

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
Instituto de Geociências

Monografia de Trabalho de Formatura

Definição de critérios para a distinção das zonas de alteração hidrotermal associadas a níveis crustais rasos e intermediários no sistema IOCG de Carajás: exemplos dos depósitos Sossego e Alvo Barão

TF 18/02

Angela Isaura Santos Costa

Orientadora: Professora Doutora Lena Virgínia Soares Monteiro

São Paulo
2018

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
Instituto de Geociências

Monografia de Trabalho de Formatura

Definição de critérios para a distinção das zonas de alteração hidrotermal associadas a níveis crustais rasos e intermediários no sistema IOCG de Carajás: exemplos dos depósitos Sossego e Alvo Barão

TF 18/02

Angela Isaura Santos Costa

Orientadora: Professora Doutora Lena Virgínia Soares Monteiro

São Paulo
2018

Agradecimentos

Em primeiro lugar agradeço as pessoas mais importantes, meus pais Luís e Rita, sem o apoio e incentivo deles nada disso seria possível, obrigado por serem os melhores exemplos que poderia ter. A minha irmã, melhor amiga e eterna companheira, Ana Luísa, por me aguentar e estar presente em todos os momentos.

Agradeço a minha família pelo exemplo que são para mim, em especial aos meus padrinhos e tios, Heloísa e Euristeno, e a minha avó, Adori, que são uma fonte de inspiração e carinho que levo comigo. As minhas primas de terceiro grau, mas que parecem mais irmãs (Fernanda, Luísa, Renata e Priscila).

Gostaria de agradecer a todos os meus amigos que de alguma maneira fazem parte dessa história. A turma 56 pois sem vocês a graduação nunca teria sido a mesma, espero rever todos nesse caminho de futura geóloga que me espera.

As mulheres da minha vida, aquelas que Limeira me deu e que estão ao meu lado desde sempre (Marina, Nathany, Ba Faber, Ba Caram e Berta), aquelas que me acompanharam desde o começo dessa ciência apaixonante chamada Geologia (Gari, Maria, Ympa e Porka) e as que fui conhecendo ao longo da graduação e desejo sempre o melhor (Mari, Peps, Mila, Pinga, Lys e Cruz). As mulheres que convivi por pouco tempo, mas que fizeram parte de uma das melhores experiências que já tive, Nath e Ju, o Canadá não seria o mesmo sem vocês.

A Furunka, que consegue conviver quase todo dia com uma pessoa ligada em 220 volts mesmo sendo um mar de calma e paciência, você sempre será o melhor presente que a USP me deu.

Em especial quero agradecer a todas as mulheres, que assim como eu, tentam achar seu espaço nesse desafio que é a mineração, Come, Crô, Baia, Caloi, Meris, Thais e Paola estarei sempre na torcida por vocês. Bruno e Josué incluo vocês, meninos, nesta torcida.

Também não posso esquecer de agradecer a todos os meninos que estiveram ao meu lado. Ao NOIS (Kama, Bandida, Bug, Aids, Eunuco, Mae Loka, Murta, Aleja, Pika, ao agregado Lelek e namoradas) que provaram que amizades do começo da faculdade podem sim durar 6 anos, espero do fundo do meu coração que continuemos assim por pelo menos mais 60 anos. Em especial ao Bambi, melhor amigo e parceiro desde o começo estando presente em todos os trabalhos, festas e campos durante esses 6 anos.

Aos melhores companheiros de apartamento que eu poderia ter encontrado, Gui e Rodrigo, nos piores dias vocês estão sempre prontos para dividir risadas e algumas garrafas de vinho. Ao Gui por me entender em qualquer situação, você sempre terá um lugar especial no meu coração.

Aos meninos do Student Chapter USP (Fernando, Lucas, Mateus e Yuri) por todo trabalho e amizade que desenvolvemos nesse último ano. Aos amigos que os treinos no

CEPE e Atlética me trouxeram, as minhas parceiras de tênis e BIFE (Dama, Tati e Willy) e toda a galera da natação GEO-VET-IME que fizeram com que um dos esportes mais individuais se tornassem a melhor experiência em grupo.

A todos os funcionários do Instituto de Geociências USP pelo auxílio durante o curso e simpatia que demonstram. Em especial ao Marcos, que me auxiliou neste projeto e durante a iniciação científica, e ao Isaac, que foi de extrema importância para a finalização deste projeto.

Aos professores com quem tive o prazer de ter aula, do ensino básico até a faculdade, vocês são os protagonistas desse trabalho e sem vocês eu não seria capaz de chegar a este momento. Em especial ao professor Gergely, meu primeiro orientador e incentivador da vida acadêmica, e a professora Lena, por todo o conhecimento e paciência que demonstrou ao longo de todo o projeto, você é um exemplo profissional e acadêmico que levarei para minha vida.

Sumário

RESUMO	12
ABSTRACT	13
1- INTRODUÇÃO	14
2- OBJETIVOS	15
3- MATERIAIS E MÉTODOS	15
3.1 Materiais	15
3.2 Métodos	16
3.2.1 <i>L</i> evantamento Bibliográfico.....	16
3.2.2 <i>D</i> escrição macroscópica das amostras do corpo Sossego e Alvo Bacaba.....	16
3.2.3 <i>T</i> rabalho de Campo e descrição de amostras do Alvo Barão.....	16
3.2.4 <i>P</i> etrografia em luz transmitida e refletida	16
3.2.5 <i>M</i> icroscopia Eletrônica de Varredura	16
4- LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	17
4.1 Contexto Geotectônico	17
4.1.1 Cráton Amazônico.....	17
4.1.2 Província Carajás.....	18
4.2 Contexto Geológico Regional	19
4.2.1 Domínio Carajás	19
4.3 Contexto Geológico Local	21
4.3.1 Depósito Sossego.....	21
4.3.2 Bacaba	22
5- RESULTADOS OBTIDOS	24
5.1 Caracterização de litotipos, alterações hidrotermais e mineralizações	24
5.1.1 Depósito Sossego.....	24
Alteração sódica	24
Alteração sódica-cálcica	25
Alteração potássica.....	25
Formação de óxidos de ferro	25
Epidotização e Cloritização	25
Mineralização cuprífera.....	26
5.1.2 Alvo Bacaba.....	26
Alteração sódica	27
<i>E</i> scapolitização	27
<i>A</i> lbitização.....	27
Alteração potássica.....	28
Formação de óxidos de ferro	28

Epidotização + Cloritização - (Carbonatos)	28
Mineralização cuprífera.....	28
Sericitização	29
5.1.3 Alvo Barão.....	31
Alvo Barão Antigo	31
<i>BARA 01</i>	31
Silicificação	34
Alteração Sódica	34
Alteração (ferro)-cálcica	34
Alteração potássica.....	35
Mineralização cuprífera.....	36
Epidotização - (Cloritização)	37
Sericitização.....	37
Alvo Barão Novo	44
<i>BAR2 01</i>	44
<i>BAR2 04</i>	46
Silicificação	48
Escapolitização	48
Alteração ferro-cálcica	48
Alteração Sódica.....	48
Alteração potássica.....	49
Epidotização + Cloritização	49
Mineralização cuprífera.....	50
Sericitização (Carbonato).....	50
6- DISCUSSÕES	51
6.1 Características dos alvos Barão Novo e Antigo	51
6.2 Alterações hidrotermais e contexto estrutural.....	52
6.3 Mineralização cuprífera.....	56
6.4 Características dos fluidos hidrotermais	57
7- CONCLUSÕES	59
8- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	63

Índice de Figuras e Tabelas

Figura 1: Províncias tectônicas do norte do Brasil extraído de Vasquez e Rosa Costa (2008).....	18
Figura 2: Porção leste do Domínio Carajás limitado a norte pelo Domínio Bacajá e a sul pelo Domínio Rio Maria, em destaque azul localização da mina de Sossego (modificado de Vasquez e Rosa-Costa, 2008).....	20
Figura 3: Mapa geológico (A) e perfis geológicos dos corpos Sequeirinho-Baiana-Pista (B) e Sossego-Curral (C), extraído de Moreto et al. (2015).....	22
Figura 4: Mapa esquemático do depósito Sossego e satélites incluindo localização dos alvos Bacaba e Barão, modificado de Augusto (2007).....	23
Figura 5: Perfil do Alvo Bacaba mostrando suas rochas hospedeiras e alterações hidrotermais, elaborado pela VALE e extraído de Augusto et al (2008).	24
Figura 6: A) SOS 279 (154,08) - Gabro com textura ofítica a subofítica com plagioclásio (Pl), piroxênio (Px) e magnetita (Mt); B) SOS 280 (488,67) - Substituição do plagioclásio por albita (Ab) e epidoto (Ep); C) SOS 280 (488,67) - Mineralização com calcopirita (Cp) associada a epidotização; D) SOS 346 (123,8) - Veio de albita (Ab) com magnetita (Mt) e actinolita (Act) pontuais, E) SOS 346 (235,69) - Magnetita (Mt) associada a bolsões de actinolita (Act); F) SOS 346 (226,32) - Veio de calcita (Cc) mineralizado com calcopirita (Cp) brechando a clorita (Chl).....	26
Figura 7: Perfil do Alvo Bacaba com os furos escolhidos (BACD 15 e 21), extraído de Augusto (2007).....	27
Figura 8: A) BACD 21 (324,15) - Front de escapolitização (Scp) com alteração potássica pontual (Felds K) em rocha silicificada (Qtz); B) BACD 15 (188,35) - Granito com alteração sódica (escapolita – Scp e albita – Ab) substituída por alteração potássica (biotita - Bt e feldspato potássico - Felds K) e epidotização (Ep) associada à mineralização com calcopirita (Cp); C) BACD 21 (82,55) – Granito silicificado (Qtz) com alteração sódica (albita – Ab) substituída por alteração potássica (Felds K) e cortada por fraturas preenchidas por epidoto (Ep); D) BACD 15 (324,15) – Granito silicificado (Qtz) com alteração sódica (albita – Ab) substituída por alteração potássica (Felds K) e epidotização (Ep) associada a mineralização com calcopirita (Cp); E) BACD 15 (70,00) - Gabro hidrotermalizado com calcopirita (Cp) seguindo a foliação e cortado por fratura preenchida por feldspato potássico (Felds K); F) BACD 21 (132,3) – Alteração potássica (Felds K) substituída por epidoto (Ep) associado à mineralização com pirita (Py).....	29
Figura 9: Secções delgada-polidas de amostras de testemunhos de sondagem do depósito Bacaba sob luz transmitida com polarizadores cruzados (A, B, C, E e F), paralelos (D e G) e sob luz refletida (H). A) BACD 21 (272,60) - Alteração potássica (biotita - Bt) e escapolitização (escapolita de maior birrefringência (Scp Ca), mais cálrica, e de menor birrefringência (Scp Na), mais sódica); B) BACD 15 (240,92) - Granito com alteração potássica (feldspato potássico – Felds K) entre os cristais de plagioclásio (Pl), resquícios de albita (Ab) e plagioclásio (Pl) em meio a massa de feldspato potássico; C) BACD 21 (126,00): Alteração potássica (Felds K) com borda de albita secundária (Ab) e cristais de quartzo (Qtz) e magnetita (Mt); D) BACD 21 (360,68) - Front de alteração potássica (biotita - Bt e turmalina - Tur) sobrepondo-se à alteração sódica (escapolita - Scp) e o quartzo (Qtz); E) BACD 15 (240,92m) - Pseudomorfo substituído por calcita (Cc) e cristais de feldspato potássico (Kfelds), biotita (Bt), albita (Ab) com textura de intercrescimento e quartzo (Qtz); F) BACD 21 (353,70m) - Duas variações mineralógicas da escapolita, uma mais fibrosa (Scp I) e outra recristalizada (Scp II), cortadas por fratura preenchida por sericita (Ser); G e H)	

- BACD 21 (126,90) - Alteração potássica (Felds K) com epidotização (Ep) associada à mineralização com calcopirita (Cp) e óxidos de ferro (magnetita – Mt). 30
- Figura 10:** BARA 01 – Evolução das alterações hidrotermais reconhecidas no Alvo Barão Antigo (fotos macroscópicas e fotomicrografias sob luz transmitida com polarizadores cruzados): A) Silicificação I - Protólito granítico silicificado (10,2m); B) Macroscópica: Alteração sódica de cor rósea seguindo a foliação principal; Fotomicrografia: Albite hidrotermal (Ab) parcialmente substituída por epidoto (Ep) e quartzo (Qtz) com migração de borda de grão GBM (15,15m), C) Macroscópica: Foliação marcante com bandas de hidróxidos de ferro e quartzo; Fotomicrografia: Forte percolação de hidróxido de ferro (limonita - Lim) ao longo do cristal albitizado (Pl) (104,2m), D) Macroscópica: Epidotização seguindo a foliação associada a quartzo; Fotomicrografia: Bandas de epidoto (Ep) em meio a quartzo (Qtz) recristalizados e em vénulas (143,5m), E) Macroscópica: Epidotização pervasiva associada a silicificação II; Fotomicrografia: Cristais de epidoto (Ep) e quartzo (Qtz) milimétricos com albitização (Ab) tardia intersticial a estes cristais (147,2m). 32
- Figura 11:** Perfil esquemático do furo de sondagem do Alvo Barão Antigo - BARA 01 mostrando as principais deformações, rocha hospedeira granítica e alterações hidrotermais do sistema. 33
- Figura 12:** Características da alteração hidrotermal no Alvo Barão Antigo (BARA 01), fotomicrografias sob luz transmitida com polarizadores cruzados. A) 15,8 - Granito silicificado (Qtz) e milonitizado com bandas de chamosita (Chl) e epidoto (Ep); B) 113,2 - Cristais de albite (Ab), feldspato potássico (Felds K) e quartzo (Qtz) com lamelas de deformação e borda recristalizada com migração de borda de grão; C) 113,2 – Porfiroclasto de plagioclásio substituído por albite (Ab) com sombra de pressão com biotita (Bt) e turmalina (Tur) em meio às bandas milonitzadas; D) 132,75 – Porfiroclastos de plagioclásio substituídos por feldspato potássico com sombra de pressão preenchida por anfibólio (Act) entre ribbons de quartzo (Qtz). 35
- Figura 13:** Características da alteração hidrotermal no Alvo Barão Antigo (BARA 01). A) Secção delgada sob luz transmitida com polarizadores descruzados (132,75) - Cristal de anfibólio hidrotermal (Act) parcialmente substituído por clorita (Chl) ao longo dos planos de clivagem; B) Secção delgada sob luz transmitida com polarizadores cruzados (146,8) – Epidoto (Ep), quartzo (Qtz) e albite (Ab) com contatos retilíneos, parcialmente substituída por feldspato potássico (Felds K); C e D) Secção delgada-polida sob luz transmitida com polarizadores cruzados (C) e sob luz refletida (D) (66,78) – Mineralização com calcopirita (Cp) entre cristais de apatita (Ap), magnetita (Mt) e anfibólio (Act) formados no estágio de alteração ferro-cálcica..... 36
- Figura 14:** BARA 01 (32,70) – 1) Pontos amostrados pela análise por microscopia eletrônica de varredura acoplada a EDS com a imagem obtida por elétrons secundários (1A) e fotomicrografia sob luz refletida mostrando os minerais presentes com destaque para os pontos analisados apresentados neste projeto (1B); 2) Mapas ternários compostacionais (2A – Apatita em vermelho, clorita em verde, quartzo em azul e opacos (Cp e ill) em preto; 2B – Sulfetos (Cp) em vermelho, illmenita em verde, clorita em azul mais claro e apatita em azul mais escuro a preto; 2C – Ganga (Qtz, chl e ap) em preto, sulfetos de cobre (Cp) em ciano e illmenita em vermelho; 2D – Apatita e quartzo em preto, clorita em azul, calcopirita em vermelho-azul-violeta e illmenita em verde-azul ciano). 38
- Figura 15:** BARA 01 (32,70) – 3) Espectros da clorita (A), apatita (B), calcopirita (C) e illmenita (D) obtidos por análise por microscopia eletrônica de varredura acoplado a EDS e resultados do peso atômico obtidos para os pontos ilustrados, destacado em verde as porcentagens dos elementos de maior interesse para cada fase mineral. 39
- Figura 16:** BARA 01 (38,50) – 1) Pontos amostrados pela análise por microscopia eletrônica de varredura acoplada a EDS com a imagem obtida por elétrons secundários (1A) e

fotomicrografia sob luz refletida mostrando os minerais presentes com destaque para os pontos analisados apresentados neste projeto (1B); 2) Mapas ternários compostionais (2A – Minerais de ganga em destaque: quartzo em vermelho, apatita em verde e clorita em azul-vermelho-violeta; 2B – Óxidos de titânio (Rut e ill) em vermelho, titanita em vermelho-azul-violeta, sulfetos (Cp) em verde e quartzo em azul; 2C – Rutilo em vermelho claro, titanita em vermelho escuro, illmenita em vermelho-azul-violeta, clorita em azul escuro, calcopirita em verde-azul-ciano, quartzo e apatita em preto; 2D – Apatita em vermelho, titanita em vermelho-azul-violeta, calcopirita em verde claro, clorita em verde escuro, illmenita em verde-azul-ciano e rutilo em azul).	40
Figura 17: BARA 01 (38,50) – 3) Espectros da clorita (A), titanita (B), apatita (C), calcopirita (D), rutilo (E) e illmenita (F) obtidos por análise por microscopia eletrônica de varredura acoplado a EDS e resultados do peso atômico obtidos para os pontos ilustrados, destacado em verde as porcentagens dos elementos de maior interesse para cada fase mineral.....	41
Figura 18: BARA 01 (43,60) – 1) Pontos amostrados pela análise por microscopia eletrônica de varredura acoplada a EDS com a imagem obtida por elétrons secundários (1A) e fotomicrografia sob luz refletida mostrando os minerais presentes com destaque para os pontos analisados apresentados neste projeto (1B); 2) Mapas ternários compostionais (2A – Apatita em verde, quartzo em vermelho e sulfetos em azul; 2B – Sulfetos de níquel em azul (Mill e Sie), quartzo em vermelho, apatita em preto e sulfeto de cobre (Cp) em verde; 2C – Ganga de quartzo e apatita em preto, sulfetos de níquel (Mill e Sie) em vermelho e sulfetos de cobre e ferro (Cp) em azul-verde-ciano).	42
Figura 19: BARA 01 (43,60) – 3) Espectros da apatita (A), calcopirita (B), millerita (C) e siegenita (D) obtidos por análise por microscopia eletrônica de varredura acoplado a EDS e resultados do peso atômico obtidos para os pontos ilustrados destacado em verde as porcentagens dos elementos de maior interesse para cada fase mineral.	43
Figura 20: Alteração hidrotermal no Alvo Barão Novo; BAR2 01 (106,2m) apresentando foliação marcante e milonitização – A) Forte alteração potássica (Felds K) associada a silicificação I (Qtz) em granito seguindo foliação; B) Forte alteração ferro-cálcica (porções mais escuras) associada a escapolitização (Scp) pervasiva; C) Forte silicificação e escapolitização (Scp +Qtz) com presença de níveis albitizados (Ab) e com alteração potássica (Felds K) seguindo foliação.....	44
Figura 21: Perfil esquemático do furo de sondagem do Alvo Barão Novo - BAR2 01 mostrando as principais deformações, rocha hospedeira granítica, rochas intrusivas e alterações hidrotermais do sistema.....	45
Figura 22: Alteração hidrotermal no Alvo Barão Novo; BAR2 04 (280,0m) – A) Granito com forte alteração ferro-cálcica (Act + Mt) e plagioclásio substituído por albita (Ab), por sua vez afetada por alteração potássica com formação de feldspato potássico (Felds K); B) Alteração ferro-cálcica com formação de magnetita e actinolita substituída por epidotização (Ep) associada à alteração potássica com feldspato potássico (Felds K).	46
Figura 23: Perfil esquemático do furo de sondagem do Alvo Barão Novo - BAR2 04 mostrando as principais deformações, rocha hospedeira granítica, rochas intrusivas e alterações hidrotermais do sistema.....	47
Figura 24: Características da alteração hidrotermal no Alvo Barão Novo. Secções delgadas sob luz transmitida com polarizadores cruzados. A) BAR2 01 (113,8) - Contato entre domínio de alteração ferro-cálcica (actinolita – Act) com biotita (Bt) com domínio de escapolitização (Scp); B) BAR2 01 (178,5) - Albite (Ab) intersticial aos cristais de actinolita (Act) e magnetita (Mt); C) BAR 01 (108,9) - Titanita (Tit) em meio a alteração sódica (albite – Ab); D) BAR2 04 (150,9) - Gabro hidrotermalizado com plagioclásio (Pl) substituído por clorita (Chl) e piroxênio por anfibólito (Anf); E) BAR2 01 (58,9) - Banda de albite (Ab) com estrutura rúptil de fraturamento do tipo dominó sendo substituída por feldspato potássico (Felds K), cristais de	

epidoto (Ep) e quartzo recristalizado (Qtz); F) BAR2 04 (278,4) - Front de alteração potássica (turmalina – Tur e feldspato potássico – Felds K) com resquícios de cristais de albita (Ab).	49
Figura 25: Características da mineralização do Alvo Barão Novo. Secções delgada-polidas sob luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e sob luz refletida (direita). A e B) BAR2 01 (203,3) - Calcopirita (Cp) associada a epidoto (Ep) e preenchendo fraturas em cristal de apatita hidrotermal (Ap); C e D) BAR2 01 (219,6) – Mineralização em brecha com calcopirita (Cp) e pirita (Py) associada a front de alteração potássica (Felds K) e epidotização + cloritização (Ep + Chl).	50
Figura 26: Características da alteração tardia do Alvo Barão Novo. Secções delgadas sob luz transmitida com polarizadores cruzados (A, B, C e F) e paralelos (E) e secção delgada-polida sob luz refletida (D). A) BAR2 01 (164,7) – Banda de chamosita (Chl) e epidoto (Ep) amoldada a cristal de albita (Ab) fortemente sericitizado (Ser) e entre ribbons de quartzo (Qtz); B) BAR2 04 (106,0) – Clorita (chl) intersticial aos cristais euhédricos de epidoto (Ep); C) BAR2 01 (293,7) - Brecha rúptil com veios de quartzo tardios (Qtz) e zoisita (Zoi); D) BAR2 04 (349,4) – Musketovita com hábito acicular em meio a ganga e com calcopirita intersticial (Cp); E) BAR2 01 (164,7) – Limonita (Lim) em fraturas cortando cristais de quartzo (Qtz) e porfiroclastos de plagioclásio substituído por feldspato potássico (Felds K); F) BAR2 01 (108,9) – Alteração sódica com albita hidrotermal com extinção em leque (Ab) substituída por calcita (Cc).....	51
Figura 27: Interpretações das alterações hidrotermais de cada depósito associadas à sua mineralogia e deformação (Ab – albita, Act – actinolita, All – allanita, Ap – apatita, Bt – biotita, Cc – calcita, Cp – calcopirita, Chl – clorita, Ep – epidoto, Felds K – feldspato potássico, ill – illmenita, Lim – limonita, Mt – magnetita, Mkt – musketovita, Py – pirita, Qtz – quartzo, Rut – rutilo, Scp – escapolita, Ser – sericita, Sie – siegenita, Tit – titanita e Turm – turmalina).....	53
Figura 28: Fotomicrografias sob luz transmitida com polarizadores cruzados de feições de deformação dúctil - A e B) Escapolitização com duas variações texturais, uma fibrosa com lamelas de deformação e cortada por faixas de subgrão (Scp I) e outra recristalizada (Scp II); C e D) Rochas afetadas por forte milonitização (I) com porfiroclastos de plagioclásio substituídos por albita (II). D) Modificado de Monteiro et al., 2008.	54
Figura 29: Fotomicrografias sob luz transmitida com polarizadores cruzados (A e B) e paralelos (C e D) de feições de deformação rúptil – A) Brecha associada a epidoto (Ep) e clorita (Chl) com cristais de feldspato potássico (Felds K) brechados; B) Brecha associada a epidoto (Ep) mineralizada (Cp + Mt) C e D) Veios preenchidos por clorita (Chl), quartzo (Qtz), epidoto (Ep) e calcita com cristais milimétricos. D) Modificado de Monteiro et al., 2008.	55
Figura 30: A, B e C) Mineralização com calcopirita (Cp) e pirita (Py) associada a epidoto (Ep), clorita (Chl) e feldspato potássico (Felds K) em amostra macroscópica (A), sob luz transmitida com nicóis paralelos (B) e sob luz refletida (C) do Alvo Barão Novo; D, E e F) Mineralização com calcopirita (Cp) associada a epidoto (Ep), com cristais de magnetita (Mt) e feldspato potássico (Felds K) em amostra macroscópica (D), sob luz transmitida com nicóis paralelos (E) e sob luz refletida (F) do Alvo Bacaba.....	56
Figura 31: A e B) Mineralização cuprífera do Alvo Barão Antigo representada por calcopirita (Cp) associada a sulfetos de níquel e cobalto (Mill e Sie), apatita (Ap) e quartzo (Qtz) em amostras macroscópica (A) e sob luz refletida (B); C e D) Mineralização de cobre do Corpo Sossego com calcopirita (Cp) associada a sulfetos de níquel e cobalto (siegenita), pirita, apatita (Ap), actinolita e magnetita em amostras macroscópica (C) e sob luz refletida (D); E e F) Mineralização cuprífera do Corpo Sequeirinho com calcopirita (Cpy) associada a minerais do grupo do epidoto (allanita com borda de clinozoisita), apatita (Ap), actinolita (Act) e	

magnetita (Mgt) em amostra macroscópica (E) e sob luz transmitida com nicóis cruzados (F). D e E) Modificado de Moreto et al. (2015); F) Modificado de Monteiro et al. (2008).....	57
Figura 32: BAR2 04 (349,40) - Inclusão fluída aquosa aprisionada em cristal de quartzo (Silicificação II) do Alvo Barão com três fases (cristal de halita, vapor e líquido), sugerindo condições de hipersalinidade.....	58
Figura 33: Distribuição dos principais depósitos do tipo IOCG e de óxidos de ferro hidrotermal com suas idades (cenozoicos e mesozoicos, paleozoicos, proterozoicos e arqueanos) e alterações hidrotermais divididas em um círculo compostas por três partes (sódica e cálcica – Na e Ca, potássica – K e mineralização – Cu, Au, Co, Ag e terras raras (REE)) definidas como predominantes (significant) e presentes (present) no depósito. Extraído de Wiliams et al. (2005).	61
Figura 34: Perfil esquemática do padrão de deformação e alterações hidrotermais presentes nos três depósitos abordados no presente estudo (Alvo Barão, Alvo Bacaba e Sossego) com base em diferentes condições de nível crustal. Modificado de Hitzman et al. (1992).	62
Tabela 1: Comportamento de depósitos do tipo IOCG sob diferentes condições de deformação	61

RESUMO

A mina de cobre Sossego localiza-se no Cinturão Sul do Cobre na Província Carajás. Essa mina é subdividida em dois conjuntos de corpos de minério principais: Sequeirinh Pista–Baiano e Sossego–Curral. Tais corpos, apesar de apresentarem associações de minerais de minério similares (calcopirita–pirita–siegenita), têm variações quanto aos tipos de alteração hidrotermal (e.g., alteração sódico-cálcica vs. potássica), níveis crustais de formação (e.g., intermediários vs. rasos), idades (ca. 2,7 Ga vs. ca. 1,88 Ga) e controles estruturais (dúcteis vs. rúpteis).

