

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

CONTEXTO GEOLÓGICO E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DA MINERALIZAÇÃO
AURÍFERA DO ALVO ESTRUTURA V, GREENSTONE BELT DE CRIXÁS (GO)

Rafael Vieira Ribeiro

Orientador: Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis

Rio Claro (SP)

2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

RAFAEL VIEIRA RIBEIRO

CONTEXTO GEOLÓGICO E ALTERAÇÃO HIDROTÉRMICA DA MINERALIZAÇÃO
AURÍFERA DO ALVO ESTRUTURA V, GREENSTONE BELT DE CRIXÁS (GO)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para
obtenção do grau de Geólogo.

Rio Claro - SP

2018

R484c Ribeiro, Rafael Vieira
 CONTEXTO GEOLÓGICO E ALTERAÇÃO HIDROTERMAL DA
 MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO ALVO ESTRUTURA V, GREENSTONE BELT
 DE CRIXÁS (GO) / Rafael Vieira Ribeiro. -- Rio Claro, 2018
 86 p. : il., tabs., fotos, mapas + 1 CD-ROM

 Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual
 Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
 Orientador: Rafael Rodrigues de Assis
 Coorientador: Bruno Araújo dos Santos

 1. Geologia Econômica. 2. Alteração Hidrotermal. 3. Greenstone Belt. 4. Ouro
 Orogênico. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas,
Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

RAFAEL VIEIRA RIBEIRO

CONTEXTO GEOLÓGICO E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL
DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO ALVO ESTRUTURA
V, GREENSTONE BELT DE CRIXÁS (GO)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para
obtenção do grau de Geólogo.

Comissão Examinadora


Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis

Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarantes Simões

Dra. Paola de Melo Silva

Rio Claro, 13 de Dezembro de 2018.

Assinatura do aluno


Assinatura do orientador

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Jair e Rosana, e as minhas irmãs, Mariana e Amanda, por todo o amor e suporte. Todo o esforço é sempre com vocês e por vocês. Agradeço a toda a minha família, vocês me acompanharam até aqui e sei que seguiram comigo não importa o caminho escolhido deste ponto em diante, muito obrigado.

Agradeço àquela mulher ansiosa, companheira, resmungona, carinhosa, irritante, amorosa com quem eu sempre posso contar, muito obrigado.

Agradeço ao meu orientador Rafael por todos os ensinamentos, críticas, discussões e amizade. Ao Professor George por todo conhecimento passado e galhos quebrados!! A todo quadro de funcionários da UNESP Rio Claro, muito obrigado.

Agradeço toda equipe de geologia de exploração da AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande, por todo o suporte logístico e financiamento deste trabalho. Especialmente ao Bruno, pela oportunidade de estágio em Crixás, viagens, cervejas e risadas por Goiás! Carol, Rodrigo, Pablo, Carlos, João, Paulo, Leidiane, Diogo, toda a equipe do galpão, auxiliares, a todos que participaram deste trabalho, muito obrigado.

Agradeço à Rafa, o verdadeiro elo que possibilitou o início deste trabalho.

Agradeço aos meus amigos Jonas (Ralo), Buda (Helder), Débora, Yuri (Mullets), Saul, Murilo, André (Biscoito), Thamiris, André (Nasduas), Thaís, Mari (Verme), Carlo, Erik, Pedro (Inri), André (Feio), Douglas (Huzi) por todos momentos até aqui, a todos vocês muito obrigado. Lia, por toda amizade, muito obrigado.

A todos que participaram deste meu caminho, deixo a todos vocês os meus mais sinceros agradecimentos.

*“...Põe quanto és
No mínimo que fazes...”*

Fernando Pessoa

RESUMO

O Alvo Estrutura V está localizado no *Greenstone Belt* de Crixás, o qual consiste uma sequência vulcano-sedimentar metamorfisada em facies xisto verde a anfibolito inferior presente a noroeste do estado de Goiás. Esta sequência é composta, da base para o topo, pela Formação Córrego Alagadinho (komatiítos), Formação Rio Vermelho (basaltos toleíticos) e Formação Ribeirão das Antas (filito carbonoso e grauvacas). Esta última, hospeda inúmeros depósitos auríferos como os corpos Ingá, Palmeiras, Pequizão e Mina III, os quais colocam o distrito como a sexta maior reserva de ouro do Brasil. A mineralização aurífera do Alvo Estrutura V é geneticamente associada a falha de empurrão estrutura V e dividida em duas tipologias: a primeira, de alto teor, alojada em clorita-carbonato-talco xisto (metakomatiíto), em que o principal mineral de minério é arsenopirita fina e disseminada sobre a foliação S_n ; e a segunda, de baixo teor, no contato entre o clorita-carbonato-talco xisto e quartzo-carbonato-tremolita xisto (metabasalto), em que a pirrotita e calcopirita perfazem os principais minerais de minério. Ademais, são reconhecidos três eventos deformacionais dúcteis (D_{n-1} , D_n e D_{n+1}) e um evento rúptil no contexto geológico do alvo, de modo que o sistema metamórfico hidrotermal responsável pela mineralização teria atuado durante o evento D_n . Neste contexto, o sistema hidrotermal promove alterações sin D_n de carbonatação, sulfetação, silicificação e biotitização, e uma fase pós a tardi D_n de cloritização. Em adicional, o zoneamento hidrotermal pode ser utilizado como método prospectivo, uma vez que a cloritização compreende o halo externo, a biotitização é entendida como halo proximal e a carbonatação representa a alteração mais proeminente e intrinsecamente associada ao minério. Finalmente, a potencial fonte de fluidos, Au e S atuante no sistema é entendida como a sequência de filito carbonoso do próprio *greenstone*, de modo que sob condições metamórficas em facies xisto verde a anfibolito inferior do evento D_n , tais elementos são liberados pela reação de quebra da pirita ($FeS_2 + H_2O = FeS + H_2S + \frac{1}{2} O_2$), enquanto que o volume de fluidos é liberado através da quebra da clorita para fases menos hidratadas. De acordo com os atributos geológicos descritos para a mineralização, o modelo de ouro orogenético é atribuído a gênese do Alvo Estrutura V.

PALAVRAS-CHAVE: *Greenstone belt* de Crixás; Alteração hidrotermal; Falha de empurrão; Mineralização aurífera.

ABSTRACT

The Structure V target is located at the Crixás Greenstone Belt, northwest of Goiás State, which consist a sedimentary volcanic sequence metamorphosed on greenschist to lower amphibolite facies. This sequence is composed, from the base to the top, by Córrego Alagadinho Formation (komatiites), Rio Vermelho Formation (tholeiitic basalts) and Ribeirão das Antas Formation (carbonaceous phyllites and graywackes). This later hostes an assortment of gold deposits such as the bodies Ingá, Palmeiras, Pequizão and Mina III, in order to the district be classified as the sixth largest gold reserve of Brazil. The gold mineralization of Structure V target is genetically associated to thrust fault system named structure V and divided in two main typologies: the former, which is considered as high grade, is hosted by the chlorite-carbonate-talc schist (metakomatiite) and arsenopyrite is the predominant ore mineral. Moreover, this mineral occurs disseminated on the S_n foliation. The second mineralization, classified as low grade, is placed at the contact between the chlorite-carbonate-talc schist and the quartz-carbonate-tremolite schist (metabasalt), in which pyrrhotite and chalcopyrite are the main ore minerals. Furthermore, three ductile deformational events (D_{n-1} , D_n and D_{n+1}) and one ruptile event are recognized on the geological setting of the target, in order to that hydrothermal metamorphic system responsible by the mineralization had been act during the D_n event. In this context, the hydrothermal system promotes sin D_n alteration as carbonization, sulphidation, silicification and biotitization and one phase post D_n that is chloritization. In addition, the hydrothermal zoning can be used as a prospective method, once the chloratization comprises the most external halo, the biotitization an intermadiate halo and the carbonatization represents the alteration associated with the ore. Finally, the potential source of fluids, Au and S of the system could be present inside the greenstone sequence. The carbonaceous phyllite under metamorphic conditions of greenschist to lower amphibolite could release such elements by the breaking reaction of pyrite ($FeS_2 + H_2O = FeS + H_2S + \frac{1}{2} O_2$), while the fluid volume comes from the braking reaction of chlorite to less hydrated phases. In brief, according to the geological attributes analysed for the mineralization, the Structure V target's genesis could be understood as an orogenic gold model.

KEY-WORDS: Crixás Greenstone Belt; Hydrothermal alteration; Thrust fault; Gold mineralization.

LISTA DE ANEXOS

**ANEXO I – Mapa Geológico do Alvo Estrutura V (Coordenadas removidas devida
confidencialidade de dados)**

ANEXO II – Análises Litogeoquímicas e Espectro ETR

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1** – Localização do município de Crixás em relação a Goiânia e ao Distrito Federal ... 1
- Figura 2** – Acesso ao município de Crixás-GO a partir de Brasília-DF. 2
- Figura 3** – Mapa de anomalia geoquímica de arsênio em solo. Grid de coordenadas geográficas foi retirado devido a confidencialidade dos dados. 8
- Figura 4** – Descrição macroscópica de testemunhos de sondagem (Foto do testemunho CPIVESD0035). 9
- Figura 5** – Serviço de análise geoquímica de ouro oferecida pela empresa ALS. 13
- Figura 6** – Serviço de análise multielementar oferecida pela empresa ALS..... 13
- Figura 7** – Esboço Tectônico do Brasil Central, com destaque para a Província Tocantins. . 14
- Figura 8** – Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins. 1 – Bloco Arqueano de Crixás-Goiás, 2 – Terrenos Paleoproterozoicos de Almas-Natividade, 3 – Complexos máficos-ultramáficos, 4- Complexos Anápolis-Itauçu, 5 – Arco Magmático de Goiás. 15
- Figura 9** – A) Geologia da área de estudo em escala continental. B) Localização dos terrenos arqueanos do Brasil central. 17
- Figura 10** – Mapas geológicos do *greenstone belts* de Goiás com a localização dos principais depósitos minerais conhecidos e *trends* auríferos regionais. 18
- Figura 11** – Colunas estratigráficas dos *greenstone belts* de Goiás. Nomenclatura estratigráfica de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás segundo Jost e Oliveira (1991), enquanto os de Faina e Serra de Santa Rita, de acordo com Resende *et al.* (1998). Os números ao lado das colunas significam espessura da unidade..... 19
- Figura 12** – A) Mapa geológico simplificado e distribuição estratigráfica do *greenstone belt* de Crixás. B) Coluna estratigráfica do *greenstone belt* de Crixás. 22
- Figura 13** – A) Esboço geológico da área dos corpos mineralizados a ouro de Crixás projetados do subsolo para a superfície. B) Seção idealizada paralela ao plano axial da Antiforma do Rio Vermelho, com a projeção dos corpos mineralizados na superfície, sobre o traço da Antiforma do Rio Vermelho. A área de estudo é localizada a noroeste da imagem A 28
- Figura 14** – Clorita-carbonato-talco xisto A) em sua melhor exposição na área (Ponto 35). Notar coloração cinza prateada e blocos dispersos fragmentados ao longo dos planos de foliação. B) xistosidade bem marcada e levemente irregular, definida por talco e clorita. Quando em estágio intermediário de alteração intempérica, apresenta tons esverdeados (ponto 18). C) Brecha de clorita-talco-carbonato xisto com agregados máfico subangulosos imersos em uma matriz de talco, carbonato e clorita. D) Milonito de clorita-talco-carbonato xisto com vênulas de carbonato estiradas paralelamente a foliação milonítica bem marcada e definida por talco e clorita. 31
- Figura 15** – Fotomicrografias do clorita-carbonato-talco xisto. A) Foliação e textura lepdoblástica definida pelos cristais de talco e glomeroporfiroblástica representada pelos cristais de carbonato. Notar que a foliação contorna o cristal de carbonato. B) Arsenopirita crescida sobre a foliação, com cristais idiomórficos a subidiomórficos. Fotomicrografais em A luz transmitida aos polarizadores descruzados; e B) em rocha sob luz refletida. 32

- Figura 16** – A) Bloco de metabasalto em moderado estágio de alteração intempérica imerso em solo alaranjado (ponto 28). B, C e D) Estrutura geopetalica de lava almofadada em posição invertida. O tracejado em amarelo indica a posição de uma das “almofadas” (ponto 05). E e F) Fotomicrografia de metabasalto com textura decussada, definida pelos cristais de anfibólio verde (actinolita/tremolita). 34
- Figura 17** – Quartzo-carbonato-tremolita xisto: A) em avançado estágio de intemperismo químico, responsável pela coloração alaranjada à rocha (ponto 15). B) Em afloramentos melhor preservados é possível observar clivagem de crenulação desenvolvida (ponto 16). C) em avançado estágio intempérico, nota-se apenas uma direção de foliação bem marcada. D) Região de contato entre quartzo-carbonato-tremolita xisto e clorita-carbonato-talco xisto está registrado por forte fragmentação dos litotipos. E) Venulações e cristais de quartzo e carbonato paralelos e alongados segundo foliação principal, definida pelo anfibólio. Notar a presença de minerais opacos placóides, majoritariamente composto por arsenopirita e carbonato com cor de birrefringência bege. Fotomicrografais em (E) luz natural e aos (F) polarizadores paralelos cruzados, respectivamente. 36
- Figura 18** – A) Metadolomito com variação na coloração de cinza a rosa e direção de foliação bem marcada (CPIVESD0035 por volta de 50 metros). B) Detalhe da foto anterior com foco na discreta foliação de xistosidade denotada por filossilicatos que definem a foliação principal (provável biotita). C) Metadolomito isotrópico e cortada por veio de composição de quartzo e carbonato. 37
- Figura 19** – A) Filito carbonoso de coloração cinza leitoso com xitosidade bem definida e marcada pela isorientação de grafita e biotita (furo CPIVESD0033). B) Plano de clivagem filonítica com lineação de intersecção definida entre a foliação e a laminação da rocha. 38
- Figura 20** – A) Dobras centrimétricas D_n e foliação S_n preservadas e com intensa carbonatação; B) região mineralizada com cristais de carbonato xenomórfico e pirrotita, deformados segundo a foliação S_n . O carbonato é usualmente substituído por biotita. Fotomicrografias em luz natural aos (A) polarizadores paralelos e (C) cruzados. 41
- Figura 21** – Mineralização de baixo teor em lâmina petrográfica. Notar forte associação entre carbonato e pirrotita. A biotita é produto da substituição do carbonato e ocorre ao longo da foliação S_n . Fotomicrografias em (A) luz natural transmitida e B) Luz refletida. 42
- Figura 22** – A) Sulfetação composta majoritariamente por pirrotita paralela à foliação marcada pelo estiramento mineral, assim como de veios/vênulas de quartzo, característico de milonito (CPIVESD0036 a 61 metros de profundidade). B) e C) Detalhes da foto anterior com ênfase às vênulas de quartzo estiradas e dobradas, preenchidas por pirrotita alotriomórfica estirada segundo a direção de foliação principal e acúmulo de agregados de biotita próximo a limite de vênula de quartzo. 43
- Figura 23** – A) Intervalo com região sulfetada dobrada e acúmulo de pirrotita alotriomórfica em zona de charneira de dobras abertas do evento D_n . (CPIVESD0036 em profundidade de 62,50 metros). B) Interpretação de foliação S_n (vermelho) e S_{n-1} (amarelo) C) Amostra com dobras semi-isoclinais apertadas concêntricas com agregados de pirrotita alotriomórfica na zona de charneira da dobra. D) interpretação de foliação S_n (vermelho) e S_{n-1} (amarelo) da foto anterior. 44
- Figura 24** – A) Veios de quartzo centimétricos paralelos a foliação e com pirrotita alotriomórfica paralelamente estirada a mesma (CPIVESD0031 na profundidade de 49,53 metros). B) Pirrotita e carbonato que preenche fratura em veio de quartzo (CPIVESD0036 em 60 metros de profundidade). C) Textura poiquiloblástica de granada próximo a borda de veio de quartzo. Notar pirrotita na borda e interior de veio de quartzo. 45

- Figura 25** – A) Intervalo mineralizado hospedado no clorita-carbonato-talco xisto com sulfetos de fina granulação que ocorrem em estilo disseminado. Notar semelhança com o clorita-carbonato-talco xisto não mineralizado da Figura 14 (testemunho de sondagem CPIVESD0033 próximo a 54 metros) B) Detalhe da foto anterior com destaque para cristal de pirrotita. C) Magnetita idiomórfica disseminada em clorita-carbonato-talco xisto, próximo a zona mineralizada D) Intervalo mineralizado com sulfetos disseminados (não reconhecida em amostra de mão, apenas em lâmina petrográfica)..... 46
- Figura 26** – Sulfetação em intervalo dolomítico A) cristais idiomórficos de arsenopirita com dimensões de até 1 mm e que correspondem até 5% do volume dos veios. B) Cristais subidiomórficos de pirita associado à veios com biotita..... 47
- Figura 27** – Clorita radial discordante à foliação S_n definida pela biotita. Fotomicrografias em luz natural aos A) polarizadores descruzados e B) cruzados. 47
- Figura 28** – Quadro paragenético evolutivo proposto para o sistema metamórfico-hidrotermal do alvo Estrutura V, e sua distribuição em profundidade. 48
- Figura 29** – Domínios estruturais e principais estruturas do alvo Estrutura V. Coordenadas retiradas devido confidencialidade dos dados. 50
- Figura 30** – A e B) Transposição da foliação S_{n-1} para a direção da foliação S_n . É possível observar em amarelo a foliação S_{n-1} no micróliton entre os septos da nova foliação S_n em vermelho. A direita da imagem cada intervalo representa 1mm. C e D) Dobra semi-recumbente, cilíndrica e aberta gerada em evento D_n que dobra a foliação S_{n-1} . Em adicional, é possível observar flanco rompido pela nova foliação S_n em vermelho..... 52
- Figura 31** – Seção A-A' construída a partir dos testemunhos de sondagem CPIVESD0036, CPIVESD0033 e CPIVESD0031. Notar que o minério ocorre tanto nos limites superior e inferior da camada de clorita-carbonato-talco Xisto. Localização em mapa da seção no ANEXO I..... 53
- Figura 32** – Estereogramas de pólos calculados para as medidas da foliação S_n e lineações de intersecção. Em ambos os casos, utiliza-se do método de área equivalente e hemisfério inferior. 54
- Figura 33** – A e B) Lineação de intersecção observada em plano de foliação S_n , em afloramento de clorita-carbonato-talco Xisto. C e D) Lineação de intersecção observada em plano de foliação S_n ou acamamento S_0 em amostra de filito carbonoso. 55
- Figura 34** – Falha de empurrão que coloca o clorita-carbonato-talco xisto sobre o quartzo-carbonato-tremolita Xisto. Exposição em corte de estrada que liga a cidade de Crixás à Nova Crixás. Visada da foto para SE. A e B) Falha de empurrão de baixo ângulo com vergência para NE. C e D) Detalhe de sigmoides de quartzo deformado com topo para NE com a indicação da vergência do sistema. Martelo de escala. 56
- Figura 35** – Crenulação da foliação S_n desenvolvida durante evento D_{n+1} em amostra de clorita-carbonato-talco Xisto. 57
- Figura 36** – Seção C-C', construída a partir de testemunhos de sondagem, com falha normal com rejeito de 40 metros, que desloca o minério. Setas indicam zona sulfetada em dolomito e dique de anfibolito alojado na falha. Notar o fim do setor sulfetado (em amarelo) a NE do furo CPIVESD0034..... 58
- Figura 37** – Paragênese mineral esperada para rochas máficas em fácies xisto verde e anfibolito. 61

- Figura 38** – Diagrama de estabilidade de diferentes fases minerais para rochas de composição ultramáfica. A seta em azul indica a trajetória de transformação da olivina rica em magnésio, para antigorita, e posteriormente talco. 62
- Figura 39** – Gráfico de Al_2O_3 vs $FeO_t / (FeO_t + MgO)$ em que valores acima da linha tracejada representam valores tipicamente encontrados em komatiitos, enquanto que abaixo têm-se valores de basaltos toleíticos ricos em Fe. 64
- Figura 40** – Seções tipo da alteração hidrotermal para os corpos de minério Ingá (escala com espessura de zonas de alteração), Pequizão (escala como cota de profundidade), Forquilha (pode apresentar de 12 a 66 metros de espessura). 66
- Figura 41** – Gráficos de não correlação de Au com Cu; CaO; SiO_2 ; K_2O ; FeO; As e C 69
- Figura 42** – Pseudoseção para composição típica de pelitos. Em amarelo se observa as condições de P e T ideais para a janela de liberação de enxofre. O digrama representa sistema aberto em que o fluido é perdido devido a deformação. 71
- Figura 43** – A e B) Ilustrações que representam a liberação de H_2O e H_2S através do metamorfismo regional, com transformação da pirita em pirrotita. Em azul está representado o trajeto do fluido liberado através dos contatos dos minerais. Fonte: Extraído de (TOMKINS, 2010). C e D) Filito carbonoso com cristais placóides de pirrotita alongados paralelos a foliação. O estiramento mineral, causado pela deformação regional D_n , sugere que a pirrotita do alvo Estrutura V possa ter sua gênese associada a protólitos ricos em matéria orgânica, tal como discutido. 72
- Figura 44** – A) Estereograma com os valores de foliação obtidos na área mapeada. A linha tracejada indica a guirlanda de deformação aproximada, com dispersão das medidas obtidas. A seta em vermelho direção de deformação de eixo D_{n+1} e provável direção do corpo mineralizado do alvo Estrutura V. B) Comparação entre dados obtidos para lineação de intersecção com a megaestrutura da Antiforma do Rio Vermelho. 74
- Figura 45** – Inferências quanto ao corpo mineralizado do alvo estrutura V. A linha branca tracejada corresponde ao corpo mineralizado visto em planta, enquanto o tracejado em azul claro tracejada indica a possível área de prolongamento do corpo mineralizado. A seção A-A' apresenta 300 metros de extensão. 75
- Figura 46** – Proposta de evolução tectono-estrutural para o alvo Estrutura V, com início em A e término em F como indicado pela seta. 78

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Etapas desenvolvidas na realização deste trabalho.....	5
Tabela 2 – Relação dos furos de sondagem selecionados para descrição.....	7
Tabela 3 – Amostras coletadas para confecção de lâmina petrográfica, análise geoquímica e amostra de mão.....	9
Tabela 4 – Estratigrafia e Geocronologia do <i>greenstone belt</i> de Crixás. Extraído de Jost <i>et al.</i> (2010).....	23
Tabela 5 – Comparação entre os halos hidrotermais do corpo Forquilha e do alvo Estrutura V.....	67

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS DE ROCHAS E MINERAIS**Minerais:**

Ab – Albita

Act – Actinolita

Aspy- Arsenopirita

Bt – Biotita

Cb – Carbonato

Ccp – Calcopirita

Chl – Clorita

Czo – Clinozoisita

Dol – Dolomita

Ep – Epidoto

Grt – Granada

Hbl - Hornblenda

Mag – Magnetita

Po – Pirrotita

Qtz – Quartzo

Ser – Sericita

Tlc – Talco

Tr - Tremolita

Rochas e Unidades cartografadas

QCTX – Quartzo-carbonato-tremolita xisto

FC – Filito carbonoso

MBA – Metabasalto

Mc – Material carbonoso

STA – Sequência Santa Teresinha

CCTX – Clorita-carbonato-talco xisto

Sumário

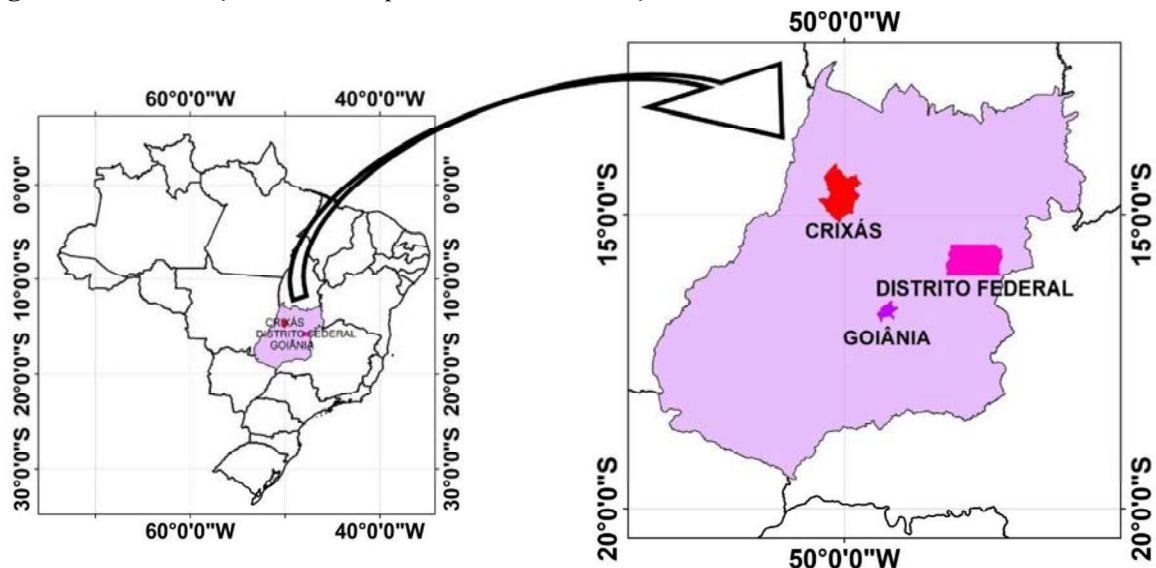
1	INTRODUÇÃO	1
1.1	Localização da área de estudo.....	2
1.2	Histórico Prospectivo Regional	3
2	JUSTIFICATIVA E OBJETIVO	4
3	MATERIAIS E MÉTODOS	5
3.1	Etapa de Planejamento	5
3.2	Etapa de Campo	6
3.2.1	Definição do alvo e Descrição de Testemunhos	6
3.3	Etapas de Laboratório.....	11
3.3.1	Microscopia ótica de luz transmitida e refletida	12
3.3.2	Litogeoquímica de rocha total.....	12
3.4	Etapa de Integração de Dados.....	13
4	CONTEXTO GEOLÓGICO	14
4.1	Geologia Regional.....	14
4.1.1	Província Tocantins.....	14
4.1.2	Maciço de Goiás.....	15
4.1.3	Terrenos Granito-Greenstone Arqueanos de Goiás.....	16
4.1.4	Eventos do bloco arqueano	19
4.2	Geologia Local.....	21
4.2.1	Greenstone Belt de Crixás	21
4.2.2	Evolução deformacional e estrutural	23
4.2.3	Metamorfismo do Greenstone Belt de Crixás.....	25
4.2.4	Depósitos auríferos do Greenstone Belt de Crixás.....	25
5	RESULTADOS	30
5.1	Litoestratigrafia.....	30
5.2	Grupo Crixás.....	30
5.2.1	Clorita-carbonato-talco Xisto (CCTX).....	30
5.2.2	Metabasalto (MBA).....	33
5.2.3	Quartzo-carbonato-tremolita xisto (QCTX)	34
5.2.4	Metadolomito (DOL).....	37
5.2.5	Filito carbonoso (FC).....	38
5.3	Sequência Santa Terezinha.....	39

5.3.1	Granada-muscovita xisto (STA).....	39
5.4	Zona de Alteração hidrotermal	40
6	GEOLOGIA ESTRUTURAL	49
6.1	Principais estruturas do Mapa.....	51
6.2	Domínios Estruturais II e III.....	51
7	METAMORFISMO	60
8	DISCUSSÃO.....	63
8.1	Rochas hospedeiras da mineralização	63
8.2	Alterações hidrotermais	65
8.2.1	Fonte de fluido, Au e S	70
8.3	Geologia Estrutural e Geometria do Alvo Estrutura V	73
8.4	Evolução Estrutural	76
8.5	Parâmetros prospectivos	78
9	CONCLUSÃO	80
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	82

1 INTRODUÇÃO

O distrito aurífero de Crixas, consiste na sexta maior reserva de ouro do Brasil, com cerca de 70 toneladas de ouro @ 12g/t, que se hospeda em uma sequência metavulcanossedimentar do tipo *Greenstone Belt* (JOST *et al.*, 2010). As mineralizações, essencialmente auríferas, ocorrem em lentes de sulfeto maciço, veios de quartzo e diversos corpos de minério disseminado (JOST *et al.*, 2010). O distrito de Crixás se insere a noroeste do Estado de Goiás (Figura 1), região que desde o século XVIII tem sido explorada por atividade garimpeira, a qual se iniciou com as expedições de colonização dos Bandeirantes, focadas em depósitos aluviais (JOST & FORTES, 2001). Posteriormente, a região tem atraído a atenção de *empresas juniors* com foco em pesquisa e geologia de exploração, de modo que os investimentos resultaram na descoberta do depósito de ouro Mina III (65 toneladas de ouro) através da *join venture* INCO e Kenecoot. A consolidação da área ocorreu em meados da década de 1980, através do estabelecimento da Mineração Serra Grande S.A. (*join venture* entre Mineração Morro Velho - Anglo América e INCO), com início da exploração subterrânea ao final da mesma década. Atualmente, o prospecto é gerenciado pela empresa AngloGold Ashanti Mineração Ltda., Unidade Serra Grande.

Figura 1 – Localização do município de Crixás em relação a Goiânia e ao Distrito Federal



Fonte: IBGE 2017

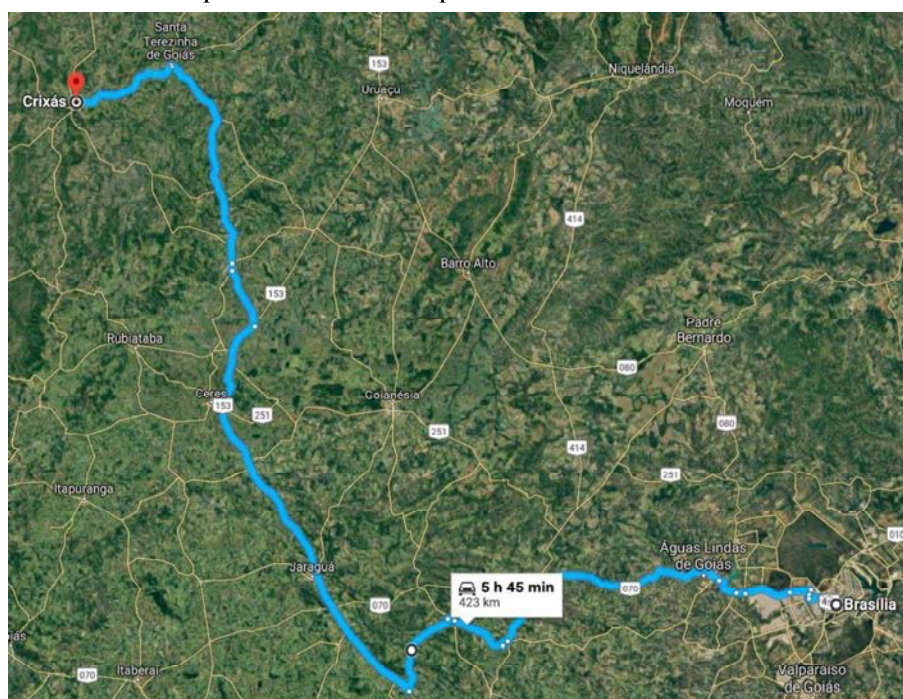
Nos últimos anos, foi implantado um promissor programa de ampliação de reservas por parte da empresa, que viabilizou a descoberta de diversos corpos auríferos mineralizados, a exemplo dos corpos Pequizão e Ingá, respectivamente descobertos em 2008 e 2012.

Paralelamente às descobertas, a AngloGold Ashanti – Serra Grande tem investido em projetos de estudo e caracterização da alteração hidrotermal e controles dos corpos mineralizados, com ênfase na melhor compreensão do contexto geológico-metalogenético do distrito aurífero de Crixás, tal como nos corpos Palmeiras (ALMEIDA, 2006), Pequizão (SOBIESIAK, 2011) e Ingá (CASTOLDI, 2015). Estes últimos são controlados por estruturas de empurrão, denominadas Estrutura III (Corpo Ingá) e Estrutura IV (Corpo Pequizão) e Estrutura Palmeiras (Corpo Palmeiras). Neste contexto, esse trabalho busca caracterizar a mineralização aurífera em zona de alteração hidrotermal sulfetada do alvo Estrutura V, a qual também é entendida como uma estrutura de empurrão na qual ainda não há corpos de minério delimitados.

1.1 Localização da área de estudo

O alvo estrutura V está locada à aproximadamente 2 Km a sudoeste do município de Crixás, localizado a 386 Km de Brasília (DF) e 322 Km de Goiânia (GO). Segundo o Departamento Nacional de Infraestrutura e Transportes (DNIT, 2013), o acesso à cidade, a partir de Brasília, pode ser realizado através da BR-070 em direção oeste, rumo ao município de Pirenópolis (GO), até o entroncamento com a BR-153. No entroncamento, segue-se a direita, rumo noroeste, até o entroncamento com a rodovia GO-336, em que se segue a esquerda rumo a noroeste até o município de Crixás-GO (Figura 2).

Figura 2 – Acesso ao município de Crixás-GO a partir de Brasília-DF.



Fonte: Google Maps. Acesso em 25/05/2018

1.2 Histórico Prospectivo Regional

Em meados de 1727, a atividade bandeirante liderada por Bartolomeu Bueno da Silva (Anhanguera), descobre o primeiro veio aurífero entre os rios Crixás-Açu e Crixás-Mirim, estopim à colonização e exploração mineral na região, atualmente conhecida como *greenstone belt* de Serra de Santa Rita.

Nessa época, a área era habitada pelos índios “Kirirás” ou “Curuchás”, com tradução do tupi correspondente a Crixás, nome do atual município. Na região, os 250 anos seguintes marcam a fase de exploração mineral não documentada, até o trabalho de Barbosa *et al.* (1969), com a caracterização dos terrenos arqueano granito-gnáissicos e xistos proterozoicos.

Em meados da década de 1970, a Mineração MONITA Ltda. estudou alguns prospectos em Goiás, paralelamente ao projeto Pilar-Mara Rosa, desenvolvido pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e Crixás-Goiás Metais de Goiás S.A. – METAGO. Adicionalmente, inserido no projeto Pilar-Mara Rosa, Ribeiro Filho *et al.* (1978) evidenciam as diferenças entre o xisto do Grupo Araxá e rochas metavulcanossedimentares de Crixás-Pilar de Goiás. Posteriormente, Danni e Ribeiro (1978) interpretam e correlacionam as rochas supracrustais da região a terrenos *greenstone belts* devido à comparações com trabalhos desenvolvidos na África do Sul. Finalmente, em 1978, se descobre em Crixás, rochas ultramáficas com textura *spinifex* (SABÓIA, 1979), o que permitiu o reconhecimento do *Greenstone Belt* de Crixás. Assim, em parceria Brasil-Canadá, foram realizados levantamentos aero-geofísico e análises terrestre (magnetometria e gama-espectrometria), bem como levantamento geoquímico na região (CARMO, 1978). Desde 1974, mineralizações com arsenopirita, pirrotita e ouro foram reconhecidas na região, devido a prospecção aluvionar no Rio Vermelho e tributários, além de sondagens pioneiras que interceptaram zonas auríferas. No entanto, devido a descontinuidade das mineralizações, as campanhas foram interrompidas. O conjunto de informações geofísicas e geoquímicas permitiu a retomada das sondagens em 1980, e em 1983, as reservas da Mina III foram definidas (YAMAOKA & ARAÚJO, 1988). Para um panorama mais detalhado do contexto histórico da exploração aurífera na região de Crixás, recomenda-se ao leitor os trabalhos de Petersen (2003) e Almeida (2006).

2 JUSTIFICATIVA E OBJETIVO

O *greenstone belt* de Crixás apresenta grande complexidade geológica e diferentes estilos de mineralização aurífera epigenética, reflexo de diversos eventos de metamorfismo, deformação e intrusões graníticas ocorridas no Arqueano e Proterozoico (JOST & FORTES, 2001). Essas mineralizações diferem entre si em relação a rocha hospedeira, mineralogia do minério, assembleia da alteração hidrotermal, dimensão, teor e reserva; o que sugere um sistema complexo de formação de minério ainda não completamente compreendido (JOST *et al.*, 2010; JOST & FORTES, 2001). Os estudos realizados no distrito aurífero até então focam as mineralizações hospedadas nas formações Ribeirão das Antas e Rio Vermelho (Estruturas III, IV e Palmeiras), gerando uma lacuna de conhecimento nas rochas ultramáficas da Formação Córrego do Alagadinho.

O avanço no entendimento da evolução geológica e metalogenética da região de Crixás passa, desta forma, por uma caracterização pioneira dos estilos e tipologias da alteração hidrotermal das mineralizações hospedadas na Formação Córrego do Alagadinho. Entre os objetivos específicos, destacam-se:

- Confecção de mapa geológico 1:20.000 de superfície do alvo estrutura V;
- Caracterização das rochas e estruturas que hospedam o alvo V;
- Descrição dos tipos, estilos e paragêneses dos halos hidrotermais e das zonas mineralizadas sulfetadas do alvo supracitado;
- Litogeoquímica de rocha total das principais rochas que hospedam o minério;
- Construção de parâmetros prospectivos a partir do conjunto de dados adquiridos.

Esses objetivos serão utilizados na construção de um modelo descritivo do alvo Estrutura V, que por sua vez, dará respaldo às discussões quanto ao seu modelo genético.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia está dividida em quatro etapas principais: Etapa de (1) Planejamento, (2) de campo, (3) laboratorial e (4) de integração dos dados (tabela 1).

Tabela 1 – Etapas desenvolvidas na realização deste trabalho.

ETAPAS			
Planejamento	Campo	Laboratorial	Integração de dados
Levantamento bibliográfico atualizado.	Definição do alvo.	Petrografia em luz transmitida.	Redação, apresentação e discussão dos resultados.
	Reconhecimento local e mapeamento.	Petrografia de luz refletida.	
Logística de campo.	Descrição macroscópica detalhada de testemunhos de sondagem.	Análises geoquímicas em rocha total.	
	Amostragem.		

3.1 Etapa de Planejamento

O levantamento bibliográfico foi dividido em duas fases: a primeira realizada no portal de periódicos da CAPES e Biblioteca da UNESP – Rio Claro e a segunda durante a etapa de campo, com complemento da pesquisa no acervo do Departamento de Geologia e Exploração da AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande. A bibliografia utilizada consistiu em teses de doutorado, dissertações de mestrado, trabalhos de graduação, relatórios internos, artigos, resumos expandidos e capítulos de livros. Essa etapa teve por objetivo a compilação da geologia regional e local do *Greenstone belt* de Crixás, tipologia de depósitos minerais hidrotermais e seus modelos genéticos, além dos principais dados geocronológicos disponíveis, com o objetivo de compará-los ao alvo Estrutura V. O planejamento de campo foi feito juntamente com a equipe de Geologia de Exploração da Mineração Serra Grande, de modo a programar a logística de deslocamento e hospedagem, definição da área alvo, mapeamento litológico-estrutural e seleção de testemunhos de sondagem do alvo supracitado, para descrição sistemática.

