



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

RENAN GUILHERME DE SOUZA

**CARACTERIZAÇÃO DO CORPO AURÍFERO MANGABA, ESTRUTURA IV,
GREENSTONE BELT DE CRIXÁS - GO**

Porto Alegre, 2018

RENAN GUILHERME DE SOUZA

**CARACTERIZAÇÃO DO CORPO AURÍFERO MANGABA, ESTRUTURA IV,
GREENSTONE BELT DE CRIXÁS - GO**

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

Orientadores:

Prof. Dr. José Carlos Frantz

Prof^a. Dr^a. Juliana Charão Marques

Supervisor:

Bruno Araújo dos Santos

Porto Alegre, 2018

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Souza, Renan Guilherme de
Caracterização do corpo aurífero Mangaba, estrutura IV, greenstone
belt de Crixás, GO. / Renan Guilherme de Souza. - Porto Alegre:
IGEO/UFRGS, 2018.

[76 f.]

Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia). - Universidade Federal
do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências.
Porto Alegre, RS - BR. 2018.

Orientadores: José Carlos Frantz
Juliana Charão Marques

1. Greenstone belt. 2. Crixás 3. Ouro. 4. Alteração hidrotermal. I
Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Sônia Teresinha Duarte de Oliveira CRB 10/2310

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre -
RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6569

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

RENAN GUILHERME DE SOUZA

**CARACTERIZAÇÃO DO CORPO AURÍFERO MANGABA, ESTRUTURA IV,
GREENSTONE BELT DE CRIXÁS - GO**

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

Orientadores:

Prof. Dr. José Carlos Frantz

Prof^a. Dr^a. Juliana Charão Marques

Supervisor:

Bruno Araújo dos Santos

BANCA EXAMINADORA

Dr. Arthur Lemos Geovannini

Dr. Diego Machado Marques

Dr. Vitor Paulo Pereira

AGRADECIMENTOS

Quero agradecer especialmente a minha mãe Zélia por todo amor e incentivo, o teu apoio constante ao longo destes anos foi fundamental para esta realização, você tem parte neste diploma, muito obrigado por tudo.

Aos meus orientadores José e Juliana pela confiança e pelos conselhos durante estes anos. Ao Marco, Luiz, Mateus e Natanael por toda a ajuda.

Aos geólogos da equipe de exploração da AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande: Bruno, Ana Carolina, Paulo, João e Rodrigo. Agradeço especialmente ao Bruno e a Carol pelo suporte e pelos ensinamentos durante o estágio. Aos geólogos de mina e avaliação de recursos e reservas: Luighi, Marcos, Vivian, Daniel, Marcelo e Rodrigo. Ao Carlos André, Leidiane, Rodrigo Xavier, Gustavo, João Eduardo, Jairo, Andressa, Djalma, Edval, Jayro, Geraldo, Wesley, Silvanio, Lucas, Daniel e Leonel pelo suporte dado na empresa durante o estágio. Ao Diogo, Marcelo e a AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande pela oportunidade e pelo suporte, fundamental para que este trabalho fosse possível.

A Society of Economic Geologists pelas inúmeras oportunidades, a SEG UFRGS Student Chapter pelo aprendizado e oportunidades. Aos amigos e companheiros de Chapter: Betina, Pedro, Cristiano, Gabriel Bertolini, Gabriel Drago, Rodrigo, Bruno, Diego, André e Alice, pelo companheirismo e trabalho em equipe.

Ao Instituto de Geociências da UFRGS, aos professores: Ruy, Marcus, Clóvis e Diego. Ao Centro Acadêmico dos Estudantes de Geologia pelas tantas conversas e debates geológicos, aos amigos e colegas da UFRGS que estiveram junto comigo durante a graduação, saídas de campo e mesas de bares.

Aos amigos da UnB, em especial ao Márcio, Steffano, Giuliano, Caio, Luana e Jadson. A Fernanda pelo carinho e pela motivação nestes últimos meses. Aos tantos amigos de longa data e as inúmeras amizades que fiz pelo Brasil e pelo mundo nestes seis anos de graduação, muito obrigado por todo o aprendizado, todos vocês foram fundamentais para esta realização.

A educação é a arma mais poderosa que
você pode usar para mudar o mundo.

Nelson Mandela

RESUMO

O corpo de minério aurífero Mangaba, ainda em fase de exploração, está situado no *Greenstone Belt* de Crixás, também denominado Grupo Crixás, porção noroeste do Estado de Goiás. O *Greenstone Belt* de Crixás corresponde a uma faixa alongada segundo a direção NNW-SSE compartimentada no bloco arqueano-paleoproterozóico, que compõem o Maciço de Goiás. A sequência metavulcano-sedimentar foi definida por Sabóia *et al.* (1981), da base para o topo pelas formações Córrego Alagadinho (metakomatiitos), Rio Vermelho (metabasaltos toleíticos) e Ribeirão das Antas (metassedimentares químicas e siliciclásticas). Massucato (2004) & Carvalho (2005) descreveram eventos deformacionais que foram agrupados em diferentes fases, sendo a primeira fase distensiva ligada à instalação da bacia, seguida por três fases compressivas, com as mineralizações de ouro atribuídas a algumas delas. Os esforços deformacionais são heterogêneos e o metamorfismo varia de xisto verde inferior a anfíbolito inferior. Os diferentes corpos hospedados no *Greenstone Belt* de Crixás têm controle estrutural ligado a superfícies de descolamento ao longo de falhas de empurrão com componente oblíqua. As zonas de máxima deformação, de carácter dúctil/rúptil gerada sob estas condições formam um corredor estrutural para a percolação de fluídos hidrotermais. A mineralização aurífera é interpretada como sendo sin a tardi tectônica e relacionada a zonas de alteração hidrotermal. Os fluídos hidrotermais de origem predominantemente metamórficos (FORTES, 1996), geraram majoritariamente quartzo e carbonato, que marcam a presença dos horizontes mineralizados. O corpo Mangaba está inserido na Estrutura IV, que representa uma das estruturas que controlam corpos de minério e que em geral possuem caimento de baixo ângulo para NW. Nos horizontes mineralizados do corpo Mangaba não há ocorrência de veio massivo de quartzo, a mineralização é do tipo minério disseminado associada principalmente a pirrotita e arsenopirita. Os maiores teores de ouro estão presentes principalmente na zona de alteração hidrotermal com silificação pervasiva e em menor proporção na zona de alteração potássica/fílica adjacente. Os corpos IV, V, Forquilha e Pequizão, também estão hospedados na Estrutura IV. O presente trabalho tem como objetivo caracterizar o corpo aurífero Mangaba em aspectos metalogenéticos como, controle estrutural, halos de alteração hidrotermal, paragênese mineral, indicadores prospectivos, bem como correlacionar com os demais corpos que também estão inseridos na Estrutura IV, visando contribuir para um maior entendimento do sistema mineralizante atuante na região.

Palavras-Chave: *greenstone belt*, Crixás, ouro, alteração hidrotermal.

ABSTRACT

The Mangaba auriferous orebody, still in exploration, is in the Crixás Greenstone Belt, also known as Crixás Group, in northwestern Goiás. The Crixás Greenstone Belt corresponds to an elongated belt with strike NNW-SSE compartmented in the arquean-paleoproterozoic block that compound the Goiás Massif. The volcano-sedimentary sequence was first defined by Sabóia *et al.* (1981) from bottom to top by the formations Corrego Alagadinho (metakomatiites), Rio Vermelho (tholeiitic metabasalts) and Ribeirão das Antas (clastic and chemical metasediments). Massucato (2004) & Carvalho (2005) described deformational events that was grouped in different phases, being one of them distensive related with the formation of the basin, followed by three compressive phases with gold mineralization related in some of that. The deformational forces distribution is heterogeneous and varies from lower green schist to upper amphibolite. The different orebodies hosted in the Crixás Greenstone Belt has structural control related with detachment surfaces along thrust-faults with some oblique component. The maximum deformation zones, with ductile-ruptile features, generated in those conditions forms a structural channel for hydrothermal fluids. The auriferous mineralization is comprehended as being sin to late-tectonic and is exclusively related to hydrothermal alteration zones. The hydrothermal fluids have predominantly metamorphic origin (FORTES, 1996), composed by quartz + carbonate, it is responsible for the formation of the mineralized lens. The Mangaba orebody is inserted in the Structure IV, representing one of those structures that in general terms has a NW low-angle plunge. In the mineralized lens there is no occurrences of massive quartz vein, the mineralization occurs as disseminated ore associated mainly with pyrrhotite and arsenopyrite. The greatest gold grades are principally in the pervasive silicification zone of hydrothermal alteration but also, in minor proportions, adjacent potassic/phyllitic alteration zone. The orebodies IV, V, Forquilha and Pequizão, are also hosted in the Structure IV. This monography has as objective to characterize the Mangaba orebody in matter of the main metallogenetic aspects, such structural control, hydrothermal alteration haloes, mineral paragenesis, prospective indicators as well as correlate with the other orebodies hosted in the Structure IV, aiming to contribute for a major understanding of the mineralizing system in the region.

Keywords: greenstone belt, Crixás, gold, hydrothermal alteration

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Localização do município de Crixás.	23
Figura 2: Projeção em superfície do corpo aurífero Mangaba nas dependências da empresa AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande.	24
Figura 3: Compartimentações tectonoestratigráficas da Província Tocantins. LTB = lineamento Transbrasiliano, FRB = Falha Rio dos bois.	26
Figura 4: Mapa estrutural simplificado da Faixa Brasília com indicação dos domínios cratônico, externo e interno.	28
Figura 5: a) Localização do terreno arqueano-paleoproterozoico no Maciço de Goiás.	29
Figura 6: Estratigrafia dos greenstone belts de Goiás.	32
Figura 7: Mapa geológico e coluna estratigráfica simplificados do greenstone belt de Crixás.	34
Figura 8: Mapa geológico de Crixás com a projeção do corpo aurífero Mangaba em superfície.	35
Figura 9: Derrames de komatiito pertencentes à seção tipo da Formação Córrego Alagadinho. a) Disjunções poliedrais. b) Textura <i>spinifex</i> . c) Contato entre dois pulsos de derrame komatiítico. d) Textura <i>spinifex</i>	36
Figura 10: Derrames basálticos almofadados pertencentes à seção tipo da Formação Rio Vermelho. a) <i>pillow</i> em corte longitudinal. b) <i>Pillows</i> deformadas.	37
Figura 11: Metagrauvacas pertencentes à seção tipo da Formação Ribeirão das Antas. a) Metagrauvaca com acamamento preservado. b) Metagrauvaca com intercalação de material carbono.	38
Figura 12: Seção geológica do Greenstone Belt de Crixás evidenciando as estruturas e os principais corpos mineralizados.	41
Figura 13: Etapa de campo realizada no Greenstone Belt de Crixás, bem como nas dependências da AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande, Crixás – Goiás.	46
Figura 14: A) Visada do corpo aurífero Mangaba paralela ao plunge da mineralização. B) Seção 24-204 com os furos de sondagem selecionados para o estudo.	47
Figura 15: Desenho esquemático de um microscópio eletrônico de varredura.	51

Figura 16: Desenho esquemático de um ICP-MS quadrupolo.	54
Figura 17: Coluna estratigráfica simplificada do Greenstone Belt de Crixás com o perfil esquemático da estratigrafia do corpo aurífero Mangaba.....	58
Figura 18: a) Amostra de mão (12-13) de filito carbonoso pouco carbonatado com pirrotita intrafoliar. b) Lâmina delgada (12C-31) sob lupa de mesa com nicóis cruzados. c) Fotomicrografia de silicificação pervasiva sobre o filito carbonoso, lâmina delgada (12C-29).....	60
Figura 19: a) Amostra de mão (12-12) de MVA com silicificação pervasiva e alteração sódica (Halo Proximal). b) Lâmina delgada (12C-23A) sob lupa de mesa com nicóis cruzados, venulação de Qtz+Pl em matriz fina 0,02 mm. c) Fotomicrografia de MVA com matriz fina cortado por venulação de Cb com Bt, lâmina delgada 12C-24.	62
Figura 20: Amostra de mão (12-02) evidenciando contato abrupto entre filito carbono e metagrauvaca e presença de lentes de filito carbonoso dentro do pacote de metagrauvaca.....	63
Figura 21: a) Amostra de mão (12-21) de carbonato-clorita xisto. b) Lâmina delgada (12C-36) sob lupa de mesa com nicóis cruzados. c) Fotomicrografia da lâmina (12C-36) evidenciando a alteração clorítica pervasiva.....	66
Figura 22: Perfil esquemático das litologias do corpo aurífero Mangaba com os halos de alteração hidrotermal.....	68
Figura 23: Difratoograma evidenciando as argilas (ilita) formadas pela alteração hidrotermal do Halo Proximal. Também há presença, menos expressiva, de clorita.	69
Figura 24: Fotomicrografia da litologia metavulcânica ácida sob alteração do Halo Proximal (silicificação pervasiva + alteração sódica). a) Lâmina delgada (12C-18A), albita hidrotermal em meio a matriz quartzo-feldspática. b) Lâmina delgada (12C-18A), venulação sin deformacional de plagioclásio + muscovita. c) Lâmina delgada (12C-14A), albita hidrotermal em matriz quartzo-feldspática com presença de sericita na matriz. d) Venulação contendo feldspato potássico + plagioclásio + muscovita + carbonato.	70

Figura 25: Fotomicrografia da litologia filito carbonoso sob alteração hidrotermal do Halo Proximal (silicificação pervasiva). a) Lâmina delgada (12C-29), material carbonoso com venulações de quartzo + plagioclásio paralelo à foliação. b) Lâmina delgada (12C-36), venulação de quartzo + plagioclásio em matriz composta por quartzo e matéria orgânica com presença de sericita hidrotermal.	71
Figura 26: Difratoograma evidenciando as argilas (esmectita, illita e caolinita) formadas pela alteração hidrotermal do Halo Intermediário.	72
Figura 27: Fotomicrografia da litologia metavulcânica ácida sob alteração hidrotermal (biotitização + sericitização) do Halo Intermediário. a) Lâmina delgada (12C-19), matriz quartzo-feldspática 0,05 mm com presença de venulações de Bt+Ser paralelas a foliação. b) Lâmina delgada (12C-25A), intensa alteração potássica e fílica sobre a matriz de metavulcânica ácida.	73
Figura 28: Fotomicrografia da litologia carbonato-clorita xisto sob alteração hidrotermal do Halo Distal (cloritização + carbonatação). a) Lâmina delgada (12C-36), banda da matriz composta por quartzo + clorita. b) Lâmina delgada (12C-36), região quartzosa com venulações de clorita.	74
Figura 29: Difratoograma evidenciando a formação de clorita na zona de alteração hidrotermal do Halo Distal.	74
Figura 30: Fotomicrografia de cristais de arsenopirita na litologia metavulcânica ácida com tendência a euédricos e com borda estável. a) Lâmina delgada (12C-25A), arsenopirita bordejada por pirrotita, calcopirita inclusa na pirrotita. b) Lâmina delgada (12C-25A), arsenopirita euédrica em matriz fina de MVA.	75
Figura 31: Fotomicrografia de cristais de pirrotita, arsenopirita e calcopirita. a) Lâmina delgada (12C-24), arsenopirita bordejada por pirrotita. b) Lâmina delgada (12C-24), pequenos cristais de pirrotita próximos a arsenopirita. c) Lâmina delgada (12C-24), inclusões de calcopirita em pirrotita e de pirrotita em arsenopirita. Lâmina delgada (12C-28A), calcopirita como inclusão e na borda de pirrotita.	76

Figura 32: Fotomicrografia usando técnica de luz refletida. Lâmina delgada (12C-23A), grão de Au de aproximadamente 100µm na borda de Po, grãos menores dispersos na ganga. b) Lâmina delgada (12C-23A), Au incluso em crista de Po. c) Lâmina delgada (12C-24), Au incluso em Aspy. d) Lâmina delgada (12C-24), grãos de Au dispersos na ganga, junto a cristais de Bt e Cb, próximo de Aspy euédrica. 77

Figura 33: Imageamento *backscattering* em MEV. a) Lâmina delgada (12C-24), ouro incluso em Aspy II. b) Lâmina delgada (12C-24), ouro incluso em Aspy II. c) Lâmina delgada (12C-24), ouro livre na ganga (Bt + Cb) próximo a um cristal euédrico de Aspy. d) Lâmina delgada (12C-24), duas fases de Aspy lado a lado. 78

Figura 34: a) Gráfico de Análise de Componentes Principais evidenciando o agrupamento dos elementos que tem maior correlação com Au no terceiro quadrante. b) Variação dos teores em ppm para cada um dos elementos nas 32 amostras analisadas. 80

LISTA DE TABELAS

Tabela I: Quadro comparativo da estratigrafia dos greenstone belts de Goiás.	33
Tabela II: Tabela de amostragem e técnicas realizadas nos furos de sondagem IGAESD0012 e IGAESD0012E.	55
Tabela III: Tabela de amostragem e técnicas realizadas nos furos de sondagem IGAESD0012C e CPIVESD0008.	56

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Ank = ankierita

Aspy = arsenopirita

Au = ouro

BSE = elétrons retro-espalhados (*backscattering*)

Bt = biotita

Cal = calcita

CBCX = carbonato-clorita xisto

Chl = clorita

Cld = cloritóide

Cpy = calcopirita

Dol = dolomita

DOL = dolomita

DRX = difração de raios-x

EDS = espectrometria por dispersão de energia

GB = *greenstone belt*

GBC = *Greenstone Belt* de Crixás

Grt = granada

Ill = illita

Kfs = feldspato alcalino

Kln = caolinita

KOz = milhares de onças

Mag = magnetita

MEV = microscópio eletrônico de varredura

MG = metagrauvaca

Ms = muscovita

MVA = metavulcânica ácida

PI = plagioclásio

Po = pirrotita

ppm = partes por milhão

Qtz = quartzo

Rt = rutilo

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	18
1.1 JUSTIFICATIVA.....	19
1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA.....	19
1.3. OBJETIVOS E METAS.....	21
1.4. PREMISSAS E HIPÓTESES.....	22
2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	23
3. ESTADO DA ARTE.....	24
3.1. GEOLOGIA REGIONAL.....	25
3.1.1. Província Tocantins.....	25
3.1.2. Faixa Brasília.....	27
3.1.3. Maciço de Goiás.....	29
3.1.4. Terreno granito- <i>greenstone</i>	30
3.1.5. <i>greenstone belts</i> de Goiás.....	31
3.2. GEOLOGIA LOCAL.....	34
3.2.1. <i>Greenstone Belt</i> de Crixás.....	34
3.2.1.1. Formação Córrego Alagadinho.....	36
3.2.1.2. Formação Rio Vermelho.....	37
3.2.1.2. Formação Ribeirão das Antas.....	38
3.2.2. Entendimento Atual da Evolução Deformacional do <i>Greenstone Belt</i> de Crixás.....	39
3.2.2.1. Evento D1.....	39
3.2.2.2. Evento D2.....	40
3.2.2.3. Evento D3.....	41
3.2.3. Metamorfismo no <i>Greenstone Belt</i> de Crixás.....	42
3.2.4. Modelo Metalogenético e Mineralizações Auríferas.....	43
3.2.5. Depósitos Auríferos Relacionados à Estrutura IV e Demais Estruturas.....	43
4. METODOLOGIA.....	45
4.1. ETAPA DE PLANEJAMENTO.....	45
4.1.1. Levantamento bibliográfico.....	45
4.2. ETAPA DE CAMPO.....	46

4.3. ETAPA DE LABORATÓRIO	48
4.3.1 Macroscopia complementar (lupa de mesa)	48
4.3.2 Microscopia ótica de luz refletida e transmitida	49
4.3.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	50
4.3.4 Difractometria de raios X (DRX)	52
4.3.5 Espectrometria de massas com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS)	53
4.4. ETAPA DE INTEGRAÇÃO DOS DADOS	55
5. GEOLOGIA DO CORPO AURÍFERO MANGABA.....	57
5.1. ESTRATIGRAFIA DO CORPO AURÍFERO MANGABA.....	57
5.1.1. FILITO CARBONOSO (FC)	59
5.1.2. METAVULCÂNICA ÁCIDA (MVA)	61
5.1.3. METAGRAUVACA (MG).....	63
5.1.4. DOLOMITO (DOL)	64
5.1.5. CARBONATO-CLORITA XISTO (CBCX)	65
5.2. METAMORFISMO	67
5.3. HALOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	67
5.3.1. HALO PROXIMAL.....	69
5.3.2. HALO INTEMEDIÁRIO	72
5.3.3. HALO DISTAL.....	73
5.4. MINERAIS DE MINÉRIO	75
5.5. TEORES DE OURO.....	78
6. CONCLUSÕES	81
7. REFERENCIAS.....	83
8. APÊNDICES.....	87
APÊNDICE I – Difractogramas de raio X.....	87
APÊNDICE II – Geoquímica de rocha total.....	92

1. INTRODUÇÃO

O Estado de Goiás é o terceiro maior produtor de ouro do Brasil, contribuiu com a uma fração de aproximadamente 15% da produção anual em 2016, e a participação da empresa AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande – representa um terço desse montante (Anuário Mineral Brasileiro 2016, DNPM).

A ocupação do território de Goiás pelos bandeirantes da Capitania de São Paulo data do final do século XVII, a exploração de ouro na região atingiu seu auge no final do século XVIII. No início da década de 1980, após quase 300 anos de produção de ouro sob métodos artesanais, foi implantada a mineração de ouro na região de maneira mecanizada. Com o suporte de estudos técnicos que vinham se somando desde 1969, em 1983 as reservas da Mina III foram definidas, em seguida a Mina Nova. A partir da década de noventa com a implementação de um programa de exploração acentuado, visando à ampliação das reservas, foram descobertos os corpos mineralizados Palmeiras, Palmeiras Sul, Forquilha, IV, V e Pequizão.

Descoberto em 2016, o Corpo Mangaba juntamente com os corpos Limoeiro, Cajueiro e Flamboyant acrescentaram importante sobrevida ao Distrito Aurífero do *Greenstone Belt* de Crixás. O principal controle da mineralização aurífera da região é representado por superfícies de descolamento de baixo ângulo em zonas de falha. A Estrutura IV é uma destas zonas de falha transcorrente e controla as mineralizações dos corpos Pequizão, corpo IV, corpo V e Forquilha. O corpo Mangaba, ainda em fase de exploração, também está inserido na Estrutura IV, porém até o momento nenhum estudo científico foi realizado para a seu maior entendimento. O desenvolvimento deste trabalho de conclusão vai produzir uma caracterização de detalhe do corpo Mangaba no que norteia os aspectos geológicos de sua gênese e controle de mineralização.

1.1 JUSTIFICATIVA

A complexidade geológica da região do *Greenstone Belt* de Crixás, que envolveu deformação e metamorfismo, intrusões graníticas, sucessivamente durante eventos no arqueano, paleoproterozóico e neoproterozóico, foi responsável pela formação de diferentes estilos de mineralização epigenética de ouro (JOST, 2001). Os corpos de minério diferem entre si em relação à dimensão, teor, reservas, rochas hospedeiras, mineralogia de minério e assembleias de alteração hidrotermal, assim como fluídos, sugerindo um sistema de formação de minério complexo e ainda não completamente entendido (JOST, 2001 & 2010). No *Greenstone Belt* de Crixás, todos os horizontes mineralizados estão relacionados com halos de alteração hidrotermal (JOST, 2001). Durante os últimos anos ocorreu um grande avanço nas pesquisas dos corpos auríferos que compõem o *Greenstone Belt* de Crixás, principalmente na caracterização individualizada e de detalhe dos corpos mineralizados. A principal colaboração deste trabalho será caracterizar a mineralização aurífera do corpo Mangaba, bem como a alteração hidrotermal relacionada a zonas de alto teor. A integração dos dados gerados dará contribuição para um maior entendimento dos processos mineralizadores que formaram os horizontes auríferos no *Greenstone Belt* de Crixás.

1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

A complexidade geológica do *Greenstone Belt* de Crixás quanto a evolução da bacia vulcano-sedimentar de idade arqueano-paleoproterozóico é muito grande. As diversas fases de deformação, somado ao metamorfismo heterogêneo que varia desde a fácies xisto verde inferior até a fácies anfíbolito inferior. Após décadas de trabalhos e estudos envolvendo metalogenia, geoquímica e geologia estrutural, ainda permanecem incertezas sobre as litologias e os processos mineralizadores atuantes da região.

Em mais de trinta anos de operação a equipe de exploração *brownfields* da Mineração Serra Grande, através de um programa de exploração agressivo, continua fazendo adições ao *life of mine* do Distrito. Diversos corpos mineralizados foram

definidos na última década, variando entre si, principalmente, quanto a teor, tonelagem, nível crustal, rocha hospedeira e estilo de mineralização. O corpo aurífero Mangaba é um destes corpos, definido em 2016 através de uma campanha de sondagem exploratória que tinha como objetivo encontrar novos corpos satélites mineralizados nas estruturas já conhecidas.

O corpo de minério Mangaba está hospedado na estrutura IV (falha de empurrão com componente oblíqua) e tem similaridade com os demais corpos auríferos hospedados nesta mesma estrutura, como os corpos Pequizão, corpo IV, corpo V, Forquilha e Limoeiro. Nos corpos estruturalmente controlados pela estrutura IV o principal estilo de mineralização é do tipo minério disseminado, embora em alguns sub-corpos do corpo Pequizão haja ocorrência de mineralização do tipo veio de quartzo, mas como ocorrências locais e restritas a alguns níveis. No corpo Mangaba a mineralização aurífera é exclusiva do tipo minério disseminado nas litologias metavulcânica ácida e filito carbonoso adjacente, associado com arsenopirita, pirrotita e subordinadamente calcopirita.

Não há trabalho robusto desenvolvido até o momento na caracterização do corpo Mangaba. O presente trabalho visa caracterizar a mineralização aurífera, as paragêneses minerais, os halos de alteração hidrotermal, definir os elementos farejadores que acompanham a mineralização aurífera do corpo Mangaba, além de avançar com na definição de parâmetros prospectivos para a região. Este trabalho, além disso, objetiva melhorar o entendimento sobre a litologia metavulcânica ácida, que é a hospedeira preferencial do corpo aurífero Mangaba, além da compreensão espacial dos halos de alteração hidrotermal, descontinuidades e variações no teor de ouro ao longo do *strike* do corpo de minério.

1.3. OBJETIVOS E METAS

Este trabalho tem como objetivo principal posicionar o Corpo Mangaba dentro do contexto geológico (estratigráfico e estrutural) do Distrito Aurífero de Crixás e caracteriza-lo sob o ponto de vista de zonalidades hidrotermais que envolvem o corpo de minério, principalmente quanto à paragêneses de minério e de ganga e os controles da distribuição do ouro, em especial quando associado a fases com sulfetos. Isso contribuirá com o avanço no conhecimento da evolução geológica do distrito e da metalogenia da área, a partir de integração com trabalhos já existentes em corpos de minério hospedados nas estruturas que os controlam: Estrutura Palmeiras, corpo Palmeiras – Almeida, (2006); Estrutura IV, corpo Pequizão – Sobiesiak, (2011); Estrutura III, corpo Ingá – Castoldi, (2015).

Entre os objetivos específicos, destacam-se:

- Identificar a relação da mineralização com as rochas hospedeiras;
- Definir a paragênese de alteração e os halos hidrotermais;
- Caracterizar a mineralogia de minério, os estilos de mineralização e suas diferentes fases;
- Realizar análises multielementares em rocha total a fim de mapear os elementos traços que demarcam a assinatura geoquímica da mineralização aurífera no Corpo Mangaba;
- Contribuir para o avanço dos parâmetros prospectivos para trabalhos futuros.

1.4. PREMISSAS E HIPÓTESES

Com base no desenvolvimento do 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 ouro orogênico é atribuído ao *Greenstone Belt* de Crixás, com a mineralização epigenética sin a tardi tectônica;

(III) O depósito é estruturalmente controlado por falhas de empurrão com componente oblíqua, e o corpo de minério Mangaba é controlado pela estrutura IV;

(IV) Os diferentes corpos de minério hospedados nas diferentes estruturas, estão relacionados com halos de alteração hidrotermal;

(V) A mineralização dos corpos auríferos do *Greenstone Belt* de Crixás ocorrem de três formas distintas: sulfeto maciço, minério disseminado e veio de quartzo.

A partir das premissas estabelecidas e do levantamento dos dados de campo, bem como dados de laboratório foram estabelecidas as seguintes hipóteses de trabalho. O corpo aurífero Mangaba é controlado pela Estrutura IV, a mineralização é do tipo minério disseminado associado a arsenopirita e pirrotita. A mineralização aurífera está relacionada a halos de alteração hidrotermal, com os teores de ouro do corpo Mangaba diretamente ligados a estes halos.