Nas proximidades da mina de Sossego existem diversos outros depósitos satélites no setor sul do Domínio Carajás. Dentre os depósitos satélites são conhecidos os depósitos Alvo Barão e Bacaba, também abordados no presente projeto.

O Alvo Barão, localizado a 7 km a sudeste do depósito de Sossego, é hospedado em granito do embasamento mesoarqueano e apresenta variações dos tipos e estilos de alteração hidrotermal e nos seus controles estruturais. As alterações hidrotermais são características tanto de nível crustal mais profundo como mais raso. Além disso, há forte relação entre a intensidade de deformação da rocha hospedeira com a proximidade da Zona de Cisalhamento Canaã. Nas suas proximidades, rochas fortemente foliadas a milonitizadas predominam, enquanto distalmente a hospedeira granítica apresenta textura ígnea, porfirítica a equigranular preservada.

O Alvo Bacaba, localizado 7 km a nordeste da mina de Sossego, apresenta rochas intrusivas félscica e maficas com intensa alteração hidrotermal que oblitera parcialmente a totalmente as texturas originais das rochas hospedeiras. A alteração hidrotermal mais marcante no Alvo Bacaba é a escapolitização associada a veios métricos de escapolita. Devido a isso é inferido que o Alvo Bacaba foi formado em uma porção mais distal em relação aos maiores corpos de minério presentes na Mina Sossego.

A partir da comparação entre os dados levantados para os três depósitos abordados, foi possível observar que nos litotipos proximais a zonas de cisalhamento predominam alterações hidrotermais mais iniciais (e.g., sódica, cálcica e férrica) desenvolvidas majoritariamente em condições dúcteis. A mineralização de cobre é composta por calcopirita–pirita–siegenita associadas a cristais de apatita, allanita e anfibólio hidrotermais.

Nas porções mais distais em relação às zonas de cisalhamento, predominam as alterações hidrotermais mais tardias do sistema hidrotermal (e.g., potássica, epidotização e cloritzação), espacialmente relacionadas com mineralização de cobre composta por calcopirita e pirita em corpos brechados formados em um ambiente majoritariamente rúptil.

ABSTRACT

The Sossego copper mine is located in the South Copper Belt in the Carajás Mineral Province. This mine is divided into two sets of major ore bodies: Sequeirinho–Pista–Baiano and Sossego–Curral. Such ore bodies have similar associations of ore minerals (chalcopyrite–pyrite–siegeneite), however show variations in their hydrothermal alterations (e.g., sodic-calcic vs. potassic alteration), crustal level of formation (e.g., intermediate vs. shallow), ages (ca. 2.7 Ga vs. ca. 1.88 Ga), and structural controls (ductile vs. brittle).

Besides the Sossego deposit, there are several other satellites deposits within the southern portion of the Carajás Domain. Among the satellite deposits are known Alvo Barão and Bacaba deposits, which are also approached in this project.

The Alvo Barão, located 7 km southeast of the Sossego deposit, is hosted in the Mesoarchean basement granite and presents variations of types and styles of hydrothermal alteration and structural controls. Hydrothermal alteration is characteristic of both deeper and shallow crustal levels. In addition, there is a strong relationship between the intensity of the host rock deformation and the proximity to the Canaã Shear Zone. Near to the shear zone predominate rocks strongly foliated to mylonitized, while distally the granitic host rock has a preserved igneous porphyritic to equigranular texture.

The Alvo Bacaba, located 7 km northeast of the Sossego mine, is hosted by intrusive felsic and mafic rocks with intense hydrothermal alteration obliterating partially to totally the original textures of the host rocks. The main hydrothermal alteration in the Alvo Bacaba is scapolite formation in replacement fronts and metrical veins. Due to this intense alteration, the Alvo Bacaba is inferred as formed in a more distal portion in relation to the largest ore bodies present in the Sossego Mine.

According to the comparison between the data collected for the three deposits, it was possible to observe that in lithotypes near to shear zones more initial hydrothermal alterations predominate (e.g., sodium, calcium and ferric) developed mostly under ductile conditions. Copper mineralization is composed of chalcopyrite-pyrite-siegeneite associated with hydrothermal crystals of apatite, allanite and amphibole.

Distally from the shear zones, later phases of hydrothermal alterations predominate in the hydrothermal system (e.g., potassic, epidote and chlorite), spatially related to copper mineralization composed of chalcopyrite and pyrite in breccia boddies formed mostly under a brittle deformation.

1- INTRODUÇÃO

Na porção sudeste do Cráton Amazônico se encontra a Província Carajás que apresenta a maior quantidade conhecida de depósitos de óxido de ferro–cobre–ouro (*iron oxide–copper–gold deposits* ou IOCG) a nível mundial, distribuídos ao longo ou próximo a zonas de cisalhamento regionais (Xavier et al., 2012). Na Província Carajás são reconhecidos os únicos depósitos IOCG de classe mundial com idade arqueana (Monteiro et al., 2014).

Os mais conhecidos e importantes depósitos do tipo IOCG dessa província são Salobo (1200 Mt) e Igarapé Bahia–Alemão (219 Mt) no setor norte; Sossego (245 Mt), Cristalino (500 Mt) e Alvo 118 (170 Mt) no setor sul, totalizando aproximadamente 2 bilhões de toneladas de minério de cobre e ouro (Xavier et al., 2012).

Os depósitos Alvo Barão e Bacaba localizam-se, assim como a mina do Sossego no *trend* de direção ENE–WSW que define o Cinturão Sul do Cobre, localizado próximo da zona de cisalhamento Canaã. Tais depósitos tem grande importância para o melhor entendimento do sistema hidrotermal que gerou os depósitos do tipo IOCG em Carajás.

Tanto a mina do Sossego, quanto os depósitos Alvo Barão e Bacaba, são hospedados por rochas ígneas. A mina do Sossego inclui dois conjuntos de corpos de minério: Sequeirinho–Baiano–Pista, hospedado pelo granito Sequeirinho, por gabros e rochas metavulcânicas félsicas, e Sossego–Curral, hospedado principalmente pelo granito granofírico Sossego. O depósito Bacaba é hospedado pelo metatonalito Bacaba, pelo granito Serra Dourada e por gabros, enquanto o Alvo Barão se encontra sobre o embasamento mesoarqueano, representado por unidades não individualizadas do Complexo Xingu, tais como corpos graníticos com texturas preservadas ou intensamente milonitizados.

A partir da caracterização dos litotipos, alterações hidrotermais e mineralizações de cobre dos depósitos Sossego, Alvo Bacaba e Alvo Barão foram definidos padrões de comportamento para o sistema hidrotermal responsável pela formação desses depósitos, sendo observada a extrema importância de zonas de cisalhamentos. Tais zonas influenciaram o tipo de deformação e, consequentemente, os tipos e estilos de alteração hidrotermal predominantes nas rochas hospedeiras, assim como possibilitaram a remobilização de elementos provenientes de outros litotipos próximos (e.g., níquel e cobalto de corpos maficos-ultramáficos em Carajás).

2- OBJETIVOS

Esse estudo objetivou a comparação das características das zonas de alteração hidrotermal e mineralizações dos depósitos Sossego, Alvo Bacaba e Alvo Barão visando a identificação de suas variações associadas a diferentes níveis crustais de acordo com o tipo de deformação predominante (e.g., dúctil a rúptil) e a importância destas variações para os depósitos do tipo IOCG da Província Carajás.

As metas do estudo incluíram:

- I. Caracterização petrográfica dos litotipos, alterações hidrotermais e mineralizações pertencentes aos depósitos Sossego, Alvo Bacaba e Alvo Barão
- II. Discussões e comparações entre os estilos de alteração hidrotermal, mineralização e características do fluido hidrotermal entre os três depósitos estudados, correlacionando com o tipo de deformação predominante para cada sistema (e.g., rúptil e dúctil).
- III. Comparação dos dados obtidos para os depósitos Sossego, Alvo Bacaba e Alvo Barão, assim como dados da literatura consultada, permitindo a definição de critérios para distinção e caracterização das zonas de alteração hidrotermal e mineralizações desenvolvidas em níveis crustais rasos e intermediários do sistema IOCG de Carajás.

3- MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Materiais

Foram descritas diferentes amostras disponibilizadas pela orientadora. Para o depósito de Sossego foram descritas 23 amostras de testemunhos das sondagens SOS 279 e 280 (Corpo Baiano) e 346 (Corpo Pista). Do Alvo Bacaba foram selecionadas amostras de duas sondagens que apresentaram maior variedade de litotipos e localização próxima, BACD 15 e 21, totalizando 34 amostras. Em relação ao Alvo Barão foi realizada descrição sistemática dos testemunhos das sondagens BARA 01, BAR2 04 e BAR2 01, totalizando 880,65 m, durante o trabalho de campo em Carajás.

Também foram analisadas 05 secções delgada-polidas de rocha presentes no acervo da orientadora para o Alvo Bacaba, assim como 21 secções delgadas e 07 secções delgada-polidas para o Alvo Barão confeccionadas a partir dos testemunhos descritos.

3.2 Métodos

3.2.1 Levantamento Bibliográfico

Para um maior entendimento do contexto geológico dos depósitos minerais abordados nesse estudo, um levantamento bibliográfico foi realizado desde o início do projeto. Tal levantamento incluiu desde o contexto geotectônico e geológico do Cráton Amazônico, da Província Carajás, do Domínio Carajás e, mais especificamente, o contexto geológico e evolução metalogenética dos depósitos Sossego e Alvo Bacaba.

3.2.2 Descrição macroscópica das amostras do corpo Sossego e Alvo Bacaba

Ao longo da primeira etapa do presente projeto foi realizada a descrição macroscópica de amostras referentes a testemunhos de sondagem dos depósitos Sossego e Alvo Bacaba a partir de uma seleção feita no acervo da orientadora.

3.2.3 Trabalho de Campo e descrição de amostras do Alvo Barão

Durante o período de 26 de junho e 03 de julho de 2018 foi realizado o trabalho de campo na região de Carajás, nas dependências do N5 da VALE S.A, que permitiu o acesso aos testemunhos de sondagem do Alvo Barão (BARA 01, BAR2 01 e BAR2 04). Este trabalho teve como objetivo a descrição detalhada e sistemática dos testemunhos de sondagem e escolha das amostras para análise petrográfica com ênfase na caracterização das evidências de alteração hidrotermal, mineralização cuprífera e seus controles estruturais.

3.2.4 Petrografia em luz transmitida e refletida

Foi realizada a caracterização petrográfica das amostras selecionadas para os depósitos Alvo Bacaba e Alvo Barão. Para o Alvo Bacaba foi feita uma descrição microscópica de 05 secções delgadas-polidas disponibilizadas pela orientadora.

Foram analisadas e descritas 21 secções delgadas e 07 secções delgadas-polidas do Alvo Barão representativas das variações observadas em campo para cada furo de sondagem buscando uma caracterização com maior nível de detalhe.

3.2.5 Microscopia Eletrônica de Varredura

A análise de microscopia eletrônica de varredura foi realizada no laboratório LAB MEV SHRIMP do IGC-USP com o uso de VPESM (*Viper Pressure Environmental Scanning Microscopy*) modelo Quanta 250 da marca FEI com detector de espectroscopia de energia dispersiva de raios-X (EDS) acoplado da marca Oxford, além de um detector de estado

sólido do tipo Si(Li) assim como detectores de elétrons secundários. Foram escolhidas 03 secções delgadas-polidas, buscando uma melhor caracterização da mineralização e minerais de minério do Alvo Barão, por meio de análises químicas semi-quantitativas calculada pelo método *standard-less*.

4- LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

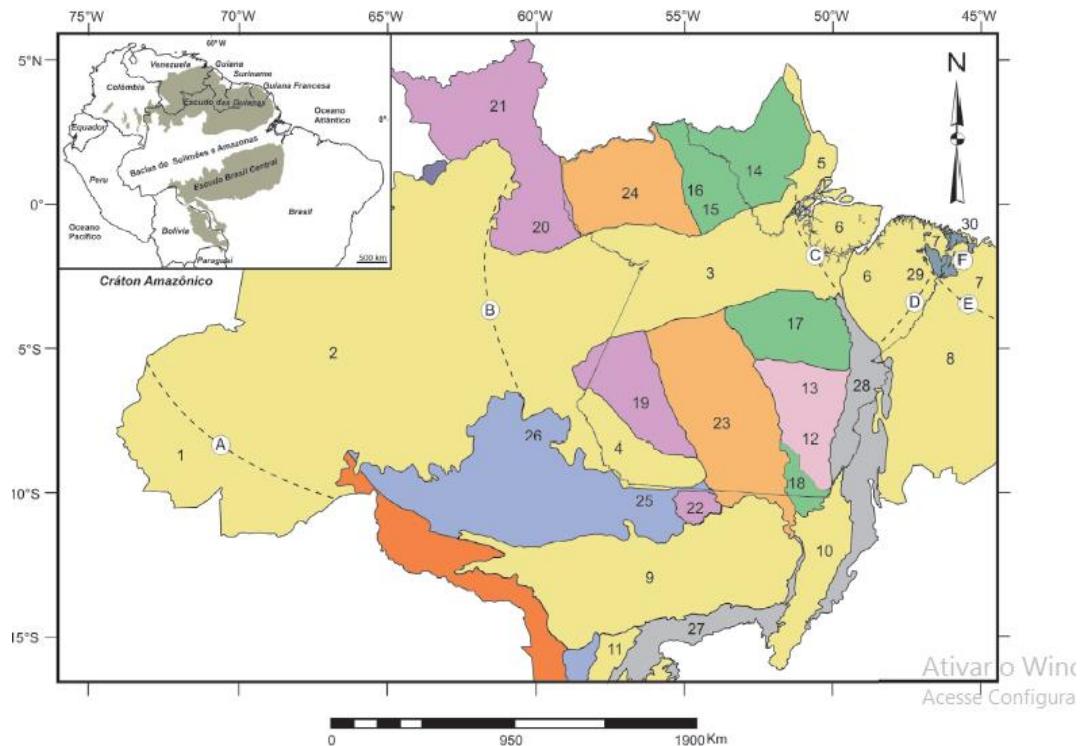
4.1 Contexto Geotectônico

4.1.1 Cráton Amazônico

Composto pelos escudos da Guiana e Brasil Central, que estão separados pelas bacias sedimentares Amazonas e Solimões, o Cráton Amazônico ocupa uma área de aproximadamente 4.500.000 km², sendo umas das principais unidades tectônicas da Plataforma Sul–Americana. É limitado a leste e sul pelas faixas orogênicas Paraguai–Araguaia e Tocantins, a norte pela Margem Atlântica e a oeste pela Cadeia Andina, sendo este limite em grande parte coberto por depósitos cenozoicos de bacias de antepaís (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

Existem divergências na literatura sobre sua subdivisão. Tassinari e Macambira (2004) propuseram uma divisão em seis províncias geotectônicas: Amazônia Central (2,5 Ga), Maroni-Itacaiunas (2,2 – 1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,8 Ga), Rio Negro–Juruena (1,8 – 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignacio (1,55 – 1,3 Ga) e Sunsás (1,3 – 1,0 Ga), que teriam sido amalgamadas devido às orogenias paleoproterozoicas. Por sua vez, Santos (2003) considerou uma compartimentação em sete províncias. Posteriormente, tal proposta foi novamente revista por Vasquez e Rosa-Costa (2008), como mostrado na figura 1. De acordo com a revisão desses autores, alguns limites das províncias foram modificados, mas a divisão em sete províncias foi mantida: Carajás (3,00 – 2,50 Ga), Transamazonas (2,26 – 1,99 Ga), Tapajós-Parima (2,03 – 1,86 Ga), Amazônia Central (1,9 – 1,86 Ga), Rondônia-Juruena (1,85 – 1,54 Ga), Rio Negro (1,82 – 1,52 Ga) e Sunsás (1,45 – 1,00 Ga).

Em suma, o Cráton Amazônico é interpretado como o resultado de uma sucessão de episódios de acresção crustal no Paleoproterozoico e Mesoproterozoico, tendo sido estabilizado tectonicamente por volta de 1,0 Ga (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).



Províncias Tectônicas

Tocantins

Bacias e Coberturas Fanerozoicas

Parnaíba

1 - Acre 5 - Foz do Amazonas 9 - Parécis
2 - Solimões 6 - Marajó 10 - Bananal
3 - Amazonas 7 - Bragança-Viseu / São Luís 11 - Pantanal
4 - Alto Tapajós 8 - Parnaíba / Alpercatas / Grajaú

Cráton Amazônico

Sunsás (1450 - 1000 Ma)

Arcos

Rio Negro (1820 - 1520 Ma)

A - Iquitos E - Ferrer-Urbano Santos
B - Purus F - Gurupi

Rondônia- Juruena (1850 -1540 Ma)

C - Gurupá
D - Capim (Tocantins)

Amazônia Central (1900-1860 Ma)

Domínios Pré-Cambrianos

12 - Rio Maria	22 - Alta Floresta
13 - Carajás	23 - Iriri-Xingu
14 - Bloco Amapá	24 - Erepecuru-Trombetas
15 - Carecuru	25 - Juruena
16 - Paru	26 - Roosevelt-Aricuanã
17 - Bacajá	27 - Cinturão Paraguai
18 - Santana do Araguaia	28 - Cinturão Araguaia
19 - Tapajós	29 - Cinturão Gurupi
20 - Uaimiri	30 - Fragmento Cratônico São Luís
21 - Parima	

Tapajós-Parima (2030 - 1860 Ma)

Transamazonas (2260 - 1990 Ma)

Carajás (3000 - 2500 Ma)

Figura 1: Províncias tectônicas do norte do Brasil extraído de Vasquez e Rosa Costa (2008).

4.1.2 Província Carajás

A Província Carajás, formada e estabilizada no Arqueano (Tassinari e Macambira, 2004), apresenta as sequências mais antigas e preservadas do Cráton Amazônico, localizadas na sua porção sudeste. É dividida em dois domínios, Rio Maria e Carajás. O limite entre estes domínios foi baseado em anomalias magnetométricas de direção E-W e não em contatos geológicos (Santos, 2003).

O Domínio Rio Maria, localizado na porção sul da província, é constituído por greenstone belts mesoarqueanos e associações de tonalitos–trondhjemíticos–granodioritos

(TTG). Por sua vez, o Domínio Carajás é constituído por sequências metavulcano-sedimentares neoarqueanas e granitoides (Vasquez e Rosa-Costa, 2008). Os depósitos cupro-auríferos reconhecidos na província localizam-se majoritariamente no Domínio Carajás.

4.2 Contexto Geológico Regional

4.2.1 Domínio Carajás

O Domínio Carajás (Figura 2) ocorre na porção norte da Província Carajás e apresenta estruturação predominante de direção E–W e WNW–ESE (Vasquez e Rosa-Costa, 2008). É limitado a norte pelo Domínio Bacajá, a sul pelo Domínio Rio Maria e a leste pelo Cinturão Araguaia, neoproterozoico (Xavier et al., 2012).

Esse domínio é caracterizado por embasamento mesoarqueano composto por associações de médio a alto grau e por sequências metavulcano-sedimentares neoarqueanas associadas a complexos máfico-ultramáficos e granitos (Vasquez e Rosa-Costa, 2008). Seu embasamento mesoarqueano é constituído pelos complexos Xingu (gnaisses tonalíticos a trondjemíticos e migmatitos) e Pium (ortogranulitos máficos a félsicos). As sequências metavulcano-sedimentares são representadas pelo Grupo Rio Novo (anfibolitos, xistos, metagrauvacas, rochas metavulcânicas toleíticas e gabros) e pelo Supergrupo Itacaiúnas, que são parcialmente cobertos pela Formação Águas Claras, metassedimentar (Monteiro et al., 2014).

O Supergrupo Itacaiúnas é subdividido em quatro grupos, de acordo com DOCEGEO (1988): Igarapé Salobo (paragnaisses, anfibolitos, meta-arcóseos e formações ferríferas), Igarapé Pojuca (rochas metavulcânicas básicas, xistos pelíticos, anfibolitos e formações ferríferas metamorfisadas em fácies xisto verde a anfibolito), Grão Pará (derrames basálticos intercalados a jaspilitos, riolitos, rochas vulcanoclásticas e diques de gabros subordinados) e Igarapé Bahia (rochas metavulcânicas, metapiroclásticas e formações ferríferas), que é aflorante em uma janela estrutural dentro da Formação Águas Claras.

Os complexos máfico–ultramáficos associados às sequências metavulcano-sedimentares se destacam pelas ocorrências de níquel e platinoides. Correspondem ao Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga e à Suíte Intrusiva Cateté (Monteiro et al., 2014).

Por fim, o magmatismo granítico que intrude as sequências metavulcano-sedimentares é representado por: (i) granitos alcalinos neoarqueanos (ca. 2,74 Ga), tais como Plaquê, Planalto, Estrela, Igarapé Gelado e Serra do Rabo (Huhn et al., 1999b, Avelar et al., 1999, Barbosa., 2004, Sardinha et al., 2006, Barros et al., 2009, Feio et al., 2012); (ii) granitos peralcalinos a meta-aluminosos com idades de ca. 2,57 Ga, tais como Old Salobo e Itacaiúnas (Machado et al., 1991, Souza et al., 1996); e (iii) granitos alcalinos a sub-alcalinos

do tipo A de ca. 1,88 Ga, tais como Central de Carajás, Salobo Jovem, Cigano, Pojuca, Breves e Rio Branco (Machado et al., 1991, Dall'Agnoll et al., 1994, Tallarico, 2003).

As principais unidades geológicas do Domínio Carajás podem ser observadas na figura 2, que mostra em destaque a localização da Mina Sossego, próxima dos depósitos Bacaba e Alvo Barão.

