersos hipidiomórficos (bastonetes) pela matriz, orientados segundo a foliação principal Sn, comumente associados a alteração fílica e raramente nas bordas de Po ou como inclusão em Po ou granada. A Ilm possui tamanho de <0,003 a 0,102 mm no FC e <0,003 a 0,093 mm no QCSGX.

A arsenopirita alotriomórfica arredondada ocorre no FC (0-<1%) majoritariamente de forma dispersa sem orientação preferencial e raramente na borda de Po ou sobre minerais máficos, com tamanho de 0,033 a 0,231 mm. A magnetita (<1% em FC e QCSGX) ocorre como inclusões sub-milimétricas arredondadas em cristais de pirrotita e raramente em calcopirita. O rutilo ocorre no FC (0 a <1%) como cristais sub-milimétricos dispersos. Teores subordinados e não econômicos de ouro ocorrem associados à sub-zona de alteração fílica nos furos de sondagem XIGE-0055 (0,43 ppm) e XIGE-0023 (0,3 e 0,37 ppm) por meio de ouro livre associado a venulações secundárias de quartzo (capítulo 5.6), entretanto não foi identificado ouro em amostra de testemunho de sondagem ou lâmina petrográfica.

5.5.2.2. SUB-ZONA DE ALTERAÇÃO POTÁSSICA

A sub-zona de alteração potássica (Figura 40.e.) corresponde a até três intervalos ao longo da metragem estudada onde ocorre a predominância relativa da alteração potássica sobre as demais alterações hidrotermais presentes, evidenciada pela presença de

biotita como alteração pervasiva-seletiva da rocha. Possui contato gradual difuso com a sub-zona de alteração fílica, zona de carbonatação e zona de silicificação. Age sobre o filito carbonoso e QCSGX, aumentando de representatividade ao longo do mergulho do corpo de minério Ingá. A espessura dos três intervalos de ocorrência, do topo para a base, varia: 1k (1,6-17,3 m), 2k (2,6-9,4 m) e 3k (3,1-8,1 m). A alteração potássica é posterior a carbonatação e alteração fílica, mas precoce em relação a silicificação (em geral).

A descrição macroscópica de testemunhos de sondagem permitiu a identificação de níveis centimétricos a métricos com coloração levemente amarelada, mais clara que a rocha adjacente e promovendo a aparente maior concentração de cristais de granada, o que em lâmina petrográfica não se confirma. Esses níveis são de alteração potássica posterior a carbonatação, alteração fílica e por vezes silicificação, interceptando a rocha hospedeira com caráter abrupto, raramente difuso (Figura 32 e 40.c.). Esses níveis apresentam aparente maior concentração de porfiroblastos de granada sub-milimétricos a 3 mm, cristais de coloração cinza claro, hipidiomórficos e concordantes à foliação principal Sn, por vezes apresentando borda de reação, com porcentagem de ~7% nos níveis e ~4% fora deles. A descrição petrográfica permitiu a identificação de filito carbonoso de coloração cinza escuro clareado acima do veio de quartzo massivo (VQM) e alguns metros abaixo, com alteração potássica pervasiva-seletiva intensa a muito intensa predominante. Há veios de quartzo leitoso e quartzo-carbonato descontínuos e oblíquos à foliação principal Sn, milimétricos a 3 cm e com contatos abruptos, por vezes dobrados. Venulações de quartzo decimétricas são comuns, majoritariamente concordantes a foliação principal Sn e contendo fragmentos milimétricos de filito carbonoso em seu interior.

Venulações de carbonato são raras e sub-milimétricas a 3 cm em espessura e discordantes, porém em intervalos com carbonatação mais intensa, são mais frequentes. Em raros intervalos a sub-zona apresenta fragmentos milimétricos de material carbonoso que indicam a contribuição de metagrauvaca. Por vezes a sub-zona possui intervalos centimétricos bastante fragmentados por deformação e falhamento e em algumas porções apresenta oxidação por meio de faixas centimétricas amarronadas. Silicificação pervasiva leve a intensa pode ocorrer subordinada com intensidade aumentando em direção à base

(quando acima do VQM) ou em direção ao topo (quando abaixo do VQM). Carbonatação pervasiva muito leve a moderada-intensa pode ocorrer subordinada a raros intervalos, com carbonato ocorrendo também na forma de venulações e bolsões (< 8 cm). Alteração fílica pervasiva-seletiva pode ocorrer subordinada com caráter muito leve a intenso. Cloritização seletiva tardia pode ocorrer subordinada com caráter muito leve a intenso.

Quando atuante sobre o QCSGX, abaixo do VQM, a descrição macroscópica permitiu a identificação de alteração potássica pervasiva-seletiva intensa a muito intensa predominante em rocha de coloração cinza escuro esverdeado pontuado por granadas de coloração cinza claro. Apresenta faixas milimétricas a decimétricas, por vezes em forma de bolsões ovalados de até 0,5 cm de espessura e 3,8 cm de comprimento que diminuem de frequência em direção a base. Essas faixas e bolsões apresentam contato abrupto (raramente assimilado) com a rocha hospedeira e representam os efeitos da alteração potássica pervasiva-seletiva sobre a rocha. Granadas dispersas, sub-milimétricas a 2,5 cm, aparentam ocorrer em maior abundância nessas faixas/bolsões (13-30%) do que fora delas (2-5%), o que não se confirma em lâmina petrográfica. Apresenta transição gradual entre filito carbonoso e QCSGX na forma de intercalações centimétricas a decimétricas na porção superior. Apresenta regiões centimétricas com anfibólio visível com coloração esverdeado forte, cristais hipidiomórficos, sub-milimétricos a < 5 mm, concordantes à foliação principal Sn ocorrendo de forma disseminada em porcentagem de 5-7% localmente. Possui venulações de quartzo e quartzo-carbonato milimétricas a decimétricas, contínuas e descontínuas, de contatos abruptos, por vezes contendo fragmentos milimétricos estirados de QCSGX dentro. Há raras venulações de carbonato de até 5 mm de espessura, dobradas, contínuas ou descontínuas, majoritariamente oblíquas a foliação principal Sn. Há forte contribuição de material carbonoso em algumas faixas descontínuas de até 3 milímetros de espessura. Silicificação pervasiva moderada pode ocorrer subordinada com intensidade aumentando em direção ao topo. Carbonatação pervasiva muito leve pode ocorrer subordinada a raros intervalos. Alteração fílica pervasiva-seletiva pode ocorrer subordinada com caráter intenso. Cloritização seletiva tardia pode ocorrer subordinada com caráter muito leve a moderado-leve.

A descrição macroscópica possibilitou a identificação de minerais opacos como sendo pirrotita e arsenopirita alotriomórficas intrafoliares, sub-milimétricas a < 4 mm, disseminadas, estiradas (por vezes arredondadas) e concordantes com a foliação principal Sn, por vezes dobradas. Po por vezes ocorre na forma de agregados maciços ovais muito estirados de tamanho milimétrico a centimétrico, com Aspy subordinada. Em geral a Aspy é relativamente menos estirada que a Po. Por vezes Po e Aspy alotriomórfica concentram-se mais próximo de venulações de quartzo-carbonato e aparentemente aumentam de concentração em direção ao VQM. Po e Aspy alotriomórficas ocorrem em porcentagem de <1-1% nas faixas/bolsões de alteração potássica e <1-7% fora deles, sendo que Po representa aproximadamente 70% da ocorrência e Aspy 30%. Localmente, no QCSGX ou FC, na interface com as vênulas de quartzo há sulfetação na forma de cristais hipidiomórficos de Aspy, entre 1 mm e 2 mm, com abundância local muito variada, mas em torno de 5%, possivelmente apresentando teores de ouro associado.

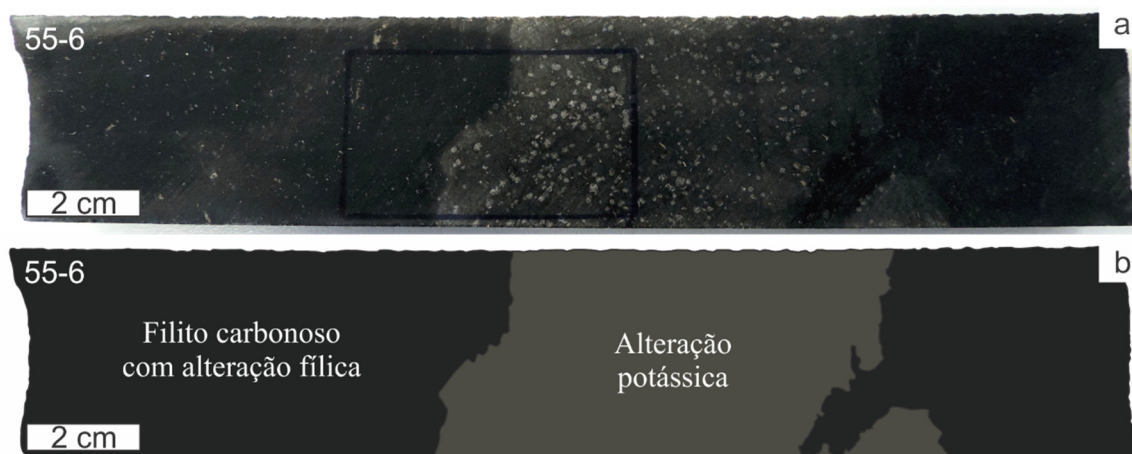


Figura 32. Alteração potássica interceptando o filito carbonoso com caráter abrupto. a) Foto da amostra 55-6. b) Desenho esquemático das alterações hidrotermais na amostra 55-6. Dados da pesquisa (2015).

A descrição microscópica, tendo o filito carbonoso como rocha hospedeira, permitiu a identificação de: Quartzo (20-40%), feldspato alcalino (4-8%), biotita (15-20%), granada (almandina, 0-12%), mica branca (muscovita e ilita, 0-4%), clorita (0-3%), material carbonoso (1-23%), carbonato (ankerita, calcita e dolomita, 0-<1%), esfero (0-

<1%), apatita (0-11%), plagioclásio (0-<1%) e zircão (<1%). Minerais opacos (<1-5%) são pirrotita (0-3%), calcopirita (0-<1%), ilmenita (0-2%), arsenopirita alotriomórfica (0-<1%), magnetita (<1%) e pentlandita (<1%).

A descrição microscópica, tendo o QCSGX como rocha hospedeira, permitiu a identificação de: Quartzo (20-40%), feldspato alcalino (4-8%), biotita (17-25%), granada (almandina, 4-13%), mica branca (muscovita e ilita, 0-20%), hornblenda (0-23%), clorita (1-10%), carbonato (ankerita, calcita e dolomita, 0-<1%), zircão (<1%) e material carbonoso (2-25%). Minerais opacos (1-2%) são pirrotita (<1-1,5%), calcopirita (<1%), ilmenita (<1%), arsenopirita alotriomórfica (0-<1%), magnetita (<1%) e pentlandita (<1%).

O quartzo (20-40% em FC e GNCX) ocorre de quatro formas distintas. Cristais alotriomórficos arredondados, com eixo maior paralelo à foliação principal Sn: (1) Forma microvenulações concordantes à foliação, descontínuas e de espessura variável com cristais de tamanho grande, variando entre <0,003 e 0,5 mm, com extinção ondulante, microfraturas relativamente abundantes de orientações diversas, mas majoritariamente perpendiculares à foliação principal Sn e inclusões fluidas relativamente abundantes. O quartzo (1) apresenta porcentagem de 95-99% nas microvenulações; O quartzo (2) ocorre na matriz de forma massiva, com cristais de tamanho <0,003 a 0,3 mm; O quartzo (3) ocorre na matriz na forma de bolsões de concentração de quartzo abundante, sendo os bolsões relativamente comuns (possivelmente veios abortados) e os cristais com tamanho <0,003 a 0,25 mm. O quartzo (3) apresenta porcentagem variada de 60 a 100% nos bolsões; (4) Como quartzo de segunda geração, ocorrendo sobre todos os outros minerais, exceto opacos, com caráter alotriomórfico arredondado e tamanho de <0,003 a 0,1 mm com porcentagem de até 1%.

O feldspato alcalino (4-8% em FC e GNCX) ocorre disperso na matriz da rocha, é alotriomórfico-hipidiomórfico e possui clivagem fraca, com tamanho de 0,003 a 0,4 mm, sendo provavelmente do tipo ortoclásio. O Kfs possui aspecto bastante sujo devido a poeira fina de material carbonoso.

A biotita (15-20% no FC e 17-25% no QCSGX) ocorre dispersa pela rocha como cristais (metamórficos) ao longo da foliação metamórfica principal Sn, ocorrendo comumente oblíquos/perpendiculares, muitas vezes formando agregados de cristais sobrepostos, sem orientação preferencial e com tamanhos muito variados (hidrotermais). Quando paralelos à Sn, os cristais de Bt são alotriomórfico-hipidiomórficos e possuem clivagem fraca a regular e tamanho <0,003 mm a 0,2 mm (FC) e 0,018 mm a 0,56 mm (QCSGX). Quando oblíquos/perpendiculares (caóticos), os cristais de Bt são hipidiomórfico-idiomórficos e apresentam clivagem regular a boa e tamanho modal maior. A Bt possui pleocroísmo incolor a laranja claro / laranja forte, com cores mais intensas quando os cristais são oblíquos/perpendiculares (caóticos). Os cristais de Bt aumentam de concentração localmente no contato com microvenulações de quartzo-carbonato e estão comumente fragmentados. Por vezes a Bt ocorre dentro das microvenulações de quartzo e quartzo-carbonato até poucos milímetros adentro, sendo que os cristais tendem a ser paralelos a elas e à foliação principal Sn (1-2%). Por vezes os cristais de Bt dividem o contato das microvenulações com a matriz foliada e por vezes preenchem bolsões de quartzo com porcentagem variada. A Bt apresenta alteração parcial ou total para clorita. Quando de caráter hidrotermal, a Bt caracteriza alteração potássica intensa a muito intensa, pervasiva-seletiva, determinante para a definição da sub-zona de alteração potássica. A Bt, tanto metamórfica quanto hidrotermal, possivelmente apresenta composição similar a ferri-biotita.

Análises de difratometria de raios-x caracterizam a mica branca como porcentagens variadas de illita e muscovita. Os cristais ocorrem de duas formas distintas: disseminados na rocha em geral e em microvenulações de quartzo, carbonato e quartzo-carbonato (2%), perfazendo uma porcentagem média de 0-4% (FC) e 0-20% (QCSGX). Os cristais de mica branca possuem tamanho de <0,003 a 0,12 mm no FC e <0,003 a 0,104 mm no QCSGX (até 0,25 mm nos veios), são hipidiomórfico-idiomórficos estirados, majoritariamente concordantes à foliação principal Sn e relativamente comum oblíquo/perpendicular, com clivagem fraca-regular em geral e boa quando em veios. Por vezes os cristais de Mca ocorrem em níveis sub-milimétricos a milimétricos com altíssima concentração: 20-80% (FC) e 40-75% (QCSGX) localmente. A Mca apresenta alteração

parcial ou total para clorita. Quando presente, a mica branca caracteriza alteração fílica muito leve a intensa, pervasiva-seletiva, subordinada na sub-zona de alteração potássica.

A granada, quando presente (0-12% no FC e 4-13% no QCSGX), é incolor a branco rosado fraco e majoritariamente zonada, por vezes sem zonação ou com zonação incipiente. A zonação, quando presente, é concêntrica e marcada pela concentração de poeira fina e inclusões de material carbonoso no núcleo. Os cristais de Grt estão comumente associados, em maior abundância, aos níveis de concentração de minerais máficos (Bt, Mca, Chl). A Grt comumente forma textura poiquiloblástica com inclusões de minerais opacos (ilmenita, raras vezes calcopirita) e quartzo tardio. O material carbonoso contorna a borda dos cristais de Grt. A granada encontra-se muito a moderadamente fraturada, com raras fraturas preenchidas por calcopirita. Por vezes a granada forma agregados de alguns cristais. Por vezes cristais de biotita ocorrem adentrando (sobre) alguns cristais de granada. Os cristais de Grt são aparentemente pré-cinemáticos e metamórficos, havendo raríssimos cristais rotacionados e apresentam tamanho de 0,099 a 2,31 mm no FC e 0,021 mm a 6,0 mm no QCSGX, majoritariamente sub-milimétricos (70%) com caráter hipidiomórfico a idiomórfico, por vezes estirado. As granadas são possivelmente majoritariamente da composição almandina, sendo que as granadas zonadas (1) possivelmente apresentem núcleo manganésífero e borda cálcica e as granadas sem zonação ou com zonação incipiente possivelmente apresentam apenas núcleo manganésífero. Ambas possivelmente apresentam contribuição de espessartita (Mn) mais significativa no centro e a primeira, contribuições de grossulária e andradita (Ca) mais relativamente significativas na borda.

A clorita (0-3% no FC e 1-10% no QCSGX) apresenta-se de duas formas: (1) cristais dispersos na matriz como alteração tardia de biotita e mica branca e (2) cristais idiomórficos-hipidiomórficos em venulações de quartzo-carbonato (2% no FC e 1-4% no QCSGX localmente). A clorita quando dispersa na matriz (1), ocorre como alteração seletiva parcial ou total de cristais de biotita e total de cristais de mica branca, sendo comum ocorrer em abundância levemente maior próximo do contato com as microvenulações de quartzo-carbonato. Por vezes a Chl está concentrada em níveis de intensa alteração fílica (3-5% nesses níveis). Cristais de clorita ocorrem majoritariamente

concordantes à foliação principal Sn, mas comum ocorrerem com orientação caótica, por vezes ocorrendo como agregados de cristais. Os cristais de Chl possuem hábito prismático estirado hipidiomórfico, por vezes dobrado, com clivagem boa, seguindo aproximadamente o mesmo formato dos cristais de biotita e/ou mica branca, mas mais estirados e finos, com tamanho de <0,003 a 0,14 mm no FC e de <0,003 mm a 0,232 mm no QCSGX. Quando em microvenulações de quartzo e quartzo-carbonato (2), a clorita ocorre entre os cristais que formam as venulações, podendo formar agregados de cristais. Nesse caso a clorita possui granulometria modal maior do que a ocorrência (1), com cristais hipidiomórfico-idiomórficos estirados, por vezes dobrados. A clorita (1) caracteriza alteração clorítica tardia subordinada e muito leve a moderada na sub-zona de alteração fílica. A clorita (1) possivelmente apresenta composição mais aluminosa e a clorita (2) composição mais ferrosa.