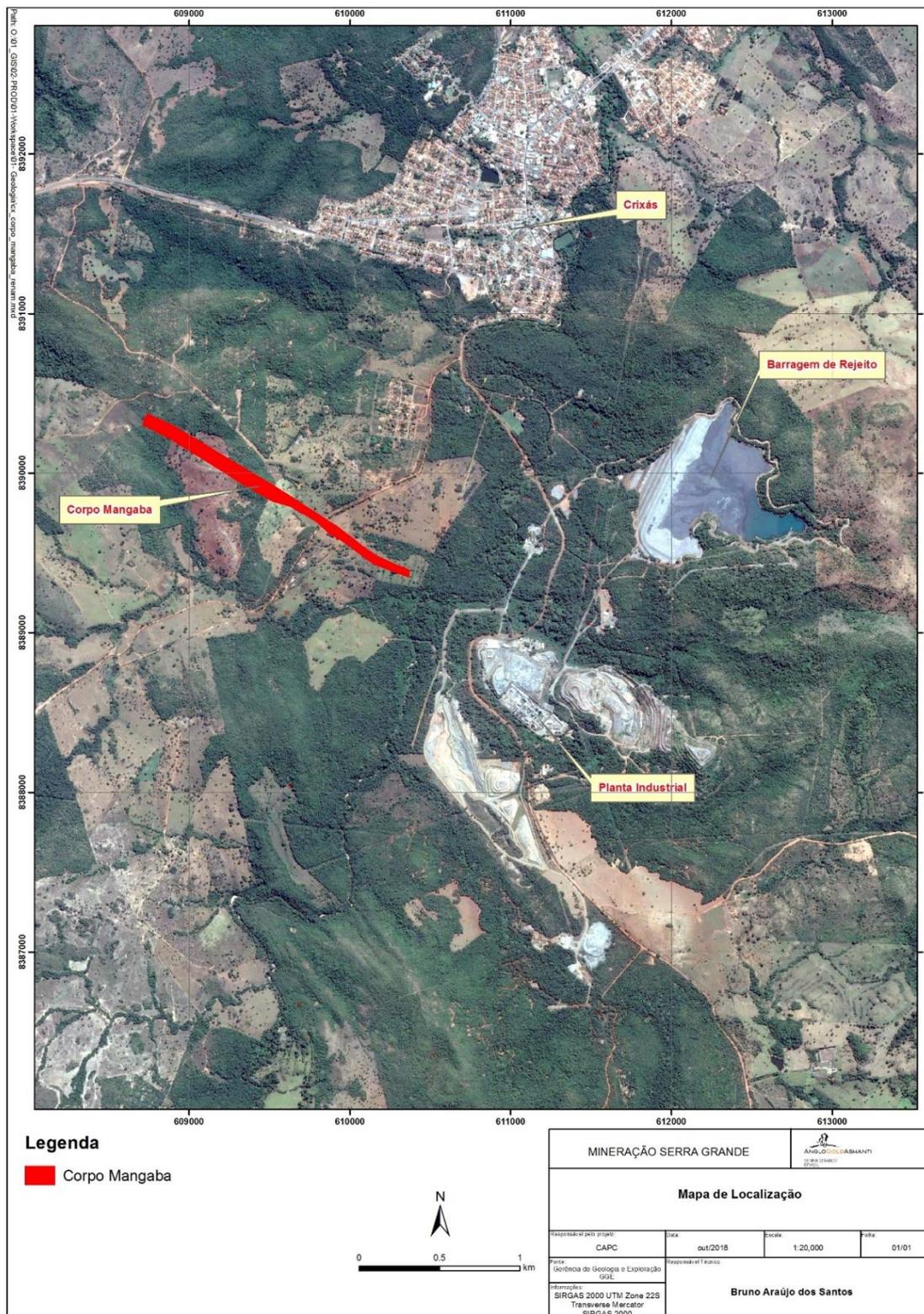
2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O *Greenstone Belt* de Crixás, está localizado na área rural da cidade de Crixás, noroeste do estado de Goiás (o acesso à região pode ser feito através de Brasília (380 km de distância) ou Goiânia (338 km de distância). A área onde está localizado o corpo aurífero Mangaba é propriedade da empresa AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande (Figura 2).

Figura 1: Localização do município de Crixás.



Figura 2: Projeção em superfície do corpo aurífero Mangaba nas dependências da empresa AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande.



3. ESTADO DA ARTE

Este capítulo corresponde a etapa de levantamento bibliográfico dentro do planejamento do trabalho. Esta etapa em partes foi realizada nas dependências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul com acesso ao banco de artigos científicos do grupo de pesquisa e também com acesso ao portal de periódicos da CAPES, GeoScienceWorld e Economic Geology. O levantamento bibliográfico também foi realizado em parte nas dependências da empresa AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande, com acesso ao acervo bibliográfico de consultores da empresa.

3.1. GEOLOGIA REGIONAL

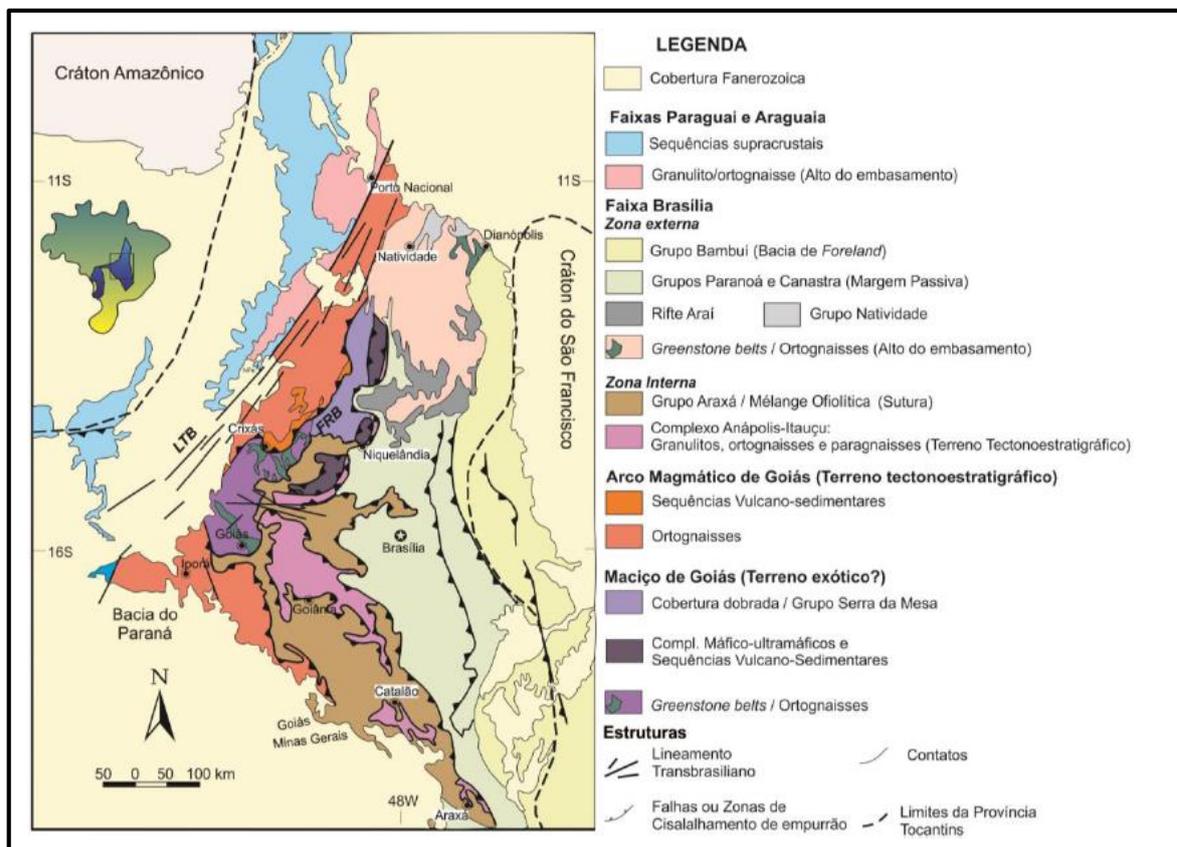
Este capítulo objetiva apresentar o contexto geológico, estratigráfico e geotectônico no qual está inserido o *Greenstone Belt* de Crixás e consecutivamente o corpo aurífero Mangaba. Do domínio mais amplo regional aos subdomínios esse capítulo seguirá a seguinte ordem de apresentação: Província Tocantins, Faixa Brasília, Maciço de Goiás, Terrenos granito-*greenstone*, *greenstone belts* de Goiás.

3.1.1. Província Tocantins

Definida por Almeida e colaboradores em 1977, a Província Tocantins está situada entre os Crátons São Francisco e Amazônico e limitada a norte e a sul pelas bacias Parnaíba e Paraná, respectivamente (Figura 3). A província Tocantins representa uma extensa área orogênica neoproterozóica, resultante da convergência dos Crátons Amazônico e São Francisco durante a orogenia Brasileira. A Província Tocantins compreende três faixas móveis: Faixas Araguaia e Paraguai foram formadas nas margens leste e sudeste do Cráton Amazônico, e a Faixa Brasília que ocupa as margens oeste e sul do Cráton São Francisco (SANTOS *et al.*, 2014). A região oriental da província Tocantins é subdividida de leste para oeste em: Zona Cratônica, Faixa Brasília (Faixa Interna e Faixa Externa), Maciço de Goiás e Arco

Magmático do Oeste de Goiás (FUCK et al., 1993; FUCK, 1994). A área de estudo está localizada no Maciço de Goiás, inserido no domínio da Faixa Brasília.

Figura 3: Compartimentações tectonoestratigráficas da Província Tocantins. LTB = lineamento Transbrasiliano, FRB = Falha Rio dos bois.

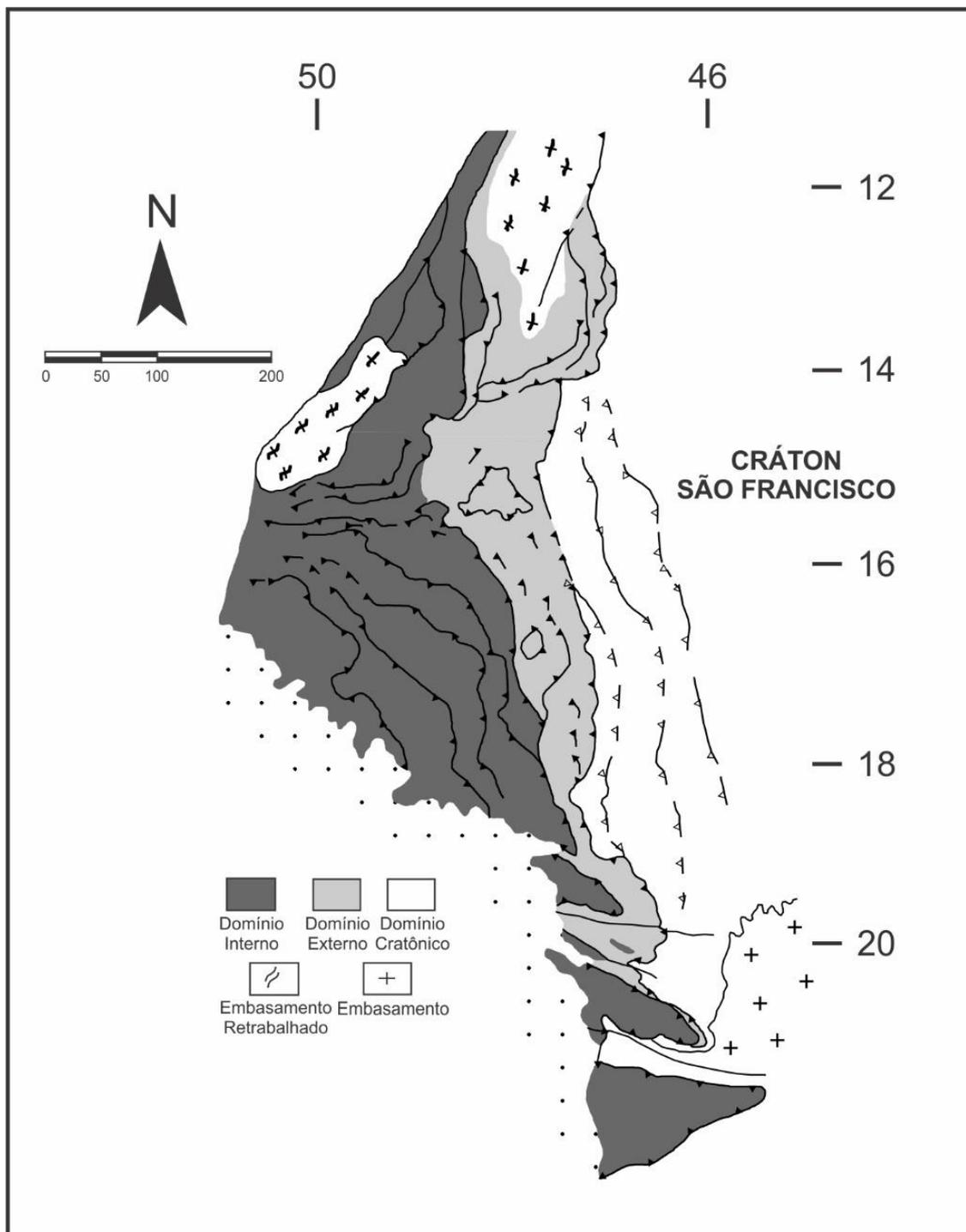


Extraído de Santos *et al.*, (2014) e modificado de Fuck *et al.*, (1994).

3.1.2. Faixa Brasília

A Faixa Brasília (SANTOS *et al.*, 2014) compreende um cinturão de dobramentos de idade neoproterozóica, possui aproximadamente 1200 Km de comprimento por 300 km de largura. A porção meridional é o resultado da interação entre os Crátons do São Francisco e Paranapanema. A porção setentrional, por outro lado, registra a interação entre os Crátons do São Francisco e Amazônico. Neste processo orogênico, houve ainda o envolvimento de outras unidades tectônicas, como o Maciço de Goiás, arcos magmáticos neoproterozóicos e sequências sedimentares meso-neoproterozóicas. A Faixa Brasília foi subdividida em unidades estruturais, segundo Fuck *et al.*, (1994), de leste pra oeste: cratônica, externa e interna (Figura 4). A unidade estrutural do Cráton São Francisco é formada pelo Grupo Bambuí e pelo Grupo Vazante que constituem unidades com sedimentos argilo-carbonáticos suavemente dobradas a sub-horizontais sobrepostos por extensas coberturas neoproterozóicas. A unidade externa da Faixa Brasília é composta por unidades metassedimentares do mesoproterozóico (Grupos Araí e Natividade, Grupos Paranoá e Canastra, conforme Dardenne, (1981, 2000), assim como altos do embasamento compostos por *greenstone belts* e ortognaisses de idade arqueano-paleoproterozóico. A unidade interna da Faixa Brasília, segundo Barbosa 1955, é composta pelo Grupo Araxá (gnaisses, micaxistos, quartzitos e xistos verdes) e pelo Grupo Serra da Mesa (xistos com granada, estaurolita, cianita e intercalações de quartzitos e mármore), segundo Marini *et al.*, (1981). Há também ocorrência de porções do embasamento fortemente afetadas envolvida na tectônica do ciclo Brasileiro (Maciço de Goiás, com remanescentes de *greenstone belts*) (PIMENTEL *et al.*, 2000).

Figura 4: Mapa estrutural simplificado da Faixa Brasília com indicação dos domínios cratônico, externo e interno.

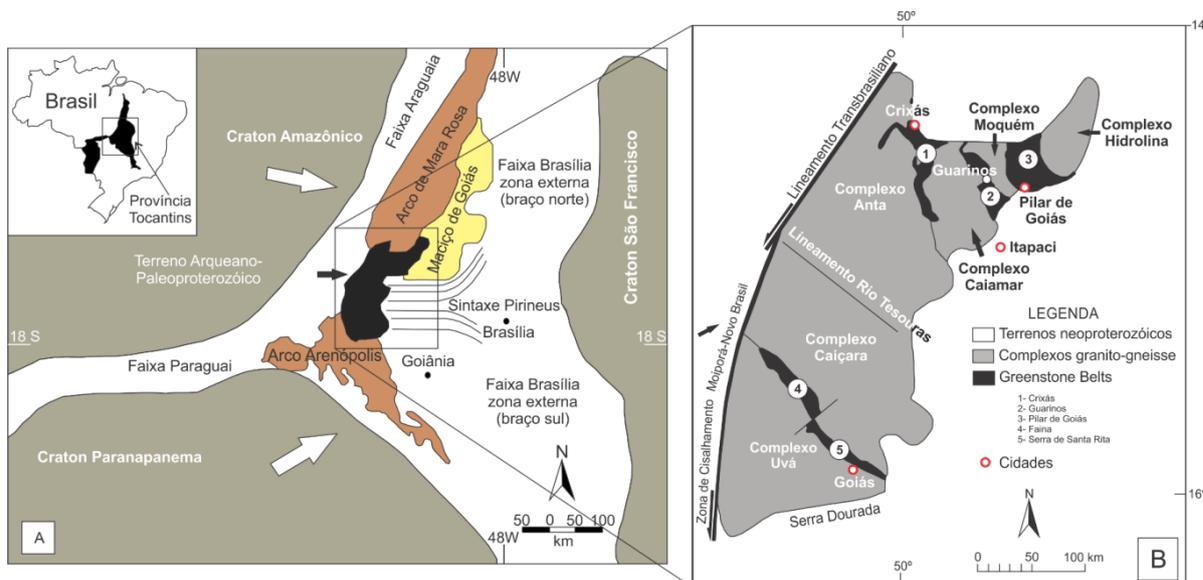


Modificado de Uhlein *et al.*, (2013) e modificado de Schobbenhaus *et al.*, (1984) e Bizzi *et al.*, (2004).

3.1.3. Maciço de Goiás

Estendendo-se por 600 km na direção SW-NE no Brasil central, o maciço de Goiás é um provável microcontinente, com domínio de rochas cujas idades variam entre 3,0 e 0,8 Ga. É limitado a leste pela margem passiva distal do Cráton São Francisco – Congo e a oeste pelo arco magmático de Goiás (Figura 5). A porção sudoeste do maciço de Goiás é um terreno de granito-*greenstone* composto de complexos gnáissicos TTG de idade neoarqueana em forma de cúpula (QUEIROZ et al., 2000), separados por *greenstone belts* arqueano-paleoproterozóico em forma de quilha. Os *greenstone belts* (Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás, Faina e Serra de Santa Rita) tem uma orientação preferencial NW.

Figura 5: a) Localização do terreno arqueano-paleoproterozóico no Maciço de Goiás.



Extraído de Castoldi, (2015) e modificado de PIMENTEL et al., (2000).

Este núcleo arqueano foi fortemente retrabalhado e sofreu anatexia no paleoproterozóico (Transamazonico, 2,2 - 2,0 Ga) (JOST et al., 2005), e no neoproterozóico (Brasiliano, 0,63 Ga) (PIMENTEL et al., 2003). A nordeste desse terreno granito-*greenstone* arqueano, três grandes complexos máficos-ultramáficos diferenciados se estendem por 300 km na direção NNE, sob a forma de lentes

tectônicas, e são os complexos de Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava. Estes complexos máficos-ultramáficos com suas respectivas sequências vulcano-sedimentares, foram submetidos a metamorfismo e atingiram a fácies anfíbolito a granulito, com condições de P-T aumentando de oeste para leste (PIMENTEL, 2016). Datações em zircão (U – Pb TIMS) realizadas por Laux *et al.*, (2006) em amostras do Complexo Cana Brava indicam cristalização a 0.78 Ga, rapidamente seguida de metamorfismo. Os complexos máfico-ultramáficos são tectonicamente cobertos por sequências vulcano-sedimentares (Complexo Juscelândia, Complexo Palmeirópolis e Complexo Indaiatuba), metamorfisados na fácies anfíbolito (MORAES *et al.*, 2006).

3.1.4. Terreno granito-greenstone

Os principais componentes do Terreno granito-greenstone de Goiás compreendem ortognaisses, *greenstone belts* e intrusões menores eventualmente mais jovens (JOST, 2010). Os ortognaisses da porção norte estão reunidos em quatro complexos que, de oeste para leste, compreendem Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina e, no sul, de norte a sul, os complexos Caiçara e Uvá. Os complexos diferem quanto ao arranjo estrutural, associações litológicas e idade. Dados geocronológicos U-Pb em zircão permitem reuni-los em dois estágios de granitogênese (JOST 2010). Nos complexos de norte o grupo dominante consiste de protólitos batolíticos de tonalito, granodiorito e granito e ocorrem nos complexos Hidrolina, Caiamar e na parte leste do Complexo Anta. Queiroz *et al.*, (2008) descrevem que estes possuem assinatura de Nd juvenil e zircão magmático de idade U-Pb SHRIMP de 2845 a 2785 Ma. Segundo Jost, (2010) o segundo estágio está representado no Complexo Moquém e compreende corpos tabulares foliados de granodiorito e granito de idade entre 2711 e 2707 Ma. A partir das assinaturas de isótopos de Nd e cristais herdados de zircão do ciclo anterior, os autores interpretam que os protólitos deste estágio são de derivação crustal. Para o Complexo Caiçara, situado logo a sul, Pimentel *et al.*, (2003) reportam idades-modelo Sm/Nd entre 3042 e 2868 Ma. No Complexo Uvá, no extremo meridional do Terreno, Jost *et al.*, (2005) descrevem dois grupos de gnaisses. O primeiro grupo dominante compreende protólitos batolíticos de gnaisses polideformados tonalíticos e granodioríticos e de um *stock* de diorito. Estes estão

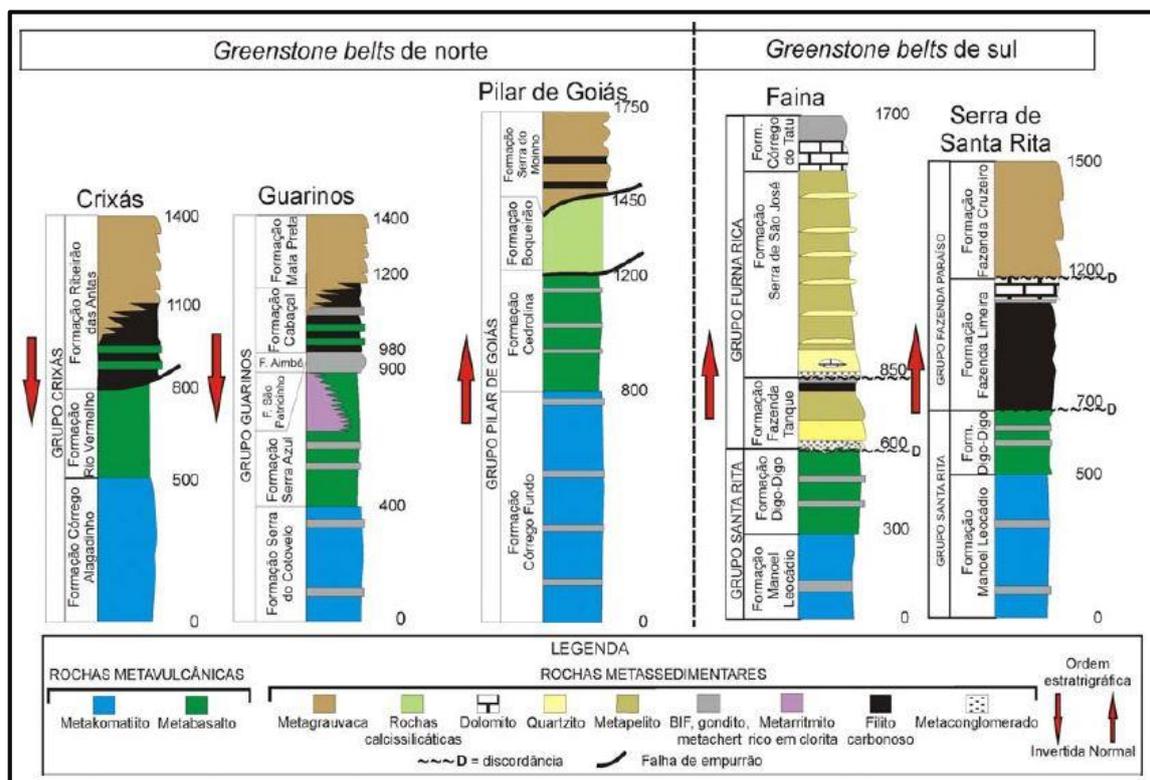
marginados pelo segundo grupo que é composto por corpos menores, tabulares e foliados a isotropos de tonalito e monzogranito.

3.1.5. *greenstone belts* de Goiás

Os cinco *greenstone belts* são alóctones e ocorrem em cinco faixas estreitas e alongadas de 6 a 15 km de largura e de 40 a 50 km de comprimento, os contornos são lineares, interdigitados ou curvos. As faixas de Faina e Serra de Santa Rita, extremo sul, estão justapostas por falha direcional NNE, têm orientação NW-SW, e juntas totalizam cerca de 150 km de comprimento, com 6 km de largura média (Figura 6). As faixas de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás, no extremo norte, têm orientação geral N-S, estão separadas por gnaisses. As seções basais destas faixas estão constituídas por metakomatiitos e metabasaltos e as superiores por rochas metassedimentares geradas em ambientes contrastantes, organizadas em unidades formais tectono-estratigráficas, em geral separadas por transporte tectônico. Metakomatiitos e metabasaltos estão organizados em unidades de fluxo compostas por vários derrames separados por BIF's que denotam períodos de aquiescência no vulcanismo Jost & Oliveira (1991). Os komatiitos estão, em geral, transformados em xistos com proporções variadas de talco, actinolita, serpentina e clorita ao passo que os basaltos em anfibólio xistos da fácies xisto verde a anfibolito inferior Jost & Oliveira, (1991). Estruturas e texturas vulcânicas primárias são raras mas podem ser encontradas. O principal aspecto dos *greenstone belts* é o contraste na sucessão estratigráfica, significado ambiental e potencial mineral das seções sedimentares superiores, como descrito por Jost & Oliveira (1991) em Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás, e por Resende *et al.*, (1999) em Faina e Serra de Santa Rita. Em Crixás o pacote sedimentar em sua porção basal é de filitos carbonosos em contato gradacional para metagrauvacas rítmicas para o topo, em típica sucessão granocrecente. Em Guarinos, a seção inicia com uma formação ferrífera que dá lugar a filitos carbonosos com intercalações de magnetita-clorita xistos e um horizonte estratigráfico definido pela ocorrência de lentes de BIF's, metachert e barita maciça. Para o topo, os filitos carbonosos se alternam com metagruvacas. A porção sul desta faixa, segundo aqueles autores, está parcialmente obliterada por uma *nappe* com metaconglomerados basais, quartzitos, metapelitos, dolomitos e formação ferrífera do

tipo Lago Superior, semelhante à de Faina, e que se estende para oeste sobre gnaisses do Complexo Cairar.

Figura 6: Estratigrafia dos greenstone belts de Goiás.



Extraído de Jost & Oliveira, (1991) e Resende *et al.*, (1999).

Em Pilar de Goiás, segundo Jost & Oliveira (1991), a seção sedimentar é uma *nappe* sobre as rochas vulcânicas, composta de metachert seguido de rochas calcissilicáticas, cavalgada por metagrauvacas. Em Faina a seção sedimentar contém dois ciclos plataformais que, da base para o topo, compreendem no primeiro ciclo metaconglomerados, com clastos de rochas vulcânicas máficas e ultramáficas, quartzitos, metapelitos com intercalações de quartzitos e o topo da sequência marcada por filitos carbonosos. A sucessão no segundo ciclo, mais espessa, é idêntica à do primeiro, exceto pela ausência de clastos de rochas vulcânicas no metaconglomerado basal, e pelo topo com dolomitos e formações ferríferas do tipo Lago Superior. Em Serra de Santa Rita, também com dois ciclos sedimentares, o basal consiste de filitos carbonosos sotopostos a intervalo com metachert, formação ferrífera e dolomito, sotopostos ao ciclo superior com turbiditos. Jost & Oliveira (1991). Queiroz

(2000) criou um quadro comparativo (Tabela I) da estratigrafia dos cinco *greenstone belts* de Goiás.

Tabela I: Quadro comparativo da estratigrafia dos greenstone belts de Goiás.