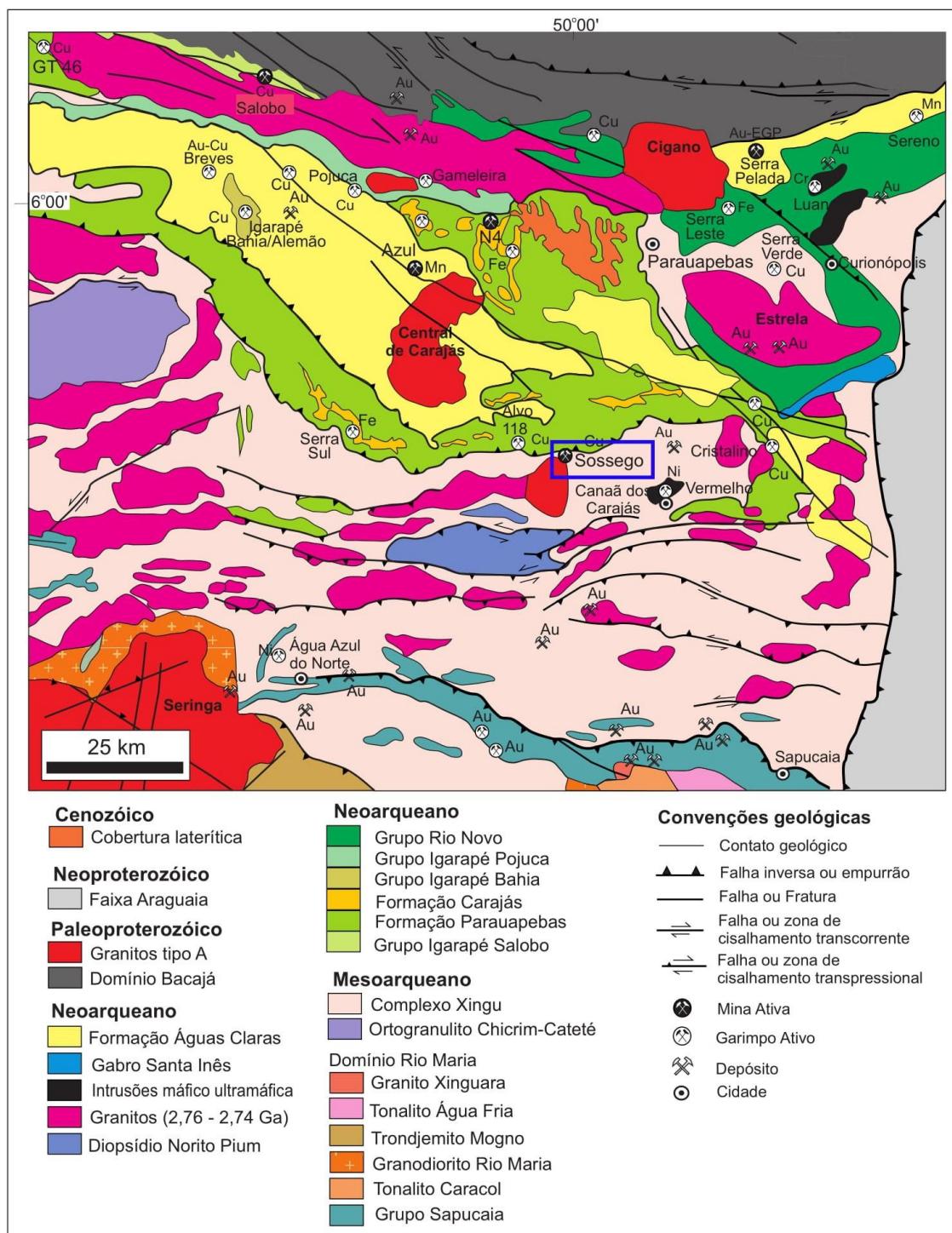


Figura 2: Porção leste do Domínio Carajás limitado a norte pelo Domínio Bacajá e a sul pelo Domínio Rio Maria, em destaque azul localização da mina de Sossego (modificado de Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

4.3 Contexto Geológico Local

4.3.1 Depósito Sossego

O depósito Sossego ocorre no limite sul da Bacia de Carajás, na área denominada como Cinturão Sul do Cobre (Moreto et al., 2015), que apresenta vários depósitos cupríferos ao longo de um *trend* com direção aproximada ENE–WSW com mais de 60 km de extensão. O depósito Sossego possui diversos corpos de minério, que incluem, de oeste para leste: Pista, Sequeirinho, Baiano, Curral e Sossego (Moreto et al., 2015). Estes são agrupados em dois conjuntos principais, Sequeirinho–Baiano–Pista, que correspondem a 85% dos recursos do depósito, e Sossego–Curral, que representam 15% desses (Monteiro et al., 2014).

Enquanto os corpos Sequeirinho–Baiano–Pista são hospedados pelo granito Sequeirinho, metavulcânicas ácidas com lentes de rochas metaultramáficas e intrusões de gabronoritos, os corpos Sossego–Curral tem o granito Granofírico Sossego e o granito Curral como hospedeiras principais (Monteiro et al., 2014; Figura 3).

O depósito Sossego tem seus corpos separados por uma falha de alto ângulo (Moreto et al., 2015). Segundo Moreto et al. (2015), a mineralização cupro-aurífera do corpo Sequeirinho tem idade neoarqueana (ca. 2,71 – 2,68 Ga), enquanto a do corpo Sossego é paleoproterozoico (ca. 1,88 Ga). Tais corpos também apresentam distintas características de alteração hidrotermal, nível crustal e fluidos hidrotermais.

O corpo Sequeirinho registra alterações hidrotermais desenvolvidas sob regime dúctil-rúptil em um nível crustal intermediário. A alteração hidrotermal inicial foi sódica, caracterizada pela associação albita–(hematita), posteriormente sódico-cálcica, resultando em rochas ricas em albita–actinolita e corpos maciços de magnetita–(apatita) e, mais restritamente, potássica, definida por zonas compostas por biotita e feldspato potássico (Monteiro et al., 2008). A temperatura do fluido hidrotermal inicial foi elevada (550 °C), e suas características isotópicas são compatíveis com fontes magmáticas ou formacionais/metamórficas (Monteiro et al., 2014).

Por sua vez, no corpo Sossego os padrões de alterações hidrotermais são típicos de nível crustal mais raso, apresentando alteração sódico-cálcica (albita–actinolita) pouco desenvolvida, sobrepostas pela alteração potássica e formação de corpos brechados. Lateralmente é observada alteração clorítica em fraturas e, mais distalmente, hidrolítica (Monteiro et al., 2008). O fluido hidrotermal alcançou uma temperatura mais baixa (400 °C), quando comparado ao corpo Sequeirinho (Monteiro et al., 2014).

Em ambos os corpos, a mineralização ocorre em brechas hidrotermais caracterizadas pela associação de calcopirita e pirita, sendo a mineralização associada a um estágio tardio desenvolvido em temperaturas inferiores a 300 °C, possivelmente

associadas com a mistura dos fluidos metalíferos, mais quentes, com fluidos meteóricos, o que teria favorecido a precipitação dos metais (Monteiro et al., 2008).

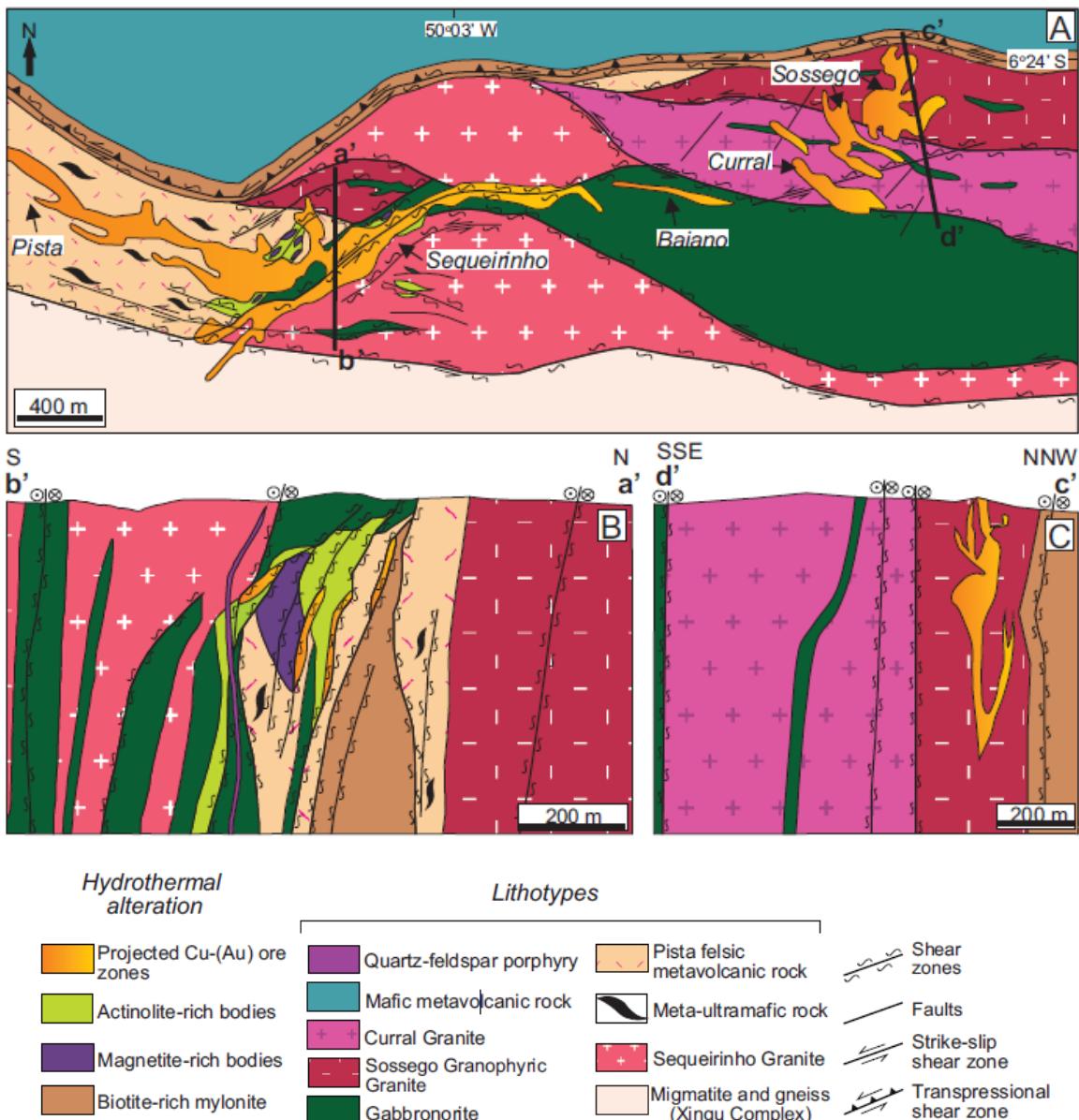


Figura 3: Mapa geológico (A) e perfis geológicos dos corpos Sequeirinho-Baiana-Pista (B) e Sossego-Curral (C), extraído de Moreto et al. (2015).

4.3.2 Bacaba

O depósito Bacaba representa um dos vários depósitos satélites do sistema hidrotermal de Sossego (Augusto et al., 2008). Encontra-se localizado a 7 km a nordeste do depósito de Sossego, como pode ser observado na figura 4. Suas rochas hospedeiras são predominantemente intrusivas félsicas e máficas (granito Serra Dourada e gabro; Augusto et al., 2008). Podem também ser reconhecidos diques de rocha intrusiva ácida (riolitos) e tonalito (Tonalito Bacaba) com textura grossa e coloração cinza (Augusto, 2007).

Intensa alteração hidrotermal pode ser observada nas rochas hospedeiras do Alvo Bacaba (Figura 5), incluindo extensas zonas de escapolitização, características deste depósito, alteração potássica, formação de magnetita e sulfetos de cobre e, por fim, cloritização e sericitização. O contato entre as rochas hospedeiras pode ser tectônico ou marcado por intensa alteração hidrotermal associada ao cisalhamento (Augusto, 2007).

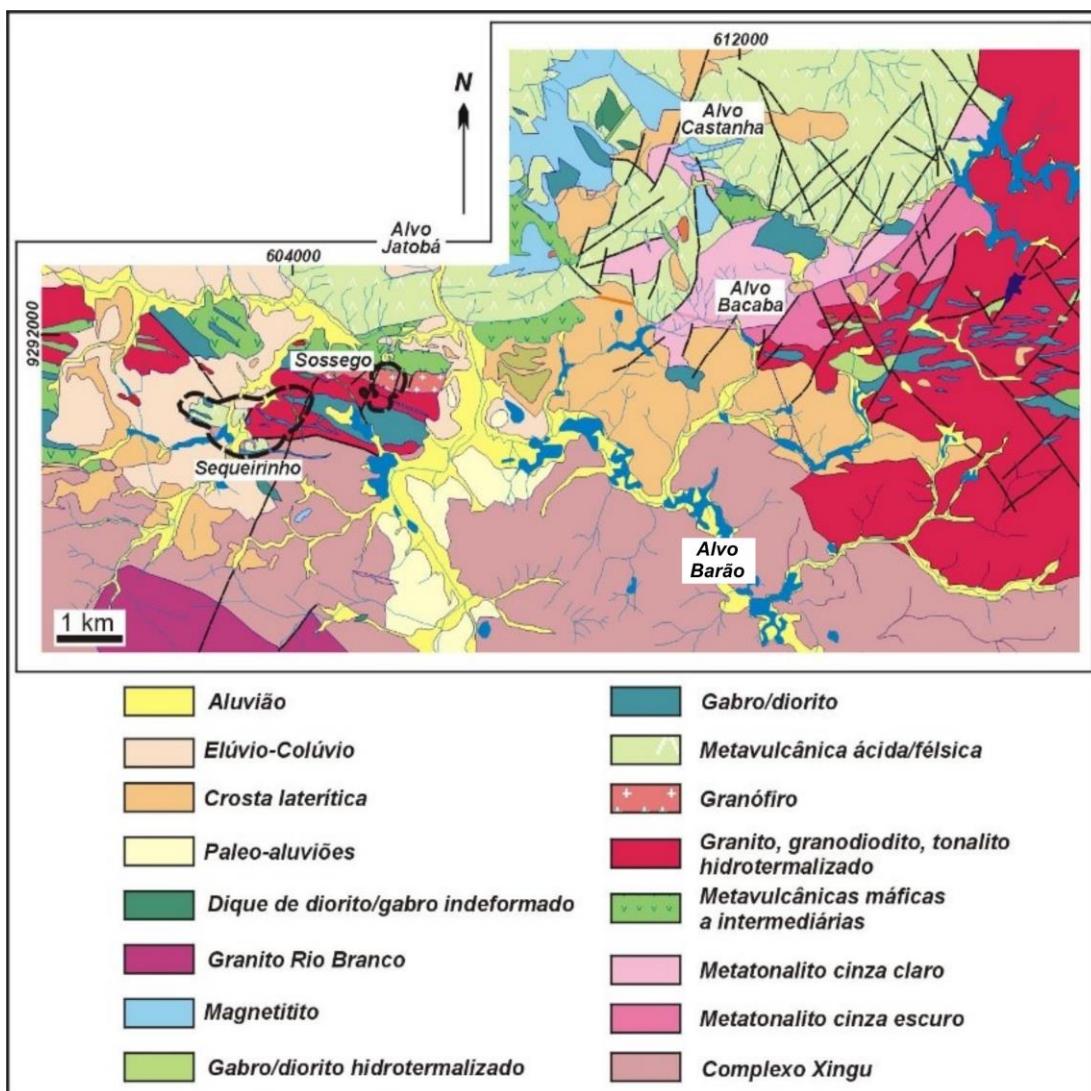


Figura 4: Mapa esquemático do depósito Sossego e satélites incluindo localização dos alvos Bacaba e Barão, modificado de Augusto (2007).

As alterações hidrotermais obliteraram quase totalmente as texturas das rochas hospedeiras. A alteração potássica ocorre mais proximal aos corpos de minério e a escapolitização mais distalmente. As zonas hidrotermais são controladas pelo desenvolvimento das zonas de cisalhamento rúptil-dúctil e pela geometria dos corpos de gabro (Augusto et al., 2008).

Segundo Augusto et al. (2008), o granito hospedeiro quando mais preservado apresenta uma coloração cinza a rósea com textura fanerítica média a grossa, localmente inequigranular a porfirítica. Quando hidrotermalizado apresenta ora uma coloração vermelha intensa (alteração potássica) ou esverdeada (escapolitização). Contudo, mesmo nas

amostras hidrotermalizadas podem ser identificadas relíquias de minerais ígneos, tais como quartzo com extinção ondulante, microclínio, pertita e biotita.

Por sua vez, o gабro, quando mais preservado, apresenta coloração verde escura e textura fanerítica média. Como relíquias ígneas ocorrem ripas de plagioclásio de textura ofítica a subofítica associadas a piroxênio, comumente parcialmente substituído por anfibólito, além de cristais de ilmenita, com titanita, rutilo e magnetita associados (Augusto et al., 2008).

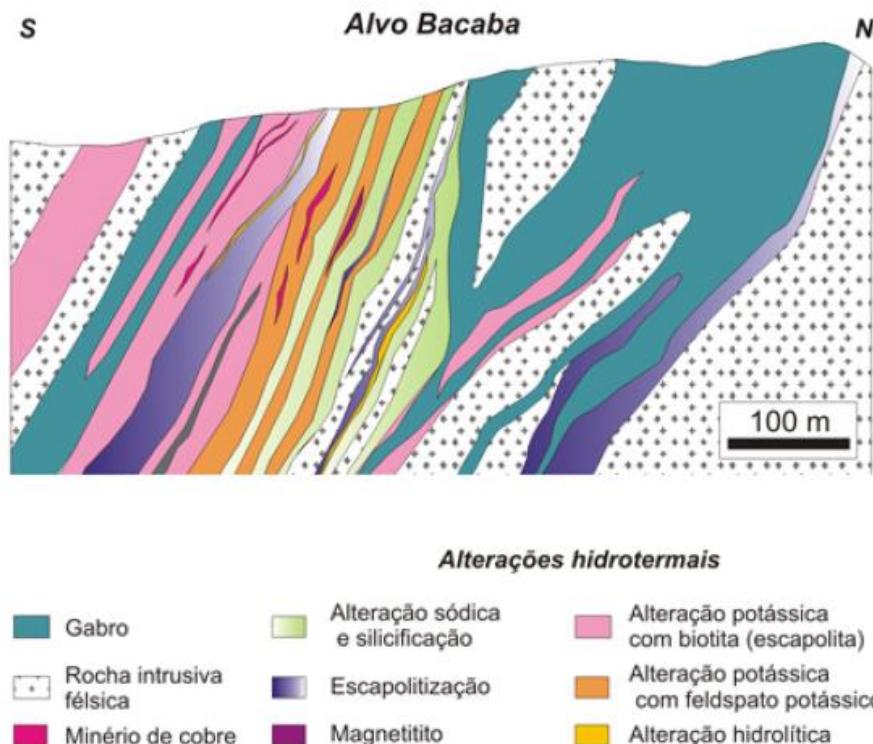


Figura 5: Perfil do Alvo Bacaba mostrando suas rochas hospedeiras e alterações hidrotermais, elaborado pela VALE e extraído de Augusto et al (2008).

5- RESULTADOS OBTIDOS

5.1 Caracterização de litotipos, alterações hidrotermais e mineralizações

5.1.1 Depósito Sossego

Em relação ao depósito Sossego foram analisadas amostras referentes ao conjunto de corpos de minério Sequeirinho–Baiano–Pista. Os testemunhos caracterizados são provenientes das sondagens 279 e 280, pertencentes ao Corpo Baiano, hospedado principalmente por gабro (Figura 6A), e 346, pertencente ao corpo Pista, hospedado por metadacito.

Alteração sódica

Alteração sódica inicial é representada principalmente pela formação de albite disseminada e presente em veios centimétricos com tons esbranquiçados a róseos (Figura

6D). Mais raramente pode ocorrer associada à escapolita. Nos gabros do corpo Baiano ocorre substituição do plagioclásio por albita rósea evidente (Figura 6B), enquanto em algumas amostras do corpo Pista foi possível identificar albita hidrotermal orientada ao longo da foliação penetrativa desenvolvida em regime dúctil.

Muitas vezes é possível observar substituição pontual da albita por feldspato potássico de tom vermelho intenso, contudo a substituição mais comum desse mineral é por epidoto, calcita e/ou clorita.

Alteração sódica-cálcica

Alteração sódico-cálcica, melhor observada no corpo Pista, é caracterizada pela ocorrência de albita associada a actinolita. É comum a presença de magnetita próximo às zonas com actinolita. Comumente, os corpos de actinolita e albita são cortados por vênulas e veios compostos por quartzo (silicificação) ou calcita.

Alteração potássica

Alteração potássica com feldspato potássico foi observada localmente em poucas amostras sobrepondo-se à alteração sódica principalmente pela substituição da albita. Comumente é sobreposta por epidotização associada à mineralização e formação de calcopirita. Seu reconhecimento é fácil por conferir tom vermelho intenso às rochas alteradas.

Formação de óxidos de ferro

Magnetita de tom cinza bem escuro constitui corpos de magnetita maciça (magnetitos) que ocorrem associados principalmente a bolsões de actinolita observados no corpo Pista (Figura 6E), assim como a epidoto, clorita e/ou calcita. No corpo Baiano, foi observada que nas amostras ricas em magnetita havia forte associação com as fases de alteração sódica. Comumente, as rochas ricas em magnetita são cortadas por veios de calcita e epidoto.

Epidotização e Cloritização

Epidotização e cloritização ocorrem sempre sobrepostas a todas as alterações citadas anteriormente, sendo tardias em relação a estas. Ocorrem associada a fraturas e brechas características de um regime mais rúptil cortando as estruturas anteriores.

Nas amostras do corpo Pista, a associação hidrotermal principal era composta por clorita de tom cinza escuro e epidoto de tom esverdeado e, mais raramente, calcita (Figura 6F). Por sua vez, o corpo Baiano apresentou forte substituição da albita em veios por calcita e da albita presente na matriz da rocha por epidoto disseminado (Figura 6B e 6C).

Mineralização cuprífera

A mineralização de cobre ocorre em diferentes situações. No corpo Pista foi observado que em rocha brechada, com predomínio de alteração sódico-cálcica composta por albita e actinolita, ocorre mineralização pouco expressiva com calcopirita disseminada seguindo uma foliação. Outra situação também observada no corpo Pista é a ocorrência de zonas mineralizadas com calcopirita associada a veios de calcita que ocorrem brechando a clorita (Figura 6F). No corpo Baiano foi observada mineralização de cobre pouco expressiva nos corpos ricos em magnetita, associada ao epidoto que substituía a albita pervasivamente (Figura 6C).

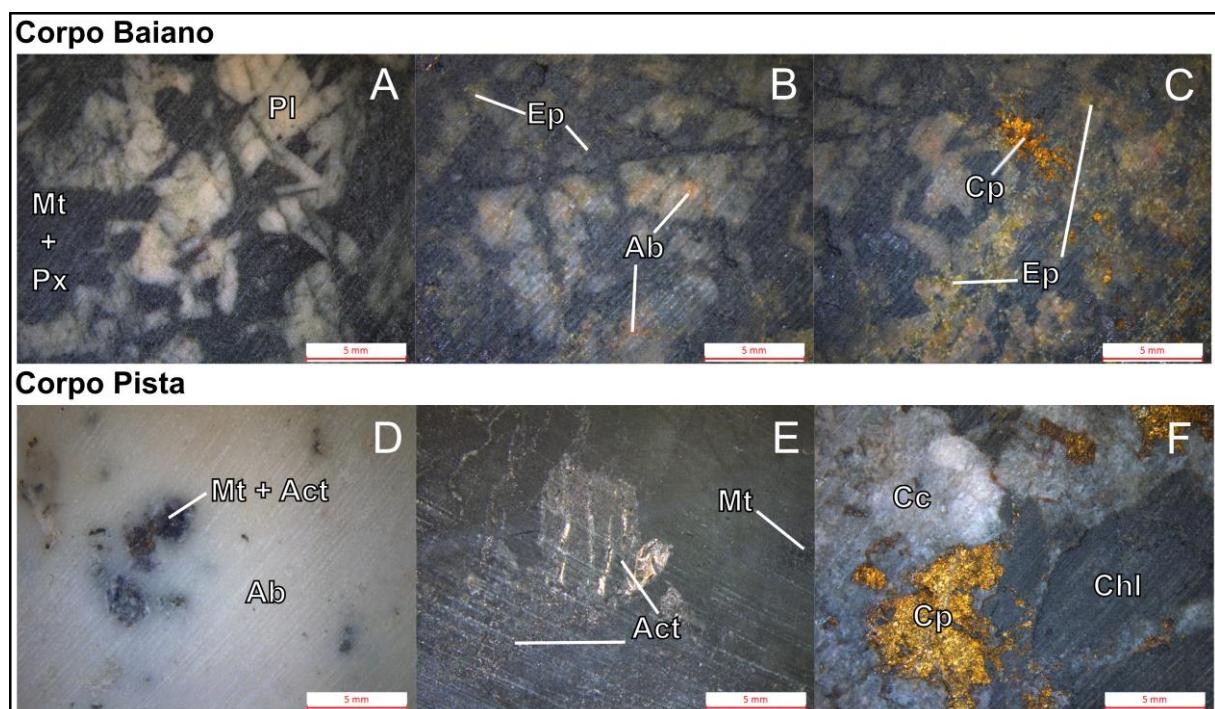


Figura 6: **A)** SOS 279 (154,08) - Gabbro com textura ofítica a subofítica com plagioclásio (Pl), piroxênio (Px) e magnetita (Mt); **B)** SOS 280 (488,67) - Substituição do plagioclásio por albita (Ab) e epidoto (Ep); **C)** SOS 280 (488,67) - Mineralização com calcopirita (Cp) associada a epidotização; **D)** SOS 346 (123,8) - Veio de albita (Ab) com magnetita (Mt) e actinolita (Act) pontuais; **E)** SOS 346 (235,69) - Magnetita (Mt) associada a bolsões de actinolita (Act); **F)** SOS 346 (226,32) - Veio de calcita (Cc) mineralizado com calcopirita (Cp) brechando a clorita (Chl).

5.1.2 Alvo Bacaba

Para caracterização das alterações hidrotermais do Alvo Bacaba foram analisados dois furos: BACD 15 e BACD 21 (Figura 7). Foram observados dois tipos de rochas hospedeiras, gabbro, com textura fanerítica equigranular fina e coloração cinza escura, e granito, com textura fanerítica equigranular média a grossa e coloração cinza a rósea. As alterações hidrotermais nesses litotipos ocorreram de forma intensa em sua maioria, como caracterizado a seguir.