A hornblenda, quando presente (0-23%) no QCSGX, ocorre com pleocroísmo incolor a verde claro-médio, sendo hipidiomórfica-alotriomórfica, majoritariamente alotriomórfica arredondada, com tamanho de 0,072 a 4,0 mm e ocorrendo paralela à foliação principal Sn, sendo pouco comum oblíquos ou perpendiculares a Sn. A Hbl por vezes possui bordas corroídas e buracos dentro dos cristais.

O material carbonoso ocorre em toda a sub-zona (1-23% no FC e 2-25% no QCSGX), na forma de poeira fina sobre os cristais, ou contornando-os ou em suas fraturas e marcando a foliação principal Sn. Por vezes o material carbonoso concentra-se mais em determinadas regiões, sendo algumas vezes massivamente, sem preferência aparente por determinado mineral. O material carbonoso forma envoltórios no entorno de bolsões e microvenulações, raramente adentrando-as. Particularmente cristais de carbonato e núcleos de granadas zonadas contém grande quantidade de poeira fina de material carbonoso, que também marca intensamente a borda de granadas.

O carbonato, quando ocorre (0-<1% no FC e QCSGX e localmente 25% no FC), é majoritariamente como ankerita e calcita e subordinadamente dolomita, identificados a partir de microscopia ótica, análises EDS em MEV e análises de rocha total por DRX. O carbonato ocorre na forma de massas amorfas dispersas tardias sobre os demais cristais da matriz, por vezes estirados, com tamanho de <0,003 a 0,003 mm no FC e <0,003 a

0,168 mm no QCSGX. Por vezes cristais de Cb também ocorrem em microvenulações/bolsões de quartzo-carbonato. Cristais de Cb possuem aspecto sujo por poeira de material carbonoso e quando em porcentagem aproximada de 25% localmente no FC, ocorrem de forma cristalina hipidiomórfica com tamanho de <0,003 a 0,5 mm.

A apatita, quando presente, ocorre somente no FC (0-11%), associado a foliação metamórfica principal Sn. Ocorre de duas formas distintas: seções basais hexagonais (95% das ocorrências) ou seções prismáticas (5% das ocorrências). No primeiro caso, a apatita apresenta tamanho <0,003 a 0,003 mm e é idiomórfica, ocorrendo na forma de agregados. No segundo caso apresenta tamanho <0,003 a 0,15 mm e é idiomórfica-hipidiomórfica, ocorrendo disseminadamente.

O plagioclásio ocorre em porcentagens de 0 a <1% somente no FC, com tamanho <0,003 a 0,25 mm, hipidiomórfico. O esfeno, quando ocorre, está presente somente no FC, com porcentagem traço (<1%) e tamanho 0,16 a 0,19 mm, caráter idiomórfico-hipidiomórfico losangular, por vezes arredondado. O zircão, idiomórfico, ocorre em porcentagens traço (<1%), com tamanho sub-milimétrico.

Minerais opacos (<1-5% no FC e 1-2% no QCSGX) ocorrem ao longo de todo o intervalo da sub-zona de alteração potássica. A pirrotita (0-3% no FC e <1-1,5% no QCSGX) ocorre majoritariamente como cristais alotriomórficos intrafoliares orientados segundo a foliação principal Sn, comumente como inclusões em granada e por vezes marcando o limite de seus cristais e raramente em suas fraturas. A Po possui tamanho de <0,003 a 3,2 mm no FC e <0,003 a 1,4 mm no QCSGX, majoritariamente sub-milimétricos, comumente contendo chamuscas sub-milimétricas de pentlandita (<1%).

A calcopirita (0-<1% no FC e <1% no QCSGX) ocorre majoritariamente como inclusões ou nas bordas de cristais de Po, raramente em associação Po-Cpy como inclusão em granadas. A Cpy raramente ocorre de forma livre ou em fraturas de granadas e possui tamanho de 0,003 a 0,09 mm no FC e 0,006 a 0,117 mm no QCSGX, com caráter hipidiomórfico. A ilmenita (0-2% no FC e <1 no QCSGX), está presente majoritariamente como cristais dispersos hipidiomórficos (bastonetes) pela matriz, orientados segundo a foliação principal Sn, comumente associados a alteração fílica e raramente ocorrendo

como inclusão em granada. A Ilm por vezes ocorre próximo das bordas de Po e possui tamanho de <0,003 a 0,153 mm no FC e <0,003 a 0,135 mm no QCSGX.

A arsenopirita alotriomórfica arredondada ocorre no FC e QCSGX com porcentagem de 0-<1%, majoritariamente de forma dispersa sem orientação preferencial e raramente intercrescida com Po no FC, possuindo tamanho de 0,063 a 0,4 mm. A magnetita (<1% em FC e QCSGX) ocorre como inclusões sub-milimétricas arredondadas em cristais de pirrotita, raramente em calcopirita. Teores subordinados e não econômicos de ouro ocorrem associados à sub-zona de alteração potássica nos furos de sondagem XIGE-0066 (3,7 ppm), XIGE-0023 (0,17 a 1,57 ppm) e II-485 (0,2 ppm) por meio de ouro livre associado a venulações secundárias de quartzo e/ou possivelmente associado a Aspy hipidiomórfica-idiomórfica (capítulo 5.6). Entretanto, não foi identificado ouro em amostra de testemunho de sondagem ou lâmina petrográfica.

5.5.3. ZONA DE SILICIFICAÇÃO

A zona de silicificação consiste no predomínio de ocorrência de quartzo na forma de alteração pervasiva da rocha hospedeira (Figuras 40.g. e 40.h.), com espessura entre 4,2 e 17,7 metros na parte superior e de 0,8 a 1,9 metros na parte inferior, a partir do veio de quartzo massivo (VQM), sendo que sua espessura é diretamente dependente da espessura do VQM e diminui em direção ao mergulho do corpo. Os limites inferior e superior da zona possuem contato gradual difuso com as demais zonas de alteração hidrotermal. A silicificação é posterior às demais alterações hidrotermais atuantes na zona inferior do corpo de minério Ingá, mas ocorre por meio de diversos eventos, podendo, por vezes, ser precoce em relação a alteração fílica e/ou potássica.

A descrição macroscópica de testemunhos de sondagem permitiu a definição de filito carbonoso com silicificação pervasiva intensa ao longo de todo o intervalo, por vezes muito intensa ou intensa-moderada (faixas decimétricas), tendendo a aumentar relativamente de intensidade em direção ao VQM. A rocha apresenta coloração cinza escuro comumente variando para tons mais claros devido a silicificação, sendo que quanto

mais claro o tom, mais silicificação ocorre localmente. Localmente a rocha pode apresentar coloração em tons cinza claro esverdeado devido a cloritização subordinada muito leve a intensa. Há vênulas de quartzo (leitoso ou esfumaçado), carbonato e quartzo-carbonato erráticas, dobradas e estiradas, majoritariamente concordantes (por vezes caóticas devido a intenso dobramento), descontínuas e de espessura sub-milimétrica a < 2,5 cm, por vezes ocorrendo com bordas assimiladas pela matriz do filito carbonoso. Em intervalos decimétricos pode ocorrer interdigitação de filito carbonoso e quartzo leitoso, devido a assimilação de venulações de quartzo. Por vezes a rocha apresenta espessas porções muito fragmentadas (cm a dm). Pode haver oxidação leve a intensa (aspecto marrom alaranjado) em níveis centimétricos na forma de manchas arredondadas ou localmente em microfraturas e/ou sobre alguns cristais de sulfeto.

É comum a ocorrência de porfiroblastos de granada sub-milimétricas a (< 3 mm, raramente entre 4 e 8 mm) disseminados ao longo do intervalo, hipidiomórficos, de coloração cinza claro, por vezes com borda de reação e/ou levemente estiradas, com porcentagem variada entre 0% e 3%. Por vezes as granadas formam agregados centimétricos de cristais e raramente formam linhas de cristais. Em alguns intervalos tanto abaixo (mais comum) quanto acima do VQM, ocorrem níveis milimétricos a centimétricos (< 12 cm), de coloração mais clara e difusos com granada em abundância de 10-23%, com silicificação localmente moderada e alteração fílica e cloritização pronunciadas. Em áreas de silicificação muito forte as granadas tendem a desaparecer. É comum a ocorrência de veios de quartzo leitoso centimétricos (< 27 cm) concordantes, contínuos e majoritariamente de contatos abruptos e por vezes assimilados, por vezes com megacristais de arsenopirita idiomórfica em suas adjacências e/ou pedaços sub-milimétricos a milimétricos de filito carbonoso esverdeado dentro, raramente contendo roscoelita e raramente associados a teores de ouro até 1,53 ppm. Por vezes, cristais sub-milimétricos de biotita, sem orientação preferencial, são visíveis em porcentagem de 5%, com caráter idiomórfico a hipidiomórfico em faixas milimétricas (< 5 mm) com sericitização e granada. Alteração fílica muito leve a intensa, alteração potássica moderada-leve a muito intensa e carbonatação muito leve a moderada-leve comumente ocorrem subordinadas. Nas descrições macroscópicas foi possível a identificação de

pirrotita e arsenopirita intrafoliares ao longo de todo o intervalo, além de arsenopirita idiomórfica a até 3 metros das margens do VQM. Por vezes não há o desenvolvimento de Aspy idiomórfica abaixo do VQM (Furo XIGE-0023) e por vezes, próximo das margens superiores do VQM, foi possível a identificação de pintas de ouro visível (lupa de mão com aumento de 14x). A discriminação e descrição detalhada dos minerais opacos foi realizada através de microscopia ótica de luz refletida, cujo detalhamento encontra-se descrito ao longo desse capítulo e do capítulo 5.7 (minerais de minério).

Quando abaixo do VQM, a silicificação praticamente cessa de ocorrência (por vezes mantém caráter moderado, mas subordinada) em contato com o QCSGX devido a diferenças de reatividade entre a silicificação, filito carbonoso e QCSGX, o que marca o limite inferior da zona de silicificação. Entretanto, quando lentes de QCSGX ocorrem na parte acima do VQM entre pacotes de filito carbonoso (furo de sondagem XIGE-0023), a silicificação é atuante sobre o QCSGX com caráter intenso. Diques de quartzo-granada-sericita xisto (descritos no capítulo 5.3.3) raramente cortam as rochas hospedeiras da zona de silicificação, com contatos abruptos.

A microscopia ótica permitiu a identificação da seguinte paragênese para a zona: Quartzo (25-60%), feldspato alcalino (4-7%), biotita (2-30%), mica branca (muscovita, caolinita e ilita, 0-32%), granada (almandina, 0-25%), clorita (0-5%), clinzoisita (0-10%), carbonato (muscovita, ilita e caolinita, 0-15%), material carbonoso (0-30%), hornblenda (0-7%), apatita (0-5%), turmalina (feruvita, schorlita e uvita, 0-4%), roscoelita (0 a <1%), plagioclásio (0-2%), esfeno (<1%) e zircão (<1%). Minerais opacos (<1-17%) são arsenopirita idiomórfica (0-15%), pirrotita (<1 a 8%), calcopirita (0-1%), ilmenita (0-5%), arsenopirita alotriomórfica (<1%), magnetita (<1%), pentlandita (<1%) e rutilo (<1%).

O quartzo (25-60%) ocorre de quatro formas distintas. Cristais alotriomórficos arredondados, com eixo maior paralelo à foliação principal Sn: (1) Forma microvenulações concordantes à foliação, descontínuas e de espessura variável. Os cristais de quartzo (1) são de tamanho grande, variando entre <0,003 e 0,7 mm, com extinção ondulante, microfraturas relativamente abundantes de orientações diversas, mas majoritariamente perpendiculares à foliação principal Sn e inclusões fluidas relativamente

abundantes. O quartzo (1) apresenta porcentagem de 95-99% nas microvenulações; O quartzo (2) ocorre na matriz de forma massiva, com cristais de tamanho <0,003 a 0,5 mm; O quartzo (3) ocorre na matriz na forma de bolsões de concentração de quartzo abundante, sendo que os bolsões são relativamente comuns (possivelmente veios abortados). Os cristais de quartzo (3) apresentam tamanho <0,003 a 0,31 mm e porcentagem variada de 60 a 100% nos bolsões; (4) Como quartzo de segunda geração, ocorrendo sobre todos os outros minerais, exceto opacos e possuindo caráter alotriomórfico arredondado, com tamanho de <0,003 a 0,12 mm e porcentagem de até 1%.

O feldspato alcalino (4-7%) ocorre disperso na matriz da rocha, é alotriomórfico-hipidiomórfico e possui clivagem fraca, com tamanho de 0,003 a 0,4 mm, sendo provavelmente do tipo ortoclásio. O Kfs possui aspecto bastante sujo devido a poeira fina de material carbonoso.

A biotita (2-30%) ocorre dispersa (Figura 33) pela rocha como cristais (metamórficos) ao longo da foliação metamórfica principal Sn, ocorrendo comumente oblíquos/perpendiculares, muitas vezes formando agregados de cristais sobrepostos, sem orientação preferencial e com tamanhos muito variados (hidrotermais). Quando paralelos a Sn, os cristais de Bt são alotriomórfico-hipidiomórficos, apresentam clivagem fraca a regular e tamanho <0,003 a 0,3 mm. Quando oblíquos/perpendiculares (caóticos), os cristais são hipidiomórficos-idiomórficos, e apresentam clivagem regular a boa e tamanho modal maior. Os cristais de Bt são comumente fragmentados e possuem pleocroísmo incolor a laranja claro / laranja forte, com cores mais intensas quando oblíquos/perpendiculares (caóticos). Os cristais de Bt aumentam de abundância localmente no contato com microvenulações de quartzo-carbonato, por vezes ocorrendo dentro das microvenulações até poucos milímetros adentro tendendo a ser paralelos a elas e à foliação principal Sn (1-2%). Os cristais de Bt por vezes dividem o contato das microvenulações com a matriz foliada e por vezes preenchem bolsões de quartzo com porcentagem variada. A Bt apresenta alteração parcial ou total para clorita. Quando de caráter hidrotermal, a Bt caracteriza alteração potássica moderada-leve a muito intensa subordinada na zona de silicificação. A biotita possui composição aproximada (Figura 34

e tabela IV) a ferri-biotita (dados semiquantitativos/comparativos) quando metamórfica (cristais paralelos) ou hidrotermal (cristais oblíquos).

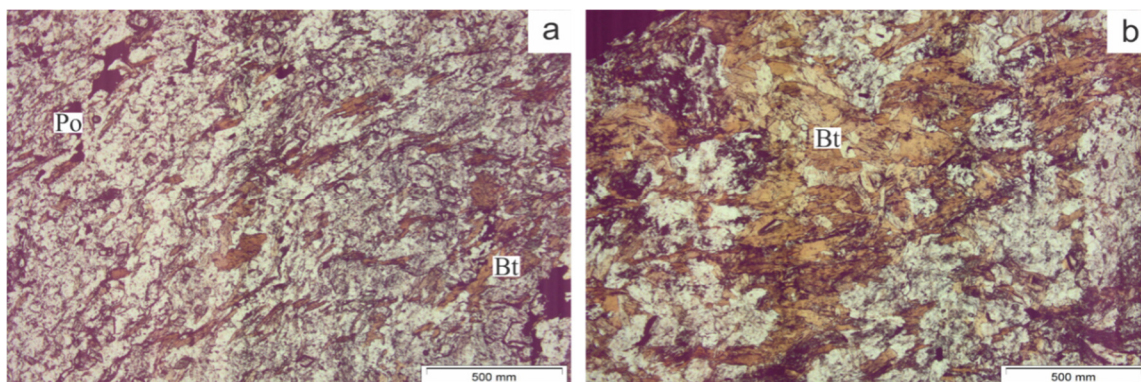


Figura 33. Biotita (Bt) metamórfica e biotita hidrotermal. a) Biotita metamórfica. b) Biotita hidrotermal. Fotomicrografias “a” e “b” em luz transmitida e nicóis descruzados. Demais abreviações: Po = pirrotita. Dados da pesquisa (2015).

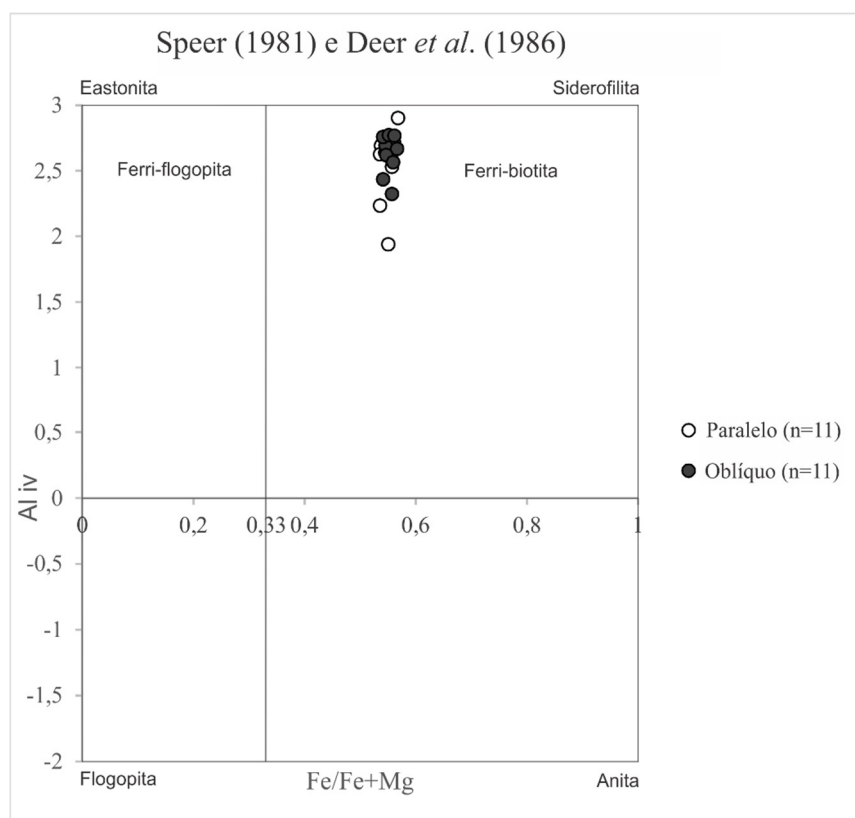


Figura 34. Gráfico de classificação de biotitas com análises semiquantitativas/comparativas de cristais paralelos (n=11) e oblíquos (n=11) a foliação principal Sn. Resultados aproximadamente como ferri-biotita. Modificado de Speer (1981) e Deer *et al.* (1986).