<i>Greenstone belts</i>	LITOTIPOS			
	Vulcânicas Ultramáficas	Vulcânicas Máficas	Vulcânicas Félsicas	Sedimentares
<i>Greenstone belt</i> de Crixás	Formação Córrego Alagadinho	Formação Rio Vermelho		Formação Ribeirão das Antas
<i>Greenstone belt</i> de Guarinos	Formação Serra do Cotovelo	Formação		Formações
<i>Greenstone belt</i> de Pilar de Goiás	Formação Córrego Fundo	Formação Credolina		Formações Boqueirão e Serra do Moinho
<i>Greenstone belt</i> de Serra de Santa Rita	Formação Manoel Leocádio	Formação Digo-Digo (MI)	Membro Superior (MS)	Formações Fazenda Limeira e Fazenda Cruzeiro
<i>Greenstone belt</i> de Faina	Formação Manoel Leocádio	Formação Digo-Digo (MI)		Formações Fazenda Tanque, Serra São José e Córrego Tatu

Modificado de Queiroz (2000).

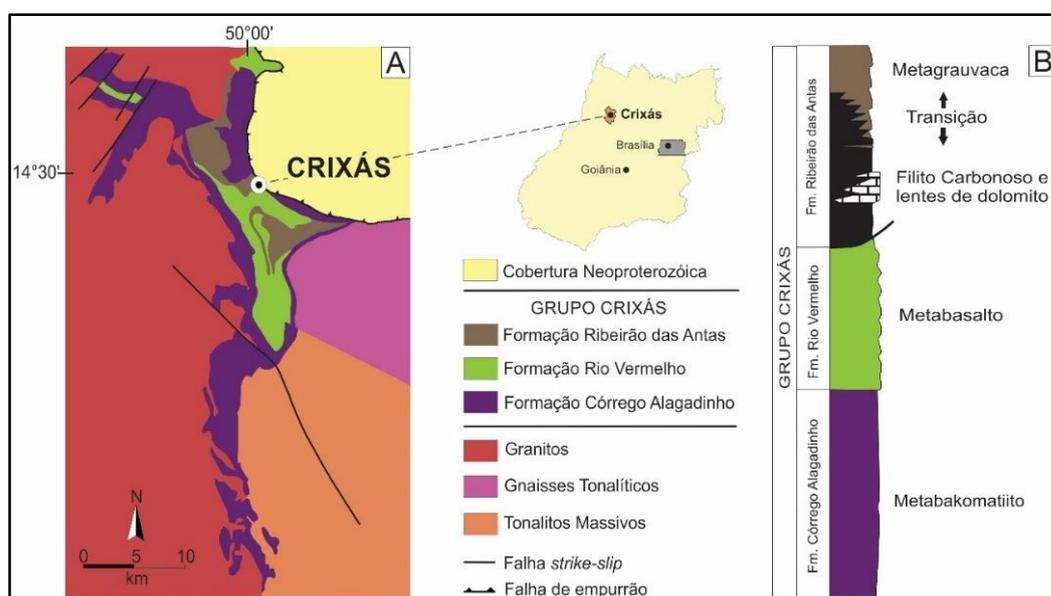
3.2. GEOLOGIA LOCAL

Este capítulo tem como objetivo apresentar as principais características dos *Greenstone Belt* de Crixás: as formações vulcano-sedimentares que compõem a sequência supracrustal, evolução deformacional e metamorfismo da bacia, modelo metalogenético e as mineralizações auríferas para o *Greenstone Belt* de Crixás.

3.2.1. *Greenstone Belt* de Crixás

O *Greenstone Belt* de Crixás está constituído por uma sequência metavulcano-sedimentar metamorfizada na fácies xisto verde a anfíbolito inferior, denominada de Grupo Crixás (JOST & OLIVEIRA, 1991). As rochas do Grupo Crixás estão alongadas segundo a direção NNW-SSE (Figura 7), limitadas a sul e ao leste pelas rochas do Complexo Caiamar, a oeste pelo Complexo Anta e a norte pelas rochas da Sequência Mina Inglesa e metassedimentos do neoproterozoico da Sequência Santa Terezinha (JOST *et al.*, 2001).

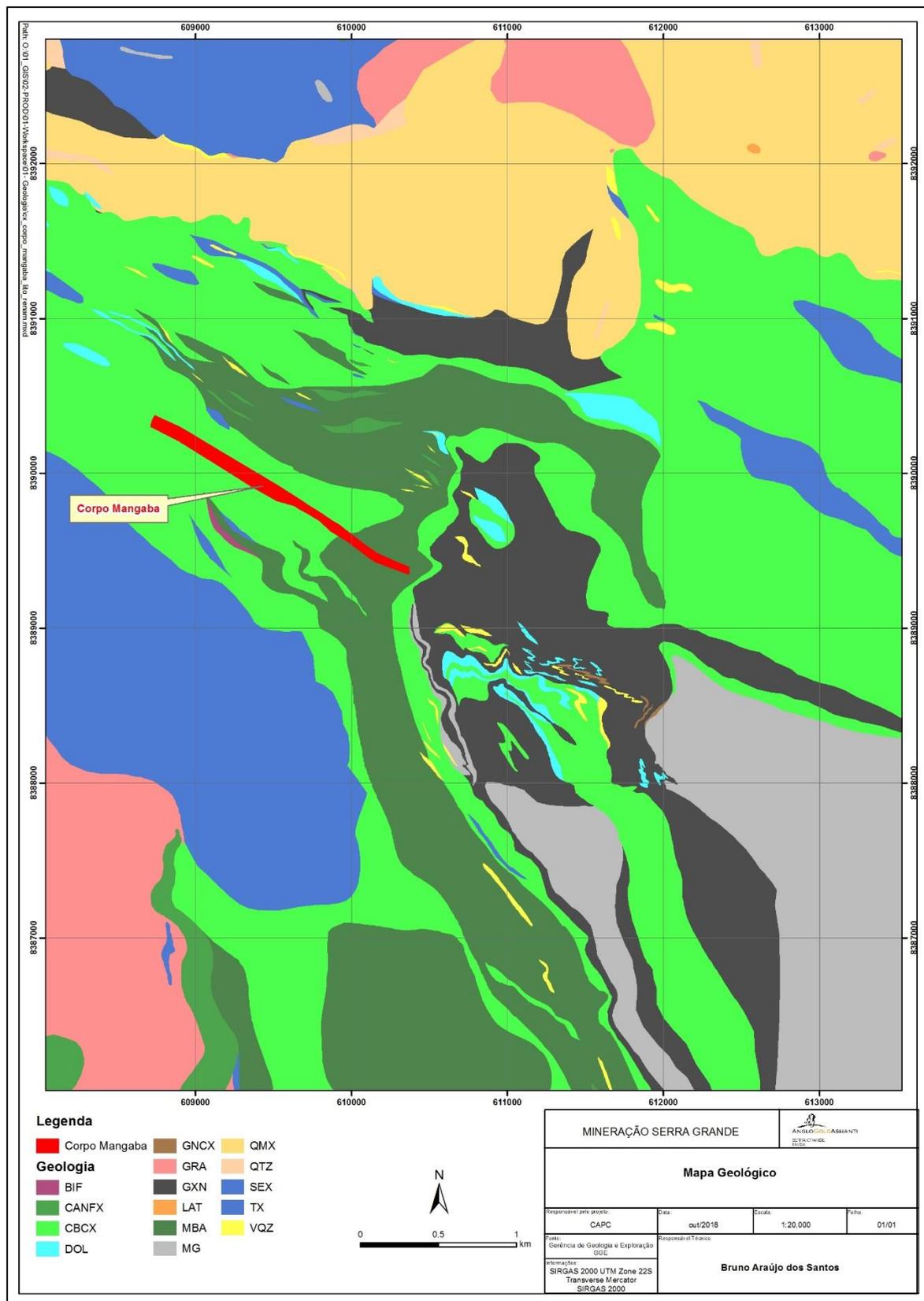
Figura 7: Mapa geológico e coluna estratigráfica simplificados do *Greenstone Belt* de Crixás.



Extraído de Castoldi (2015) e modificado de Jost & Fortes (2001) e Jost *et al.*, (2010).

Sabóia (1979) caracterizou as rochas do *Greenstone Belt* de Crixás da base para o topo como formações Córrego Alagadinho, Rio Vermelho e Ribeirão das Antas, posteriormente reunidas no Grupo Crixás por Jost & Oliveira (1991).

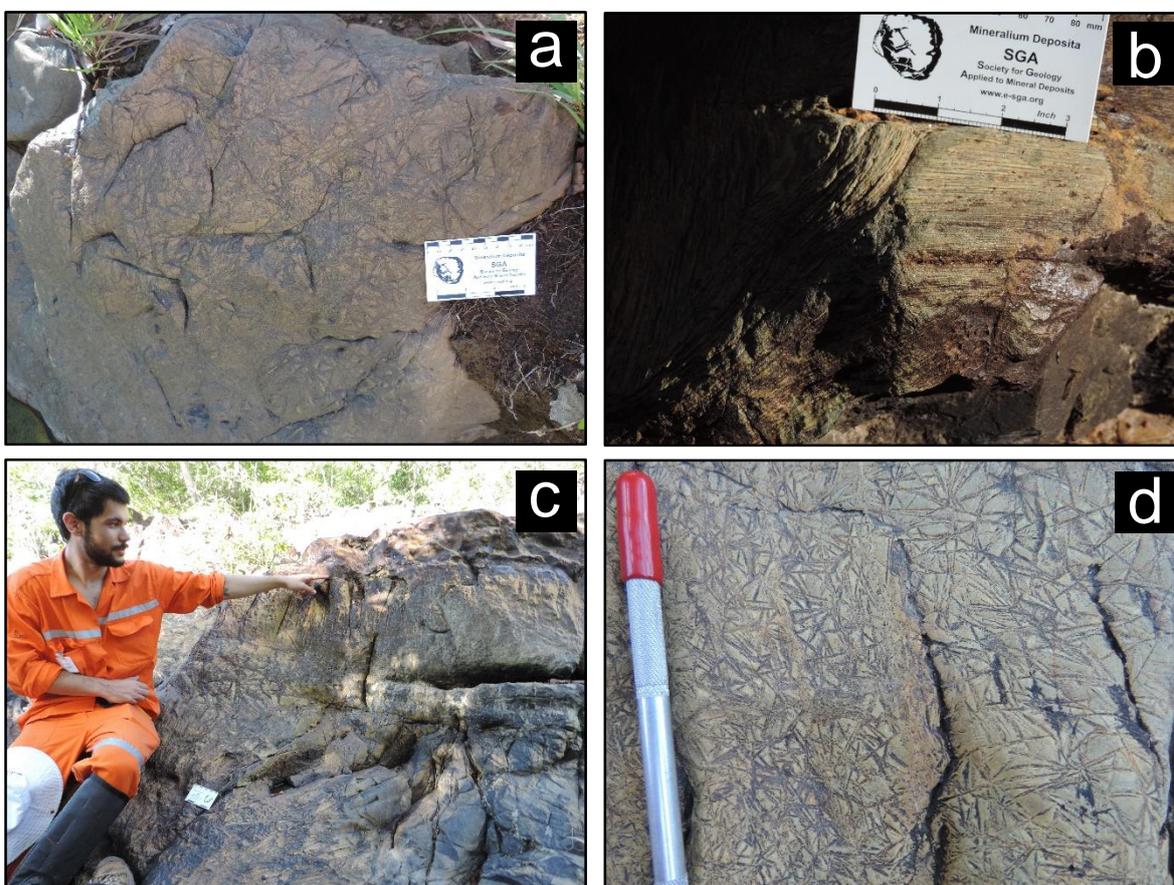
Figura 8: Mapa geológico de Crixás com a projeção do corpo aurífero Mangaba em superfície. Legenda: BIF= formação ferrífera bandada, CANFX= anfibólio xisto, CBCX= carbonato-clorita xisto, DOL= mármore dolomítico, GNCX= quartzo-clorita-sericita-granada xisto, GRA= granito, GXN= grafita xisto, LAT= laterito, MBA= metabasalto, MG= metagrauvaca, QMX= quartzo-mica xisto, QTZ= quartzito, SEX= sericita-clorita xisto, TX= talco xisto, VQZ= veio de quartzo indiferenciado.



3.2.1.1. Formação Córrego Alagadinho

A Formação Córrego Alagadinho, segundo Sabóia (1979), possui espessura mínima de 400 m e máxima de 900 m e é composta por rochas ultramáficas, metakomatiitos, com raras feições vulcânicas reliquiárias preservadas do tipo *spinifex*, disjunções poliedrais, cumulados de olivina e brechas de fluxo (Figura 9). Estas rochas têm composição peridotítica, piroxenítica ou dunítica e sofreram serpentinização total ou parcial e estão metamorfisadas, transformadas em sua maior parte em xistos magnesianos que podem ser maciços ou apresentar foliação metamórfica.

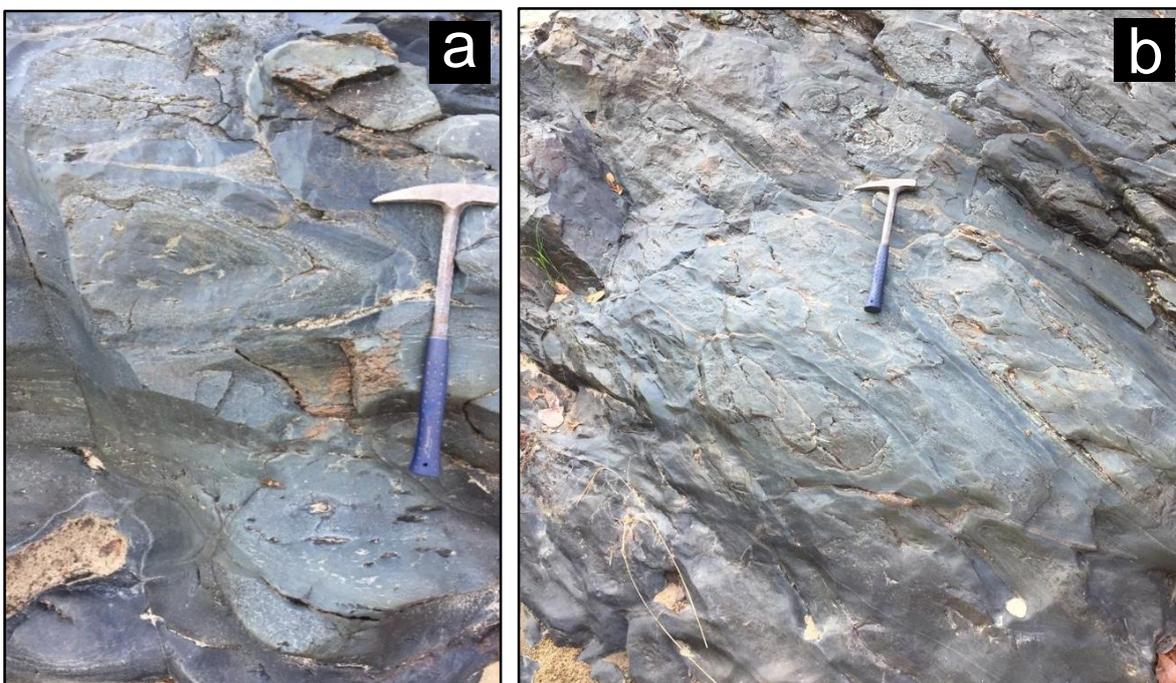
Figura 9: Derrames de komatiito pertencentes à seção tipo da Formação Córrego Alagadinho. a) Disjunções poliedrais. b) Textura *spinifex*. c) Contato entre dois pulsos de derrame komatiítico. d) Textura *spinifex*.



3.2.1.2. Formação Rio Vermelho

A Formação Rio Vermelho (SABÓIA, 1979) possui espessura média de 300 metros, é composta predominantemente por metabasaltos toleíticos, anfibolito xisto, carbonato-clorita xisto, clorita xisto e sericita-clorita xisto. Estas rochas em porções restritas do *greenstone belt* apresentam feições primárias do tipo pillow-lava, vesículas e amígdalas preservadas (Figura 10).

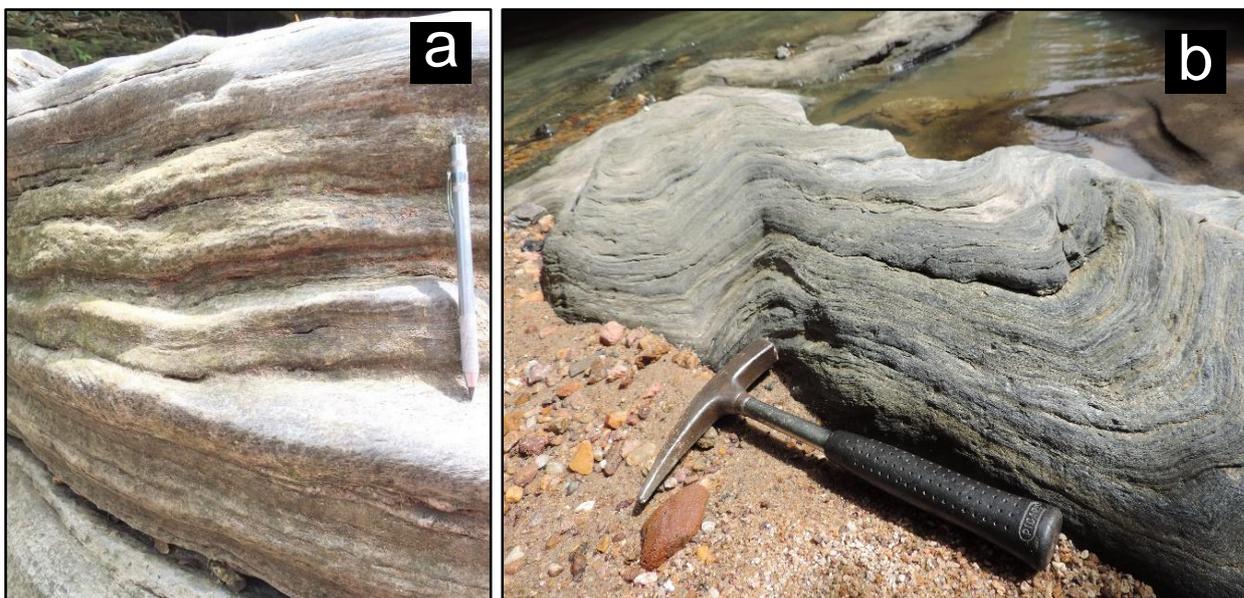
Figura 10: Derrames basálticos almofadados pertencentes à seção tipo da Formação Rio Vermelho. a) *pillow* em corte longitudinal. b) *Pillows* deformadas.



3.2.1.2. Formação Ribeirão das Antas

A Formação Ribeirão das Antas (SABÓIA, 1979) tem espessura de até 700 metros, é composta por rochas metassedimentares de origem pelítica, psamítica e química. As litologias que integram essa formação são, filitos carbonosos intercalados com lentes de mármore dolomítico em contato lateral interdigitado com metagrauvas turbidíticas que passam a dominar no topo em uma típica sequência granocrescente ascendente (JOST & OLIVEIRA 1991, JOST *et al.*, 2009) (Figura 11). A Formação Ribeirão das Antas foi agrupada em três membros por Theodoro (1995): Membro Vulcano-sedimentar, Membro Carbonático e Membro Siliciclástico. O membro Vulcano-sedimentar é composto por filitos carbonosos e lentes de vulcanoclásticas intermediárias finas. O membro Carbonático é composto por mármore dolomíticos maciços, impuros com texturas laminadas ou brechadas. O membro Siliciclástico é composto por metarenitos, metasiltitos e metagrauvas.

Figura 11: Metagrauvas pertencentes à seção tipo da Formação Ribeirão das Antas. a) Metagrauva com acamamento preservado. b) Metagrauva com intercalação de material carbonoso.



3.2.2. Entendimento Atual da Evolução Deformacional do *Greenstone Belt* de Crixás

A instalação do GB de Crixás se inicia com derrames komatiíticos sobrepostos por derrames toleíticos, os quais segundo Fortes *et al.*, (2003) possuem idades Sm-Nd de 3,00 +/- 0,07 Ga. Estes derrames permitem, provavelmente, a formação de uma bacia flexural devido à sobrecarga exercida pelos derrames de basalto toleítico sobre os komatiitos e possibilita a formação de uma flexão, gerando uma bacia rasa com deposição de sedimentos pelítico-psamíticos e químicos (pelitos carbonosos). Sobrepondo aos pelitos carbonosos ocorre a deposição de grauvacas líticas, que apresentam contato gradacional com os pelitos e, em vários pontos, interdigitações com pelitos carbonosos. Esta deposição indica um aumento na carga sedimentar. A sequência estratigráfica apresenta komatiitos na base, sobrepostos por basaltos toleíticos, recobertos por pelitos carbonosos e com grauvacas encerrando a sequência. Durante a deposição dos sedimentos ocorre simultaneamente um evento distensivo que permite um aporte maior de sedimentos grosseiros com consequente espessamento da camada de grauvacas. Esta distensão permitiria ainda um adelgaçamento nos derrames de komatiitos e basaltos toleíticos. O aumento da carga sedimentar permite a geração de grauvacas líticas com a presença de seixos de pelitos carbonosos no seu interior, com a geração de conglomerados. Estes conglomerados apresentam seixos de pelito carbonoso bastante angulosos, indicando um pequeno transporte do mesmo. A existência destes pode ser explicada pela geração das falhas normais ou por uma regressão marinha. Estes falhamentos normais possivelmente foram reativados durante os eventos compressivos posteriores e que serão abordados a seguir.

3.2.2.1. Evento D1

Durante o primeiro evento compressivo com registros no *Greenstone Belt* de Crixás que é representado por falhamentos dúcteis-rúpteis com deformação associada a cavalgamentos. Neste período ocorre o principal pulso de alteração hidrotermal que permite a entrada do ouro no sistema. Segundo Massucato (2004) este evento hidrotermal é contemporâneo à deformação causada pelo cavalgamento

que tem suas feições estruturais em boa parte obliteradas pela alteração hidrotermal. As principais estruturas mineralizadas estão associadas a estes cavalgamentos que possuem um caráter dúctil-rúptil. O *emplacement* de veios de quartzo (como na Estrutura III – Zona Inferior) se dá por fraturamento hidráulico. A tectônica envolvida na geração do evento 1 é uma tectônica do tipo *thin skinned*, sem envolvimento do embasamento.

3.2.2.2. Evento D2

O segundo evento compressivo está relacionado a uma compressão registrada pelo cavalgamento da Sequência Santa Teresinha sobre o GB de Crixás. Segundo Massucato (2004) este cavalgamento permite a formação de dobramentos com posição atual indicando vergência para sudoeste, que tende a diminuir a sua amplitude em direção à porção sul – sudoeste do GB. A maior expressão destes desses dobramentos ocorre em metapelitos carbonosos e metagrauvas devido à diferença de reologia entre estes e os basaltos. Os dobramentos observáveis em metabasaltos são relacionados ao evento D2 e se devem ao fato dos mesmos já se encontrarem hidrotermalizados, conseqüentemente com uma reologia diferente. Esta fase de dobramento é responsável pela geração de clivagem plano axial com mergulho com posição espacial atual para oeste 15/306. Esta clivagem plano axial é desenvolvida por dissolução por pressão, apresentando a sua maior expressão em metapelitos carbonosos, metagrauvas e metabasaltos hidrotermalizados. Estes dobramentos foram responsáveis por remobilização parcial de ouro, o que gerou concentração secundária paralela aos eixos dessa fase de dobramento com atitude espacial 296/19. Associadas a estes dobramentos ocorrem falhas reversas com direção aproximada E-W e mergulhos para norte. Estes falhamentos estão associados a zonas de cisalhamento de expressão local, de ordem milimétrica a centimétrica, que permitem uma pequena remobilização de ouro, com precipitação em zonas associadas à estas falhas (Figura 12).

3.2.3. Metamorfismo no *Greenstone Belt* de Crixás

O metamorfismo no *Greenstone Belt* de Crixás é de carácter heterogêneo, variando desde fácies xisto verde superior até fácies anfibolito inferior, também é observado pequenas ocorrências de *pods* de não deformação onde ainda estão preservadas texturas primárias como *spinifex* e *pillow-lavas* sem evidências de deformação. Quatro tipos de metamorfismo foram identificados no *Greenstone Belt* de Crixás: regional, estático, termal e dinâmico. (QUEIROZ, 2000; KUYUMIJAN, 1981; FORTES, 1996).

O metamorfismo regional tem ação sobre todo o pacote vulcano-sedimentar, com maior intensidade para a porção basal, representado pela fácies anfibolito no pacote de basaltos da formação Rio Vermelho mais da base, enquanto que os basaltos sobrepostos tem grau metamórfico xisto verde, assim como os metapelitos da formação Ribeirão das Antas.

O metamorfismo estático é evidenciado nas rochas vulcânicas da base, metakomatiitos da formação Córrego Alagadinho e Basaltos toleíticos da formação Rio Vermelho, isso se dá pela hidratação dos derrames durante o vulcanismo subaquoso.

O metamorfismo termal ocorre principalmente no pacote sedimentar da formação Ribeirão das Antas quando essas rochas sedimentares estão adjacentes as intrusões granodioríticas a graníticas.

O metamorfismo dinâmico é evidenciado pela presença de milonitos recristalizados associados a zonas de cisalhamento, Fortes (1996) descreve zonas de cisalhamento com paragêneses contendo sericita, cianita, cloritóide e sulfetos, com ou sem teor aurífero associado, evidenciando alteração hidrotermal coexistente com o metamorfismo dinâmico.

3.2.4. Modelo Metalogenético e Mineralizações Auríferas

A ocorrência de sulfeto maciço da Mina III foi caracterizada como depósitos vulcanogênicos exalativos de sulfeto maciço - *volcanogenic massive sulphide* (VMS) Yamaoka e Araújo (1989). Thomsom (1987), Magalhães (1991), Fortes (1991 & 1996) e Portocarrero (1996) consideram os depósitos como formados através de um evento hidrotermal pós metamórficos (epigenético) relacionados a falhas de empurrão. Pulz (1995) descreveu os depósitos como epigenéticos controlados por falhas *strike-slip* em zonas de cisalhamento.

O modelo epigenético atribuído aos diversos corpos auríferos do Distrito Aurífero de Crixás é sustentado pelas características e similaridades com outros depósitos em terrenos arquenos-proterozoicos onde se tem grau metamórfico variando de xisto verde a anfibolito inferior, característico de um posicionamento crustal meazonal e pela presença de fluídos aquo-carbônicos com sílica e baixa salinidade (FORTES, 1991; FORTES, 1996; JOST & FORTES, 2001).

3.2.5. Depósitos Auríferos Relacionados à Estrutura IV 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: I sulfeto maciço, II veio de quartzo e III minério disseminado. As mineralizações diferem entre si em relação à dimensão, teor, reserva, rochas hospedeiras, mineralogia de minério e assembleias de alteração hidrotermal, assim como em dados de inclusões fluidas (JOST & FORTES, 2001 e JOST *et al.*, 2010). Os corpos de minério 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).

Os corpos de sulfeto maciço têm ocorrência na zona superior da Estrutura III, são compostos por arsenopirita+pirrotita±calcopirita e estão hospedados em lentes de mármore dolomítico. Há ocorrência com participação subordinada de corpos de sulfetos maciços na Estrutura Palmeiras, em pequenos horizontes associados a uma intensa zona de alteração hidrotermal dentro do pacote composto por metabasaltos. As mineralizações do tipo veio de quartzo tem ampla ocorrência nos corpos auríferos hospedados na zona inferior da Estrutura III e em locais restritos da Estrutura IV. As mineralizações do tipo minério disseminado ocorrem nas adjacências dos veios massivos de quartzo da Estrutura III, mas esse tipo de mineralização é característica da Estrutura IV, onde predomina. A Estrutura IV é caracterizada por não possuir um veio massivo de quartzo contínuo e a mineralização nessa zona acontece associada a uma intensa silicificação das rochas hospedeiras, acompanhada de sulfetos (arsenopirita>pirrotita>calcopirita) com a presença de ouro.

A característica da Estrutura IV é possuir mineralização do tipo minério disseminado, havendo pequenas ocorrências locais de veios de quartzo, sem maior continuidade e possança. 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 superiores a 1000 metros. A mineralização ocorre no filito carbonoso da Fm. Ribeirão das Antas.

4. METODOLOGIA

Neste capítulo serão abordados a sistemática abordada e os métodos analíticos utilizados para o levantamento dos dados que serão apresentados no capítulo seguinte desta monografia.

4.1. ETAPA DE PLANEJAMENTO

A etapa de planejamento foi realizada nas dependências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, durante os meses de agosto e setembro de 2017. Durante esta etapa foi definida a proposta do trabalho a ser realizada, as etapas a serem cumpridas, os métodos de campo e analíticos que seriam empregados para se alcançar os resultados esperados.

4.1.1. Levantamento bibliográfico

O levantamento bibliográfico realizada para a monografia se estendeu durante os três semestres em que este trabalho foi desenvolvido. As principais fontes de pesquisa foram a biblioteca de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, o portal de periódicos da CAPES, Elsevier, Geoscience e Economic Geology, bem como o acervo bibliográfico do Departamento de Geologia e Exploração da empresa AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande.