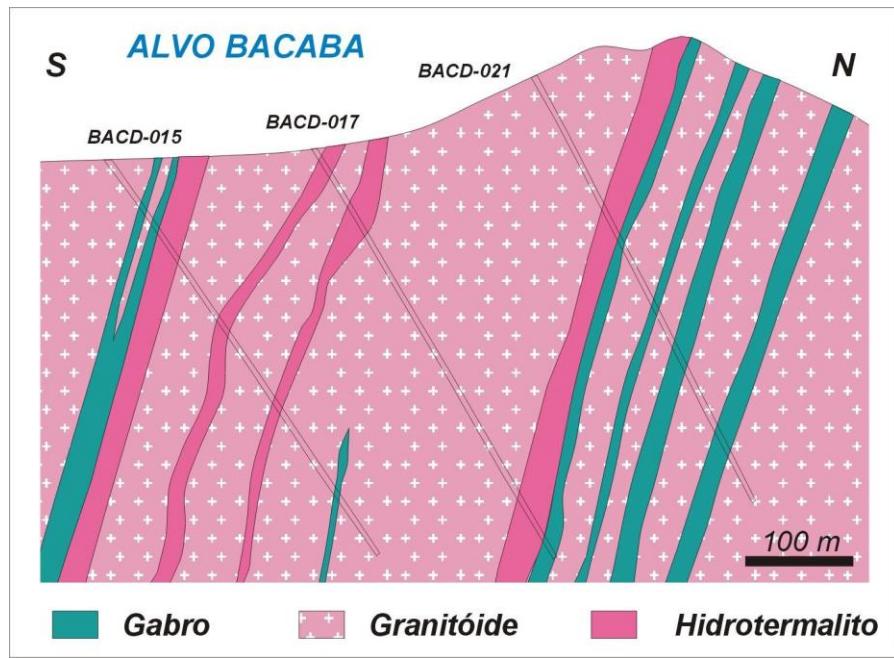


Figura 7: Perfil do Alvo Bacaba com os furos escolhidos (BACD 15 e 21), extraído de Augusto (2007).

Alteração sódica

Escapolitização

A escapolitização representa o tipo de alteração hidrotermal mais marcante tanto no granito quanto no gabbro. Ocorre localizadamente até constituir *fronts* de alteração e veios centimétricos (Figura 8A). Nas zonas de alteração pervasivas, a formação de escapolita pode obliterar totalmente as feições da rocha hospedeira. Nessas zonas, a escapolita apresenta coloração esbranquiçada e uma textura fibrosa.

Ao microscópio, a escapolita pode ser identificada por ocorrer alongada, com textura fibrosa e birrefringência baixa, em tons de cinza, quando mais rica em sódio e mais alta, em tons amarelo-alaranjado, quando mais rica em cálcio (Figura 9A). Comumente, a escapolita apresenta-se fortemente deformada com extinção ondulante, bandas de deformação, extinção em lamelas com uma direção preferencial, subgrãos formados por *bulging*, além de ocorrer cortada por fraturas geradas em um regime mais rúptil (Figura 9F).

Albitização

Albitização é mais presente na rocha hospedeira granítica. É caracterizada pela formação de albita com tom rosado a esbranquiçado (Figuras 8C e 8D). Ao microscópio é possível observar duas gerações da albita, uma anterior à alteração potássica onde encontramos resquícios de cristais de albita hidrotermal em meio a cristais de feldspato potássico (Figuras 9B), e uma posterior à alteração potássica. Essa última ocorre como bordas de albita hidrotermal no feldspato potássico hidrotermal (Figura 9C). Além disso, os cristais de albita ocorrem muitas vezes substituídos por clorita, epidoto, carbonato ou sericita.

Alteração potássica

Alteração potássica ocorre nos dois litotipos hospedeiros e confere coloração vermelha intensa às rochas. No granito representa alteração localizada até pervasiva, caracterizada pela substituição do plagioclásio ígneo ou albita hidrotermal por feldspato potássico e biotita hidrotermais (Figura 8B), podendo estar associados a formação de cristais de turmalina (Figura 9D). Em alguns casos oblitera totalmente as feições da rocha hospedeira sendo controlada pelo desenvolvimento da foliação milonítica. No gabbro essa alteração ocorre localmente ou em fraturas.

Formação de óxidos de ferro

A formação de magnetita foi observada mais fortemente no gabbro, estando associada muitas vezes com a escapolitização. Magnetita ocorre disseminada e até em zonas de alteração pervasiva, nas quais substitui totalmente a rocha hospedeira, formando corpos de magnetititos.

Epidotização + Cloritização - (Carbonatos)

A formação de epidoto e clorita representa um estágio posterior de alteração hidrotermal, que se sobrepõe às alterações anteriores a esta, sódica e potássica. As rochas alteradas apresentam uma coloração esverdeada quando rica em epidoto e esverdeada mais escura quando rica em clorita. Esses minerais ocorrem pervasivamente ou preenchendo fraturas e vênulas desenvolvidas em um regime mais rúptil, que cortam as estruturas anteriores (Figura 8C).

Ao microscópio se observa clorita com pleocroísmo verde claro e birrefringência anômala em tons de azuis substituindo a biotita hidrotermal, além disso pode ocorrer associada a carbonato (Figura 9E). Temos também alguns cristais de epidoto com zoneamento, definido por bordas compostas por outros minerais do grupo do epidoto (allanita ou clinozoisita).

Mineralização cuprífera

No gabbro foi identificada calcopirita em porções da rocha nas quais a escapolitização foi menos intensa, ocorrendo pontualmente ou seguindo a foliação milonítica (Figura 8E). No granito, calcopirita e pirita ocorrem associadas à alteração potássica e epidotização (Figuras 8D e 8F). Em ambos os casos os sulfetos são predominantemente orientados segundo a foliação milonítica. Ao microscópio também foi possível observar ocorrência de calcopirita (Figuras 9G e 9H) intersticialmente ou brechando as estruturas das alterações anteriores (sódica, potássica e óxidos de ferro). Calcopirita também ocorre em cristais muito finos envoltos por limonita em fraturas.

Sericitização

A sericitização ocorre posteriormente a todas as alterações definidas anteriormente, sendo tardia no sistema. Tanto sericita, mais fina, quanto muscovita, mais grossa, foram observadas. Sericita ocorre de duas maneiras, em fraturas que cortam todas os minerais formados em estágios de alteração anteriores (Figuras 9F) ou substituindo fortemente o feldspato potássico. Estes dois padrões de alteração podem vir a ocorrer simultaneamente na mesma amostra.

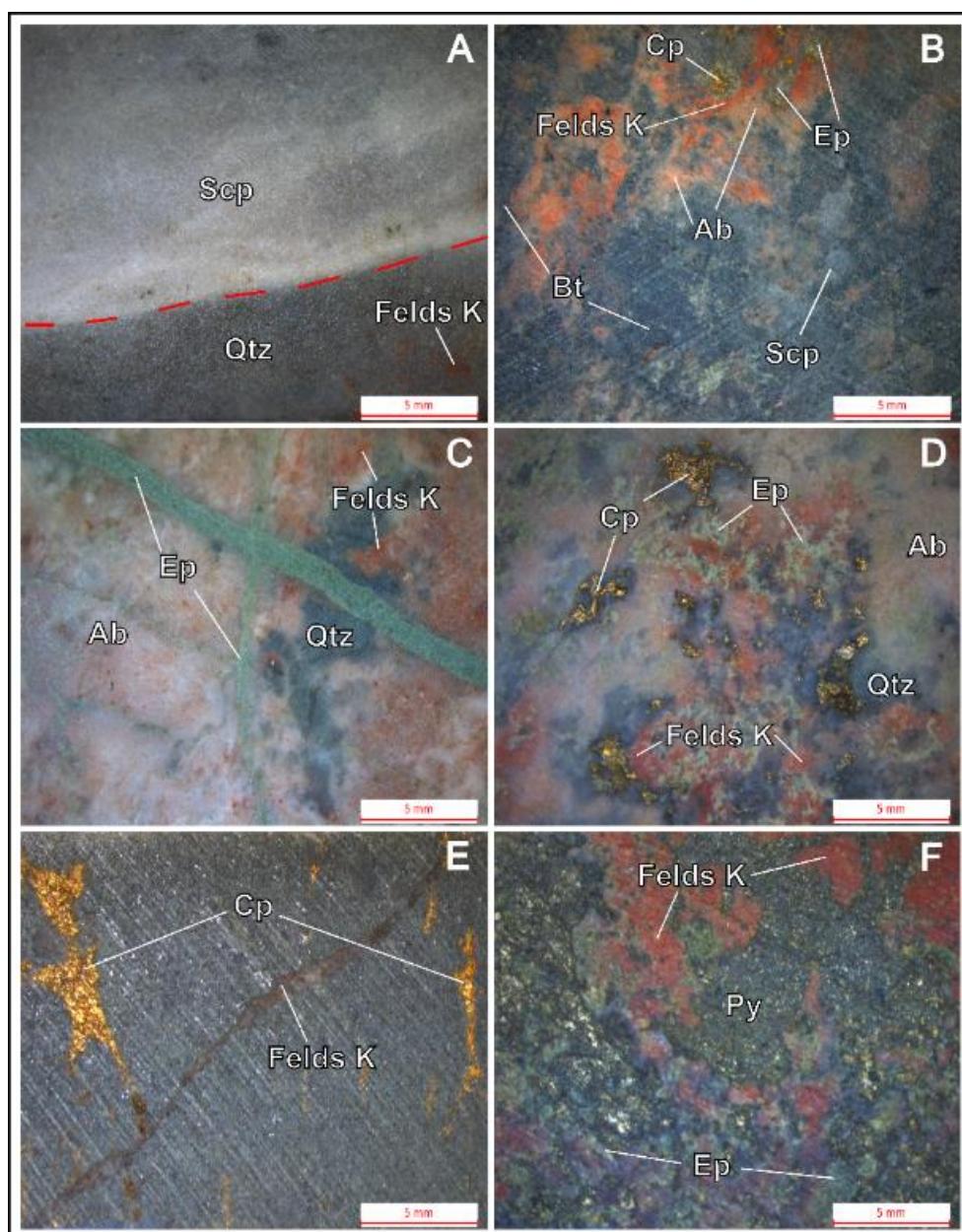


Figura 8: **A)** BACD 21 (324,15) - Front de escapolitização (Scp) com alteração potássica pontual (Felds K) em rocha silicificada (Qtz); **B)** BACD 15 (188,35) - Granito com alteração sódica (escapolita – Scp e albita – Ab) substituída por alteração potássica (biotita - Bt e feldspato potássico - Felds K) e epidotização (Ep) associada à mineralização com calcopirita (Cp); **C)** BACD 21 (82,55) – Granito silicificado (Qtz) com alteração sódica (albita – Ab) substituída por alteração potássica (Felds K) e cortada por fraturas preenchidas por epidoto (Ep); **D)** BACD 15 (324,15) – Granito silicificado (Qtz) com alteração sódica (albita – Ab) substituída por alteração potássica (Felds K) e epidotização (Ep) associada a mineralização com calcopirita (Cp); **E)** BACD 15 (70,00) - Gabro hidrotermalizado com calcopirita (Cp) seguindo a foliação e cortado por fratura preenchida por feldspato potássico (Felds K); **F)** BACD 21 (132,3) – Alteração potássica (Felds K) substituída por epidoto (Ep) associado à mineralização com pirita (Py).

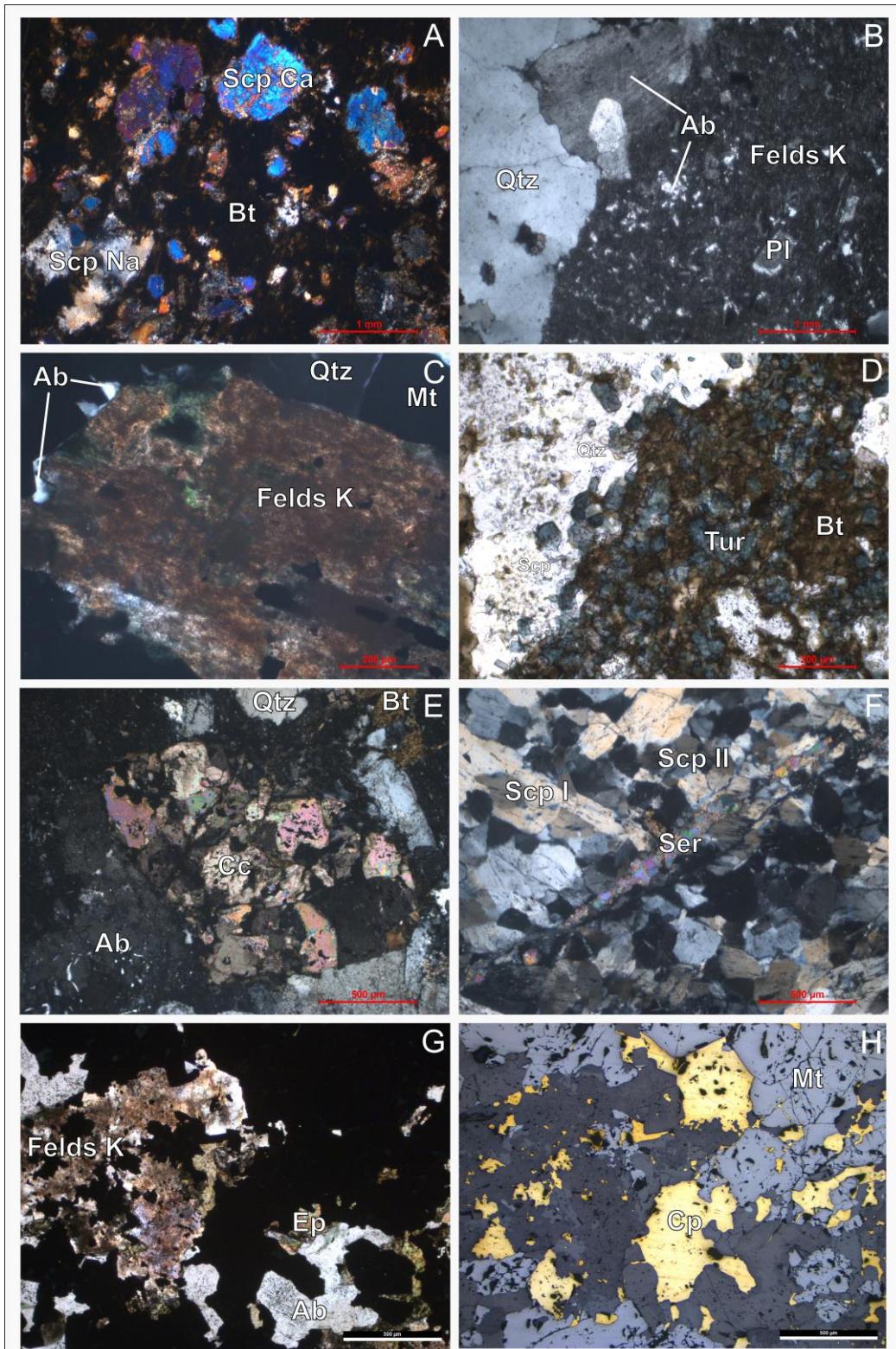


Figura 9: Secções delgada-polidas de amostras de testemunhos de sondagem do depósito Bacaba sob luz transmitida com polarizadores cruzados (A, B, C, E e F), paralelos (D e G) e sob luz refletida (H). **A)** BACD 21 (272,60) - Alteração potássica (biotita - Bt) e escapolitização (escapolita de maior birrefringência (Scp Ca), mais cárlica, e de menor birrefringência (Scp Na), mais sódica); **B)** BACD 15 (240,92) - Granito com alteração potássica (feldspato potássico – Felds K) entre os cristais de plagioclásio (Pl), resquícios de albite (Ab) e plagioclásio (Pl) em meio a massa de feldspato potássico; **C)** BACD 21 (126,00): Alteração potássica (Felds K) com borda de albite secundária (Ab) e cristais de quartzo (Qtz) e magnetita (Mt); **D)** BACD 21 (360,68) - Front de alteração potássica (biotita - Bt e turmalina - Tur) sobrepondo-se à alteração sódica (escapolita - Scp) e o quartzo (Qtz); **E)** BACD 15 (240,92m) - Pseudomorfo substituído por calcita (Cc) e cristais de feldspato potássico (Kfelds), biotita (Bt), albita (Ab) com textura de intercrescimento e quartzo (Qtz); **F)** BACD 21 (353,70m) - Duas variações mineralógicas da escapolita, uma mais fibrosa (Scp I) e outra recristalizada (Scp II), cortadas por fratura preenchida por sericitina (Ser); **G e H)** BACD 21 (126,90) - Alteração potássica (Felds K) com epidotização (Ep) associada à mineralização com calcopirita (Cp) e óxidos de ferro (magnetita – Mt).

5.1.3 Alvo Barão

Para caracterização das alterações hidrotermais do Alvo Barão foram definidos, descritos e amostrados testemunhos de três sondagens. Dentre essas, duas estão localizados na região mais próxima da Mina de Sossego, BAR2 01 e 04, definida como Alvo Barão Novo e uma é localizada à SE, na porção mais distante, BARA 01, definida como Alvo Barão Antigo. Esta escolha foi feita afim de se amostrar a maior variedade de litologias e tipos de alteração hidrotermal possíveis dentro do alvo.

A escolha da divisão do Alvo Barão em dois subalvos foi feita com base nas diferenças entre o grau de deformação, associações de minerais de minério e alterações hidrotermais predominantes.

O Alvo Barão é localizado em área do embasamento mesoarqueano representado pelo Complexo Xingu (Figura 4), em uma região recoberta por sedimentos aluvionares. A rocha hospedeira predominante é um granito com textura variando desde equigranular grossa até porfirítica, por vezes cisalhado com porfiroclastos de plagioclásio centimétricos. No Alvo Barão Novo são observados, além da rocha hospedeira granítica, rochas intrusivas representadas por um gabro com textura ofítica a subofítica e um diabásio de textura fanerítica equigranular fina.

Alvo Barão Antigo

BARA 01

No geral, na área do Alvo Barão Antigo, a rocha hospedeira granítica apresenta uma forte deformação relacionada ao desenvolvimento de uma zona de cisalhamento. Podem ser observadas porções nas quais houve a preservação da textura granítica até milonitos, nas porções nas quais a intensidade de deformação foi maior. Na figura 11 temos o perfil do furo de sondagem BARA 01 com figuras representativas de cada litotipo e alterações hidrotermais identificadas.

Foram reconhecidos dois estágios de silicificação da rocha hospedeira granítica, o primeiro associado à deformação da rocha hospedeira granítica (Figura 10A) e o segundo a *fronts* de alteração hidrotermal tardios (Figura 10E). O primeiro é representado pela recristalização do quartzo presente na hospedeira granítica devido a deformação nas zonas de cisalhamento e o segundo por veios de quartzo associados a *fronts* de alteração hidrotermal com epidoto e albíta tardios.

No geral, predominam a silicificação e alteração sódica, caracterizada pela formação de albíta. A albíta substitui localmente o plagioclásio ígneo e sua formação pode resultar em zonas de alteração pervasivas (Figura 10B). Subordinadamente temos a alteração (ferro)-cálcica, composta principalmente por apatita e anfibólios (actinolita) com formação de óxidos de ferro (magnetita) pouco expressiva, e alteração potássica, comumente associada à epidotização e cloritização.

A mineralização é composta por calcopirita que acompanha a foliação milonítica envolvendo cristais de quartzo, actinolita e apatita hidrotermal e associa-se a sulfetos de níquel e cobalto (siegenita) e allanita (mineral do grupo do epidoto portador de elementos terras raras).

Por fim, foi observado um estágio de alteração mais tardio, representado por epidotização e cloritização associadas à silicificação (Figura 10D) e albitização tardias, que obliteram totalmente a rocha hospedeira em porções mais profundas ou preenchem vênulas e fraturas, que cortam as estruturas anteriores.

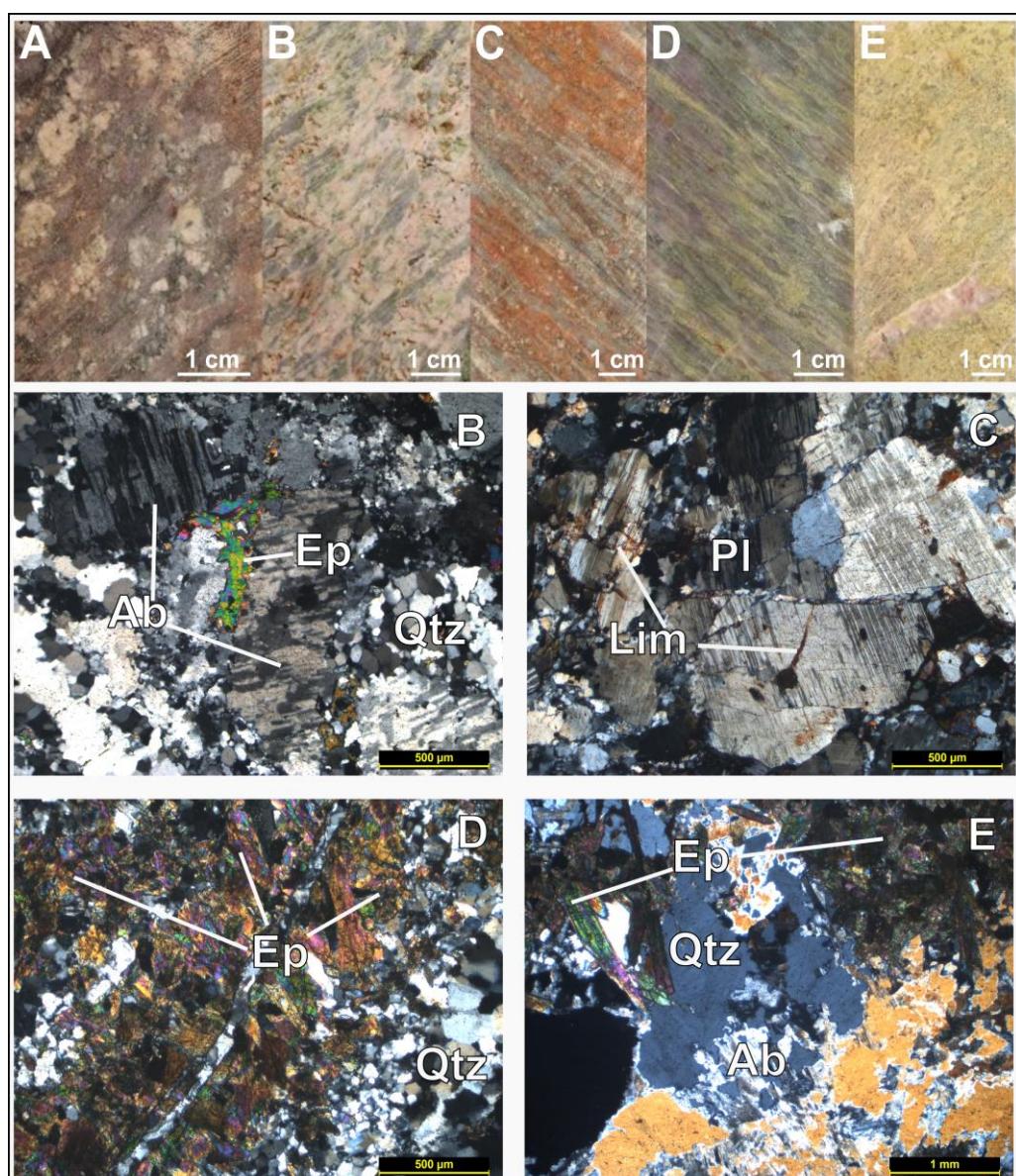


Figura 10: BARA 01 – Evolução das alterações hidrotermais reconhecidas no Alvo Barão Antigo (fotos macroscópicas e fotomicrografias sob luz transmitida com polarizadores cruzados): A) Silicificação I - Protólito granítico silicificado (10,2m); B) Macroscópica: Alteração sódica de cor rósea seguindo a foliação principal; Fotomicrografia: Albite hidrotermal (Ab) parcialmente substituída por epidoto (Ep) e quartzo (Qtz) com migração de borda de grão GBM (15,15m), C) Macroscópica: Foliação marcante com bandas de hidróxidos de ferro e quartzo; Fotomicrografia: Forte percolação de hidróxido de ferro (limonita - Lim) ao longo do cristal albitezado (PI) (104,2m), D) Macroscópica: Epidotização seguindo a foliação associada a quartzo; Fotomicrografia: Bandas de epidoto (Ep) em meio a quartzo (Qtz) recristalizados e em vênulas (143,5m), E) Macroscópica: Epidotização pervasiva associada a silicificação II; Fotomicrografia: Cristais de epidoto (Ep) e quartzo (Qtz) milimétricos com albitização (Ab) tardia intersticial a estes cristais (147,2m).