3.2 Etapa de Campo

A etapa de campo, com duração de um mês, foi realizada durante a atividade de estágio supervisionado, na AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande, entre os dias 19 de fevereiro e 25 de março/2018. A atividade contou com o apoio do corpo técnico e uso da infraestrutura da empresa. Todas as etapas de aquisição de dados e amostragem foram efetuadas através de uma abordagem de reconhecimento geológico sistemático, em escalas regional e local, para posterior mapeamento de detalhe e descrição mesoscópica de testemunhos de sondagem. Essa fase finalizou-se com a seleção de amostras representativas das unidades hospedeiras e dos halos da alteração hidrotermal do alvo Estrutura V, para confecção de lâminas delgadas e análises de litogeoquímica em rocha total.

3.2.1 Definição do alvo e Descrição de Testemunhos

A área de superfície mapeada foi definida através da confecção e análise do mapa de anomalias de solo de arsênio (Figura 3), confeccionado a partir de krigagem ordinária, visto a técnica minimizar a variância dos erros (LANDIM, 2003). Deste modo, buscou-se avaliar valores médios de interesse a partir de dados regionalizados.

A definição dos valores de anomalia foi realizada junto ao corpo técnico do Departamento de Geologia de Exploração da Mineração Serra Grande. Para o reconhecimento da primeira anomalia utilizou-se do cálculo do segundo desvio padrão, enquanto que para a segunda anomalia, o terceiro desvio padrão, e para a terceira anomalia, o quarto desvio padrão dos dados. Os cálculos foram realizados no software *Microsoft Excel*.

$$DP = \sqrt{\sum_{i=1}^n (xi - Ma)^2 / n}$$

Extraído de (LANDIM, 2003)

Sendo,

DP: Desvio Padrão;

x_i : valor na posição i no conjunto de dados;

M_a : média aritmética dos dados;

n : quantidade de dados.

A seleção dos testemunhos de sondagem e intervalos descritos esteve centrada naqueles com maiores teores de Au dentro da profundidade máxima entendida para da Estrutura V. Desta forma, foram selecionados sete furos de sondagem, indicados na Tabela 2, cuja localização relativa consta na Figura 3.

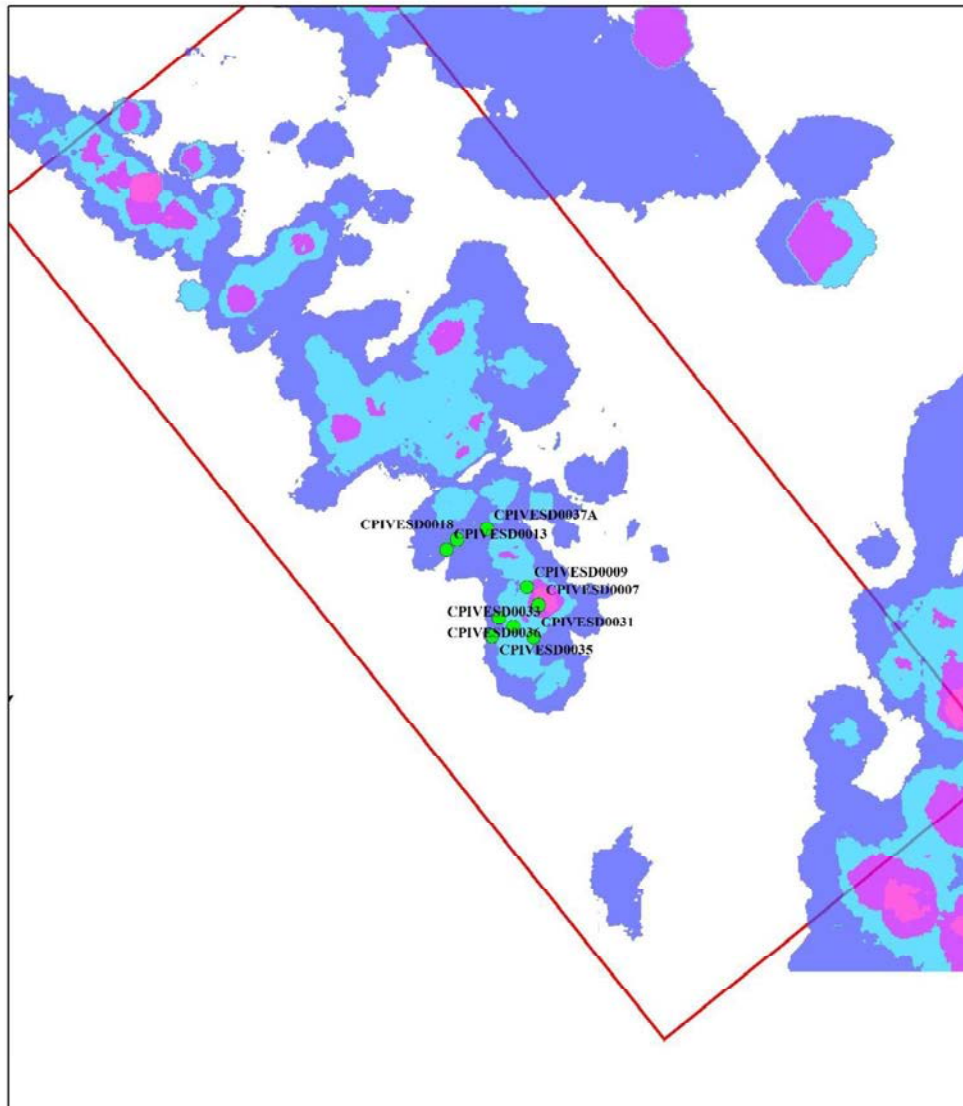
Tabela 2 – Relação dos furos de sondagem selecionados para descrição

Furo de sondagem	Intervalo descrito
CPIVESD0007	0 a 100 metros
CPIVESD0009	0 a 100 metros
CPIVESD0031	0 a 100 metros
CPIVESD0033	0 a 100 metros
CPIVESD0035	0 a 100 metros
CPIVESD0036	0 a 100 metros
CPIVESD0037	0 a 100 metros

A descrição mesoscópica dos testemunhos de sondagem buscou a caracterização dos litotipos hospedeiros do alvo Estrutura V, com atenção à associação mineral, texturas, estruturas e grau metamórfico dos protólitos, assim como a individualização das zonas de alteração hidrotermal dos setores mineralizados (estilos e paragêneses minerais) (Figura 4). Foram descritos aproximadamente 700 metros de testemunhos de sondagem, com média de 100 metros por furo (Tabela 2).

A descrição mesoscópica foi seguida de amostragem representativa dos testemunhos de sondagem para confecção de sessões polidas e análises de litogeoquímica de rocha total (etapa laboratorial). Amostras das rochas hospedeiras, zonas de alteração hidrotermal e mineralizadas foram coletadas para os estudos durante a etapa laboratorial. A zona mineralizada foi definida a partir dos teores de ouro obtidos em geoquímica de rocha total em laboratório interno. Portanto, 87 amostras foram coletadas, de modo a totalizar 14.41 metros (aproximadamente 2% dos testemunhos de sondagem descritos).

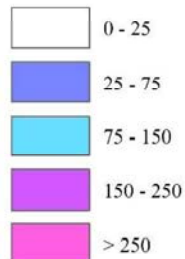
Figura 3 – Mapa de anomalia geoquímica de arsênio em solo. Grid de coordenadas geográficas foi retirado devido a confidencialidade dos dados.



Legenda

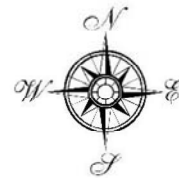
Geoquímica de Solo - Teor de Arsênio

(ppm)



Furos de sondagem descritos

Área de Estudo



ESCALA: 1:20.000



Sistema de Coordenadas: SAD 1969 UTM Zone 22S
 Projecao: Transverse Mercator
 Datum: South American 1969
 False Easting: 500,000.0000
 False Northing: 10,000,000.0000
 Central Meridian: -51.0000
 Scale Factor: 0.9996
 Latitude Of Origin: 0.0000
 Unidade: Meter

Figura 4 – Descrição macroscópica de testemunhos de sondagem (Foto do testemunho CPIVESD0035).



Tabela 3 – Amostras coletadas para confecção de lâmina petrográfica, análise geoquímica e amostra de mão.

Furo de Sondagem Amostrado	Identificação da Amostra	Lâmina Petrográfica	Análise Geoquímica
CPVESD0007	7-1		
CPVESD0007	7-2	X	
CPVESD0007	7-4	X	
CPVESD0007	7-5		
CPVESD0007	7-6	X	
CPVESD0007	7-7		
CPVESD0007	7-8	X	
CPIVESD0031	31-1	X	
CPIVESD0031	31-2		
CPIVESD0031	31-3		
CPIVESD0031	31-4	X	
CPIVESD0031	31-5		
CPIVESD0031	31-6		X
CPIVESD0033	33-1	X	
CPIVESD0033	33-2	X	
CPIVESD0033	33-3	X	

Furo de Sondagem Amostrado	Identificação da Amostra	Lâmina Petrográfica	Análise Geoquímica
CPIVESD0033	33-4		
CPIVESD0033	33-5	X	
CPIVESD0033	33M		X
CPIVESD0033	33-5		X
CPIVESD0033	33-6		
CPIVESD0033	33-7		
CPIVESD0033	33-8		X
CPIVESD0033	33-9		X
CPIVESD0033	33-10		
CPIVESD0033	33-11		
CPIVESD0033	33-12		X
CPIVESD0033	33-13		
CPIVESD0033	33-14		
CPIVESD0035	35-1		
CPIVESD0035	35-10		
CPIVESD0035	35-2	X	
CPIVESD0035	35-3	X	
CPIVESD0035	35-4		
CPIVESD0035	35-5		
CPIVESD0035	35-6	X	
CPIVESD0035	35-7	X	
CPIVESD0035	35-8	X	
CPIVESD0035	35-9	X	
CPIVESD0035	35-11	X	
CPIVESD0035	35-12		X
CPIVESD0035	35-13		
CPIVESD0035	35-14		
CPIVESD0035	35-15		
CPIVESD0035	35-16		
CPIVESD0035	35-17		
CPIVESD0035	35-18		
CPIVESD0035	35-19		
CPIVESD0035	35-20		X
CPIVESD0035	35-21		
CPIVESD0036	36-1	X	
CPIVESD0036	36-2	X	
CPIVESD0036	36-3	X	
CPIVESD0036	36-4		
CPIVESD0036	36-4A	X	
CPIVESD0036	36-5	X	
CPIVESD0036	36-6		
CPIVESD0036	36-6A		
CPIVESD0036	36-7		
CPIVESD0036	36-8	X	
CPIVESD0036	36-9		

Furo de Sondagem Amostrado	Identificação da Amostra	Lâmina Petrográfica	Análise Geoquímica
CPIVESD0036	36-10		
CPIVESD0036	36-11		
CPIVESD0036	36-12		X
CPIVESD0036	36-13		X
CPIVESD0036	36-14		X
CPIVESD0036	36-15		X
CPIVESD0036	36-16		X
CPIVESD0036	36-17		
CPIVESD0036	36-18		X
CPIVESD0036	36-19		X
CPIVESD0036	36-20		
CPIVESD0036	36-21		
CPIVESD0037	37-1	X	
CPIVESD0037	37-14		X
CPIVESD0037	37-5		X
CPIVESD0037	37-2	X	X
CPIVESD0037	37-6		X
CPIVESD0037	37-7		X
CPIVESD0037	37-3	X	
CPIVESD0037	37-8		
CPIVESD0037	37-9		X
CPIVESD0037	37-10abc		X
CPIVESD0037	37-11		
CPIVESD0037	37-4		
CPIVESD0037	37-12		
CPIVESD0037	37-13		

3.3 Etapas de Laboratório

As etapas de petrografia em laboratório foram realizada nas dependências do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM), no Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP/Rio Claro). Consistiu na caracterização petrográfica ótica em luz transmitida e refletida, posteriormente refinadas ao Microscopia Eletrônica de Varredura. As análises de litogeoquímica de rocha total, financiadas pela AngloGold Ashanti – Mineração Serra Grande, forneceram as concentrações dos elementos maiores, menores e traços.

3.3.1 *Microscopia ótica de luz transmitida e refletida*

A etapa focou na identificação petrográfica em luz transmitida e refletida de 26 sessões delgadas-polidas, por meio da caracterização de texturas e estruturas primárias e paragêneses minerais que permitissem o reconhecimento dos protólitos hospedeiros da mineralização, assim como dos estágios metamórficos posteriores; além das tipologias e estilos da alteração hidrotermal e do minério. As análises foram realizadas em microscópio óptico modelo ZEISS AXIOSKOP 40. O registro fotográfico foi efetuado com auxílio de câmera CANON modelo G5, acoplada ao microscópio ótico convencional.

As lâminas foram confeccionadas pelo laminador Mario Veisac Carneiro no Laboratório de Laminação da empresa “G e V – Lâminas Delgadas e Serviços Ltda”, enquanto as descrições petrográficas, efetuadas no Laboratório de Microscopia, ambos instalados nas dependências do DPM (UNESP, Rio Claro).

3.3.2 *Litogeoquímica de rocha total*

Um total de 24 amostras foram enviadas ao laboratório da empresa ALS, para determinação quantitativa das concentrações dos elementos maiores, traço e dos teores de ouro (Figura 5). Esses auxiliam a mapear os elementos maiores e traços que demarcam a assinatura geoquímica da mineralização e das rochas hospedeiras.

As concentrações de Au foram efetuadas pelo método *fire assay*, o qual se utiliza de alta temperatura para fundir a rocha e permitir que o ouro seja coletado a partir da redução do PbO (ALS, 2012). Assim, a amostra é fundida em presença dos minerais de ganga, de modo a produzir uma escória líquida em que os metais preciosos com o chumbo se separam por diferença de densidade (ALS, 2012). Após o resfriamento, a amostra de chumbo e ouro é separado da escória e processada em um forno separado para oxidação em alta temperatura (onde o chumbo é removido) (ALS, 2012). Em seguida é feito um tratamento com ácido nítrico ou mistura de ácido clorídrico e nítrico para concentrar o metal precioso, o qual tem sua concentração aferida por métodos espectroscópicos (AAS, ICP-AES, ICP-MS) e expressa em ppm ou g/t (ALS, 2012).

As análises multielementares, efetuadas pelo pacote de serviços CCP-PKG01 (Figura 6), utiliza técnicas de fornos de combustão para separar os elementos maiores (ALS, 2017), enquanto os elementos menores e traço são determinadas através da combinação de fusão em borato e lítio para elementos resistivos, quatro tratamentos com ácidos para a análise dos metais base e um tratamento em água régia para elementos voláteis, e leitura analítica por ICP-AES

ou ICP-MS (ALS, 2017). Finalmente, ALS (2017) define que para essas análises é necessário pelo menos 10 gramas por amostra.

Figura 5 – Serviço de análise geoquímica de ouro oferecida pela empresa ALS.

ANALYTE	RANGE (ppm) ^a	DESCRIPTION	CODE	PRICE PER SAMPLE (\$)
Trace Level				
Au	0.001-10	Au by fire assay and ICP-AES. 30g nominal sample weight 50g nominal sample weight	Au-ICP21	16.60
			Au-ICP22	19.60
Au	0.005-10	Au by fire assay and AAS. 30g nominal sample weight 50g nominal sample weight	Au-AA23	16.00
			Au-AA24	19.00
Ore Grade				
Au	0.01-100	Au by fire assay and AAS. 30g nominal sample weight 50g nominal sample weight	Au-AA25	16.60
			Au-AA26	19.60
Au	0.05-1,000	Au by fire assay and gravimetric finish. 30g nominal sample weight 50g nominal sample weight	Au-GRA21	20.80
			Au-GRA22	25.10

Fonte: Extraído de ALS (2017).

Figura 6 – Serviço de análise multielementar oferecida pela empresa ALS.

ANALYTES AND RANGES (ppm)								CODE	PRICE PER SAMPLE (\$)
SiO ₂	0.01-100%	MgO	0.01-100%	TiO ₂	0.01-100%	BaO	0.01-100%	ME-ICP06	Sold only as a complete package.* CCP-PKG01 72.55 CCP-PKG03 Includes ME-XRF26 instead of ME-ICP06. 86.85
Al ₂ O ₃	0.01-100%	Na ₂ O	0.01-100%	MnO	0.01-100%	LOI	0.01-100%		
Fe ₂ O ₃	0.01-100%	K ₂ O	0.01-100%	P ₂ O ₅	0.01-100%				
CaO	0.01-100%	Cr ₂ O ₃	0.01-100%	SrO	0.01-100%			ME-MS81	
Ba	0.5-10,000	Gd	0.05-1,000	Sm	0.03-1,000	W	1-10,000		
Ce	0.5-10,000	Hf	0.2-10,000	Sn	1-10,000	Y	0.5-10,000		
Cr	10-10,000	Ho	0.01-1,000	Sr	0.1-10,000	Yb	0.03-1,000	ME-4ACD81	
Cs	0.01-10,000	La	0.5-10,000	Ta	0.1-2,500	Zr	2-10,000		
Dy	0.05-1,000	Lu	0.01-1,000	Tb	0.01-1,000				
Er	0.03-1,000	Nb	0.2-2,500	Th	0.05-1,000			ME-MS42	
Eu	0.03-1,000	Nd	0.1-10,000	Tm	0.01-1,000				
Ga	0.1-1,000	Pr	0.03-1,000	U	0.05-1,000				
Ge	5-1,000	Rb	0.2-10,000	V	5-10,000			ME-IR08	
Ag	0.5-100	Cu	1-10,000	Ni	1-10,000	Zn	2-10,000		
Cd	0.5-1,000	Li	10-10,000	Pb	2-10,000				
Co	1-10,000	Mo	1-10,000	Sc	1-10,000				
As	0.1-250	In	0.005-250	Se	0.2-250				
Bi	0.01-250	Re	0.001-250	Te	0.01-250				
Hg	0.005-25	Sb	0.05-250	Tl	0.02-250				
C	0.01-50%	S	0.01-50%						

Fonte: Extraído de ALS (2017).

3.4 Etapa de Integração de Dados

Consiste na integração e interpretação dos dados obtidos em todas as etapas supracitadas, com posterior confecção do Trabalho de Conclusão de Curso. Os resultados são apresentados na forma de texto, mapas geológico e estrutural, ilustrações, gráficos, estereogramas e tabelas.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

O presente capítulo será particionado em geologia regional e geologia local e corresponde ao levantamento bibliográfico atualizado dos trabalhos relevantes ao estudo proposto.

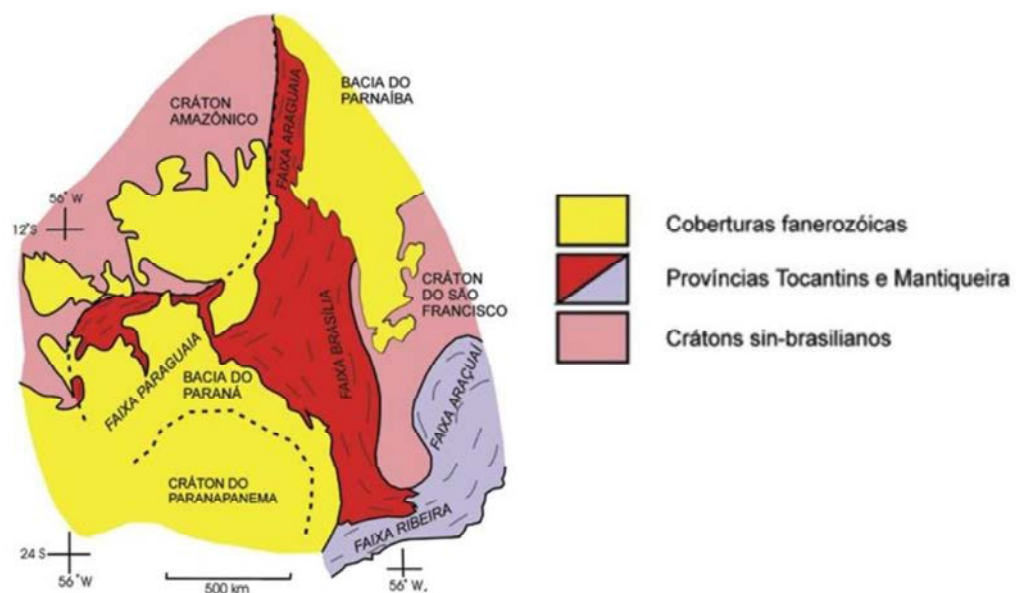
4.1 Geologia Regional

Este capítulo tem por objetivo apresentar o contexto geotectônico e geológico em que o *greenstone belt* de Crixás e o alvo estrutura V se inserem. Assim será apresentado em ordem de escala continental para regional: Província Tocantins, Maciço de Goiás, terrenos granito-*greenstone* arqueanos de Goiás e eventos do bloco arqueano.

4.1.1 Província Tocantins

O sistema orogênico neoproterozoico denominado de Província Tocantins é definido por Almeida *et al.* (1977) e limitado pelo Cráton Amazônico, à oeste, e pelo Cráton São Francisco, à leste (Figura 7). Brito Neves *et al.* (1999) ainda destacam a influência de um terceiro bloco, denominado Paranapanema, o qual estaria encoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná, de modo a compor o limite sul da província.

Figura 7 – Esboço Tectônico do Brasil Central, com destaque para a Província Tocantins.

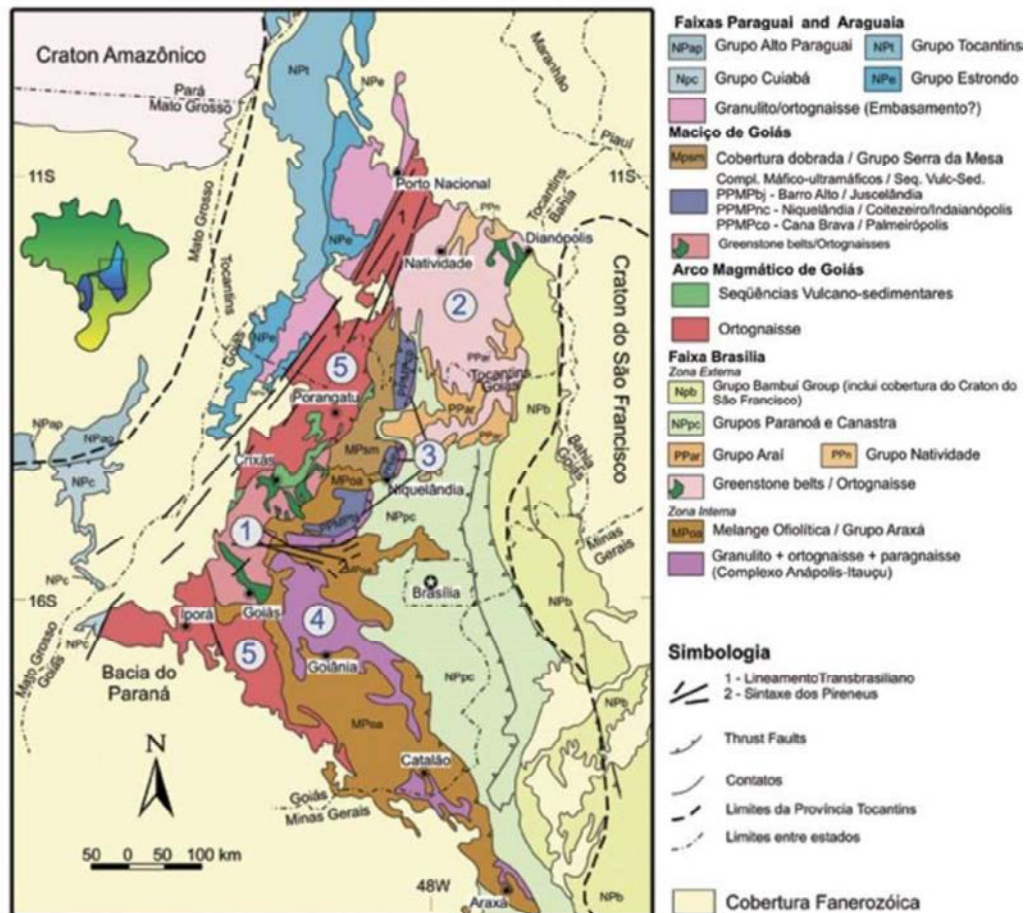


Fonte: Extraído de Valeriano *et al.* (2004) e simplificado de Almeida *et al.* (1981).

A Província Tocantins engloba as faixas de dobramento Paraguai, Araguaia, Brasília, Arco Magmático de Goiás e Maciço de Goiás (PIMENTEL, JOST & FUCK, 2004).

Adicionalmente, Fuck *et al.* (1993); Fuck *et al.* (1994) subdividem a porção oriental da mesma nos compartimentos tectônicos Zona Cratônica, Faixa Brasília, Maciço de Goiás e Arco Magmático do Oeste de Goiás. Neste contexto, a área de estudo está inserida no Maciço de Goiás, local em que são reconhecidos os domínios dos terrenos arqueanos de Crixás-Goiás (Figura 8).

Figura 8 – Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins. 1 – Bloco Arqueano de Crixás-Goiás, 2 – Terrenos Paleoproterozoicos de Almas-Natividade, 3 – Complexos máficos-ultramáficos, 4- Complexos Anápolis-Itauçu, 5 – Arco Magmático de Goiás.



Fonte: Extraído de Pimentel *et al.* (2004).

4.1.2 Maciço de Goiás

Localizado na porção central da Província Tocantins, o Maciço de Goiás é entendido como um fragmento continental que colidiu contra a margem ocidental do Cráton do São Francisco e, portanto, de evolução complexa (PIMENTEL, JOST & FUCK, 2004). Barbosa *et al.* (1969) dividem o Maciço de Goiás em três domínios: os terrenos granito-greenstone de idades arqueanas, os complexos máficos-ultramáficos estratiformes de Cana Brava, Barro Alto

e Niquelândia, e sequências vulcanossedimentares de Jucelândia, Coitezeiro e Palmeirópolis. Devido o foco do estudo, será detalhado apenas o bloco arqueano, composto pelos terrenos granito-*greenstone*.

4.1.3 Terrenos Granito-Greenstone Arqueanos de Goiás

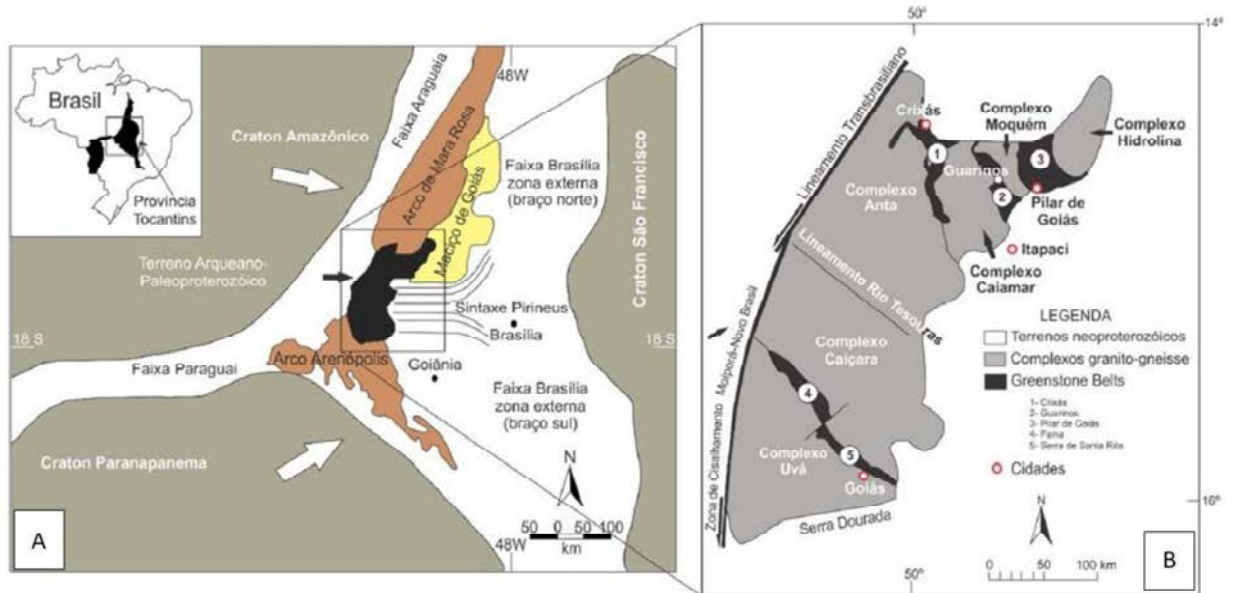
Os terrenos arqueanos de Goiás afloram em uma área de aproximadamente 50.000 km² na porção central do estado, de modo a compor uma forma elíptica orientado segundo a direção NE-SW, com seus limites estritamente tectônicos (PIMENTEL *et al.*, 2000).

Cinturões de rochas supracrustais foram interpretados como *greenstone belt* primeiramente pelos trabalhos de Danni e Ribeiro (1978) e seguidos pelo trabalho de Sabóia (1979), com o descobrimento de rochas com textura spinifex em alto grau de preservação, no município de Crixás. Em adicional, os complexos granitoides que separam os *greenstone belts*, em sua porção norte, foram agrupados em quatro complexos: Anta (VARGAS, 1992), Caiamar (JOST, 2001; JOST *et al.*, 1994), Moquém (DANNI & RIBEIRO, 1978; JOST, 2001; VARGAS, 1992) e Hidrolina (RESENDE, 1999; RESENDE *et al.*, 1998) (Figura 9 B); e o Complexo Caiçara, na porção sul do bloco definido por Jost *et al.* (1999), separado do Complexo Uvá (RESENDE, 1999) pela Serra de Santa Rita. De modo geral, estes complexos são formados por gnaisses e intrusões de composição tonalítica a granodiorítica, além da presença de diques de diabásio e, mais raramente, diques de ultramáficas (PIMENTEL, JOST & FUCK, 2004). Queiroz (2000), ainda destaca que a trajetória da foliação de cada corpo é aproximadamente tangencial aos limites dos mesmos, de modo a circundá-los, e mergulha em direção aos *greenstone belts* adjacentes, de modo a sugerir que cada corpo se comporta como um diápiro, de modo que o conjunto de gnaisses e supracrustais definam um padrão domos e quilhas.

Os dados geocronológicos permitem definir, para os complexos norte, dois estágios de granitogênese. Queiroz *et al.* (2008) descrevem que os complexos de Hidrolina, Caiamar e Anta apresentam assinatura de Sm-Nd juvenil e idades entre 2.845 e 2.785 Ma (U-Pb por SHRIMP), enquanto o segundo estágio é representado pelo Complexo Moquém, com idades entre 2.711 a 2.707 Ma (Jost *et al.*, 2014). Para os Complexos a sul, Pimentel *et al.* (2003) obtêm, para o Complexo Caiçara, idades modelo T_{DM} entre 3.042 e 2.868 Ma, enquanto que o Complexo Uvá apresenta idade próxima a 3,04 Ga (U-Pb em zircão por LA-ICP-MS), que o caracteriza como o mais antigo da região (JOST *et al.*, 2013). Tais dados evidenciam que o substrato arqueano da região apresenta caráter policíclico. Finalmente, têm-se que estes complexos granito-

gnáissicos compreendem cerca de 80% dos terrenos arqueanos, de modo que os 20% restantes sejam constituídos por terrenos tipo *greenstone belt* (PIMENTEL *et al.*, 1997).

Figura 9 – A) Geologia da área de estudo em escala continental. B) Localização dos terrenos arqueanos do Brasil central.



Fonte: Extraído de Castoldi (2015) e modificado de Pimentel *et al.* (2000).

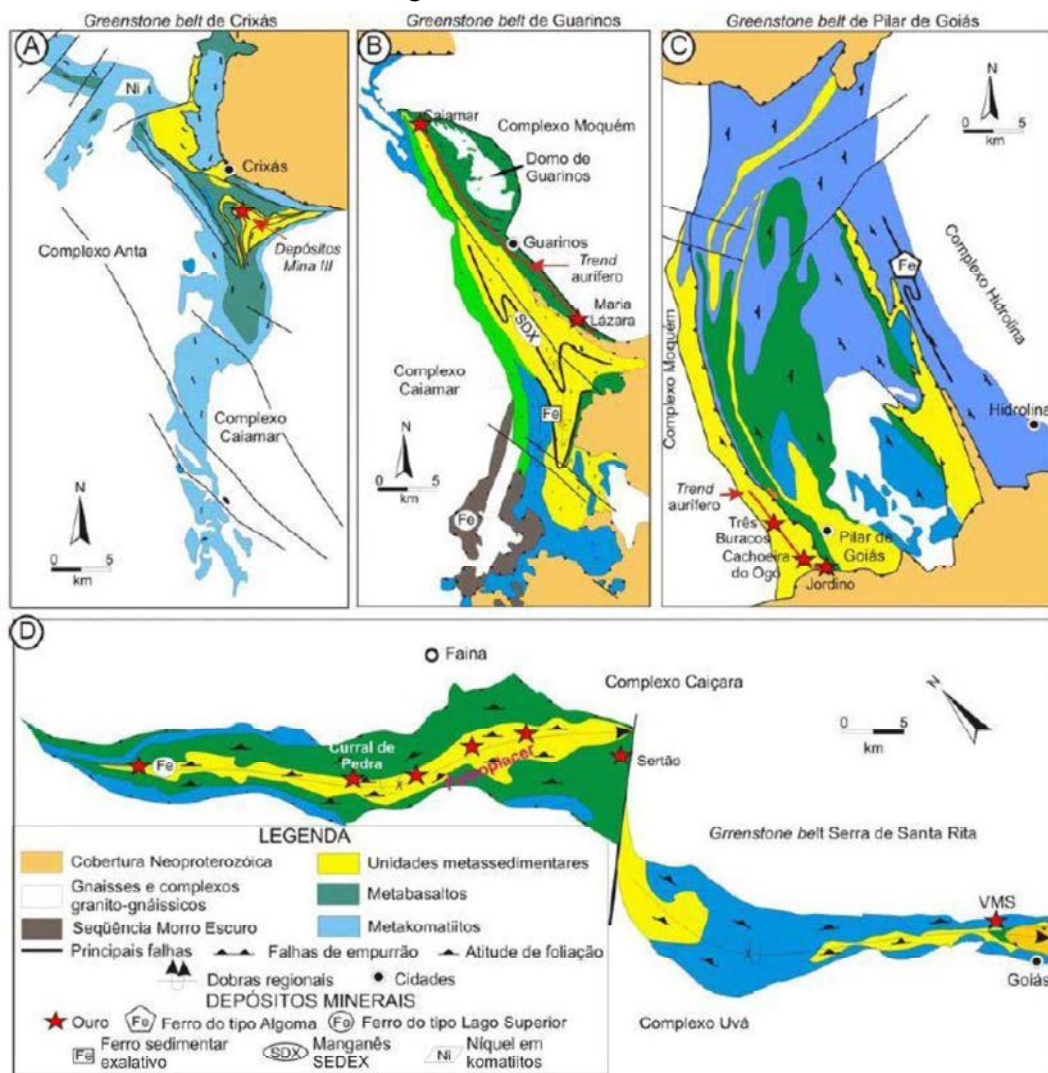
As rochas arqueanas supracrustais ocorrem em cinco cinturões tipo *greenstone belts* que variam de 40 a 100 km de comprimento por 6 km largura, em média (Figura 10). Na porção norte estão presentes os cinturões de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás e na porção sul, os cinturões Serra de Santa Rita e Faina. Os primeiros estão localizados lado a lado e separados pelos complexos granito-gnáissicos supracitados em um *trend* aproximadamente N-S, enquanto que Faina e Serra de Santa Rita formam um único cinturão de orientação N60°W truncado por uma zona de falha dextral N30°E (PIMENTEL *et al.*, 2000). Ademais, as geometrias lineares, curvas ou irregulares se devem a influência de zonas de cisalhamento vertical, deformação pela colocação dos complexos granito-gnaisses adjacentes e mergulho baixo a moderado de rampas laterais de falhas de empurrão (PIMENTEL *et al.*, 2000). Finalmente, Jost *et al.* (2014) destaca que os contatos com os complexos granito-gnáissicos são tectônicos e a rara ocorrência de *klippen* nos complexos indica que essas rochas supracrustais estão alóctones.

A estratigrafia dos *greenstone belts* de Goiás foi inicialmente descrita por Danni e Ribeiro (1978); Sabóia (1979); Sabóia e Teixeira (1983), e posteriormente, modificada por diversos autores, a exemplo de Danni *et al.* (1982), Danni *et al.* (1986), Castro e Magalhães (1984), Yamaoka e Araújo (1988) e Jost e Oliveira (1991). Dessa forma, uma grande variedade de informações tem sido gerada, o que torna confusa a compreensão da evolução geotectônica-

geológica da área, visto a elevada proliferação de nomes e subdivisões estratigráficas locais. Neste contexto, será apresentada uma estratigrafia simplificada, posteriormente focada no *greenstone belt* de Crixás.

O registro estratigráfico de todos os *greenstone belts* supracitados, apresenta seções inferiores compostas por metakomatiíto, seguidas por metabasalto toleítico e rochas metassedimentares e químicas em suas porções superiores (Figura 11 e Figura 12), metamorfizadas em fácies xisto verde a anfibolito inferior (JOST *et al.*, 2014).

Figura 10 – Mapas geológicos do *greenstone belts* de Goiás com a localização dos principais depósitos minerais conhecidos e *trends* auríferos regionais.

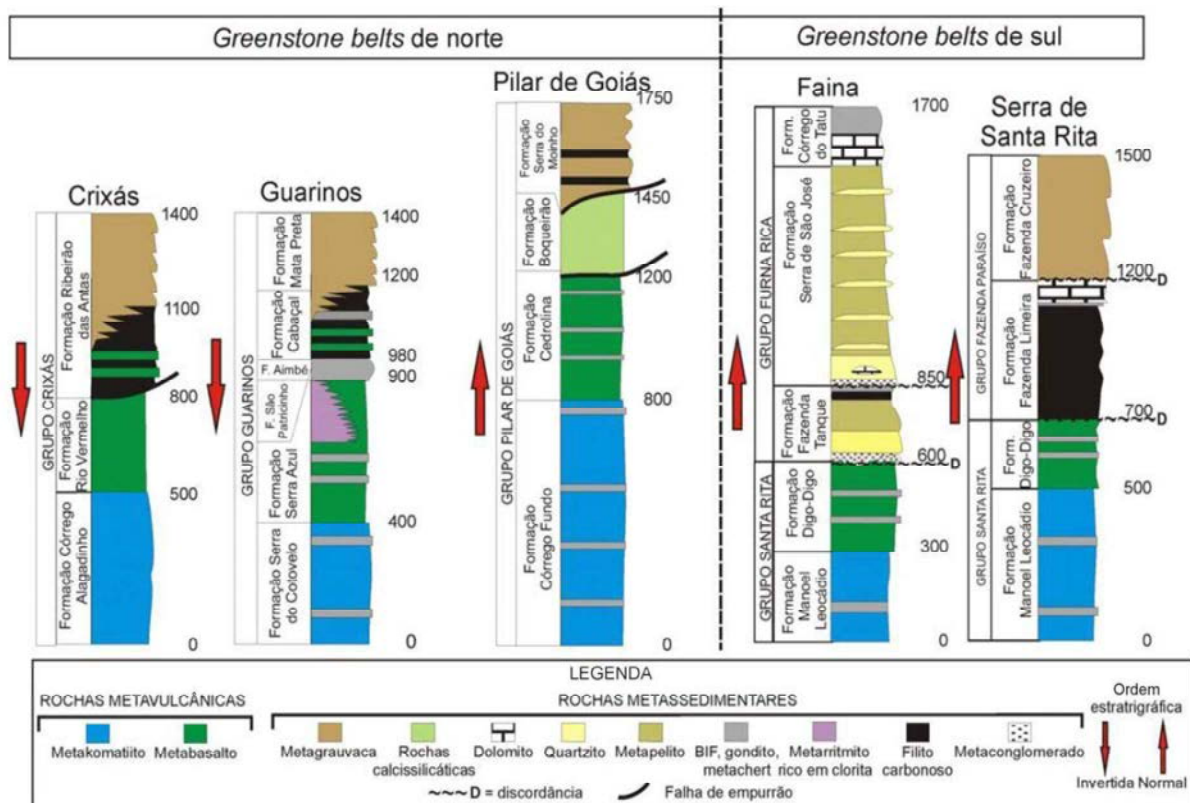


Fonte: Extraído de (JOST *et al.*, 2014).