4.2. ETAPA DE CAMPO

A etapa de campo foi realizada em 15 dias na região de Crixás – GO, na área operada pela empresa AngloGold Ashanti - Mineração Serra Grande (Figura 13). A primeira parte da etapa de campo foi realizada com o apoio dos orientadores e geólogos da Mineração Serra Grande. Durante a primeira semana foram realizados reconhecimentos da geologia regional e local, através de trabalho de campo em afloramentos da região, *open-pit*, subsuperfície, bem como galpão de testemunhos de sondagem.

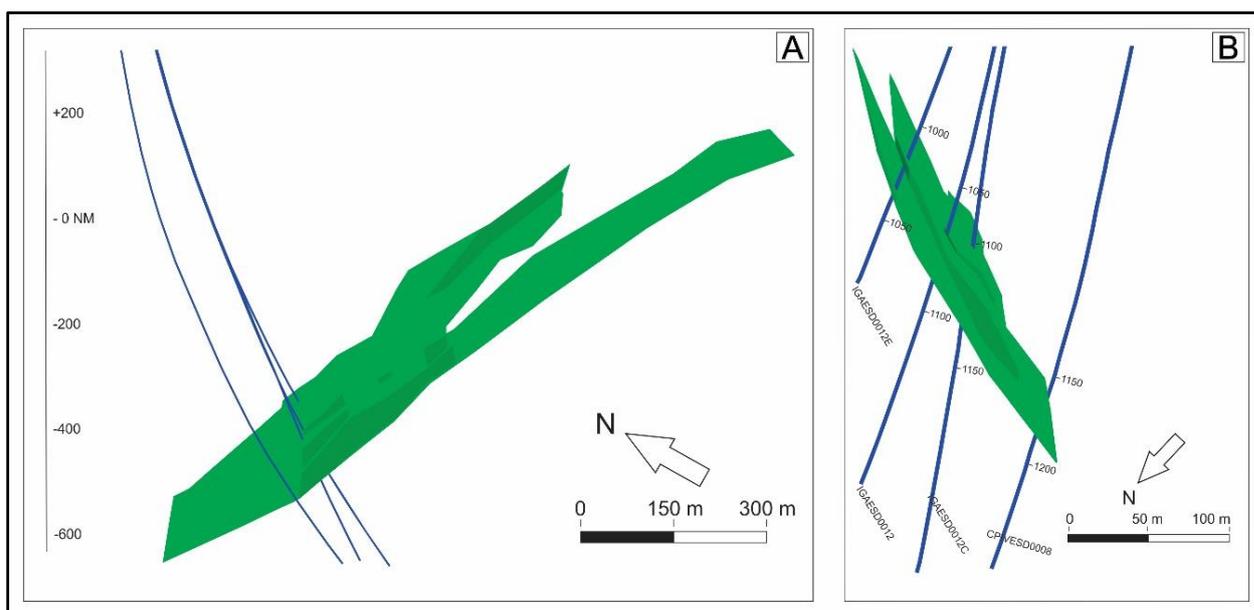
Figura 13: Etapa de campo realizada no Greentone Belt de Crixás, bem como nas dependências da AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande, Crixás – Goiás.



Após o reconhecimento da geologia local, a partir do banco de dados e *logs* de furos de sondagem que interceptam o corpo aurífero Mangaba foram selecionados 4 furos para serem trabalhados durante esta monografia. Os furos foram selecionados visando compor uma seção que intercepte em posição ortogonal ao *plunge* da

mineralização (Figura 14). Os quatro furos selecionados foram: IGAESD0012E, IGAESD0012, IGAESD0012C e CPIVESD0008. Estes furos compõe uma seção com orientação (24-204°) que intercepta o corpo Mangaba paralelo ao *strike* da mineralização.

Figura 14: A) Visada do corpo aurífero Mangaba paralela ao plunge da mineralização. B) Seção 24-204 com os furos de sondagem selecionados para o estudo.



A segunda semana da etapa de campo se consistiu em descrever e amostrar os furos selecionados para o trabalho. A descrição de detalhe envolveu cerca de 100 metros de interesse contendo a zona mineralizada em cada um dos quatro furos de sondagem, resultando em aproximadamente 400 metros descritos e amostrados. A amostragem total foi de 112 amostras relativas às porções mineralizados e zonas de alteração hidrotermal dos intervalos de interesse.

4.3. ETAPA DE LABORATÓRIO

As etapas de laboratório foram realizadas nas dependências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Esta etapa visou descrever as amostras, obter dados analíticos e integrar os resultados com o auxílio dos orientadores. A etapa de laboratório se baseou em:

- Macroscopia (lupa binocular de mesa) e microscopia ótica de luz transmitida e refletida: Caracterização petrográfica de amostras de testemunhos de sondagem, macro e microscópica, a fim de identificar a paragênese mineral (ganga e minério), alteração hidrotermal, texturas e estruturas;
- Microscopia eletrônica de varredura (MEV): Caracterização das fases minerais de minério e ganga: análises químicas semiquantitativas por espectroscopia por dispersão de energia (EDS). Identificação da forma, tamanho e ocorrência de cristais de ouro.
- Difração de Raios-X (DRX): Através do método das argilas orientadas, realizar a caracterização da assembleia de filossilicatos e argilo-minerais correlacionados aos diferentes halos de alteração hidrotermal.
- Realização de análises multielementares em rocha total a fim de mapear os elementos maiores e traços que demarcam a assinatura geoquímica da mineralização aurífera no Corpo Mangaba (laboratório externo).

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 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.

4.3.2 Microscopia ótica de luz refletida e transmitida

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 30 lâminas delgadas polidas. O microscópio utilizado é do modelo Microscópio LEICA DM LP com câmera fotográfica Leica DC300F do Laboratório de Geologia Isotópica do IGEO-UFRGS, e que possui objetivas com 2,5x, 5x, 10x, 20x e 50x de aumento.

Para a técnica de microscopia de luz transmitida a fonte de luz encontra-se na parte inferior do microscópio, enquanto que para a técnica de microscopia de luz refletida a fonte de luz encontra-se na parte superior. Ambas as técnicas podem estar presentes no mesmo equipamento. 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. Devido a luz ser incapaz de passar através desses materiais, ela deve ser direcionada para a superfície destes e retornará 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 diferentes (N-S e E-W).

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 equipado com detector EDS Bruker 133eV e catodoluminescência Chroma CL2.

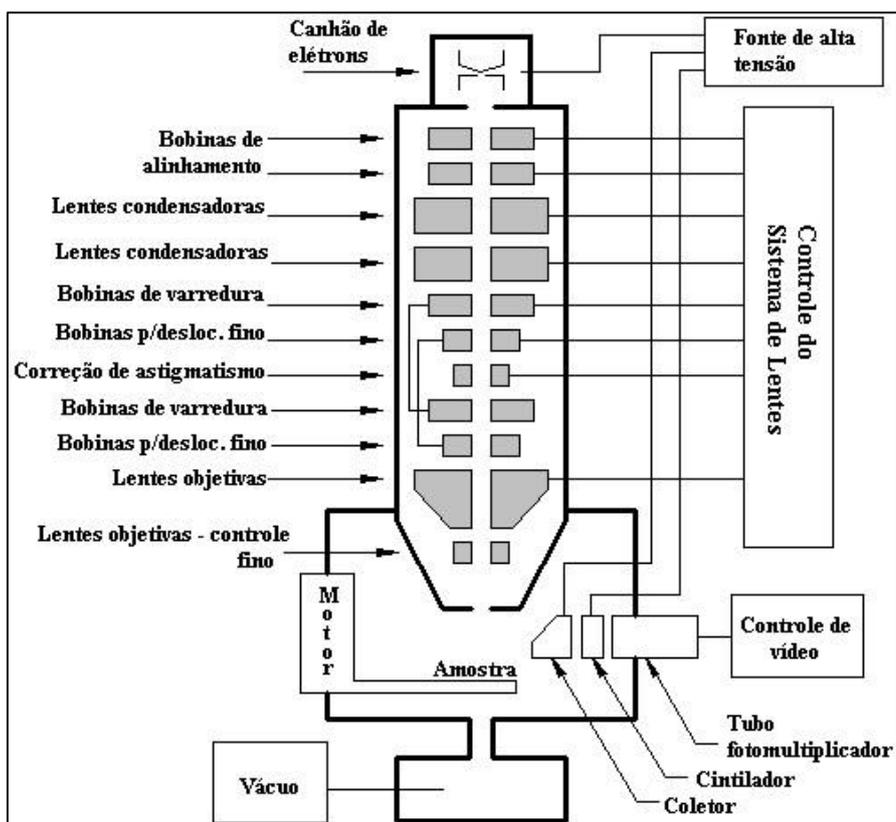
O funcionamento do equipamento (Figura 15) consiste da emissão de um feixe de elétrons pelo canhão de elétrons, através de um filamento de tungstênio. Pela diferença de potencial, que varia de 0,3 a 30 kV, ocorre a variação de aceleração dos elétrons provocando o aquecimento do filamento de tungstênio. Posteriormente, o feixe eletrônico é produzido e direcionado 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, 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 a quantidade de elétrons que será refletida 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. 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 os elementos químicos presentes na região atingida pelo feixe eletrônico, devido aos elétrons de um determinado átomo/elemento possuírem energias distintas. O pequeno diâmetro do feixe permite análises em amostras de tamanhos muito reduzidos ($< 5 \mu\text{m}$), permitindo análises pontuais.

Figura 15: Desenho esquemático de um microscópio eletrônico de varredura.



Fonte: fap.if.usp.br

4.3.4 Difractometria de raios X (DRX)

Caracterização mineralógica de argilominerais/filossilicatos como apoio a determinação de padrões de alteração hidrotermal, através do método das argilas orientadas. O difratômetro de raios x utilizado é do modelo SIEMENS BRUKER AXS DS5000 com Software DIFFRAC - PLUS-EVA e NEWMOD do Laboratório de Difractometria de Raios X do IGEO-UFRGS. Para esse método deve-se moer determinada quantidade de amostra à fração pó em um cadinho e submeter ao laboratório para análise.

O princípio da difração de raios x resulta de um processo que os raios x são espalhados pelos elétrons dos átomos sem mudança do comprimento de onda (dispersão coerente ou de Bragg). A difração de raios x é caracterizada por um fenômeno de variação da intensidade em diferentes ângulos de espalhamento. Se as ondas espalhadas estiverem em fase, a posição de contagem do aparelho gera um pico difratado. A metodologia baseia-se na interação (difração) de uma frente de ondas (raios x) produzidas pelo tubo do difratômetro com uma estrutura ordenada e periódica dos átomos nos cristais da amostra. A interferência construtiva da frente de ondas difratada, que ocorre sempre quando a lei de Bragg ($n \lambda = 2d \sin \theta$) é satisfeita, gera um conjunto de picos (difratograma) característico de determinada estrutura cristalina, a qual define o mineral em questão.

Os minerais e/ou fases cristalinas são identificados através das intensidades relativas dos picos nos difratogramas e medida das distâncias interplanares. Os minerais identificados são posteriormente comparados aos padrões do banco de dados JCPDS e então é apontado o pico mais importante e realizado o diagnóstico do mineral. As análises são então interpretadas através do programa DIFFRAC PLUS onde os picos são indexados no difratograma. Obtêm-se as seguintes informações para os materiais analisados: caracterização da célula unitária, espaçamento médio entre os planos cristalinos e determinação do grau de cristalinidade.

No método das argilas orientadas, empregado no presente estudo, busca-se salientar as faces 001 de argilominerais e filossilicatos para distingui-los. Quando se satura a amostra em etileno-glicol, com a utilização dessa técnica, torna-se possível a identificação de argilominerais expansivos pelo deslocamento do pico da face 001.

Nos difratogramas de lâminas orientadas calcinadas, identifica-se, pela ausência do pico, argilominerais que sofreram colapso de sua estrutura no momento da calcinação.

4.3.5 Espectrometria de massas com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS)

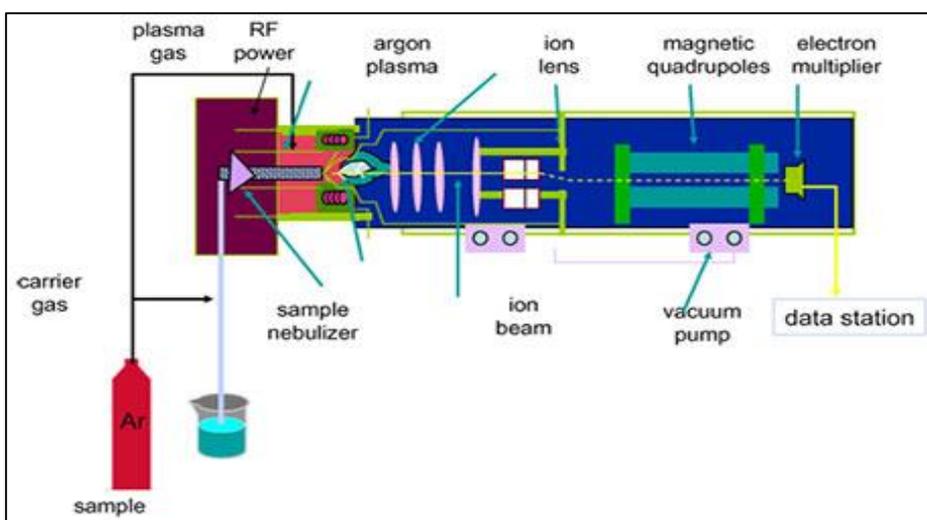
O plasma indutivamente acoplado (ICP) é um plasma que é energizado (ionizado) aquecendo indutivamente o gás com uma bobina eletromagnética, e que contém uma concentração suficiente de íons e elétrons para tornar o gás eletricamente condutivo. Mesmo um gás parcialmente ionizado, no qual apenas 1% das partículas são ionizadas, pode ter as características de um plasma (isto é, resposta a campos magnéticos e alta condutividade elétrica). Os plasmas usados na análise espectrotérmica são na sua essência eletricamente neutros, com cada carga positiva em um íon balanceado por um elétron livre. Nesses plasmas, os íons positivos são quase todos carregados individualmente e há poucos íons negativos, portanto, há quantidades quase iguais de íons e elétrons em cada unidade de volume de plasma.

O plasma indutivamente acoplado (ICP) para espectrometria é sustentado em uma tocha que consiste em três tubos concêntricos, geralmente feitos de quartzo, embora o tubo interno (injetor) possa ser safira se o ácido fluorídrico estiver sendo usado (Figura 16). O final desta tocha é colocado dentro de uma bobina de indução fornecida com uma corrente elétrica de radiofrequência. Um fluxo de gás de argônio (geralmente 13 a 18 litros por minuto) é introduzido entre os dois tubos mais externos da tocha e uma faísca elétrica é aplicada por um curto período de tempo para introduzir elétrons livres na corrente de gás. Esses elétrons interagem com o campo magnético de radiofrequência da bobina de indução e são acelerados primeiro em uma direção, depois na outra, à medida que o campo muda em alta frequência (geralmente 27,12 milhões de ciclos por segundo). Os elétrons acelerados colidem com átomos de argônio, e algumas vezes a colisão faz com que um de seus elétrons se separe do átomo de argônio. O elétron liberado é, por sua vez, acelerado pelo campo magnético que muda rapidamente. O processo continua até que a taxa de liberação de novos elétrons em colisões seja balanceada pela taxa de recombinação de elétrons com íons de argônio (átomos que perderam um elétron). Isso produz uma

"bola de fogo" que consiste principalmente de átomos de argônio com uma fração bastante pequena de elétrons livres e íons de argônio. A temperatura do plasma é muito alta, da ordem de 10.000 K.

O ICP pode ser retido na tocha de quartzo porque o fluxo de gás entre os dois tubos mais externos mantém o plasma longe das paredes da tocha. Um segundo fluxo de argônio (cerca de 1 litro por minuto) é normalmente introduzido entre o tubo central e o tubo intermédio para manter o plasma afastado da extremidade do tubo central. Um terceiro fluxo (novamente geralmente em torno de 1 litro por minuto) de gás é introduzido no tubo central da tocha. Esse fluxo de gás passa pelo centro do plasma, onde forma um canal mais frio que o plasma ao redor, mas ainda muito mais quente que uma chama química. As amostras a serem analisadas são introduzidas nesse canal central, geralmente como uma névoa de líquido formada pela passagem da amostra líquida para um nebulizador.

Figura 16: Desenho esquemático de um ICP-MS quadrupolo.



Fonte: merckmillipore.com

4.4. ETAPA DE INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Esta etapa visou integrar todos os dados levantados durante o trabalho temático, desde os dados de campo até os dados de laboratório estão apresentados sob a forma de texto, figura, tabela e gráficos. A interpretação, bem como a integração dos dados foram feitas com o auxílio dos professores orientadores do trabalho. Foi gerado um banco de dados com todas as amostras coletadas, profundidade e técnicas realizadas (Tabela II e Tabela III).

Tabela II: Tabela de amostragem e técnicas realizadas nos furos de sondagem IGAESD0012 e IGAESD0012E.

Furo de sondagem IGAESD0012						
Amostra	Profundidade		Lamina Petrográfica	MEV	DRX	GEOq
	De	Até				
12-01	1020,85	1021,05				
12-02	1024,56	1024,76	X			
12-03	1031,18	1031,37				
12-04	1037,17	1037,35				
12-05	1039,79	1040,06				
12-06	1043,14	1043,34				
12-07	1045,33	1045,58				
12-08	1048,96	1049,32	X			X
12-09	1053,98	1064,18				
12-10	1055,84	1056,07	X			
12-11	1058,40	1058,65				X
12-12	1060,32	1060,83	B			X
12-13	1063,64	1063,84	X			
12-14	1065,56	1065,91	B			X
12-15	1068,90	1069,13				X
12-16	1072,93	1073,26				
12-17	1078,73	1078,98	B			X
12-18	1091,58	1091,78				X
12-19	1120,86	1121,25	X			
12-20	1121,63	1121,78				
12-21	1122,81	1122,98	X			

Furo de sondagem IGAESD0012E						
Amostra	Profundidade		Lamina Petrográfica	MEV	DRX	GEOq
	De	Até				
12E-01	985,16	985,30				
12E-02	993,31	993,40				
12E-03	993,47	993,60				
12E-04	996,50	996,67	X			
12E-05	999,54	999,74	B			
12E-06	1000,37	1000,50				
12E-07	1000,70	1000,96				X
12E-08	1011,25	1011,46				X
12E-09	1015,59	1015,78	X			X
12E-10	1016,70	1016,90	A			X
12E-11	1018,45	1018,75	A			
12E-12	1019,55	1019,72				X
12E-13	1020,08	1020,32	B			
12E-14	1023,53	1053,71				
12E-15	1025,04	1025,22				X
12E-16	1026,75	1026,93	X			
12E-17	1032,57	1032,75				X
12E-18	1038,44	1038,66	X			
12E-19	1039,09	1039,29				X
12E-20	1042,32	1042,51	X			
12E-21	1044,84	1045,03	X			
12E-22	1054,19	1054,35				
12E-23	1065,99	1066,22				

Tabela III: Tabela de amostragem e técnicas realizadas nos furos de sondagem IGAESD0012C e CPIVESD0008.

Furo de sondagem IGAESD0012C						
Amostra	Profundidade		Lâmina Petrog.	MEV	DRX	GEOq
	De	Até				
12C-01	1019,00	1019,13				
12C-02	1029,46	1029,59				
12C-03	1031,57	1031,78				
12C-04	1035,93	1036,05				
12C-05	1036,92	1037,12				
12C-06	1043,29	1043,64				
12C-07	1046,62	1046,84				
12C-08	1049,48	1049,71				
12C-09	1056,38	1056,76				
12C-10	1056,97	1057,13				
12C-11	1059,17	1059,29				X
12C-12	1061,54	1061,65				X
12C-13	1062,63	1062,78				X
12C-14	1064,49	1064,74	A			X
12C-15	1065,85	1066,03	X		X	X
12C-16	1066,90	1067,05	A			X
12C-17	1067,54	1067,76				X
12C-18	1067,91	1068,36	A B			X
12C-19	1068,50	1068,84	A C		X	
12C-20	1070,78	1070,99	X			
12C-21	1070,39	1070,50				
12C-22	1071,56	1071,92				X
12C-23	1074,20	1074,51	A	X		X
12C-24	1078,17	1078,45	A C	X	X	X
12C-25	1081,75	1081,97	A	X	X	X
12C-26	1087,60	1087,80				X
12C-27	1089,66	1089,91				
12C-28	1090,75	1091,14	A			
12C-29	1098,94	1099,11	X			X
12C-30	1099,17	1099,42				
12C-31	1100,30	1100,46	B			
12C-32	1125,86	1126,09				
12C-33	1148,23	1148,37				
12C-34	1161,59	1161,76				
12C-35	1178,78	1178,93				
12C-36	1183,55	1183,74	X		X	
12C-37	1189,11	1189,29				
12C-38	1194,98	1195,21				
12C-39	1202,48	1202,65				X
12C-40	1205,90	1206,01				X
12C-41	1221,40	1221,23				
12C-42	1224,20	1224-38				
12C-43	1230,69	1230,85				

Furo de sondagem CPIVESD0008						
Amostra	Profundidade		Lamina Petrográfica	MEV	DRX	GEOq
	De	Até				
08-01	1098,53	1098,72				
08-02	1101,44	1101,61				
08-03	1104,48	1104,67				
08-04	1117,82	1118,19				
08-05	1119,82	1120,01				
08-06	1126,69	1126,89				
08-07	1132,69	1132,95				
08-08	1142,47	1142,67				
08-09	1145,12	1145,38				
08-10	1156,35	1156,84				
08-11	1165,06	1165,40				
08-12	1166,11	1166,49				
08-13	1170,90	1171,24				
08-14	1171,55	1171,95				
08-15	1174,47	1174,97				
08-16	1175,52	1175,72				
08-17	1187,04	1187,19				
08-18	1190,40	1190,61				
08-19	1192,25	1192,43				
08-20	1202,00	1202,28				
08-21	1206,53	1206,71				
08-22	1213,73	1213,92				
08-23	1223,81	1223,98				

5. GEOLOGIA DO CORPO AURÍFERO MANGABA

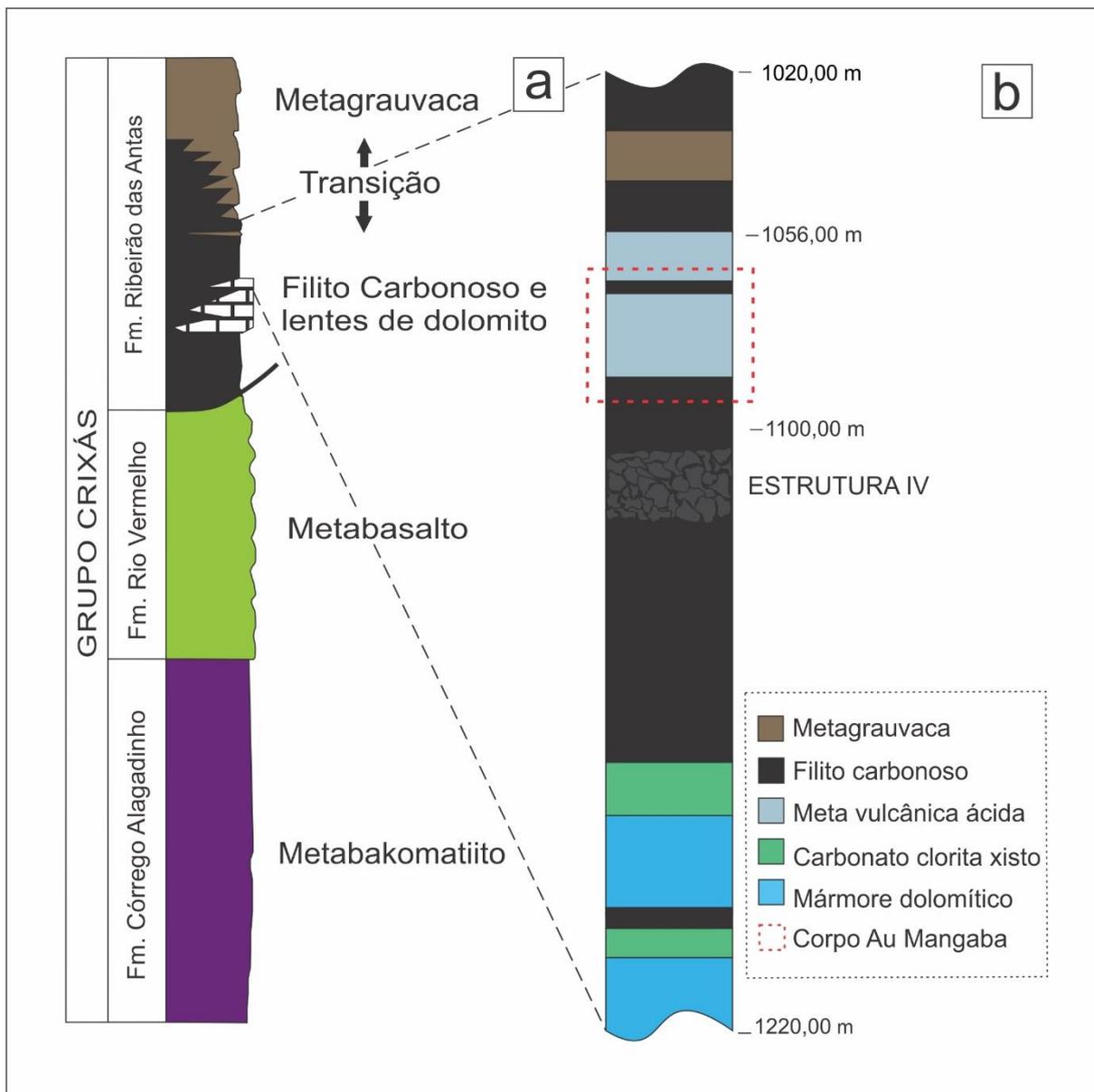
O corpo aurífero Mangaba está hospedado em um horizonte metassedimentar composto por um amplo pacote de filito carbonoso, o qual possui algumas lentes de uma litologia vulcanoclástica, chamada de metavulcânica ácida (MVA). Aqui caracterizado como metatufo. Estas litologias que hospedam o corpo aurífero Mangaba estão posicionadas acima da Estrutura IV, que é caracterizada como uma zona de máxima deformação dúctil-rúptil. A estrutura pode ser compreendida como um corredor que facilitou a percolação de fluídos hidrotermais responsáveis pelas mineralizações hospedadas ao longo da Estrutura IV, e que hospeda os corpos Mangaba, Pequizão, IV, V, Forquilha e Limoeiro. O corpo aurífero Mangaba possui uma mineralização do tipo minério disseminado Jost & Fortes (2011), que é caracterizado pela presença de arsenopirita + pirrotita + quartzo + carbonato (dolomito a Fe-dolomito) + ouro, nas zonas proximais da alteração hidrotermal.

5.1. ESTRATIGRAFIA DO CORPO AURÍFERO MANGABA

Durante a etapa de campo foram descritos macroscopicamente e caracterizados a sequência estratigráfica do intervalo selecionado para a caracterização do corpo aurífero Mangaba. A sequência estratigráfica é constituída da base para o topo pelas litologias: mármore dolomítico, carbonato-clorita xisto, filito carbonoso, metavulcânica ácida e metagrauvaca (Figura 17).

Os teores econômicos de ouro, acima do teor de corte, ou seja, o que é compensatório para pagar os custos de operação, estão hospedados nas litologias metavulcânica ácida e filito carbonoso, esses teores foram usados para o modelamento do corpo aurífero Mangaba.

Figura 17: Coluna estratigráfica simplificada do Greenstone Belt de Crixás com o perfil esquemático da estratigrafia do corpo aurífero Mangaba.