Análises de difratometria de raios-x caracterizam a mica branca, quando presente, como porcentagens variadas de illita, caolinita e muscovita. Os cristais ocorrem de duas formas distintas: disseminados na rocha em geral (0-32%) e em microvenulações de quartzo, carbonato e quartzo-carbonato (3%), perfazendo uma porcentagem média de 0 a 32%. Os cristais de mica branca possuem tamanho de <0,003 a 0,12 mm (até 0,25 mm nos veios) e são hipidiomórfico-idiomórficos estirados, majoritariamente concordantes à foliação principal Sn e relativamente comum com ocorrência oblíquo/perpendicular, com clivagem fraca-regular em geral e boa quando em veios. Por vezes a mica branca ocorre em níveis sub-milimétricos a milimétricos com altíssima concentração (20-80% localmente). A mica branca apresenta alteração parcial ou total para clorita e determina a existência de alteração fílica subordinada muito leve a intensa.

A granada, quando presente (0-25%), é incolor a branco rosado fraco e majoritariamente zonada, por vezes sem zonação ou com zonação incipiente. A zonação, quando presente, é concêntrica e marcada pela concentração de poeira fine e inclusões de material carbonoso no núcleo. Os cristais de granada estão comumente associados, em maior abundância, aos níveis de concentração de minerais máficos (Bt, Mca, Chl) e comumente formam textura poiquiloblástica com inclusões de minerais opacos (ilmenita, raras vezes calcopirita) e quartzo tardio. O material carbonoso contorna a borda dos cristais de Grt que estão muito a moderadamente fraturados, com raras fraturas preenchidas por calcopirita. Por vezes há a formação de agregados de alguns cristais de granada e por vezes cristais de biotita ocorrem adentrando (sobre) alguns cristais de granada. A Grt é aparentemente pré-cinemática e metamórfica, havendo raríssimos cristais rotacionados. Os cristais de Grt apresentam tamanho de 0,016 a 4,5 mm, majoritariamente sub-milimétricos (70%) e são hipidiomórfico a idiomórficos, por vezes estirados. Análises químicas quantitativas por microsonda eletrônica (WDS) e mapeamento elementar em MEV (EDS) caracterizaram diferenças de composições entre granadas zonadas (1) e granadas sem zonação ou com zonação incipiente (2). Ambas são majoritariamente de composição almandina, mas a primeira apresenta composição Alm_{68,08-77,85} Grs_{10,97-22,22} Pyp_{3,47-8,01} Sps_{0,93-11,38} Andr_{0,07-1,77} Uv_{0,00-0,43} e borda cálcica e núcleo manganésífero (Figura 36). A segunda apresenta composição Alm_{64,12-73,82} Grs_{16,88-22,78} Pyp_{3,53-7,68} Sps

0,89-12,15 Andr 0,00-1,42 Uv 0,00-0,24 e apenas núcleo manganêsífero (Figura 35). Ambas apresentam contribuição de espessartita (Mn) mais significativa no centro e a primeira, contribuições de grossulária e andradita (Ca) mais relativamente significativas na borda.

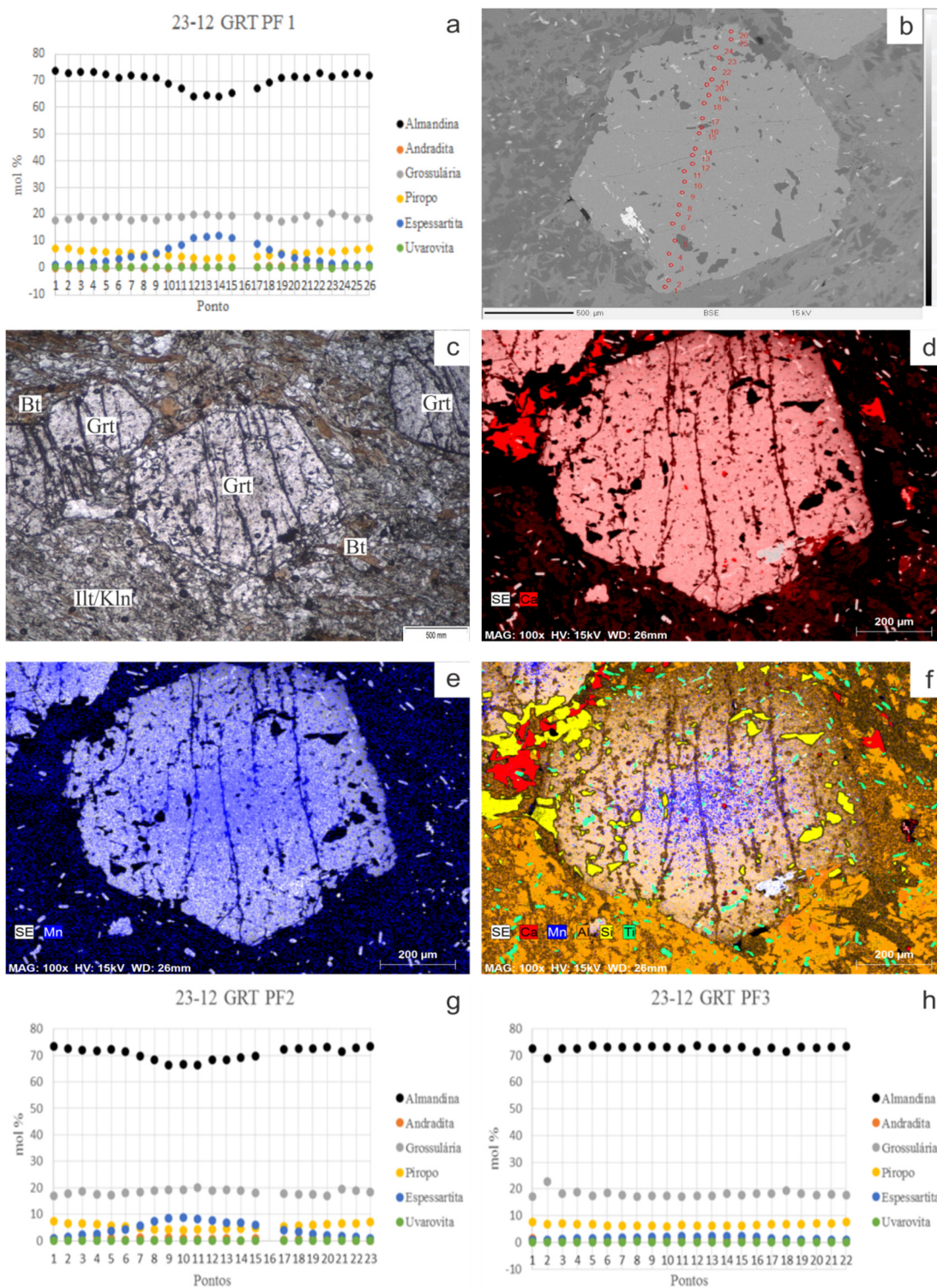
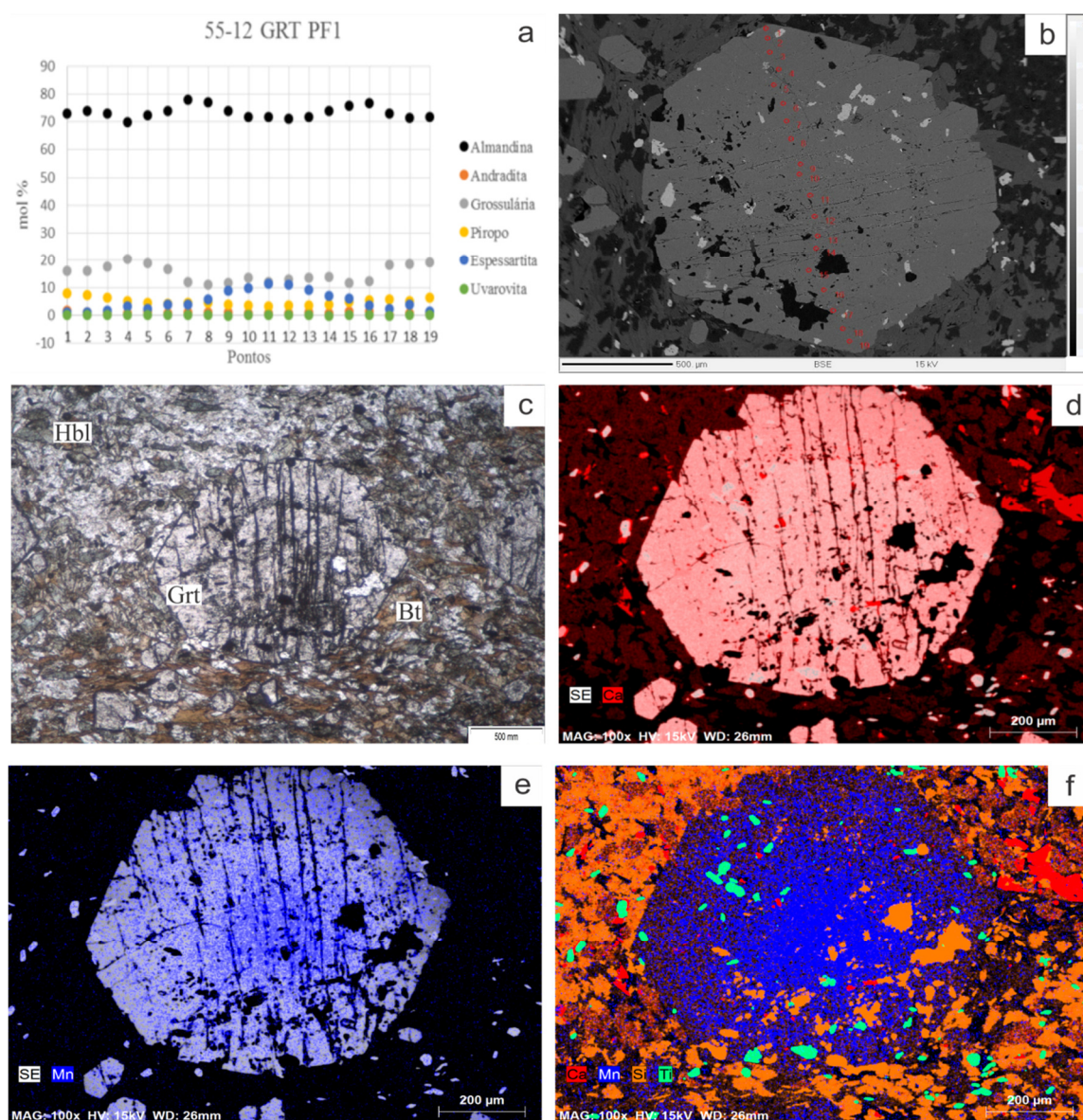


Figura 35. Granada metamórfica sem zonação ou com zonação incipiente. a) Análise quantitativa em microsonda eletrônica em perfil de pontos na granada (23-12 GRT PF1) das figuras “b-f”. b) Perfil de pontos em imagem *backscattering* de microsonda eletrônica. c) Fotomicrografia em luz transmitida e nicóis descruzados da granada analisada. d) Zonação composicional por borda cálcica não verificada. e) Zonação composicional (núcleo manganésífero). f) Inclusões de ilmenita e quartzo em granada atestadas pelos teores de titânio (Ti) e silício (Si). g) Análise quantitativa em perfil de pontos em granada (23-12 GRT PF2). h) Análise quantitativa em perfil de pontos em granada (23-12 GRT PF3). Demais abreviações: Ilt/Kln = ilita/caolinita; Bt = biotita. Dados da pesquisa (2015).



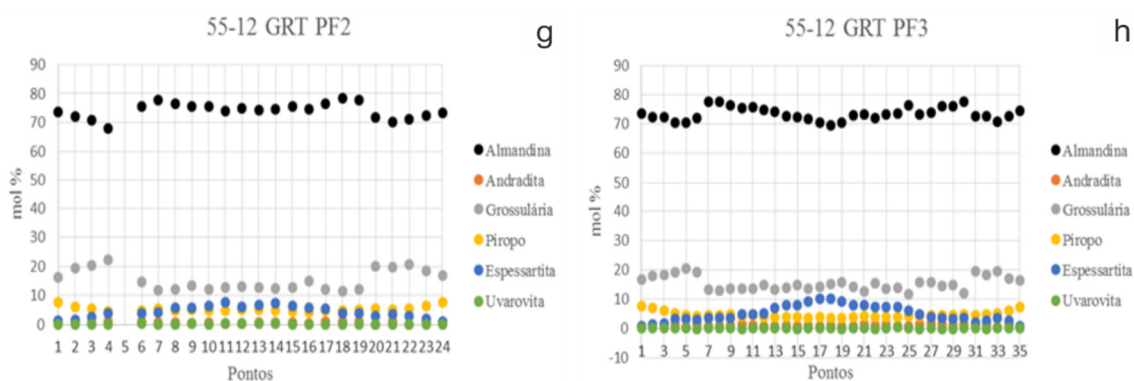


Figura 36. Granada metamórfica zonada. a) Análise quantitativa em microsonda eletrônica em perfil de pontos na granada (55-12 GRT PF1) das figuras “b-f”. b) Perfil de pontos em imagem *backscattering* de microsonda eletrônica. c) Fotomicrografia em luz transmitida e nicóis descruzados da granada analisada. d) Zonação composicional (borda cálcica) atestada por mapeamento composicional EDS em MEV. e) Zonação composicional (núcleo manganésífero). f) Inclusões de ilmenita, quartzo e carbonato em granada atestadas pelos teores de titânio (Ti), silício (Si) e cálcio (Ca). g) Análise quantitativa em perfil de pontos em granada (55-12 GRT PF2). h) Análise quantitativa em perfil de pontos em granada (55-12 GRT PF3). Demais abreviações: Hbl = hornblenda; Bt = biotita. Dados da pesquisa (2015).

A clorita, quando ocorre (0-5%), apresenta-se de duas formas: (1) cristais dispersos na matriz como alteração tardia de biotita e mica branca e (2) cristais idiomórficos-hipidiomórficos em venulações de quartzo-carbonato. Análises em microsonda eletrônica (lâmina 55-12), discriminadas no anexo II e tabela IV, não obtiveram uma quantificação excelente devido a limitações do laboratório e aparelho, mas é possível uma análise semi-quantitativa e comparativa dos dados, possibilitando a identificação de clorita de variedades majoritariamente ferrosas de clinocloro (ripidolita e raramente diabantita) e variedades aluminosas de chamosita (pseudothuringita e brunsvigita). Dessa forma, a clorita de venulações de quartzo-carbonato é notadamente ferrosa, em oposição a clorita dispersa na matriz de forma tardia (lâmina 23-12) que é notadamente mais aluminosa (Quadro III).

Quadro III. Tabela de resultados gerais de análises semiquantitativas/comparativas em clorita.
Dados da pesquisa (2015).

Análise semiquantitativa/comparativa em cloritas	
Matriz (variedades mais aluminosas):	
Brunsvigita (n=11), Ripidolita (n=9), Pseudothrungita (n=5) → Chamosita (n=16) e Clinocloro (n=9)	
Venulações (variedades mais ferrosas):	
Ripidolita (n=30), Pseudothrungita (n=3), Diabantita (n=1) → Clinocloro (n=31) e Chamosita (n=3)	

Tabela IV. Tabela de dados (médias e desvios padrões) semiquantitativos/comparativos de clorita e biotita em microsonda eletrônica. Dados da pesquisa (2015).