BARA 01

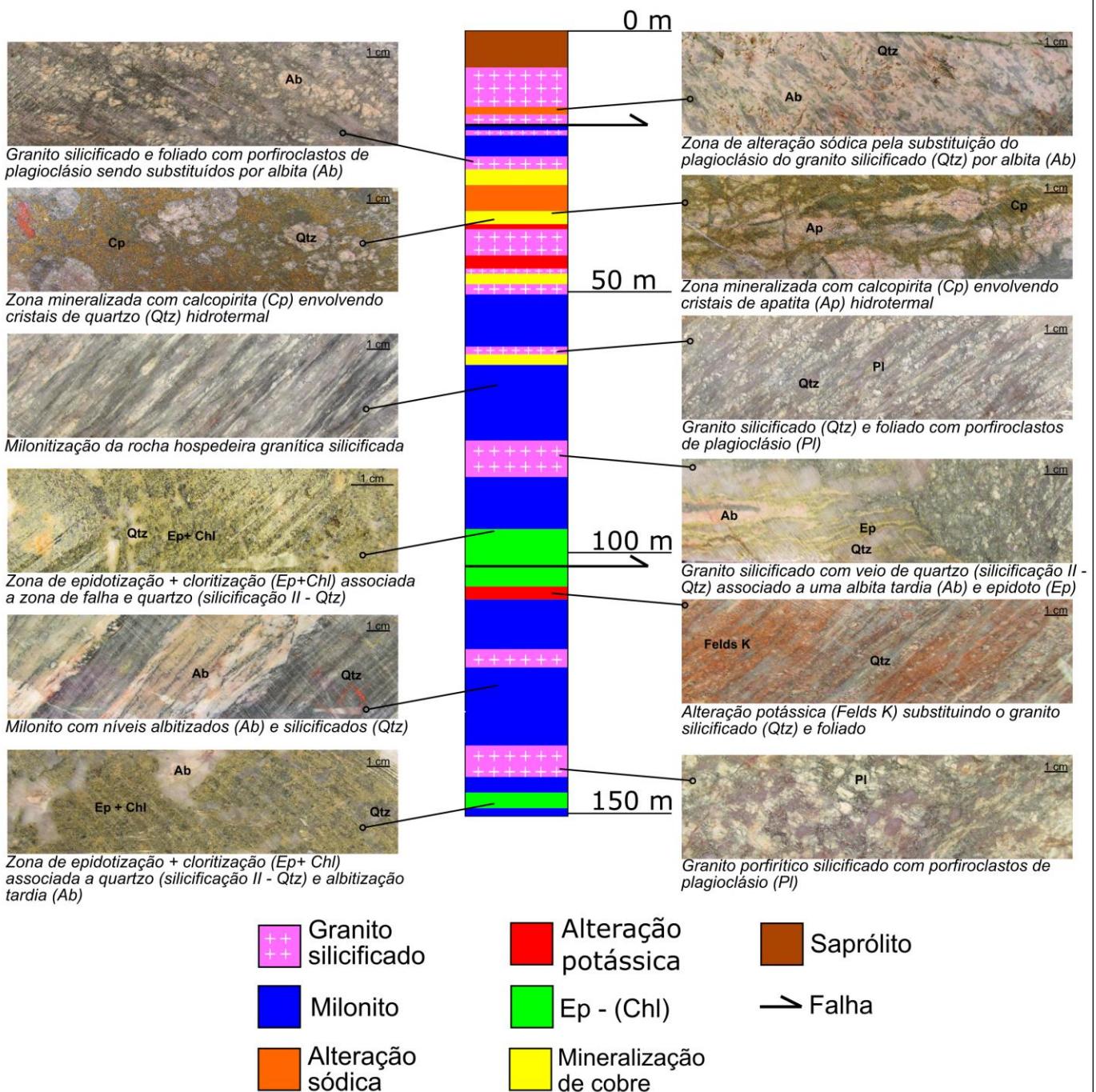


Figura 11: Perfil esquemático do furo de sondagem do Alvo Barão Antigo - BARA 01 mostrando as principais deformações, rocha hospedeira granítica e alterações hidrotermais do sistema.

Silicificação

Silicificação é expressiva em todo intervalo sondado. Temos a silicificação presente na recristalização do quartzo com migração de borda de grão (GBM) devido a deformação da rocha hospedeira granítica (silicificação I – Figuras 12A e 12B) e em veios e *fronts* de silicificação, acompanhando a epidotização e albitização tardia (silicificação II) relacionado as fases mais tardias do sistema (Figura 13B).

Alteração Sódica

A alteração sódica é a mais presente e resulta na substituição do plagioclásio ígneo por albita hidrotermal de tom róseo a esbranquiçado (Figura 12C). Pode ocorrer desde localmente no granito mais preservado, até constituir bandas albitizadas intercaladas com bandas silicificadas nas porções mais deformadas do granito, representadas pelos milonitos.

Há também a formação de albita tardia que corta veios de quartzo associada ao epidoto, assim como intersticialmente aos cristais (Figura 13B). Comumente a albita hidrotermal é substituída por uma fase mineral posterior resultante da alteração potássica (pseudomorfos de albita substituídos por feldspato potássico).

Alteração (ferro)-cálcica

Esta alteração ocorre posteriormente à alteração sódica precedendo as fases de mineralização. Resulta principalmente na formação de apatita hidrotermal de tom róseo, que acompanha fortemente as zonas mineralizadas, e actinolita, além de mais raramente magnetita associada (Figuras 13C e 13D). A actinolita constitui bandas orientadas segundo a foliação milonítica intercaladas com os níveis silicificados e albitizados. O anfibólio também ocorre em sombra de pressão de porfiroclastos de plagioclásio que foram substituídos por albita e, posteriormente, feldspato potássico (Figura 12D).

Pela análise por microscopia eletrônica de varredura acoplada a EDS pode ser identificada mais detalhadamente a composição química da apatita presente nas zonas mineralizadas. Nota-se a presença de flúor e cloro, indicando presença de fluorapatita e cloroapatita nessas zonas (Figuras 15, 17 e 19).

Além da apatita, pode ser identificado por meio da microscopia eletrônica de varredura, a presença de titanita parcialmente substituída por rutilo (óxido de titânio) e, posteriormente, por illmenita (óxido de titânio e ferro; Figura 14 – 2B, 2C e 2D), esta substituição é evidente nos mapas ternários presentes na figura 16. Tais óxidos podem vir a conter nióbio e manganês em porcentagens inferiores a 1% do peso atômico total (Figura 17).

Infere-se que a formação destes óxidos tenha sido sincrônica a esse estágio de alteração hidrotermal, uma vez que ocorrem muitas vezes cortados por vênulas preenchida por quartzo e apatita (Figura 14 – 2A: presença de quartzo e apatita, em vermelho e violeta,

dentro do cristal de illmenita) ou são associados a estas vênulas, que cortam a titanita. Os óxidos de titânio também ocorrem circundados por aglomerados de biotita cloritizada e com feições de dissolução quando em contato com calcopirita (Figura 14 – 1B: Illmenita com feições de dissolução por calcopirita e envolvida por cristais de clorita; Figura 16 – 1B: Cristal de titanita sendo substituído por rutilo e illmenita em meio a calcopirita e cristais de clorita).

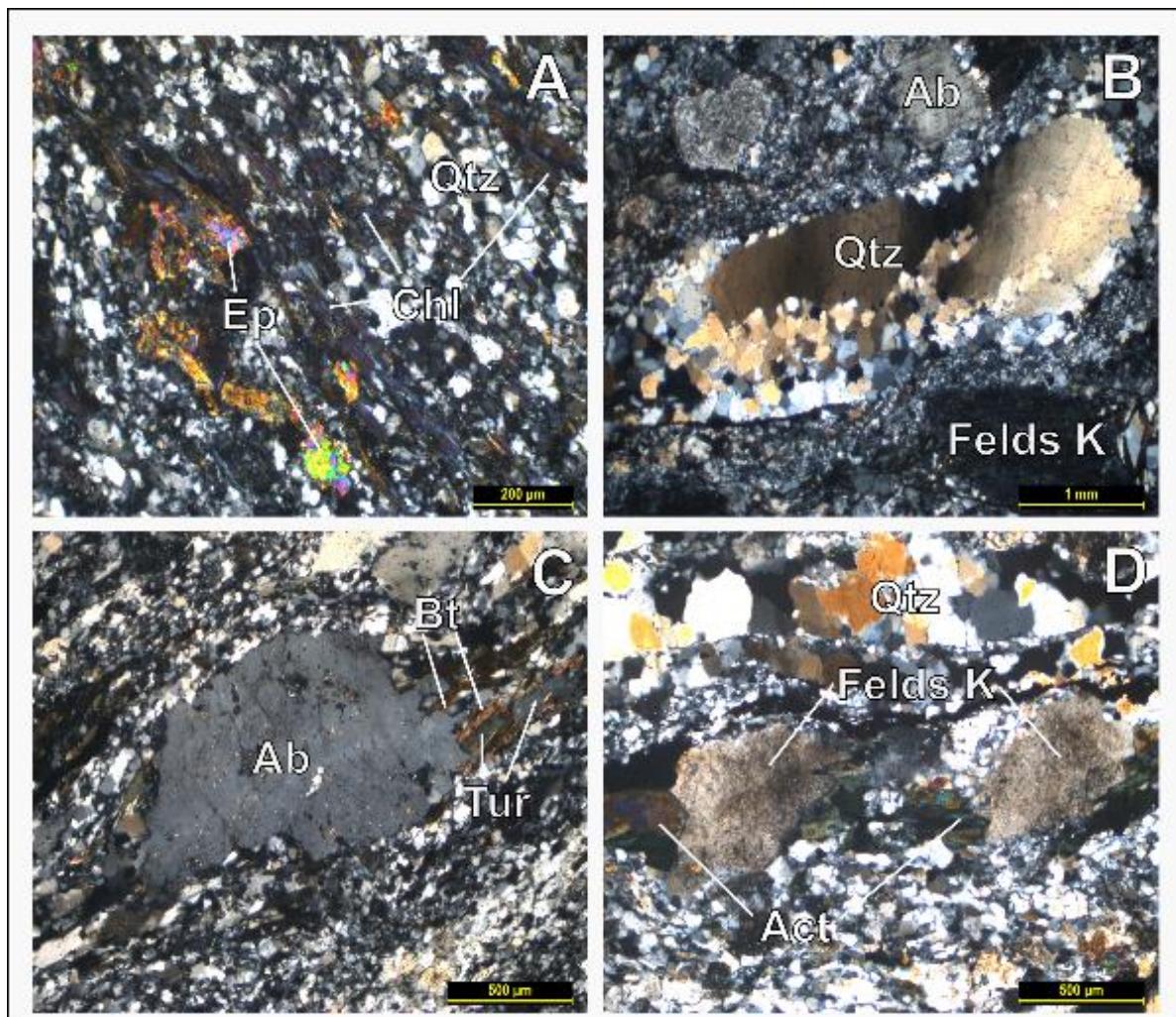


Figura 12: Características da alteração hidrotermal no Alvo Barão Antigo (BARA 01), fotomicrografias sob luz transmitida com polarizadores cruzados. **A)** 15,8 - Granito silicificado (Qtz) e milonitizado com bandas de chamosita (Chl) e epidoto (Ep); **B)** 113,2 - Cristais de albita (Ab), feldspato potássico (Felds K) e quartzo (Qtz) com lamelas de deformação e borda recristalizada com migração de borda de grão; **C)** 113,2 – Porfiroclasto de plagioclásio substituído por albita (Ab) com sombra de pressão com biotita (Bt) e turmalina (Tur) em meio às bandas milonitzadas; **D)** 132,75 – Porfiroclastos de plagioclásio substituídos por feldspato potássico com sombra de pressão preenchida por anfibólito (Act) entre ribbons de quartzo (Qtz).

Alteração potássica

A alteração potássica não é tão expressiva no Alvo Barão Antigo, porém localmente são observadas porções do granito com predominância da alteração potássica com formação de feldspato potássico em relação à sódica pela substituição de cristais de plagioclásio e albita hidrotermal (Figura 12D). Além do feldspato potássico ocorrem biotita e turmalina associadas (Figura 12C). Esses minerais se desenvolvem ao longo da foliação

milonítica, e preenchem sombra de pressão em cristais de plagioclásio ou vênulas que cortam a rocha.

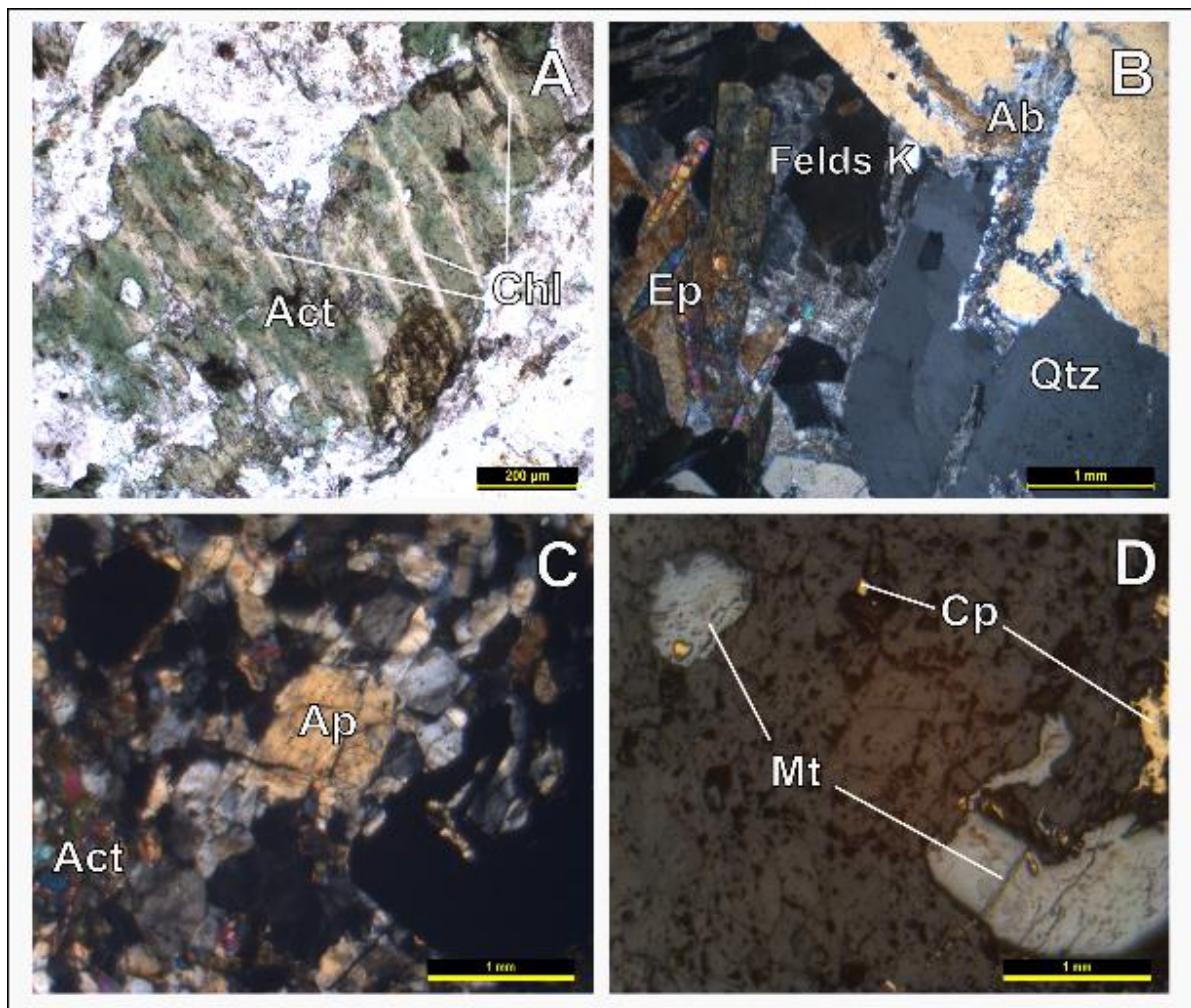


Figura 13: Características da alteração hidrotermal no Alvo Barão Antigo (BARA 01). A) Secção delgada sob luz transmitida com polarizadores descruzados (132,75) - Cristal de anfibólio hidrotermal (Act) parcialmente substituído por clorita (Chl) ao longo dos planos de clivagem; B) Secção delgada sob luz transmitida com polarizadores cruzados (146,8) – Epidoto (Ep), quartzo (Qtz) e albita (Ab) com contatos retilíneos, parcialmente substituída por feldspato potássico (Felds K); C e D) Secção delgada-polida sob luz transmitida com polarizadores cruzados (C) e sob luz refletida (D) (66,78) – Mineralização com calcopirita (Cp) entre cristais de apatita (Ap), magnetita (Mt) e anfibólio (Act) formados no estágio de alteração ferro-cálcica.

Mineralização cuprífera

A calcopirita ocorre fortemente associada a cristais de apatita e quartzo que seguem a foliação milonítica predominantemente. Ocorre obliterando a rocha hospedeira nos níveis mais mineralizados e em “brechas” contidas dentro da foliação, cortando e envolvendo cristais de quartzo e apatita hidrotermais.

Ao microscópio foi possível observar a associação da calcopirita com cristais de sulfetos de níquel e cobalto (millerita e siegenita; figura 18 - 1B), que ocorrem envolvendo as bordas dos minerais de ganga (apatita e quartzo) e, menos frequentemente, allanita.

Os minerais de níquel associados à calcopirita foram confirmados a partir da análise por microscopia eletrônica de varredura acoplada a EDS (Figuras 18 e 19). É possível

observar uma variação em relação as fases de sulfetos de níquel, gradando de composições mais próxima da millerita e outras da siegenita, de acordo com a quantidade de cobalto associada aos elementos níquel e enxofre.

No caso dos pontos analisados mais próximo da composição da millerita (NiS - tons amarelos pálidos sob luz refletida) temos quantidades de cobalto inferior a 1% do peso atômico total, enquanto para aqueles mais próximas a composição da siegenita (CoNi_2S_4 – tons cinza rosados sob luz refletida) esta porcentagem é superior a 10%, como pode ser observado nos dados presente na figura 19.

Epidotização - (Cloritização)

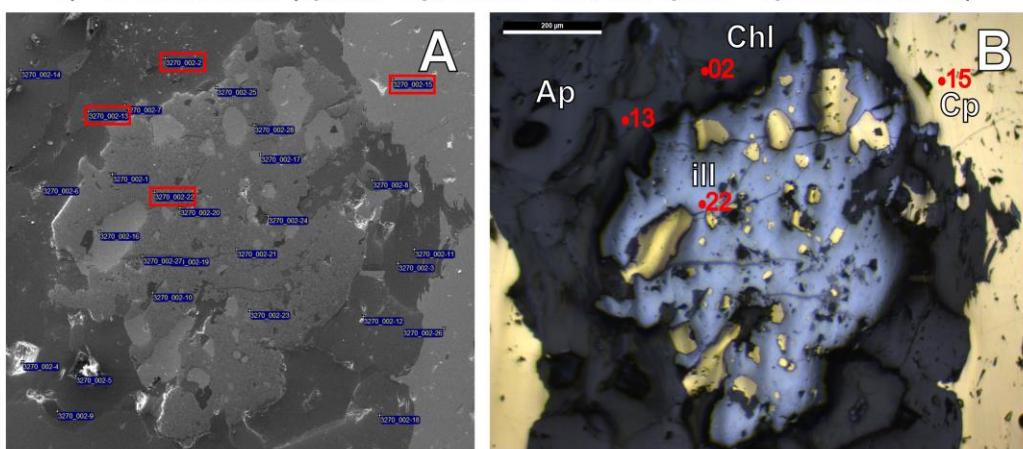
O estágio mais tardio de alteração ocorre associado ao preenchimento de vênulas e fraturas, que cortam minerais formados nos estágios de alteração anteriores, e em frentes de alteração pervasiva que obliteram totalmente a rocha hospedeira, substituindo a alteração sódica e potássica. Nessas porções predomina a epidotização, associada localmente à cloritização, a qual pode ocorrer substituindo cristais de actinolita hidrotermal (Figura 13A) assim como entre as bandas de quartzo pela substituição dos cristais de feldspato (Figura 12A). É observada uma relação da epidotização com a silicificação II em veios e *fronts* assim como fases de albitização mais tardias (Figura 13B).

Sericitização

Sericitização ocorre posteriormente a todas as alterações citadas anteriormente sobrepondo estas. A sericitização é marcante na substituição dos porfiroclastos de feldspato, albita ou potássico, assim como intersticialmente aos cristais. Comumente nesses intervalos com sericitização temos também limonita que ocorre principalmente pela substituição dos níveis mais ricos em clorita e opacos.

1- Fotomicrografias

- A) Por elétrons secundários com os pontos analisados por EDS
 B) Sob luz refletida (apatita - Ap, clorita - Chl, calcopirita - Cp e illmenita - ill)



2- Mapas ternários de acordo com os dados do mapeamento composicional por EDS

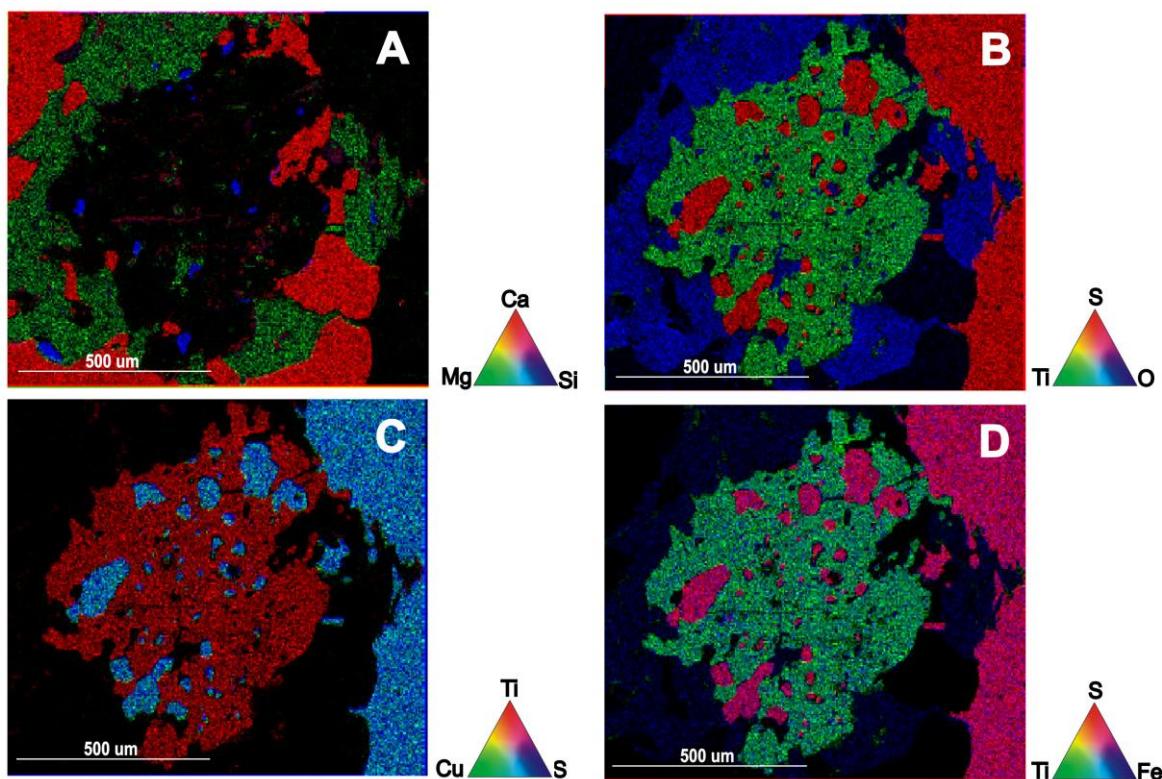


Figura 14: BARA 01 (32,70) – 1) Pontos amostrados pela análise por microscopia eletrônica de varredura acoplada a EDS com a imagem obtida por elétrons secundários (1A) e fotomicrografia sob luz refletida mostrando os minerais presentes com destaque para os pontos analisados apresentados neste projeto (1B); 2) Mapas ternários compostionais (2A – Apatita em vermelho, clorita em verde, quartzo em azul e opacos (Cp e ill) em preto; 2B – Sulfetos (Cp) em vermelho, illmenita em verde, clorita em azul mais claro e apatita em azul mais escuro a preto; 2C – Ganga (Qtz, chl e ap) em preto, sulfetos de cobre (Cp) em ciano e illmenita em vermelho; 2D – Apatita e quartzo em preto, clorita em azul, calcopirita em vermelho-azul-violeta e illmenita em verde-azul ciano).