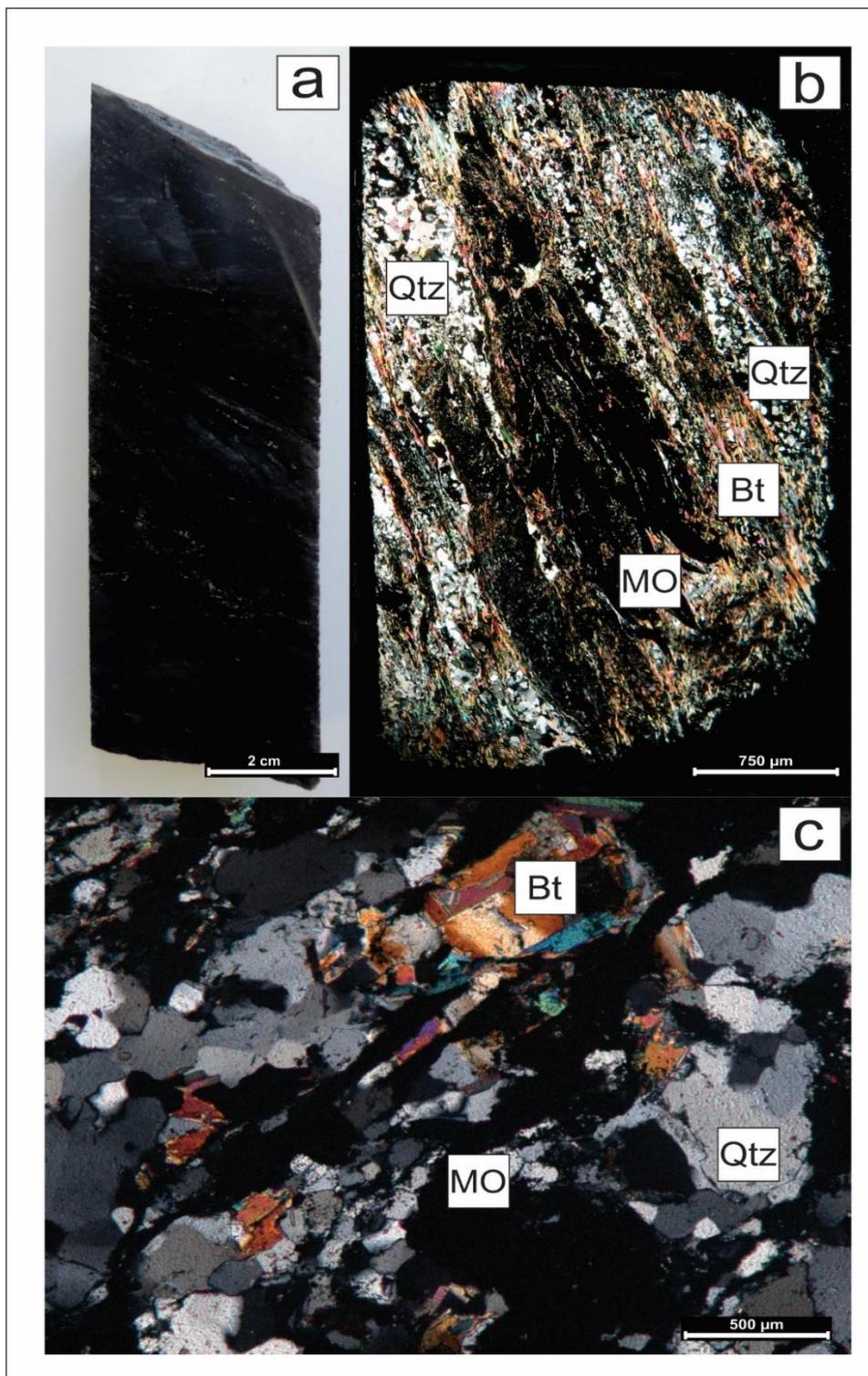


Modificado de Catoldi (2015) e modificado de Jost *et al.* (2010).

5.1.1. FILITO CARBONOSO (FC)

O filito carbonoso é caracterizado por rochas de coloração preta a cinza escuro contendo matéria orgânica em abundância (Figura 18). Esta litologia possui uma reologia característica o que possibilita a formação de dobras fechadas e xistosidade bem marcada. Macroscopicamente é identificável níveis de matéria orgânica intercalados com níveis de material siliciclástico com proporção variável até 40% de material carbonoso. O filito carbonoso compõe o topo do pacote mineralizado e possui alteração carbonática em todo o horizonte, com maior intensidade em direção a base do pacote onde faz contato difuso e por vezes gradacional com a metavulcânica ácida (MVA). Em sessões de microscopia ótica foram identificados os seguintes minerais que compõem a paragênese do filito carbonoso: quartzo (15-50%), material carbonoso (20-40%), dolomita (5-25%), mica branca contendo caolinita, muscovita, illita (5-30%), biotita (5-30%), plagioclásio (5-10%), pirrotita (1-8%), arsenopirita (1-10%), calcopirita (1-3%), rutilo (<1%). O pacote de filito carbonoso é o mais expressivo dentre as litologias que compõe o intervalo de interesse abordado nessa monografia. O horizonte de filito carbonoso tem uma passagem gradacional para as metagrauvas de topo, com raros contatos abruptos. As lentes de MVA dentro do extenso pacote de filito carbonoso são as principais hospedeiras da mineralização aurífera. As lentes de MVA se encontram acima da estrutura IV, que caracteriza uma zona de máxima deformação dútil a qual é entendida como um corredor estrutural que facilitou a percolação de fluídos responsáveis pela mineralização. Nesta zona, que varia de 2 a 16 metros em amplitude horizontal, é comum a presença de espelhos de falha e materiais cisalhados.

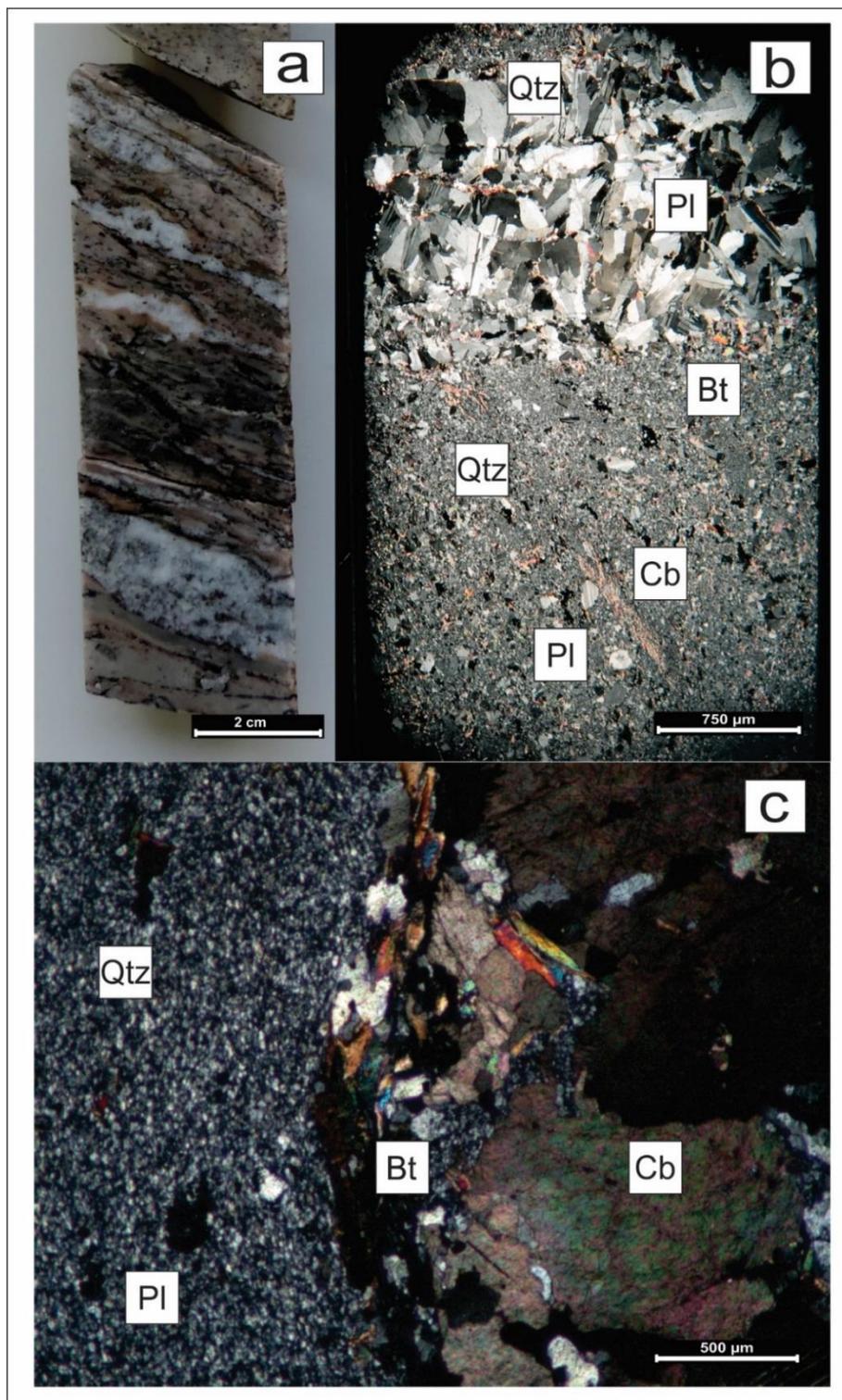
Figura 18: a) Amostra de mão (12-13) de filito carbonoso pouco carbonatado com pirrotita intrafoliar. b) Lâmina delgada (12C-31) sob lupa de mesa com nicóis cruzados. c) Fotomicrografia de silicificação pervasiva sobre o filito carbonoso, lâmina delgada (12C-29).



5.1.2. METAVULCÂNICA ÁCIDA (MVA)

A metavulcânica ácida é uma rocha caracterizada por coloração variando de cinza claro a amarelo claro/caramelo com aspecto maciço e xistosidade não pronunciada e dobras mais abertas quando comparadas ao filito carbonoso (Figura 19). Não é possível identificar estruturas primárias nessa rocha. Esta litologia é a principal hospedeira do corpo aurífero Mangaba e está disposta em forma de lentes dentro do pacote composto por filito carbonoso, o contato entre estas duas litologias é gradacional, por vezes difuso, sendo difícil identificar o contato exato entre estas litologias. O MVA apresenta uma matriz fina composta por quartzo + feldspato variando de 0,2 a 0,5 mm, entrada de venulações de 1mm a 10 cm de quartzo + carbonato (dolomita) com presença de biotita nas paredes das venulações, bem como dispersas na matriz. Também é característico a presença de mica branca dispersa na matriz da rocha e menos comum associada a parede das venulações. Associado as venulações de quartzo+carbonato ainda há presença de plagioclásio caracterizado como de composição albita e oligoclásio. Esses minerais estão presentes compondo as venulações e também estão próximos as zonas de silicificação como parte da zonalidade hidrotermal. É comum a presença de pirrotita intrafoliar com dimensões de até 1 mm e também é comum a presença de nódulos de até 2 mm compostos por material carbonoso. Nas zonas de alto teor há ocorrência de arsenopirita euédrica com tamanho variando de 1 a 3 mm. A partir de análises de microscopia foi possível identificar a paragênese mineral que compõem a litologia metavulcânica ácida: quartzo (35-45%), plagioclásio (25-35%), carbonato (dolomita)(10-15%), mica branca (caolinita, muscovita, illita) (5-10%), biotita (5-15%), clorita (1-3%), pirrotita (2-10%), arsenopirita (2-12%).

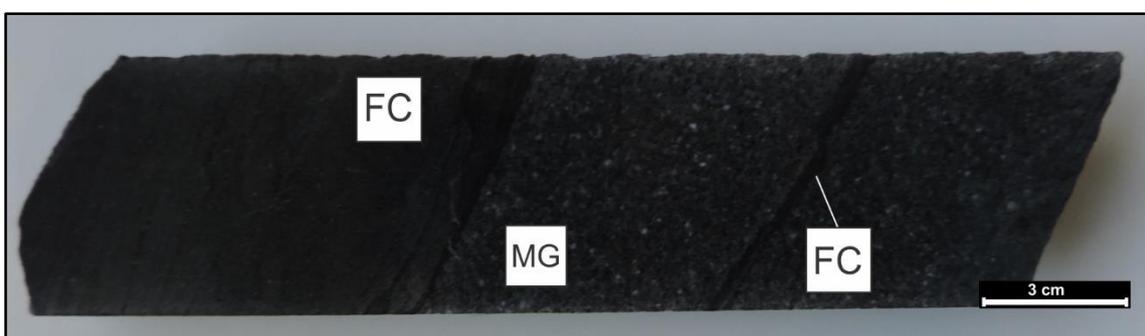
Figura 19: a) Amostra de mão (12-12) de MVA com silicificação pervasiva e alteração sódica (Halo Proximal). b) Lâmina delgada (12C-23A) sob lupa de mesa com nicóis cruzados, venulação de Qtz+Pl em matriz fina 0,02 mm. c) Fotomicrografia de MVA com matriz fina cortado por venulação de Cb com Bt, lâmina delgada 12C-24.



5.1.3. METAGRAUVACA (MG)

A metagrauvaca, também chamada de xisto feldspático por alguns autores, é caracterizada como uma litologia de coloração cinza escuro a cinza esverdeado, que ainda preserva em boa parte o acamamento primário S_0 (Figura 20). A metagrauvaca está presente no topo do intervalo mineralizado do corpo Mangaba, acima do filito carbonoso, bem como em pequenas faixas intercaladas dentro do filito carbonoso. O contato entre estas duas litologias pode ser abrupto como também pode ser gradacional. É comum a presença de lentes de metagrauvaca dentro do pacote de filito carbonoso, assim como lentes de filito carbonoso, bem como nódulos de material carbonoso dentro do intervalo com predomínio de metagrauvaca. Não há teores de ouro associados a esta litologia e nem venulações de quartzo + carbonato expressivas, o que a caracteriza como uma faixa estéril dentro do intervalo mineralizado. A metagrauvaca é composta predominantemente por quartzo e feldspato com tamanho de grão de 0,8 mm em moda, com presença de biotita e mica branca dispersa na matriz, mais raramente com presença de clorita. A metagrauvaca apresenta alguns intervalos com pirrotita intrafoliar, de até 1 mm, estirada segundo a foliação principal, similar ao que ocorre com o filito carbonoso. São raras as ocorrências de cristais de pirrotita maiores do que 1mm.

Figura 20: Amostra de mão (12-02) evidenciando contato abrupto entre filito carbono e metagrauvaca e presença de lentes de filito carbonoso dentro do pacote de metagrauvaca.



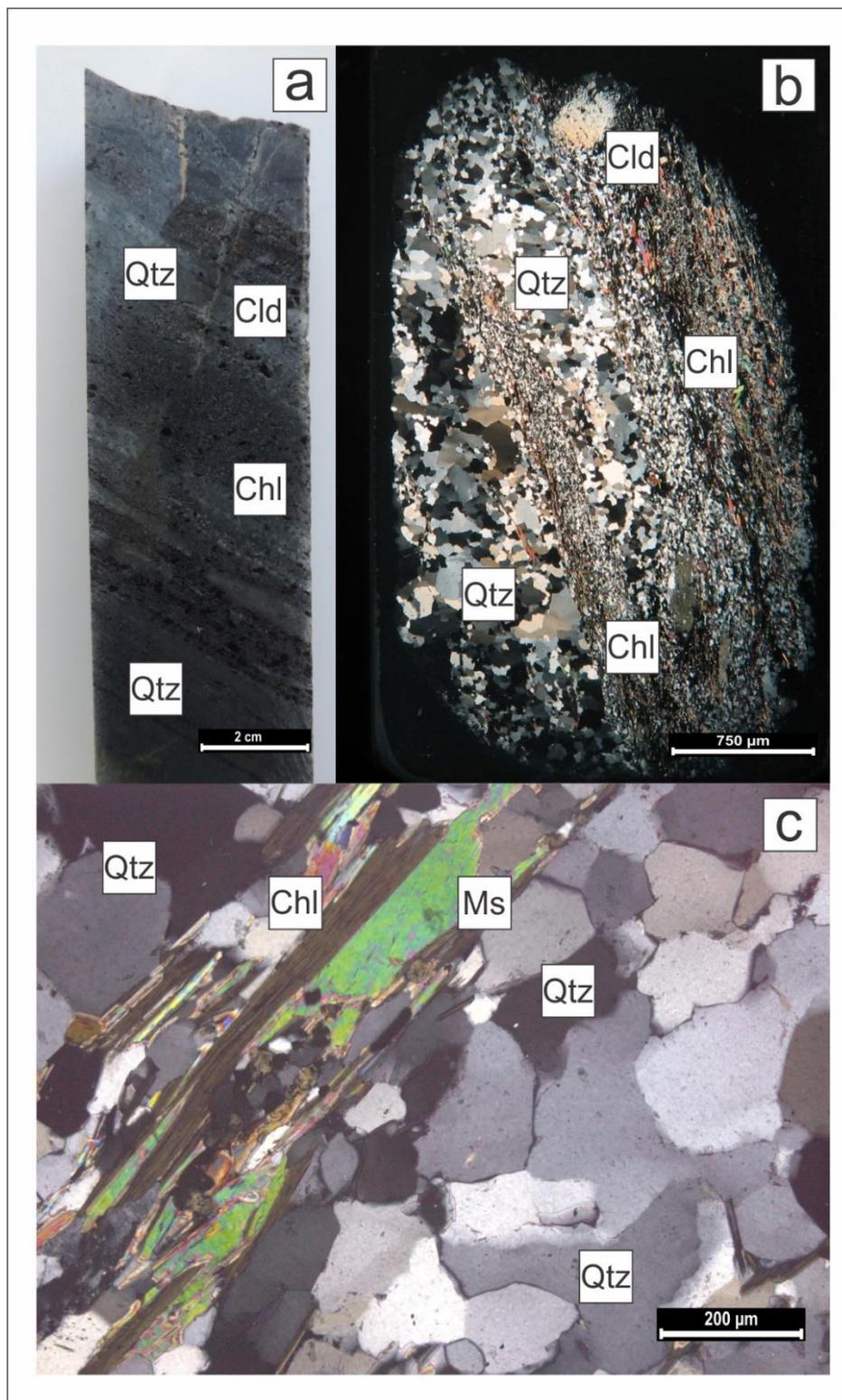
5.1.4. DOLOMITO (DOL)

Os dolomitos estão na base do pacote composto por filito carbonoso e possuem um contato transicional a difuso com este. Os dolomitos são rochas de coloração branca a cinza claro, e menos comum amarronzado a esverdeado. Tem aspecto laminado ou brechado e frequentemente são descritos como impuros ou como margas por possuírem intercalação de material carbonoso. Quando presente sob forma de dolomito laminado, comumente possuem lentes de material carbonoso, ou de clorita quando próximo dos metabasaltos o que é menos comum, com espessura variando de milimétrico a centimétrico. Quando o dolomito ocorre brechado é comum a presença de material carbonoso misturado com carbonato formar uma matriz mais fina entre clastos maiores de dolomito mais puros. O contato para carbonato clorita xisto (CBCX) é transicional e difuso, assim como para o filito carbonoso do contato de topo. A paragênese mineral do dolomito é relativamente simples, composto predominantemente por carbonato de composição dolomítica, ferro-dolomito menos comum, (60-75%), quartzo (15-25%), mica branca (caolinita, muscovita, ilita) (5-10%), biotita (3-5%), e material carbonoso (3-5%). É comum a presença de venulações de quartzo cortando os dolomitos, preferencialmente oblíquas ao acamamento, onde as venulações possuem espessura de 1 a 10 mm e são compostas por quartzo e mica branca, e em menor proporção pode ocorrer biotita associada.

5.1.5. CARBONATO-CLORITA XISTO (CBCX)

O carbonato-clorita xisto é caracterizado como um produto metamórfico-hidrotermal sobre o protólito de composição basáltica toleítica (Figura 21). A litologia tem coloração verde claro a verde escuro, dependendo da proporção carbonato/clorita. Possui um aspecto rajado definido por bandas centimétricas de clorita intercaladas com bandas de carbonato. O CBCX é a litologia basal do pacote estudado e possui contato superior gradacional-difuso com o pacote de dolomito impuro. Na porção inferior, o pacote de CBCX se entende além da metragem selecionada para estudar o corpo aurífero Mangaba por estar fora da zona mineralizada. Assim, não pode ser inferido o comportamento desta litologia na base do pacote. A partir de microscopia óptica foi possível caracterizar a paragênese mineral do CBCX como: clorita (20-50%), carbonato (dolomita) (10-40%), cloritoide (2-10%), estaurolita (0-4%), granada (0-5%). O cloritóide, assim como a estaurolita, indicam a ação de uma alta taxa de lixiviação da rocha basáltica original por processo hidrotermal, resultando em um protólito aluminoso como efeito do hidrotermalismo. Trata-se de um hidrotermalito sobre basalto toleítico.

Figura 21: a) Amostra de mão (12-21) de carbonato-clorita xisto. b) Lâmina delgada (12C-36) sob lupa de mesa com nicóis cruzados. c) Fotomicrografia da lâmina (12C-36) evidenciando a alteração clorítica pervasiva.



5.2. METAMORFISMO

As rochas que compõem o corpo aurífero Mangaba apresentam evidências de metamorfismo regional na fácies xisto verde, zona da biotita, classe química pelítica. A assembleia metamórfica é composta por quartzo + plagioclásio + muscovita + biotita + clorita. Em relação às texturas, a rocha apresenta textura granoblástica (quartzo e plagioclásio), lepidoblástica (muscovita, biotita e clorita).

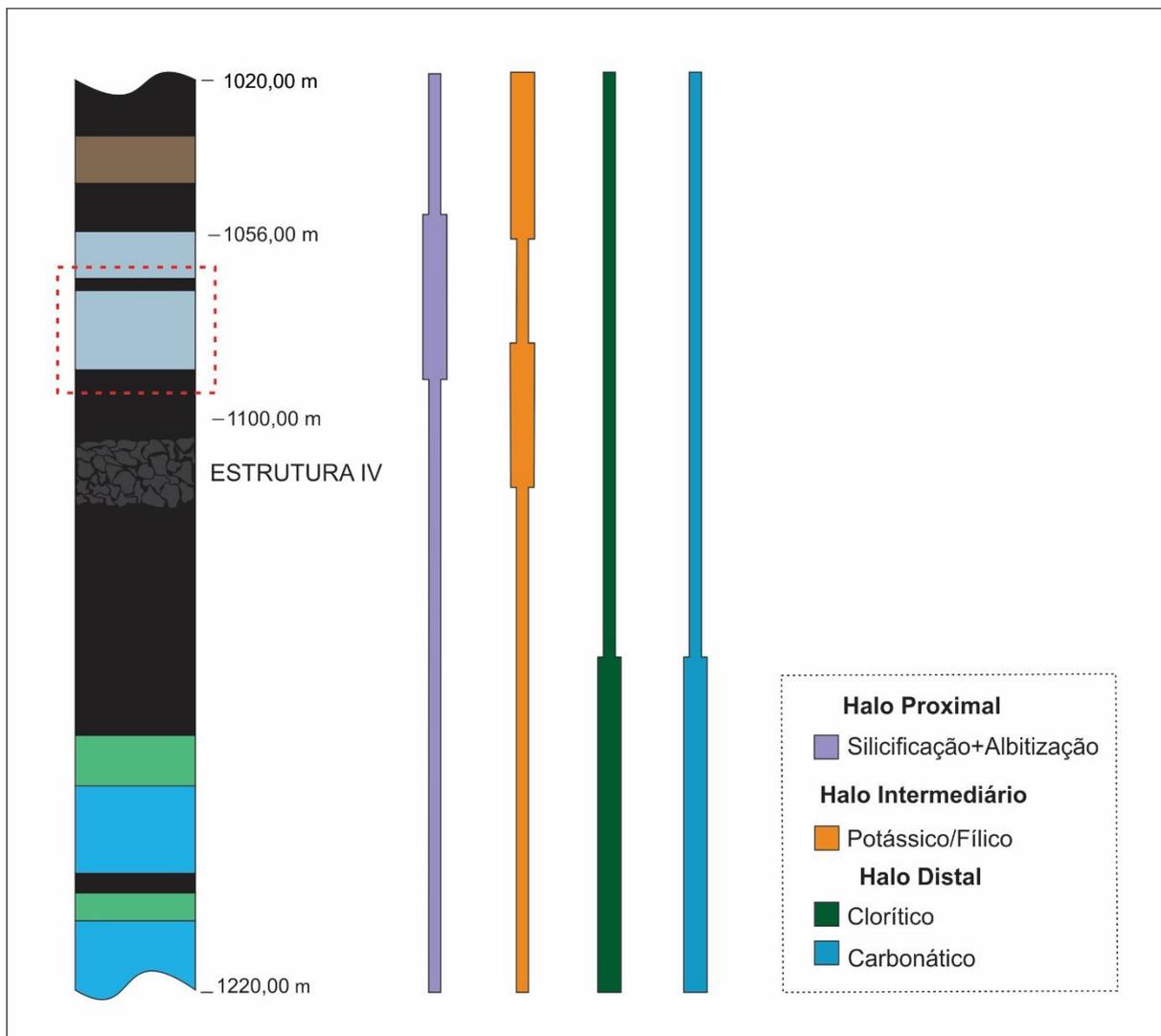
Segundo Powel *et al.*, (1991), as melhores condições de temperatura e pressão para liberar fluidos hidrotermais de origem metamórfica são geradas na fácies xisto verde quando parte da rocha passa por reações de desvolatilização, com uma grande instabilização de carbonato que irá compor junto com a sílica, através da liberação de CO₂, a maior parte do fluido metamórfico de carácter aquo-carbônico com baixa salinidade.

5.3. HALOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Na zona mineralizada do corpo aurífero Mangaba foram definidas três zonas de alteração hidrotermal, aqui descritas como: Halo Proximal (silicificação pervasiva + alteração sódica), Halo Intermediário (alteração potássica + alteração fílica) e Halo Distal (alteração clorítica + carbonatação) (Figura 22). A partir das descrições detalhadas de testemunhos de sondagem pode-se constatar que as zonas de alteração hidrotermal têm continuidade ao longo dos testemunhos de sondagem estudados e possuem, em sua totalidade, uma espessura média de 40 metros.

Os teores de ouro estão restritos as zonas de alteração hidrotermal e não há ocorrências com teores de ouro fora dos halos. O Halo Proximal é onde ocorrem os maiores teores do corpo aurífero Mangaba.

Figura 22: Perfil esquemático das litologias do corpo aurífero Mangaba com os halos de alteração hidrotermal.

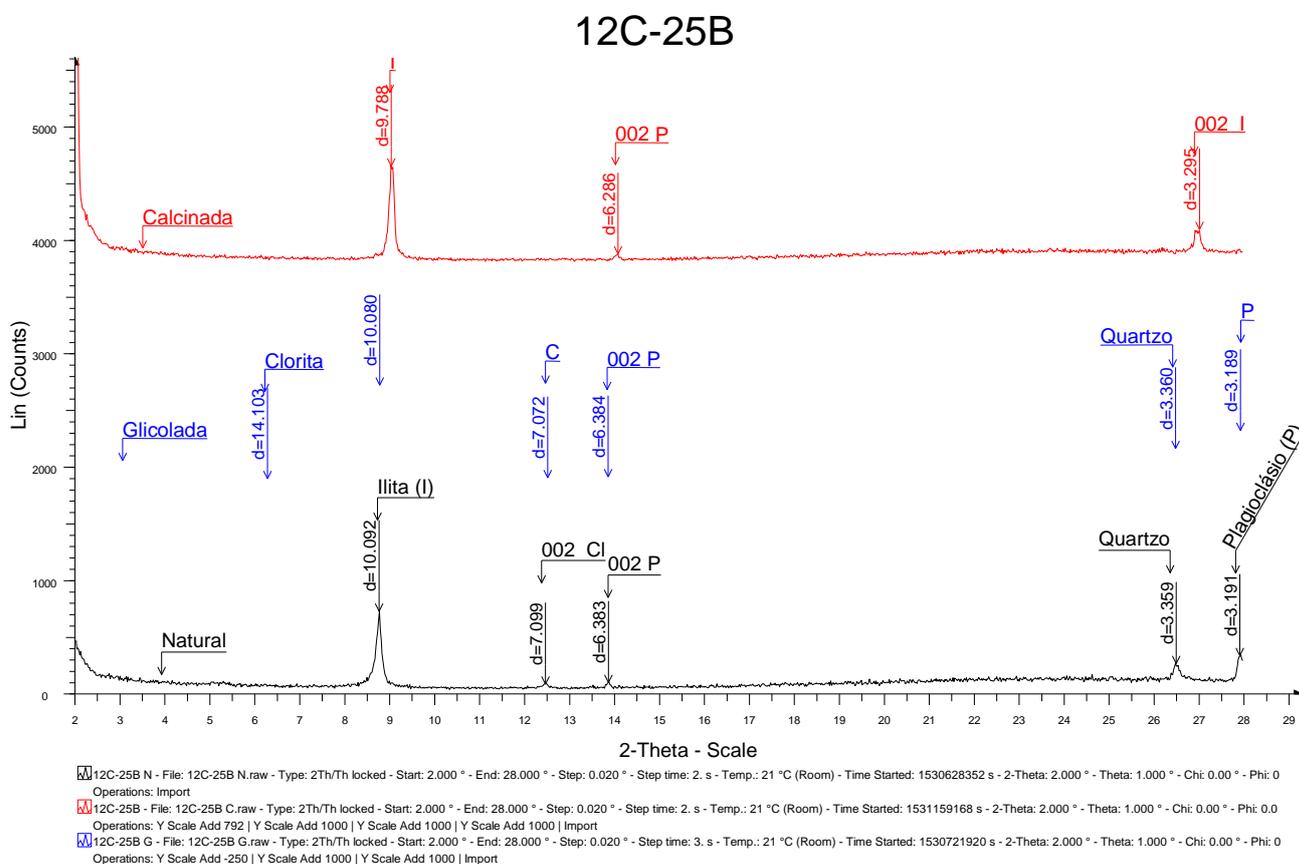


5.3.1. HALO PROXIMAL

O Halo Proximal de alteração é a principal zona mineralizada do corpo aurífero Mangaba, onde se encontram os maiores teores auríferos. A alteração proximal é formada por silicificação pervasiva das litologias metavulcânica ácida e filito carbonoso. Acompanhando a silicificação pervasiva na litologia metavulcânica ácida há ocorrência de alteração sódica marcada pela presença de albita e de oligoclásio.