Óxidos (wt%)	Clorita de matriz n = 25		Clorita de venulações n = 34		Óxidos (wt %)	Biotita paralela n = 12		Biotita oblíqua n = 11	
	Média	σ	Média	σ		Média	σ	Média	σ
SiO ₂	25,96	2,51	24,09	1,58	SiO ₂	37,81	7,62	34,83	1,46
TiO ₂	0,29	0,67	0,09	0,01	TiO ₂	1,77	0,56	1,80	0,34
Al ₂ O ₃	21,57	0,98	21,60	0,94	Al ₂ O ₃	17,64	2,42	18,31	0,56
FeO	25,51	0,98	26,30	1,84	FeO	19,55	2,20	20,38	0,92
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	MnO	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	13,27	0,69	14,36	0,75	MgO	8,91	1,06	9,27	0,35
CaO	0,01	0,01	0,07	0,30	CaO	0,23	0,50	0,13	0,22
Na ₂ O	0,02	0,03	0,01	0,01	Na ₂ O	0,16	0,09	0,22	0,14
K ₂ O	0,10	0,35	0,02	0,03	K ₂ O	8,00	1,07	8,48	0,48
ZnO	0,05	0,04	0,10	0,05	F	0,12	0,08	0,13	0,10
NiO	0,02	0,02	0,02	0,02	Cr ₂ O ₃	0,09	0,03	0,10	0,03
H ₂ O	11,29	0,23	11,14	0,24	H ₂ O	3,96	0,31	3,82	0,09
Total	98,26		97,80		Total	98,26		97,47	
Número de íons na base de 28 (O)					Número de íons na base de 24 (O)				
Si	5,47		5,16		Si	5,60		5,38	
Al ^{iv}	2,53		2,84		Al ^{iv}	2,40		2,62	
Total	8,00		8,00		Total	8,00		8,00	
Al ^{vi}	2,88		2,64		Al ^{vi}	0,74		0,71	
Ti	0,05		0,01		Ti	0,20		0,21	
Fe ³⁺	0,27		0,02		Cr	0,01		0,01	
Fe ²⁺	4,27		4,79		Fe	2,47		2,64	
Mn	0,00		0,00		Mn	0,00		0,00	
Mg	4,18		4,59		Mg	2,01		2,14	
Ni	0,00		0,00		Total	5,44		5,71	
Zn	0,01		0,02		Ca	0,04		0,02	
Ca	0,00		0,02		Na	0,05		0,07	
Na	0,01		0,00		K	1,54		1,67	
K	0,06		0,01		Total	1,63		1,76	
OH	16,00		16,00		OH	3,94		3,94	
Total	35,72		36,11		F	0,06		0,07	
Σ cátions	19,72		20,11		Cl	0,00		0,00	
Fe/Fe+Mg	0,52		0,51						

Cloritas (Figura 37 e 40.f.) quando dispersas na matriz (1), ocorre como alteração seletiva parcial ou total de cristais de biotita e total de cristais de mica branca (0-5%). É comum a Chl ocorrer em concentração levemente maior próximo do contato com as

microvenulações de quartzo-carbonato, além de por vezes estar concentrada em níveis de intensa alteração fílica (3-5% nesses níveis). Cristais de Chl ocorrem majoritariamente concordantes à foliação principal Sn, mas é comum ocorrerem sem orientação preferencial, sendo que por vezes ocorrem como agregados de cristais. A clorita (1) possui formato prismático estirado hipidiomórfico, por vezes dobrado, com clivagem boa, seguindo aproximadamente o mesmo formato dos cristais de biotita e/ou mica branca, mas mais estirados e finos, com tamanho de <0,003 a 0,23 mm. Quando em microvenulações de quartzo e quartzo-carbonato (2), a clorita ocorre entre os cristais que formam as venulações, por vezes associados a arsenopirita idiomórfica e podendo formar agregados de cristais. A clorita (2) possui porcentagem de 1-4% e tamanho de 0,009 a 0,184 mm (granulometria maior do que a ocorrência 1), é hipidiomórfica-idiomórfica estirada, por vezes dobrada. A clorita também ocorre no veio de quartzo massivo.

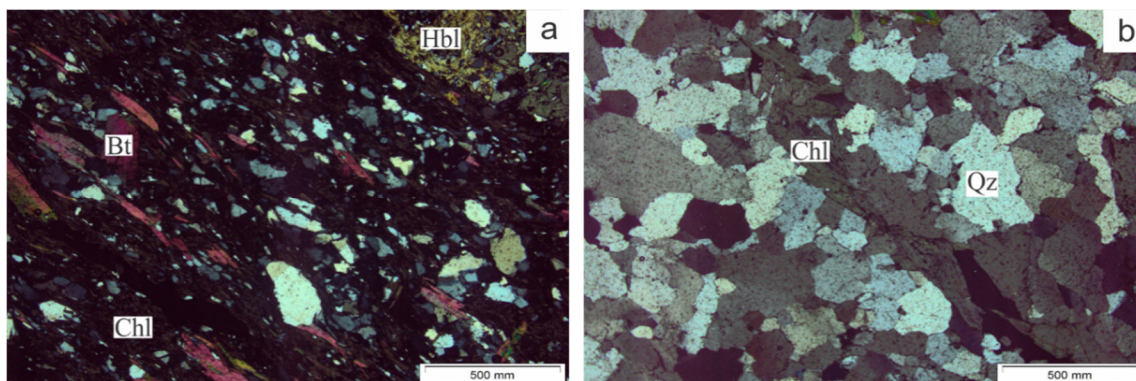


Figura 37. Clorita (Chl) tardia em matriz e clorita em venulações. a) Clorita como alteração seletiva tardia, parcial ou total de biotita (Bt) na matriz. b) Clorita em veio de quartzo (Qz). Fotomicrografias “a” e “b” em luz transmitida e nicóis cruzados. Demais abreviações: Hbl = hornblenda. Dados da pesquisa (2015).

A clinozoisita (Figura 38), quando ocorre (0-10%), é alotriomórfica-hipidiomórfica arredondada, por vezes fraturada, com tamanho de 0,009 a 0,128 mm. Os cristais de Czo comumente ocorrem em níveis ricos em minerais máficos (Bt, Mca, Chl) e material carbonoso, com orientação caótica, por vezes associados a bolsões de quartzo ocorrendo nesses níveis. Por vezes há aglomerados de cristais de Czo orientados segundo a foliação principal Sn ou que ocorrem mais concentrados próximos da borda de

venulações de quartzo. A clinozoisita por vezes ocorre exclusivamente em zonas de maior concentração de alteração fílica. Análises EDS em MEV permitiram a identificação precisa do mineral.

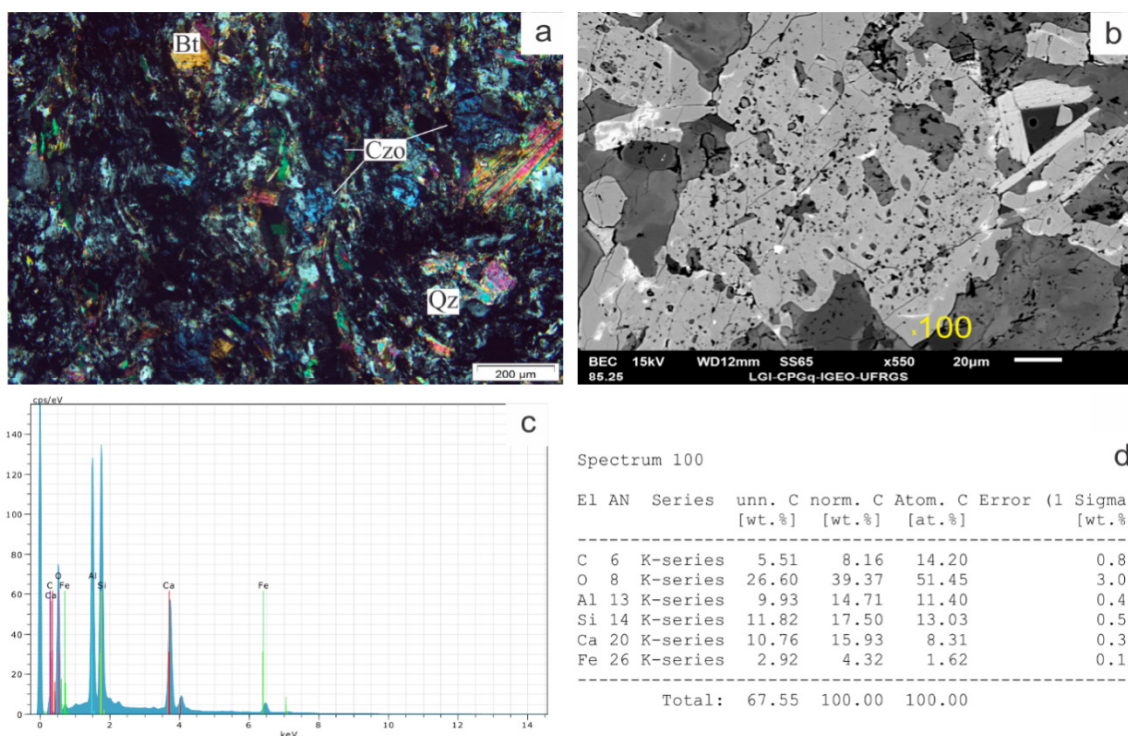


Figura 38. Clinozoisita. a) Clinozoisita (Czo) em matriz com quartzo (Qz) e biotita (Bt). Fotomicrografia em luz transmitida com nicóis cruzados b) Imagem *backscattering* com ponto para análise EDS-MEV nº 100. c) Análise elementar EDS correspondente. d) Composição semiquantitativa da clinozoisita. Dados da pesquisa (2015).

O carbonato, quando ocorre (0-15%), é majoritariamente como ankerita e calcita e subordinadamente dolomita, identificados a partir de microscopia ótica, análises EDS em MEV e análises de rocha total por DRX. O carbonato ocorre de três formas distintas: (1) cristalino em venulações/microvenulações, (2) cristalino na matriz e como (3) massas amorfas dispersas tardias. Quando cristalinos em microvenulações/bolsões, os cristais de Cb são alotriomórficos arredondados, majoritariamente estirados segundo a foliação principal Sn, com tamanho de 0,036 mm a 2,4 mm, majoritariamente maclados e com porcentagem de 0-95% nas microvenulações/bolsões. Por vezes os cristais de Cb (1)

ocorrem somente entre os cristais de quartzo e é relativamente comum ocorrerem nas fraturas e raramente nas bordas de cristais de arsenopirita. Quando cristalinos na matriz, os cristais de Cb são alotriomórficos arredondados e raramente hipidiomórficos, por vezes alongados, orientados majoritariamente segundo a foliação principal Sn, sendo comum oblíquo/perpendicular, com tamanho de 0,033 a 1,716 mm e porcentagem de 0-14%. Por vezes os cristais de Cb (2) concentram-se mais na matriz na sua interface com microvenulações, de forma estirada, por vezes formando aglomerados de cristais. Quando massas amorfas dispersas tardias, os cristais de Cb ocorrem sobre os demais cristais da matriz de forma tardia, por vezes estirados, com tamanho de <0,003 a 0,25 mm e porcentagem de 0-5%, comumente <1%. Por vezes o Cb (3) também ocorre em microvenulações/bolsões de quartzo-carbonato. O carbonato possui aspecto sujo por poeira de material carbonoso e é responsável pela ocorrência de carbonatação muito leve a moderada-leve, subordinada na zona de silicificação.

O material carbonoso ocorre em toda a zona de silicificação, na forma de poeira fina sobre os cristais, ou contornando-os ou em suas fraturas e marcando a foliação principal Sn. Por vezes o material carbonoso concentra-se mais em determinadas regiões, sendo algumas vezes massivamente, sem preferência aparente por determinado mineral, podendo formar envoltórios no entorno de bolsões e microvenulações, raramente adentrando-as. Particularmente, cristais de carbonato e núcleos de granadas zonadas contém grande quantidade de poeira fina de material carbonoso. O material carbonoso marca intensamente a borda de granadas e possui porcentagem entre 0 e 30%.

A hornblenda (Figura 39), quando presente (0-7%), ocorre com pleocroísmo incolor a verde claro, é hipidiomórfica-alotriomórfica, majoritariamente alotriomórfica arredondada, com tamanho de 0,045 a 0,6 mm e paralela à foliação principal Sn, sendo pouco comum cristais oblíquos ou perpendiculares a Sn. Por vezes a Hbl possui bordas corroídas e buracos dentro dos cristais.

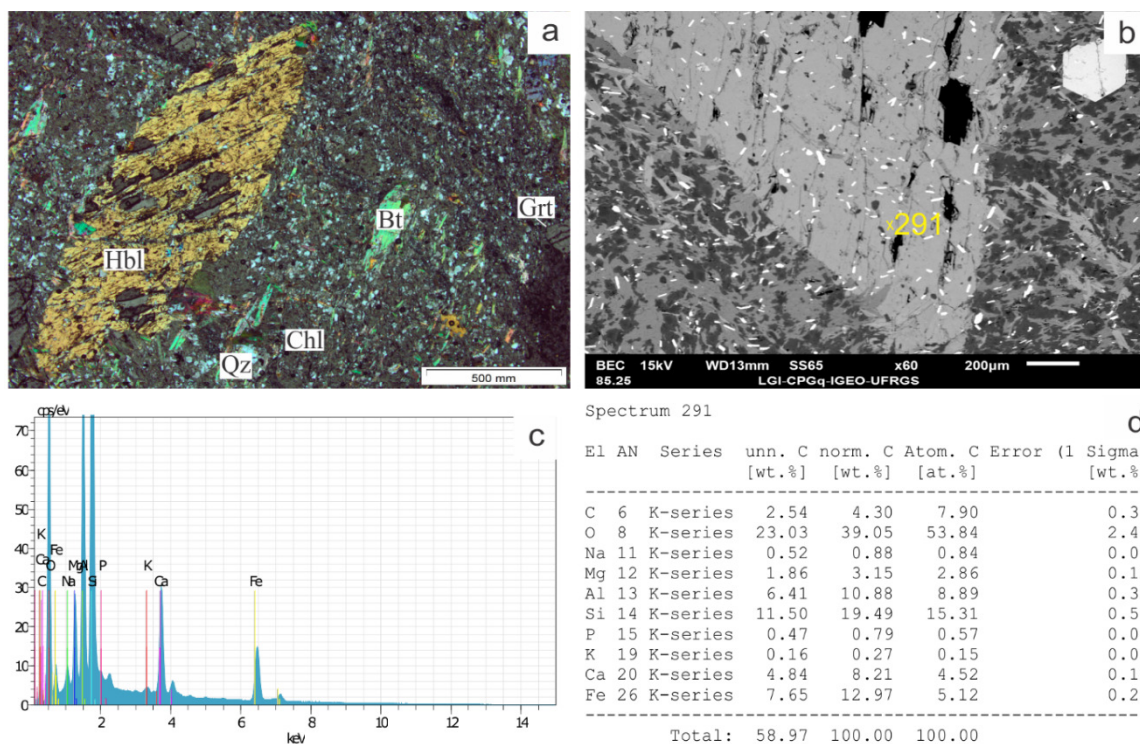


Figura 39. Hornblenda. a) Hornblenda (Hbl) em matriz com quartzo (Qz), clorita (Chl), biotita (Bt) e granada (Grt). Fotomicrografia em luz transmitida com nicóis cruzados. b) Imagem *backscattering* com ponto para análise EDS-MEV n° 291. c) Análise elementar EDS correspondente. d) Composição semiquantitativa da hornblenda. Dados da pesquisa (2015).

A apatita, quando ocorre (0-5%), é idiomórfica em sua seção basal, com bordas marcadas por material carbonoso, com tamanho <0,003 a 4 milímetros. Turmalina (feruvita, schorlita e uvita) em porcentagem de 0 a 4% foi identificada em análises de rocha total por DRX, porém não foram observadas em macroscopia ou microscopia. Roscoelita foi observada apenas em macroscopia, ocorrendo de forma errática em pedaços de filito carbonoso assimilados em veios de quartzo leitoso centimétricos (< 27 cm) que cortam as encaixantes da zona de silicificação. O plagioclásio é hipidiomórfico e ocorre em porcentagens de 0 a 2%, com tamanho <0,003 a 0,25 mm. O esfeno, quando presente, é idiomórfico-hipidiomórfico losangular (por vezes arredondado) e ocorre em porcentagens traço (<1%), com tamanho de 0,164 a 0,192 mm. O zircão é idiomórfico e ocorre em porcentagens traço (<1%) com tamanho sub-milimétrico.

Minerais opacos (<1 a 17%) ocorrem ao longo de todo o intervalo. A arsenopirita idiomórfica (0-15%) ocorre até três metros das margens do veio de quartzo massivo e até poucos centímetros das margens de veios centimétricos secundários da zona de silicificação, disseminada. Suas características são apresentadas no capítulo 5.7. A pirrotita (<1 a 8%) ocorre majoritariamente como cristais alotriomórficos intrafoliares orientados segundo a foliação principal Sn, comumente nas bordas ou próximo de cristais de Aspy idiomórfica e raramente entre cristais de granada, ou como inclusões ou em fraturas de Aspy idiomórfica. A Po possui tamanho de <0,003 a 6,5 mm, majoritariamente sub-milimétrica, comumente contendo chamas sub-milimétricas de pentlandita (<1%).

A calcopirita, quando ocorre (0-1%), está presente majoritariamente presente na borda ou como inclusões em cristais de Po, comumente na borda de cristais de Aspy e raramente como inclusão em Aspy, ou dispersos, ou em fraturas de hornblenda ou Aspy ou associado a cristais de rutilo. A Cpy possui tamanho de <0,003 a 0,23 mm, é hipidiomórfica ou alongada (fraturas). A ilmenita, quando ocorre (0-5%), está presente majoritariamente como cristais dispersos hipidiomórficos (bastonetes) pela matriz, orientados segundo a foliação principal Sn, comumente associados a alteração fílica e raramente como inclusão em Po. A Ilm possui tamanho de <0,003 a 0,173 mm. A arsenopirita alotriomórfica arredondada (0 a <1%) ocorre de forma dispersa, sem orientação preferencial, com tamanho de <0,003 a 0,081 mm. A magnetita (<1%) ocorre como inclusões sub-milimétricas arredondadas em cristais de pirrotita e Aspy idiomórfica, raramente em calcopirita. O rutilo (0 a <1%) pode ocorrer como cristais sub-milimétricos dispersos. Teores importantes de ouro ocorrem associados a zona de silicificação e são descritos no capítulo 5.6.