Os dados geocronológicos disponíveis para as metavulcânicas estão concentrados nos metakomatiíto e metabasalto do *greenstone belt* de Crixás, os quais apresentam idades isocrônicas de Sm-Nd de 2.825 ± 98 Ma, Pb-Pb de 2.728 ± 140 Ma (ARNDT *et al.*, 1989), além

de Sm-Nd em rocha total de 3.000 ± 70 Ma (FORTES *et al.*, 2003). Estes dados sugerem idades arqueanas para essas rochas. Em contraste com as idades de Crixás, Jost *et al.* (2012), obtiveram idades em zircão detrítico de clastos de metabasalto em Guarinos, pelo método LA-ICP-MS entre 2.180 e 2.849 ± 27 Ma, enquanto que para o *greenstone belt* de Faina, Resende *et al.* (1999) obtiveram idades T_{DM} de 3.0 Ga. Ademais, Jost *et al.* (2014) enfatizam que apenas os *greenstone belts* de Crixás, Faina e Serra de Santa Rita apresentam claras evidências de idade arqueana, enquanto os demais podem ser proterozoicos. Um resumo das principais idades, para Crixás, consta na Tabela 4.

Figura 11 – Colunas estratigráficas dos *greenstone belts* de Goiás. Nomenclatura estratigráfica de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás segundo Jost e Oliveira (1991), enquanto os de Faina e Serra de Santa Rita, de acordo com Resende *et al.* (1998). Os números ao lado das colunas significam espessura da unidade.



Fonte: Extraído de Jost *et al.*, (2014).

4.1.4 Eventos do bloco arqueano

Jost (2001), em relatório interno para a Mineração Serra Grande, reúne os principais trabalhos e sugere uma síntese dos principais eventos ocorridos nos terrenos arqueanos de Goiás, baseada nas principais idades geocronológicas obtidas na bibliografia, a qual é apresentada a seguir:

Entre 3.1 e 3.2 Ga ocorre evento de acreção de crosta siálica seguido de extensão crustal, a qual proporciona subsidência e geração do estágio de bacia sedimentar restrita com vulcanismo ultramáfico e máfico em 3.0 Ga. O fechamento dessa bacia se inicia em 2.9 Ga e se estende por cerca de 150 Ma, em evento compressivo, de modo a gerar deslizamentos gravitacionais intra-estratos, dobramentos e metamorfismo regionais. Posteriormente, se inicia a formação e evolução de falhas de empurrão, formação de *nappes* epidérmicas e dobras recumbentes. Ademais, se associam ao evento, magmatismo félsico, intrusões de tonalito, granodiorito e possíveis injeções de diques e intrusões máfica e ultramáfica. Em torno de 2.7 Ga ocorre metamorfismo das intrusões félsicas, seguido por período de quiescência, de aproximadamente 60 Ma. Entre 2.7 Ga e 2.2 Ga têm-se um período de estabilização cratônica, seguido por eventos em 2.15 Ga de colisão com retrometamorfismo parcial de gnaiss dos complexos arqueanos, falhas de empurrão com vergência para norte, desenvolvimento de zonas de cisalhamento com intrusões máficas e intermediárias, com evento de mineralização aurífera. Posteriormente, ocorre um período sem registros de ação tectônica durante o neoproterozoico, o qual culmina na amalgamação da Faixa Brasília e aglutinação definitiva dos blocos arqueanos. A mineralização aurífera provavelmente ocorre durante o estágio de colapso do orógeno brasileiro, em 550 Ma.

Os dados mais recentes de datação geocronológica (Jost *et al.*, 2010) têm apontado que a mineralização aurífera é restrita ao Rhyaciano (Paleoproterozoico), através de datação de zircões magmáticos de diques máficos pós-mineralização que indicaram idade U-Pb de 2170 ± 17 Ma (Jost *et al.*, 2010). Jost *et al.* (2010) também sugere que o estágio basinal, deformação, metamorfismo e mineralização ocorreram em um intervalo de tempo de 30-40 Ma restrito ao mesmo período (2,2 a 2,17 Ma). O mesmo trabalho ainda sugere que a carga sedimentar da área fonte para as metagrauvas e filitos carbonosos da Formação Córrego Alagadinho possui idade (U-Pb de 3354 ± 40 Ma a 2209 ± 28 Ma) entre o arqueano e o paleoproterozoico (Rhyaciano) com idade deposicional máxima de 2,2 Ga. A idade dos metabasaltos da Fm. Rio Vermelho e metakomatiitos da Fm. Córrego Alagadinho são sugeridas como arqueanas por Arndt *et al.* (1989) e Fortes *et al.* (2003), mas Jost *et al.* (2010) indicou idade paleoproterozoica (idades modelo Nd 2,32 Ga e 2,24 Ga).

4.2 Geologia Local

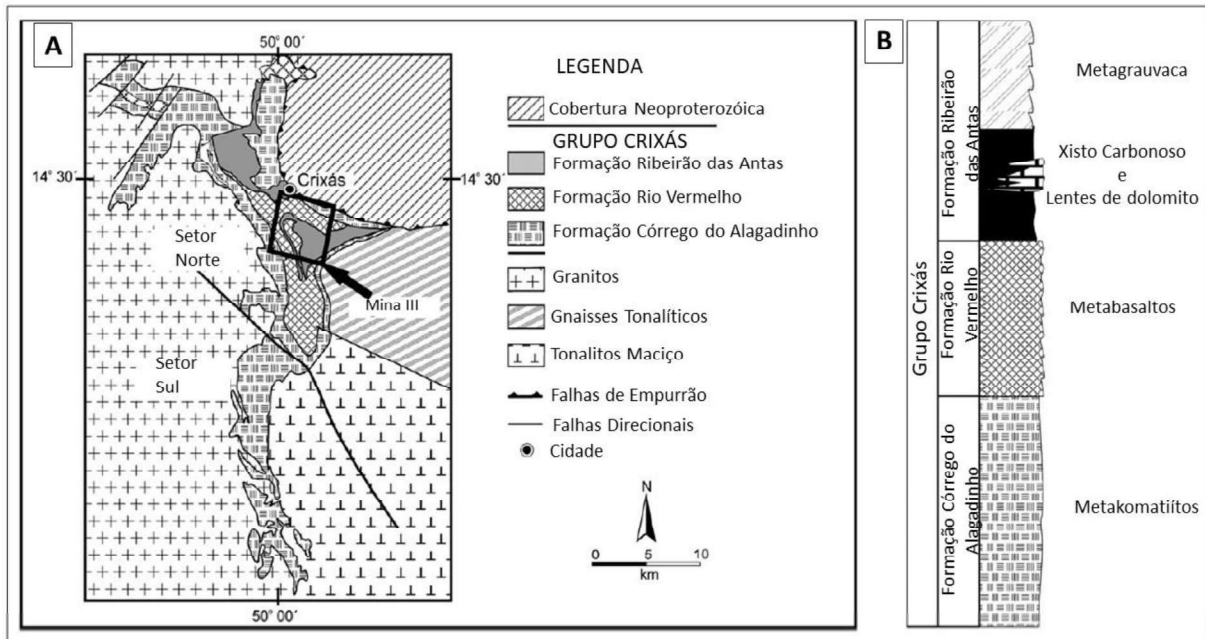
Este capítulo tem por objetivo apresentar a estratigrafia, evolução metamórfica e estrutural do *greenstone belt* de Crixás, além de seus principais depósitos auríferos e modelos genéticos associados.

4.2.1 *Greenstone Belt de Crixás*

Com aproximadamente 48 km de comprimento e 5 km de largura, o *greenstone belt* de Crixás (Figura 12) é limitado a leste e oeste por complexos granito-gnáissicos compostos por batólitos tonalítico, granodiorítico e granítico juvenis ($\epsilon_{Nd}=0.01$ a 2.41) com idades entre 2.85 Ga e 2.75 Ga (QUEIROZ *et al.*, 2008). Seu limite norte e nordeste, entretanto, é encoberto por rochas metassedimentares alóctones do Arco neoproterozoico de Mara Rosa, empurradas sobre o *greenstone* (PIMENTEL *et al.*, 1997).

O *greenstone belt* de Crixás encontra-se dividido em setor norte e sul, separados por falha (Figura 12 A), e caracteriza uma sequência vulcanossedimentar denominada de Grupo Crixás (JOST & OLIVEIRA, 1991). O Grupo Crixás foi descrito primeiramente por Sabóia (1979) que o divide em três formações nomeadas, da base para o topo, de Formação Córrego Alagadinho, Formação Rio Vermelho e Formação Ribeirão das Antas. A única unidade estratigráfica presente no setor sul é a Formação Córrego Alagadinho (JOST *et al.*, 2010).

Figura 12 – A) Mapa geológico simplificado e distribuição estratigráfica do *greenstone belt* de Crixás. B) Coluna estratigráfica do *greenstone belt* de Crixás.



Fonte: Modificado de (JOST *et al.*, 2010).

A Formação Córrego Alagadinho possui cerca de 500 metros de espessura no setor sul e menos de 100 metros no setor norte, a mesma é composta por komatiíto peridotítico e piroxênítico com soleiras e diques subordinados (JOST *et al.*, 2010). Em adicional, Jost *et al.* (2010) ressaltam que, devido ao metamorfismo e deformação, essas rochas foram transformadas em xisto com proporções variadas de talco, clorita, serpentina, actinolita, carbonato, magnetita e/ou cromita (JOST *et al.*, 2010). Estruturas vulcânicas primárias como textura spinifex, cumulática e brecha de fluxo estão localmente preservadas. As elevadas concentrações de MgO ($18,7\% < \text{MgO} < 39,2\%$) e baixas razões de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ quando comparados ao condrito, demonstram a elevada afinidade geoquímica dessas rochas com os komatiitos depletados em Al (KUYUMJIAN & JOST, 2006). Devido à ausência de rochas sedimentares intercaladas a sequência, Jost *et al.* (2010) sugerem que sua gênese possa ter estado atrelada a um único ciclo de vulcanismo.

A Formação Rio Vermelho é composta por uma sequência de rochas máficas (metabasalto toleítico) com aproximadamente 300 metros de espessura, cortada por soleiras e diques (JOST *et al.*, 2010). Esta sequência apresenta contato abrupto com a Formação Córrego Alagadinho e, apesar de possuir estruturas primárias como lavas almofadadas, variólas, vesículas e orbículas localmente preservadas (SABÓIA, 1979), suas rochas foram transformadas em albita actinolita xisto com clorita, clinozoisita, quartzo, pirita ou magnetita

pelo metamorfismo (JOST *et al.*, 2010). Ademais, Fortes *et al.* (2003) indicam a presença de formação ferrífera bandada, formações magnesífera e metachert intercalado, que segundo Jost *et al.* (2010), é indicativo de que a Formação Rio Vermelho tenha sido produto de mais de um ciclo de vulcânico.

A Formação Ribeirão das Antas pode ser entendida como a de maior relevância do *greenstone belt* de Crixás, visto hospedar todas as zonas mineralizadas a ouro da região (JOST & FORTES, 2001). Esta possui um mínimo de 500 metros de espessura, com 100 metros de xisto carbonoso com lentes de dolomito maciço, oolítico e brechado (THEODORO, 1995). A sequência é seguida por mais de 400 metros de metagrauvaca. No conjunto, compreende-se que o preenchimento da bacia tenha inicialmente se dado em sistema de baixa energia, com a deposição de folhelhos, seguido de aumento energético, com a entrada massiva de areias impuras (JOST *et al.*, 2010). O xisto carbonoso, com até 15% de grafita, é composto por quartzo \pm biotita \pm sericita \pm granada, com pirita e pirrotita disseminadas, com preservação de estruturas microbianas nos sulfetos (JOST *et al.*, 2010). A metagrauvaca é composta por quantidades semelhantes de quartzo, biotita e albita, oligoclasio ou andesina, localmente muscovita; e zircão, magnetita, ilmenita, rutilo e apatita como fases acessórias (JOST *et al.*, 2010). Jost *et al.* (1996) sugerem que os sedimentos clásticos, principalmente da metagrauvaca, são originados a partir de rochas ígneas félsicas a intermediárias e metamórficas, depositadas por correntes de turbidez com aumento da energia em direção ao topo. As idades das formações do Grupo Crixás, bem como sua estratigrafia, encontram-se sumarizadas na Tabela 4:

Tabela 4 – Estratigrafia e Geocronologia do *greenstone belt* de Crixás. Extraído de Jost *et al.* (2010).

Formação	Litologia Principal	Idade (Ma)
Ribeirão das Antas Seção Superior Seção Inferior	Metagrauvaca Xisto Carbonoso	2.330 a 2.490 ⁵ 3.362 \pm 19 a 2.209 \pm 32 ⁴
Rio Vermelho	Metabasalto	3.0 \pm 0.07 ³ 2.728 \pm 140 ²
Córrego Alagadinho	Metakomatiito	2.825 \pm 98 ¹

Métodos e referências 1 – Sm-Nd (ARNDT; TEIXEIRA; WHITE, 1989); 2 – Pb-Pb (ARNDT; TEIXEIRA; WHITE, 1989); 3 – Isócrona Sm-Nd: (Fortes *et al.*, 2003); 4 – U-Pb zircão detritico (JOST *et al.*, 2010); 5 – Sm-Nd_{TDM}: (Fortes *et al.*, 2003).

4.2.2 Evolução deformacional e estrutural

A evolução estrutural do *greenstone belt* de Crixás é descrita como de grande complexidade (JOST & FORTES, 2001). De modo geral, esta pode ser dividida em quatro

eventos deformacionais (D₁ a D₄), que influenciam nas mineralizações auríferas (CARVALHO, 2005; JOST & FORTES, 2001; MASSUCATO, 2004) e serão apresentados a seguir.

A primeira fase é correspondente aos derrames de komatiito sobrepostos por derrames toleíticos de idade arqueana $3,0 \pm 0,07$ Ga (FORTES *et al.*, 2003). Massucato (2004) indica que o peso da sequência vulcânica seria o responsável por um arqueamento flexural e instalação de bacia sedimentar rasa, na qual ocorre a deposição da Formação Ribeirão das Antas.

O evento D₁ é entendido como uma compressão regional de direção E-W e vergência para E, o qual é responsável pelo desenvolvimento de um sistema de cavalgamento de baixo ângulo (*thrust faults*) e pequenas zonas de cisalhamento rúptil-dúctil de ordem centimétrica a métrica (MASSUCATO, 2004). Este evento é responsável pelo metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito baixo e pelo hidrotermalismo da área, com a formação de um protominério concentrado nos planos de descontinuidades (MASSUCATO, 2004). Quanto às estruturas, houve o desenvolvimento da foliação principal S₁, paralela ao acamamento S₀, além de dobras F₁ (JOST & FORTES, 2001). Finalmente, Queiroz (2000) destaca que esse evento seria o responsável pela inversão da estratigrafia do *greenstone belt* de Crixás.

O evento D₂ é relacionado, por Jost e Fortes (2001), ao soerguimento dos complexos granito-gnáissico Anta, Caiamar e Hidrolina e ocorre de modo diacrônico nos diferentes *greenstone belts* da região. Este evento não é reconhecido por Massucato (2004).

O evento D₃, reconhecido como D₂ por Massucato (2004), se caracteriza por uma compressão de direção N-S com vergência para S e pelo cavalgamento das rochas da sequência Santa Teresinha sobre o *greenstone belt* de Crixás (CARVALHO, 2005; JOST *et al.*, 2010; MASSUCATO, 2004). Este evento gera dobras F₂ cilíndricas, semi-recumbente a recumbente com vergência para SW, além de uma clivagem plano axial S₂ e gera a antiforma do Rio Vermelho, de escala regional (JOST *et al.*, 2010). Este evento é responsável pela remobilização do ouro e remodelamento dos corpos mineralizados para um *plunge* 25°/N65°W, paralelo ao eixo das dobras geradas, além de recristalização das assembleias hidrotermais para paragêneses com granada-cloritoide-clorita-biotita, em virtude da reativação de zonas de falha de segunda ordem (JOST *et al.*, 2010). Estas falhas estão associadas a pequenas zonas de cisalhamento centimétricas que permitem uma pequena remobilização e precipitação do ouro para rochas ao redor (MASSUCATO, 2004).

O evento D₄ é caracterizado por uma compressão E-W tardio às mineralizações e responsável pela geração de uma clivagem de crenulação e microdobramento do tipo *kinkband* e em *chevron*, com eixo N-S (CARVALHO, 2005; JOST *et al.*, 2010; MASSUCATO, 2004).

Este evento é descrito por Massucato (2004) como D₃, e seria ele o responsável pela geração da antiforme do rio vermelho.

4.2.3 *Metamorfismo do Greenstone Belt de Crixás*

Massucato (2004) discute que o metamorfismo no *greenstone belt* de Crixás ocorre de maneira heterogênea e pode ser dividido em metamorfismo estático (QUEIROZ, 2000), regional (FORTES, 1996; KUYUMJIAN, 1981; MAGALHÃES, 1991), termal e dinâmico (FORTES, 1996).

Queiroz (2000) atribui ao metamorfismo estático a hidratação dos derrames vulcânicos devido a erupções sub aquosas e aos pulsos de fluido hidrotermais. Este tipo de metamorfismo é reconhecido em locais que as rochas apresentam suas texturas e estruturas primárias preservadas, de modo que os melhores exemplos correspondem à texturas spinifex e cumulática em metakomatiito da Formação Córrego do Alagadinho e lavas almofadada em rochas metabásica da Formação Rio Vermelho (JOST & FORTES, 2001).

O metamorfismo regional ocorre de maneira crescente do topo para a base da sequência vulcano-sedimentar (MASSUCATO, 2004). Neste contexto, o metabasalto inferior é caracterizado por possuir ferro-tschermakita e andesina em fácies anfíbolito, enquanto os superiores, ferro-actinolita, albita e clinozoisita em fácies xisto verde (JOST & FORTES, 2001). Em adicional, a sequência metassedimentar superior está metamorfizada em fácies xisto verde, na zona da biotita (JOST & FORTES, 2001).

Jost e Fortes (2001) enfatizam que o metamorfismo termal é caracterizado pela facies albita-epidoto *hornfels* em rochas supracrustais e ocorre na região de contato com intrusões tonalítica, granodiorítica e granítica.

O metamorfismo dinâmico é evidenciado em zonas de cisalhamento pela presença de estrutura milonítica, de modo que é comum a estabilização da granada em rocha metassedimentar devido condições de P-T mais elevadas (JOST & FORTES, 2001). Adicionalmente, Fortes (1996) indica que as zonas de cisalhamento apresentam paragêneses ricas em sulfeto, cloritóide, sericita, cianita e pirofilita com ou sem ouro, de modo a indicar alteração hidrotermal contemporânea ao metamorfismo.

4.2.4 *Depósitos auríferos do Greenstone Belt de Crixás*

Jost *et al.* (2010) distribuem os principais depósitos auríferos da região em três tipologias principais: (i) sulfeto massivo, (ii) veios de quartzo e (iii) minério disseminado. Estas tipologias

foram estudadas primeiramente por Yamaoka e Araújo (1988) no depósito da Mina III como zona Superior (sulfeto massivo), Intermediária (minério disseminado) e Inferior (veio de quartzo); e posteriormente detalhadas por Fortes (1996) e Petersen (2003). Neste contexto, embora essas tipologias sejam estruturalmente controlados por falhas de empurrão e zonas de cisalhamento, eles diferem em tamanho, teor, reserva, rochas hospedeiras, mineralogia e assembleia de alteração hidrotermal (JOST *et al.*, 2010; JOST & FORTES, 2001). Jost *et al.* (2010) ainda destacam que, geometricamente, todos os depósitos são lineares com direção aproximada N60°W com *plunge* de 15° para NW (Figura 13). Finalmente, têm-se que os processos de formação de minério não são completamente entendidos, visto que dados provenientes de inclusões fluidas, paragêneses minerais dos halos hidrotermais e das zonas mineralizadas sugerem sucessivos estágios mineralizantes, quase que coevos (JOST *et al.*, 2010).

O depósito tipo sulfeto massivo foi descoberto nos anos de 1970 e hoje encontra-se exaurido, embora tenha correspondido ao segundo corpo mais relevante do distrito mineiro de Crixás (JOST *et al.*, 2010). Essa tipologia apresenta matriz de lentes de espessuras entre 0,5 e 2,5 metros, comprimento de 50 a 200 metros e extensão de até 400 metros no *down-plunge*, de modo que o corpo Palmeiras corresponda ao seu análogo atual. Ademais, em ambos os casos as lentes ocorrem próximas ao contato do metabasalto da Formação Rio Vermelho com o xisto carbonoso da Formação Ribeirão das Antas (JOST *et al.*, 2010). Mineralogicamente, pode conter até 95% de pirrotita e ou arsenopirita, com menores proporções de magnetita, ilmenita e calcopirita, além de texturas microscópicas indicarem a substituição de magnetita por carbonato e sulfeto (JOST & FORTES, 2001). A alteração hidrotermal é representada, de zonas proximais para distais, por halos de alteração filica, dolomítica e clorítica (JOST *et al.*, 2010). Os protólitos afetados pela alteração hidrotermal exibem composições máficas devido a concentrações de elementos menos móveis (Al, Ti, Cr e Ni) obtidos por Fortes (1996).

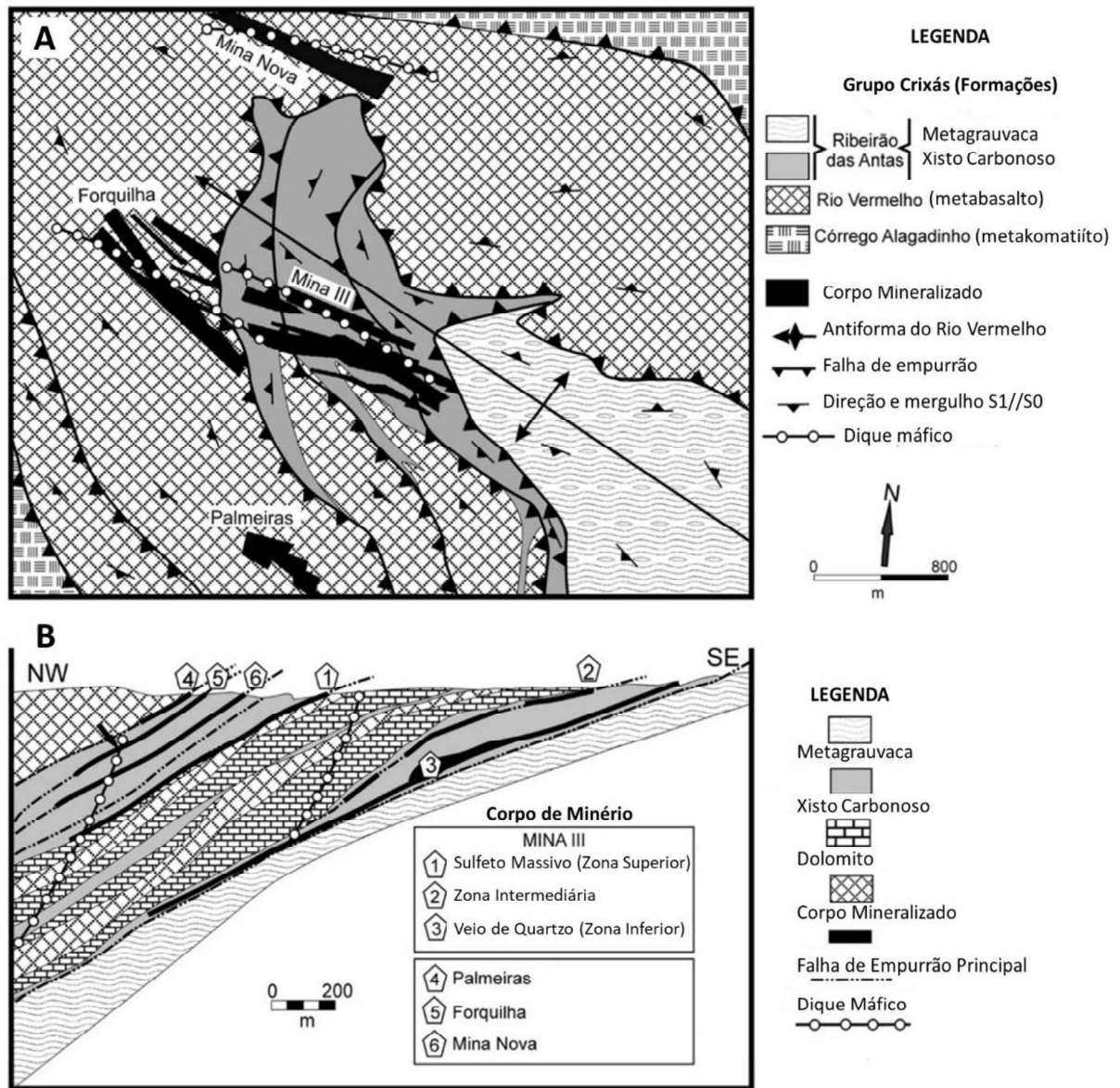
A mineralização do tipo veio de quartzo é descontínua, com espessura de 0,5 a 5 metros, largura de aproximadamente 500 metros e se estende por até 1500 metros ao longo do mergulho, de modo a atingir profundidades maiores que 700 metros (FORTES, 1996; JOST *et al.*, 2010). O principal corpo mineralizado ocorre em uma zona de *high-strain* da Formação Ribeirão das Antas e é hospedado por unidade de xisto carbonoso, próximo ao contato com metagrauvaca (JOST *et al.*, 2010; JOST & FORTES, 2001). Mineralogicamente, quartzo leitoso fino perfaz mais de 98% do veio, com disseminação de ouro, pirrotita, arsenopirita, mica branca, plagioclásio, carbonato e clorita, minerais esses que também ocorrem na rocha hospedeira adjacente (FORTES, 1996).

As mineralizações do tipo veio de quartzo também ocorrem no depósito da Mina Inglesa, localizada a três quilômetros a noroeste de Crixás, embora estejam hospedadas por metakomatiitos da Formação Córrego do Alagadinho (FORTES, 1996). A principal diferença entre a mineralização da Mina Inglesa e as demais, seria que os fluidos hidrotermais teriam percolado granitoides, promovendo carbonatação e lixiviação de chumbo, uma vez que galena também está presente na assembleia mineral (KUYUMJIAN & COSTA, 1999).

A mineralização tipo disseminada é típica dos corpos mineralizados da zona intermediária definida por Yamaoka e Araújo (1988), para a Mina Nova e Forquilha (Figura 13 B). Geometricamente, apresenta em média 1,5 metros de espessura, 200 metros de comprimento e pode se estender por mais de 1000 metros em direção ao *down-plunge* (JOST *et al.*, 2010). Os corpos mineralizados estão hospedados em xisto carbonoso da Formação Ribeirão das Antas, salvo pelo corpo Palmeiras (Figura 13 B), que está locado em falha de empurrão no contato com a Formação Rio Vermelho (JOST *et al.*, 2010). Ademais, Jost *et al.* (2010) descrevem que os intervalos ricos em Au perfazem zonas cisalhadas a brechada com pirita, pirrotita, arsenopirita, calcopirita e pentlandita disseminada em meio a quartzo e carbonato. Quanto a alteração hidrotermal, os autores indicam que formam halos concêntricos e incluem zonas, proximais para distais, de alteração potássica, fílica e propilítica.

Almeida *et al.* (2007) discutem que os halos de alteração no Corpo Palmeiras foram submetidos ao metamorfismo, de modo a resultar em zona de clorita-granada-magnetita-biotita-turmalina que envelopa a zona de alteração fílica proximal. A carbonatação é variada nos corpos mineralizados e os depósitos Palmeiras e Forquilha apresentam zonas de turmanilização e biotitização, em que zonas ricas em biotita também o são em magnetita, fato que pode indicar antigos óxido/hidróxido de Fe metamorfisado (JOST *et al.*, 2010). Jost *et al.* (2010) enfatizam que ocorrem vários graus de alongamento, encurtamento, dobramento e sua concordância ou não com a foliação principal da área indicando diferente estado de deformação entre os corpos de minério do tipo disseminado.

Figura 13 – A) Esboço geológico da área dos corpos mineralizados a ouro de Crixás projetados do subsolo para a superfície. B) Seção idealizada paralela ao plano axial da Antiforma do Rio Vermelho, com a projeção dos corpos mineralizados na superfície, sobre o traço da Antiforma do Rio Vermelho. A área de estudo é localizada a noroeste da imagem A



Fonte: Extraído de (JOST et al., 2010).

Em relação ao modelo metalogenético do *greenstone belt* de Crixás, Yamaoka e Araújo (1988) interpretaram as lentes de sulfeto maciço da Mina III como depósitos vulcanogênicos de sulfeto maciço tipo VMS, e os em veios de quartzo como metachert aurífero. Em adicional, Fortes (1996) e Magalhães (1991) consideraram o depósito da Mina Nova como epigenéticos, ou epizonal de Groves *et al.* (1998). De modo geral, o modelo epigenético atribuído aos depósitos de ouro da região de Crixás, mostra-se consistente com as interpretações de depósitos auríferos orogenéticos, a exemplo dos encontrados em diversos terrenos arqueanos (JOST,

2001), definido por Phillips e Groves (1983) e aprimoradas por, Groves *et al.* (1998) e Groves e Phillips (1987).

5 RESULTADOS

Esse capítulo tem por objetivo apresentar as características das rochas hospedeiras, zonas de alteração hidrotermal e zona mineralizada do alvo Estrutura V. A caracterização foi feita através de mapeamento geológico e estrutural, descrição macroscópica e petrográfica de amostras provenientes de afloramentos e dos testemunhos de sondagem CPIVESD0007, CPIVESD0013, CPIVESD0031, CPIVESD0033, CPIVESD0035, CPIVESD0036, CPIVESD0037 e análise litogeoquímica de rocha total. Dessa forma, os principais dados obtidos serão apresentados a seguir.

5.1 Litoestratigrafia

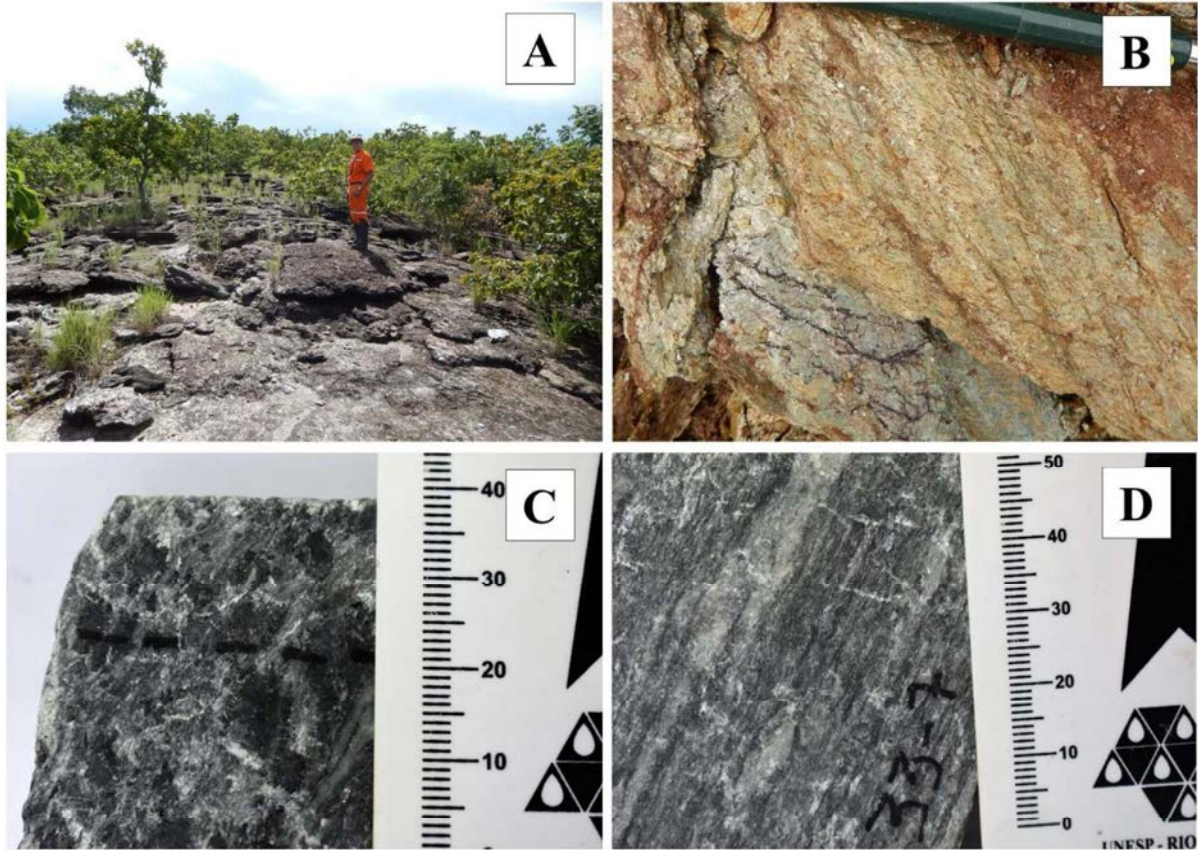
Como resultado do mapeamento geológico de superfície e descrição de sete testemunhos de sondagem de até 100 metros, foram individualizadas seis unidades litoestratigráficas (ANEXO I). Estas unidades são compostas por rochas do Grupo Crixás, da base para o topo, pelo Clorita-carbonato-talco Xisto (CCTX), Metabasalto (MBA), Quartzo-Carbonato-Tremolita Xisto (QCTX), Metadolomito (DOL) e Filito Carbonoso (FC), e por rochas da Sequência Santa Teresinha, composta por Granada-muscovita Xisto (STA). De modo geral, estas estão dispostas em faixas alongadas paralelas a foliação principal (S_n) que apresenta atitude média N50W/26SW e forte lineação de intersecção com atitude geral 309/08. Os contatos entre as unidades MBA e QCTX, QCTX e DOL são gradacionais enquanto que entre QCTX e CCTX são tectônicos. Dessa forma as unidades serão descritas a seguir:

5.2 Grupo Crixás

5.2.1 *Clorita-carbonato-talco Xisto (CCTX)*

Correspondente a aproximadamente 16% da área mapeada, a unidade aflora em suas porções central e sudoeste, em geometria de faixas alongadas segundo a direção NW-SE e mergulho de 30° SW. Aflora entre as cotas de 380 e 520 metros e abrange não só regiões de altos topográficos, mas também o vale do córrego Forquilha, de modo a não estar diretamente relacionada a geomorfologia do terreno. Os afloramentos exibem avançado estágio de alteração intempérica, embora boas exposições ainda possam ser observada (Figura 14A), a exemplo do Ponto 35. Ademais, têm-se solo de alteração argiloso e de coloração marrom avermelhado, muitas vezes com a foliação preservada.

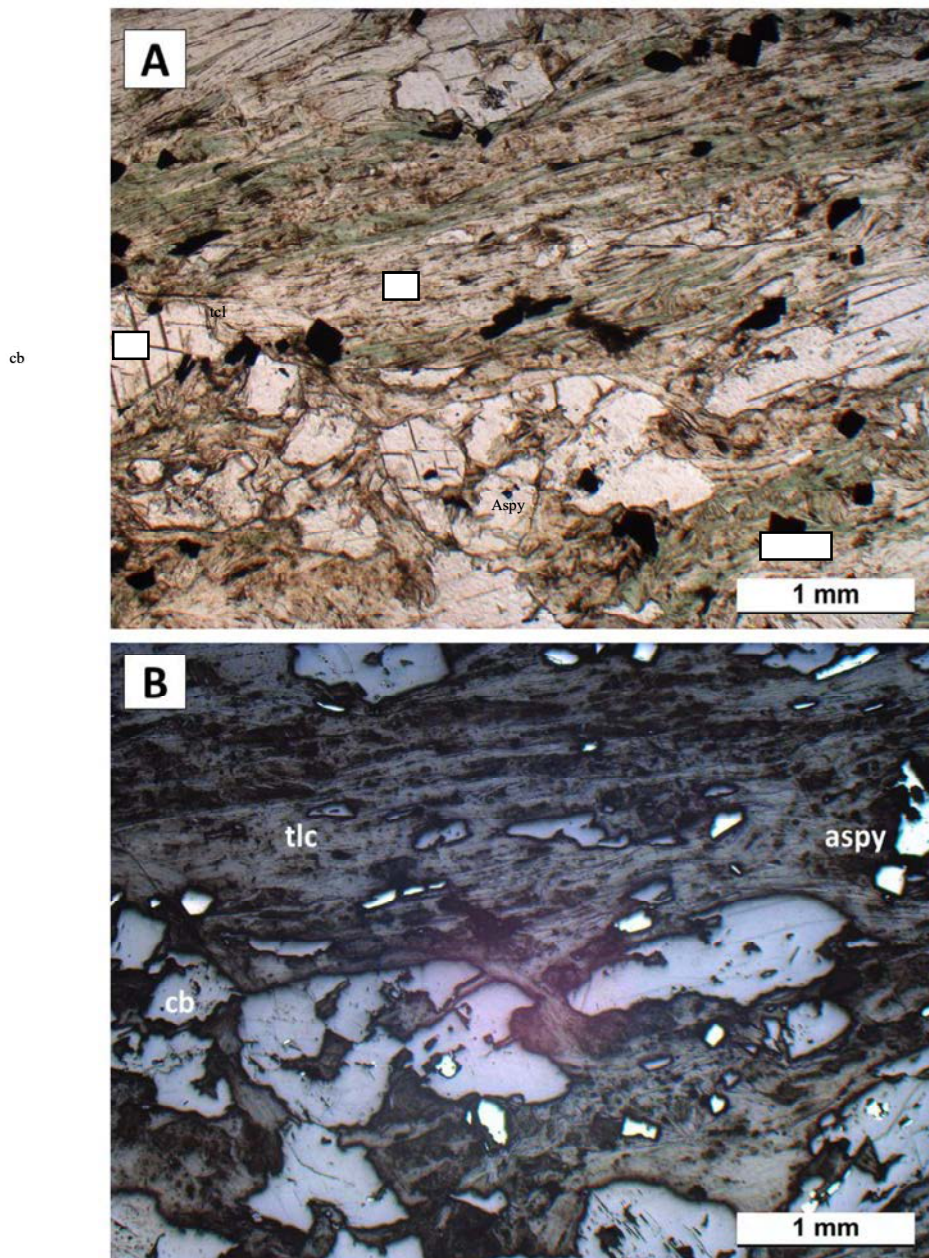
Figura 14 – Clorita-carbonato-talco xisto A) em sua melhor exposição na área (Ponto 35). Notar coloração cinza prateada e blocos dispersos fragmentados ao longo dos planos de foliação. B) xistosidade bem marcada e levemente irregular, definida por talco e clorita. Quando em estágio intermediário de alteração intempérica, apresenta tons esverdeados (ponto 18). C) Brecha de clorita-talco-carbonato xisto com agregados máfico subangulosos imersos em uma matriz de talco, carbonato e clorita. D) Milonito de clorita-talco-carbonato xisto com vênulas de carbonato estiradas paralelamente a foliação milonítica bem marcada e definida por talco e clorita.