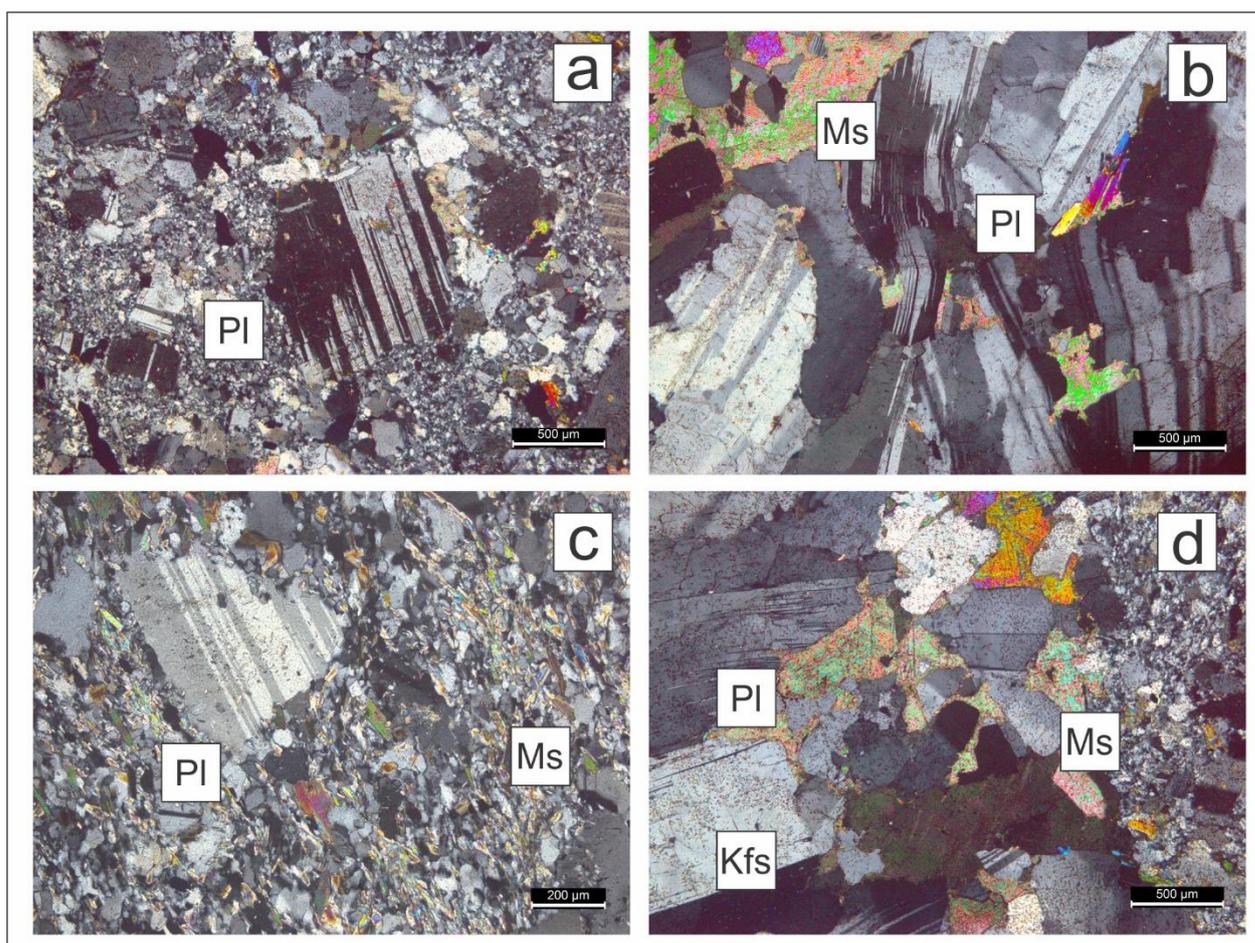
As zonas de alteração hidrotermal com silicificação pervasiva e alteração sódica ocorrem dentro do pacote predominantemente composto por filito carbonoso, sendo que dentro desse intervalo de filito carbonoso ocorrem algumas lentes da metavulcânica. O fluido hidrotermal responsável pelo Halo Proximal de alteração hidrotermal formou principalmente quartzo e carbonato. As venulações presentes nas litologias são predominantemente paralelas a foliação principal, podendo cortar a foliação.

Figura 23: Difratoograma evidenciando as argilas (ilita) formadas pela alteração hidrotermal do Halo Proximal. Também há presença, menos expressiva, de clorita.



A interação fluído/rocha na litologia metavulcânica ácida deu origem a alteração sódica, a litologia nessa porção está com uma coloração cor de caramelo devido a presença de minerais de albita e de oligoclásio.

Figura 24: Fotomicrografia da litologia metavulcânica ácida sob alteração do Halo Proximal (silicificação pervasiva + alteração sódica). a) Lâmina delgada (12C-18A), albita hidrotermal em meio a matriz quartzo-feldspática. b) Lâmina delgada (12C-18A), venulação sin deformacional de plagiocásio + muscovita. c) Lâmina delgada (12C-14A), albita hidrotermal em matriz quartzo-feldspática com presença de sericita na matriz. d) Venulação contendo feldspato potássico + plagioclásio + muscovita + carbonato.

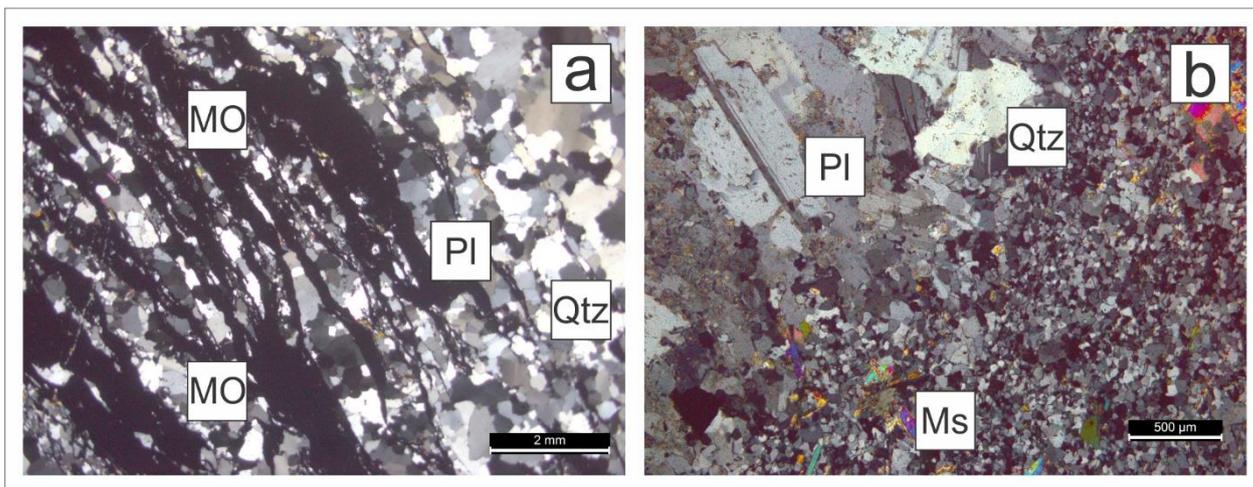


A silicificação pervasiva e a alteração sódica ocorrem juntas na litologia MVA, não há uma passagem marcada de uma zona para a outra. Porém, a silicificação pervasiva se estende para além da litologia MVA, com presença de alteração silicificação pervasiva também nos filitos carbonos adjacentes ao MVA, onde há uma maior silicificação pervasiva na base em relação comparativamente ao topo do filito carbonoso. Nessas regiões do filito, adjacentes ao MVA, onde a alteração é marcada por somente silicificação pervasiva, há um decréscimo nos teores de ouro.

Acompanhando o Halo Proximal há uma intensa sulfetação das rochas encaixantes, com presença de pirrotita intrafoliar com evidências de deformação e pirrotita de borda instável e reativa, sem vestígios de deformação. A quantidade total de pirrotita na encaixante pode chegar a 7%.

A arsenopirita é o mineral mais importante da paragênese da alteração proximal e sua presença está atribuída exclusivamente ao Halo Proximal. Ela é considerada um mineral prospectivo para as zonas de alto teor. Diferentemente da pirrotita, a arsenopirita não tem uma orientação principal, está dispersa nas litologias MVA e FC. Os cristais de Aspy são predominantemente euédricos e possuem a borda estável, frequentemente há presença de cristais de Po e Cpy inclusos em cristais de Aspy.

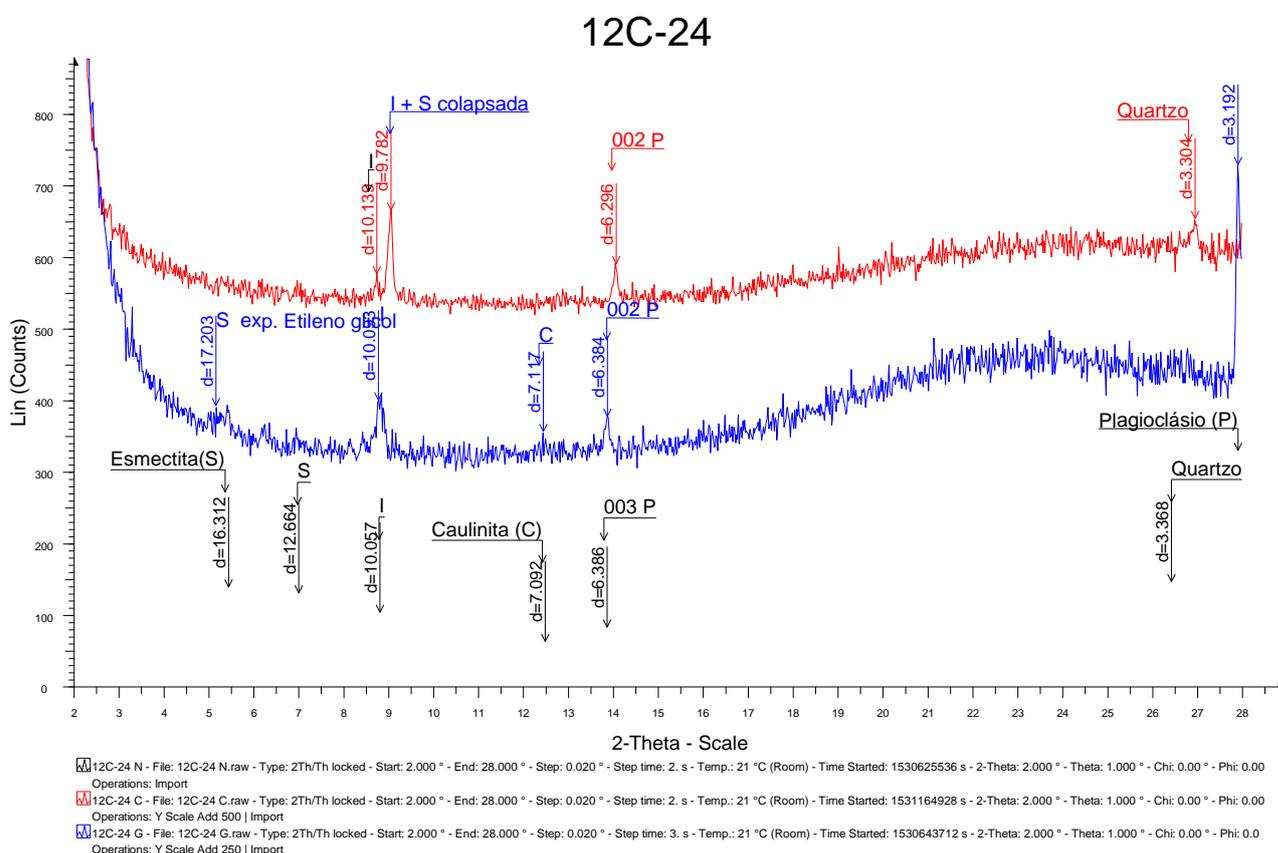
Figura 25: Fotomicrografia da litologia filito carbonoso sob alteração hidrotermal do Halo Proximal (silicificação pervasiva). a) Lâmina delgada (12C-29), material carbonoso com venulações de quartzo + plagioclásio paralelo à foliação. b) Lâmina delgada (12C-36), venulação de quartzo + plagioclásio em matriz composta por quartzo e matéria orgânica com presença de sericita hidrotermal.



5.3.2. HALO INTERMEDIÁRIO

O Halo Intermediário de alteração hidrotermal é marcado pela presença de zonas de alteração hidrotermal potássica e fílica. Estas duas zonas de alteração hidrotermal ocorrem juntas e muitas vezes se sobrepõem não sendo possível individualiza-las espacialmente. O Halo Intermediário de alteração hidrotermal ocorre envelopando o Halo Proximal que é o principal halo de alteração hidrotermal mineralizado. As litologias onde ocorrem as manifestações dessas zonas de alteração hidrotermal são MVA e FC logo acima e abaixo das lentes de MVA.

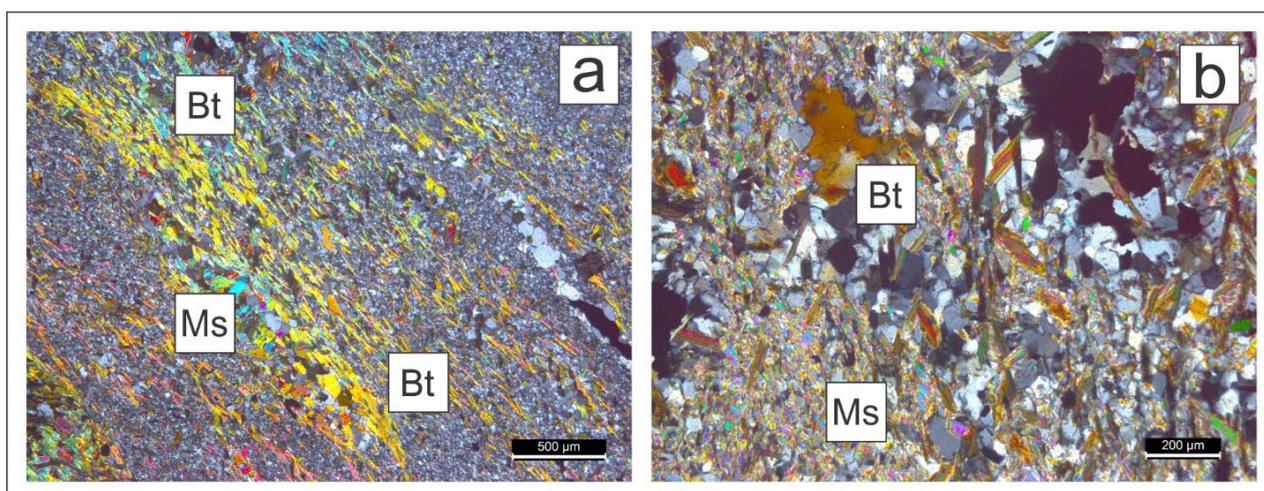
Figura 26: Difratograma evidenciando as argilas (esmectita, illita e caolinita) formadas pela alteração hidrotermal do Halo Intermediário.



A alteração potássica (biotitização) está presente no MVA como cristais dispersos na matriz. Os cristais de biotita estão preferencialmente orientados segundo a foliação principal, bem como bordejando as venulações de quartzo e carbonato presentes nessa litologia. Há uma maior presença de biotita em relação a mica branca nas porções mais centrais do Halo Intermediário, junto ao Halo Proximal.

A alteração fílica presente sob forma de mica branca está posicionada nas porções mais externas do Halo Intermediário de alteração. Essas regiões são marcadas pela formação de mica branca na matriz da rocha hospedeira. Os cristais de mica branca têm uma orientação preferencial segundo a foliação principal presente nas rochas do pacote.

Figura 27: Fotomicrografia da litologia metavulcânica ácida sob alteração hidrotermal (biotitização + sericitização) do Halo Intermediário. a) Lâmina delgada (12C-19), matriz quartzo-feldspática 0,05 mm com presença de venulações de Bt+Ser paralelas a foliação. b) Lâmina delgada (12C-25A), intensa alteração potássica e fílica sobre a matriz de metavulcânica ácida.



5.3.3. HALO DISTAL

O Halo Distal de alteração é caracterizado pela presença de alteração hidrotermal com presença de carbonatação e cloritização. Estas alterações são precoces e estão presentes em todas as litologias que sofreram processos de alteração hidrotermal. Na porção basal do pacote estudado é onde ocorre de forma mais intensa. A partir de dados de EDS em microscópio eletrônico de varredura pode-se identificar o carbonato que predomina na alteração é a dolomita acompanhada por uma pequena proporção de Fe-dolomita.

A clorita associada a alteração hidrotermal e que acompanha carbonato tem hábito lamelar e coloração cinza claro. Já a clorita que ocorre na rocha como retrometamórfica, tem caráter tardio e não tem relação com o Halo Distal de alteração. A clorita retrometamórfica não acompanha carbonato e está associada a biotita.

Figura 28: Fotomicrografia da litologia carbonato-clorita xisto sob alteração hidrotermal do Halo Distal (cloritização + carbonatação). a) Lâmina delgada (12C-36), banda da matriz composta por quartzo + clorita. b) Lâmina delgada (12C-36), região quartzosa com venulações de clorita.

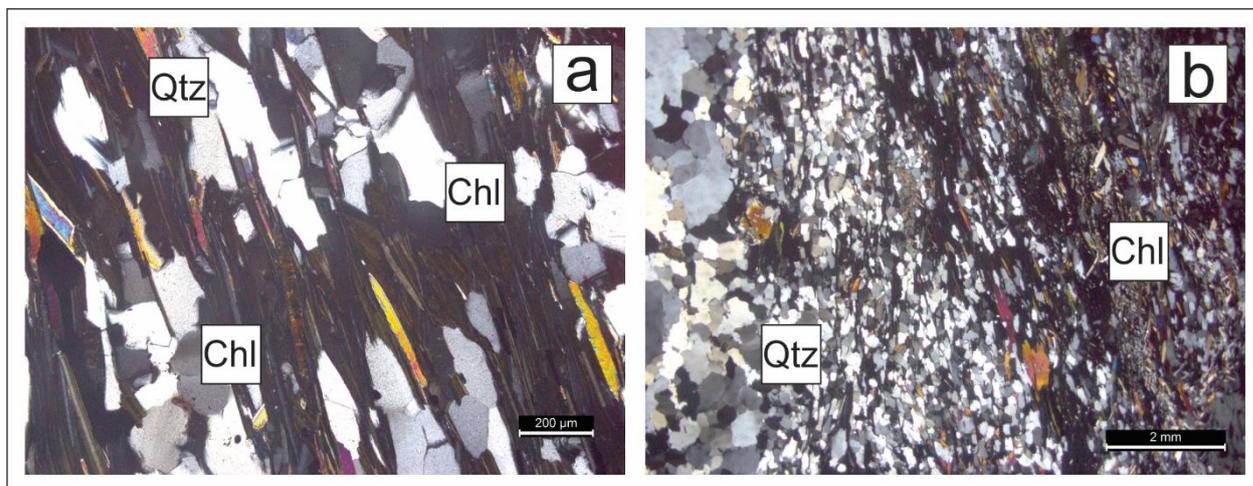
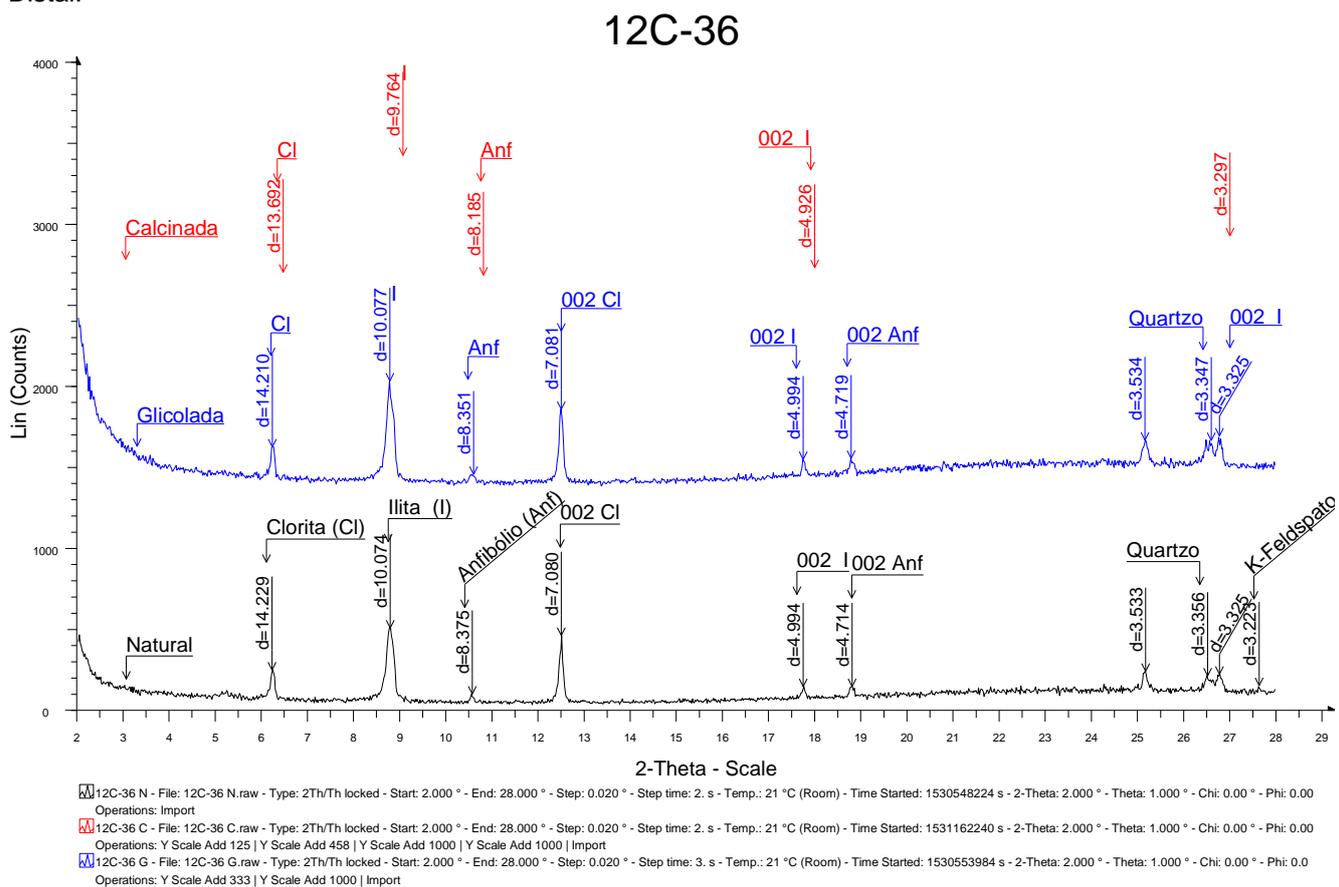


Figura 29: Difratograma evidenciando a formação de clorita na zona de alteração hidrotermal do Halo Distal.

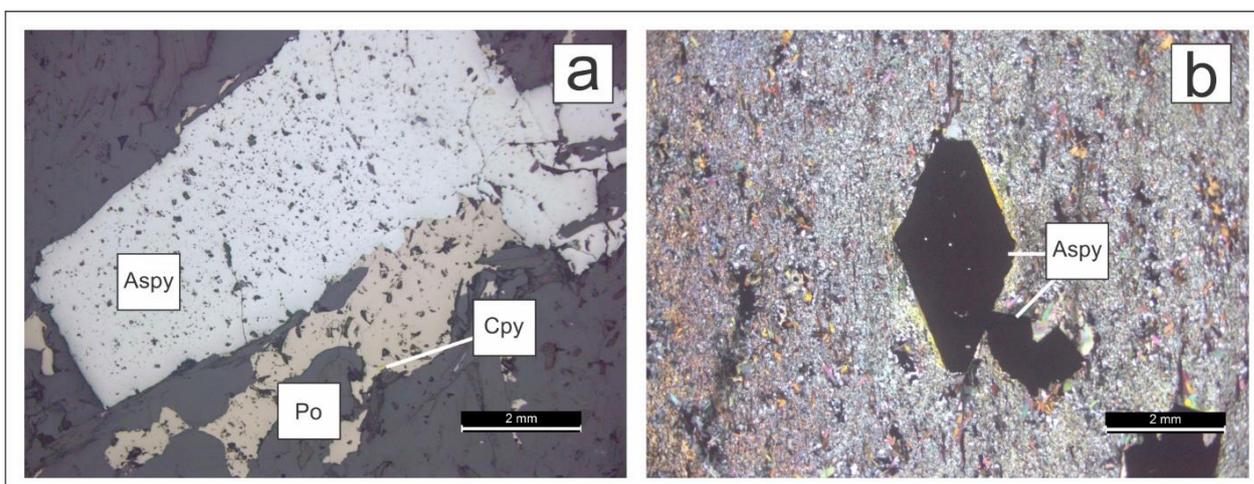


5.4. MINERAIS DE MINÉRIO

Os minerais de minério que compõe o corpo de minério Mangaba são: Arsenopirita (Aspy), Pirrotita (Po), Calcopirita (Cpy), Rutilo (Rt) e Ouro (Au). Estes minerais têm uma ampla variação modal nas litologias em que estão presentes. A maior parte dos minerais de minério estão associados ao hidrotermalismo registrado nas litologias estudadas, atribuídos a venulações marcadas pela entrada de quartzo e carbonato, predominantemente.

A arsenopirita é o principal mineral de minério presente no corpo aurífero Mangaba, sendo considerado um guia prospectivo para a região. A presença de Aspy está relacionada intimamente às zonas de enriquecimento em ouro. Os cristais de Aspy tem em média entre 1 e 2 mm segundo o eixo principal e estão dispersos aleatoriamente nas litologias MVA e FC. Os cristais de Aspy são preferencialmente euédricos e possuem as bordas estáveis (Figura 30). Os teores de ouro atribuídos aos cristais de Aspy estão nas bordas, inclusos ou preenchendo fraturas.

Figura 30: Fotomicrografia de cristais de arsenopirita na litologia metavulcânica ácida com tendência a euédricos e com borda estável. a) Lâmina delgada (12C-25A), arsenopirita bordejada por pirrotita, calcopirita inclusa na pirrotita. b) Lâmina delgada (12C-25A), arsenopirita euédrica em matriz fina de MVA.