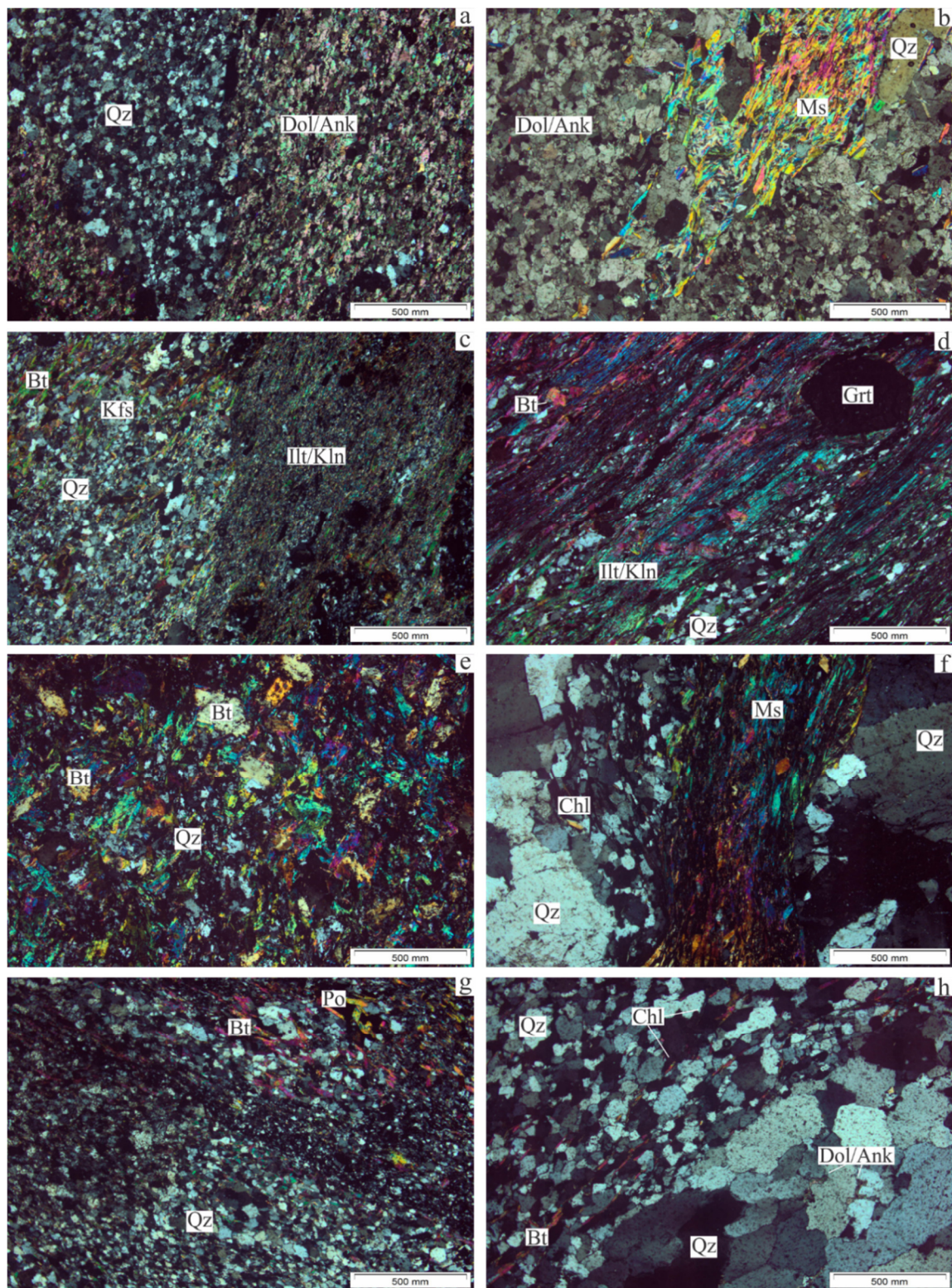


Figura 40. Alterações hidrotermais. a) Carbonatação pervasiva. b) Carbonatação pervasiva com bolsões máficos hidrotermalizados. c) Interface abrupta de alteração potássica pervasiva-seletiva

sobre alteração fílica pervasiva-seletiva (mais escura). d) Alteração fílica pervasiva-seletiva. e) Alteração potássica pervasiva-seletiva. f) Alteração fílica pervasiva-seletiva e cloritização entre venulações de quartzo. g) Silicificação pervasiva. h) Silicificação pervasiva em contato com venulação de quartzo. Todas as fotomicrografias estão em luz transmitida e nicóis cruzados. Abreviações: Ank = ankerita; Bt = biotita; Dol = dolomita; Grt = granada; Ilt = ilita; Kfs = feldspato alcalino; Kln = caolinita; Ms = muscovita; Po = pirrotita; Qz = quartzo. Dados da pesquisa (2015).

5.5.4. SEQUÊNCIA DE EVENTOS HIDROTERMAIS

Os diferentes halos de alteração hidrotermal atuantes sobre a zona inferior do corpo de minério Ingá seguem uma relação de sucessão (Quadro IV), do mais precoce para o mais tardio, de: Carbonatação, Alteração fílica, Alteração Potássica, Silicificação mais clorita em veios, seguido de cloritização tardia. Particularmente, a silicificação ocorre em diversos eventos distintos ao longo da história de alteração hidrotermal, podendo desde anteceder a alteração fílica, até suceder a alteração potássica.

Quadro IV. Sequência de eventos de alteração hidrotermal na zona inferior do corpo de minério Ingá. Dados da pesquisa (2015).

Sequência de Eventos - Alteração Hidrotermal
Carbonatação → Fílica → Potássica → Silicificação + clorita em veios → Clorita tardia

A carbonatação pervasiva sugere fluido de temperatura relativamente baixa para sua formação e pH alcalino, devido a estabilidade dos carbonatos. Os dolomitos sobrepostos a zona de carbonatação são a fonte provável do carbonato e do CO₂. Bolsões máficos hidrotermalizados com biotita, mica branca e quartzo sobre a matriz com carbonatação pervasiva em filitos carbonosos atesta que a carbonatação é a primeira alteração hidrotermal a ocorrer. Adjacente a ela ocorre a sub-zona de alteração fílica pervasiva seletiva, a qual origina-se de fluidos com temperaturas relativamente baixa-moderada para o sistema hidrotermal (200 a 250 °C possivelmente) e caráter ácido (pH 4-

6 possivelmente) com potencial de lixiviar a rocha hospedeira. Substitui feldspatos, micas e minerais máficos formando, por vezes, níveis de ocorrência massiva. Biotita (variedade ferrosa), que caracteriza alteração potássica pervasiva-seletiva, sempre ocorre sobre a mica branca em relações texturais e sua ocorrência normalmente está relacionada a níveis cinza amarelados adentrando/cortando a rocha hospedeira com contato abrupto, raramente difuso. A alteração potássica, que tende a ocorrer adjacente a zona de silicificação, promove o ganho de potássio na rocha e perda de Fe e Mg de minerais máficos, a partir de fluidos com pH neutro a alcalino e temperaturas elevadas (450 a 600 °C possivelmente).

O quartzo da zona de silicificação pervasiva ocorre sobrepondo ou sobreposto por mica branca e/ou biotita, majoritariamente sobrepondo, indicando a ocorrência de mais de um evento de formação desse tipo de alteração – tipicamente posterior a todas as citadas anteriormente. A silicificação provém de fluidos que promovem a lixiviação de alumínio e álcalis do sistema. Cloritização altera biotitas e mica branca de forma retrogressiva, tardiamente a temperaturas mais baixas, constituindo o último evento de alteração hidrotermal. Desse modo, devido a diferença de condições de pH e temperatura no potencial de fluidos formarem determinado tipo de alteração hidrotermal na zona inferior do corpo de minério Ingá, observa-se que houve a participação de mais de um fluido no sistema. Determina-se, portanto, que as variações paragenéticas da alteração hidrotermal gradativa atuante no corpo de minério Ingá provavelmente consistiram de vários pulsos distintos (pelo menos dois) de um sistema hidrotermal heterogêneo. Um com características de fluido ácido de T intermediária e outro intermediário a alcalino com T média a alta. Além disso, particularmente propõe-se pulsos distintos na formação de silicificação pervasiva. Dados termométricos, barométricos e de inclusões fluidas auxiliariam a definir melhor a sucessão de eventos hidrotermais e condições dos fluidos atuantes na alteração hidrotermal da zona inferior do corpo de minério Ingá.

5.6. TEORES DE OURO

Os teores de ouro (ppm), em intervalos de testemunho de sondagem de 0,8 a 1,2 metros, foram analisados no laboratório industrial da AngloGold Ashanti – Serra Grande através do método *fire assay* (Tabela V). Os resultados indicam concentrações de ouro variando entre 0,003 ppm (limite de detecção) e 63,4 ppm ao longo dos furos de sondagem estudados, sendo que teores iguais ou acima de 1,4 ppm representam limites econômicos na delimitação do corpo de minério. De acordo com os resultados de teor aurífero (*fire assay*), petrografia e imageamento *backscattering* em MEV, foi possível identificar que o ouro ocorre principalmente na forma livre em veio de quartzo massivo (VQM), livre em filito carbonoso silicificado adjacente ao VQM e associado a Aspy idiomórfica. Raramente o ouro ocorre livre em quartzo-clorita-sericita-granada xisto abaixo do VQM ou raramente livre e/ou associado a Aspy idiomórfica associada a venulações de quartzo secundárias que cortam as litologias ao longo do intervalo estudado.

Tabela V. Teores de ouro (ppm) analisados através do método *fire assay*. Dados da pesquisa (2015).

Furo de Sondagem XIGE-0055			Furo de Sondagem XIGE-0066		
Profundidade		Teor Au ppm	Profundidade		Teor Au ppm
De	Até		De	Até	
632,60	633,40	2,93	714,40	715,51	4,27
633,40	634,23	2,00	715,51	716,36	1,13
634,23	635,25	1,30	718,70	719,50	0,60
635,25	636,25	0,33	719,50	720,70	3,70
636,25	637,30	0,20	Furo de Sondagem II-485		
637,30	638,40	1,03	Profundidade		Teor Au ppm
638,40	639,48	1,77	De	Até	
639,48	640,28	0,73	801,00	802,04	0,20
644,20	645,03	2,13	802,04	803,00	0,50
645,03	646,00	28,07	803,00	804,15	0,43
646,00	646,98	21,77	804,15	805,15	0,33
646,98	647,88	0,43	805,15	806,00	0,20
Furo de Sondagem XIGE-0023			806,00	807,00	0,30
Profundidade		Teor Au ppm	813,00	814,00	0,20
De	Até		814,00	815,00	0,30
506,65	507,81	0,20	816,00	817,20	0,40
507,81	508,86	0,30	817,20	818,40	1,53
508,86	510,06	0,37	818,40	819,41	0,23
510,06	511,17	0,87	819,41	820,21	0,43
517,00	518,00	0,27	820,21	821,07	0,73
522,55	523,85	2,67	821,07	822,00	1,87
523,85	524,81	6,90	822,00	822,86	2,63
524,81	526,00	0,23	822,86	823,66	0,63
526,00	527,10	61,90	823,66	824,50	0,20
527,10	528,00	0,37	829,92	831,00	0,20
528,00	529,00	0,83			
529,00	530,00	0,17			
530,00	531,00	1,57			
531,00	532,00	0,23			
532,00	533,00	0,27			

5.7. MINERAIS DE MINÉRIO

A mineralogia de minério (Figura 42) é composta por Arsenopirita (Aspy), Pirrotita (Po), Calcopirita (Cpy), Ilmenita (Ilm), Magnetita (Mag), Pentlandita (Pn), Rutilo (Rt) e Ouro (Au) e sua porcentagem total varia entre traço (<1%) e 20%. De maneira geral, esses minerais ocorrem associados a microvenulações e bolsões de quartzo-carbonato (principalmente Aspy) e/ou zonas de maior concentração de filossilicatos e material carbonoso (principalmente Po e Ilm) e/ou associados a granadas (Po, Cpy e Ilm). Os minerais de minério ocorrem em três estágios distintos, determinados de acordo com relações de sobreposição (Quadro V).

Quadro V. Estágios (1, 2 e 3) de mineralização. Dados da pesquisa (2015).

Relações de sobreposição de minerais de minério		
<u>Estágio 1</u>	<u>Estágio 2</u>	<u>Estágio 3</u>
Po ± Pn ± Aspy A	Aspy I1	Aspy I2 + Po + Cpy + Ilm ± Rt ± Mag ± Pn ± Au

A pirrotita ocorre principalmente na forma de cristais alotriomórficos intrafoliares dispersos, por vezes hipidiomórficos ou arredondados, bastante fragmentados, majoritariamente estirados segundo a foliação principal Sn. É comum sua ocorrência como inclusões, preenchendo fraturas ou nas bordas de cristais de Aspy ou próximo a elas, além de ocorrerem como inclusões em granadas, preenchendo suas fraturas ou marcando os limites dos cristais. Quando em fraturas, a Po apresenta formato alongado. Cristais de Po apresentam Cpy (comum) e Ilm (raro) em suas bordas ou como inclusões. É comum a Po apresentar inclusões de magnetita e chamas sub-milimétricas irregulares de pentlandita. Cristais de Po possuem tamanho entre <0,003 e 1,32 mm e porcentagem variada entre traço (<1%) e 8% e raramente ocorrem na forma de bolsões massivos com tamanho até 2,1 cm.

A calcopirita ocorre principalmente nas bordas e como inclusões em cristais de Po e também nas bordas, fraturas e como inclusões em cristais de Aspy. A Cpy raramente ocorre na forma livre, por vezes próximos de bordas de Po ou Aspy e muito raramente ocorre associado a rutilo ou em fraturas de hornblenda ou como inclusões e em fraturas de granadas ou na borda de ilmenita. Quando em fraturas, os cristais de Cpy apresentam

formato alongado. A Cpy possui tamanho entre $<0,003$ e $0,233$ mm e porcentagem variada entre traço ($<1\%$) e aproximadamente 1% .

A ilmenita ocorre principalmente na forma de bastonetes idiomórficos-hipidiomórficos dispersos, por vezes arredondados, majoritariamente orientados segundo a foliação principal Sn. Cristais de ilmenita raramente ocorrem como inclusões ou nas bordas dos cristais de Po e como inclusões em granadas ou Aspy e possuem raras inclusões de magnetita. A Ilm possui tamanho entre $<0,003$ e $0,173$ mm e porcentagem variada entre traço ($<1\%$) e 2% , por vezes apresentando pontuações de alteração para rutilo. Ocorre aumento significativo da ocorrência de Ilm nas regiões de domínio de alteração fílica (mica branca) na rocha.

O rutilo ocorre comumente como alteração parcial dos cristais de ilmenita na forma de pontuações sub-milimétricas (traço) e raramente como cristais grandes hipidiomórficos corroídos ($0,1$ a 3 mm) ocorrendo de forma livre dentro de microvenulações de quartzo-carbonato (1%), associados com Aspy e ouro. A magnetita (traço) ocorre como inclusões sub-milimétricas arredondadas em cristais de Aspy, Po e Ilm. A pentlandita (traço) ocorre como chamuscas sub-milimétricas irregulares nos cristais de Po.

A Aspy ocorre principalmente na forma de megacristais idiomórficos dispersos de orientação caótica (Figura 41) e raramente como cristais finos orientados segundo a foliação principal Sn (alotriomórficos) ou associado a Po ocorrendo em suas bordas e raríssimos como inclusões. É idiomórfica a alotriomórfica, com tamanho entre $0,004$ e 19 mm e porcentagem variada entre traço ($<1\%$) e 15% . A ocorrência de macla cruciforme na Aspy idiomórfica é relativamente comum. É comum a ocorrência de pirrotita e calcopirita nas bordas de cristais de Aspy ou próximo a elas, em fraturas ou como inclusões, além de magnetita (comum) e ilmenita (raro) como inclusões. Raramente a Aspy ocorre junto a rutilo. Quando a Aspy ocorre como megacristais idiomórficos dispersos de orientação caótica em filito carbonoso e QCSGX, define um dos principais parâmetros prospectivos do corpo de minério Ingá: cristais ocorrem a até 3 metros adjacentes às margens do veio de quartzo massivo, relacionados a silicificação e apresentando zonação química intragranular, tendo sua fase tardia associação com ouro

visível ocorrendo em suas bordas, fraturas ou como inclusões. Por vezes ocorre arsenopirita idiomórfica até poucos centímetros das margens de veios de quartzo centimétricos secundários da zona silicificação, apresentando teores de ouro acima do *background*.

Fragmentos de filito carbonoso com Aspy idiomórfica dentro do VQM indicam o crescimento da mesma durante a formação do veio, sendo que o mesmo ocorre na Mina III (Fortes, 1996). Parte da pirrotita e pentlandita e a arsenopirita alotriomórfica, minerais de minério do estágio 1, foram formadas junto ao protólito (folhelho carbonoso) devido as condições redutoras do ambiente de formação, que possibilitou a formação de sulfetos de ferro intrafoliares.