3 - Espectros e resultados obtidos por EDS

A) Clorita - 02 B) Apatita - 13 C) Calcopirita - 15 D) Illmenita - 22

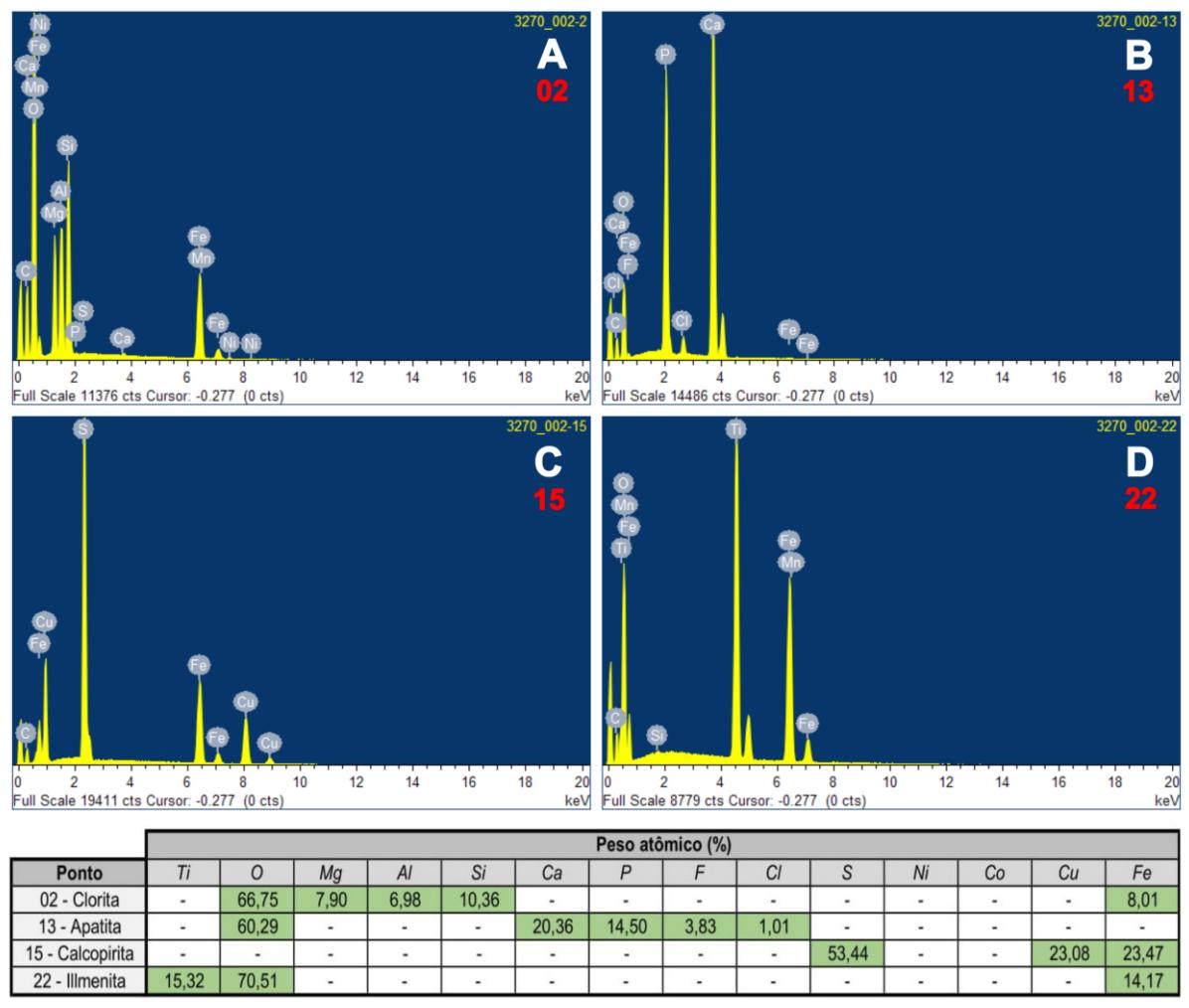
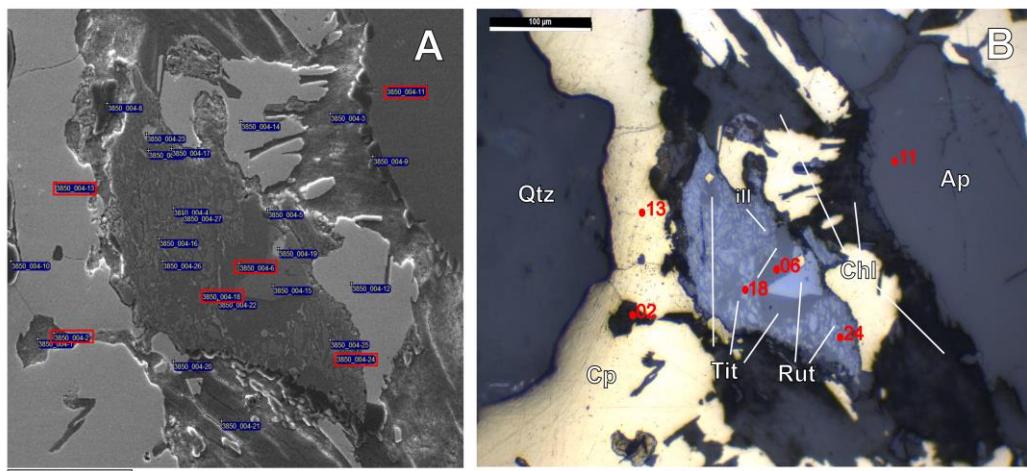


Figura 15: BARA 01 (32,70) – 3) Espectros da clorita (A), apatita (B), calcopirita (C) e illmenita (D) obtidos por análise por microscopia eletrônica de varredura acoplado a EDS e resultados do peso atômico obtidos para os pontos ilustrados, destacado em verde as porcentagens dos elementos de maior interesse para cada fase mineral.

1- Fotomicrografias

A) Por elétrons secundários com os pontos analisados por EDS

B) Sob luz refletida (apatita - Ap, calcopirita - Cp, clorita - Chl, quartzo - Qtz, titanita - Tit, illmenita - ill e rutilo - Rut)



2- Mapas ternários de acordo com os dados do mapeamento composicional por EDS

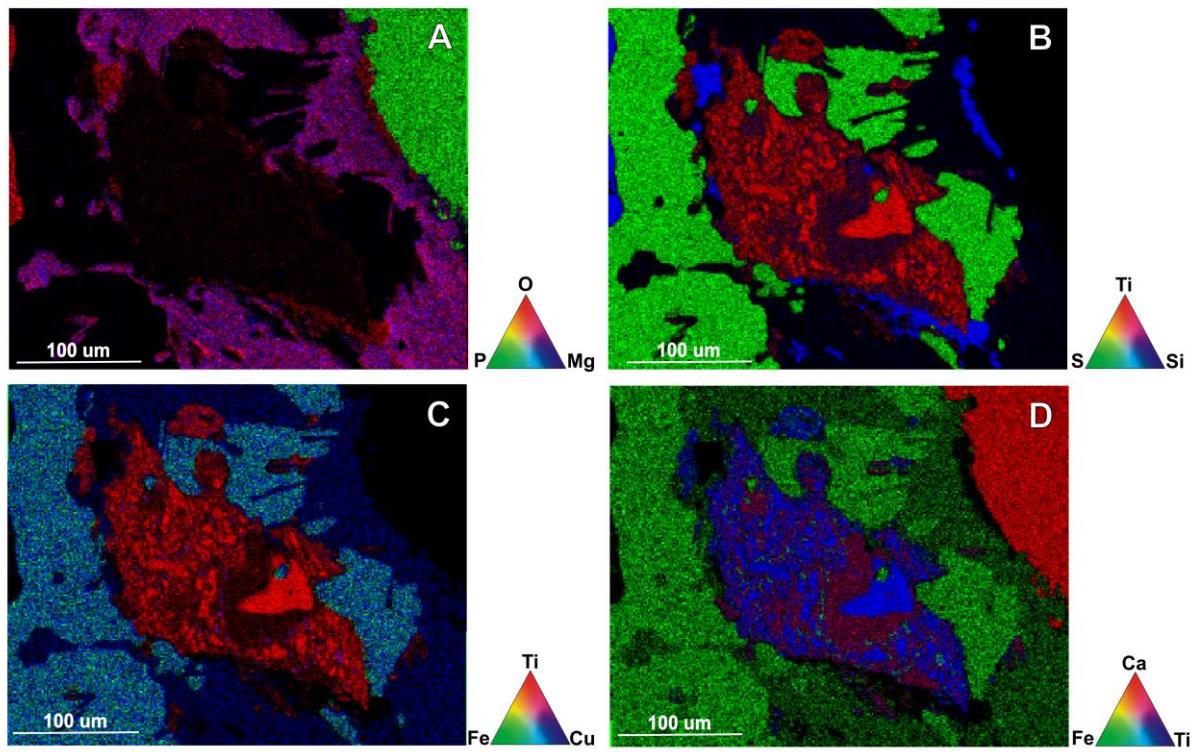


Figura 16: BARA 01 (38,50) – 1) Pontos amostrados pela análise por microscopia eletrônica de varredura acoplada a EDS com a imagem obtida por elétrons secundários (1A) e fotomicrografia sob luz refletida mostrando os minerais presentes com destaque para os pontos analisados apresentados neste projeto (1B); 2) Mapas ternários compostionais (2A – Minerais de ganga em destaque: quartzo em vermelho, apatita em verde e clorita em azul-vermelho-violeta; 2B – Óxidos de titânio (Rut e ill) em vermelho, titanita em vermelho-azul-violeta, sulfetos (Cp) em verde e quartzo em azul; 2C – Rutílio em vermelho claro, titanita em vermelho escuro, illmenita em vermelho-azul-violeta, clorita em azul escuro, calcopirita em verde-azul-ciano, quartzo e apatita em preto; 2D – Apatita em vermelho, titanita em vermelho-azul-violeta, calcopirita em verde claro, clorita em verde escuro, illmenita em verde-azul-ciano e rutílio em azul).

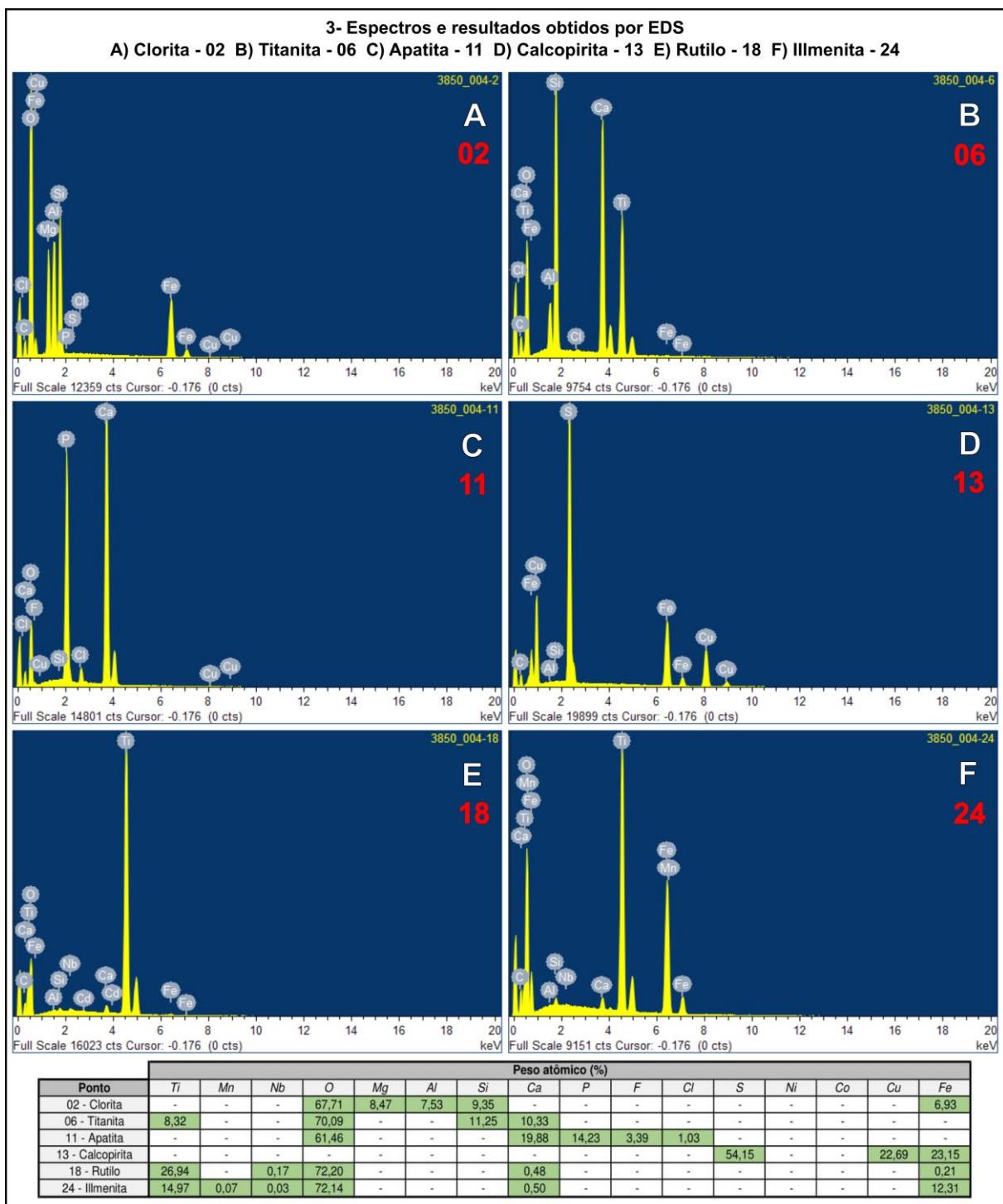
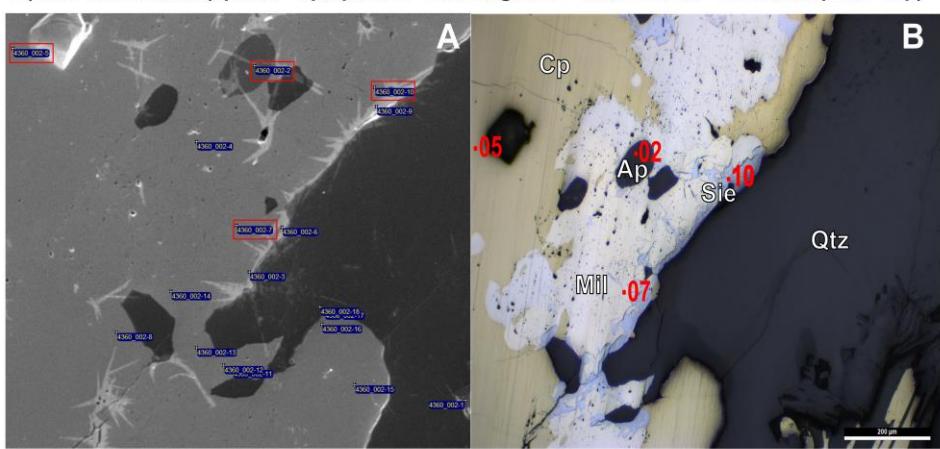


Figura 17: BARA 01 (38,50) – 3) Espectros da clorita (A), titanita (B), apatita (C), calcopirita (D), rutilo (E) e ilmenita (F) obtidos por análise por microscopia eletrônica de varredura acoplado a EDS e resultados do peso atômico obtidos para os pontos ilustrados, destacado em verde as porcentagens dos elementos de maior interesse para cada fase mineral.

1- Fotomicrografias

- A) Por elétrons secundários com os pontos analisados por EDS
 B) Sob luz refletida (apatita - Ap, quartzo - Qtz, siegenita - Sie, millerita - Mll e calcopirita - Cp)



2- Mapas ternários de acordo com os dados do mapeamento composicional por EDS

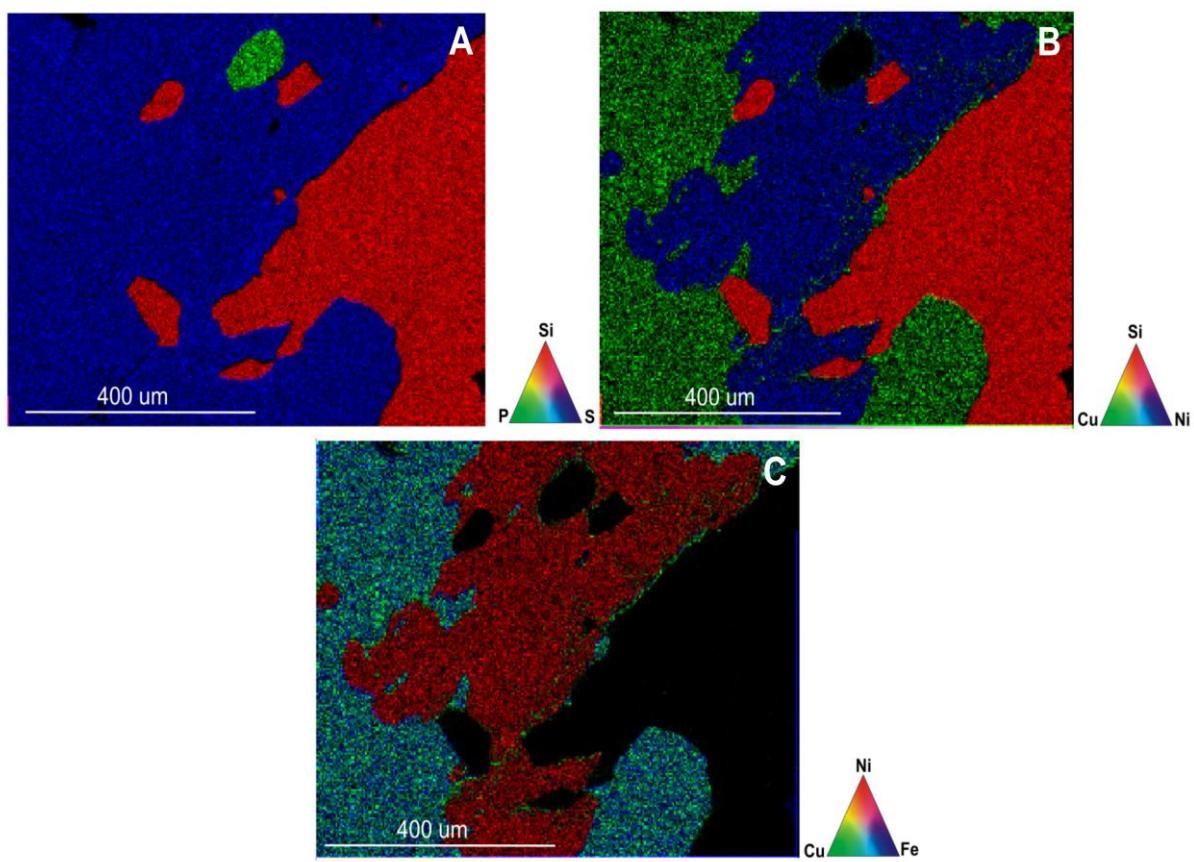


Figura 18: BARA 01 (43,60) – 1) Pontos amostrados pela análise por microscopia eletrônica de varredura acoplada a EDS com a imagem obtida por elétrons secundários (1A) e fotomicrografia sob luz refletida mostrando os minerais presentes com destaque para os pontos analisados apresentados neste projeto (1B); 2) Mapas ternários compostionais (2A – Apatita em verde, quartzo em vermelho e sulfetos em azul; 2B – Sulfetos de níquel em azul (Mill e Sie), quartzo em vermelho, apatita em preto e sulfeto de cobre (Cp) em verde; 2C – Ganga de quartzo e apatita em preto, sulfetos de níquel (Mill e Sie) em vermelho e sulfetos de cobre e ferro (Cp) em azul-verde-ciano).

3 - Espectros e resultados obtidos por EDS

A) Apatita - 02 B) Calcopirita - 05 C) Millerita - 07 D) Siegenita - 10

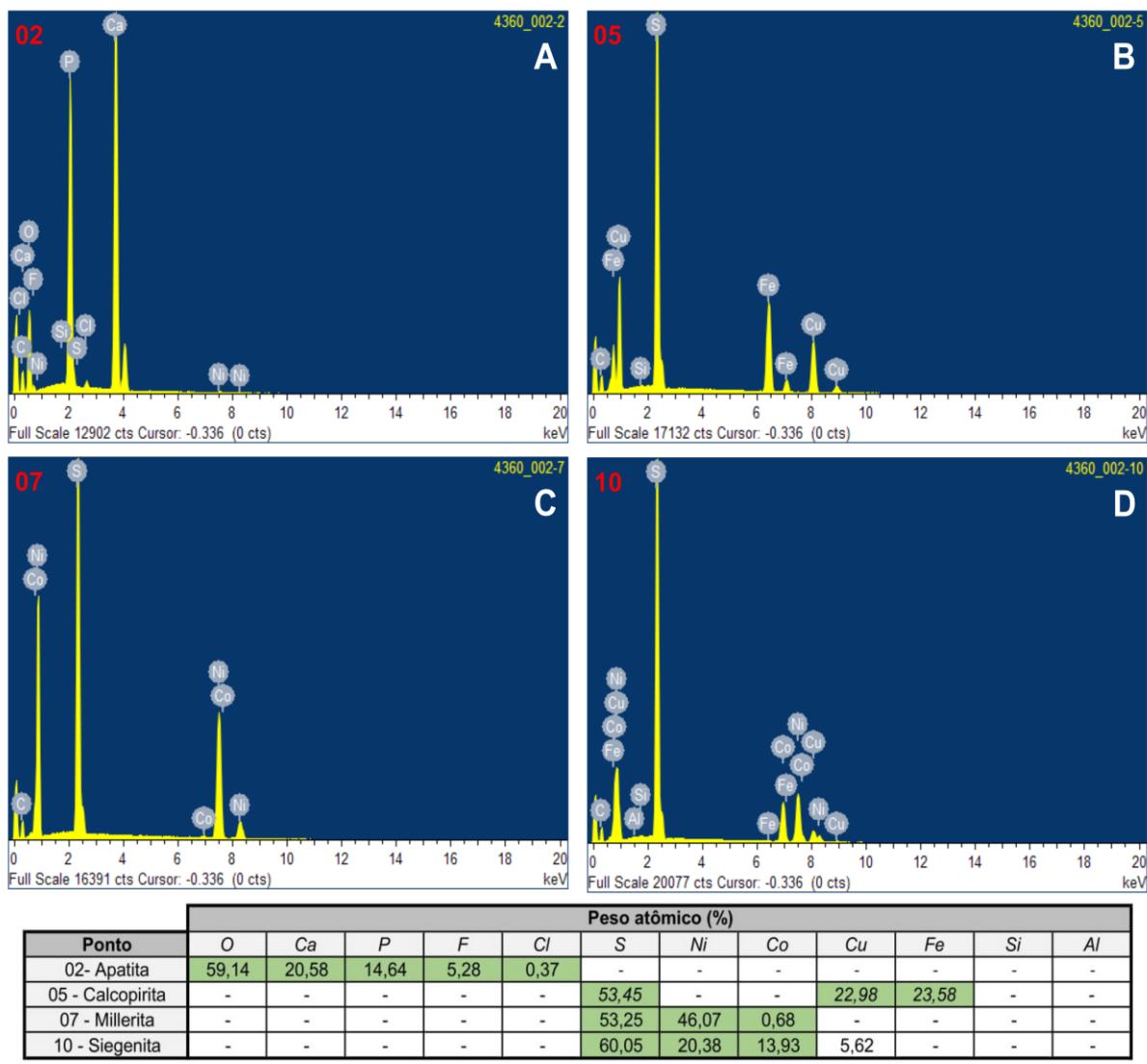


Figura 19: BARA 01 (43,60) – 3) Espectros da apatita (A), calcopirita (B), millerita (C) e siegenita (D) obtidos por análise por microscopia eletrônica de varredura acoplado a EDS e resultados do peso atômico obtidos para os pontos ilustrados destacado em verde as porcentagens dos elementos de maior interesse para cada fase mineral.

Alvo Barão Novo

BAR2 01

A sondagem BAR2 01 intercepta parte da área do Alvo Barão Novo com forte deformação e porções milonitizadas (Figuras 20A e 20C), sendo próximo da zona de cisalhamento. Predomina a rocha hospedeira granítica interceptadas por diques de diabásio. Também apresenta evidências de deformação mais rúptil representada por zona de brecha rúptil associada a expressiva silicificação tardia.

Como alteração principal temos a alteração ferro-cálcica (actinolita–magnetita) associada à escapolitização (Figura 20B). A alteração sódica (albitização), menos expressiva neste setor do depósito, é associada localmente à formação de apatita hidrotermal e seguida pela alteração potássica. Posteriormente foram desenvolvidas zonas de epidotização e cloritização associadas à mineralização com calcopirita e pirita.

Assim como no Alvo Barão Antigo, foram observados dois estágios de silicificação: o primeiro é pervasivo na rocha hospedeira granítica e o segundo associa-se a eventos de deformação mais tardios em condição rúptil, formando corpos brechados. Na figura 21 temos o perfil do furo de sondagem BAR2 01 com fotos de amostras macroscópicas representando os litotipos e alterações hidrotermais presentes.

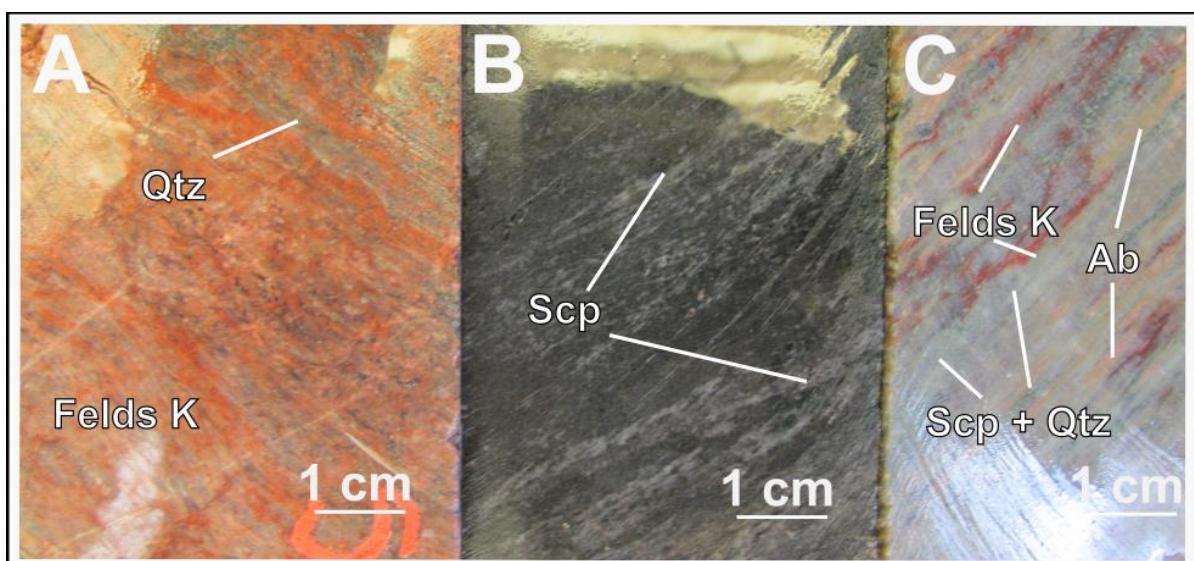


Figura 20: Alteração hidrotermal no Alvo Barão Novo; BAR2 01 (106,2m) apresentando foliação marcante e milonitização – **A)** Forte alteração potássica (Felds K) associada a silicificação I (Qtz) em granito seguindo foliação; **B)** Forte alteração ferro-cálcica (porções mais escuras) associada a escapolitização (Scp) pervasiva; **C)** Forte silicificação e escapolitização (Scp + Qtz) com presença de níveis albitizados (Ab) e com alteração potássica (Felds K) seguindo foliação.