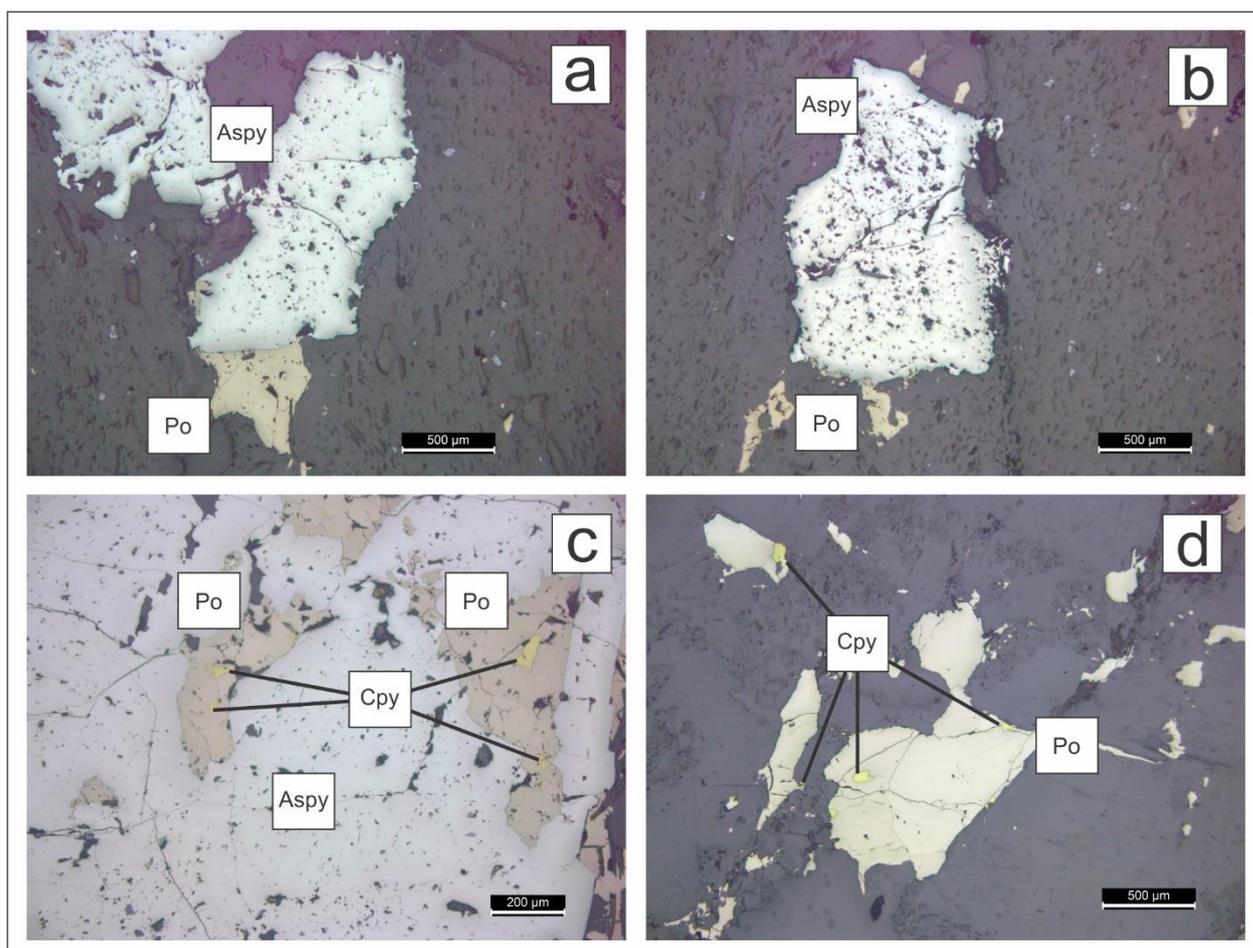


A pirrotita está presente como cristais estirados, dispersos na matriz, orientada segundo a foliação principal sendo que a esta fase não são identificados teores de ouro. Os cristais de Po desta fase apresentam evidências de deformação. Esta fase está presente ao longo de toda a litologia FC, também presente na litologia MVA, podendo ocorrer também na litologia CBCX. Há uma segunda fase de formação

de Po nas regiões mineralizadas e com presença de ouro atribuída a ela, principalmente nas de borda dos cristais e nas fraturas dos cristais. Não há evidência de deformação nesta fase de formação de pirrotita e os cristais são anédricos com as bordas corroídas e reativas indicando instabilidade (Figura 31).

A calcopirita é o sulfeto menos abundante no sistema, está preferencialmente associado como inclusão ou na borda de cristais maiores de Aspy ou Po, raramente há ocorrência de cristais de Cpy livres na matriz (Figura 31c e Figura 31d).

Figura 31: Fotomicrografia de cristais de pirrotita, arsenopirita e calcopirita. a) Lâmina delgada (12C-24), arsenopirita bordejada por pirrotita. b) Lâmina delgada (12C-24), pequenos cristais de pirrotita próximos a arsenopirita. c) Lâmina delgada (12C-24), inclusões de calcopirita em pirrotita e de pirrotita em arsenopirita. Lâmina delgada (12C-28A), calcopirita como inclusão e na borda de pirrotita.

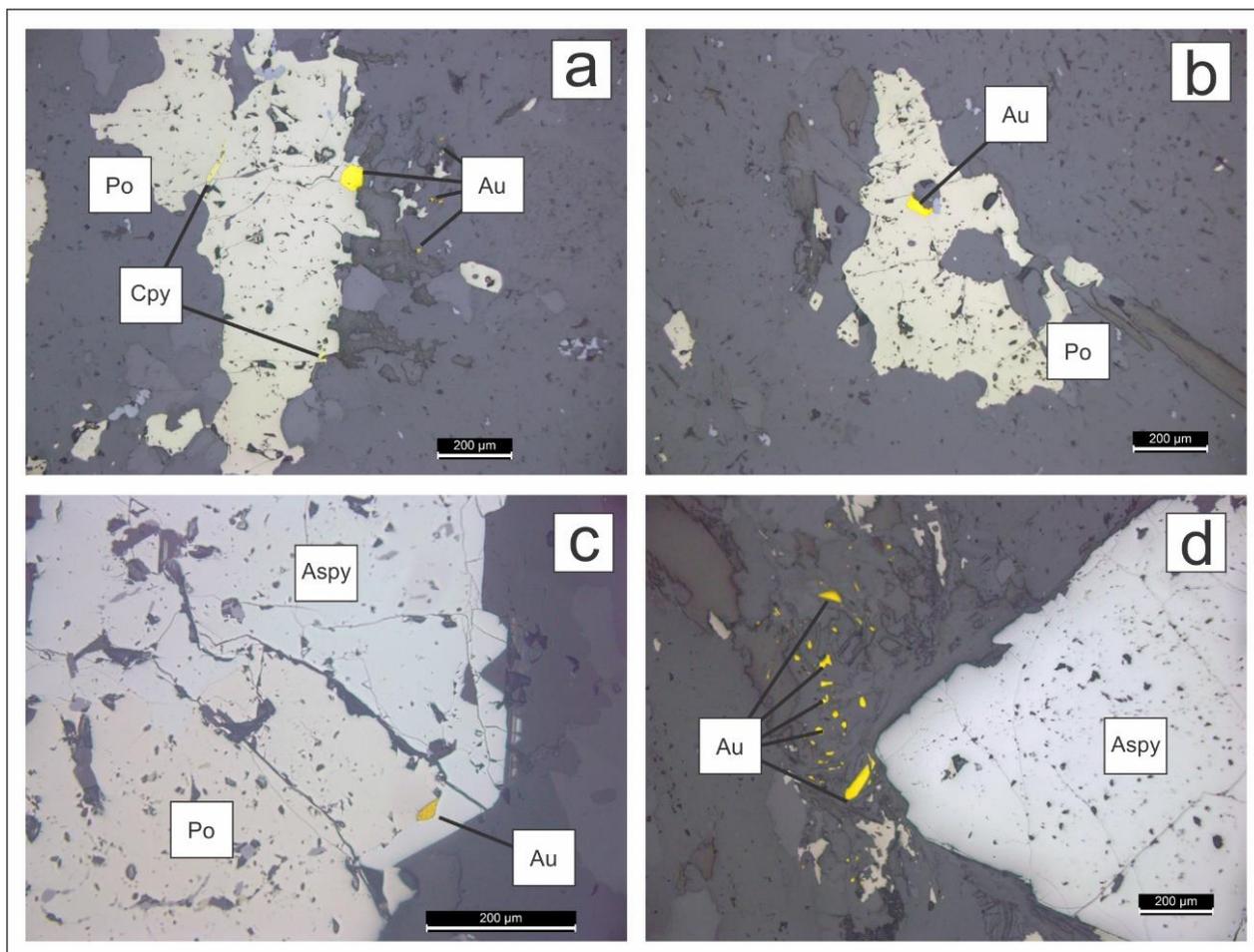


O rutilo ocorre predominantemente no FC e está associado a porções com matéria orgânica em regiões onde ocorreram percolações de fluídos hidrotermais. A quantidade de rutilo é <1% e em geral tem tamanho de até 0,5 mm com hábito acicular.

O ouro ocorre nas litologias MVA e FC, associado a zonas com evidências de percolação de fluídos hidrotermais. Pode ocorrer livre na ganga ou associado a

inclusões, em fraturas e nas zonas de borda de cristais de sulfetos (Figura 32). O ouro que ocorre no corpo Mangaba tem dimensões < 0,5 mm, o que raramente permite visualização a olho nu.

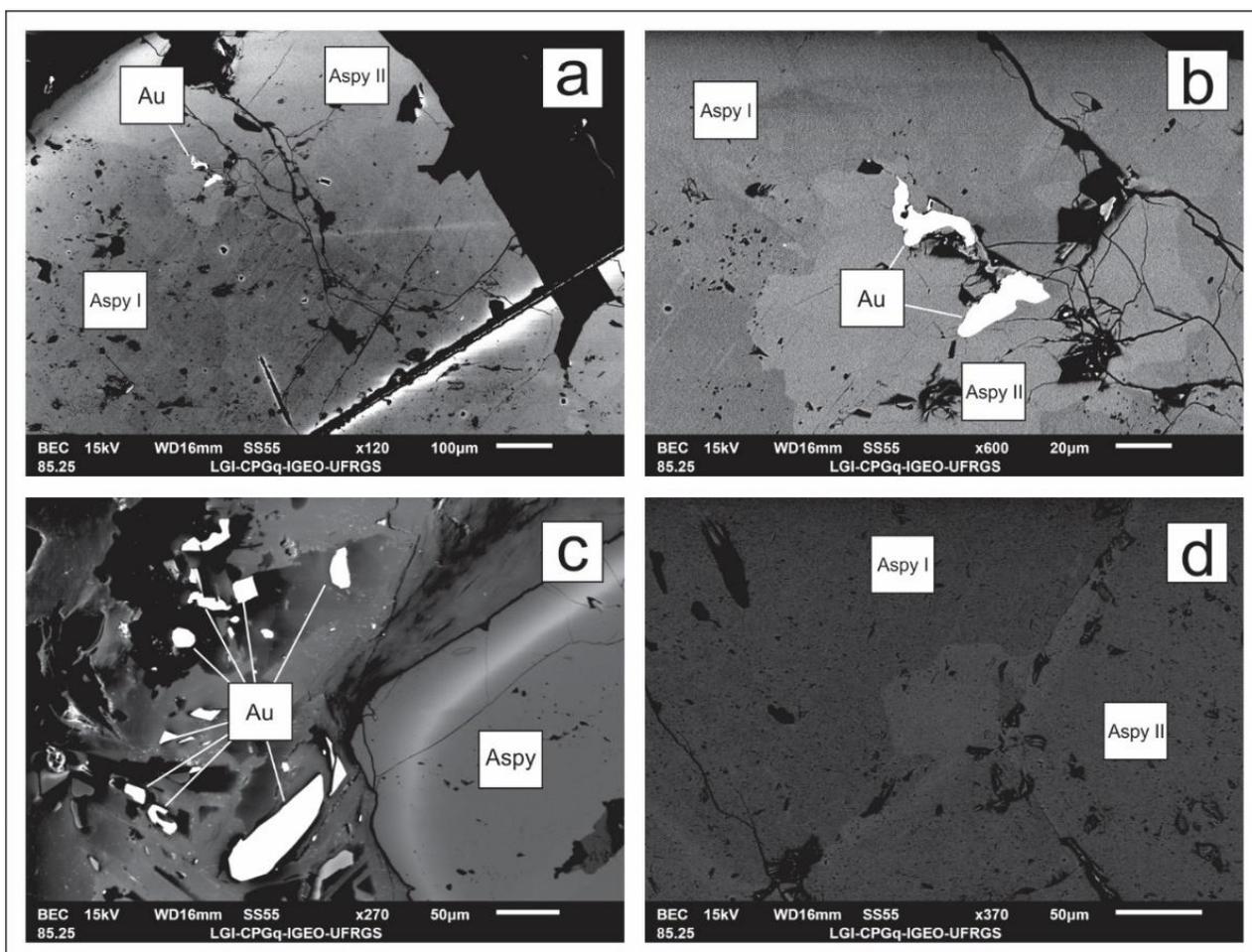
Figura 32: Fotomicrografia usando técnica de luz refletida. Lâmina delgada (12C-23A), grão de Au de aproximadamente 100µm na borda de Po, grãos menores dispersos na ganga. b) Lâmina delgada (12C-23A), Au incluído em cristais de Po. c) Lâmina delgada (12C-24), Au incluído em Aspy. d) Lâmina delgada (12C-24), grãos de Au dispersos na ganga, junto a cristais de Bt e Cb, próximo de Aspy euédrica.



5.5. TEORES DE OURO

Os teores de ouro nas amostras foram determinados em intervalos dos furos de sondagem, que podem variar de 0,8 a 1,2 metros. O método utilizado é *fire assay*, realizado nos laboratórios da AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande. Os resultados das análises de teores são apresentados em ppm. O intervalo de detecção no laboratório para este tipo de análise é de 0,03 ppm (limite de detecção). Nos furos analisados no presente estudo indicaram 28,6 ppm como valores máximos. Os teores considerados são os que estão acima do *cutoff* (teor de corte). Esse valor é variável de acordo com os custos de operação para o corpo e o valor da onça (Oz) de ouro no mercado mundial.

Figura 33: Imageamento *backscattering* em MEV. a) Lâmina delgada (12C-24), ouro incluído em Aspy II. b) Lâmina delgada (12C-24), ouro incluído em Aspy II. c) Lâmina delgada (12C-24), ouro livre na ganga (Bt + Cb) próximo a um cristal euédrico de Aspy. d) Lâmina delgada (12C-24), duas fases de Aspy lado a lado.



As amostras 12C-23, 12C-24A e 12C-25 foram analisadas em microscópio eletrônico de varredura (MEV) onde foram realizados imageamentos *backscattering* e análises semi-quantitativas de EDS. As análises em MEV foram direcionadas para melhor compreensão dos sulfetos, a metalização das lâminas delgadas foi realizada com carbono, afim de não contaminar com Au as amostras.

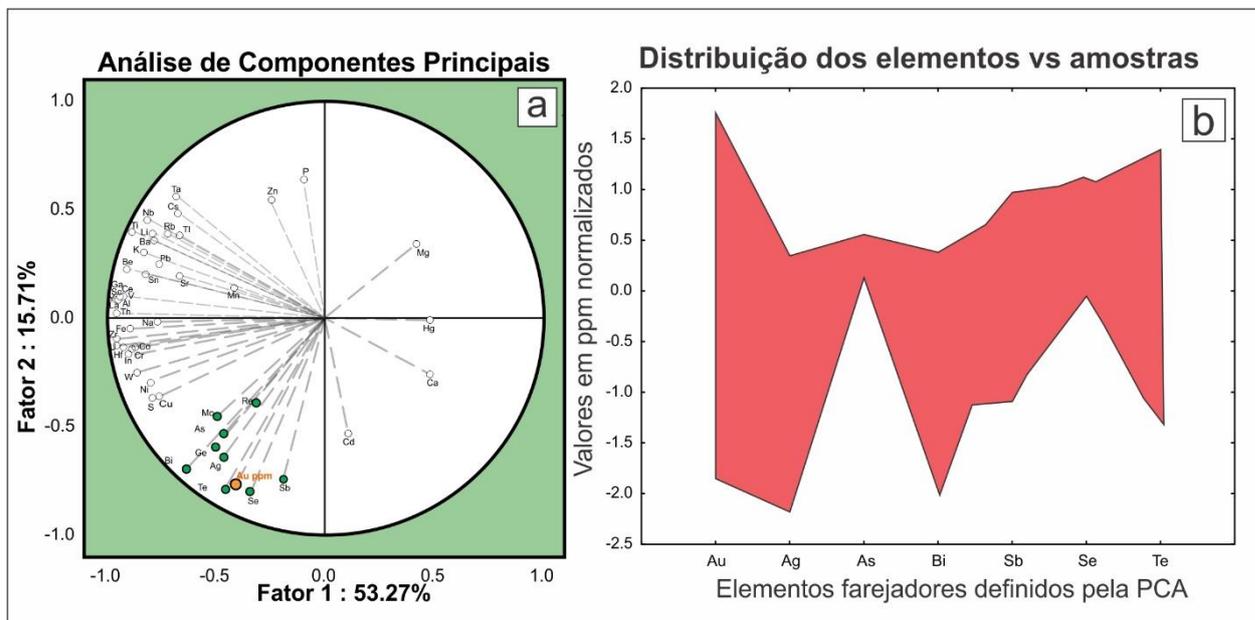
Durante o imageamento *backscattering* foi observado duas texturas diferente nos cristais de Aspy, uma fase mais clara e outra fase mais escura (Figura 33). Foram realizadas análises de EDS nas duas fases de Aspy onde foram identificadas composições distintas entre as duas fases. A fase mais escura, denominada de Aspy I possui mais S na sua composição. Enquanto a fase mais clara, denominada Aspy II tem sua composição enriquecida de As. Foi observado ocorrências de ouro preferencialmente associado a fase mais clara, enriquecida em As.

Análises de geoquímica de rocha total foram realizadas em 32 amostras provenientes dos furos IGAESD0012C, IGAESD0012, IGAESD0012E, nos intervalos mineralizados. Nas 32 amostras foram analisados um pacote de 50 elementos químicos. As amostras foram solubilizadas a partir do método de digestão ácida total. As análises foram realizadas por ICP-MS nos laboratórios da ALS GLOBAL.

Os resultados foram emitidos pelo laboratório da ALS em formato de tabela no Excel, e a estes resultados brutos foi aplicada uma correção dos valores, segundo a seguinte fórmula: $(Z = \text{escore bruto} - \text{média} / \text{desvio padrão})$. Os dados foram transformados pela correção para que todos os resultados estejam com mesmo peso, permitindo assim que as análises multivariadas não sejam influenciadas por valores numéricos muito elevados. Os resultados geoquímicos de rocha total após terem sido tratados, foram submetidos a Análise de Componentes Principais (PCA) com o auxílio do software *Statistica*. Este método foi empregado a fim de reduzir as 50 variáveis dos resultados de laboratório, criando outras duas variáveis que serão chamadas de eixos principais. Foram utilizados somente os dois primeiros eixos, que são os mais importantes porque explicam a maior variância envolvida nos dados. Como resultado da PCA foi gerado um agrupamento de elementos químicos que estão mais correlacionados com a variação dos teores de ouro nas amostras. O agrupamento de elementos com maior correlação com Au é composta pelos elementos que estão destacados em verde no terceiro quadrante da (Figura 34). Os

elementos As, Ag, Bi, Ge, Mo, Re, Sb, Se, Te formam o *cluster* de elementos químicos que tem a maior correlação com a variação dos teores de Au nas amostras estudadas.

Figura 34: a) Gráfico de Análise de Componentes Principais evidenciando o agrupamento dos elementos que tem maior correlação com Au no terceiro quadrante. b) Variação dos teores em ppm para cada um dos elementos nas 32 amostras analisadas.



6. CONCLUSÕES

A sequência estratigráfica onde está hospedado o corpo aurífero Mangaba, está representado por litologias descritas como metavulcânica ácida e filito carbonoso. Essa sequência tem características de rochas formadas em um ambiente deposicional subaquoso de baixa energia. Os protólitos representados por tufo cristalino fino e folhelho carbonoso foram depositados na forma de lentes alternadas e interdigitadas em uma bacia vulcano-sedimentar. Eventos deformacionais posteriores foram responsáveis pela formação e pelos controles da mineralização epigenética de ouro, de carácter sin a tardi-tectônica do *Greentone Belt* de Crixás, responsáveis pela formação de fluídos metamórficos áquo-carbônicos de baixa salinidade e ricos em sílica, atuantes na alteração hidrotermal sobre as rochas da bacia. Um dos principais canais para a percolação desses fluídos foi a Estrutura IV, que é caracterizada como uma das zonas de máxima deformação heterogênea dúctil-rúptil que controla alguns dos principais corpos de minério da região.

A litologia metavulcânica ácida atuou como uma rocha porosa e permeável, com características geoquímicas de reatividade, de pH e eH, permitindo que a mineralização aurífera fosse ali posicionada de forma preferencial quando comparada ao filito carbonoso associado. Dentro desse pacote vulcano-sedimentar não houve espaço ou condições físicas e químicas para a geração de veios massivos de quartzo. No entanto, houve uma silicificação pervasiva intensa sobre as duas litologias, MVA e FC, marcada pela presença de vênulas e bolsões de quartzo + carbonato + plagioclásio + biotita + mica branca + pirrotita + arsenopirita ± calcopirita ± rutilo.

A alteração hidrotermal que marca a zona mineralizada permite caracterizar três zonas de alteração descritas como: Halo Proximal, Halo Intermediário e Halo Distal. Os maiores teores auríferos identificados estão no Halo Proximal que se encontra sobre as litologias MVA e FC. O Halo Proximal é marcado pela presença de alteração hidrotermal caracterizada por silicificação pervasiva e alteração sódica. As três zonas principais de alteração foram geradas pela passagem de fluídos hidrotermais áquo-carbônicos ricos em sílica com uma aparente alta taxa de permanência na rocha alterada. Especialmente, o Halo Intermediário está envelopando o Halo Proximal como uma região mais distal e resulta de um fluído hidrotermal que estabilizou principalmente filossilicatos (mica branca + biotita ±

clorita) com uma presença significativamente menor de sulfetos, caracterizando uma zona de menor enriquecimento em ouro em relação ao Halo Principal. O Halo Distal é caracterizado por alteração marcada por carbonato e clorita, representando uma alteração precoce em relação as demais e afetou de forma pervasiva todo o pacote que sofreu alteração hidrotermal. Há presença de clorita tardia, sem relação com a cloritização pertencente ao Halo Distal, sendo esta atribuída a retrometamorfismo sobre a biotita.

Os teores de ouro estão fortemente associados a sulfetação, o ouro está presente como inclusão, preenchendo fraturas e na borda dos cristais de pirrotita e arsenopirita. Ainda, não menos comum, há ocorrência de ouro livre na ganga com tamanho de grão variando de 0,02 a 0,5 mm.

Análises em microscópio eletrônico de varredura mostraram zonações nos cristais de arsenopirita sobre os quais pode-se identificar duas fases de arsenopirita. A Aspy I em imageamento *backscattering* tem coloração mais escura e sua composição é mais rica em S e depletada em As. A Aspy II em imageamento BS tem coloração mais clara em relação a Aspy I, através de análises semiquantitativas de EDS foi constatado que esta fase de arsenopirita está enriquecida em As e depletada em S em relação a Aspy I. Os teores de ouro estão presentes preferencialmente na fase de arsenopirita II que é mais enriquecida em arsênio.

A partir dos resultados de geoquímica multielementar em rocha total, de amostras providas da zona de enriquecimento, foram *clusterizados* elementos químicos que têm correlação com Au. As rochas hospedeiras sofrem enriquecimento nesses elementos nas regiões de alto teor. Os elementos definidos foram As, Ag, Bi, Ge, Mo, Re, Sb, Se, Te sendo estes considerados *pathfinder* para a exploração de ouro no Distrito Aurífero de Crixás. Outros parâmetros prospectivos podem ser empregados para corpos de minério hospedados na Estrutura IV, como: presença da litologia MVA acima da Estrutura IV, presença de alteração hidrotermal com silicificação pervasiva e alteração sódica sobrepostas, aumento da presença de arsenopirita nas litologias MVA e FC, além do cluster de elementos definidos como *pathfinder* para o *Greenstone Belt* de Crixás.

7. REFERENCIAS

- 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.
- 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.
- 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.
- Castoldi, M.A.S. 2015. **O distrito aurífero de Crixás – GO: Caracterização do novo corpo de minério Ingá.** Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 177 p.
- Colvine, A.C. 1989. **An empirical model for the formation of the Archean gold deposits: products of final cratonization of the Superior Province, Canada.** Economic Geology, Monography, 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 Paper, p. 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, 34, Anais, SBG, p. 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. p. 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, p. 22.
- Danni, J.C.M., Fuck, R.A. & Leonardos Jr., O.H. 1982. **Archean and lower proterozoic units in central Brazil.** Geology. Rundschau., 71, p. 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, p. 329-334.
- 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., Giulian, 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, p. 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, Simpósio 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.** Economic Geology, 81, p. 2045-2058 p.
- Groves, D.I. & Foster, R.P. 1991. **Archean Lode gold deposits.** In: Foster R.P. (ed) **Gold metallogeny and exploration.** Chapman and Hall, London, p. 63-103.
- 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, p 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, v. 26. p. 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, p. 201-214.
- Jost, H. & Scandolara, 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. p. 119-134.

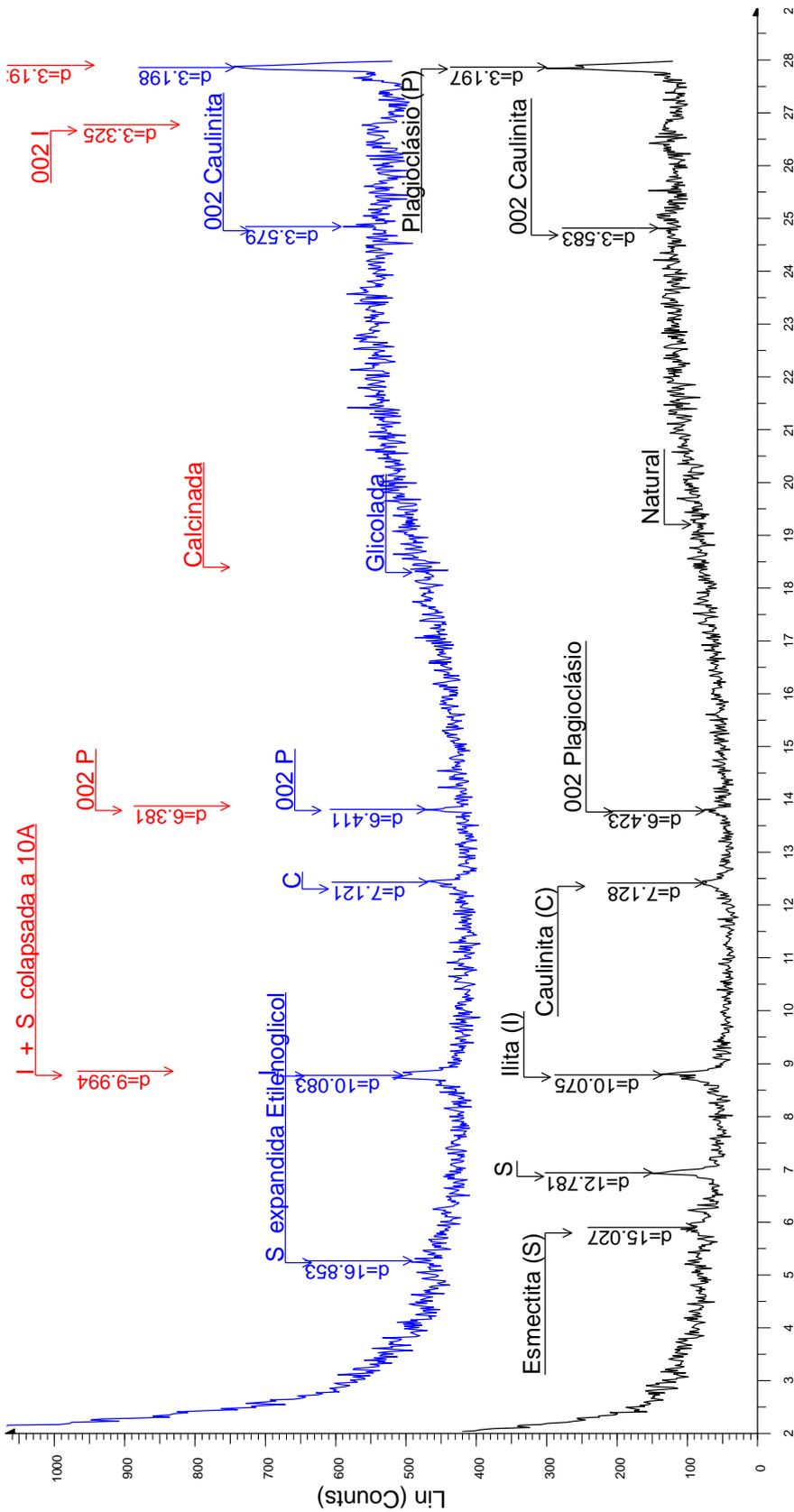
- Jost, H., Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Tassinari, C.C.G., Martins, R. 2010. **A U-Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás greenstone belt, Goiás, Central Brazil**. *Ore Geology Reviews* 37 (2010), p. 127-139.
- Kuyumjian, R.M. 1981. **Geologia e mineralização aurífera do greenstone belt da Faixa Crixás-GO**. Brasília, 67 p. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.
- 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.
- Massucato, A.J. 2004. **Relatório de geologia estrutural - Aspectos estruturais do Greenstone Belt de Crixás – GO**. Anglogold Ashanti, Crixás-GO, 30p. Relatório Interno.
- 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.
- Pinheiro, W. F., Filho, O. B. F., Neves, C. A. R., Costa, M. M. D. 2016. **Anuário mineral brasileiro: Principais substâncias Metálicas**. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. p. 31.
- 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, nº 10, p. 1326-1332.
- Pires, A.C.B. 1995. **Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás**. *Revista Brasileira de Geociências* 25(1), p. 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**. *Journal of the Geological Society of Australia*, 30, p. 35-39.
- Powell, R., T. M. Will, and G. N. Phillips, 1991. **Metamorphism in Archaean Greenstone Belts: Calculated Fluid Compositions and Implications for Gold Mineralization**. *Journal of Metamorphic Geology*, 9.2, p. 141–150.
- 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.