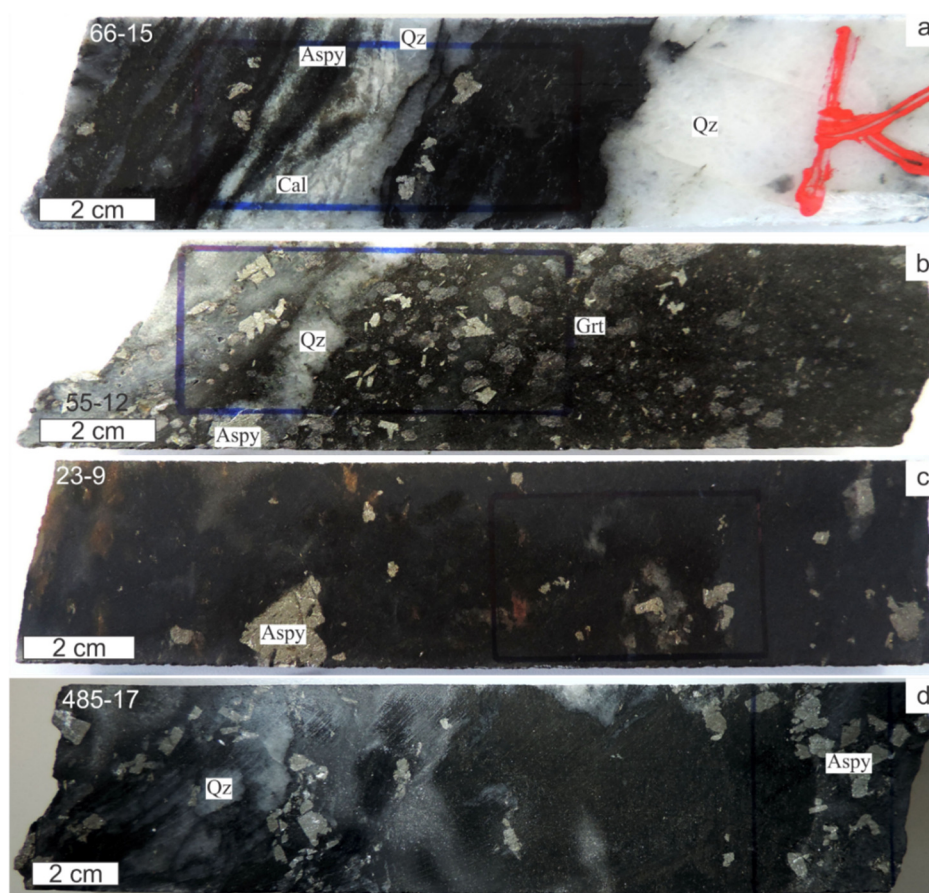
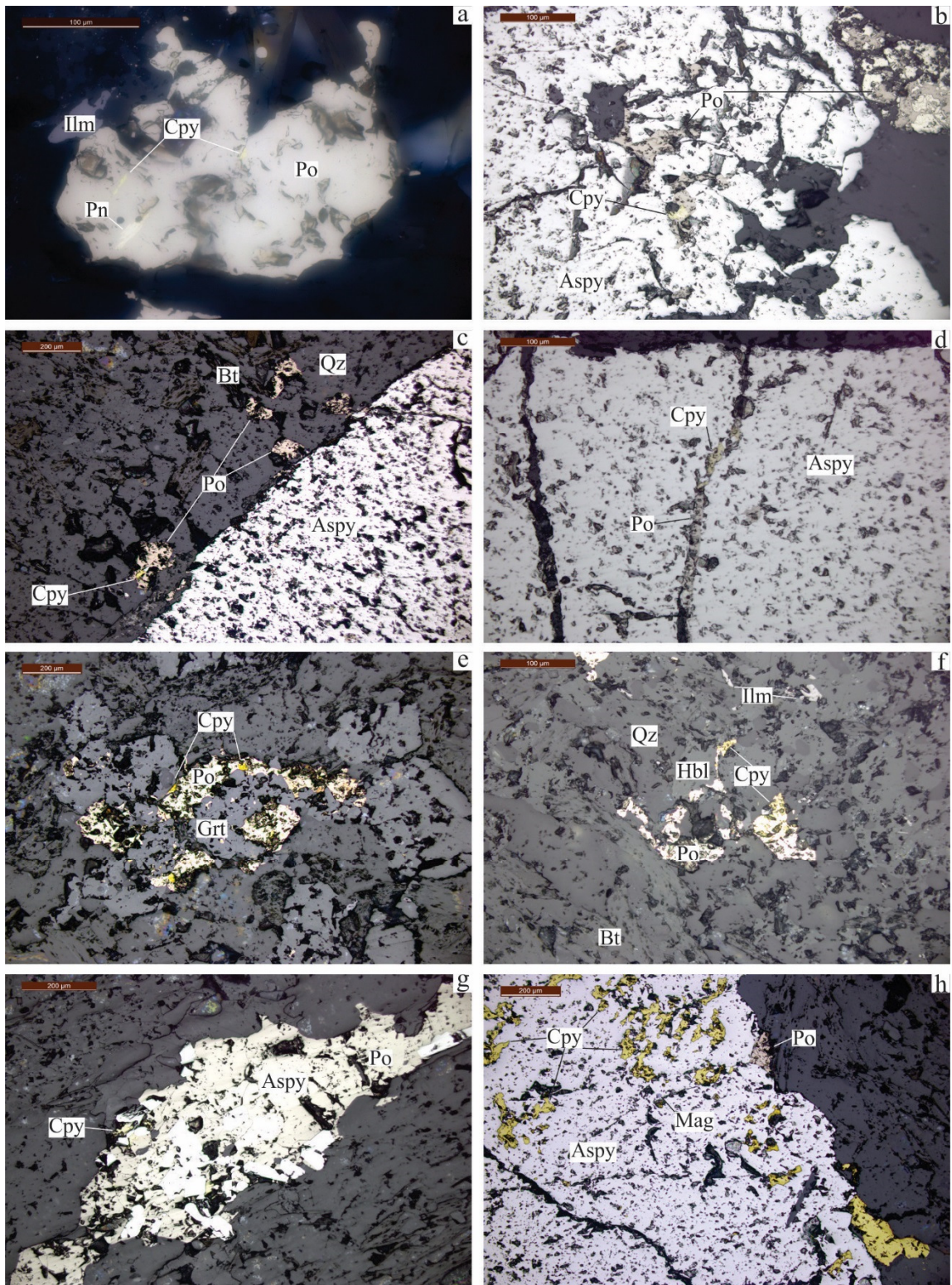


Figura 41. Arsenopirita idiomórfica a até 3 metros das margens do veio de quartzo massivo. Amostras de mão dos furos de sondagem XIGE-0066 (a), XIGE-0055 (b), XIGE-0023 (c) e II-485 (d). Abreviações: Aspy = arsenopirita; Cal = calcita, Qz = quartzo; Grt = granada. Dados da pesquisa (2015).



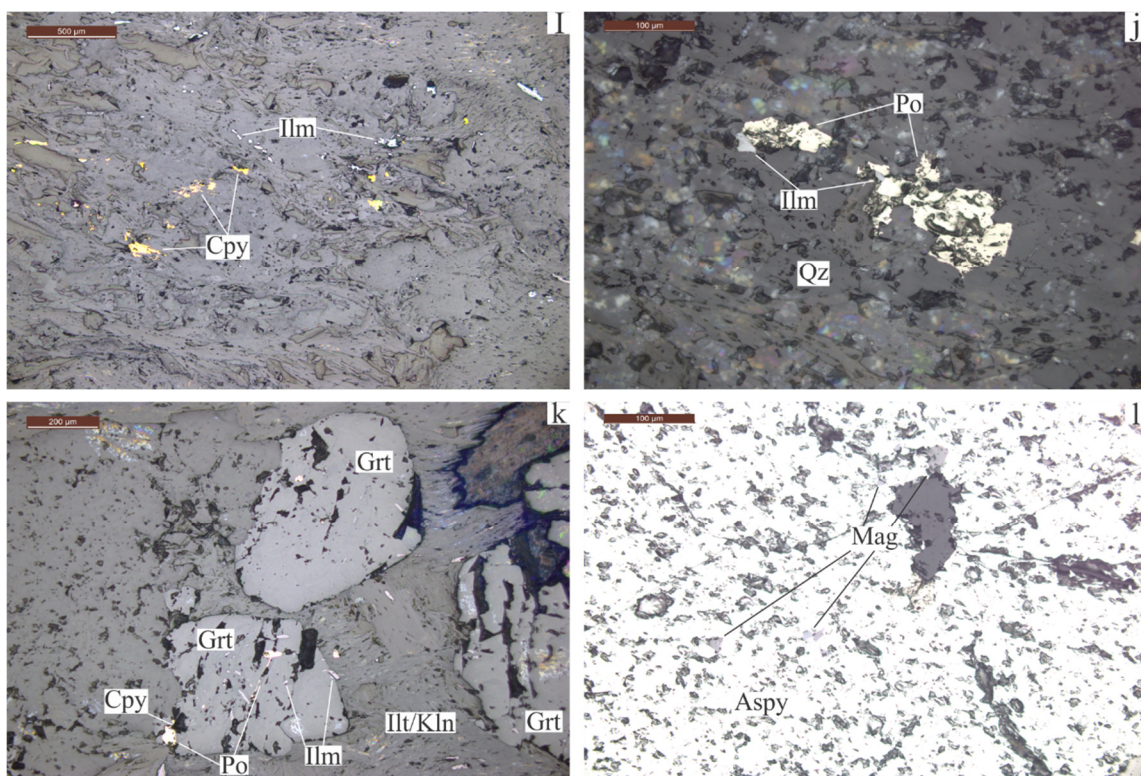
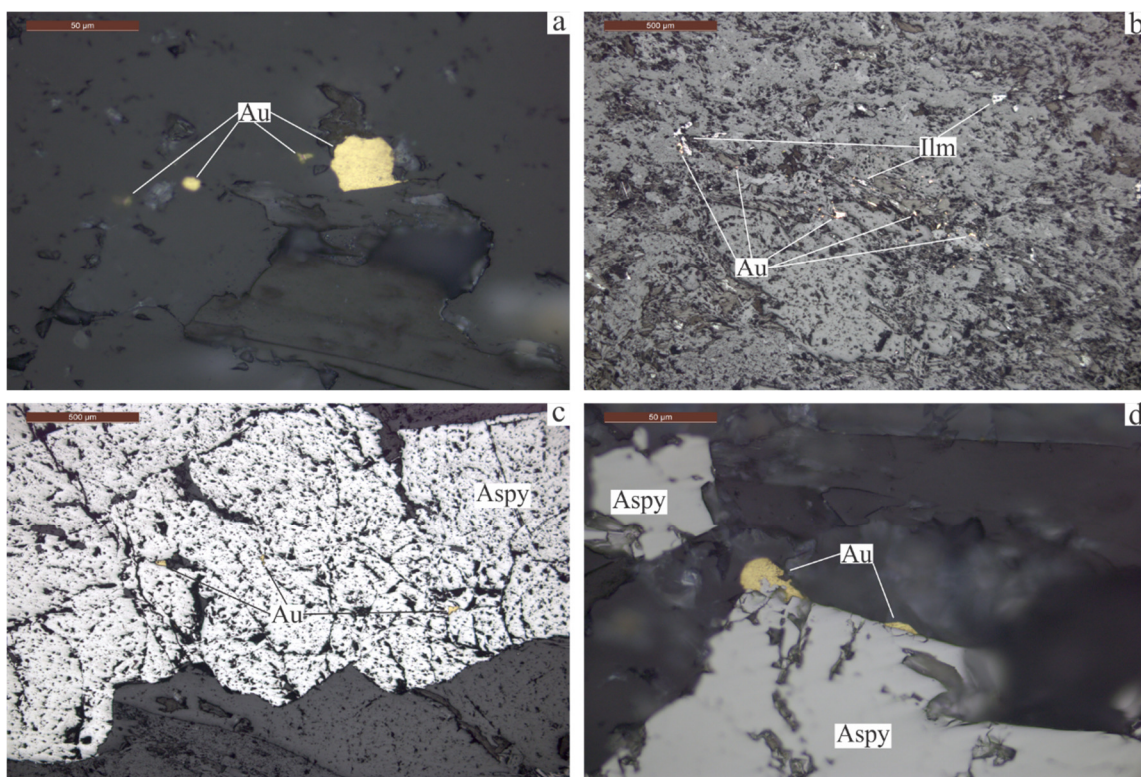


Figura 42. Minerais de minério e suas ocorrências. a) Pirrotita (Po) intrafoliar com inclusões de calcopirita (Cpy) e chamas de pentlandita (Pn). b) Arsenopirita (Aspy) idiomórfica com Po nas bordas ou como inclusões. c) Aspy idiomórfica com Po nas bordas ou próximo a elas. d) Aspy idiomórfica com Po e Cpy em fraturas. e) Po ± Cpy associado a granada (Grt). f) Po e Cpy em fratura de hornblenda (Hbl). G) Po em associação com Aspy alotriomórfica. h) Cpy nas bordas ou como inclusões em Aspy idiomórfica e magnetita (Mag) como inclusões em Aspy. i) Cpy e Ilm dispersos. j) Ilm nas bordas de Po ou próximo delas. k) Ilm incluída em Grt e Po em fraturas de Grt. l) Mag nas bordas ou como inclusões em Aspy idiomórfica. Fotomicrografias “a” a “l” em luz refletida. Demais abreviações: Qz = quartzo; Bt = biotita; Ill = ilita. Dados da pesquisa (2015).

Ouro visível (> 0,001 mm) ocorre na zona mineralizada principalmente de forma livre associado a microvenulações e bolsões de quartzo-carbonato (Figura 43.a.), por vezes próximos do contato com minerais máficos (biotita e mica branca) e material carbonoso e como inclusões, preenchendo fraturas ou nas bordas de megacristais idiomórficos dispersos de Aspy associado à sua fase tardia (Figuras 43.c., 43.d. e 45). O ouro ocorre raramente nas bordas de cristais de rutilo grandes (Figura 43.e.) ou pirrotita associados a

microvenulações ou bolsões de quartzo-carbonato (Figura 43.f.) e sobre cristais da ganga (normalmente biotita, figura 43.b.). Há algumas ocorrências de ouro fora da zona mineralizada em concentrações econômicas ou não, porém sempre inviáveis em formar corpo de minério, em veios de quartzo secundários e pouco expressivos, filito carbonoso e QCSGX. O ouro possui tamanho entre $> 0,001$ e $0,825$ mm, é alotriomórfico por vezes arredondado, possuindo porcentagem traço variada. Quando em fraturas de Aspy, o ouro apresenta formato alongado. Análises *fire assay* em laboratório da AngloGold Ashanti – Serra Grande indicam concentrações de ouro variando entre 0,03 ppm (background) e 63,4 ppm ao longo dos furos de sondagem estudados, em intervalos de 0,8 a 1,2 metros (capítulo 5.6.).



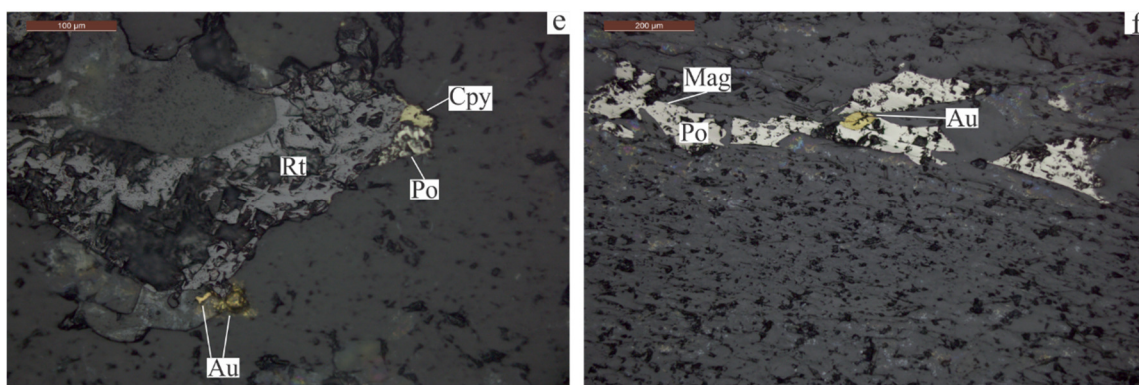


Figura 43. Ouro e sua ocorrência. a) Ouro livre em veio de quartzo. b) Ouro livre na ganga. c) Ouro nas bordas e incluso em arsenopirita (Aspy) idiomórfica. d) Ouro nas bordas de Aspy idiomórfica. e) Ouro na borda de rutilo (Rt). f) Ouro na borda de pirrotita (Po). Fotomicrografias “a” a “f” em luz refletida. Demais abreviações: Cpy = calcopirita; Mag = magnetita; Au = ouro. Dados da pesquisa (2015).

Imageamento *backscattering* e análises químicas semiquantitativas em arsenopirita idiomórfica em MEV revelaram zonação química intragranular (Figuras 44 e 45), indicando duas gerações do mineral (Aspy I1 e Aspy I2). A Aspy I1 apresenta coloração cinza escuro, concentrando-se no centro dos cristais e apresentando evidências de dissolução. A Aspy I2, alterada e com a qual o ouro preferencialmente se associa, apresenta coloração cinza claro e concentra-se nas bordas dos cristais, margens de fraturas e domínios intracristais sendo enriquecida em arsênio e empobrecida em enxofre em relação a Aspy I1. A Aspy I2 (Fe 27,0-29,0 As 50,5-54,0 S 18,8-20,5) possui 9,2% menos enxofre (S), 6,0% mais arsênio (As) e 3,6% menos ferro (Fe) que a Aspy I1 (Fe 28,5-29,7 As 48,7-51,0 S 20,4-21,9). Teores de ferro permanecem relativamente constantes entre a Aspy I1 e a Aspy I2 (Figura 45.d).