Quando em boas condições de exposição, a rocha apresenta coloração cinza prateada a esverdeada, granulação fina a média e facilmente reconhecida por ser untuosa ao toque. É composta pela associação mineral talco (65%), carbonato (25%), clorita (5%), arsenopirita (3%) e magnetita (2%). O talco é o responsável pela textura lepdoblástica, bem como pela foliação de xistosidade (Figura 14B e Figura 15). O carbonato ocorre como resultado de uma alteração hidrotermal seletiva na rocha, de modo que substitui possíveis fenocristais reliquias de uma textura porfírica, mas que atualmente configuram textura glomeroporfiroblástica (Figura 15). A clorita constitui cristais não apenas orientados na foliação, mas que também a truncam. A arsenopirita, principal fase sulfetada, ocorre na forma de cristais idiomórficos a subidiomórficos crescidos sobre a foliação (Figura 15). Quando presente, a magnetita forma cristais idiomórficos. Dessa forma a rocha é classificada como clorita-carbonato-talco Xisto com arsenopirita e magnetita. Adicionalmente, nos testemunhos de sondagem CPIVESD0037 e CPIVESD0036 foi descrito brecha de clorita-carbonato-talco xisto (Figura 14 C) composta

por clastos subangulosos a arredondados de agregados substituídos por carbonato com até 1 cm de raio. No testemunho de sondagem CPIVESD0033, entretanto, a unidade é afetada por uma zona de cisalhamento, de modo a configurar um milonito de clorita-carbonato-talco xisto. Esta milonitização é reconhecida pelo estiramento de vênulas de carbonato e pela foliação milonítica. (Figura 14 D).

Figura 15 – Fotomicrografias do clorita-carbonato-talco xisto. A) Foliação e textura lepdoblástica definida pelos cristais de talco e glomeroporfiroblástica representada pelos cristais de carbonato. Notar que a foliação contorna o cristal de carbonato. B) Arsenopirita crescida sobre a foliação, com cristais idiomórficos a subidiomórficos. Fotomicrografias em A luz transmitida aos polarizadores descruzados; e B) em rocha sob luz refletida.

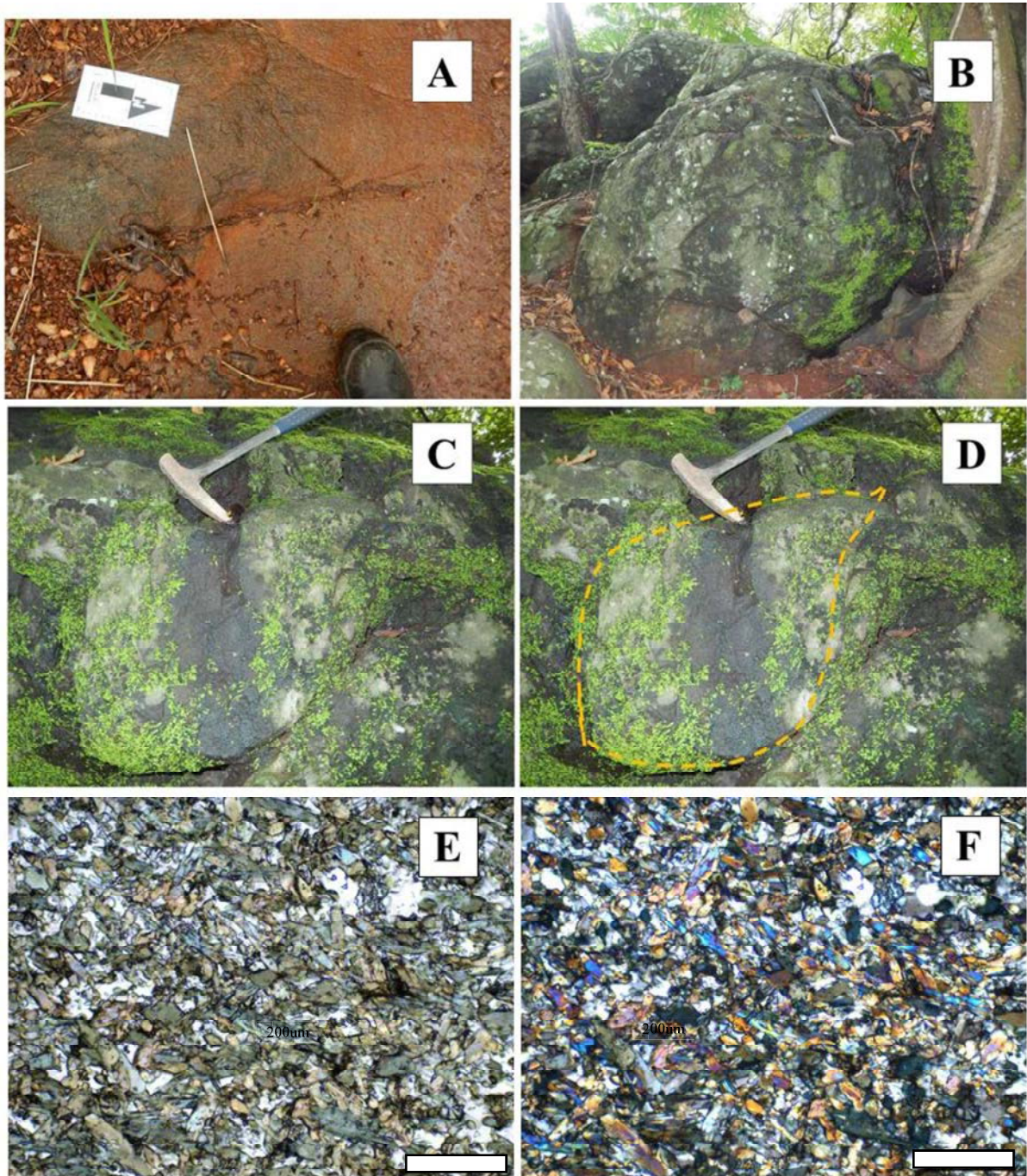


5.2.2 *Metabasalto (MBA)*

A unidade aflora principalmente no extremo norte, porções leste e oeste e representa cerca de 35% da geologia de superfície. Encontram-se em diferentes estágios de alteração intempérica, desde ausentes a intensamente alteradas, com formação de solos argilosos alaranjados com poucos a ausentes cristais resistentes de quartzo. Em regiões de baixos topográficos, há predomínio de afloramento com fraca alteração intempérica. Entende-se, portanto, que essas rochas foram responsáveis pela sustentação do relevo de maiores cotas topográficas (altos topográficos) da área, por compor sua base. Ademais, a cobertura pedogenética por vezes preserva de forma discreta a foliação regional (Figura 16 A e B).

Por vezes, textura de lavas almofadadas com estrutura geopetálica invertida são observadas (Figura 16 C e D), a exemplo do Ponto 5. Por se tratar de uma estrutura de rara preservação, o afloramento é considerado patrimônio geológico do *greenstone belt* e, portanto, a coleta de amostras é proibida. Macroscopicamente, a rocha apresenta coloração cinza escura a cinza esverdeada, com estruturação maciça a foliada, por vezes milonitizada, e mais raramente com estrutura de lava almofadadas. Em testemunho de sondagem, a rocha é identificada por sua coloração verde a verde escura e granulação muito fina a fina, e estrutura maciça. É composta por tremolita/actinolita (80%), plagioclásio (10%), hornblenda (5%), quartzo (4%), clinozoisita (>1%), apatita (>1%) e titanita (>1%), com textura decussada (Figura 16 E e F). Ocasionalmente, carbonato hidrotermal pode estar presente. Ademais, a quantidade de quartzo e carbonato aumenta conforme se aproxima da estrutura de empurrão NW-SE presente na área, tal como a intensidade e desenvolvimento da foliação. Nota-se contato transicional com o quartzo-carbonato-tremolita xisto, entretanto, busco com o clorita-carbonato-talco xisto.

Figura 16 – A) Bloco de metabasalto em moderado estágio de alteração intempérica imerso em solo alaranjado (ponto 28). B, C e D) Estrutura geopetálica de lava almofadada em posição invertida. O tracejado em amarelo indica a posição de uma das “almofadas” (ponto 05). E e F) Fotomicrografia de metabasalto com textura decussada, definida pelos cristais de anfibólio verde (actinolita/tremolita).



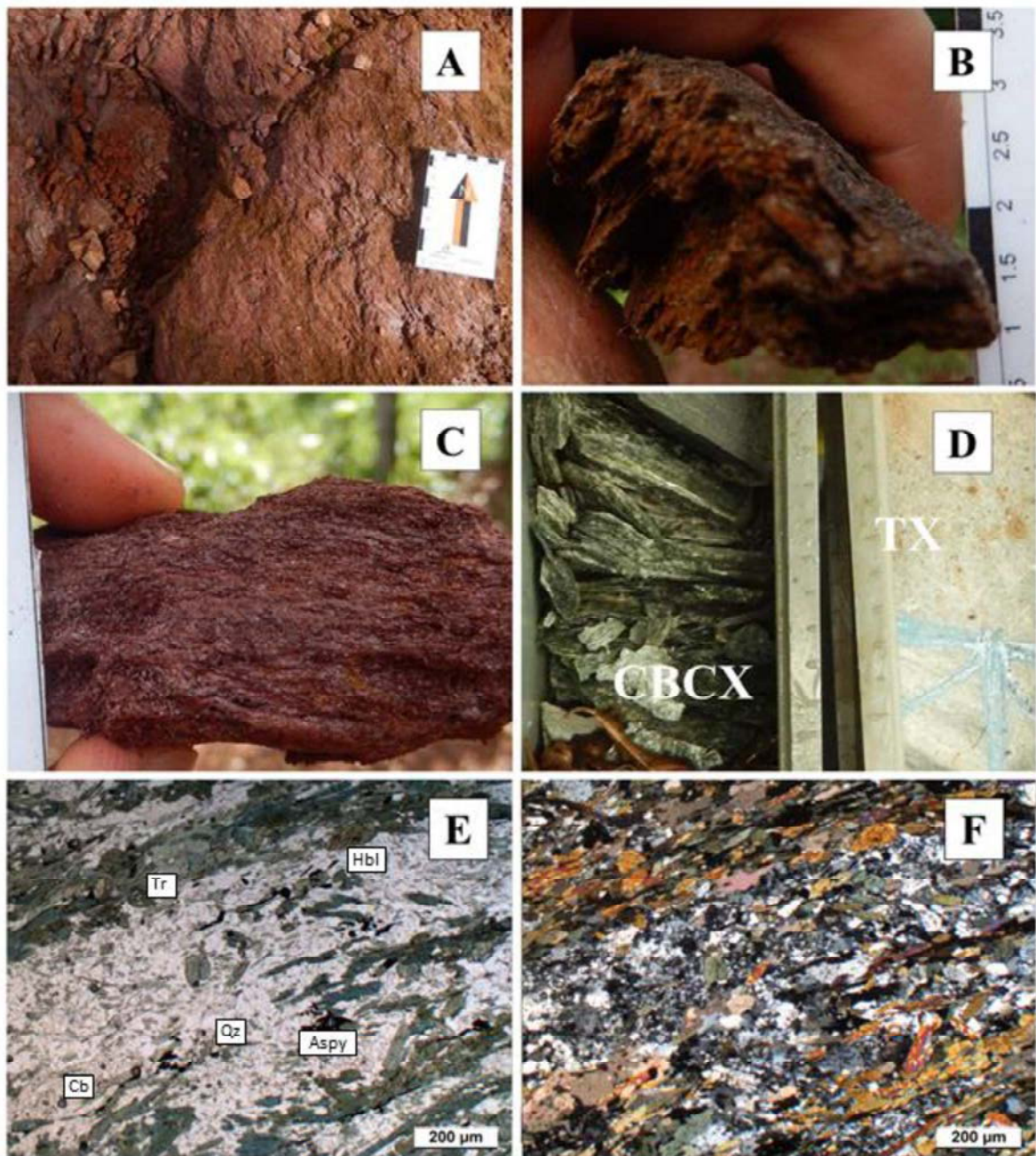
5.2.3 *Quartzo-carbonato-tremolita xisto (QCTX)*

As rochas dessa unidade (~21 % da área mapeada) estão geometricamente dispostas em duas faixas alongadas na direção NW-SE com mergulho para SW, próxima a estrutura de empurrão principal da região. O intemperismo químico produz solos visualmente semelhantes

ao das unidades supracitadas, embora possa ser diferenciado pela maior concentração de resídeos de quartzo. O elevado grau intempérico não possibilitou a descrição de boas exposições dessa unidade (Figura 17 A). A unidade exhibe contatos transicionais com o metabasalto, caracterizados pelo progressivo aumento das venulações de quartzo e carbonato, enquanto que o contato observado com o clorita-carbonato-talco xisto é brusco e separado por zona de brechas, com intensa fragmentação desta unidade, de modo a sugerir a presença de zona de cisalhamento (Figura 17 D).

Em superfície, observa-se que a unidade é composta por rochas de coloração marrom alaranjada de granulação fina, brilho sedoso e foliação de xistosidade bem marcada, além da presença de crenulação da foliação principal (Figura 17 B e C). Porções mais preservadas são encontradas nos furos de sondagem, quando a rocha exhibe coloração cinza a cinza esverdeada, granulação fina e uma direção de foliação bem marcada (Figura 17 D). Exhibe associação mineral representada por tremolita/actinolita (35%), quartzo (20%), carbonato (15%), plagioclásio (15%), hornblenda (5%), clorita (3%) e arsenopirita (2%). Entretanto, a quantidade de quartzo e carbonato é variável, como reflexo da atuação de fluidos metamórfico-hidrotermais. Os planos de foliação são definidos pela orientação dos cristais de anfibólios que fornecem textura granolepdoblástica, enquanto quartzo e carbonato ocorrem em bandas segregadas ao plano ou na forma de vênulas descontínuas, alongadas e paralelas à foliação (Figura 17 E e F). O primeiro, como agregados recristalizados que apresentam contatos poligonais, enquanto o segundo exhibe formas mais irregulares, subidiomórfica a xenomórfica. Usualmente, cristais de arsenopirita placóides, visíveis apenas em sessões delgada-polidas, estão crescidos sobre a foliação. Similarmente ao metabasalto, as quantidades de quartzo, carbonato e sulfeto variam de acordo com o distanciamento da zona de cisalhamento, fato que ocorre inversamente as concentrações de anfibólio.

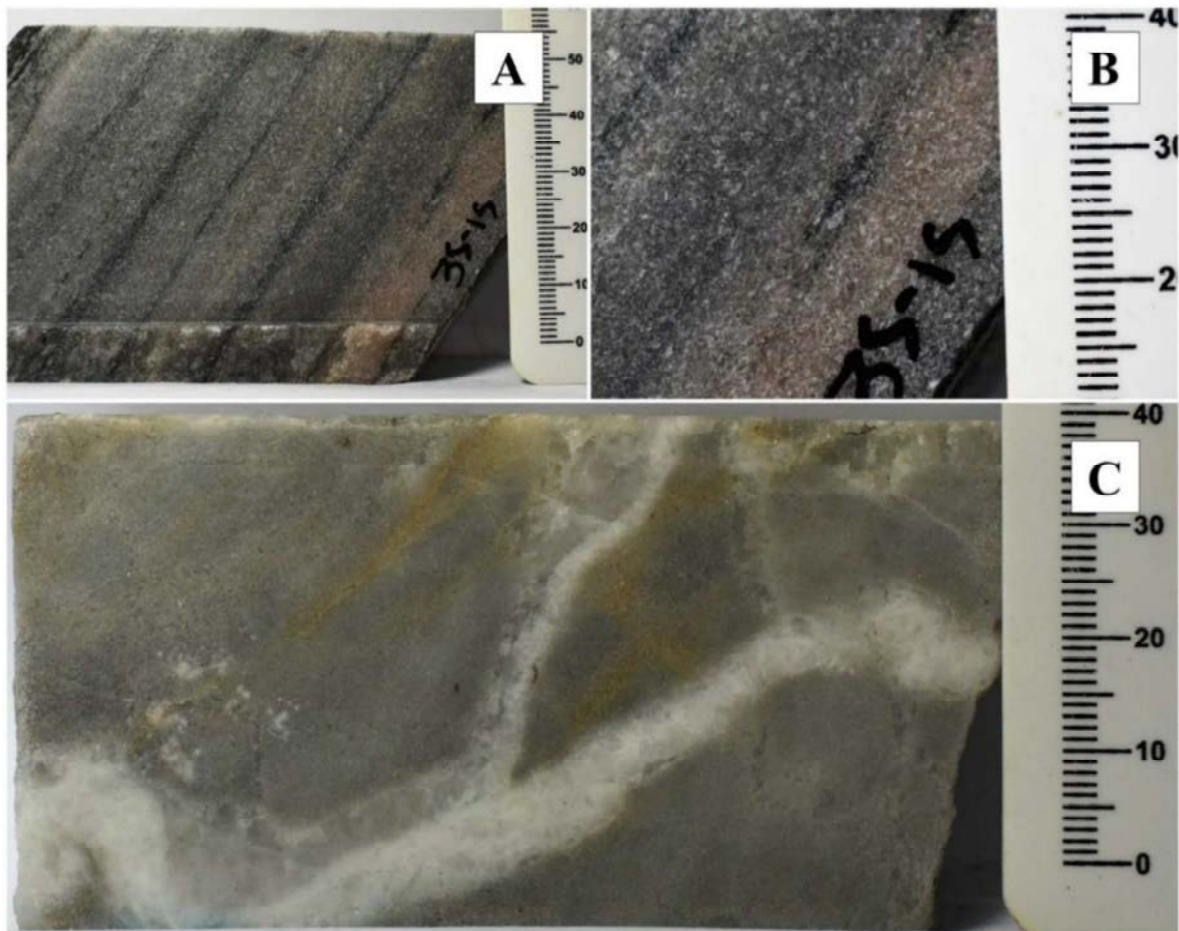
Figura 17 – Quartzo-carbonato-tremolita xisto: A) em avançado estágio de intemperismo químico, responsável pela coloração alaranjada à rocha (ponto 15). B) Em afloramentos melhor preservados é possível observar clivagem de crenulação desenvolvida (ponto 16). C) em avançado estágio intempérico, nota-se apenas uma direção de foliação bem marcada. D) Região de contato entre quartzo-carbonato-tremolita xisto e clorita-carbonato-talco xisto está registrado por forte fragmentação dos litotipos. E) Venulações e cristais de quartzo e carbonato paralelos e alongados segundo foliação principal, definida pelo anfibólio. Notar a presença de minerais opacos placóides, majoritariamente composto por arsenopirita e carbonato com cor de birrefringência bege. Fotomicrografais em (E) luz natural e aos (F) polarizadores paralelos cruzados, respectivamente.



5.2.4 Metadolomito (DOL)

Esta representa cerca de 5% da área mapeada, com geometria na forma de uma lente em meio ao CBCX. Boas exposições são reconhecidas apenas em descrição de testemunho de sondagem, de modo que a unidade é composta por rochas de coloração cinza clara a cinza rosada, de granulação média a grossa e, majoritariamente, de textura granoblástica composta quase que totalmente por carbonato. Planos de xistosidade definidos por cristais de biotita e clorita orientadas (Figura 18 A e B), além de veios de quartzo paralelos a discordantes à foliação (Figura 18 C) estão presentes. Veios tardios de clorita com arsenopirita idiomórfica e veios de clorita e biotita com pirita idiomórfica ocorrem ocasionalmente. No primeiro caso, a arsenopirita apresenta tamanho máximo de 2 mm e representatividade na ordem de 5% do veio, enquanto que a pirita exibe tamanho máximo de 1 mm e 10% do volume do veio.

Figura 18 – A) Metadolomito com variação na coloração de cinza a rosa e direção de foliação bem marcada (CPIVESD0035 por volta de 50 metros). B) Detalhe da foto anterior com foco na discreta foliação de xistosidade denotada por filossilicatos que definem a foliação principal (provável biotita). C) Metadolomito isotrópico e cortada por veio de composição de quartzo e carbonato.



5.2.5 Filito carbonoso (FC)

As rochas dessa unidade afloram na porção sudeste, nas cercanias da Mineração Serra Grande, e representam cerca de 8% da área mapeada. Quando fracamente intemperizadas, apresentam coloração cinza leitosa a avermelhada e granulação fina. São compostas pela associação mineral quartzo (15%), grafita (35%), biotita (30%), sericita (15%), pirrotita (5%) e calcopirita (<1%). Apresentam foliação Sn de xitositade definida por grafita e biotita, frequentemente crenuladas (Figura 19 A e B). No plano de foliação se observa lineação de intersecção bem definida e entendida como a intersecção entre o S_0 (laminações) e S_n . Os sulfetos ocorrem disseminados na matriz, alongados paralelamente ao plano de foliação, e configuram cristais alotriomórficos de até 1mm de comprimento, indicativo, de sua origem pré-cisalhamento e metamorfismo regional.

Embora o contato entre o metabasalto e o filito seja interpretado como brusco, por corresponder a uma relação espacial entre rocha ígnea e sedimentar, zonas de contato não foram observadas tanto em campo quanto nos testemunhos de sondagem. Nos testemunhos de sondagem, essa unidade está restrita a pequenos intervalos centimétricos (Figura 19).

Figura 19 – A) Filito carbonoso de coloração cinza leitosa com xitositade bem definida e marcada pela isorientação de grafita e biotita (furo CPIVESD0033). B) Plano de clivagem filonítica com lineação de intersecção definida entre a foliação e a laminação da rocha.



5.3 Sequência Santa Terezinha

5.3.1 Granada-muscovita xisto (STA)

A unidade aflora na porção norte da área mapeada, próximo a rodovia que liga as cidades de Crixás a Nova Crixás. Geometricamente, compõe uma escama alongada na direção leste oeste e representa cerca de 15% da área mapeada. De modo geral os afloramentos das rochas da unidade estão em médio grau de intemperismo, com boas exposições ao longo da rodovia GO-336.

Com coloração bege esbranquiçada, granulação média e forte xistosidade, as rochas são compostas pela associação mineral de quartzo (30%), plagioclásio (10%), muscovita (27%), biotita (20%), clorita (5%), granada (8%). A granada forma porfiroblastos milimétricos a centimétricos imersos em matriz composta por quartzo fino, enquanto que os filossilicatos conferem uma textura lepdoblástica para a unidade. As tonalidades do bandamento do litotipo são reflexo das variações das concentrações entre muscovita e biotita, que se alternam, de modo que aumentos na concentração de biotita são acompanhadas pela redução nos percentuais de quartzo e muscovita.

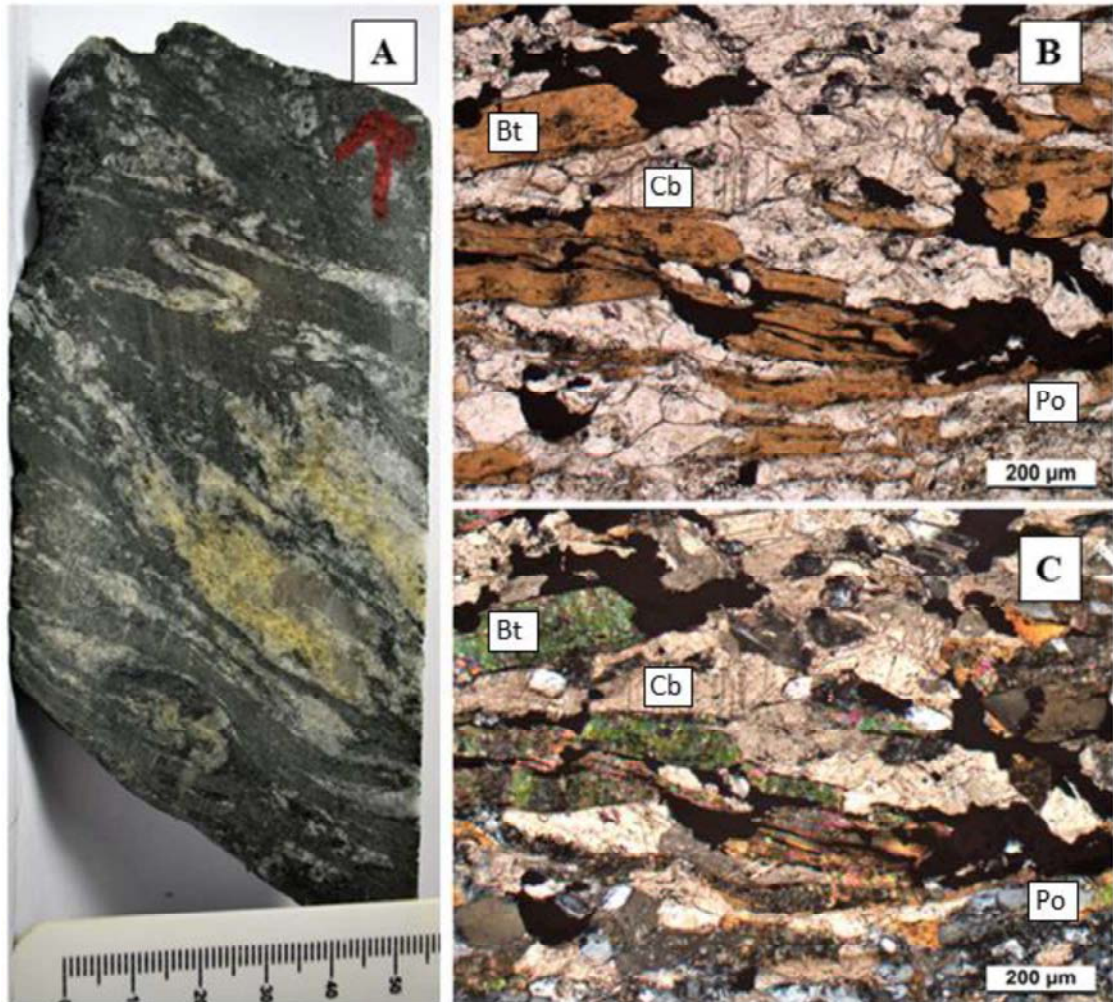
Por se tratar de uma rocha rica em alumínio de metassedimento psamo pelíticos e associação mineral que sugere facies anfibolito para a mesma, se entende que a unidade está alóctone e empurrada sobre o *greenstone belt* de Crixás, e atribuídas a sequência Santa Teresinha.

5.4 Zona de Alteração hidrotermal

A alteração hidrotermal do alvo Estrutura V se hospeda tanto no clorita-carbonato-talco xisto (CCTX) quanto no metabasalto (MBA). Estruturas de deformação dúctil aliadas à grande quantidade de veios e vênulas de quartzo e carbonato são diagnósticos do sistema hidrotermal do referido alvo, e estão desenvolvidas de modo mais intenso adjacente a zona de empurrão Estrutura V. Com o auxílio dos furos de sondagem, observa-se aprofundamento das zonas mais intensamente hidrotermalizadas, de nordeste para sudoeste, seguindo a rampa de empurrão. A deformação é evidenciada pela abundância de venulações milimétricas a centimétricas dobradas de quartzo e carbonato, com característica foliação milonítica, em todos os casos, preenchidas por quartzo e carbonato. A descrição sistemática de testemunhos de sondagem e lâminas delgada-polidas permitiram a caracterização de um sistema metamórfico-hidrotermal com a seguinte evolução paragenética temporal: carbonatação + silicificação + sulfetação → biotitização → cloritização, estas fases são entendidas como sin e tardi metamorfismo principal, associados a fase de deformação D_n , e serão apresentadas a seguir.

Carbonatação: Este estágio é entendido como pré/sin deformacional e ocorre em todo o intervalo hidrotermal do alvo Estrutura V. Sua intensidade é proporcional ao distanciamento do empurrão (conduto principal da passagem de fluidos), com maior desenvolvimento e intensidade nas suas proximidades. O carbonato é observado como cristais subidiomórficos a xenomórficos, usualmente alongados, em vênulas dobradas segundo a foliação S_n (Figura 20A e B) e como porfiroblastos rotacionados de textura pretérita substituídos pelo mesmo (Figura 15 A). Ademais, esta alteração hidrotermal constitui a fase de maior relevância do alvo, visto estar espacial e temporalmente relacionada à precipitação do minério aurífero. Na região mineralizada o carbonato está aparentemente substituído por biotita e em paragênese com o quartzo, pirrotita, calcopirita e arsenopirita.

Figura 20 – A) Dobras centrimétricas D_n e foliação S_n preservadas e com intensa carbonatação; B) região mineralizada com cristais de carbonato xenomórfico e pirrotita, deformados segundo a foliação S_n. O carbonato é usualmente substituído por biotita. Fotomicrografias em luz natural aos (A) polarizadores paralelos e (C) cruzados.



Sulfetação: Estágio hidrotermal que a exemplo da carbonatação, está intimamente relacionado à zona de cisalhamento da Estrutura V, a qual o minério aurífero está relacionado e que aflora na região central do mapa (Mapa geológico; ANEXO I). Este apresenta maior representatividade no contato tectônico entre a unidade quartzo-carbonato-tremolita xisto (QCTX) e clorita-carbonato-talco xisto (CCTX), assim como no interior desta última. Neste contexto, são identificadas duas tipologias principais de minério associadas ao alvo Estrutura V: (1) sulfetação de baixo teor (0.61 a 2.72 g/t), representada por elevada concentração de sulfetos em zona de intensa silicificação que afeta essencialmente o quartzo-carbonato-tremolita Xisto próximo ao contato com o clorita-carbonato-talco Xisto; e (2) mineralização de alto teor (3.55 a 7.55 g/t), caracterizada por sulfetação fina e disseminada no clorita-carbonato-talco xisto (ver seções A-A', B-B' e C-C'; ANEXO I).

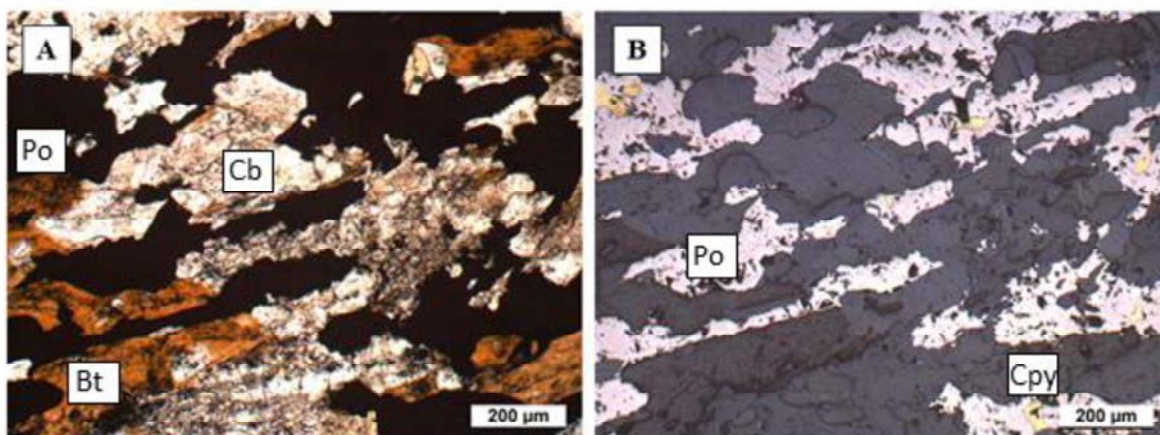
Mineralização de baixo teor em zona de silicificação:

A mineralização sulfetada em zona de silicificação foi descrita nos testemunhos de sondagem CPIVESD0031, CPIVESD0033, CPIVESD0035 e CPIVESD0036. Ocorre, preferencialmente, próxima ao contato entre as unidades clorita-carbonato-talco Xisto e o quartzo-carbonato-tremolita Xisto. Exibe espessura constante, de aproximadamente 6,1 a 7,6 metros, e paragênese mineral dominada por pirrotita (~ 11%), com menores concentrações de calcopirita (~ 2%) e arsenopirita, (< 1%), estes em associação com quartzo, carbonato, biotita e granada (~86 %).

O quartzo ocorre em grande quantidade como (i) vênulas estiradas a dobradas, de variadas dimensões e concordantes a foliação (Figura 22 A) e (ii) confinado a veios centimétricos estirados e paralelo a foliação principal (Figura 24 A e C).

A biotita hidrotermal ocorre como cristais inframilimétricos de coloração negra perlácea crescidos ao longo da foliação principal (Figura 22 C) e associada principalmente com a pirrotita e calcopirita (Figura 21), por vezes substituindo minerais que compõe a foliação S_n , como o carbonato e o talco. Esta característica indica cristalização sin a tardi evento D_n .

Figura 21 – Mineralização de baixo teor em lâmina petrográfica. Notar forte associação entre carbonato e pirrotita. A biotita é produto da substituição do carbonato e ocorre ao longo da foliação S_n . Fotomicrografias em (A) luz natural transmitida e (B) Luz refletida.



A pirrotita apresenta coloração marrom metálico e forte magnetismo, além de representar a principal fase sulfetada da mineralização de baixo teor. Ocorre como cristais alotriomórficos milimétricos estirados e paralelos a foliação principal da rocha, como agregados estirados em lâminas com sulfetos concentrados (Figura 22 C e Figura 24 C), entendidos como zonas de cisalhamento. Nas proximidades de zonas de cisalhamento são observadas dobras recumbentes fechadas D_n , com planos axiais paralelos à foliação S_n . Na zona de charneira das dobras D_n é

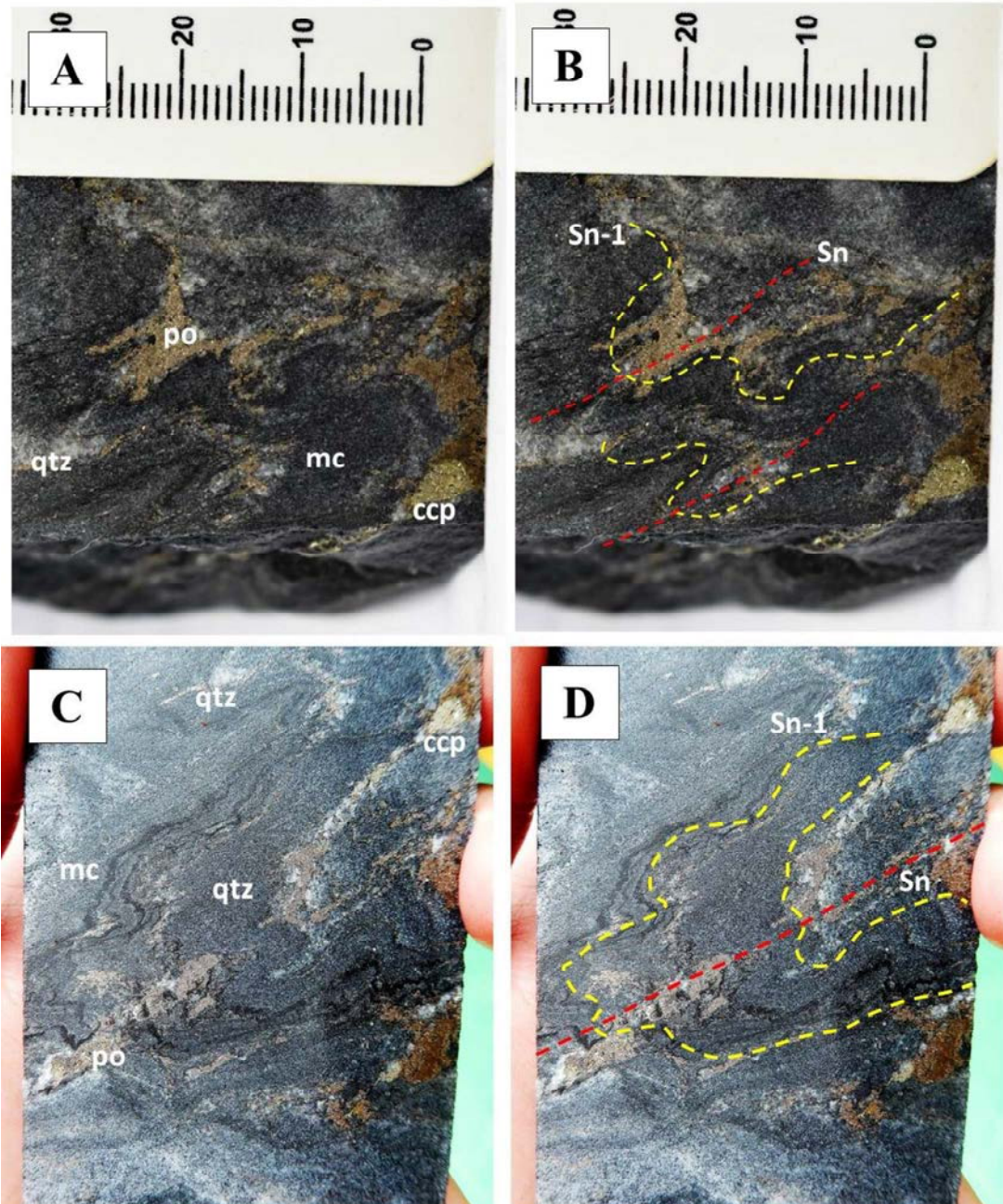
comum a presença de cristais alotriomórficos de pirrotita (Figura 23). Em adicional, inclusões de calcopirita são observadas em quantidades moderadas na zona mineralizada (Figura 21 B).

Figura 22 – A) Sulfetação composta majoritariamente por pirrotita paralela à foliação marcada pelo estiramento mineral, assim como de veios/vênulas de quartzo, característico de milonito (CPIVESD0036 a 61 metros de profundidade). B) e C) Detalhes da foto anterior com ênfase às vênulas de quartzo estiradas e dobradas, preenchidas por pirrotita alotriomórfica estirada segundo a direção de foliação principal e acúmulo de agregados de biotita próximo a limite de vênula de quartzo.



Os leitos enegrecidos, foleados e de granulação fina, por vezes dobrados (Figura 23 C), que ocorrem por todo o intervalo mineralizado, corresponde a material carbonoso (mc) e não exibe relação direta com alguma fase mineral. A calcopirita forma cristais subidiomórficos de granulação fina paralelamente estirados ao longo da foliação, por vezes crenulada e dobrada (Figura 23) e como inclusões na pirrotita. A arsenopirita está raramente relacionada a esta tipologia do minério, embora ocorra como cristais idiomórficos submilimétricos associados à pirrotita.