BAR2 01

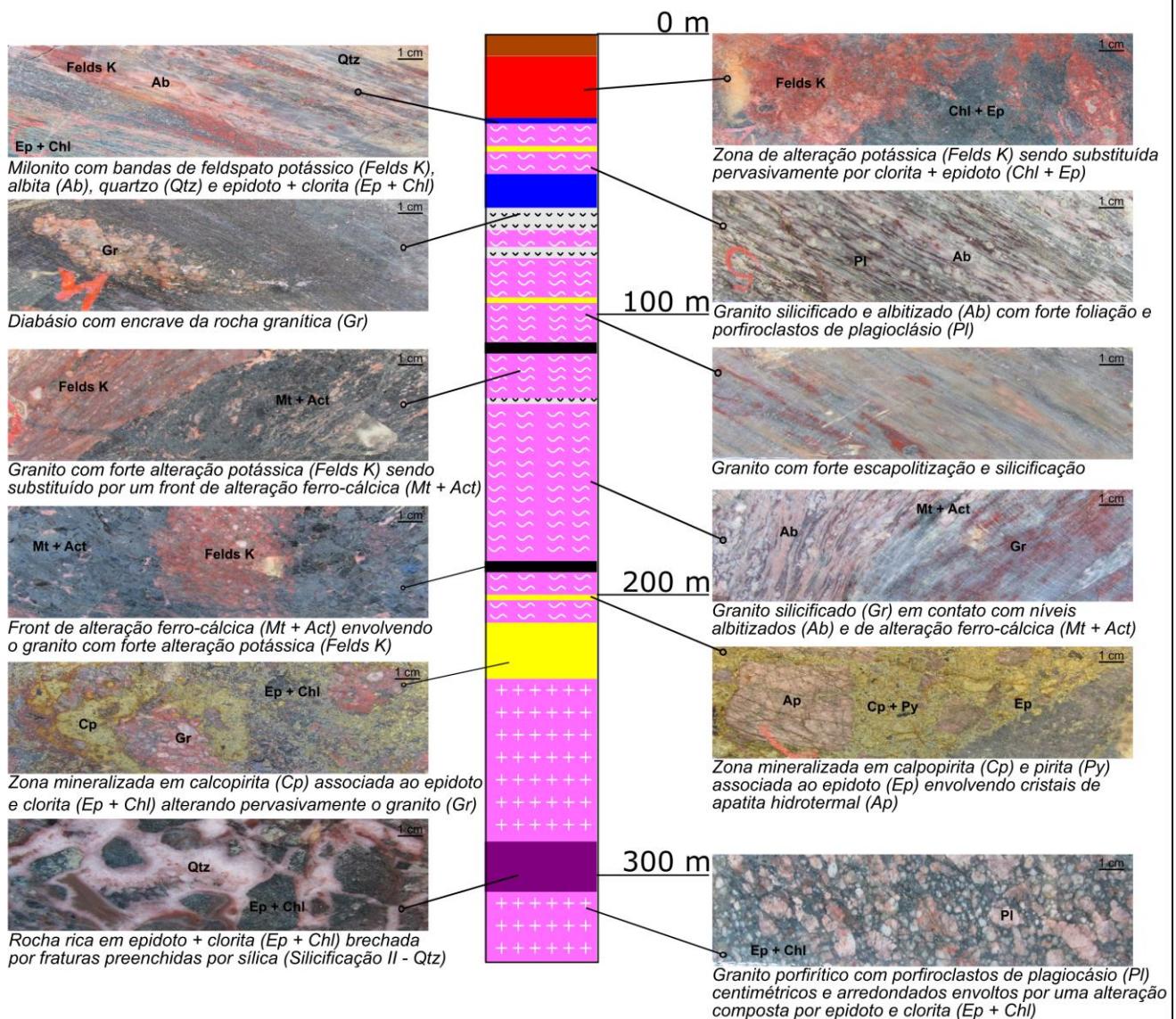


Figura 21: Perfil esquemático do furo de sondagem do Alvo Barão Novo - BAR2 01 mostrando as principais deformações, rocha hospedeira granítica, rochas intrusivas e alterações hidrotermais do sistema.

BAR2 04

A sondagem BAR2 04 intercepta o setor do alvo mais distal em relação à zona de cisalhamento principal. Nessa porção do depósito predomina forte alteração potássica que se sobrepõe à alteração ferro-cálcica composta por magnetita e actinolita (Figura 22A). Posteriormente predominam estágios de epidotização e cloritização, que resultaram na substituição da associação mineral formada nos estágios de alteração ferro-cálcica e potássica, obliterando totalmente as texturas previamente formadas (Figura 22B). A mineralização de cobre é associada a esses estágios de alteração mais tardios.

A rocha hospedeira granítica pode ocorrer mais preservada, nas zonas de alteração ferro-cálcica, ou totalmente obliterada pelas alterações hidrotermais mais tardias (potássica, epidotização e cloritização). O granito é cortado por rochas intrusivas, tais como gabro e diabásio. O contato entre o granito e gabro é difuso com possibilidade de uma mistura de magmas nestas porções. Na figura 23 temos o perfil do furo de sondagem BAR2 04 com fotos de amostras macroscópicas representando os litotipos e alterações hidrotermais presentes.

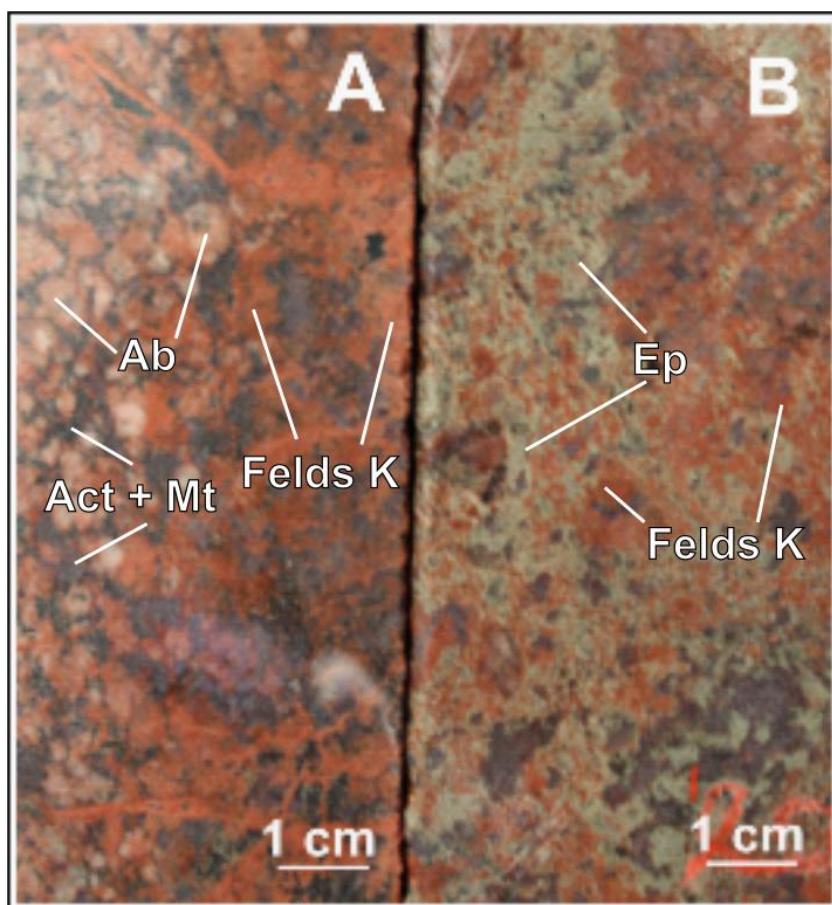


Figura 22: Alteração hidrotermal no Alvo Barão Novo; BAR2 04 (280,0m) – **A)** Granito com forte alteração ferro-cálcica (Act + Mt) e plagioclásio substituído por albite (Ab), por sua vez afetada por alteração potássica com formação de feldspato potássico (Felds K); **B)** Alteração ferro-cálcica com formação de magnetita e actinolita substituída por epidotização (Ep) associada à alteração potássica com feldspato potássico (Felds K).

BAR2 04

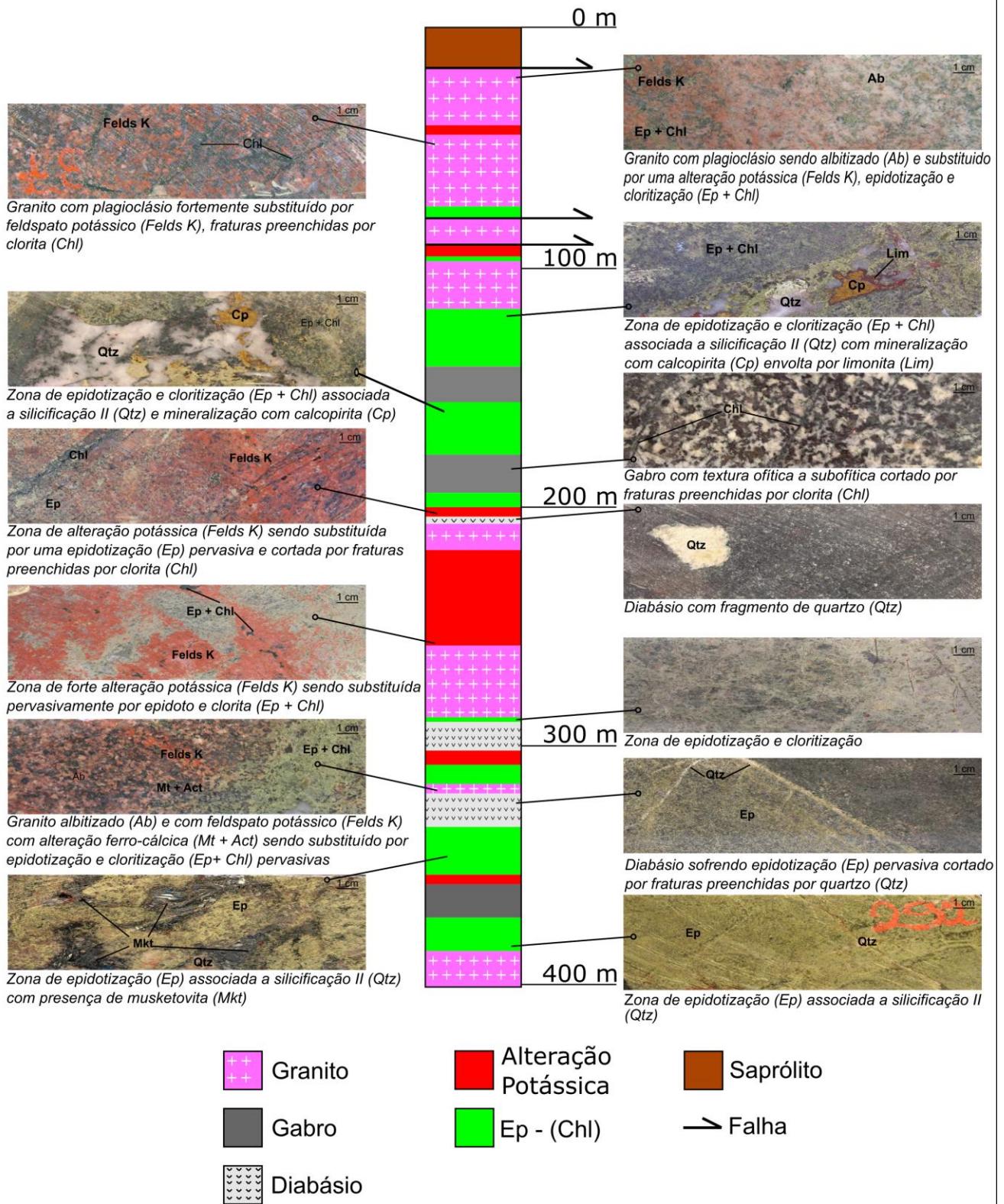


Figura 23: Perfil esquemático do furo de sondagem do Alvo Barão Novo - BAR2 04 mostrando as principais deformações, rocha hospedeira granítica, rochas intrusivas e alterações hidrotermais do sistema.

Silicificação

Dois estágios de silicificação foram observados. O primeiro constitui zonas de *infill* na rocha hospedeira granítica (silicificação I) relacionada às porções nas quais há um certo grau de deformação em que o quartzo sofreu recristalização com migração de borda de grão (GBM). O segundo ocorre em uma fase tardia desenvolvida em condições de deformação rúptil, em brechas e veios de quartzo (silicificação II – Figura 26C), que cortam todas as estruturas e minerais formados em estágios de alteração hidrotermal anteriores, incluindo a epidotização e cloritização.

Escapolitização

Ocorre nas fases iniciais de alteração da rocha hospedeira, concomitante à alteração ferro–cálcica (Figura 24A), sendo submetida à deformação em condição dúctil. A escapolita apresenta composição sódica, indicada por sua baixa birrefringência e ausência de pleocroísmo observadas ao microscópio. Ocorre como cristais fibrosos e alongados frequentemente deformados e cortados por faixas de subgrãos com recristalização do tipo *bulging*, assim como seguindo a foliação milonítica com leve estiramento.

Alteração ferro-cálcica

A alteração ferro-cálcica é inicial e marcante no sistema. Resulta na substituição dos minerais maficos, tanto do granito (biotita) quanto das intrusivas maficas (piroxênio), por uma associação mineral composta por magnetita e actinolita (Figura 24B). Ocorre normalmente associada a fases com forte escapolitização (Figura 24A).

Pode ocorrer em porções nas quais houve a preservação da textura da rocha hospedeira nas zonas menos afetadas pela deformação, e em *fronts* de alteração que obliteraram totalmente a textura da rocha hospedeira, acompanhando a foliação nas rochas com menor intensidade de deformação e em milonitos com maior intensidade de deformação.

Alteração Sódica

A alteração sódica não é predominante nesse setor do depósito. Ocorre pela substituição do plagioclásio da rocha hospedeira granítica por albita hidrotermal. É mais relevante em partes com um maior grau de deformação formando porções albitizadas em rochas foliadas e milonitzadas acompanhando as bandas de quartzo recristalizado, escapolita e actinolita (Figuras 24B, 24C e 26F).

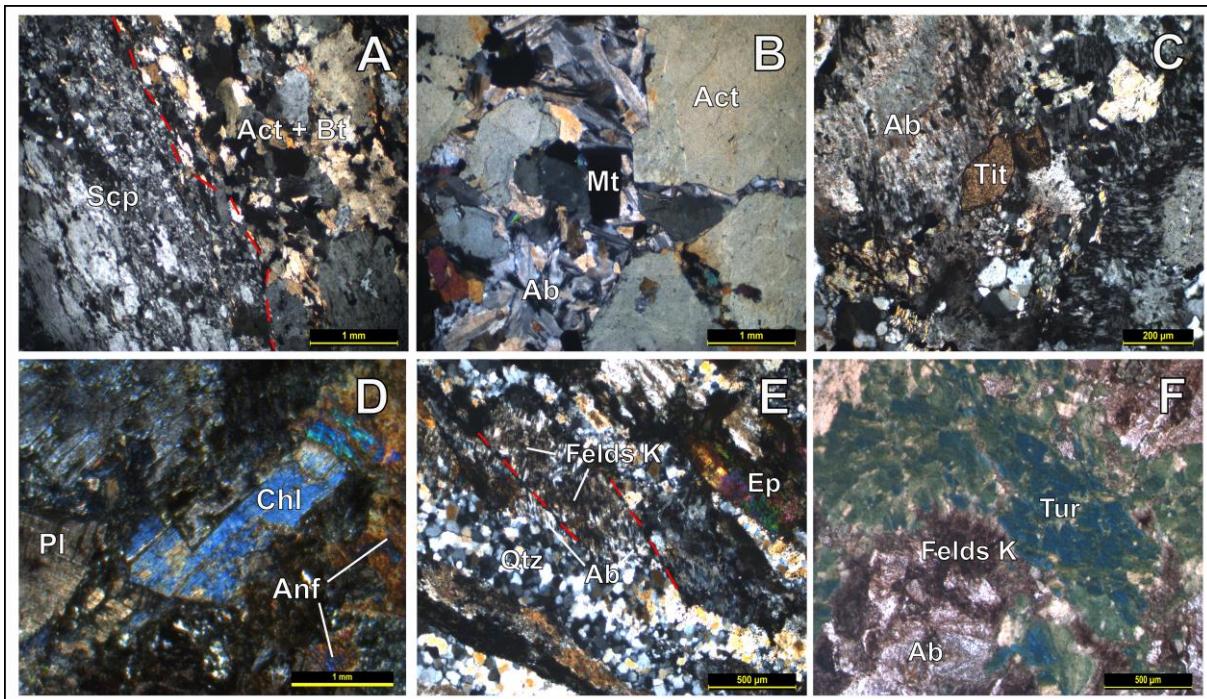


Figura 24: Características da alteração hidrotermal no Alvo Barão Novo. Secções delgadas sob luz transmitida com polarizadores cruzados. **A)** BAR2 01 (113,8) - Contato entre domínio de alteração ferro-cálcica (actinolita – Act) com biotita (Bt) com domínio de escapolitização (Scp); **B)** BAR2 01 (178,5) - Albite (Ab) intersticial aos cristais de actinolita (Act) e magnetita (Mt); **C)** BAR 01 (108,9) - Titanita (Tit) em meio a alteração sódica (albita – Ab); **D)** BAR2 04 (150,9) - Gabbro hidrotermalizado com plagioclásio (Pl) substituído por clorita (Chl) e piroxênio por anfibólito (Anf); **E)** BAR2 01 (58,9) - Banda de albita (Ab) com estrutura rúptil de fraturamento do tipo dominó sendo substituída por feldspato potássico (Felds K), cristais de epidoto (Ep) e quartzo recristalizado (Qtz); **F)** BAR2 04 (278,4) - Fronteira de alteração potássica (turmalina – Tur) e feldspato potássico – Felds K) com resquícios de cristais de albita (Ab).

Alteração potássica

A alteração potássica é muito expressiva no sistema em conjunto com a alteração ferro-cálcica. É mais intensa nas porções graníticas, caracterizada pela formação de feldspato potássico e, subordinadamente, por biotita e turmalina (Figura 24F). Ocorre com diversos padrões e níveis de deformação, desde dúctil até rúptil (Figura 24E). Os minerais formados durante a alteração potássica acompanham a foliação, preenchem fraturas ou constituem *fronts* de alteração pervasiva que resultam na total obliteração da rocha hospedeira. É possível observar a substituição dos minerais formados na alteração ferro-cálcica (actinolita e magnetita) pelo feldspato potássico e biotita. Pode ocorrer associada ou substituído por uma fase mais tardia de epidotização e cloritização.

Epidotização + Cloritização

Assim como no Alvo Barão Antigo, epidotização e cloritização representam os estágios mais tardios do sistema (Figuras 26A e 26B). Epidoto e clorita ocorrem em vénulas e fraturas que cortam as alterações anteriores obliterando totalmente a rocha hospedeira e substituindo minerais formados durante a alteração ferro-cálcica principalmente. Em relação aos corpos de gabbro é observada uma substituição do plagioclásio por clorita (Figura 24D). Foram identificadas porções nas quais a rocha hospedeira é cortada e substituída por uma

brecha rúptil associada a stockwork com veios de quartzo (Figura 26C). Localmente a epidotização ocorre associada a musketovita (pseudomorfo - hematita substituída por magnetita; figura 26D) com hábito lamelar e cristais de titanita hidrotermal.

Mineralização cuprífera

Calcopirita e pirita ocorrem fortemente associadas às fases de alteração mais tardias (potássica, epidotização e cloritização - figuras 25C e 25D). Ocorre desde pontualmente até em porções de brechas mineralizadas que obliteram a textura da rocha hospedeira fraturando cristais de apatita e feldspatos formados anteriormente (Figuras 25A e 25B).

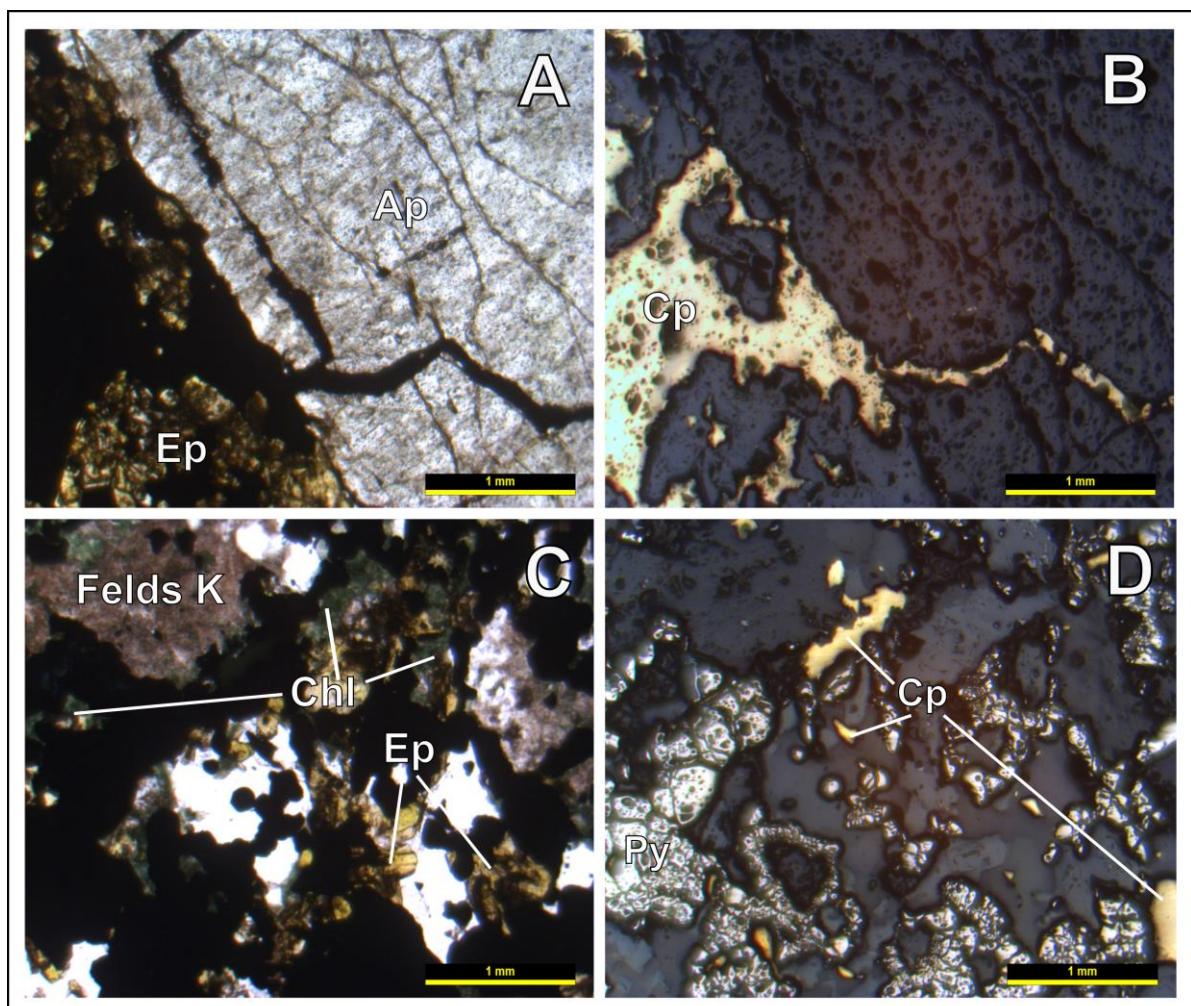


Figura 25: Características da mineralização do Alvo Barão Novo. Secções delgada-polidas sob luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e sob luz refletida (direita). **A e B**) BAR2 01 (203,3) - Calcopirita (Cp) associada a epidoto (Ep) e preenchendo fraturas em cristal de apatita hidrotermal (Ap); **C e D**) BAR2 01 (219,6) – Mineralização em brecha com calcopirita (Cp) e pirita (Py) associada a front de alteração potássica (Felds K) e epidotização + cloritização (Ep + Chl).

Sericitização (Carbonato)

A sericitização é posterior à mineralização, sendo tardia na evolução do sistema hidrotermal. Pode ocorrer associada a carbonatos e associada à formação de hidróxidos de ferro. Os carbonatos ocorrem intersticialmente e em fraturas (Figura 26F), enquanto limonita

substituí principalmente a clorita e opacos, também ocorre entre os espaços formados entre os contatos de cristais de quartzo (Figura 26E). A sericita ocorre preenchendo fraturas que cortam os minerais previamente formados ou substituindo os cristais de feldspato (Figura 26A).