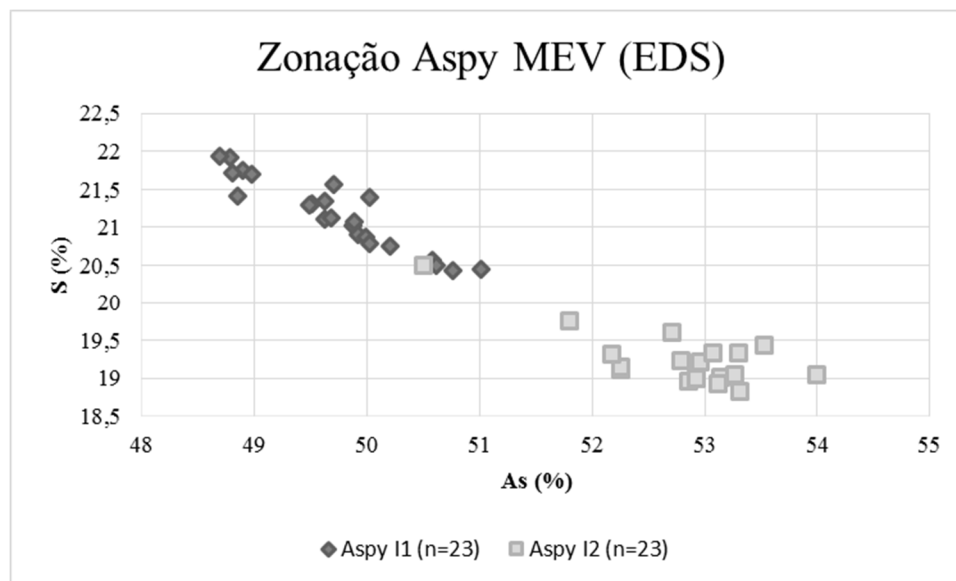
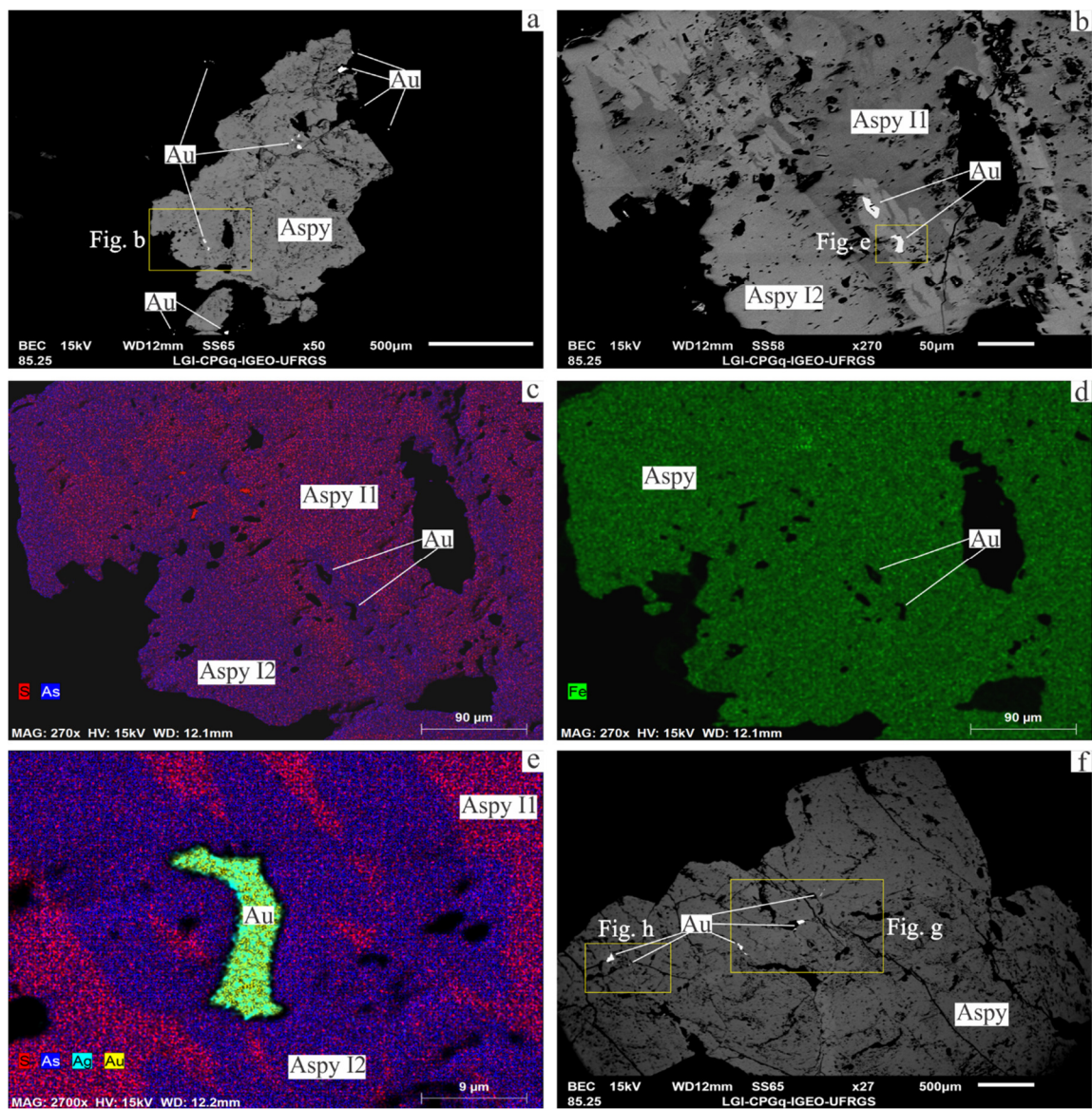


Figura 44. Gráfico de S (%) X As (%) evidenciando duas gerações de arsenopirita idiomórfica (Aspy) em zonação intragranular. Dados da pesquisa (2015).

A zonação química evidencia uma história de alteração dinâmica, de modo que a Aspy I2 ocorrendo adjacente a fraturas e bordas de cristais sugere que representem um evento de alteração hidrotermal que ocorreu durante o faturamento da arsenopirita, sendo que a atividade hidrotermal enriqueceu a arsenopirita em arsênio e depletou-a em enxofre. A formação de ouro na Aspy I2 também é sugerida como relacionada a esse faturamento e alteração. As diversas formas de ocorrência de ouro e o zoneamento composicional, revelam que o processo de mineralização foi episódico e que o ouro se associa, preferencialmente, às fases mais tardias, mas não resulta de remobilização de fases precoces (Fortes *et al.* 1995), se análises de ouro em Aspy I1 ficarem próximas ou abaixo do limite de detecção – o que não foi analisado nesse estudo. Sabe-se experimentalmente (Kretschmar & Scott, 1976; Sharp *et al.* 1985) que a correlação antitética As-S representa substituição conjugada na arsenopirita em resposta a mudanças de condições. Bordas irregulares e superfícies esburacadas também indicam alteração pós-cristalização. O evento de mais alta temperatura responsável pela formação da Aspy I2 (Figura 46) deve ter envolvido baixo fluxo de fluido, pois não há alteração completa dos cristais, que seria esperada em um evento de alto fluxo de fluido. O excesso de S produzido na formação de

bordas de alteração aumentou a quantidade de enxofre (S) na fase hidrotermal, aumentando, portanto, a fugacidade de enxofre (f_{S_2}). A falta de considerável dissolução dos cristais de Aspy sugere que mudanças na fugacidade de oxigênio (f_{O_2}) tiveram um papel mínimo durante a alteração da arsenopirita (Heinrich & Eadington, 1986).



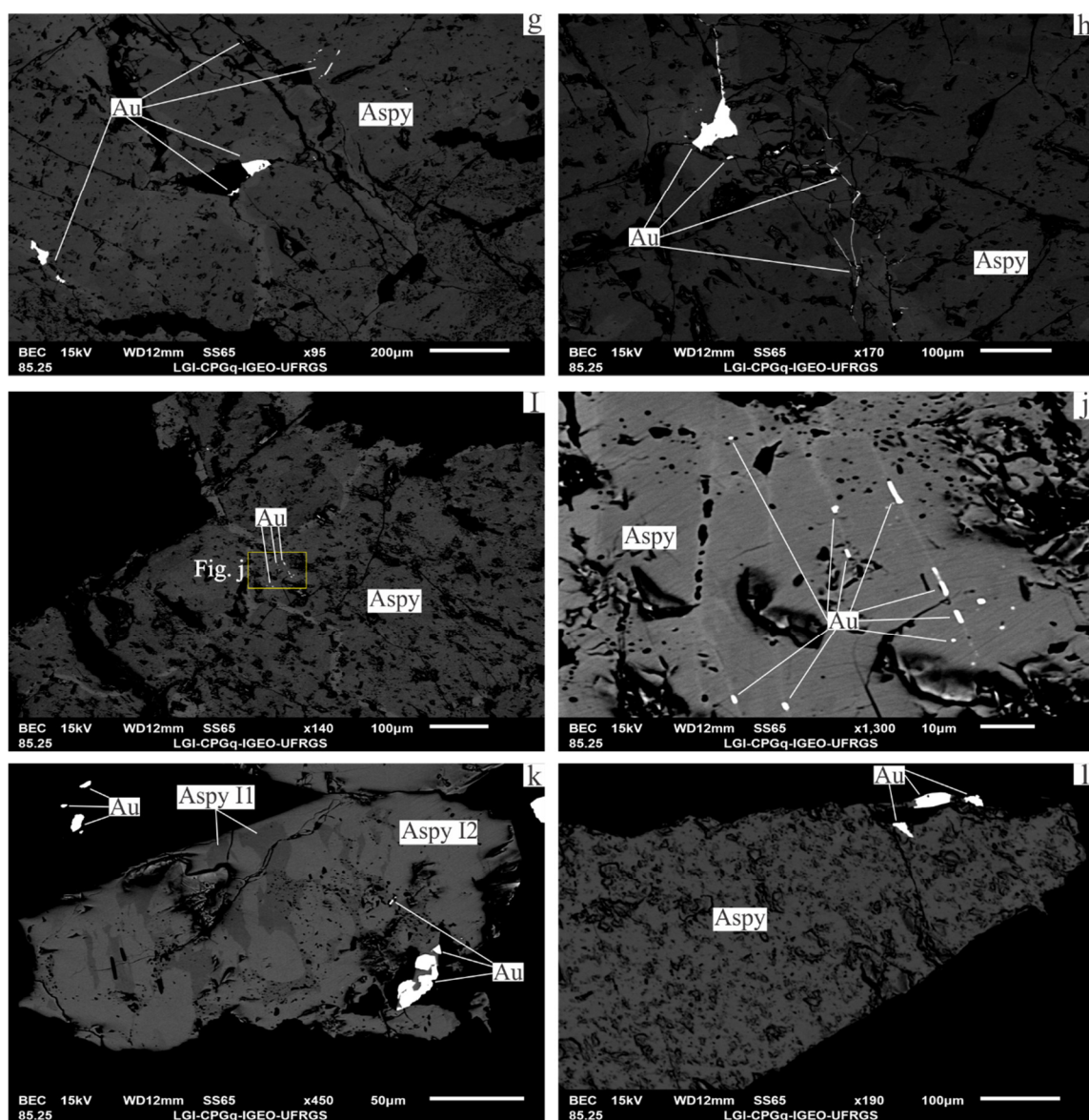


Figura 45. Arsenopirita idiomórfica com zonagem intragranular. a) Arsenopirita (Aspy) idiomórfica com ouro (Au) em suas bordas ou como inclusões. b) Detalhe da figura (a) mostrando Aspy idiomórfica inicial (Aspy I1) cinza escuro e tardia (Aspy I2, com inclusões de Au) cinza claro. c) Mapa composicional EDS mostrando enriquecimento em arsênio (As) na Aspy I2, com Aspy I1 mais rica em enxofre (S). d) Mapa composicional EDS mostrando que não há variação no teor de ferro (Fe) entre Aspy I1 e I2. e) Detalhe da figura (b) como mapa composicional EDS mostrando inclusão de Au (liga Au + Ag) associada a Aspy I2 (tons azuis). f) Aspy idiomórfica com Au em suas fraturas ou bordas e como inclusões. g) Detalhe da figura (f) com Au em bordas e inclusões relacionadas a Aspy I2 (cinza claro). h) Detalhe da figura (f) com Au em fraturas relacionadas a Aspy I2 (cinza claro). i) Aspy I2 pouco desenvolvida. j) Detalhe da figura (i) com

Au como inclusões na Aspy I2 desenvolvida em faixas estreitas cinza claro. Aspy I1 em cor cinza escuro. k) Aspy I2 (cinza claro) bem desenvolvida com Au em sua borda e Au livre na ganga. Aspy I1 em cor cinza escuro. l) Aspy I2 (cinza claro) fracamente desenvolvida com Au em sua borda. O fraco desenvolvimento de Aspy I2 pode refletir os baixos teores relativos de Au no furo de sondagem II-485. Aspy I1 em cor cinza escuro. Figuras “a-b” e “f-l” como imageamento *backscattering* em MEV. Dados da pesquisa (2015).

Condições redutoras são suportadas pela inexistência de minerais indicativos de condições hidrotermais oxidantes (Ex: hematita e sulfatos) nas assembleias de minério. Desse modo, a alteração de arsenopirita e formação do ouro não ocorreu através de oxidação da arsenopirita pré-existente (Aspy I1). Muitos autores (Wagner *et al.* 1986; Cathelineau *et al.* 1989; Aylemore & Graham, 1992) sugeriram que a solubilidade do ouro em arsenopirita decresce com o aumento da temperatura, pois o ouro é exsolvido da matriz da arsenopirita com o aquecimento, formando ouro nativo. A formação de ouro livre no corpo de minério Ingá poderia estar relacionada a esse processo, entretanto técnicas de análise de concentração de elementos traço (LA ICP MS ou *laser ablation*) devem ser empregadas no futuro para a confirmação dessa hipótese. Além disso, sugere-se os metassedimentos como fonte de ouro para os fluidos hidrotermais (Fortes *et al.* 1995). A falta de considerável desenvolvimento de Aspy I2 na amostra 485-13 (Figura 45.1), pode estar relacionada com o baixo teor de ouro do furo de sondagem II-485, que foi excluído do corpo de minério para lavra. O aumento de temperatura ocorrido na formação de Aspy I2 está em concordância com o aumento de temperatura, em direção ao VQM, das fases fluidas responsáveis pela diferentes alterações hidrotermais presentes na zona inferior do corpo de minério Ingá (capítulo 5.5.4.).

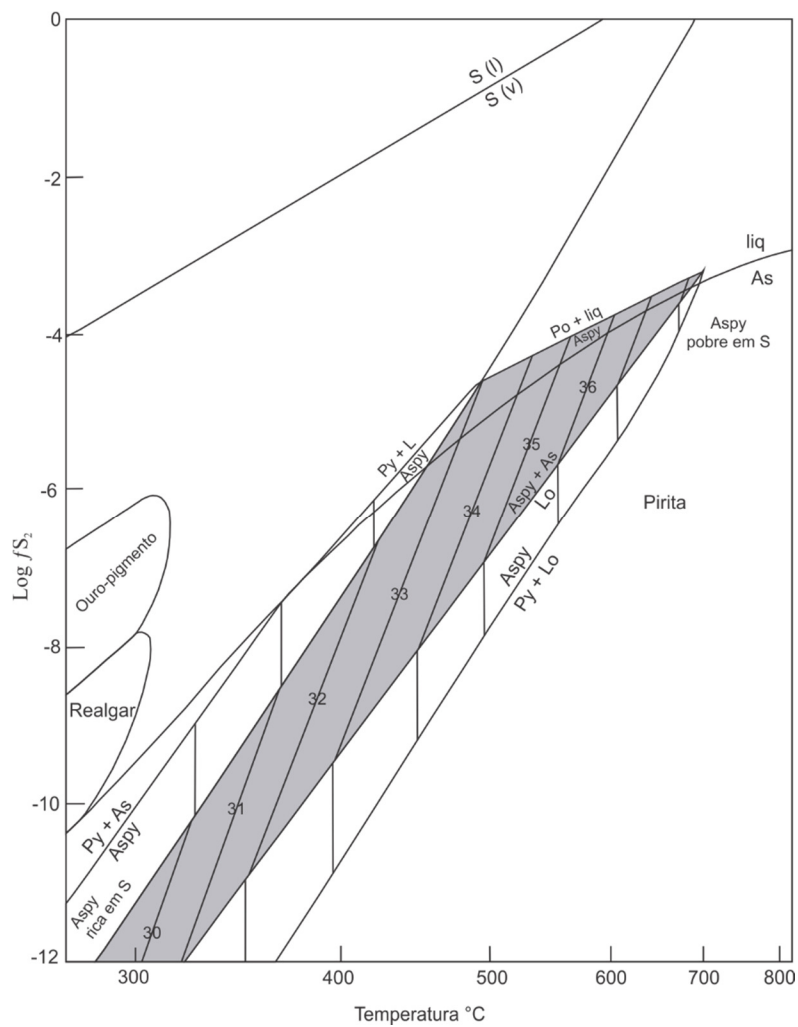


Figura 46. Relações de fase, estabilidade e química de arsenopirita. Aumento da quantidade de As em Aspy implica em aumento de temperatura e f_{S_2} . Diagrama de fase modificado de Barton (1969), Kretschmar & Scott (1976) e Sharp *et al.* (1985). Abreviações: Aspy = arsenopirita; Lo = loelingita; Py = pirita.

6. CONCLUSÕES

Cinco litologias compõe a zona inferior do corpo de minério Ingá, em sequência estratigráfica metamorfisada na fácies xisto verde (zona da granada) e deformada por falhas de empurrão de baixo ângulo, sendo a principal delas a estrutura III, com participação de diques de biotita-clorita xisto e quartzo-granada-sericita xisto. Da base para o topo, metagrauvaca, quartzo-clorita-sericita-granada xisto, veio de quartzo massivo, filito carbonoso e dolomito foram identificados.

A ocorrência de falha de empurrão de baixo ângulo (estrutura III), materializada pelo veio de quartzo massivo e demais estruturas rúpteis-dúcteis associadas, indica abertura de espaços e formação de uma zona de intensa circulação de fluidos com interação desses com as encaixantes. Dessa forma, três zonas e duas sub-zonas de alteração hidrotermal foram identificadas, além de cloritização tardia ao longo de todo o intervalo. As alterações hidrotermais podem se sobrepor em sequência, com caráter leve a intenso, porém sempre subordinadas a alteração hidrotermal predominante em determinada zona, que ocorre, do precoce ao tardio como: Carbonatação, alteração fílica, alteração potássica, silicificação mais clorita em venulações, seguido de cloritização tardia. A variedade de minerais hidrotermais e a extensão do halo de alteração sugere que as alterações hidrotermais foram resultantes de uma alta razão fluido/rocha.

Desse modo, devido a diferença de condições de pH e temperatura no potencial de fluidos formarem determinado tipo de alteração hidrotermal na zona inferior do corpo de minério Ingá, observa-se que houve a participação de mais de um tipo de fluido no sistema. Determina-se, portanto, que as variações paragenéticas da alteração hidrotermal gradativa atuante no corpo de minério Ingá provavelmente consistiram de vários pulsos distintos

(pelo menos dois) de um sistema hidrotermal heterogêneo. Além disso, particularmente propõe-se pulsos distintos na formação de silicificação pervasiva. Nos filitos carbonosos e QCSGX, granadas de caráter metamórfico diferem em composição quando zonadas (bordas cálcicas), em relação as granadas não zonadas ou com zonação incipiente. Ademais, a associação genérica entre depósitos auríferos e quantidades significativas de ferro no sistema formador de minério é verificada no estudo através da ocorrência de variedades ferrosas de minerais de alteração hidrotermal como os sulfetos, ferri-biotita, clorita (aproximando-se de clinocloro) e ankerita.