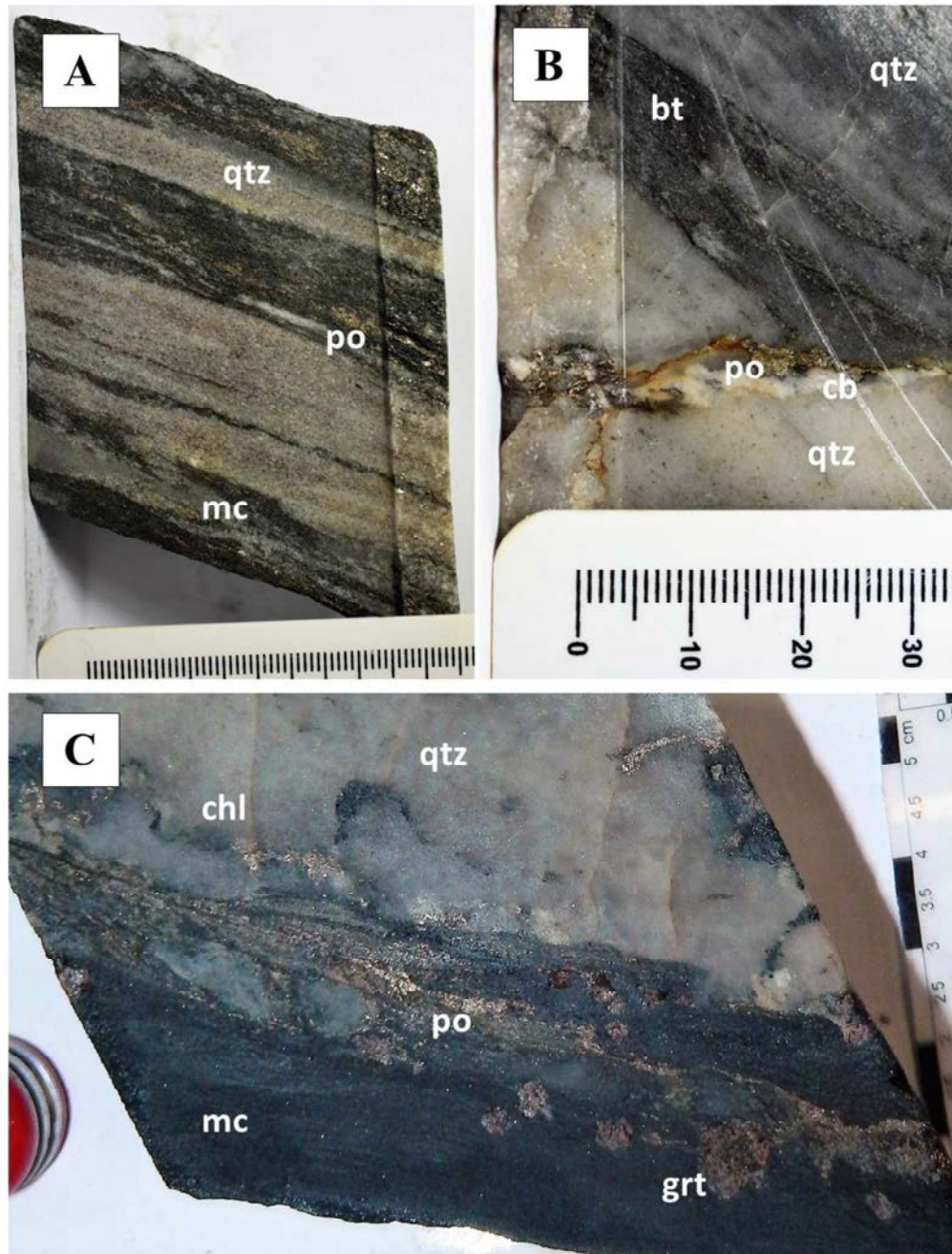
Figura 23 – A) Intervalo com região sulfetada dobrada e acúmulo de pirrotita alotriomórfica em zona de charneira de dobras abertas do evento Dn. (CPIVESD0036 em profundidade de 62,50 metros). B) Interpretação de foliação Sn (vermelho) e Sn-1 (amarelo) C) Amostra com dobras semi-isoclinais apertadas concêntricas com agregados de pirrotita alotriomórfica na zona de charneira da dobra. D) interpretação de foliação Sn (vermelho) e Sn-1 (amarelo) da foto anterior.



A granada ocorre dispersa ao longo de toda a zona de silicificação, geralmente como cristais poiquiloblásticos (Figura 24 C), por vezes, rotacionados e com bordas de reação. É frequente estar mais concentrada na borda de veio de quartzo (Figura 24 C) que podem estar

sulfetados. A granada é entendida como de origem metamórfica e sobreposta pela zona hidrotermal.

Figura 24 – A) Veios de quartzo centimétricos paralelos a foliação e com pirrotita alotriomorfica paralelamente estirada a mesma (CPIVESD0031 na profundidade de 49.53 metros). B) Pirrotita e carbonato que preenche fratura em veio de quartzo (CPIVESD0036 em 60 metros de profundidade). C) Textura poiquiloblástica de granada próximo a borda de veio de quartzo. Notar pirrotita na borda e interior de veio de quartzo.



Mineralização disseminada de alto teor

A mineralização disseminada de alto teor está exclusivamente hospedada no clorita-carbonato-talco xisto, em setor proximal à mineralização de baixo teor. Está associada a setores de forte silicificação e apresenta espessuras que variam de 1,2 a 8,0 metros. Foi descrita principalmente nos testemunhos de sondagem CPIVESD0009, CPIVESD0033 e CPIVESD0037.

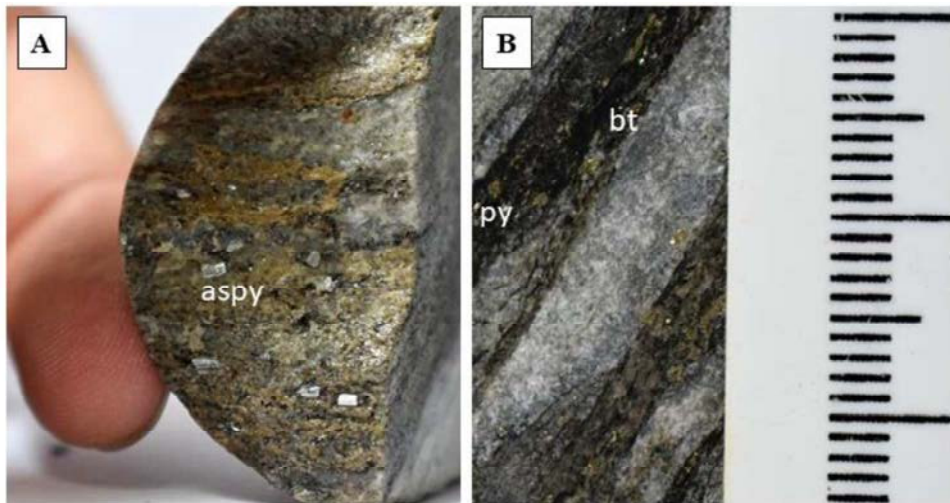
Essa mineralização, essencialmente representada por arsenopirita (1%) ± calcopirita, forma cristais de granulação muito fina e disseminados, cristalizados sobre a foliação S_n marcada pelo talco (Figura 15 B), com magnetita idiomórfica subordinada (Figura 25 C). Analogamente à zona de baixo teor, este estágio da mineralização encontra-se intimamente relacionada a carbonatação. Por se tratar de uma sulfetação muito fina, o intervalo mineralizado é dificilmente distinguido na hospedeira em amostras de mão, de modo que este é localizado em testemunho de sondagem através do resultado de análises geoquímicas.

Figura 25 – A) Intervalo mineralizado hospedado no clorita-carbonato-talco xisto com sulfetos de fina granulação que ocorrem em estilo disseminado. Notar semelhança com o clorita-carbonato-talco xisto não mineralizado da Figura 14 (testemunho de sondagem CPIVESD0033 próximo a 54 metros) B) Detalhe da foto anterior com destaque para cristal de pirrotita. C) Magnetita idiomórfica disseminada em clorita-carbonato-talco xisto, próximo a zona mineralizada D) Intervalo mineralizado com sulfetos disseminados (não reconhecida em amostra de mão, apenas em lâmina petrográfica).



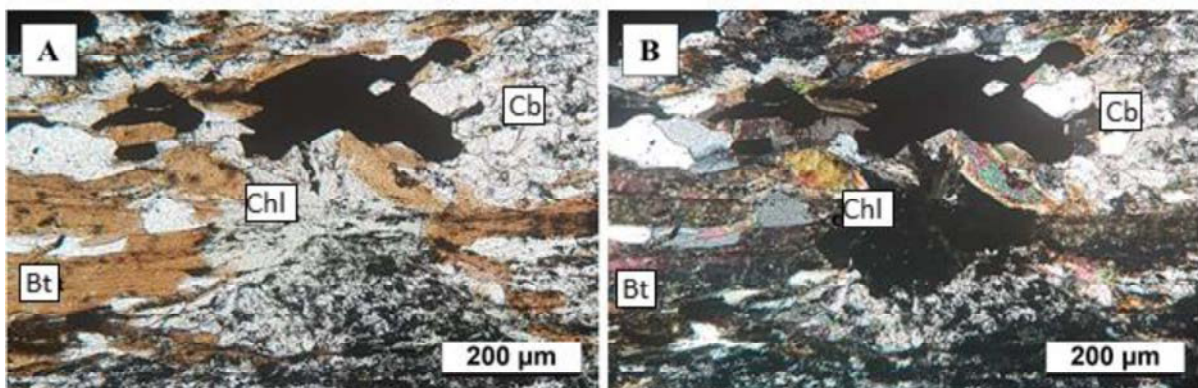
Sulfetação em metadolomito: No intervalo dolomítico a sulfetação ocorre majoritariamente na forma de arsenopirita e pirita idiomórficas não cogenéticas (Figura 26). Usualmente, ocorrem confinadas a veios com presença de material carbonoso, quartzo e biotita, além de carbonato. Se entende que seja um estágio relacionado a estruturas de ordem menor e, portanto, geneticamente associadas a falha de empurrão da Estrutura V.

Figura 26 – Sulfetação em intervalo dolomítico A) cristais idiomórficos de arsenopirita com dimensões de até 1 mm e que correspondem até 5% do volume dos veios. B) Cristais subidiomórficos de pirita associado à veios com biotita.



Cloritização: A zona da clorita compreende o envelope externo do alvo Estrutura V e apresenta espessura entre 10 e 22 metros. Representa uma fase pós evento D_n , e substitui principalmente minerais que definem a foliação S_n . Ademais, não apresentam uma orientação preferencial e truncam a foliação com a geração de cristais radiais de clorita não orientados (Figura 27). Corresponde a um estágio metamórfico-hidrotermal com intensidade que se reduz progressivamente em direção à estrutura principal.

Figura 27 – Clorita radial discordante à foliação S_n definida pela biotita. Fotomicrografias em luz natural aos A) polarizadores descruzados e B) cruzados.



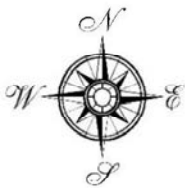
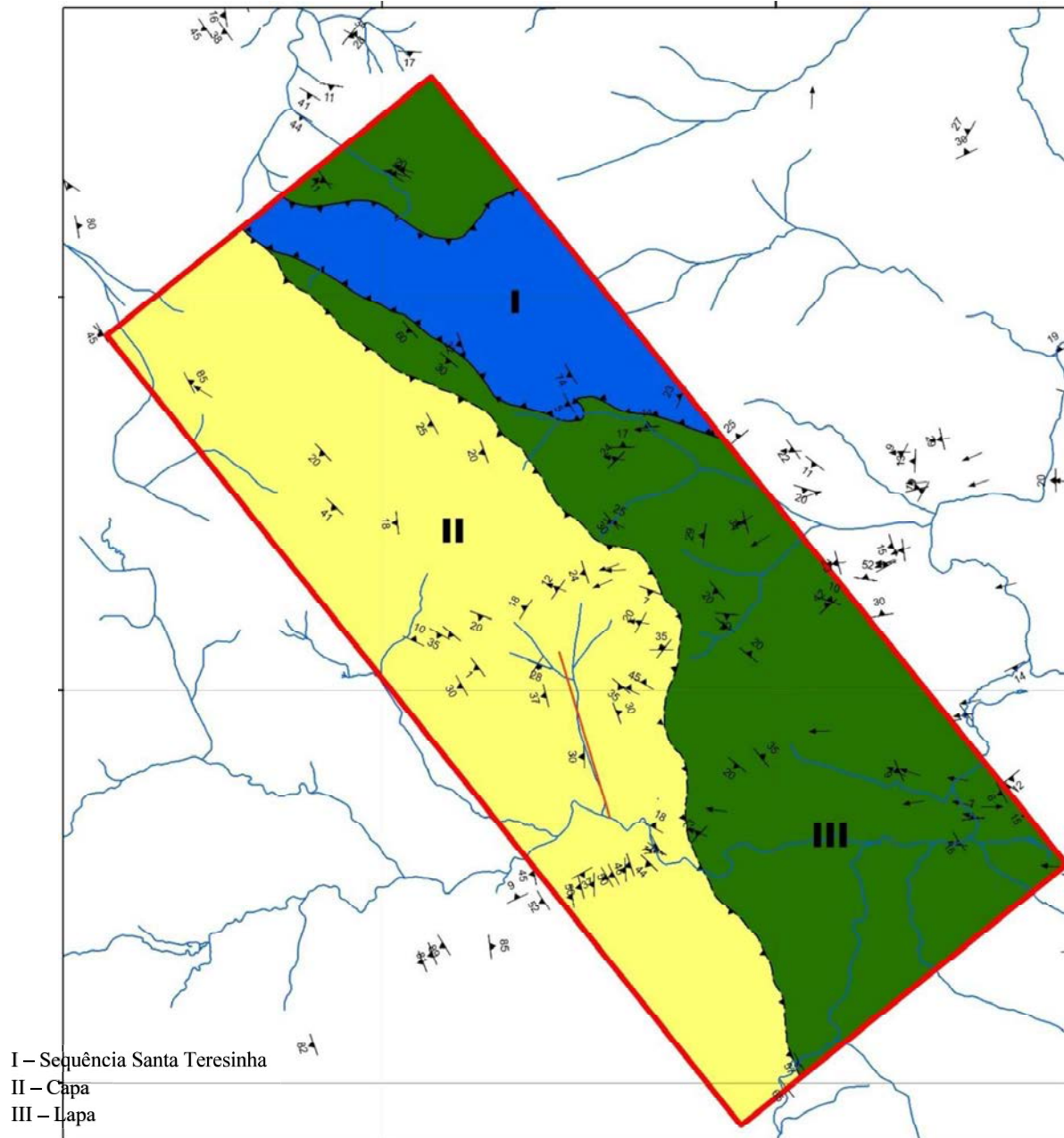
6 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Este capítulo tem por objetivo apresentar as principais divisões e feições estruturais encontradas na área. De modo geral, a área da Estrutura V pode ser subdividida em três domínios estruturais (I, II e III), separados por estruturas de empurrão (Figura 29). O domínio I é formado pelas rochas da sequência metassedimentar Santa Teresinha, as quais não exibem relação com a mineralização. Os domínios II e III, entretanto, são representados por sequências *greenstone belt* separadas por falha de empurrão que nomeia o alvo “Estrutura V”. Neste contexto, visto o Domínio Estrutural I não ser representativo do *greenstone belt* e não influenciar a mineralização, o mesmo não será aqui discutido. Em adicional, se entende que os domínios II e III são análogos e influenciados pelos mesmos eventos de deformação, de modo a serem apresentados em conjunto. O padrão estrutural do alvo Estrutura V apresenta direção predominante NW-SE, o que confere a todos os litotipos individualizados esse trend estrutural regional. A falha de empurrão Estrutura V, que atravessa a área do projeto, bem como a foliação principal S_n , são paralelas a essa direção.

Em resumo, foram descritas estruturas de foliação de xistosidade, dobras de escala centimétrica, crenulação, lineação de intersecção, fraturas, falhas de empurrão e fase de deformação rúptil representada por falha normal.

A xistosidade é entendida como evidência de processo tectônico convergente em regime dúctil e neste trabalho são apresentadas como evento D_n . Este evento ainda seria o responsável pela geração da falha de empurrão Estrutura V, com a geração de todos os halos hidrotermais descritos, assim como da mineralização aurífera, formação de dobras isoclinais e deformação de uma antiga foliação S_{n-1} . O evento D_{n+1} reativa a estrutura, de modo a gerar uma leve crenulação e deformação da foliação S_n . Portanto, correspondente a fase de deformação D_3 , proposta por Jost e Fortes (2001). Todas essas estruturas são aproximadamente paralelas a direção NW-SE. Finalmente, é descrita uma fase rúptil relacionada a evento posterior, que está evidenciada por falha normal que trunca todas as estruturas anteriormente citadas. Assim, será detalhado a seguir os eventos D_{n-1} , D_n e D_{n+1} bem como o evento rúptil (D_4), nos domínios estruturais II e III.

Figura 29 – Domínios estruturais e principais estruturas do alvo Estrutura V. Coordenadas retiradas devido confidencialidade dos dados.



ESCALA: 1:20.000	
ANEXO I - Mapa Estrutural do Alvo Estrutura V	
UNESP - Rio Claro	
Autor: Rafael Vieira Ribeiro	
Data: 06/09/2018	

6.1 Principais estruturas do Mapa

A falha de empurrão Estrutura V separa os domínios II e III e possui atitude aproximada 315/22SW com vergência para NE. Essa falha é gerada pelo evento D_n , geração da foliação S_n e deformação da antiga foliação S_{n-1} . A percepção do evento D_{n-1} em campo é possível devido à forte lineação de intersecção entre as foliações S_{n-1} e S_n , lineação esta que apresenta atitude média de 309/07. O evento D_n gera dobras semi-recumbentes abertas e cilíndricas, observadas em escala centimétrica, além de deformar e remobilizar o minério. Têm-se a falha de empurrão que limita o domínio I, a qual é formada em evento D_{n+1} que coloca as unidades metassedimentares da Sequência Santa Teresinha sobre os domínios II e III. Esta seria responsável pela geração de xistosidade e deformação da foliação S_n . Posterior aos eventos dúcteis, há evidência de deformação rúptil, a exemplo de falhas normais que truncam a mineralização, além de ser responsável pelo encaixe da drenagem tributária do córrego forquilha (marcada em vermelho no mapa). Essas estruturas rúpteis normalmente foram sítios de descontinuidade para o alojamento de dique máficos.

6.2 Domínios Estruturais II e III

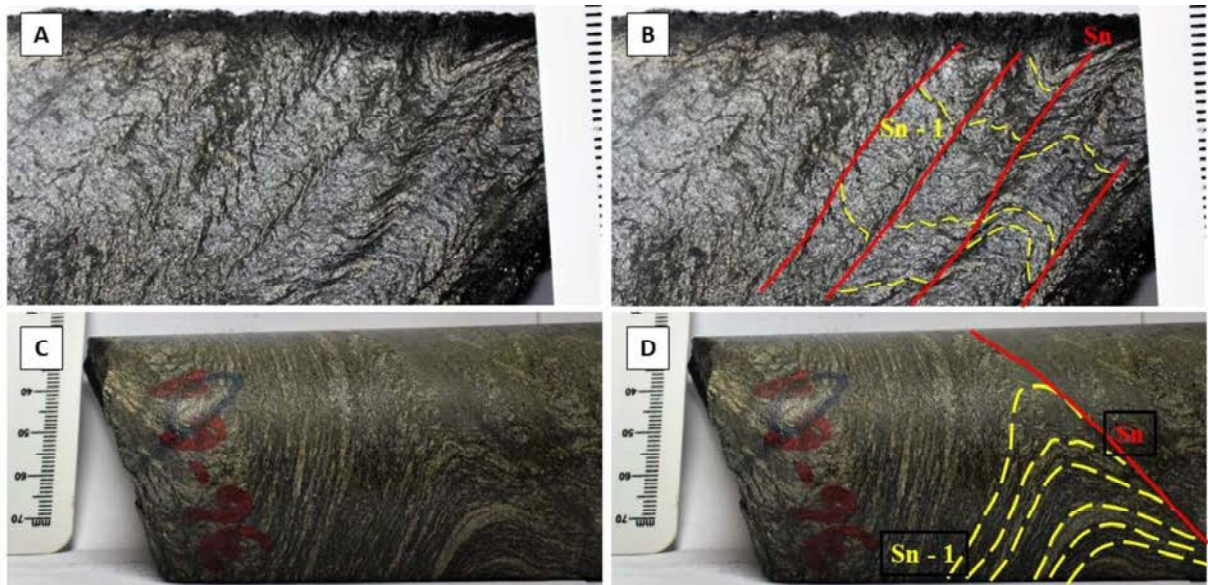
Os domínios II e III representam todas as unidades litológicas associadas ao *greenstone belt* de Crixás. Ambos representam faixas alongadas segundo a direção NW-SE (Figura 29), de modo que seus limites ultrapassam os limites do mapa. Associados a esses domínios, foram reconhecidos os eventos D_{n-1} , D_n e D_{n+1} , bem como evento rúptil posterior.

Evento deformacional D_n

O evento deformacional D_n é responsável pela geração de dobras F_n , transposição da foliação S_{n-1} , geração de uma nova foliação de xistosidade S_n e de lineação de intersecção L_n . Adicionalmente, se entende que este evento é o mais evidente na área de estudo.

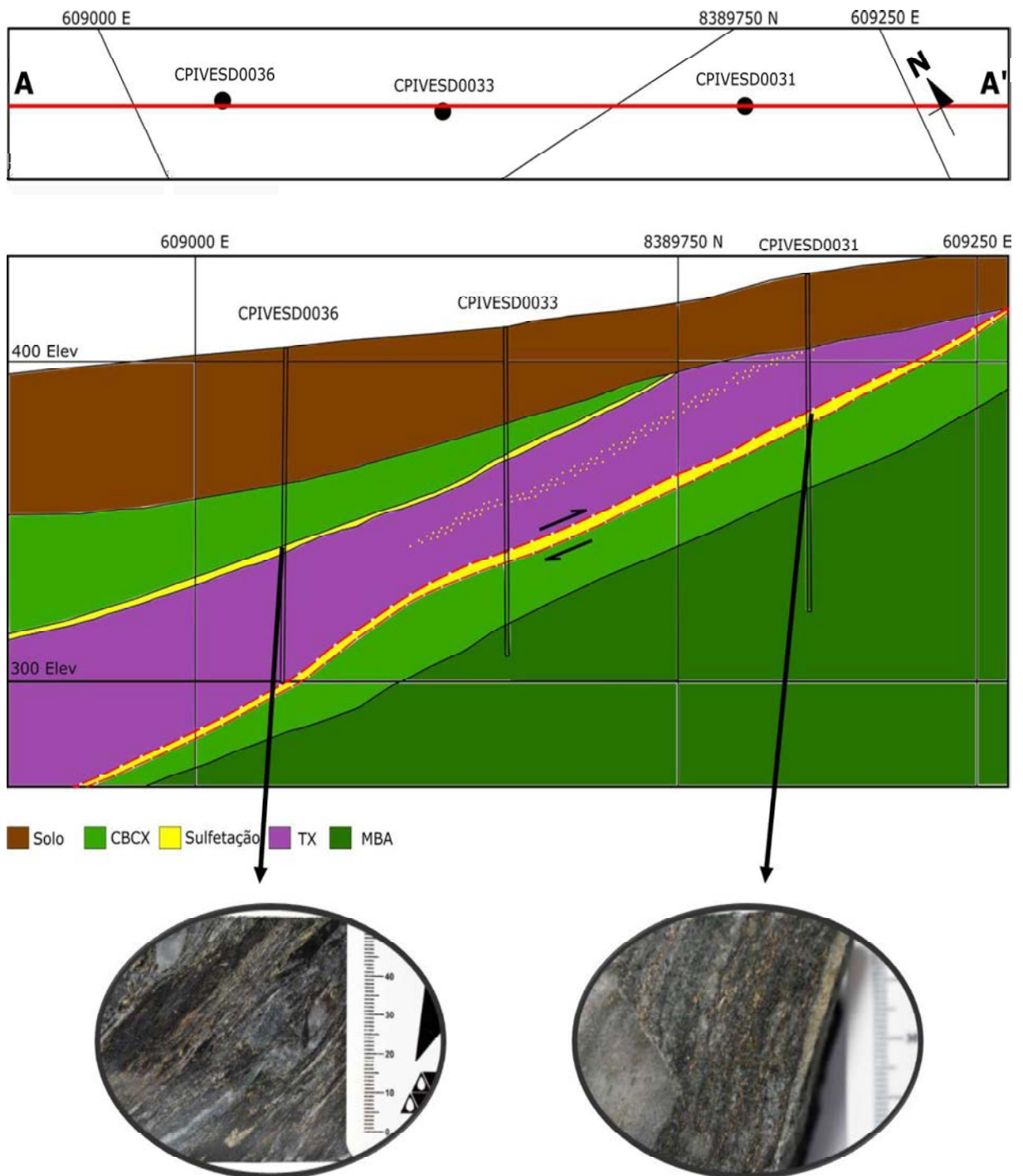
O dobramento F_n é caracterizado pela geração de dobras cilíndricas, abertas a apertadas, e de escala centimétrica e com flancos rompidos (Figura 30 D). Ademais, este evento deforma a zona mineralizada, de modo a remobilizar os sulfetos para a zona de charneira de dobras F_n (Figura 23). A coleta de dados estruturais em relação as dobras observadas não foram possíveis devido aos testemunhos de sondagem não estarem orientados.

Figura 30 – A e B) Transposição da foliação S_{n-1} para a direção da foliação S_n . É possível observar em amarelo a foliação S_{n-1} no micrólito entre os septos da nova foliação S_n em vermelho. A direita da imagem cada intervalo representa 1mm. C e D) Dobra semi-recumbente, cilíndrica e aberta gerada em evento D_n que dobra a foliação S_{n-1} . Em adicional, é possível observar flanco rompido pela nova foliação S_n em vermelho.



A foliação S_n se caracteriza por formar clivagem, ou xistosidade, a depender do litotipo observado. Apresenta atitude geral 225/22 (Figura 32) e se desenvolve pela reorientação de minerais micáceos e transposição da foliação S_{n-1} (Figura 30 B). Em adicional, a foliação S_n também apresenta característica milonítica quando próxima ao plano de falha de empurrão, além de a fase de deformação alongar paralelamente os cristais de sulfetos ao longo da foliação (Figura 22). Dessa forma, se entende que o evento D_n causa uma reativação das estruturas desenvolvidas durante D_{n-1} de modo a promover pequena remobilização do minério para rochas próximas. Neste contexto pode-se entender que a zona de mineração de alto teor do alvo Estrutura V pode ser o resultado de pequena migração do minério para o interior da camada de clorita-carbonato-talco xisto através de estruturas de menor ordem. Neste contexto, a Figura 31 expõe a seção tipo do alvo Estrutura V, com o minério de baixo teor encaixado na estrutura de empurrão, além do minério de alto teor disseminado no interior do clorita-carbonato-talco Xisto.

Figura 31 – Seção A-A' construída a partir dos testemunhos de sondagem CPIVESD0036, CPIVESD0033 e CPIVESD0031. Notar que o minério ocorre tanto nos limites superior e inferior da camada de clorita-carbonato-talco Xisto. Localização em mapa da seção no ANEXO I.



Intersecção entre a foliação S_n e a foliação S_{n-1} que gera a lineação de intersecção com atitude geral 309/07 (Figura 32), bem desenvolvida em quase toda a área (Figura 33).

Figura 32 – Estereogramas de pólos calculados para as medidas da foliação S_n e lineações de intersecção. Em ambos os casos, utiliza-se do método de área equivalente e hemisfério inferior.

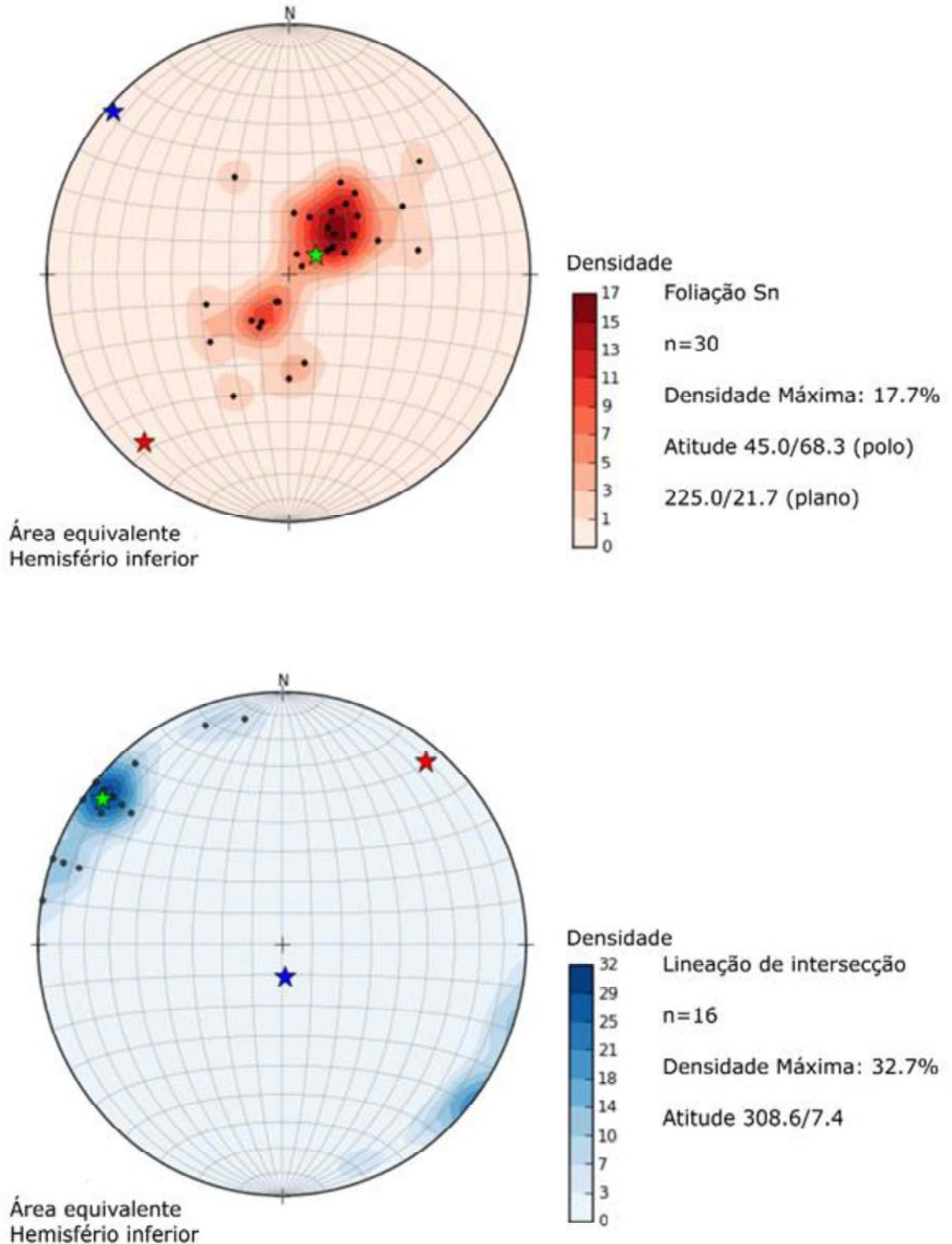
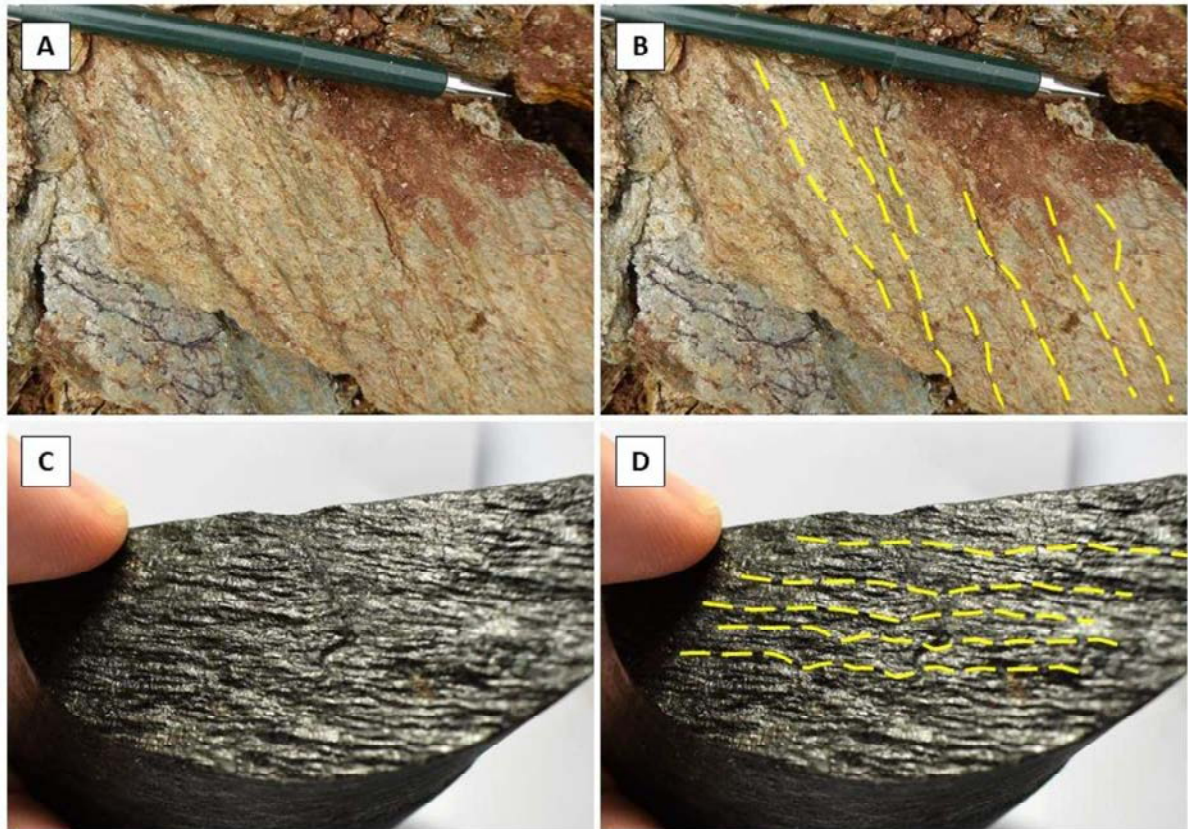
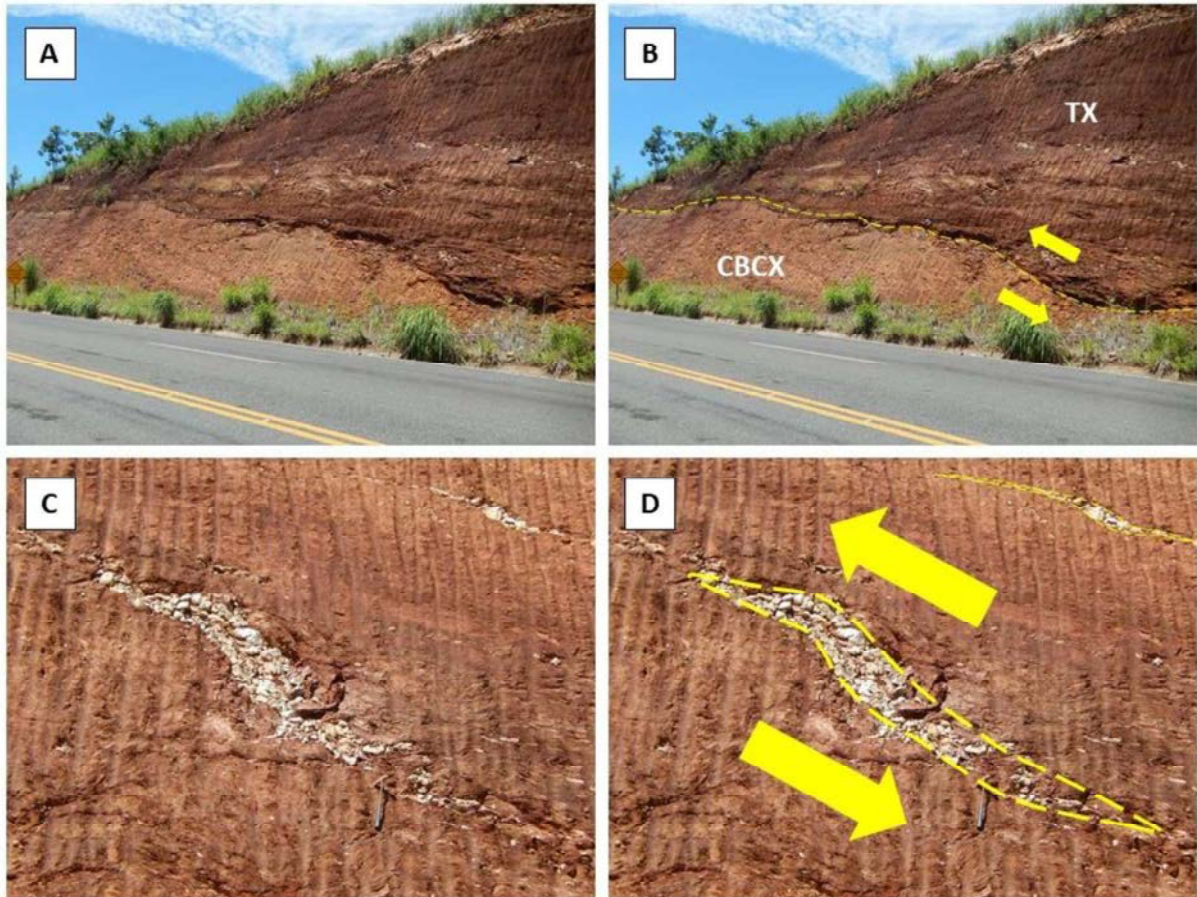


Figura 33 – A e B) Lineação de intersecção observada em plano de foliação S_n , em afloramento de clorita-carbonato-talco Xisto. C e D) Lineação de intersecção observada em plano de foliação S_n ou acamamento S_0 em amostra de filito carbonoso.



O evento D_n caracteriza uma compressão com direção aproximada NE-SW e vergência para NE. Ademais, este evento gera um sistema de falhas de empurrão de baixo ângulo (Figura 34), responsável por colocar a unidade clorita-carbonato-talco Xisto sobre o quartzo-carbonato-tremolita Xisto. Este sistema sugere geometria semelhante a um sistema *duplex*, o que corrobora com as observação de Massucato (2004), como evidenciado na seção geológica X-Y do ANEXO I, na qual se observa a repetição de camadas de clorita-carbonato-talco Xisto, quartzo-carbonato-tremolita Xisto e Metabasalto em decorrência da falha de empurrão Estrutura V.

Figura 34 – Falha de empurrão que coloca o clorita-carbonato-talco xisto sobre o quartzo-carbonato-tremolita Xisto. Exposição em corte de estrada que liga a cidade de Crixás à Nova Crixás. Visada da foto para SE. A e B) Falha de empurrão de baixo ângulo com vergência para NE. C e D) Detalhe de sigmoides de quartzo deformado com topo para NE com a indicação da vergência do sistema. Martelo de escala.