- 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), p. 77-94.
- Ribeiro Filho, W. 1984. **Geologia e alguns aspectos das mineralizações auríferas das faixas Pilar e Guarinos**. SBG, Núcleo Centro-Oeste, Boletim 14, p. 1-24.
- 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), p. 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.
- 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.
- 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**. Economic Geology, 85, p. 928-942.
- 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, p. 491-498.

8. APÊNDICES

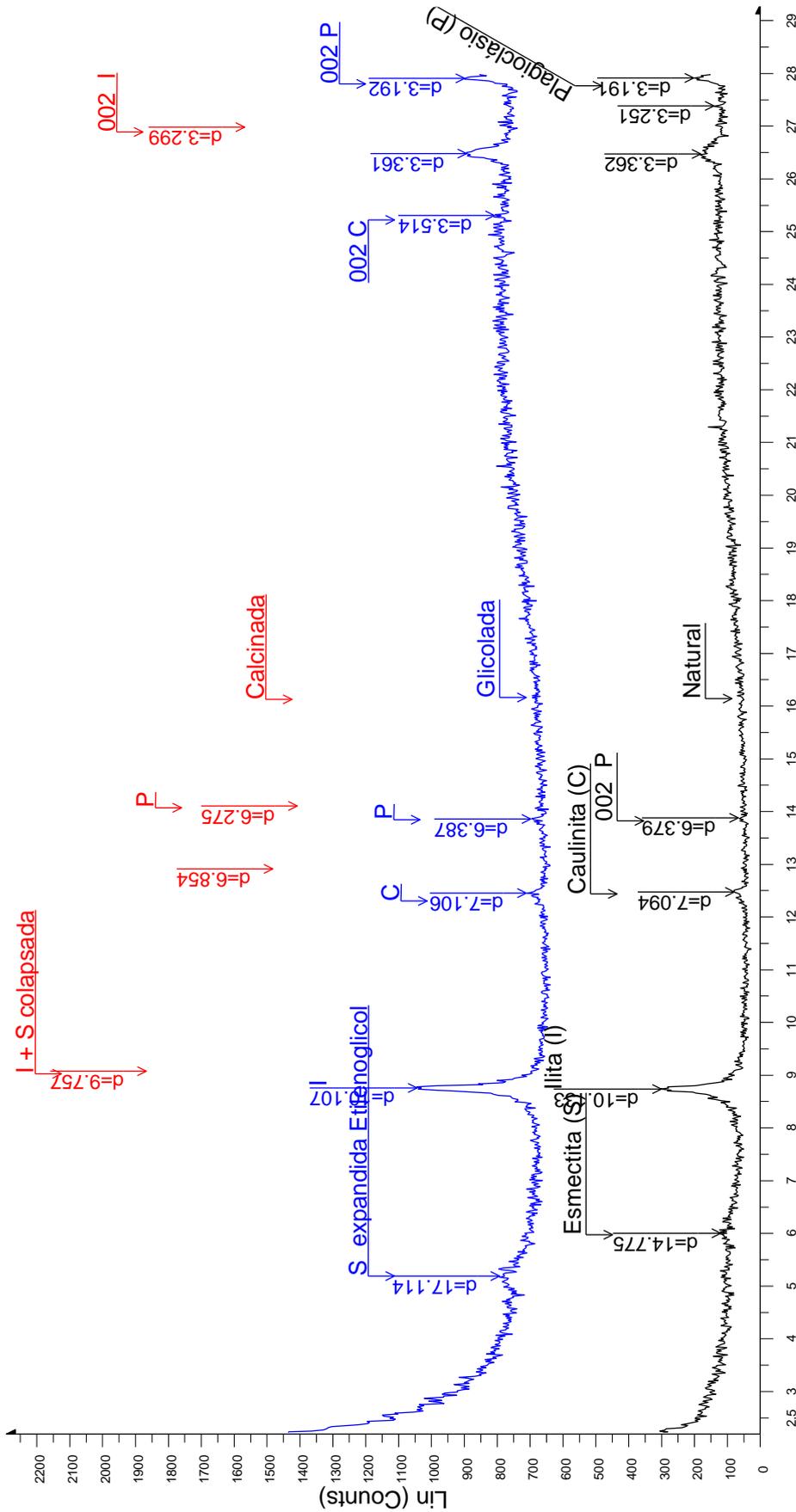
APÊNDICE I – Difratomogramas de raio X

12C-15



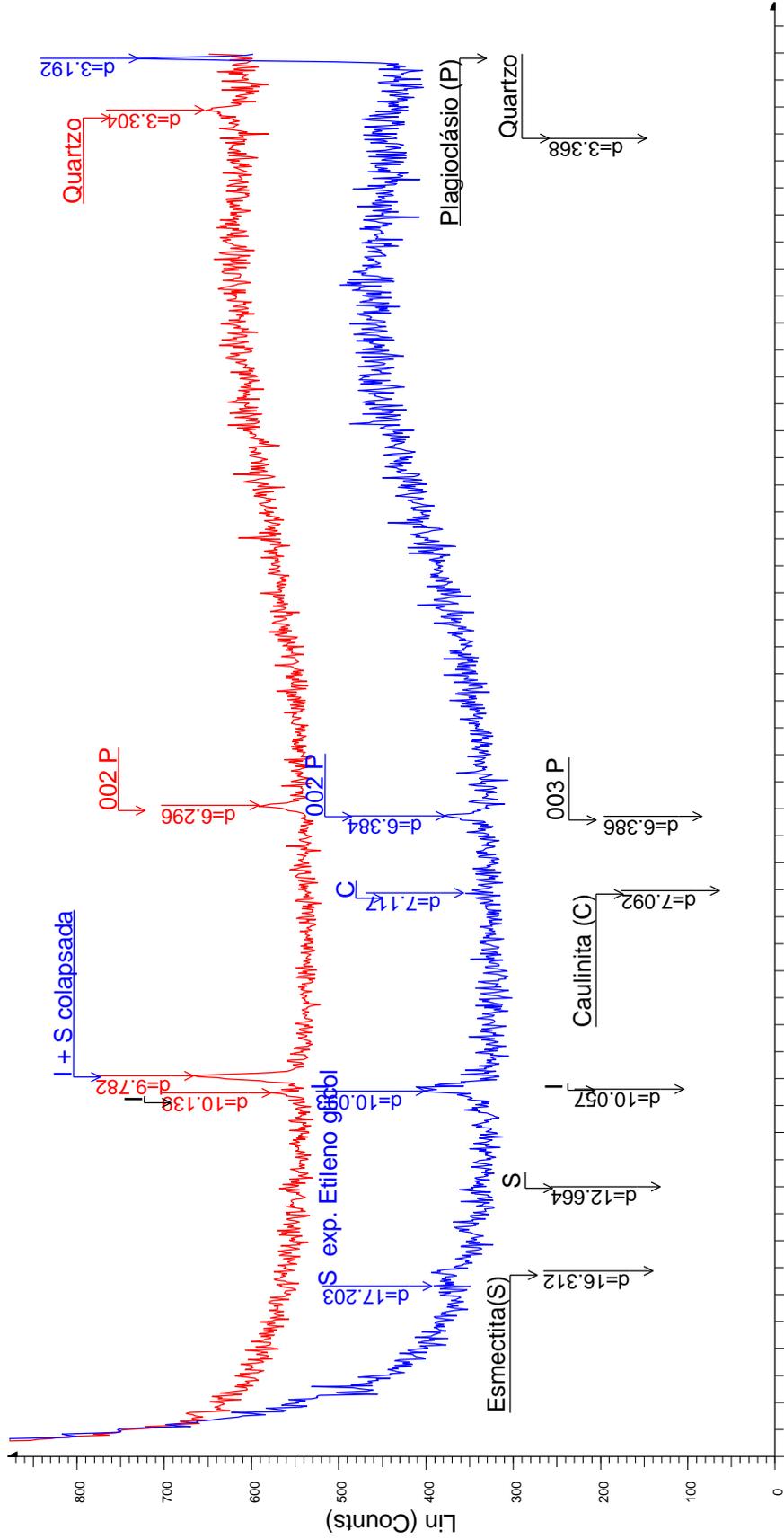
12C-15 N - File: 12C-15 N.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1530555136 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 °
 Operations: Import
 12C-15 C - File: 12C-15 C.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1530727424 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 °
 Operations: Y Scale Add 667 | Import
 12C-15 G - File: 12C-15 G.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1530632192 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 °
 Operations: Y Scale Add 333 | Import

12C-19A



12C-19A N - File: 12C-19A N.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1530558208 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0
 Operations: Import
 12C-19A C - File: 12C-19A C.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1531158016 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0
 Operations: Y Scale Add -167 | Y Scale Add 500 | Y Scale Add 1000 | Import
 12C-19A G - File: 12C-19A G.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1530636544 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0
 Operations: Y Scale Add -208 | Y Scale Add 792 | Import

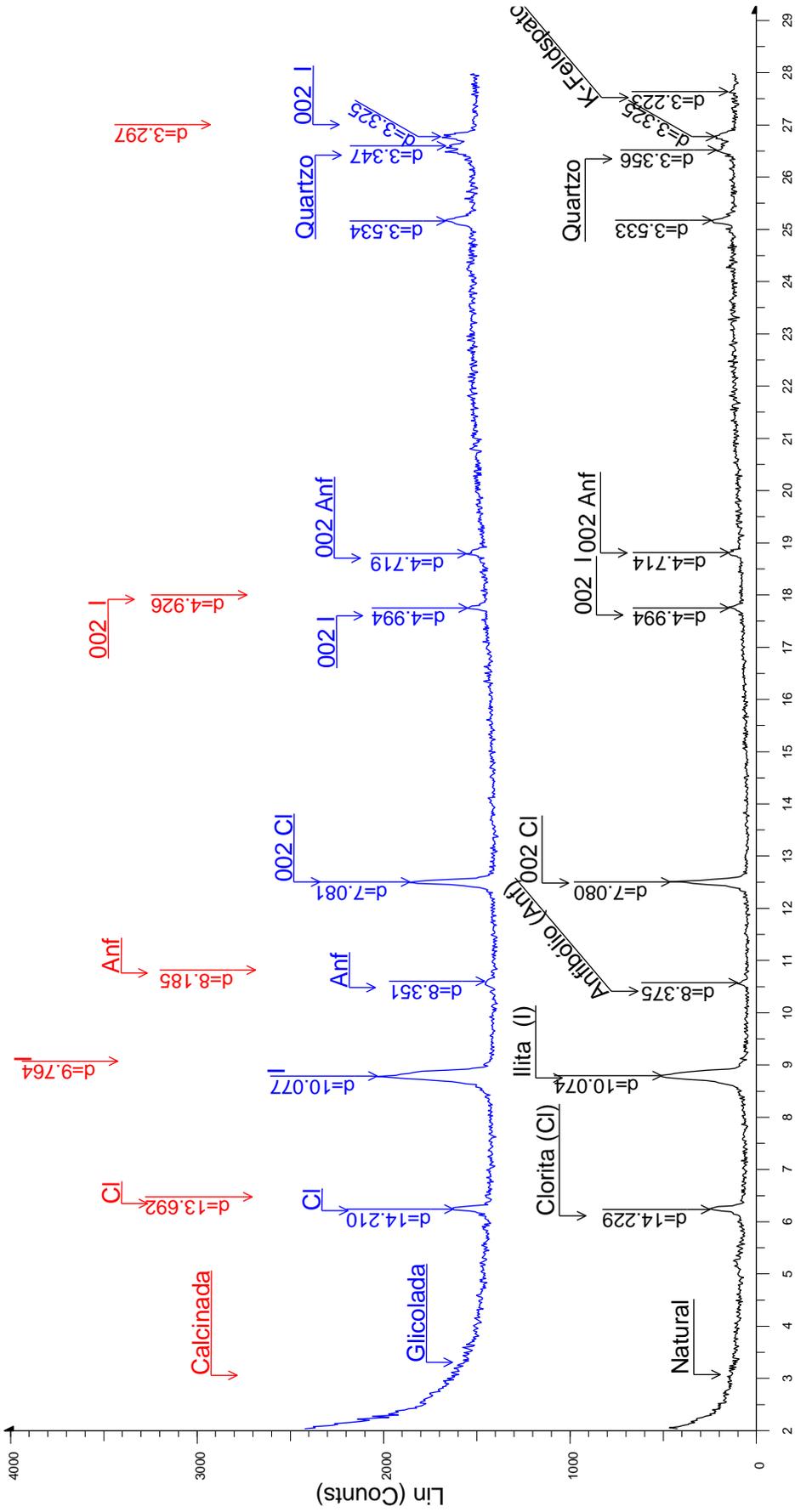
12C-24



2-Theta - Scale

- █ 12C-24 N - File: 12C-24 N.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1530625536 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00
- █ 12C-24 C - File: 12C-24 C.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1531164928 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00
- █ 12C-24 G - File: 12C-24 G.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 21 °C (Room) - Time Started: 1530643712 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00

12C-36



2-Theta - Scale

12C-36 N - File: 12C-36 N.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 ° C (Room) - Time Started: 1530548224 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00
 Operations: Import
 12C-36 C - File: 12C-36 C.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 21 ° C (Room) - Time Started: 1531162240 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00
 Operations: Y Scale Add 125 | Y Scale Add 458 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import
 12C-36 G - File: 12C-36 G.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 21 ° C (Room) - Time Started: 1530553984 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00
 Operations: Y Scale Add 333 | Y Scale Add 1000 | Import

APÊNDICE II – Geoquímica de rocha total

SAMPLE	Au ppm	Ag ppm	Al per	As ppm	Ba ppm	Be ppm	Bi ppm	Ca per	Cd ppm	Ce ppm	Co ppm	Cr ppm	Cs ppm	Cu ppm	Fe per	Ga ppm
12C-11	0,668	0,19	7,53	13,3	470	0,59	0,15	3,23	0,21	49,7	15,4	68	0,36	46,8	4,86	18,55
12C-12	0,207	0,02	7,87	3100	490	1,29	0,14	3,85	0,25	59,8	21	66	1,05	30,3	4,3	21,2
12C-13	1,32	0,07	8,72	736	790	1,29	0,17	1,99	0,16	58,7	17,7	77	1,84	63,1	5,22	23,9
12C-14	0,946	0,36	8,3	897	1230	1,51	0,15	0,93	0,13	54,7	18,2	54	2,22	38,6	4,81	20,8
12C-15	1,41	0,34	7,88	435	560	1	0,13	1,86	0,21	45,3	14,7	62	1,29	36,2	4,45	19,6
12C-16	1,475	0,27	7,59	417	500	0,51	0,29	2,76	0,24	42	20,8	50	0,27	56,7	6,52	17,75
12C-17	1,555	0,15	8,37	227	320	0,77	0,14	1,51	0,14	55,9	17,5	76	1,37	22,7	4,41	22,5
12C-18	2,77	0,65	8,47	303	400	0,66	0,37	1,94	0,18	51,6	20,1	55	0,97	59	6,32	20,1
12C-22	4,28	1,18	8,72	564	730	1,03	0,29	2,47	0,25	59,2	20,3	63	0,59	52,9	5,66	23,5
12C-23	1,62	0,24	8,29	97,5	700	0,8	0,14	1,68	0,16	47,6	16,4	56	1,68	43,4	4,64	21,7
12C-24	63,3	2,46	8,91	10000	530	0,77	1,36	1,63	0,17	63,6	19,9	65	0,23	42,6	5,03	18,6
12C-25	0,812	0,06	9,21	8450	1250	1,51	0,25	1,04	0,15	73,9	21,9	115	3,62	84,6	5,2	26,5
12C-26	9,45	0,98	8,19	10000	420	0,48	1,59	3,09	0,37	47,5	21,6	65	0,22	105	4,61	15,3
12C-29	1,56	0,29	5,75	6230	1170	0,78	0,47	0,86	0,19	44,1	42,4	99	1,31	75,5	3,22	17,45
12C-39	0,012	0,01	0,57	39,4	130	0,05	0,01	12,4	0,63	0,92	3	17	0,35	5,4	0,78	1,9
12C-40	0,095	0,01	0,12	93,4	20	0,05	0,03	2,45	0,2	0,67	0,6	17	0,05	6,6	0,73	0,46
12_08	0,437	0,28	8,06	134,5	280	0,59	0,28	2,37	0,26	41	20,1	60	0,22	53,5	5,18	16
12_11	0,151	0,06	8,21	678	840	1,3	0,04	1,33	0,11	49,4	15,1	53	2,35	14,1	4,69	23,9
12_12	8,4	1,51	9,51	10000	500	1,42	2,67	2,37	0,28	62,9	25,1	80	0,82	369	6,14	30,7
12_14	0,198	0,18	7,74	611	1010	1,11	0,11	2,74	0,19	48,6	16,5	65	0,86	45,7	4,71	21,8
12_15	0,024	0,09	6,85	41,6	1670	2,51	0,08	1,36	0,17	48,1	9,8	40	2,08	95	4,03	19,05
12_17	0,165	0,02	9,27	2610	3210	2,87	0,19	2,06	0,27	71,5	11,1	45	2,73	89,2	3,92	24,4
12_18	0,062	0,08	9,15	89,4	2220	1,72	0,34	0,95	0,14	75,3	16,6	137	2,97	63,8	4,41	29,1
12E_07	0,032	0,01	8,38	106	1680	1,37	0,1	0,94	0,16	56,4	17,4	99	3,69	12	4,54	28,8
12E_08	0,476	0,08	9,19	1970	1800	1,69	0,11	1,76	0,2	48	20,9	57	2,47	28,9	3,2	27,6
12E_09	19,4	0,62	7,59	146,5	800	1,61	0,24	3,24	0,59	57	7,1	84	0,9	168	5,25	19,05
12E_10	2,22	0,59	8,67	10000	1070	1,34	0,26	2,51	0,37	56,5	20,4	64	1,16	87,5	4,05	23,8
12E_12	7,27	0,64	10,65	10000	390	2,41	1,16	3,02	0,9	56,3	38,5	224	2,29	169	5,14	42,8
12E_15	0,049	0,09	6,43	43,2	370	1,45	0,1	1,48	0,16	63	10,6	29	0,81	87,4	4,56	15,15
12E_17	1,25	0,09	4,72	10000	130	1,27	1,24	0,7	0,26	36,7	44,8	80	4,97	301	5,94	14,4
12E_19	0,041	0,07	8,78	123	1140	1,64	0,08	1,31	0,22	55,1	18	59	1,73	35,6	4,81	24

SAMPLE	Ge ppm	Hf ppm	Hg ppm	In ppm	K per	La ppm	Li ppm	Mg per	Mn ppm	Mo ppm	Na per	Nb ppm	Ni ppm	P ppm	Pb ppm	Rb ppm	Re ppm
12C-11	0.05	2.8	0.005	0.03	0.59	25.5	11.4	1.31	899	0.68	4.55	3.6	24.3	620	12.2	10.6	0.002
12C-12	0.13	2.8	0.005	0.052	0.84	26.8	17	1.03	902	0.72	4.47	8.7	25.5	3080	17.3	16	0.002
12C-13	0.06	2.8	0.007	0.047	1.5	28.9	26.7	1.28	731	0.88	4.34	9.8	44.6	790	13.7	41.9	0.002
12C-14	0.07	2.4	0.005	0.044	1.88	29.6	29.7	1.21	463	0.56	4.17	8.3	22.8	770	10.8	50	0.002
12C-15	0.05	2.5	0.005	0.044	0.85	23.7	18.4	1.18	735	0.66	5.2	4.3	34.3	570	13.1	27.6	0.002
12C-16	0.07	2.7	0.005	0.033	0.62	22.1	7.5	1.2	789	0.47	5.37	2.2	30.3	270	9.9	11.2	0.002
12C-17	0.05	3	0.005	0.042	0.9	29.9	22.6	1.31	546	0.63	6.04	3.2	43.7	690	7.1	27.5	0.003
12C-18	0.07	3	0.005	0.032	0.69	26.5	17.7	1.32	621	0.49	6.02	2	39.9	780	8.6	18.4	0.002
12C-22	0.11	3.3	0.005	0.05	0.96	30.7	13.2	1.07	793	0.45	5.41	2.9	31.9	590	12.3	20	0.002
12C-23	0.06	2.7	0.005	0.063	1.2	26	30.3	1.56	728	0.49	5.14	6.3	25.2	740	9.7	38.3	0.002
12C-24	1.04	3.4	0.005	0.095	0.51	33.9	11	0.73	392	5.95	6.54	2.8	53.5	60	9.8	12.1	0.005
12C-25	0.37	3.1	0.005	0.085	1.88	36.3	48.7	1.45	456	0.96	4.9	9.1	62.3	840	11.4	69.9	0.002
12C-26	0.78	3.4	0.005	0.106	0.33	21.8	14.1	1.12	650	1.05	6.21	3.4	33.4	440	11.3	5.1	0.002
12C-29	0.26	2.6	0.005	0.078	1.29	23.2	21.4	1.37	242	2.58	0.57	1.9	68.3	490	12.2	38.6	0.041
12C-39	0.05	0.1	0.005	0.007	0.32	0.5	9.1	7.12	422	0.21	0.02	0.2	10.2	440	4.1	11.3	0.002
12C-40	0.05	0.1	0.007	0.005	0.04	0.5	1.4	1	106	0.46	0.03	0.2	3	390	4.8	1.1	0.002
12_08	0.13	2.7	0.005	0.02	0.38	19.5	8	0.91	727	0.84	6.26	2.6	47.3	480	10.5	5.1	0.002
12_11	0.14	2.3	0.005	0.061	1.85	24.1	42.2	1.39	481	0.54	3.99	9	22.7	730	12.1	50	0.002
12_12	0.91	3.8	0.005	0.123	1.92	28.7	30	1.15	475	0.91	4.4	2.4	45.8	430	13	44.4	0.002
12_14	0.17	2.4	0.005	0.042	1.36	23.1	18	1.13	958	0.74	4.11	4.5	30.3	690	9.8	26.9	0.002
12_15	0.14	1.4	0.005	0.056	1.77	23.1	34.9	1.65	391	0.4	1.17	8.5	19.9	480	10.5	60.7	0.002
12_17	0.26	3.7	0.005	0.102	2.39	33	38	1.49	370	2.16	2.12	6.4	32.1	410	20.6	58.9	0.006
12_18	0.21	2.2	0.005	0.109	3.19	35.9	42.5	1.54	455	4.42	1.31	11.4	55	790	19.3	101	0.008
12E_07	0.18	1.9	0.005	0.059	2.61	26	44.7	1.26	497	0.79	2.01	10.9	58.2	790	16.8	66.3	0.002
12E_08	0.21	1.7	0.005	0.068	1.78	23.9	31	0.88	237	1.21	3.95	2.7	29.5	800	16.5	51.3	0.002
12E_09	0.2	3.1	0.005	0.047	0.96	27.3	17.4	1.28	845	3.04	3.87	2.6	84	140	14.1	18.4	0.017
12E_10	0.49	2.7	0.005	0.07	1.04	27.3	23.8	1.12	513	0.69	4.38	2.1	36.1	640	11.9	30.6	0.004
12E_12	0.82	5.8	0.005	0.249	3.65	26.6	36.5	0.91	480	4.7	1.8	4.2	126	500	14.5	76.9	0.068
12E_15	0.13	1.7	0.005	0.047	0.44	31.7	25.5	1.98	467	0.39	1.78	5.3	18.8	610	12.9	19.2	0.002
12E_17	0.72	1.5	0.005	0.087	2.02	19.2	37.3	1.46	313	10.45	0.5	7.8	183.5	290	9.2	74.9	0.136
12E_19	0.12	1.5	0.005	0.05	1.6	28.2	30.2	1.22	709	0.81	2.6	9.1	25.1	690	17.4	42.6	0.005

SAMPLE	S per	Sb ppm	Sc ppm	Se ppm	Sn ppm	Sr ppm	Ta ppm	Ta ppm	Th ppm	Ti per	Ti ppm	U ppm	V ppm	W ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm
12C-11	1.87	0.11	13.8	1	0.5	299	0.28	0.11	6.07	0.292	0.08	1.7	127	2.6	11.5	55	90.4
12C-12	0.67	0.79	14.1	1	0.9	414	0.69	0.09	5.7	0.412	0.15	2.5	114	6	21.6	97	89.6
12C-13	1.4	0.26	16.7	1	1.3	286	0.67	0.53	7.13	0.447	0.26	2.1	117	9.4	15.1	89	92.1
12C-14	1.16	0.27	14.2	1	1.6	224	0.57	0.5	6.65	0.398	0.32	1.9	124	5.2	11.7	132	81.8
12C-15	1.46	0.22	13.9	1	0.9	205	0.35	0.49	5.62	0.256	0.21	1.7	91	1.9	10.3	101	78.9
12C-16	2.79	0.21	13.5	2	0.7	199.5	0.16	0.46	5.35	0.108	0.08	1.5	100	4.4	8.7	51	87.3
12C-17	1.49	0.18	14.8	1	0.7	138.5	0.28	0.24	6.72	0.207	0.19	2.1	88	6.3	13.9	140	100.5
12C-18	2.85	0.22	15.4	2	0.6	196	0.16	0.58	6.25	0.136	0.15	1.9	93	3.7	12.3	70	105.5
12C-22	2.58	0.24	18.1	2	1.1	276	0.21	0.4	7.04	0.164	0.11	2	124	6.2	14.5	66	114.5
12C-23	1.18	0.14	16.1	1	1.1	295	0.46	0.23	6.44	0.356	0.31	1.8	116	2.4	13.1	197	89.9
12C-24	2.71	10.4	13.5	13	0.7	192	0.21	14.1	9.31	0.108	0.07	3.3	72	5.8	12	48	109
12C-25	1.27	2.36	20	2	1.7	228	0.68	1.67	7.68	0.446	0.49	2.3	123	7.6	17	165	114.5
12C-26	2.11	6.66	15	11	0.6	228	0.24	22.1	6.79	0.17	0.07	1.9	81	6.8	13.9	69	131.5
12C-29	0.71	2.32	14	5	1.5	87.7	0.15	2.37	7.13	0.192	0.32	3.1	119	5.8	22.8	151	98.6
12C-39	0.01	1.11	3.3	1	0.2	57.2	0.05	0.05	0.07	0.013	0.11	0.1	21	0.6	1.1	45	4
12C-40	0.01	0.32	0.7	1	0.2	11.4	0.05	0.07	0.09	0.005	0.02	0.1	2	0.2	0.6	109	1.1
12_08	2.51	0.19	11.9	2	0.6	206	0.18	0.27	4.83	0.117	0.05	1.6	51	5.7	10.5	72	98.6
12_11	0.23	0.33	15.7	1	1.6	327	0.64	0.11	5.47	0.407	0.42	1.8	117	5	12.7	172	81.5
12_12	3.29	7.11	22.1	12	1.7	263	0.18	27.5	7.05	0.174	0.33	2.2	152	7.1	15.7	70	133.5
12_14	1.77	0.26	15.4	1	1.1	237	0.29	0.34	5.36	0.188	0.21	1.7	107	3.4	11.4	52	88.4
12_15	0.62	0.09	16.4	3	1.3	115.5	0.53	0.11	5.8	0.322	0.46	1.2	67	2.7	26.3	196	47
12_17	0.57	0.77	18.5	2	2.3	138	0.58	0.62	9.09	0.217	0.56	3.7	90	5.6	39.2	249	132
12_18	0.59	0.16	24.3	1	3.1	122	0.78	0.17	8.23	0.43	0.78	3.9	143	3	31.8	188	83.2
12E_07	0.13	0.16	19.2	1	2.2	278	0.75	0.06	5.84	0.421	0.52	1.9	108	4.7	16	117	74.1
12E_08	0.99	0.7	18.3	3	1.7	216	0.18	0.66	4.81	0.215	0.38	1.5	112	7.4	14.7	151	67.1
12E_09	2.39	0.21	14.5	3	1	222	0.18	0.44	6.04	0.141	0.24	2.6	90	5.9	20.7	75	120
12E_10	1.99	3.51	15.6	6	1	177.5	0.15	0.88	5.73	0.137	0.28	1.8	89	10.9	14.3	73	97
12E_12	2.52	7.43	28.2	11	4.1	137	0.29	5.72	9.31	0.271	0.55	5.7	222	13.3	33.1	103	224
12E_15	0.5	0.09	12	2	0.6	112.5	0.37	0.1	6.11	0.242	0.13	0.6	45	1	21.1	226	60.9
12E_17	1.9	8.09	10.5	15	1.4	42.7	0.52	2.29	4.52	0.288	0.66	3.8	84	11.9	24.2	148	59
12E_19	0.42	0.11	15.8	1	1.5	177.5	0.59	0.1	6.48	0.402	0.32	2	116	4.1	15.3	133	57.3