Minerais de minério ocorrem em três estágios distintos e a mineralização de ouro, episódica, ocorre associada quase exclusivamente a zona silicificada, com ouro ocorrendo principalmente de forma livre em microvenulações e bolsões de quartzo-carbonato ou em fraturas, bordas ou inclusões em arsenopirita idiomórfica tardia (Aspy I2) e raramente nas bordas de cristais de rutilo ou pirrotita e sobre cristais da ganga. A existência de zonação intragranular em arsenopirita idiomórfica sugere a presença de duas fases do mineral, uma precoce (Aspy I1) e outra tardia (Aspy I2), sendo a última mais rica em arsênio e associada ao ouro, promovendo aumento de fugacidade de enxofre (f_{S_2}) e temperatura. O aumento de temperatura na formação da Aspy I2 corrobora com o aumento de temperatura dos fluidos hidrotermais em direção ao VQM, inferida pela configuração e características das alterações hidrotermais presentes. Essa mudança de condições do fluido responsável pela formação da Aspy I2 pode estar relacionada a uma diminuição da solubilidade do ouro na fase sulfetada, de modo que pode ter ocorrido remobilização do ouro da Aspy I1 inicial e formação de cristais livres ou relacionados a Aspy I2 – hipótese que necessita confirmação por técnicas complementares de análise de elementos traço. Além disso, o eventual fraco desenvolvimento de Aspy I2 sobre Aspy I1 pode influenciar na falta de economicidade de zonas potencialmente ricas em ouro, como observado no furo de sondagem II-485.

A partir da metodologia empregada, três parâmetros prospectivos foram estabelecidos para o corpo de minério Ingá, atrelando a ocorrência de ouro a: (1) venulações de quartzo massivo (VQM), (2) zona de silicificação adjacente ao VQM e (3) arsenopirita idiomórfica. Além disso, espesso pacote de metagrauvaca estéril (sem teor aurífero) abaixo do QCSGX sugere a parada das perfurações de furos de sondagem devido à falta

de potencial econômico. Conclui-se, portanto, que a zona inferior do corpo de minério Ingá apresenta similaridade em relação aos controles de mineralização de outros corpos do *greenstone belt* de Crixás hospedados na estrutura III, tais como a Mina III.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, B.S. 2006. Mineralização aurífera, alteração hidrotermal e indicadores prospectivos do Corpo Palmeiras, greenstone belt de Crixás, Goiás. Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 88 p.
- Almeida, F.F.M., Neves, B.B.B. & Fuck, R.R. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Anais, SBG, p. 363-391.
- Almeida, B.S., Jost, H., Tassinari, C.C.G., Frantz, J.C., Strikis, N.M. 2007. Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do Corpo Palmeiras, Crixás, Goiás. SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Pirenópolis, CD de Resumos, Resumo #OR036. 1 página (não-paginado).
- Arndt, N.T., Teixeira, N.A., White, W.M. (1989). Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belts, Brazil. *Contributions to Mineral Petrology*. 101: 187-197.
- Aparecido, C. 2014. Orebody Placement. AngloGold Ashanti – Serra Grande.
- Aylmore, M.G., and Graham, J., 1992, Arsenopyrite as a host for refractory gold [abs.], *in* Griffin, B.J., Johnson, A.W.S., Kuo, J., and Lincoln, F.J., eds., *The 1992 Joint Conference on Electron Microscopy and Cell Biology: Electron Microscopy in Mining, Exploration and Metallurgy: Perth, Australia, University of Western Australia, February 10–14, 1992, Proceedings ACEM-12 and ANZSCB-1*: 43.
- Barbosa, O., Baptista, M.B., Dyer, R.C., Braun, O.P.G., Cotta, J.C. 1969. Geologia e Inventário dos Recursos Minerais da Região Central do Estado de Goiás - Projeto Brasília. DNPM, Série Geologia, nº 18, Seção Geologia Básica, Nº 13, Brasília, DF, 1989.
- Barton, P.B., Jr., 1969, Thermochemical study of the system Fe-As-S: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 33: 841–857.

- Carvalho, R.S. 2005. Mapeamento Geológico Estrutural da Faixa Leste-Oeste ao Norte do Greenstone Belt de Crixás (GO). Rio de Janeiro, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 45 p., Relatório Parcial.
- Cathelineau, M., Boiron, M.-C., Holliger, P., Marion, P., and Denis, M., 1989, Gold in arsenopyrites; Crystal chemistry, location and state, physical and chemical conditions of deposition: *Economic Geology Monograph* 6: 328–341.
- Colvine, A.C. 1989. An empirical model for the formation of the Archean gold deposits: products of final cratonization of the Superior Province, Canada. *Econ Geol Monogr* 6: 37-53 p.
- Colvine, A.C., Fyon, J.A., Heather, K.B., Marmont, S., Simth, P.M., Troop, D.G. 1988. Archean lode gold deposits in Ontario. Ontario Geological Survey, Misc Pap 139.
- Danni, J.C.M. & Ribeiro, C.C. 1978. Caracterização Estratigráfica da Sequência Vulcano-Sedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 34: 582-596.
- Danni, J.C.M., Jost, H., Winge, M., Andrade, G.F. 1986. Aspectos da Evolução dos Terrenos Granito-Greenstone: Exemplo da Região de Hidrolina, Goiás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, 1978. Anais, SBG, 34: 570-584.
- Danni, J.C.M., Fuck, R.A. & Winge, M. 1981. Geologia do Greenstone Belt de Goiás, do Grupo Araxá na Serra Dourada e do Complexo da Barro Alto na região de Goiánésia. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, SBG-Núcleo Brasília e Centro-Oeste Goiânia, GO. Boletim Excursão nº1: 22.
- Danni, J.C.M., Fuck, R.A. & Leonardos Jr., O.H. 1982. Archean and Lower Proterozoic Units in Central Brazil. *Geolog. Rund.*, 71: 291-317.
- Dantas, E.L., Jost, H., Fuck, R.A., Brod, J.A., Pimentel, M.M. 2001. Proveniência e idade deposicional de sequências metavulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Góias, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e de U-Pb em monocristal de zircão. *Revista Brasileira de Geociências.*, 31: 329-334.
- Deer, W.A., Howie, A., Sussman, J. 1986. An introduction to rock-forming minerals. 17th. Longman Limited, 528p. 16.
- Fortes, P.T.F.O. 1991. Geologia do depósito aurífero Mina III, Crixás, Goiás. Tese de mestrado, Universidade de Brasília.

- Fortes, P.T.F.O. 1996. Metalogenia dos depósitos auríferos Mina III, Mina Nova e Mina Inglesa, Greenstone Belt de Crixás, Goiás. Brasília, 177 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade de Brasília.
- Fortes, P.T.F.O. & Takaki, T. 1993. Estudo dos isótopos de carbono e oxigênio em rochas encaixantes do depósito aurífero Mina III, Crixás, Goiás. Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4, 1993. Resumos Expandidos, p. 186-188.
- Fortes, P.T.F.O., Cheilletz, A., Giuliani, G., Féraud, G. 1997. A Brasiliano Age (500±5 Ma) for the Mina III Gold Deposit, Crixás Greenstone Belt, Central Brazil. *International Geology Review*, 39: 449-460.
- Fortes, P.T.F.O., Cheilletz, A., Giuliani, G., Féraud, G. 1997. A Brasiliano age (500 ± 5 Ma) for the Mina III gold deposit, Crixás Greenstone Belt, Central Brazil. *International Geology Review* 39: 449-460.
- Foster, R.P., Mann, A.G., Stowe, C.W., Wilson, J.E. 1986. Archean gold mineralization in Zimbabwe. In: Anhaeusser C.R., MASKE S. (eds) *Mineral deposits of Southern Africa*. Johannesburg. Geological Society of Africa 1, p. 43-112.
- Fuck, R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins. In: SBG, Simp. de Geologia do Centro-Oeste, IV, Anais, p. 184-187.
- Fuck, R.A., Jardim, E.F., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Pedrosa-Soares, A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: J.M.L. Dominguez, A. Misi (Eds.) *O Cráton do São Francisco*, Salvador. SBG/SGMCNPq, p. 161-185.
- Groves, D.I., Phillips, G.N., Ho, S.E., Houston, S.M., Standing, C.A. 1987. Craton-scale distribution of Archean greenstone gold deposits: predictive capacity of the metamorphic model. *Econ Geol* 81: 2045-2058.
- Groves, D.I. & Foster, R.P. 1991. Archean Lode gold deposits. In: Foster R.P. (ed) *Gold metallogeny and exploration*. Chapman and Hall, London, 63-103 p.
- Heinrich, C.A., and Eadington, P.J., 1986, Thermodynamic predictions of the hydrothermal chemistry of arsenic, and their significance for the paragenetic sequence of some cassiterite-arsenopyrite-base metal sulfide deposits: *Economic Geology*, v. 81: 511–529.
- Jost, H. 2001. Síntese dos terrenos arqueanos de Goiás. Relatório interno – AngloGold Ashanti. 38p.

- Jost, H. & Fortes, P.T.F.O. 2001. Gold deposits and occurrences of the Crixás Goldfields, central Brazil. *Mineralium Deposita* 2001.
- Jost, H., Oliveira, A.M., Vargas, M.C. 1992. Petrography, geochemistry and structural control of trondhjemitic intrusions in greenstone belts of the Crixás region, Central Brazil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, 1992, São Paulo, Resumo Expandido, SBG, u.1: 43-44.
- Jost, H., Carmelo, A.C. & Menezes, P.R. 1994a. Litologias, relações de contato e estrutura do Bloco Caiamar, Crixás, Goiás. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, v. 4, 1994, Brasília, SBG, Resumo expandido, p. 18-20.
- Jost, H., Theodoro, S.M.C.H., Figueiredo, A.M.G., Boaventura, G.R. 1994b. Propriedades geoquímicas e proveniência de rochas metassedimentares detríticas arqueanas dos greenstone-belts de Crixás e Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 26: 151-166.
- Jost, H. & Oliveira, A.M. 1991. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 4: 201-214.
- Jost, H. & Scandola, J.E. 2010. Características estruturais, petrográficas e geoquímicas de enxame de diques máficos intrusivos em rochas metassedimentares do greenstone belt de Crixás, Goiás. *Geologia USP. Série Científica*, v. 10: 119-134.
- Jost, H., Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Tassinari, C.C.G., Martins, R. 2010. A U-Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás greenstone belt, Goiás, Central Brazil. *Ore Geology Reviews* 37 (2010): 127-139.
- Kuyumjian, R.M. 1981. Geologia e mineralização aurífera do greenstone belt da Faixa Crixás-GO. Brasília, 67p. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.
- Kretschmar, U., and Scott, S.D., 1976, Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application: *The Canadian Mineralogist*, v. 14: 364–386.
- Magalhães, L.F. 1991. Cinturão de Cisalhamento de Empurrão Córrego Geral-Meia Pataca: Geologia, Deformação, Alteração Hidrotermal e Mineralizações Auríferas Associadas Crixás-Goiás. Brasília, 233 p. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.
- Marques, J.C., Creaser, R.A., Frantz, J.C. 2012. Re-Os arsenopyrite systematics of the Crixás greenstone belt gold mineralization, Goiás, Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology (SSAGI), VIII, 2012. São Paulo, Anais do VIII SSAGI, v.1, pp (not paginated).

- Massucato, A.J. 2004. Relatório de Geologia Estrutural - Aspectos Estruturais do Greenstone Belt de Crixás - GO - AngloGold Ashanti, Crixás-GO, 30p. Relatório Interno.
- Matsui, J. 2002. Seção logitudinal da MINA III. AngloGold Ashanti – Serra Grande.
- Oliveira, C.C. 1983. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha 22-Z-C-VI/ Itaguaru-GO. Goiânia. CPRM/DNPM.
- Petersen Jr., K.J. 2003. Estudo das mineralizações auríferas do Corpo IV e V da Estrutura IV do greenstone belt de Crixás (GO). São Paulo, 195 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani UG, Milani EJ, Thomaz Filho A, Campos DA (eds) Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress Special Publication, Rio de Janeiro, pp 195-229.
- Pires, A.C.B. & Harthill, N. 1989. Statistical analysis of airborne gamma-ray data for geologic mapping purposes: Crixás-Itapaci area, Goiás, Brazil. *Geophysics*, Vol. 54, n° 10: 1326-1332.
- Pires, A.C.B. 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 25(1): 61-68.
- Portocarrero, J.L.T. 1996. Geologia da jazida aurífera Mina Nova, greenstone belt de Crixás, Goiás. Brasília, 102 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UNB.
- Pulz, G.M. 1995. Modelos prospectivos para ouro em greenstone belts: Exemplos dos depósitos Maria Lázara e Ogó, na região de Guarinos de Pilar de Goiás, Goiás. Brasília. 189 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal de Brasília.
- Phillips, G.N. & Groves, D.I. 1983. The nature of Archean gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. *J Geol Soc Aust* 30: 35-39.
- Phillips, G.N., Will, T.M., Powell, R. 1991. Metamorphism in Archean greenstone belts – Calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 9. (2).
- Poppe, L.J., Paskevich, V.F., Hathaway, J.C., Blackwood, D.S. 2001. A Laboratory Manual for X-ray Powder diffraction. USGS Open File Report 01-041. Coastal and Marine Geology Program.

- Queiroz, C.L. 2000. Evolução tectono-estrutural dos terrenos granito-greenstone belt de Crixás, Brasil Central. Dissertação de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 209 p.
- Reed, S.J.B. 2014. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge University Press, 201p.
- Resende, M.G. 1999. Estudo da evolução das supracrustais metassedimentares dos greenstone belts de Goiás e Faina, GO. Brasília, 259 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade de Brasília.
- Resende, M.G., Jost, H., Osborne, G.A., Mol, A.G. 1998. Stratigraphy of the Goiás and Faina greenstone belts, central Brazil: a new proposal. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(1): 77-94.
- Ribeiro Filho, W. 1984. Geologia e alguns aspectos das mineralizações auríferas das faixas Pilar e Guarinos. SBG, Núcleo Centro-Oeste, Boletim 14: 1-24.
- Sabóia, L.A. 1979. Os greenstone belts de Crixás e Goiás, Go. *Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Centro-Oeste, Boletim Informativo* 9: 44-72.
- Sabóia, L.A. & Teixeira, N.A. 1980. Lavas ultrabásicas da unidade basal do greenstone belt de Crixás (GO): Uma nova classe de rochas ultrabásicas no Estado de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 10(1): 28-42.
- Sabóia, L.A., Teixeira, N.A., Castro, J.H.G., Texeira, A.S. 1981. Geologia do greenstone belt de Crixás (GO) e suas implicações geotectônicas. In: SBG. *Simpósio sobre o Cráton de São Francisco e suas Faixas Marginais*, Salvador, Anais, p. 39-50.
- Santos, L.C.M.L., Fuck, R., Santos, E.J., Dantas, E.L. 2014. Análise tectônica de terrenos: Metodologia, aplicação em cinturões orogênicos e exemplo das províncias Tocantins e Borborema, Brasil. *Geonomos*, v. 22: 51-63.
- Sharp, Z. D., Essene, E.J., and Kelly, W.C., 1985, A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: Pressure considerations and applications to natural assemblages: *Canadian Mineralogist*, v. 23: 517–534.
- Silva, H. V. 2014. Descrição litológica e hidrotermal de testemunhos de sondagem do “Corpo Ingá – Estrutura III” do greenstone belt de Crixás, Goiás. Relatório do Estágio Supervisionado em Geologia, Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Espírito Santo, 55 p.

Sobiesiak, M.S. 2011. Caracterização de depósito aurífero no Corpo Pequizão, Crixás-GO. Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 100 p.

Software ArcGIS AngloGold Ashanti – Serra Grande 2015. Mapa geológico do *greenstone belt* de Crixás. Escala 1:100000.

Speer, J.A. 1981. Micas in igneous rocks. In Micas (S.W. Bailey, ed). Revised Mineralogy 13, 299-356 Piedmont, U.S.A. Canadian Mineralogist, 19: 35-46 (1981).

Thomson, M.L. 1987. The Crixás Gold Deposit, Brazil: metamorphism, metasomatism and gold mineralization. PhD Thesis, University of Western Ontario.

Thomson, M.L. & Fyfe, W.S. 1990. The Crixás gold deposit, Brazil: thrust related postpeak metamorphic gold mineralization of possible Brasiliano Cycle age. Econ Geol 85: 928-942 p.

Theodoro, S.M.C.H. 1995. Ambiente de sedimentação da Formação Ribeirão das Antas, Grupo Crixás - Goiás. Brasília, 88 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília.

Vargas, M.C. 1992. Geologia dos Granito-Gnaisses dos Terrenos Granito-Greenstone da Região de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Hidrolina, Goiás. Brasília, 172 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

Yamaoka, W.N., & Araújo, E.M. 1988. Depósitos de Ouro Mina III, Crixás, Goiás. In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (Eds.) Principais Depósitos Minerais do Brasil, Brasília, NPM/CVRD, v. 3, cap. 34: 491-498.

Wagner, F.E., Marion, P.H., and Regnard, J.R., 1986, Mossbauer study of the chemical state of gold in gold ores: Gold 100: South African Institute of Mining and Metallurgy International Conference on Gold, Proceedings, v. 2: 435–443.

Departamento de Física Aplicada – Instituto de Física da Universidade de São Paulo. Disponível em: <www.fap.if.usp.br>. Acessado em 4 de Dezembro de 2015.

Molecular expressions – Exploring the world of optics and microscopy. Florida State University. Disponível em: <www.micro.magnet.fsu.edu>. Acessado em 4 de Dezembro de 2015.

Northern Arizona University. Disponível em: <www.nau.edu>. Acessado em 4 de Dezembro de 2015.

Université du Québec à Chicoutimi. Disponível em: <www.uqac.ca>. Acessado em 4 de Dezembro de 2015.