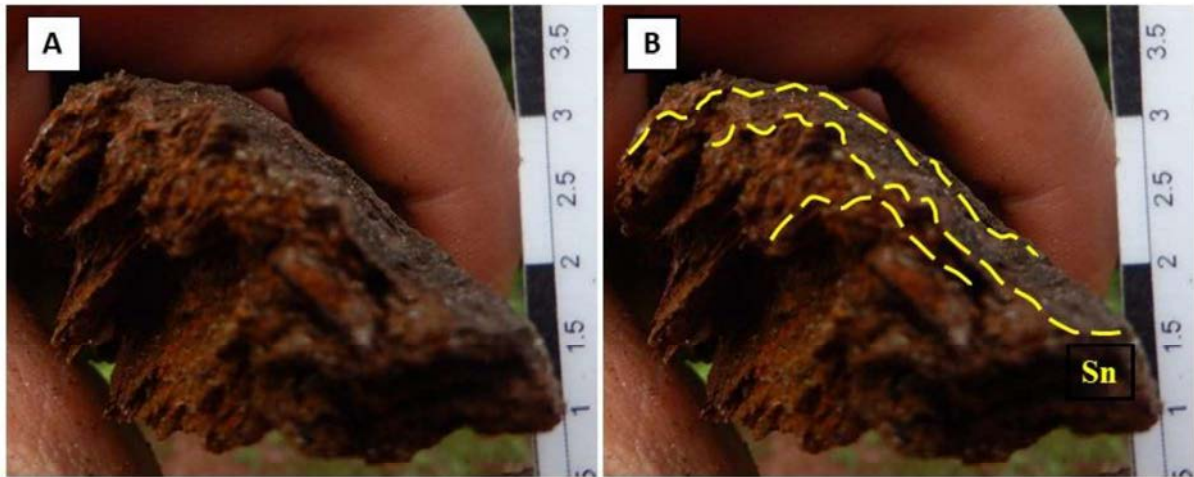


O vetor de deformação concentra-se próximo a Estrutura V e diminuí de intensidade de modo gradativo com o afastamento da mesma, fato que permite a ocorrência de rochas quase que totalmente preservadas da deformação (Figura 16 B), o que sugere a presença de *horses* de empurrão limitados por um sistema *roof thrust* e *floor thrust* com núcleos pouco deformados. O sistema metamórfico-hidrotermal da área estaria associado a este evento, de modo que a percolação de fluídos tenha estado concentrada nos planos de descontinuidades gerados, reconhecidos como importantes condutos hidrotermais. O processo hidrotermal tende a destruir as feições do plano de falha e avançar sobre as rochas hospedeiras, além de promover a mobilização de elementos com conseqüente precipitação de minério.

Evento deformacional D_{n+1}

Evento de baixa expressividade na região, visto a baixa competência em remobilizar o minério ou gerar novas estruturas, tais como foliações. Observa-se apenas crenulação, em alguns locais, da foliação S_n (Figura 35). Esta crenulação encontra-se melhor desenvolvido em casos com maior concentração de filossilicatos. Em adicional, a dispersão das medidas de S_n , observadas no estereograma da Figura 36, podem indicar atuação e sobreposição do evento D_{n+1} sobre tais estruturas.

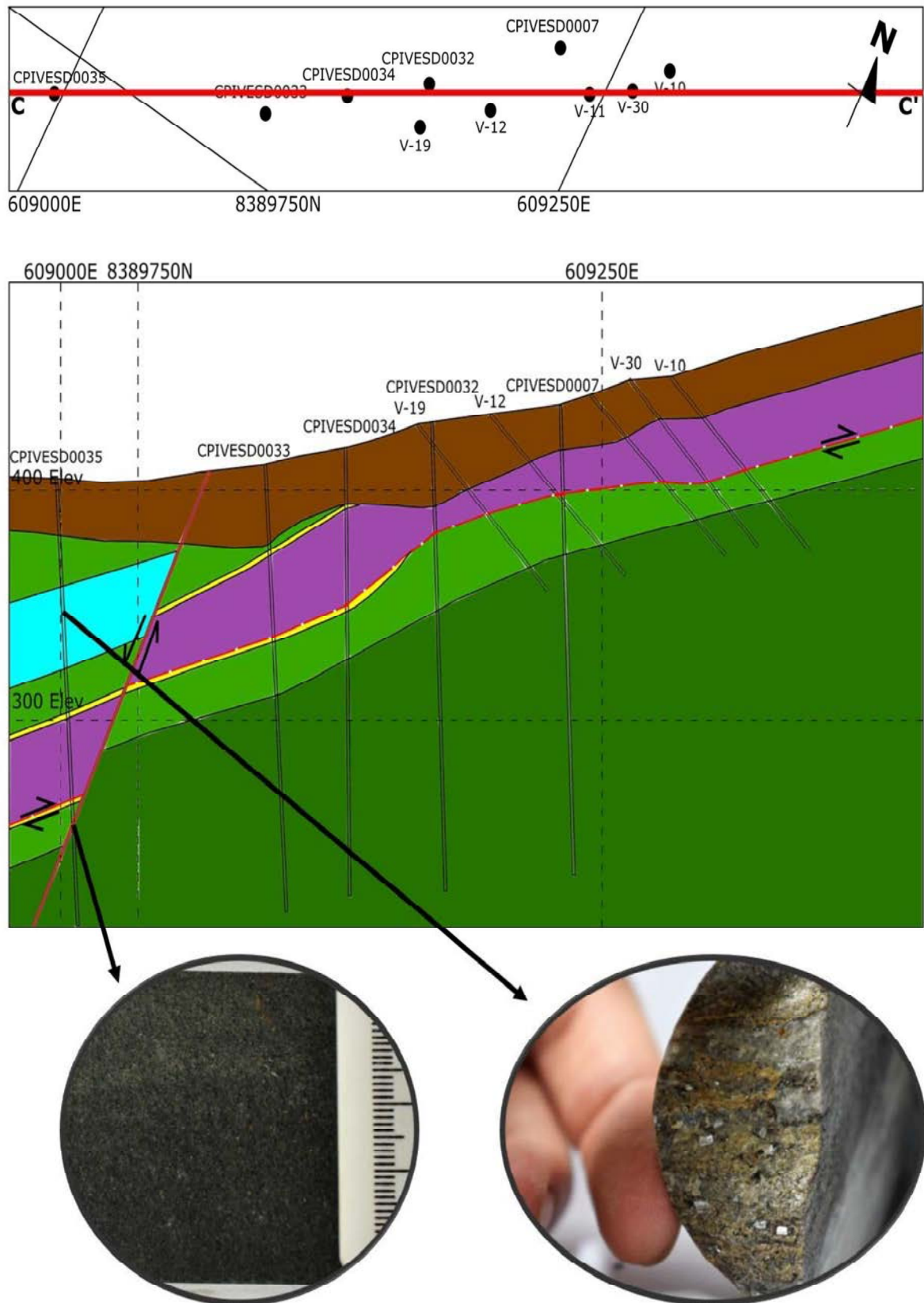
Figura 35 – Crenulação da foliação S_n desenvolvida durante evento D_{n+1} em amostra de clorita-carbonato-talco Xisto.



Evento de deformação rúptil (D_4)

Entende-se que o evento de deformação rúptil ocorre posteriormente aos eventos rúptis-dúcteis até aqui mencionados. Este evento gera falhas normais que deslocam as zonas de alteração hidrotermais e de minério, com planos de falha normalmente preenchidos por diques de anfibolitos (Figura 36).

Figura 36 – Seção C-C', construída a partir de testemunhos de sondagem, com falha normal com rejeito de 40 metros, que desloca o minério. Setas indicam zona sulfetada em dolomito e dique de anfíbrito alojado na falha. Notar o fim do setor sulfetado (em amarelo) a NE do furo CPIVESD0034.



A seção geológica da zona mineralizada do alvo Estrutura V mostra um rejeito de aproximadamente 40 metros, por falhamento aparentemente normal, entre os furos de sondagem CPIVESD0033 e CPIVESD0035. Este rejeito coincide com a presença de um dique de anfibolito (sondagem CPIVESD0035) na profundidade de 150 metros. Tais evidências são sugestivas de que o dique esteja alojado em um plano de falha normal com mergulho acentuado e abatimento do bloco a SW (Figura 36), de modo a deslocar a zona de alteração hidrotermal. No mais, observa-se pelo mapa que a estrutura é responsável pelo encaixe de um dos afluentes secundários do Córrego Forquilha (Figura 29).

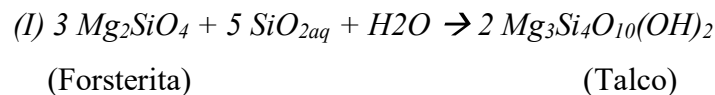
7 METAMORFISMO

O metamorfismo no contexto do alvo estrutura V evoluído a partir do metamorfismo regional, e de modo mais restrito, por metamorfismo estático. Neste contexto, o metamorfismo regional é evidenciado tanto no clorita-carbonato-talco xisto quanto no quartzo-carbonato-tremolita xisto, enquanto que o metamorfismo estático é mais evidente no metabasalto. O metamorfismo dinâmico, desenvolvido ao longo das estruturas de cisalhamento é ainda sugerido por alguns trabalhos, tais como Castoldi (2015).

Metamorfismo regional

A depender da composição do protólito, o metamorfismo regional é responsável por gerar paragêneses minerais de baixo grau metamórfico e ao longo da foliação S_n . No metabasalto, a associação mineral conferida por actinolita + albita + clinozoisita + hornblenda, que para rochas metabásicas, segundo Bucher e Grapes (2011), na zona da biotita (Figura 37).

No clorita-carbonato-talco xisto também se compreende que o grau metamórfico esteja em fácies xisto verde, apesar da estabilidade do talco ocorrer em temperaturas entre 500 e 650°C (BUCHER & GRAPES, 2011) a partir da seguinte reação para sistemas metamórficos abertos:



Desta forma, considera-se que estas rochas tenham sido submetidas a uma serpenitização anterior ao evento metamórfico. Para um protólito ultramáfico de composição peridotítica, esse processo pode ser representado pela seguinte reação:

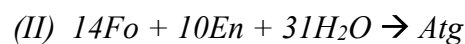


Figura 37 – Paragênese mineral esperada para rochas máficas em fácies xisto verde e anfibolito.

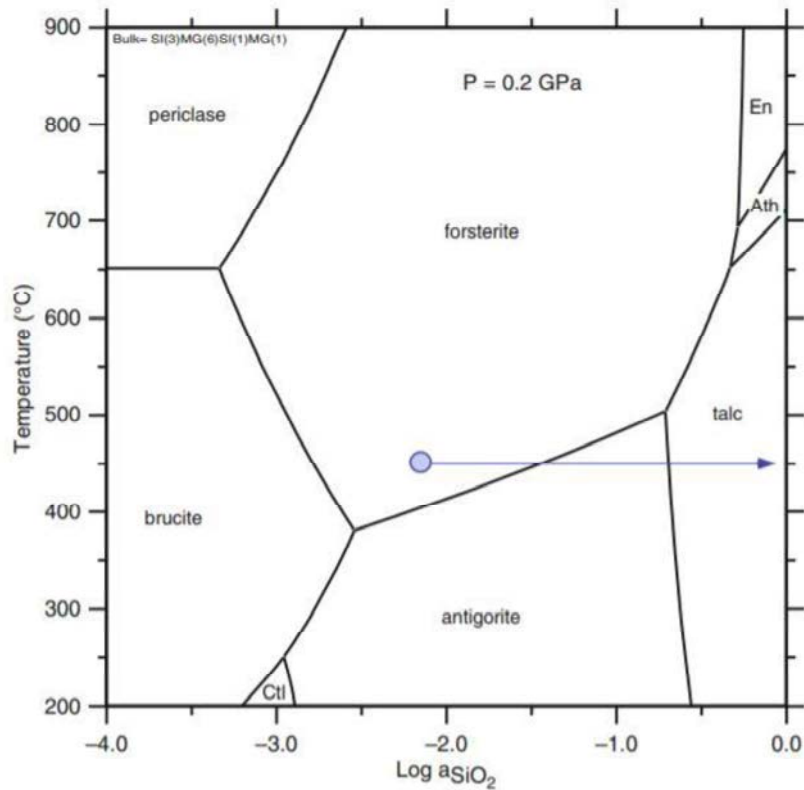
Metamorphic facies	Greenschist		Amphibolite		
Mineral zoning	Chlorite	Biotite	Garnet	Staurolite	Sillimanite
Metamafites					
<u>Albite</u>		-----			
Albite-oligoclase		-----			
Oligoclase-andesine					
Andesine					
<u>Epidote</u>		-----			
<u>Actinolite</u>		-----			
Hornblende		blue-green		green	green and brown
<u>Chlorite</u>		-----			
Calcite		-----			
Biotite		green-brown		brown	
Muscovite		-----			
Quartz		-----			

Extraído de Bucher e Grapes (2011)

Dessa forma, a serpenitização seria responsável por uma associação mineral rica em antigorita. Esta associação, submetida a metamorfismo em fácies xisto verde em um sistema hidratado (hidrotermal), pode gerar talco a baixa temperatura e pressão, como indicado no diagrama da Figura 38. A reação de transformação de antigorita em talco se torna estável entre temperaturas de 200 a 500°C em concordância com a fácies metamórfica observada na unidade de metabasalto.

Nas proximidades da zona de cisalhamento ocorre a presença de granada (Figura 24 C). Este mineral teria origem metamórfica devido a um aumento de temperatura local, resultante do atrito proporcionado pela movimentação dos blocos ao longo da estrutura e consequente percolação de fluidos. Eventos estes, entretanto, atribuídos ao metamorfismo dinâmico.

Figura 38 – Diagrama de estabilidade de diferentes fases minerais para rochas de composição ultramáfica. A seta em azul indica a trajetória de transformação da olivina rica em magnésio, para antigorita, e posteriormente talco.



Extraído de Bucher e Grapes (2011).

Metamorfismo estático

Este tipo de metamorfismo é observado, principalmente, em regiões mais distantes das zonas de falha e de cisalhamento, pelo fato de a deformação rúptil-dúctil ser ausente a incipiente. Nesse contexto, as estruturas de lavas almofadas preservadas na área de estudo são o melhor exemplo deste tipo de metamorfismo (Figura 16 D). Apesar da assembleia mineral ser composta por actinolita + plagioclásio + quartzo + hornblenda e não refletir a mineralogia original do protólito, aparenta não haver evidências de deformação regional com geração de foliação na rocha, por isso sua classificação em metamorfismo estático.

Queiroz (2000) atribui a geração deste tipo de metamorfismo a própria hidratação dos derrames durante erupção em ambiente subaquoso e aos pulsos de fluidos hidrotermais que atuaram na região, em um processo de espilitização.

8 DISCUSSÃO

Os dados aqui obtidos corroboram com as características de depósitos tipo ouro orogênico apresentada por Groves *et al.* (1998), no que tange a geologia das rochas hospedeiras, mineralogia do depósito, alteração hidrotermal e controle estrutural.

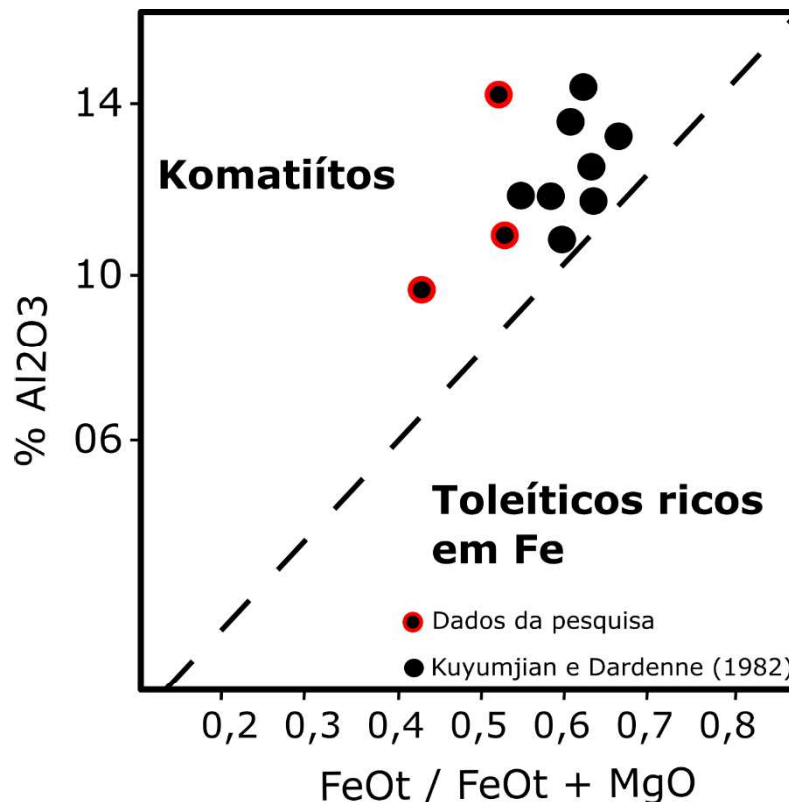
8.1 Rochas hospedeiras da mineralização

As rochas reconhecidas como hospedeiras da mineralização do alvo Estrutura V se encontram metamorfisadas e afetadas por diversos estágios e intensidades de alteração hidrotermal. Tais fatos tornam difícil o reconhecimento dos protólitos, entretanto, komatiitos são entendidos como protólitos para o clorita-carbonato-talco Xisto, enquanto que basaltos de fundo oceânico, poderiam estar atrelados aos metabasalto e quartzo-carbonato-tremolita Xisto.

Arndt (2003) propõe que komatiitos sejam definidos através de texturas, dentre elas, *spinifex*, além de dados geoquímicos diagnósticos. A unidade de clorita-carbonato-talco Xisto (metakomatiítica) não preserva essa textura, embora textura *spinifex* seja descrita em outras ocorrências e localidades do *greenstone belt* de Crixás. Quanto a composição geoquímica, valores de MgO superiores 18%, em conjunto a concentrações de Na₂O + K₂O e TiO₂ inferiores a 1%, atribuídas a protólitos kamatiíticos, de acordo as definições de Sgarbi (2012). Em adicional, os valores obtidos se assemelham aos komatiitos Barbeton ou empobrecidos em Al₂O₃, e, portanto, com baixas razões Al₂O₃/TiO₂, além de valores moderadamente elevados para elementos traço incompatíveis, tais como Ni, Co e elementos do grupo da platina (ARNDT, 2003). Ademais, os padrões de ETR são levemente fracionados com distinta depletação nos ETRP (ANEXO II). Apesar da semelhança com o modelo de komatiíto depletado em alumínio, estes são comumente observados em terrenos *greestones* mais antigos, de idade arqueana (~3.5 Ga) (ARNDT, 2003), não é condizente, portanto, com as idades obtidas para a Formação Córrego Alagadinho (Tabela 4). Este fato foi observado por Arndt *et al.* (1989), que discutem a possibilidade das quantidades originais de elementos considerados relativamente imóveis terem sido alteradas por processos não magmáticos, a exemplo do metamorfismo e intenso hidrotermalismo que teriam afetado a região. De modo geral, observa-se que os dados se assemelham aos valores encontrados para metakomatiíticos com textura *spinifex*, tais como os reportados por Kuyumjian e Dardenne (1982). Entretanto, os valores de Cr (2020 a 3660 ppm; ANEXO II) obtidos para as rochas do contexto da Estrutura V são inferiores aos descritos por Kuyumjian e Dardenne (1982). Esses mesmos autores classificam os metabasaltos do *greenstone belt* de Crixás como metabasaltos komatiíticos ou de

características komatiíticas. Os dados geoquímicos obtidos para o metabasalto indicam a mesma tendência observada pelos autores, com valores de $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$ inferiores 0,52 e percentuais de Al_2O_3 entre 9,86 e 14,25. Estes valores permitiria enquadrar tais rochas como de afinidade komatiítica (Figura 39). Assim os dados aqui apresentados corroboram com o protólito máfico e converge, portanto, rochas com forte afinidade com metabasalto kamatiítico.

Figura 39 – Gráfico de Al_2O_3 vs $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$ em que valores acima da linha tracejada representam valores tipicamente encontrados em komatiitos, enquanto que abaixo têm-se valores de basaltos toleíticos ricos em Fe.



Fonte: Modificado de (KUYUMJIAN & DARDENNE, 1982).

Quanto a unidade de quartzo-carbonato-tremolita xisto, se entende que esta representa o metabasalto deformado e hidrotermalizado. Assim, a unidade apresenta o mesmo protólito do metabasalto.

Ambas as unidades estão metamorfisadas em fácies xisto verde e representam rochas de uma sequência metavulcanossedimentar tipo *greenstone belt* preservada, fatos que Groves *et al.* (1998) colocam como terrenos relativamente comuns para hospedarem depósitos de ouro orogénico (*mesothermal gold deposits*).

8.2 Alterações hidrotermais

A manifestação da alteração e mineralização em depósitos gerados por sistemas hidrotermais é o resultado da complexa interação entre as rochas hospedeiras, processos mecânicos e fluidos hidrotermais. As zonas de alteração hidrotermal do alvo Estrutura V refletem as mudanças das condições físicas e químicas durante o processo hidrotermal, com a respectiva evolução do fluido. No distrito mineiro de Crixás, todos os corpos mineralizados são estruturalmente controlados e envelopados por zonas de alterações hidrotermais distais e proximais ao minério. Com fins comparativos, serão apresentados os halos dos corpos mineralizados Ingá, Pequizão e Forquilha (Figura 40).

O corpo de minério Pequizão apresenta em seu *hangwall* zona de alteração filica distal, zona de alteração potássica proximal e zona mineralizada sulfetada associada a silicificação, além de zona de carbonatação em seu *footwall* (SOBIESIAK, 2011). O corpo de minério Ingá, por sua vez, exibe em seu *hangwall* carbonatação e alteração filica distais, alteração potássica proximal e zona sulfetada associada a silicificação, enquanto que o *footwall* é composto por zonas de alteração potássica proximal e zona de alteração filica distal (CASTOLDI, 2015). Ademais, têm-se o corpo de minério Forquilha, apresenta cloritização distal, alteração sericítica intermediária e zona de alteração potássica proximal, com mineralização composta por veios de quartzo sulfetados (JOST, 2004), além de carbonatação generalizada. Todos os autores descrevem alteração hidrotermal clorítica tardia e regional, que abrange todos os intervalos considerados nos estudos (CASTOLDI, 2015; JOST, 2004; SOBIESIAK, 2011). O alvo Estrutura V, por sua vez, também apresenta um zoneamento hidrotermal distal, intermediário e proximal ao minério, entretanto as rochas hospedeiras do mesmo são distintas dos demais corpos mineralizados da região, os quais são hospedados, majoritariamente, por filito carbonoso e metagrauvaca.

Foram definidas três zonas de alteração no sistema metamórfico-hidrotermal, as quais podem ser classificadas como halo da clorita, halo da biotita e zona da silicificação, sulfetação e carbonatação (Figura 28), de modo as alterações serem similares as encontradas no corpo Forquilha (Tabela 5). Estes halos seguem uma relação de sucessão, que do estágio mais precoce para o mais tardio, compreendem:

Carbonatação + Silicificação + Sulfetação → Biotitização → Cloritização

Como observado no Capítulo 4, é possível temporizar a formação dos minerais hidrotermais, embora se compreenda que todos eles, salvo a clorita por ser tardia, estejam

associados ao evento metamórfico relacionado ao estágio D_n . Neste contexto têm-se que a carbonatação perfaz a alteração mais precoce do sistema metamórfico hidrotermal, seguido pela sulfetação e silicificação. Estas três tipologias estão em paragênese com os principais minerais metamórficos, a exemplo do talco, tremolita e cummingtonita. A biotita é entendida como tardia no sistema pelo fato de truncar e substituir parcialmente minerais que definem a foliação metamórfica S_n , embora possa estar associada ao evento por estar orientada segundo esta mesma foliação. A substituição do talco e da biotita por clorita não orientada e com padrões radiais define o halo clorítico do alvo Estrutura V, este também pode ser entendido como um retrometamorfismo. Assim, temos que estas alterações refletem a evolução do fluido hidrotermal atuante no sistema.

Figura 40 – Seções tipo da alteração hidrotermal para os corpos de minério Ingá (escala com espessura de zonas de alteração), Pequizão (escala como cota de profundidade), Forquilha (pode apresentar de 12 a 66 metros de espessura).

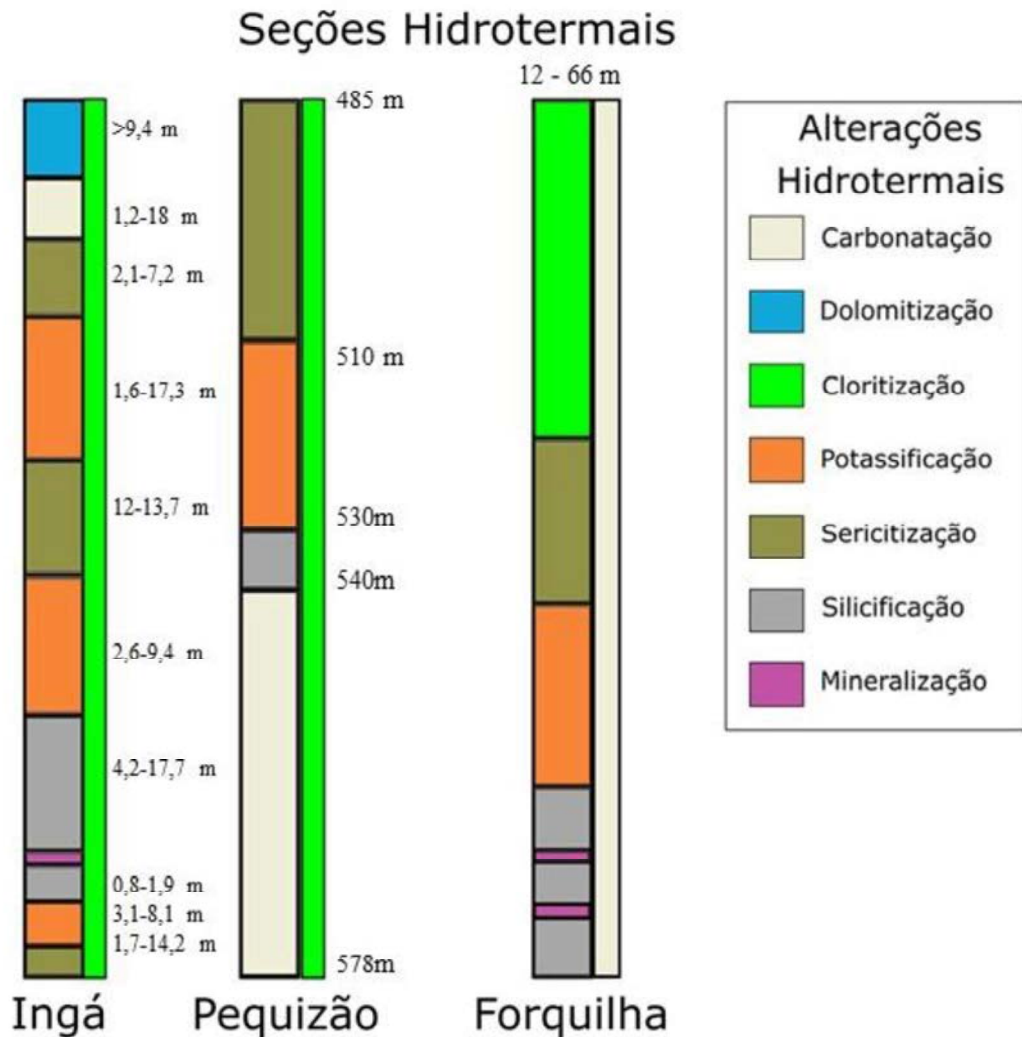


Tabela 5 – Comparação entre os halos hidrotermais do corpo Forquilha e do alvo Estrutura V

Alteração Hidrotermal	Corpo Forquilha	alvo Estrutura V
Cloritização	Súbita, externa, simétrica e confinada ao intervalo deformado.	Distal, moderadamente marcada e espessa.
Carbonatação	Calcita disseminada, com discreto incremento no intervalo mineralizado.	Dispersa, com aumento no intervalo mineralizado e associada ao minério.
Sericitização	Pronunciada e adjacente aos veios e venulações.	Não observada.
Biotitização	Estreita, confinada e simétrica nas encaixantes imediatas dos veios.	Estreita, restrita, simétrica e espacialmente associada à zona mineralizada.
Silicificação	Restrita às porções apicais da zona deformada.	Central em relação aos halos hidrotermais. Restrita e confinada à zona mineralizada e a estrutura de empurrão.
Paragênese do minério	<p>Pirrotita – Placóide e disseminada na foliação, ao longo de todo intervalo deformado. Euédrica disseminada ou em vênulas no intervalo mineralizado. Vênulas de remobilização;</p> <p>Arsenopirita – Euédrica, confinada a veios e no contato de veios com encaixantes ao longo do intervalo mineralizado;</p> <p>Pirita – Eventual no intervalo mineralizado;</p> <p>Calcopirita – Não registrada</p>	<p>Pirrotita – Disseminada na foliação e concentrada no intervalo mineralizado. Deformada e estirada paralelamente à foliação. Vênulas de remobilização.</p> <p>Arsenopirita – Idiomórfica, restrita à zona mineralizada e a porção sulfetada em dolomito.</p> <p>Pirita – Eventual no intervalo mineralizado. Usualmente idiomórfica.</p> <p>Calcopirita – Eventual no intervalo mineralizado. Usualmente subidiomórfica.</p>

A carbonatação ocorre em quase todo o intervalo de alteração hidrotermal do alvo e sugere um fluido inicial com temperaturas relativamente baixas, pH alcalino e elevada pressão parcial de CO₂ (ROBB, 2005). Se entende que o carbonato hidrotermal seja majoritariamente dolomita, devido interação com a unidade ultramáfica, rica em MgO. A intensa e ampla carbonatação do sistema metamórfico-hidrotermal da Estrutura V pode ser um reflexo do intenso processo de desvolatização metamórfica regional imposta aos litotipos, em especial os metacarbonáticos, o que teria culminado na liberação de grandes quantidades de CO₂ ao fluido. Em adicional, a constante e comum presença de arsenopirita e pirrotita nas zonas mineralizadas atesta condição de fluido redutor ao sistema metamórfico-hidrotermal.

Na sequência têm-se a alteração potássica, representada pela geração de biotita (biotitização), que ocorre nas zonas de silicificação e em suas proximidades. Esse estágio representa incrementos de K e perda de Fe e Mg dos minerais dos protólitos máficos, a partir de fluido com pH neutro a alcalino e temperaturas elevadas, usualmente entre 500 e 600 °C (ROBB, 2005). Esse fato indica evolução para um fluido de maior temperatura ainda em pH alcalino, se comparado a carbonatação.

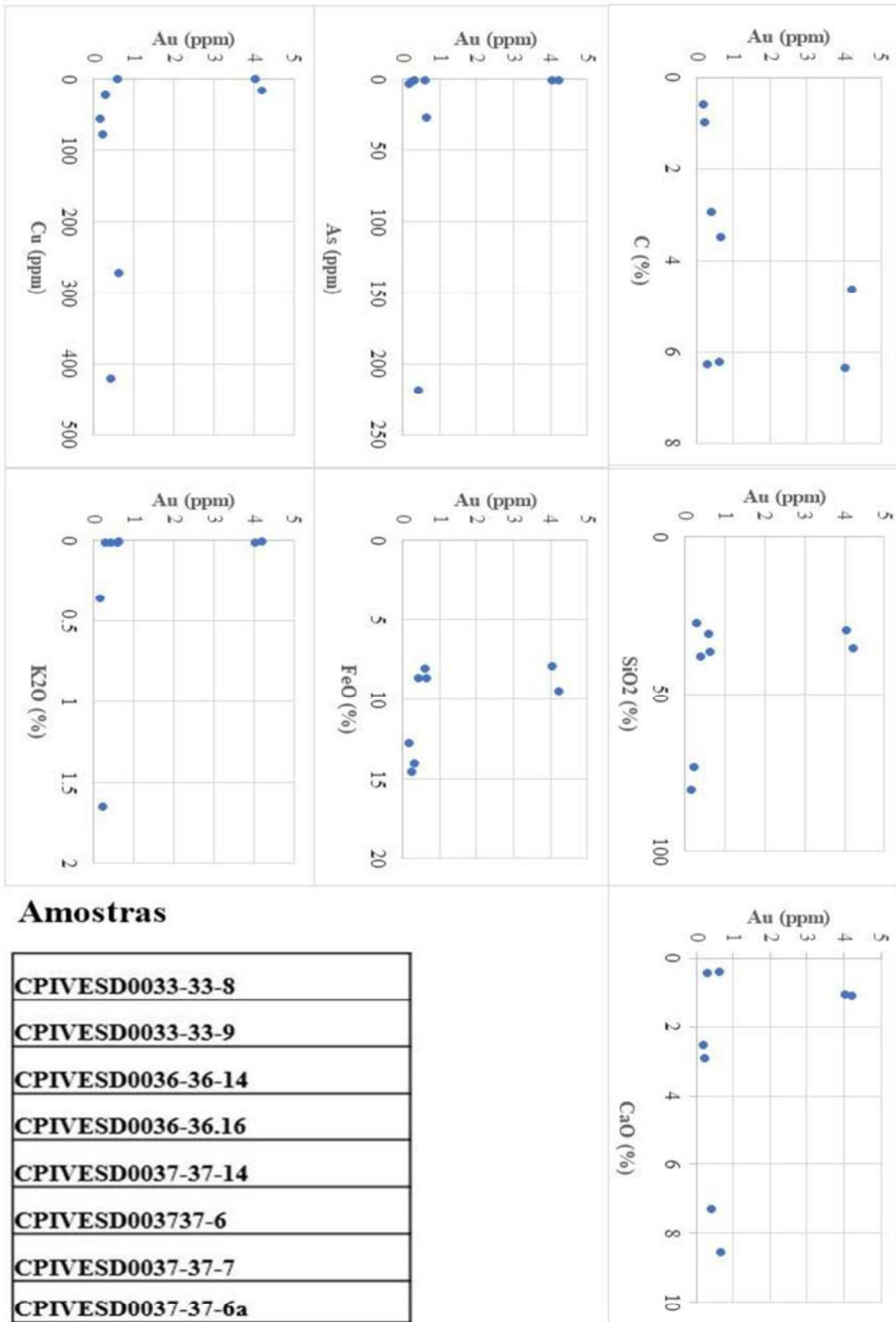
A tardia cloritização do sistema, que substituiu principalmente a biotita e o talco, atua de modo retrogressivo. Embora alteração também se desenvolva em pH neutro a alcalino, indica rebaixamento térmico do sistema hidrotermal, para temperaturas entre 200 e 300°C. Sobretudo, indica o consumo dos cátions bivalentes (Fe^{2+} e Mg^{2+}) lixiviados dos protólitos máfico-ultramáficos dos estágios anteriores.

As diferenças de temperatura observadas com a evolução paragenética do fluido é um reflexo direto da evolução do sistema metamórfico-hidrotermal do alvo Estrutura V. Assim, o sistema teria se iniciado a partir de um fluido redutor de baixa temperatura com progressivo aumento de temperatura em pH elevado, o que possibilitou a estabilização da biotita.

Durante a etapa petrográfica não foram reconhecidos Au, tanto livre quanto incluso nos sulfetos. Entretanto, as análises geoquímicas em rocha total assinalam sua existência em teores consideráveis, que variam de 0.24 a 4.04 g/t. Em adicional, as análises geoquímicas não indicam uma clara relação do Au com outros elementos, a exemplo do K ou As (Figura 41). Neste contexto se sugere a possibilidade de o Au ocorrer de forma livre, como ouro nativo. Outra possibilidade é que o número de análises realizadas não seja estatisticamente representativo.

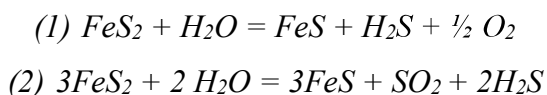
A disposição geométrica das alterações hidrotermais e as tipologias de alteração estão de acordo com o proposto por Groves *et al.* (1998) para depósitos de ouro orogénico. O autor destaca que existe forte zoneamento lateral das fases hidrotermal em relação a estrutura que confina o minério, de modo a variar a composição em regiões proximais e distais, normalmente em escalas métricas. Em relação ao tipo de alteração, Groves *et al.* (1998) descreve que carbonatação representada por ankerita, dolomita e calcita; álcali metassomatismo com sericitização, biotitização e forte cloritização, a depender da composição da rocha hospedeira, mas em geral com significativa adição de CO_2 , S, K, SiO_2 , H_2O e LILE são comuns em sistemas do tipo ouro orogénico.

Figura 41 – Gráficos de não correlação de Au com Cu; CaO; SiO₂; K₂O; FeO; As e C



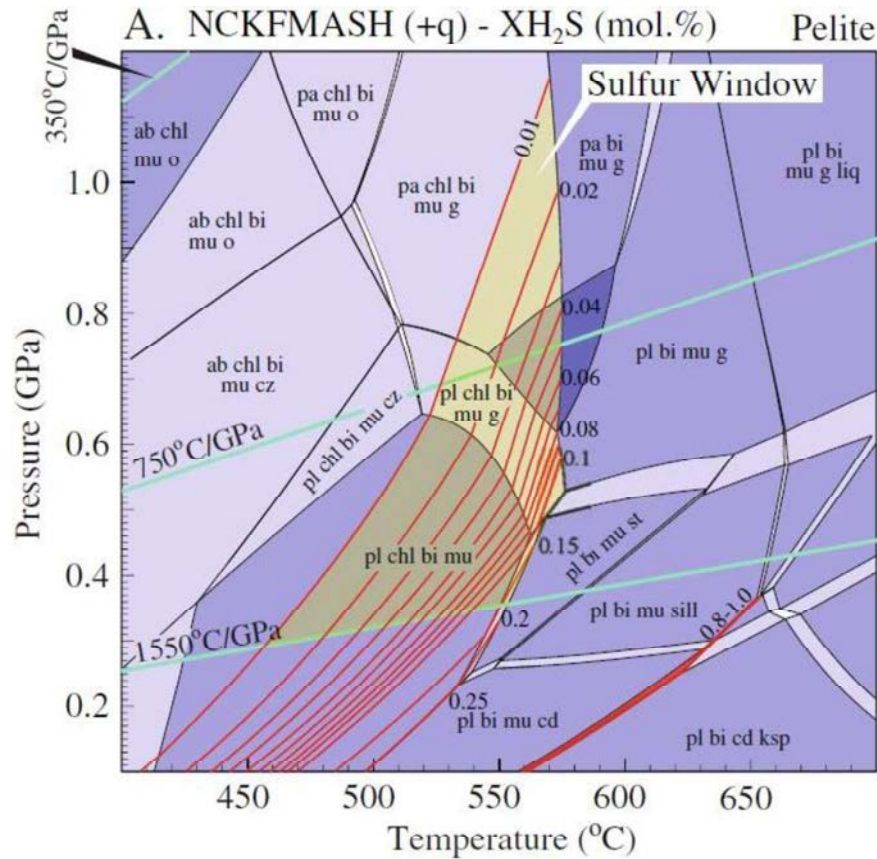
8.2.1 Fonte de fluido, Au e S

A fonte do fluido, Au e S responsáveis pela mineralização do alvo Estrutura V pode estar presente na própria estratigrafia do *greenstone belt* de Crixás, quando associada aos eventos metamórficos ocorridos durante sua evolução geológica. Esta suposição é corroborada por Tomkins (2010) que discute as melhores condições para a liberação de S em fluidos metamórficos. Tomkins (2010), através de modelagem com softwares *PerpleX* e *ThermoCalc*, conclui que as condições de P e T próximas às da fácies metamórfica anfíbolito inferior representam valores ideais para a reação de quebra da pirita em pirrotita, com liberação de S para o sistema, condições que o autor chama de janela do enxofre (Figura 42) e que pode ser descrita pelas seguintes reações:



A água necessária para ocorrer as reações (1) e (2) seria proveniente de reações de desidratação de silicatos durante o metamorfismo progressivo. Grande parte desta, gerada em fácies metamórfica xisto verde superior (zona da biotita), através da quebra da clorita e geração de fases minerais anidras ou menos hidratadas, a exemplo da biotita e granada (TOMKINS, 2010). Ademais, vale ressaltar que as condições de metamorfismo no *greenstone belt* de Crixás chega a fácies anfíbolito inferior na sequência metabásica basal e fácies xisto verde, na zona da biotita, para a sequência metassedimentar (JOST & FORTES, 2001).

Figura 42 – Pseudoseção para composição típica de pelitos. Em amarelo se observa as condições de P e T ideais para a janela de liberação de enxofre. O digrama representa sistema aberto em que o fluido é perdido devido a deformação.



Fonte: Extraído de (TOMKINS, 2010)

Outro fato importante é a presença de filito carbonoso no contexto do alvo Estrutura V, o qual teria contribuído com as condições redutoras do fluido hidrotermal, de modo a possibilitar a estabilização de pirrotita e arsenopirita, bem como o transporte do Au por tiocomplexos. Tomkins (2010) destaca a importância de protólitos derivados de ambientes redutores, que favoreceriam a formação de pirita através de reações de redução de sulfatos por atividade bacteriana.

O ouro a ser lixiviado e transportado pelo fluido hidrotermal não é aleatoriamente distribuído na rocha fonte em modelos para ouro orogênico, mas sim usualmente incluso em fases sulfetadas como a pirita, com destaque para aquelas formadas em folhelhos ricos em matéria orgânica (LARGE *et al.*, 2009; PITCAIRN *et al.*, 2006). Large *et al.* (2009) destacam ainda a presença do arsênio incluso na estrutura da pirita sedimentar e diagenética, outro elemento anormalmente abundante em sistemas de ouro orogênico. Assim, um folhelho rico em matéria orgânica submetido a metamorfismo regional em fácies xisto verde superior a anfíbolito inferior remeteria a uma excelente fonte de fluidos, e S devido reações de quebra da

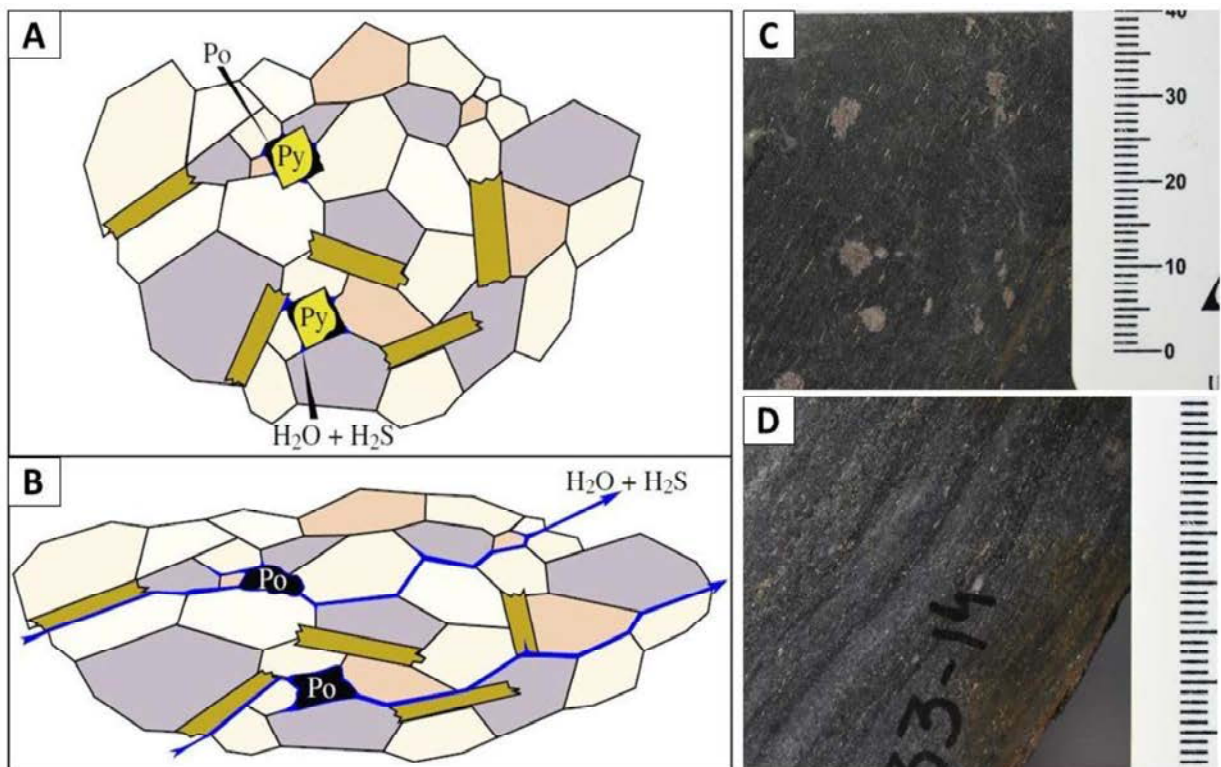
pirita e clorita. Já o Au é possivelmente derivado do processo de lixiviação de rochas ultramáficas, uma vez que é um elemento compatível e, portanto, naturalmente enriquecido nessas rochas.

Pelo exposto acima, um folhelho com matéria orgânica e rico em pirita ao passar por um processo metamórfico regional, resultaria em um filito carbonoso a grafitoso com pirrotita. Esta última, deformada paralelamente a foliação e resultado da reação de quebra da pirita (

Figura 43 A e B). Unidades com essas características foram observadas não apenas no alvo Estrutura V (

Figura 43 C e D), como também nos estudos realizados por Castoldi (2015) e Sobiesiak (2011).

Figura 43 – A e B) Ilustrações que representam a liberação de H_2O e H_2S através do metamorfismo regional, com transformação da pirita em pirrotita. Em azul está representado o trajeto do fluido liberado através dos contatos dos minerais. Fonte: Extraído de (TOMKINS, 2010). C e D) Filito carbonoso com cristais placóides de pirrotita alongados paralelos a foliação. O estiramento mineral, causado pela deformação regional D_n , sugere que a pirrotita do alvo Estrutura V possa ter sua gênese associada a protólitos ricos em matéria orgânica, tal como discutido.



Em resumo, se propõe que a fonte dos fluidos e S da mineralização do alvo Estrutura V possa corresponder à própria sequência metassedimentar da Formação Ribeirão das Antas, principalmente a unidade de Filito Carbonoso. Esta, durante o evento metamórfico da fase de

deformação D_n teria sido deformada, com conseqüente liberação dos fluidos anteriormente citados. Esses fluidos teriam utilizado as descontinuidades da rocha, como estruturas de empurrão, como condutos de percolação, o que teria permitido a precipitação de sulfetos em estruturas menores, usualmente de segunda e terceira ordem. Para comprovar esta hipótese faz-se necessário um estudo de isótopos de S. Ademais, durante a percolação do fluido ocorreria a lixiviação e transporte do Au das rochas ultramáficas, sob a forma de tiocomplexos.

8.3 Geologia Estrutural e Geometria do Alvo Estrutura V

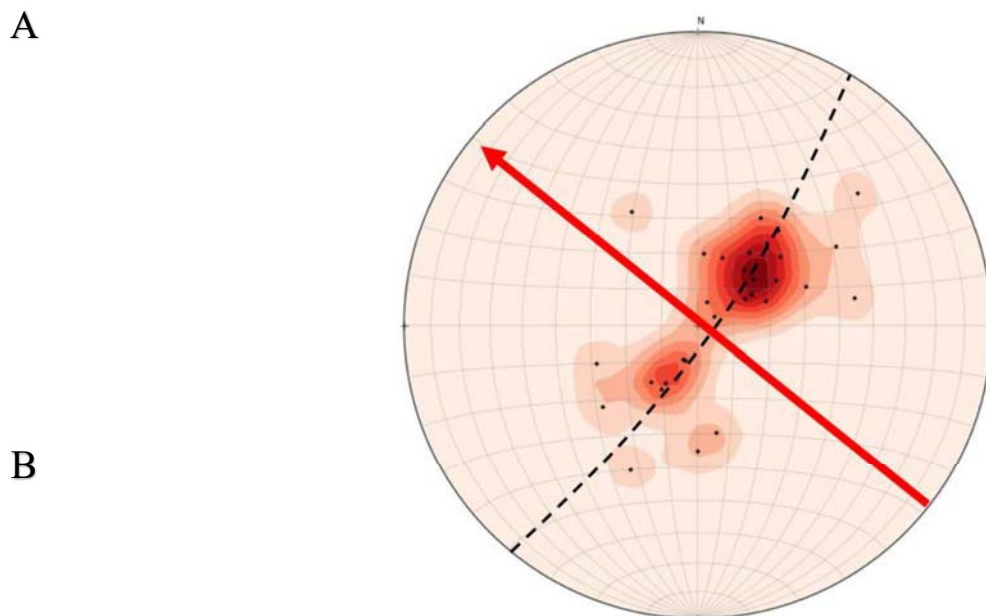
Como demonstrado pelas seções estruturais A-A', B-B' e C-C' presentes no ANEXO I, o Alvo Estrutura V apresenta um forte controle estrutural, com três possíveis níveis de recuperação de minério e um quarto nível a ser melhor entendido. Tanto o contato superior (primeiro nível) como o inferior (terceiro nível) das unidades de clorita-carbonato-talco Xisto e quartzo-carbonato-tremolita xisto apresenta níveis sulfetados e considerados como de baixo teor no presente estudo. O segundo nível, minério de alto teor, se encontra no interior da camada de clorita-carbonato-talco Xisto. O último nível, de possível recuperação, é representado pela zona sulfetada no interior da sequência de dolomitos (Figura 26).

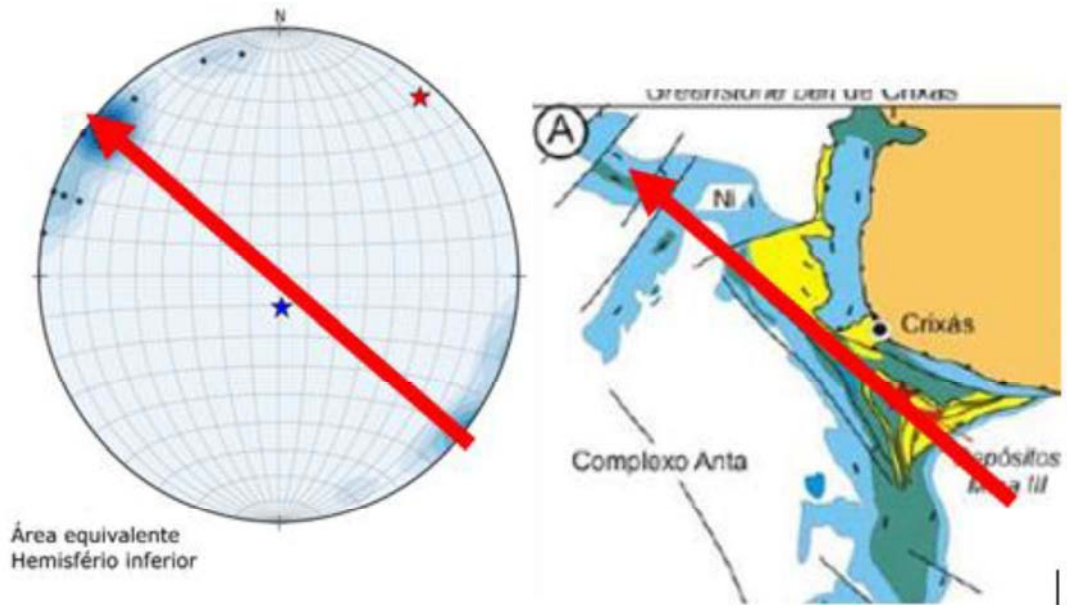
Apesar das análises químicas não terem indicado teores de ouro nas amostras sulfetadas hospedadas em dolomito, há furos positivos próximo ao alvo, como o IAGESD0029, que indicam teores de até 3 ppm, indicativo, portanto, de um possível alvo prospectivo.

Quanto à estruturação da mineralização do alvo Estrutura V, a mesma é análoga aos outros corpos de minério do *greestone belt*. Assim, esta é tabular e associada a estruturas de empurrão com prolongamento para o *down-pluge*, de modo a corroborar com o exposto por Jost *et al.* (2010). Em adicional, é possível fazer algumas inferências quanto a deformação do corpo mineralizado a partir dos dados de foliação S_n obtidos no estudo. Através do estereograma apresentado para a foliação (Figura 32), observa-se uma dispersão das medidas ao longo da guirlanda aproximada N30E. Este fato pode indicar uma deformação da foliação com provável direção de alongamento na direção aproximada N60W, como uma zona de alívio de pressão análogo a uma zona de charneira de dobramento cilíndrico (Figura 44 A). Ademais, temos que essa direção é compatível com a mega estrutura regional da Antifotmal do Rio Vermelho, a qual abrange todo o comprimento do *greenstone belt* de Crixás (Figura 44 B). Essa deformação pode ser resultado do cavalgamento da Sequência Santa Terezinha sobre o *greenstone belt* de Crixás. Dessa forma, se supõe que a mineralização pode apresentar direção paralela ao estiramento, a

qual é próxima ao valor obtido pela lineação de intersecção, com azimuth 309, presente na região mapeada. A seção A-A' do ANEXO I foi confeccionada paralela a esta direção.

Figura 44 – A) Estereograma com os valores de foliação obtidos na área mapeada. A linha tracejada indica a guirlanda de deformação aproximada, com dispersão das medidas obtidas. A seta em vermelho direção de deformação de eixo D_{n+1} e provável direção do corpo mineralizado do alvo Estrutura V. B) Comparação entre dados obtidos para lineação de intersecção com a megaestrutura da Antiforma do Rio Vermelho.



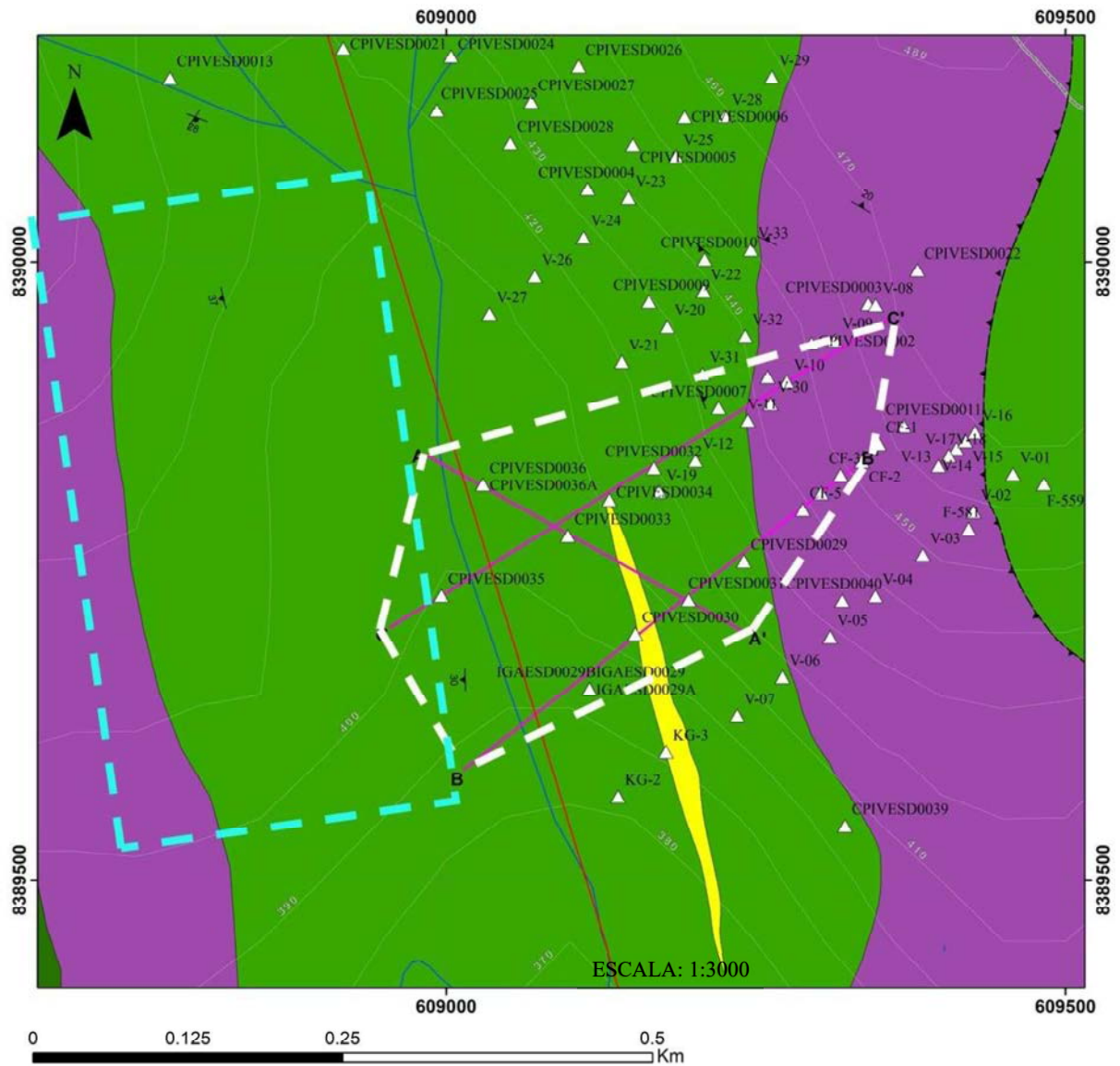


Quanto a extensão do corpo mineralizado, as seções do ANEXO I indicam um corpo potencialmente contínuo de 300 metros de comprimento na direção NW-SE e 450 metros de largura na direção NE-SW, com destaque para o rejeito de 40 metros derivado do abatimento por falha normal. Devido a provável atitude do corpo de minério, se entende que o mesmo foi erodido a leste, com provável continuidade para oeste. Em adicional, este fato torna favorável a ocorrência de paleoplacers na região. Vale ressaltar que as seções estudadas representam os furos de sondagens localizados mais a oeste já executados na região da Estrutura V, de modo que existe potencial de expansão do corpo mineralizado para oeste (Figura 45).

Quanto ao fato de terem sido observado estruturas geopetálicas invertidas na área de estudo (Figura 16) torna-se difícil fazer qualquer afirmação sobre a inversão da estratigrafia, apenas que ela existe. Os dados não se mostram suficientes para relacionar a inversão da estratigrafia a um dos eventos deformacionais. Entretanto, Massucato (2004) relaciona a inversão da sequência do *greenstone belt* ao evento D_1 .

Figura 45 – Inferências quanto ao corpo mineralizado do alvo estrutura V. A linha branca tracejada corresponde ao corpo mineralizado visto em planta, enquanto o tracejado em azul claro tracejada indica

a possível área de prolongamento do corpo mineralizado. A seção A-A' apresenta 300 metros de extensão.



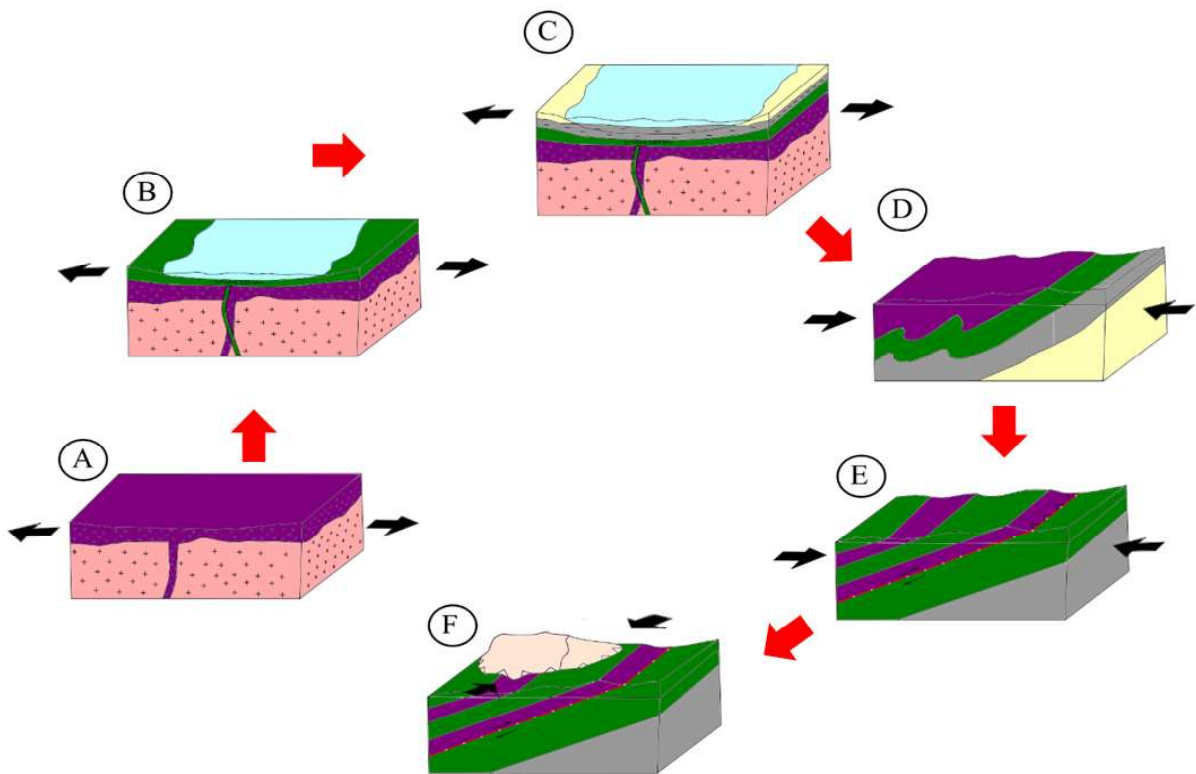
8.4 Evolução Estrutural

Baseado nas unidades litoestratigráficas e estruturas mapeadas e reconhecidas comparadas com os dados bibliográficos regional e local, é proposta a seguinte evolução estrutural, resumida na Figura 46:

Primeiramente há uma época de estabelecimento do *greenstone belt*, com forças distensionais responsáveis pelo magmatismo fissural das rochas da unidade metakomatiítica, possivelmente derivadas de magmatismo equivalente aos das Grandes Províncias Ígneas (*Large*

Igneous Provinces). A própria carga de rocha, com alta densidade, é responsável pelo arqueamento da região e formação de uma bacia sedimentar, na qual ocorre magmatismo fissural da unidade de metabasalto em ambiente subaquoso e sedimentação do filito carbonoso e metagrauvaca (esta última não observada no presente estudo). Estas fases são respectivamente representadas pelas etapas A, B e C da Figura 46. Um primeiro evento compressivo (D_{n-1}) é responsável pela inversão da estratigrafia do *greenstone belt* e geração da foliação S_{n-1} , observada deformada em pelo evento D_n e no micrólito de algumas foliações S_n . Esta fase é representada pela etapa D da Figura 46. Um segundo evento compressivo, denominado de D_n , é responsável pela geração da estrutura de empurrão Estrutura V, foliação S_n , dobras F_n e transposição da antiga foliação S_{n-1} . Durante este evento ocorre o metamorfismo atualmente preservado na área, bem como o sistema metamórfico-hidrotermal dele derivado, e que se utiliza do plano de falha para percolação de fluidos e geração da conseqüente mineralização. Esta etapa é representada pelo bloco-diagrama E da Figura 46. Posteriormente, um último evento compressivo é responsável por empurrar a Sequência Santa Teresinha sobre as rochas do *greenstone belt* de Crixás, deformar a foliação S_n , além de ser responsável por gerar uma leve crenulação na mesma. Esta etapa é representada por F na Figura 46. Finalmente há um evento distensivo responsável por falhamentos normais na região, não representado na Figura 46.

Figura 46 – Proposta de evolução tectono-estrutural para o alvo Estrutura V, com início em A e término em F como indicado pela seta.



8.5 Parâmetros prospectivos

Através do estudo realizado na área do alvo Estrutura V é possível propor alguns parâmetros prospectivos para a região, com o intuito em localizar corpos análogos, baseados nas características estruturais, hidrotermais e estratigráficas aqui analisadas. Assim, destacam-se os seguintes parâmetros:

- Intersecção de áreas com anomalias positivas (para o arsênio) de terceira ordem, em relação ao desvio padrão, em solo, em áreas que afloram estruturas de empurrão;
- Localização dos halos hidrotermais proximais a mineralização, de modo que o halo clorítico pode ser utilizado como guia regional devido a sua maior abrangência (regional) e a carbonatação, indicativos de proximidade com o corpo mineralizado (há um forte aumento de carbonato em direção à zona mineralizada);
- Localização de estruturas de empurrão com granada: decorrente do aumento local da temperatura e estabilização da granada, esta pode servir como indicador da presença de falhas de empurrão de segunda e terceira ordens que hospedam corpos mineralizados;

- Localização de regiões de contato entre unidade de clorita-carbonato-talco Xisto e quartzo-carbonato-tremolita Xisto como parâmetro guia da estrutura.

9 CONCLUSÃO

O trabalho contribui para o avanço do conhecimento do distrito aurífero de Crixás através de um estudo pioneiro de mineralização em rochas ultramáficas do alvo Estrutura V. Este possibilita a caracterização do contexto geológico, em relação geologia estrutural e estratigráfica da respectiva zona mineralizada, bem como de seus halos de alterações hidrotermais.

A mineralização de baixo teor está hospedada no contato entre a unidade de clorita-carbonato-talco Xisto e quartzo-carbonato-tremolita Xisto, reconhecido como uma falha de empurrão, e apresenta mineralogia de minério composta majoritariamente por pirrotita e, em menor proporção, calcopirita e arsenopirita. A mineralização de alto teor ocorre disseminada no interior do clorita-carbonato-talco Xisto, em um aparente controle estratigráfico, esta é composta por arsenopirita fina e disseminada. Os halos de alteração hidrotermal que envelopam a área mineralizada são representados, do mais distal para o mais proximal, por (1) halo da clorita, (2) halo de carbonatação leve e (3) halo de silicificação, carbonatação, sulfetação e potássica (biotitização). Ademais, as diversas tipologias estudadas indicam uma complexa evolução metamórfico-hidrotermal, com distintas condições de T, P e pH. A possível fonte para o S pode estar contida na sequência metassedimentar da Formação Ribeirão das Antas, ou seja, presente na própria estratigrafia do *greenstone belt* de Crixás. Estes elementos seriam liberados durante evento metamórfico em fácies xisto verde superior a anfibolito inferior da unidade de filito carbonoso, através de reações de quebra da pirita. O Au estaria presente na sequência ultramáfica e seria lixiviado devido a interação do fluido com estas rochas.

Quanto a evolução estrutural da área, foram evidenciadas estruturas representantes de eventos D_{n-1} , D_n , D_{n+1} e eventos rúpteis posteriores, de modo que os mais importantes são os eventos D_n , possivelmente D_{n+1} e rúpteis, os quais afetam a mineralização. Em adicional, o estudo realizado se mostra insuficiente para propor o que originou cada evento, embora sejam importantes por apresentar suas estruturas resultantes e respectivas relações temporais.

A viabilidade do alvo é indicada pela presença de três níveis de recuperação (e um provável quarto nível), de modo que dois são compostos por minério de baixo teor e terceiro, de alto teor. O quarto nível carece de melhor detalhamento e, portanto, comprovação de sua potencialidade aurífera. Baseado nos dados levantados e em modelos de ouro orogénico, propostos por Groves *et al.* (1998), que indicam que a zona mineralizada pode se expandir para o seu *down-plunge* por centenas de metros, sugerem que a área a oeste e sudoeste do alvo possam se tornar áreas de potencial “expansão” do corpo.

Pelo exposto acima, a mineralização do alvo estrutura V é análoga aos outros corpos de minério do distrito aurífero de Crixás. Esta se encontra associada em estrutura falha de empurrão e apresenta associação com zonas de alterações hidrotermais distais e proximais em relação ao minério. Os dados aqui apresentados corroboram com o modelo de ouro orogênico para as mineralizações do *greenstone belt* de Crixás, também apresentados em trabalhos anteriores.

Maiores estudos se fazem necessários, principalmente no que tange a possibilidade de se tratar de uma mineralização com ouro livre. Assim, se sugere a realização de estudos petrográficos mais detalhados para o alvo, bem como análise em Microscópio Eletrônico de Varredura.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, B. S. **Mineralização aurífera, alteração hidrotermal e indicadores prospectivos do Corpo Palmeiras, greenstone belt de Crixás, Goiás.** [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2006.

ALMEIDA, B. S. et al. **Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do Corpo Palmeiras, Crixás, Goiás.** Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. **Anais...**Pirenópolis: SBG, 2007

ALMEIDA, F. F. M. et al. **Provincias Estruturais Brasileiras.** VIII Simpósio de geologia do Nordeste. **Anais...**Campina Grande: SBG, 1977

ALMEIDA, F. F. M. et al. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sciences Review**, v. 17, n. 1, p. 1–29, 1981.

ALS. **Fire Assay Technical Note.** 2017.

ALS. Schedule of Services and Fees Evolving exploration concepts. 2017.

ARNDT, N. Komatiites, kimberlites, and boninites. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 108, n. B6, p. 1–11, 2003.

ARNDT, N. T.; TEIXEIRA, N. A.; WHITE, W. M. Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belts, Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 101, n. 2, p. 187–197, 1989.

BARBOSA, O. et al. Geologia e Inventário dos Recursos Minerais da Região Central do Estado de Goiás - Projeto Brasília. In: **Série Geologia.** 18. ed. Brasília: DNPM, 1969.

BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; FUCK, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. **From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage**, v. 22, n. 3, p. 155–166, 1999.

BUCHER, K.; GRAPES, R. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks 8th Edition.** 8. ed. [s.l.] Springer, 2011. v. 53

CARMO, S. D. Programação e execução do Projeto Brasil-Canadá. **Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 30, p. 2233–2247, 1978.

CARVALHO, R. S. **Mapeamento Geológico Estrutural da Faixa Leste-Oeste ao Norte do Greenstone Belt de Crixás (GO).** Rio de Janeiro: [s.n.].

CASTOLDI, M. A. S. **O Distrito aurífero de Crixás-GO: Caracterização do novo corpo de minério Ingá.** [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2015.

CASTRO, J. H. G.; MAGALHÃES, L. F. **Revisão Estratigráfica do grupo Pilar de Goiás na Faixa Crixás.** XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Rio de Janeiro: SBG, 1984

DANNI, J. C. M. et al. **Aspectos da evolução dos terrenos granito-greenstone:**

exemplo da região de Hidrolina. XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Goiânia: SBG, 1986

DANNI, J. C. M.; FUCK, R. A.; LEONARDOS, O. H. Archean and Lower Proterozoic units in central Brazil. **Geologisches Rundschau**, v. 71, n. 1, p. 291–317, 1982.

DANNI, J. C. M.; RIBEIRO, C. C. **Caracterização Estratigráfica da Sequência Vulcano-Sedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás.** (Anais, Ed.)XXX Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Recife: SBG, 1978

DNIT. **Mapa Multimodal, Goiás- 2013.** Disponível em: <<http://www.dnit.gov.br/>>.

FORTES, P. DE T. F. DE O. **Metalogenia dos depósitos auríferos Mina III, Mina Nova e Mina Inglesa, Greenstone belt de Crixás, Goiás.** [s.l.] Universidade Federal de Brasília, 1996.

FORTES, P. DE T. F. DE O. et al. Sm-Nd study of the Crixás greenstone belt, Brazil: implications for the age of deposition of the upper sedimentary rocks and associated Au mineralization. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 16, p. 503–512, 2003a.

FORTES, P. DE T. F. DE O. et al. Sm–Nd studies at Mina III gold deposit, Crixás greenstone belt, central Brazil: implications for the depositional age of the upper metasedimentary rocks and associated Au mineralization. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 16, n. 6, p. 503–512, 1 dez. 2003b.

FUCK, R. A. et al. **As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco.** J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds). O Cráton do São Francisco. **Anais...**Salvador: SBG/SGM/CNPq, 1993

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; SILVA, L. J. H. D. **Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins.** 38th Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Camboriú: SBG, 1994

GROVES, D. . et al. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. **Ore Geology Reviews**, v. 13, n. 1–5, p. 7–27, 1 abr. 1998a.

GROVES, D. I. et al. Orogenic gold deposits: A proposed calssification in the context of their crustal contribution and relationship to other gold deposit types. **Ore Geology Reviews**, v. 13, p. 7–27, 1998b.

GROVES, D. I.; PHILLIPS, G. N. The genesis and tectonic controls on Archean lode gold deposits of the Western Australian shield: a metamorphic-replacement model. **Ore Geology Reviews**, v. 2, n. 1987, p. 287–322, 1987.

JOST, H. et al. Propriedades geoquímicas e proveniência de rochas metassedimentares detríticas arqueanas dos greenstonebelts de Crixás e Guarinos, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n. 3, p. 151–166, 1996.

JOST, H. et al. **Terrenos arqueanos de Goiás.** Geotectônica do Brasil. **Anais...**1999

JOST, H. **Síntese dos terrenos arqueanos de Goiás.** Crixás, 2004. Rwlatório Interno.

JOST, H. **Diagnóstico da Alteração Hidrotermal da Área do Corpo Forquilha, Greenstone Belt de Crixás.** [s.l: s.n.].

JOST, H. et al. 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**, v. 37, n. 2, p. 127–139, 1 abr. 2010.

JOST, H. et al. Estratigráfica e geocronologia do greenstone belt de Guarinos, Goiás. **Geologia USP - Serie Científica**, v. 12, n. 2, p. 3–48, 2012.

JOST, H. et al. Uvá complex, the oldest orthogneisses of the Archean- Paleoproterozoic terrane of central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 47, p. 201–212, 2013.

JOST, H. et al. Metalogênese dos greenstone belts de Goiás. In: **Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras.** Belo Horizonte: CPRM, 2014. p. 141–168.

JOST, H.; CARMELO, A. C.; MENESES, P. R. **Litologias, relações de contato e estrutura do Bloco Caiamar, Crixás, Goiás.** Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. **Anais...**Brasília: SBG, 1994

JOST, H.; FORTES, P. T. F. O. Gold deposits and occurrences of the Crixás Goldfields, central Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 36, n. 3–4, p. 358–376, 2001.

JOST, H.; OLIVEIRA, A. M. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 4, n. 3, p. 201–214, 1991.

KUYUMJIAN, R.; JOST, H. Low- and high-alumina komatiites of Goiás, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 20, p. 315–326, 2006.

KUYUMJIAN, R. M. **Geologia e mineralização aurífera do greenstone belt de Faina e Crixás - GO.** [s.l.] Universidade Federal de Brasília, 1981.

KUYUMJIAN, R. M.; COSTA, A. L. L. Geologia, geoquímica e mineralizações auríferas da seqüência Mina Inglesa, Greenstone Belt de Crixás, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 3, p. 313–318, 1999.

KUYUMJIAN, R. M.; DARDENNE, M. A. Geochemical characteristics of the Crixas greenstone belt, Goiás, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 1–3, p. 324–330, 1982.

LANDIM, P. M. B. **Análise Estatística de dados Geológicos.** 2. ed. São Paulo: [s.n.].

LARGE, R. R. et al. **Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: Implications for the timing of gold in orogenic and carlin-style sediment-hosted deposits.**v. 104, n 5, 2009.

MAGALHÃES, L. F. **Cinturão de Cisalhamento de Empurrão Córrego Geral-Meia Patoca: Geologia, Deformação, Alteração Hidrotermal e Mineralizações Auríferas Associadas Crixás - Goiás.** [s.l.] Universidade Federal de Brasília, 1991.

MASSUCATO, A. J. **Mapeamento Geológico Estrutural da Faixa Leste-Oeste ao Norte do Greenstone Belt de Crixás (GO).** Crixás, 2004.

PETERSEN, K. J. **ESTUDO DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DOS CORPOS IV e V DA ESTRUTURA IV DO GREENSTONE BELT DE CRIXÁS (GO).** [s.l.] Universidade de São Paulo, 2003.

PHILLIPS, G. N.; GROVES, D. I. The nature of Archean gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. **Journal of the Geological Society of Australia**, v. 30, n. 1–2, p. 25–39, 1983.

PIMENTEL, M. M. et al. The Mara Rosa arc in the the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Precambrian Research**, v. 81, n. 3–4, p. 299–310, 1997.

PIMENTEL, M. M. et al. **The basement of the Brasilia Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc.** Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress Special Publication. **Anais...**Rio de Janeiro: 2000

PIMENTEL, M. M. et al. Neoproterozoic anatexis of 2.9 Ga old granitoids in the Goiás-Crixás block, Central Brazil: evidence from new SHRIMP U-Pb data and Sm-Nd isotopes. **Geologia USP - Serie Científica**, v. 3, n. 1, p. 1–12, 2003.

PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. O embasamento da Faixa Brasília eo arco magmático de Goiás. In: **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** [s.l: s.n.]. p. 355–368.

PITCAIRN, I. K. et al. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: Insights from the Otago and Alpine schists, New Zealand. **Economic Geology**, v. 101, n. 8, p. 1525–1546, 2006.

QUEIROZ, C. L. **Evolução tectono-estrutural dos terrenos granito-greenstone belt de Crixás, Brasil Central.** [s.l.] Universidade Federal de Brasília, 2000.

QUEIROZ, C. L. et al. U–Pb SHRIMP and Sm–Nd geochronology of granite–gneiss complexes and implications for the evolution of the central Brazil Archean terrain. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 26, n. 1, p. 100–124, 2008.

RESENDE, M. G. et al. Stratigraphy of the Goiás and Faina greenstone belts, central Brazil: a new proposal. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 1, p. 77–94, 1998a.

RESENDE, M. G. et al. Stratigraphy of the Goiás and Faina greenstone belts, Central Brazil: a new proposal. **Revista Brasileira de Geociências**1, v. 28, p. 77–94, 1998b.

RESENDE, M. G. **Estudo da evolução das supracrustais metassedimentares dos greenstone belts de Goiás e Faina, GO. Brasília.** Universidade de Brasília, 1999.

RESENDE, M. G. et al. Proveniência e idades-modelo Sm-Nd de rochas siliciclásticas arqueanas dos greenstone belts de Faina e Santa Rita, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, p. 281–290, 1999.

RIBEIRO FILHO, W. et al. **Projeto Geologia da região de Pilar-Mara Rosa: Relatório Final.** Goiânia. 1978.

ROBB, L. **Introduction to Ore-Forming Processes.** Blackwell Publishing, 2005.

SABÓIA, L. A. **Os greenstone belts de Crixás e Goiás, GO** Boletim Informativo SBG, Núcleo Centro-Oeste, , 1979.

SABÓIA, L. A.; TEIXEIRA, N. A. Ultramafic flows of the Crixas greenstone belt, Goiás—Brazil. **Precambrian Research**, v. 22, n. 1–2, p. 23–40, 1983.

SGARBI, G. N. C. **Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas**. 2012.

SOBIESIAK, M. S. **Caracterização de depósito aurífero no Corpo Pequizão, Crixás - GO**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2011.

THEODORO, S. M. C. H. **Ambiente de sedimentação da Formação Ribeirão das Antas, Grupo Crixás - Goiás**. Universidade Federal de Brasília, 1995.

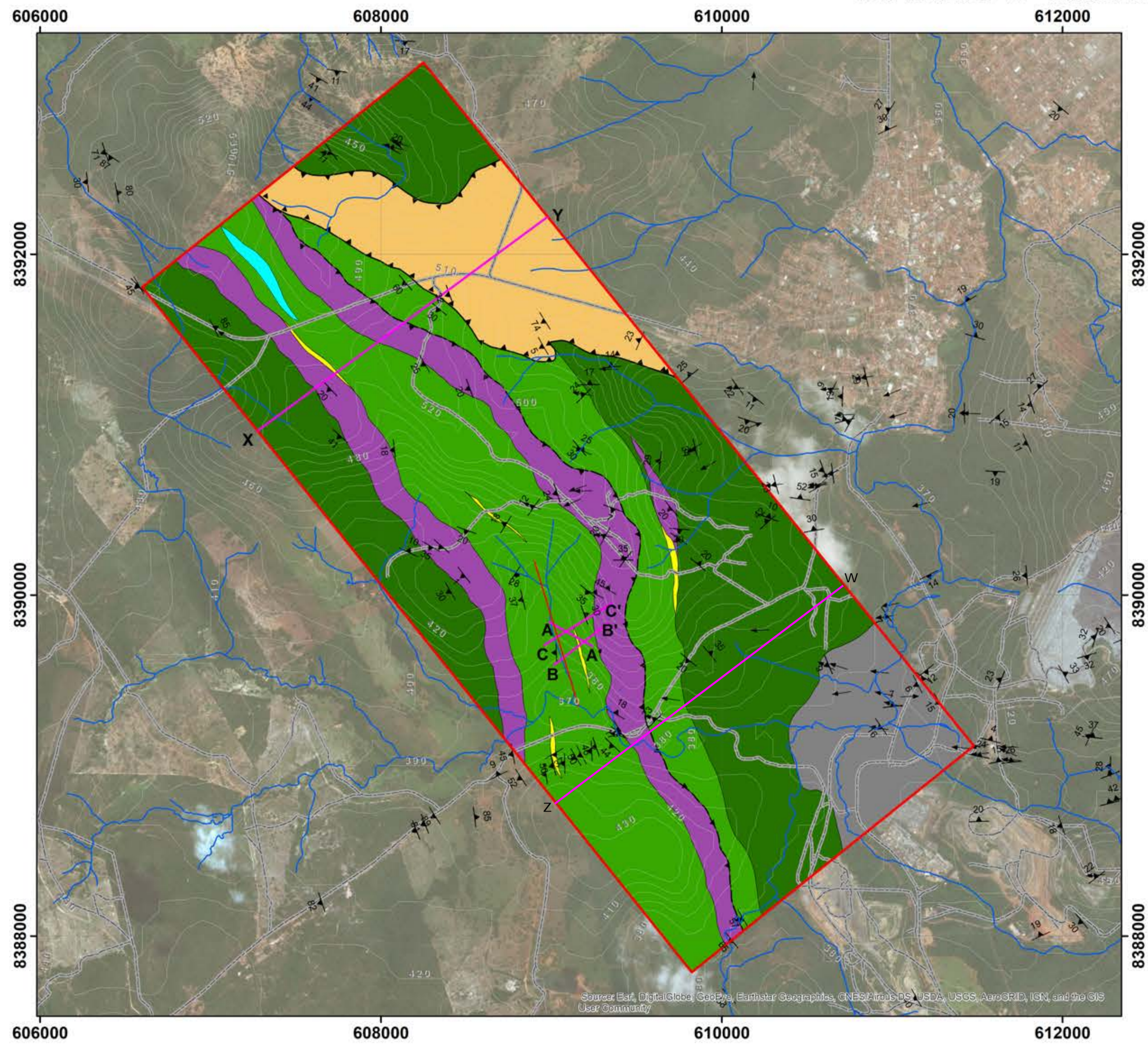
TOMKINS, A. G. Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 74, n. 11, p. 3246–3259, 2010.

VALERIANO, C. D. M. et al. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. 2004.

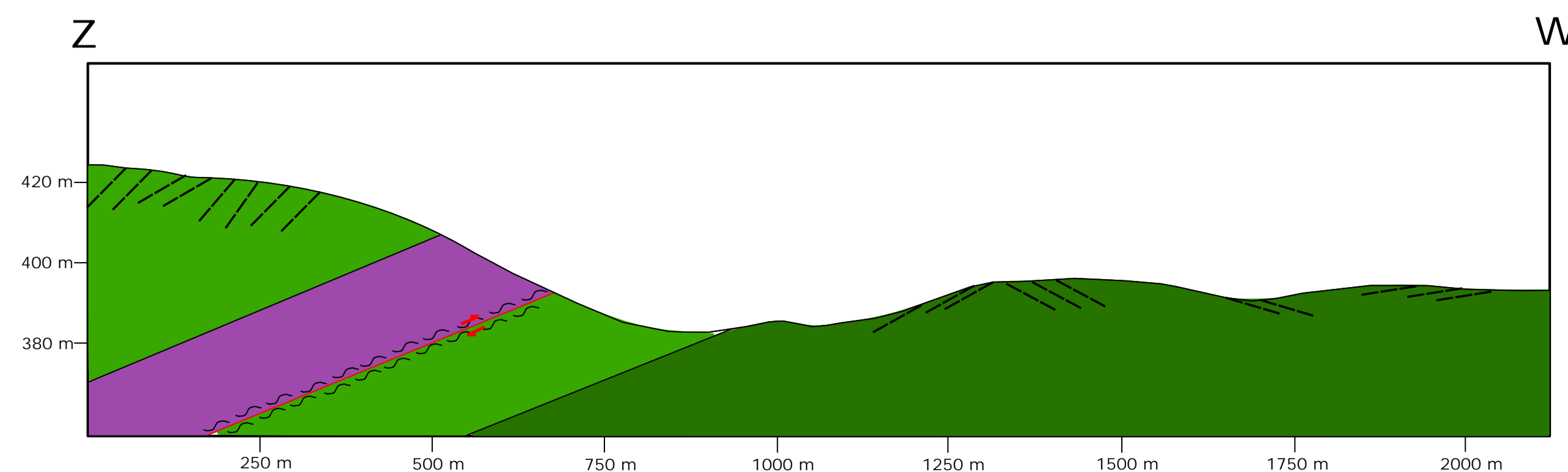
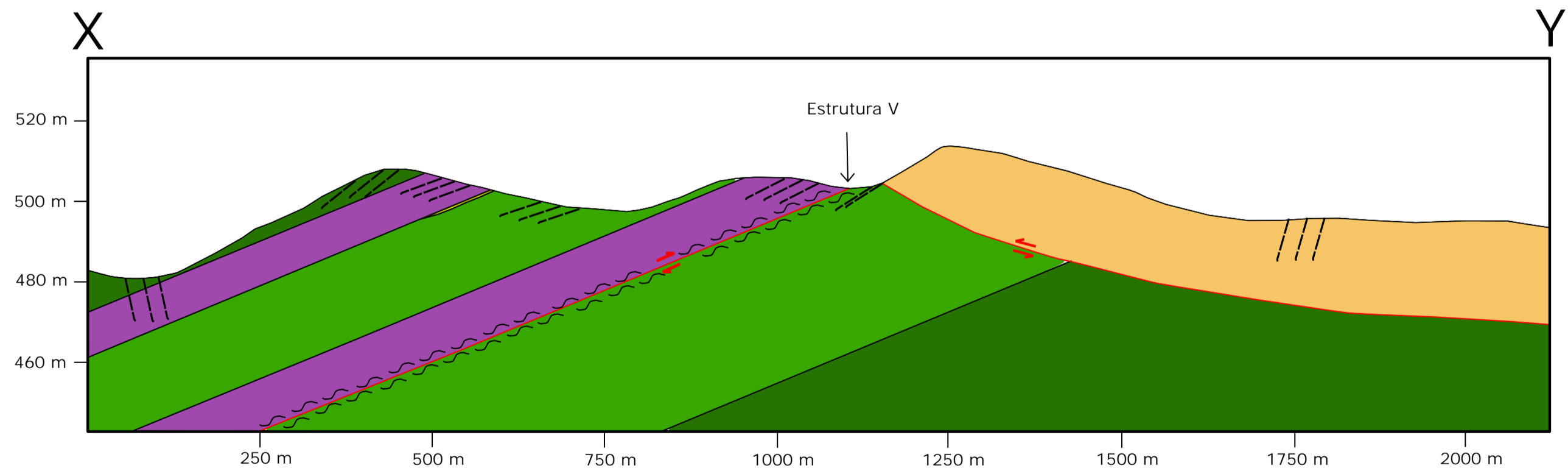
VARGAS, M. C. **Geologia dos Granito-Gnaisses dos Terrenos Granito-Greenstone da Região de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Hidrolina, Goiás. Brasília**. [s.l.] Universidade de Brasília, 1992.

YAMAOKA, W. N.; ARAÚJO, E. M. Depósito de ouro Mina III, Crixás, Goiás. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C. E. S. (Ed.). **Principais Depósitos Minerais do Brasil**. 3. ed. Brasília: DNPM/CVRD, 1988. p. 491–498.

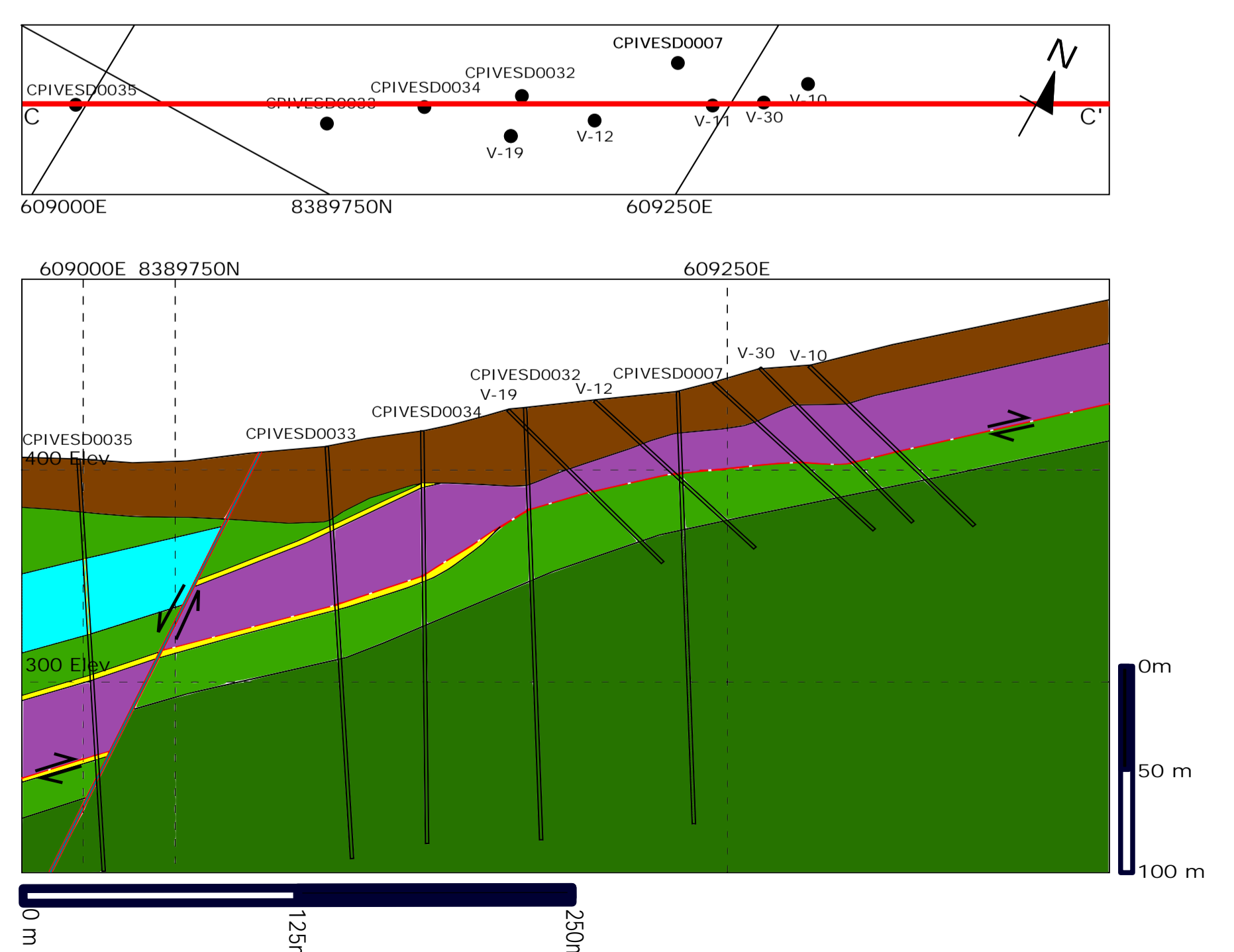
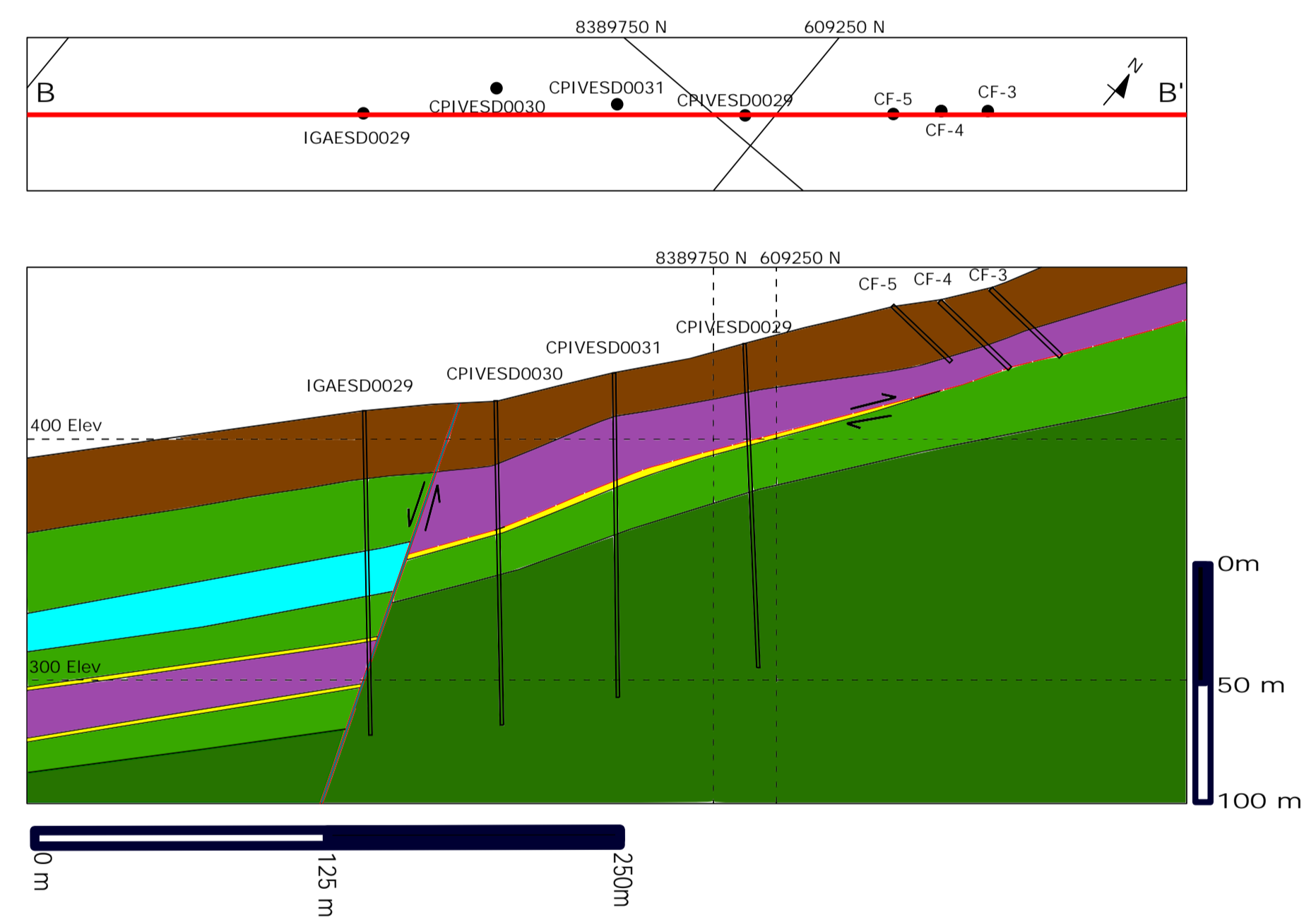
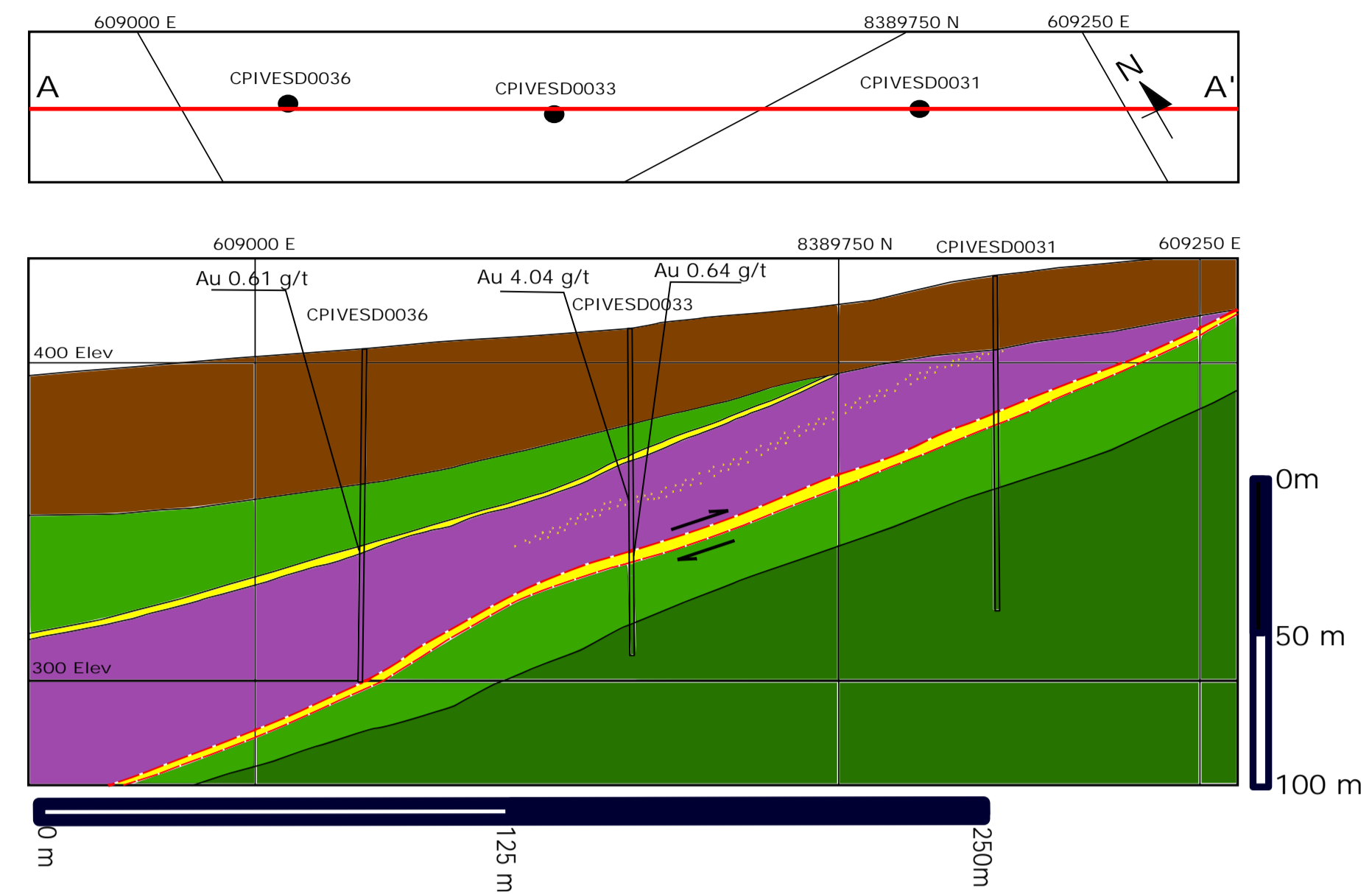
ANEXO I - MAPA GEOLÓGICO DO ALVO ESTRUTURA V



SEÇÃO GEOLÓGICA DO ALVO ESTRUTURA V



Seções Geológicas de detalhe do Alvo Estrutura V

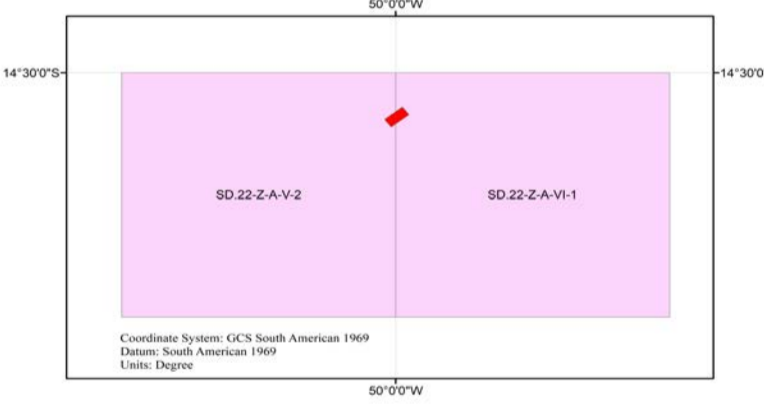


Legenda

- Solo
- Litologias Mapeadas**
- Seqüência Santa Terezinha**
- Granada-muscovita-biotita Xisto: Rocha de coloração esbranquiçada com textura granolopdoblástica com proporções variadas de muscovita e biotita.
- GRUPO CRIXÁS**
- Veio de Quartzo: Coloração branca leitosa e usualmente fraturado.
- Formação Ribeirão das Antas**
- Filito Carbonoso: Rocha cinza a prateada com textura lepdoblástica e clivagem ardósiana bem desenvolvida. Pode apresentar cristais de calcopirita estrados paralelos a foliação.
- Metadolomito: Rocha com textura granoblástica composta majoritariamente por dolomita. Casualmente com intercalações de lâminas de clorita e sericita com arsenopirita associada.
- Formação Rio Vermelho**
- Quartzito-carbonato-tremolita Xisto (CBCX): Rocha de coloração cinza a esverdeada intensamente foliada com textura lepdoblástica. Apresenta proporções variáveis de venulações de quartzo e carbonato.
- Metabasalto (MBA): Rocha de coloração cinza esverdeada com estruturação maciça ou levemente foliada, com textura de lavas almofadadas. Majoritariamente composta por clorita + actinolita + plagioclásio + biotita.
- Formação Córrego Alagadinho**
- Clorita-carbonato-talco Xisto (CCTX): Rocha cinza de granulação fina a média. Usualmente com textura lepdoblástica com variação na composição modal de talco e clorita, podendo ou não apresentar magnetita.
- Simbologias e Convenções**
- Falha normal
- ▲▲▲ Falha de Empurrão
- ▲▲▲▲ Falha de Empurrão Estrutura V
- ↗ Lineação de Intersecção
- ↖ Foliação S_n
- ~ Curvas de Nivel
- Drenagens
- Vias e Estradas
- Área de Estudos

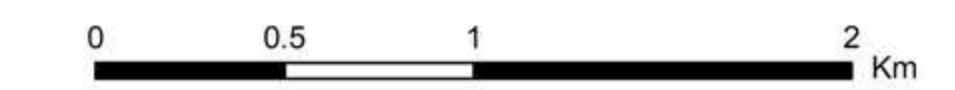


Articulação das Cartas Topográficas



Sistema de Coordenadas SAD 1969 UTM ZONA 22S
 Projeção Transversal de Mercator (UTM)
 Datum: South American 1969
 Falso Leste: 500.000
 Falso Norte: 10.000.000
 Meridiano Central: -51.000
 Fator de Escala: 0.9996
 Latitude de Origem: 0.00
 Unidade: Metros

ESCALA 1:20.000



ANEXO I - Mapa Geológico do Alvo Estrutura V

UNESP - Rio Claro / Anglo Gold Ashanti

Autor: Rafael Vieira Ribeiro

Data: 06/09/2018

ANEXO II – ANÁLISES LITOGEOQUÍMICA E ESPECTRO ETR

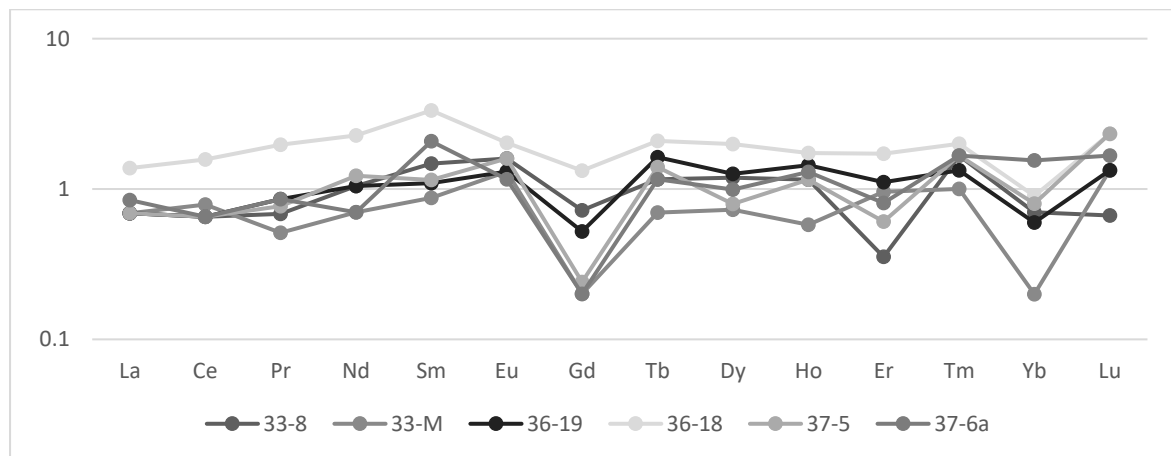
Clorita-carbonato-talco xisto (CCTX)

Análises litogeoquímicas em rocha total efetuadas em amostras de clorita-carbonato-talco Xisto com as concentrações dos elementos maiores (%) e traço (ppm).

Amostra	33-8	33-9	37-14	37-6	37-6a	37-7	33M	36-19	37-5	37-2
SiO ₂	30.9	29.9	35.4	36.6	27.3	38.1	33.7	33.1	21.2	36.9
Al ₂ O ₃	1.39	1.28	1.41	3.23	1.91	3.21	1.32	1.53	2.35	1.72
Fe ₂ O ₃	8.05	7.9	9.42	8.66	14	8.63	8.74	8.61	10.3	9.24
CaO	0.38	1.05	1.09	8.53	0.44	7.31	1.61	0.43	3.44	1.06
MgO	34	33.2	31.1	23.4	31.8	24.8	31.5	32.9	32	30.3
Na ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
K ₂ O	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.335	0.303	0.509	0.389	0.424	0.431	0.334	0.324	0.532	0.409
TiO ₂	0.1	<0.1	<0.1	0.19	0.13	0.25	<0.1	0.12	0.13	0.1
MnO	<0.1	0.1	0.1	0.26	0.17	0.23	0.08	<0.1	0.16	0.12
P ₂ O ₅	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.05	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
SrO	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01
BaO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
LOI	24.9	25.1	19.55	16.95	24.4	15.5	21.1	22.4	28.6	18.2
Total	100.18	98.94	98.68	98.22	100.58	98.53	98.48	99.51	98.74	98.08
C	6.22	6.34	4.64	3.48	6.27	2.95	5.11	5.34	7.36	4.37
S	0.02	0.01	0.07	0.02	0.06	0.05	0.01	0.01	0.51	0.39
Ba	1.3	1.2	1.4	1.6	2	3.3	1.9	0.9	1.1	1.7
Ce	0.5	0.2	0.4	5.8	0.5	1.6	0.6	0.5	0.5	0.6
Cr	2130	2020	3320	2610	2810	2810	2160	2110	3660	2770
Cs	0.21	0.16	0.07	0.07	0.07	0.1	0.21	0.09	0.06	0.05
Dy	0.36	0.24	0.08	0.98	0.3	0.38	0.22	0.38	0.24	0.14
Er	0.07	0.09	0.09	0.78	0.16	0.22	0.19	0.22	0.12	<0.03
Eu	0.11	0.06	0.06	0.09	0.08	0.05	0.09	0.09	0.11	0.11
Ga	2.1	2	2.5	4.2	2.5	4.1	2.1	2.5	3.4	2.2
Gd	0.18	<0.05	0.28	0.78	<0.05	0.29	<0.05	0.13	0.06	<0.05
Ge	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Hf	0.5	0.2	<0.2	0.4	0.3	0.4	<0.2	<0.2	0.2	0.2
Ho	0.08	0.04	0.03	0.29	0.09	0.1	0.04	0.1	0.08	0.02
La	0.2	0.1	0.2	2.7	0.2	0.6	0.2	0.2	0.2	0.2
Lu	0.02	0.02	0.02	0.12	0.05	0.05	0.04	0.04	0.07	0.02
Nb	0.2	0.2	0.2	0.5	0.3	0.5	0.3	0.2	0.4	0.3
Nd	0.6	0.3	0.4	3.6	0.4	1.3	0.4	0.6	0.7	0.4
Pr	0.08	0.09	0.1	0.92	0.1	0.24	0.06	0.1	0.09	0.06
Rb	0.8	0.6	0.4	0.3	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5	0.3
Sm	0.27	0.16	0.1	0.81	0.38	0.44	0.16	0.2	0.21	0.19
Sn	1	1	1	<1	<1	1	1	<1	<1	<1
Sr	1.8	4.2	4.2	28.7	1.6	23.5	6.8	2.4	13.7	4

Ta	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Tb	0.05	0.02	0.06	0.16	0.05	0.08	0.03	0.07	0.06	<0.01
Th	<0.05	<0.05	0.05	0.27	0.06	0.1	0.08	<0.05	<0.05	0.05
Tm	0.05	0.02	0.03	0.14	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04
U	0.07	0.07	<0.05	0.11	0.07	<0.05	0.07	<0.05	<0.05	<0.05
V	<5	20	<5	47	29	66	<5	19	19	16
W	<1	<1	1	<1	<1	<1	1	1	3	2
Y	1.5	1	0.7	7.2	2	2	1.4	2.2	1.3	0.6
Yb	0.14	0.15	0.26	0.62	0.31	0.26	0.04	0.12	0.16	<0.03
Zr	7	5	4	10	6	12	4	3	4	5
As	0.4	0.5	0.7	27.1	1	218	0.7	1	1.7	1.7
Bi	<0.01	<0.01	0.02	0.04	0.01	0.06	<0.01	<0.01	0.05	0.02
Hg	<0.005	<0.005	<0.005	0.017	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
In	0.008	0.01	0.006	0.021	0.013	0.022	0.007	0.007	0.01	0.006
Re	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.001	<0.001	<0.001	0.001	<0.001
Sb	<0.05	<0.05	0.08	0.2	0.09	0.1	<0.05	<0.05	0.18	0.1
Se	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	<0.2	0.7	0.7
Te	0.01	0.03	0.05	0.06	0.06	0.1	0.01	0.03	0.17	0.1
Tl	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Co	110	107	103	74	130	122	108	109	132	118
Cu	<1	<1	16	271	23	420	<1	<1	45	27
Li	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Mo	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ni	2300	2350	2410	1320	1820	1650	2310	2280	2540	2080
Pb	2	2	4	16	3	<2	2	<2	4	2
Sc	7	6	8	14	10	14	7	8	9	8
Zn	45	39	48	55	73	63	44	40	44	53
Au	0.61	4.04	4.22	0.64	0.3	0.42	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05

Espectro de ETR para amostras de metakomatiúto do *Greenstonebelt* de Crixás. Normalizado segundo Anders e Grevesse (1989).



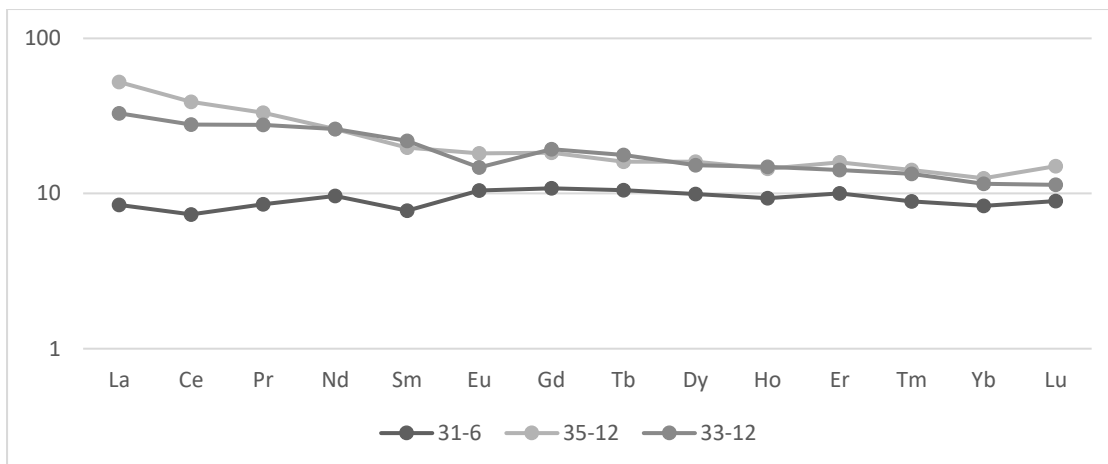
Metabasaltos (MBA)

Análises litogeoquímicas de rocha total, pra o metabasalto, para elementos maiores (%) e traço (ppm).

Amostra	33-12	35-12	31-6
SiO2	40.6	51.6	40.6
Al2O3	9.86	14.25	10.95
Fe2O3	14.2	8.56	9.9
CaO	6.14	4.67	8.78
MgO	20.1	7.89	9.15
Na2O	0.11	5.73	3.18
K2O	0.03	0.03	0.2
Cr2O3	0.242	0.04	0.058
TiO2	0.8	0.74	0.65
MnO	0.19	0.16	0.15
P2O5	0.07	0.1	0.06
SrO	0.01	0.01	0.01
BaO	0.009	0.009	0.01
LOI	5.67	6.87	15.05
Total	98.02	100.65	98.75
C	0.08	1.2	3.39
S	0.07	0.09	0.04
Ba	7.9	10.1	55.5
Ce	17.1	23.9	4.5
Cr	1660	270	420
Cs	0.26	0.21	0.2
Dy	3.74	3.95	2.44
Er	2.27	2.54	1.6
Eu	0.83	1.02	0.59
Ga	11.3	14.7	10.4
Gd	3.84	3.64	2.15
Ge	<5	<5	<5
Hf	1.5	2.4	1.1
Ho	0.81	0.79	0.51
La	7.8	12.4	2
Lu	0.28	0.37	0.22
Nb	2.2	4.1	1.5
Nd	11.9	11.9	4.4
Pr	2.57	3.08	0.79
Rb	1.2	0.9	4.3
Sm	3.23	2.93	1.15
Sn	<1	2	1
Sr	7.4	66	50.6
Ta	0.2	0.3	0.2
Tb	0.64	0.58	0.38
Th	0.4	3.45	0.23
Tm	0.33	0.35	0.22

U	0.16	0.93	0.08
V	235	190	221
W	1	1	2
Y	19.9	21	13.6
Yb	1.86	2.02	1.34
Zr	51	90	37
As	38.3	3.5	0.5
Bi	0.05	0.01	0.01
Hg	<0.005	0.008	<0.005
In	0.03	0.031	0.04
Re	0.002	<0.001	0.001
Sb	0.51	0.16	<0.05
Se	0.6	1.1	0.5
Te	0.07	0.03	0.02
Tl	<0.02	<0.02	0.03
Ag	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	0.8	<0.5	0.6
Co	89	50	46
Cu	420	614	136
Li	30	10	20
Mo	<1	<1	<1
Ni	862	109	76
Pb	<2	3	2
Sc	32	28	36
Zn	103	45	59
Au	<0.05	<0.05	<0.05

Espectro de ETR para amostras de metabasalto do *Greenstonebelt* de Crixás. Normalizado segundo (Anders e Grevesse (1989)).



Zona de alteração hidrotermal sulfetada

Análises litogeoquímicas de rocha total realizadas em amostras da zona mineralizada. Elementos maiores em (%) e traço em (ppm).

Amostra	36-13	36-15	37-10c	36-16	36-14
SiO2	66.7	80.6	42.5	80.5	73.2
Al2O3	1.86	0.82	4.59	1.04	3.22
Fe2O3	18.5	11.1	14.45	12.75	14.55
CaO	4.59	3.8	17.8	2.52	2.9
MgO	2.98	1.59	4.27	1.56	2.63
Na2O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02
K2O	0.72	0.22	1.32	0.36	1.65
Cr2O3	0.002	0.004	0.005	<0.002	0.005
TiO2	0.08	0.02	0.19	0.05	0.14
MnO	0.5	0.22	0.5	0.18	0.19
P2O5	0.02	0.12	0.11	0.06	0.04
SrO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
BaO	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01
LOI	2.67	2.02	11.9	1.33	2.6
Total	98.64	100.52	97.66	100.36	101.17
C	1.52	0.88	4.44	0.61	1
S	2.76	1.19	2.7	1.4	1.87
Ba	47.6	18.8	55.4	37	124
Ce	9.5	9.8	18.9	7.3	12.8
Cr	10	10	30	10	30
Cs	1.93	0.67	1.94	1.1	4.12
Dy	1.07	0.86	1.57	0.38	0.92
Er	0.72	0.5	0.96	0.21	0.61
Eu	0.3	0.33	0.4	0.24	0.29
Ga	3.2	1.9	5.9	2.5	6.1
Gd	1.05	0.8	1.7	0.45	1.17
Ge	<5	<5	<5	<5	<5
Hf	0.7	0.3	1.4	0.4	1.1
Ho	0.26	0.19	0.31	0.11	0.2
La	6.2	5.5	11.7	4.3	7.8
Lu	0.1	0.07	0.14	0.06	0.08
Nb	1.5	0.5	3.1	1	3
Nd	4.3	4.9	8.4	3.8	5
Pr	1.08	1.12	2.04	1	1.47
Rb	25.1	8.2	48.2	13.3	57.1
Sm	0.79	0.93	1.6	0.74	1.03
Sn	1	1	1	<1	1
Sr	43.2	35.4	39	23.7	27.9
Ta	0.2	0.1	0.4	0.2	0.4
Tb	0.16	0.12	0.25	0.09	0.16
Th	1.97	0.79	4.37	1.09	3.04
Tm	0.09	0.08	0.14	0.04	0.09
U	0.56	0.51	1.58	0.57	0.93

V	21	12	36	18	35
W	<1	<1	<1	<1	1
Y	8.1	5.8	10.3	3.4	6
Yb	0.66	0.33	0.96	0.2	0.54
Zr	29	8	49	15	37
As	0.7	0.8	1.1	3	1.6
Bi	0.13	0.04	0.12	0.05	0.07
Hg	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
In	0.013	<0.005	0.033	0.005	0.014
Re	<0.001	<0.001	0.002	0.001	0.001
Sb	<0.05	<0.05	0.1	<0.05	<0.05
Se	0.8	1	0.4	0.8	0.9
Te	0.22	0.09	0.06	0.1	0.14
Tl	0.15	0.06	0.29	0.09	0.34
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	0.7	<0.5	<0.5	0.5	0.5
Co	5	5	9	4	7
Cu	165	66	178	57	78
Li	10	<10	20	10	20
Mo	<1	<1	1	<1	<1
Ni	19	9	29	10	17
Pb	2	<2	4	3	3
Sc	2	1	4	1	3
Zn	33	15	60	21	29
Au	<0.05	<0.05	<0.05	0.17	0.24

Espectro de ETR para amostras de zona de alteração hidrotermal sulfetada do alvo Estrutura V. Normalizado segundo (Anders e Grevesse (1989)).