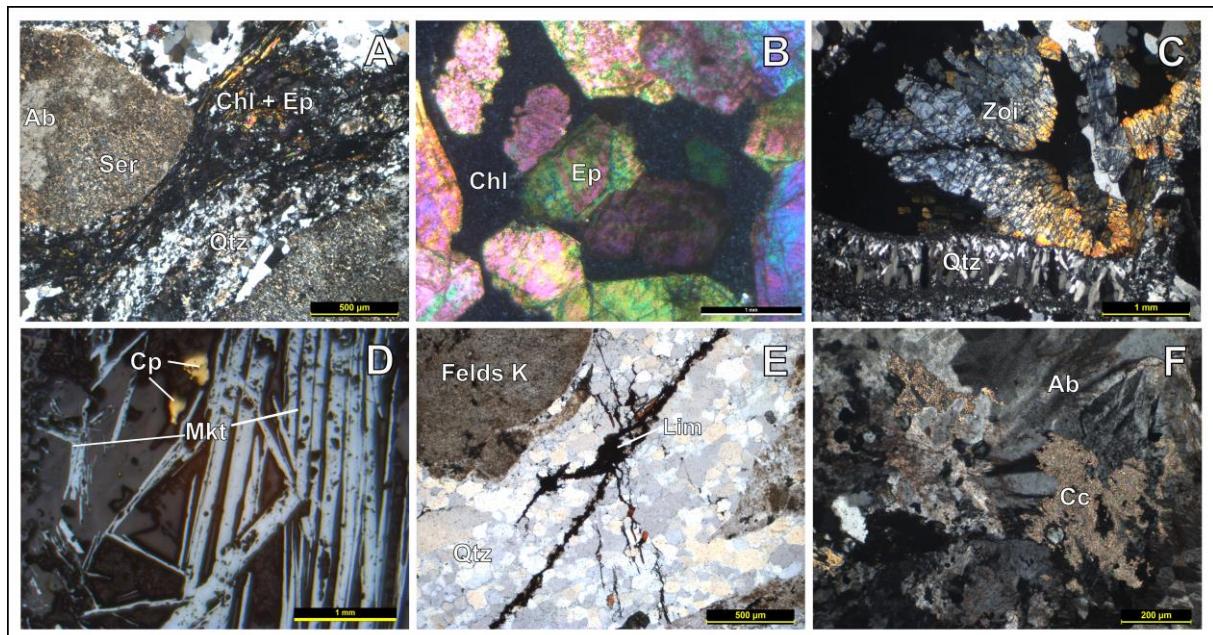


Figura 26: Características da alteração tardia do Alvo Barão Novo. Secções delgadas sob luz transmitida com polarizadores cruzados (A, B, C e F) e paralelos (E) e secção delgada-polida sob luz refletida (D). A) BAR2 01 (164,7) – Banda de chamosita (Chl) e epidoto (Ep) amoldada a cristal de albita (Ab) forte sericitizado (Ser) e entre ribbons de quartzo (Qtz); B) BAR2 04 (106,0) – Clorita (chl) intersticial aos cristais euhédricos de epidoto (Ep); C) BAR2 01 (293,7) - Brecha rúptil com veios de quartzo tardios (Qtz) e zoisita (Zoi); D) BAR2 04 (349,4) – Musketovita com hábito acicular em meio a ganga e com calcopirita intersticial (Cp); E) BAR2 01 (164,7) – Limonita (Lim) em fraturas cortando cristais de quartzo (Qtz) e porfiroclastos de plagioclásio substituído por feldspato potássico (Felds K); F) BAR2 01 (108,9) – Alteração sódica com albita hidrotermal com extinção em leque (Ab) substituída por calcita (Cc).

6- DISCUSSÕES

6.1 Características dos alvos Barão Novo e Antigo

No Alvo Barão Antigo predomina forte deformação desenvolvida em condições dúcteis devido à proximidade da zona de cisalhamento Canaã. A mineralização de cobre ocorre associada a cristais de apatita hidrotermal e é acompanhada de sulfetos de níquel e cobalto, tais como millerita e siegenita. A presença desses elementos sugere lixiviação desses dos corpos máficos-ultramáficos próximos do alvo (e.g., depósito de níquel Vermelho) durante os processos de interação fluido-rocha vinculados ao estabelecimento da zona de cisalhamento e migração regional de fluidos hidrotermais.

Além disso, predomina a alteração sódica sobre a potássica, que se associa à alteração (ferro)-cálcica, composta principalmente por cristais de apatita hidrotermal e anfibólios (actinolita). A formação de óxidos de ferro (magnetita) foi pouco expressiva nesse setor do depósito, enquanto óxidos de titânio e ferro (rutilo e illmenita), substituindo a titanita,

são comuns e apresentam conteúdos significativos (<1% do peso atômico total) de nióbio e manganês em sua estrutura.

Por sua vez, o Alvo Barão Novo possui porções nas quais a textura da rocha hospedeira granítica ocorre preservada, nos corredores estruturais com menor interferência do cisalhamento, e setores com intensa deformação marcada por milonitos na proximidade da zona de cisalhamento. Diferentemente do Alvo Barão Antigo, a alteração ferro-cálcica controlada por deformação dúctil com formação de óxidos de ferro (magnetita) é expressiva. A mineralização cuprífera resultou em formação de calcopirita e pirita associada aos estágios de alteração hidrotermal mais tardios, tais como alteração potássica, epidotização e cloritização, que predominam no sistema e indicam transição de condições predominantemente dúcteis a dúcteis-rúpteis.

Baseado na caracterização realizada para o Alvo Barão, como discutido acima, em paralelo à caracterização dos depósitos de Sossego e Alvo Bacaba, realizada com auxílio da bibliografia, pode-se inferir certos padrões de comportamento para os sistemas hidrotermais do tipo IOCG do Cinturão Sul do Cobre de Carajás. Ao longo dos tópicos seguintes serão discutidos e relacionados os padrões de alteração hidrotermal, deformações, mineralização e composição dos fluidos entre os três depósitos estudados.

6.2 Alterações hidrotermais e contexto estrutural

Após análise dos dados levantados ao longo do presente estudo foi definida a sequência das alterações hidrotermais associada a cada depósito abordado, e os minerais característicos de cada estágio de alteração foram correlacionados aos controles estruturais predominantes. Tais correlações se encontram resumidas na figura 27 que traz as interpretações sobre cada depósito e a relação entre os estágios de alterações hidrotermais, sua mineralogia e os estágios de deformação inferidos.

Primeiramente, é possível notar que as alterações hidrotermais mais características dos estágios iniciais de desenvolvimento do sistema hidrotermal, representadas por escapolitização, albitização, alteração sódica-cálcica e ferro-cálcica, estão relacionadas com estilos de deformação mais dúcteis (Figura 28), e foram acompanhadas por formação de óxidos de ferro (magnetita) e titânio (rutilo e illmenita).

<i>Depósito</i>	<i>Alterações hidrotermais</i>	<i>Minerais</i>	<i>Dúctil</i>	<i>Dúctil - Rúptil</i>	<i>Rúptil</i>	<i>Posterior</i>
SOSSEGO	Sódica	Ab				
	Sódica - cárcea	Act				
	Formação de óxidos de ferro	Mt				
	Potássica	Felds K				
	Epidotização + Cloritização	Chl				
		Ep				
		Cc				
	Mineralização	Cp				
BACABA	Sódica	Ab				
		Scp				
	Formação de óxidos de ferro	Mt				
	Potássica	Felds K				
		Bt				
		Turm				
	Epidotização + Cloritização	Chl				
		Ep				
		Cc				
	Mineralização	Py				
ALVO BARÃO ANTIGO	Pós-mineralização	Cp				
	Silicificação I e II	Qtz				
	Sódica	Ab				
		Tit				
	(Ferro) - cárcea	Rut - ill				
		Ap				
		Mt				
		Act				
	Potássica	Felds K				
		Bt				
ALVO BARÃO NOVO	Turm					
	Mineralização	Sie				
	Epidotização + Cloritização	Cp				
		All				
		Ep				
		Chl				
	Pós-alteração	Lim				
		Ser				
	Silicificação I e II	Qtz				
	Escapolitização	Scp				

Figura 27: Interpretações das alterações hidrotermais de cada depósito associadas à sua mineralogia e deformação (Ab – albita, Act – actinolita, All – allanita, Ap – apatita, Bt – biotita, Cc – calcita, Cp – calcopirita, Chl – clorita, Ep – epidoto, Felds K – feldspato potássico, ill – illmenita, Lim – limonita, Mt – magnetita, Mkt – musketovita, Py – pirita, Qtz – quartzo, Rut – rutilo, Scp – escapolita, Ser – sericita, Sie – siegenita, Tit – titanita e Turm – turmalina).

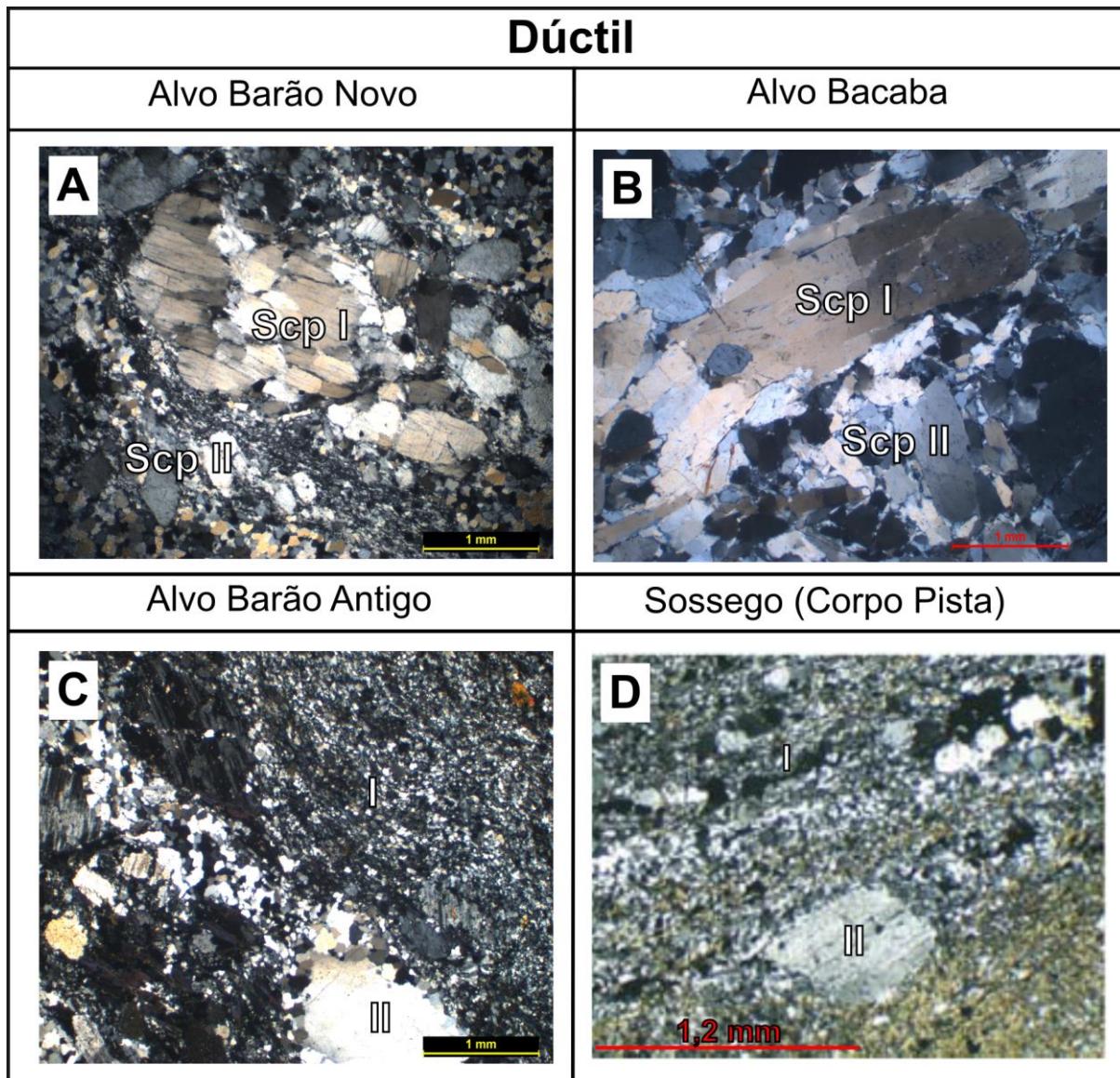


Figura 28: Fotomicrografias sob luz transmitida com polarizadores cruzados de feições de deformação dúctil - A e B) Escapolitização com duas variações texturais, uma fibrosa com lamelas de deformação e cortada por faixas de subgrão (Scp I) e outra recristalizada (Scp II); C e D) Rochas afetadas por forte milonitzação (I) com porfiroclastos de plagioclásio substituídos por albite (II). D) Modificado de Monteiro et al., 2008.

Também foram observados estágios de alteração hidrotermal formadas em um ambiente deformacional transicional do dúctil (rochas bandadas, foliadas e/ou milonitzadas) ao rúptil (fraturas e vênulas). A alteração mais característica dessa transição é a alteração potássica que ocorre nos três depósitos, tanto substituindo as fases de alteração sódica e/ou cárnea, principalmente aquelas albitizadas, quanto em fraturas tardias. Quando em um ambiente deformacional mais rúptil, o feldspato potássico ocorre associado à formação de fases mais tardias de epidotização e cloritização.

Nos estágios de deformação mais tardios, em um ambiente deformacional predominantemente rúptil (Figura 29), predomina a epidotização associada à cloritização. Epidoto e clorita, associados a quartzo e calcita, ocorrem principalmente como preenchimento de fraturas e veios com textura de preenchimento de espaços abertos (*open space filling*) e também como intensa alteração pervasiva que oblitera as texturas das

rochas hospedeiras. No Alvo Barão também temos um estágio de silicificação posterior, que constitui zonas de intensa brechação dos corpos epidotizados e cloritizados, cortados por veios de quartzo tardios. Uma segunda fase de albitização tardia, predominantemente fissural, também é reconhecida como tardia no sistema.

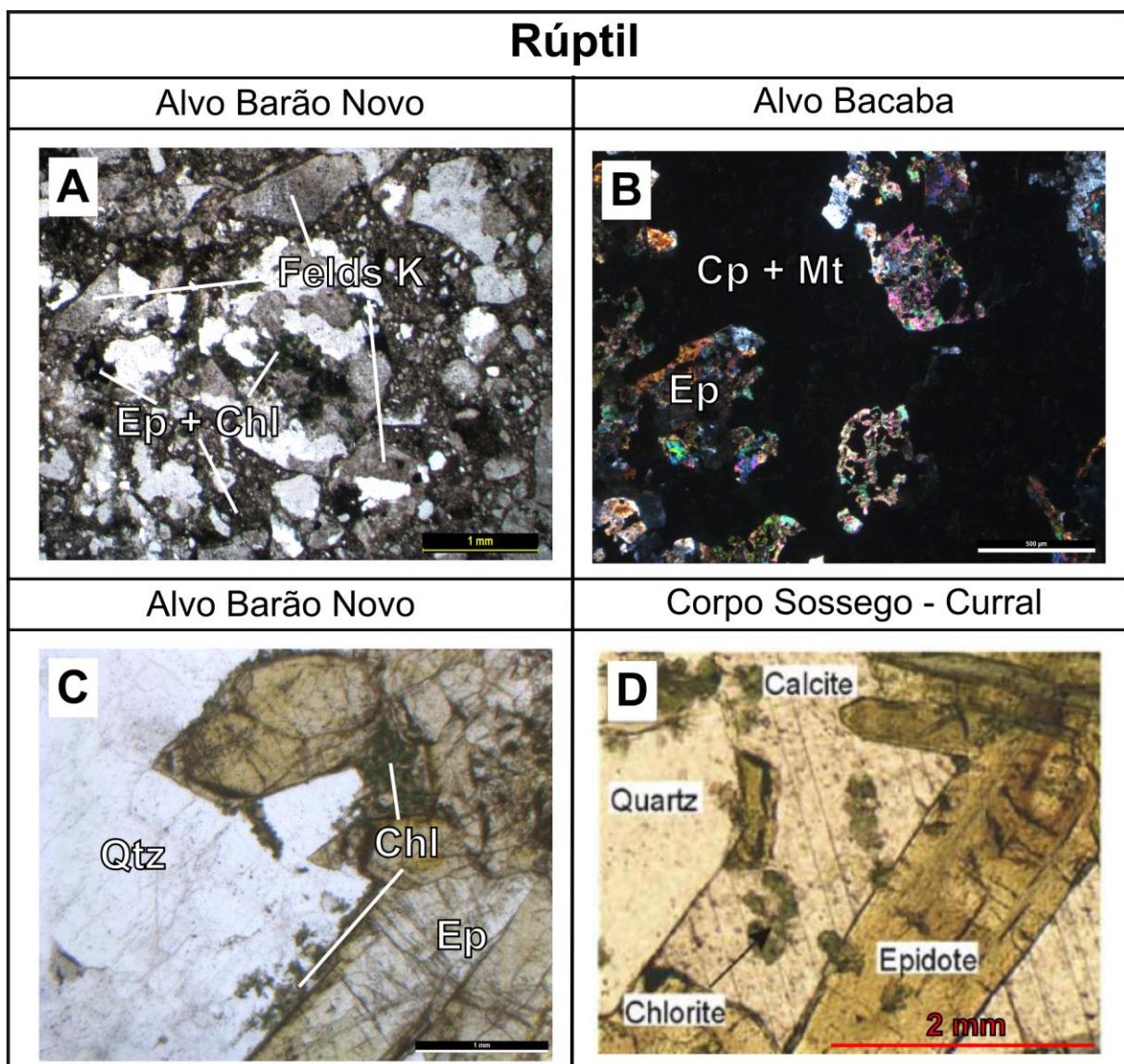


Figura 29: Fotomicrografias sob luz transmitida com polarizadores cruzados (A e B) e paralelos (C e D) de feições de deformação rúptil – **A)** Brecha associada a epidoto (Ep) e clorita (Chl) com cristais de feldspato potássico (Felds K) brechados; **B)** Brecha associada a epidoto (Ep) mineralizada (Cp + Mt) **C e D)** Veios preenchidos por clorita (Chl), quartzo (Qtz), epidoto (Ep) e calcita com cristais milimétricos. **D)** Modificado de Monteiro et al., 2008.

6.3 Mineralização cuprífera

A mineralização de cobre ocorre quase sempre associada com as fases de alteração hidrotermais mais tardias, controladas por estruturas rúpteis, destacando-se a sua associação com epidoto. A calcopirita e pirita ocorrem brechando e alterando pervasivamente as estruturas anteriores (Figura 30). Tal situação é predominante no Alvo Bacaba e Alvo Barão Novo, sendo também presente no depósito Sossego.

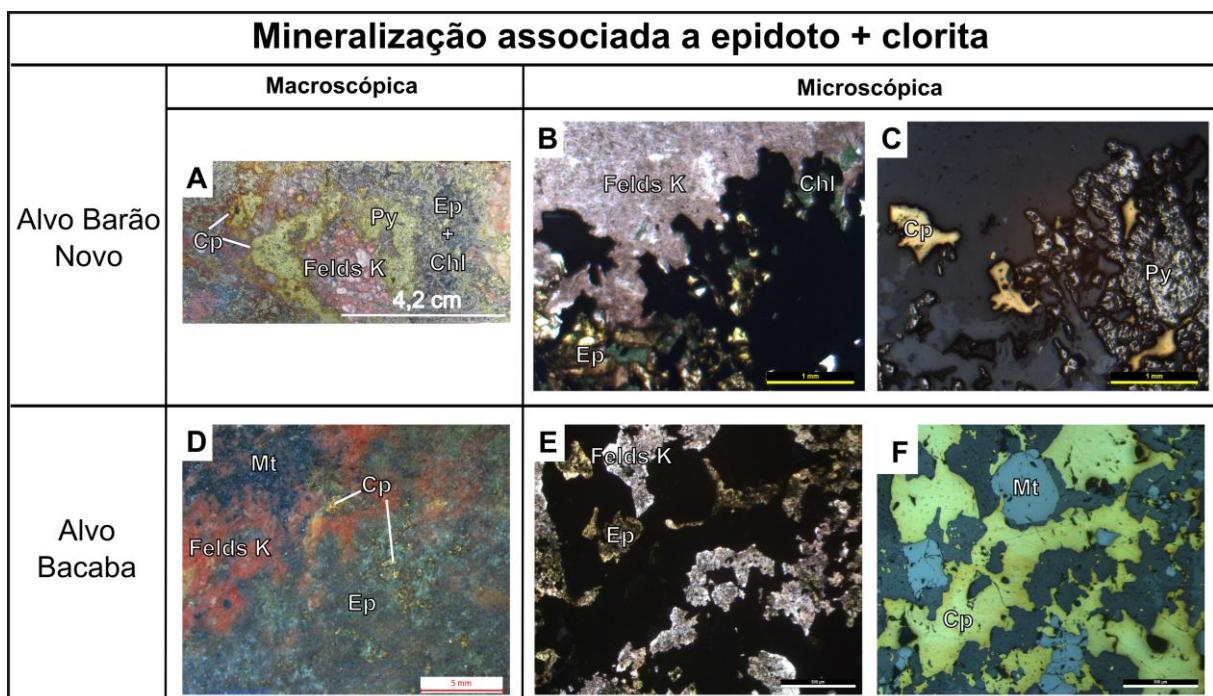


Figura 30: **A, B e C**) Mineralização com calcopirita (Cp) e pirita (Py) associada a epidoto (Ep), clorita (Chl) e feldspato potássico (Felds K) em amostra macroscópica (A), sob luz transmitida com nicóis paralelos (B) e sob luz refletida (C) do Alvo Barão Novo; **D, E e F**) Mineralização com calcopirita (Cp) associada a epidoto (Ep), com cristais de magnetita (Mt) e feldspato potássico (Felds K) em amostra macroscópica (D), sob luz transmitida com nicóis paralelos (E) e sob luz refletida (F) do Alvo Bacaba.

Contudo, em porções com forte influência de zonas de cisalhamentos foi observado um padrão de mineralização associada a fases de alteração mais iniciais no sistema, sob uma deformação gradando de dúctil a rúptil, estando fortemente relacionada a cristais de apatita hidrotermal e/ou zonas de silicificação prévias, além de minerais acessórios (allanita e anfibólios), como pode ser visto na figura 31.

Também é comum a ocorrência de sulfetos de níquel e cobalto (millerita–siegenita), associados a calcopirita e pirita, devido a remobilização destes elementos provenientes de corpos máficos-ultramáficos próximos. Tal padrão foi observado no Alvo Barão Antigo e em algumas porções mineralizadas do depósito Sossego, particularmente nos corpos Sequeirinho–Baiano–Pista.

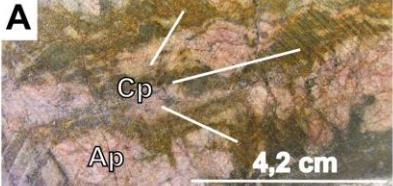
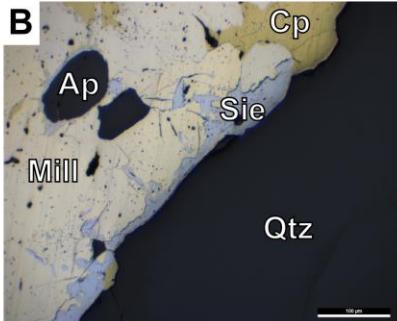
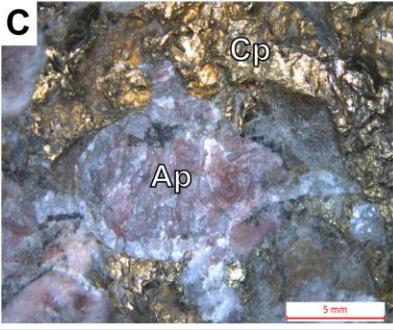
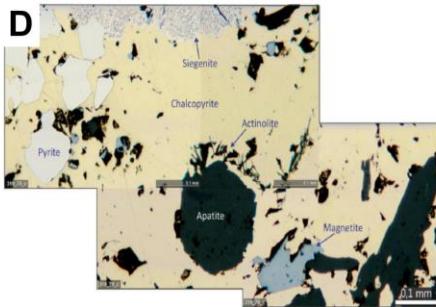
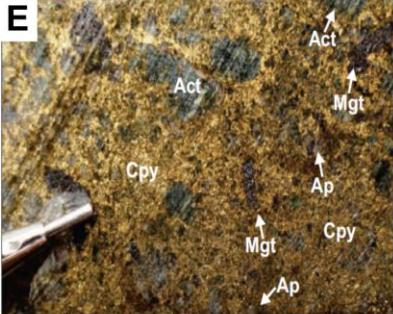
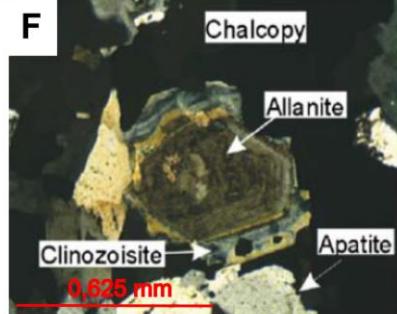
Mineralização associada a apatita		
	Macroscópica	Microscópica
Alvo Barão Antigo		
Corpo Sossego		
Corpo Sequeirinho		

Figura 31: **A e B)** Mineralização cuprífera do Alvo Barão Antigo representada por calcopirita (Cp) associada a sulfetos de níquel e colbato (Mill e Sie), apatita (Ap) e quartzo (Qtz) em amostras macroscópica (A) e sob luz refletida (B); **C e D)** Mineralização de cobre do Corpo Sossego com calcopirita (Cp) associada a sulfetos de níquel e colbato (siegenita), pirita, apatita (Ap), actinolita e magnetita em amostras macroscópica (C) e sob luz refletida (D); **E e F)** Mineralização cuprífera do Corpo Sequeirinho com calcopirita (Cpy) associada a minerais do grupo do epidoto (allanita com borda de clinzoisita), apatita (Ap), actinolita (Act) e magnetita (Mgt) em amostra macroscópica (E) e sob luz transmitida com nicóis cruzados (F). **D e E)** Modificado de Moreto et al. (2015); **F)** Modificado de Monteiro et al. (2008).

6.4 Características dos fluidos hidrotermais

No Alvo Barão Novo a presença de fluidos hidrotermais hipersalinos durante a evolução do sistema hidrotermal é sugerida pela ocorrência de *fronts* de escapolitização, similar ao descrito no Alvo Bacaba. A escapolita sódica identificada nesses depósitos é considerada um mineral traçador de condições de hipersalinidade dos fluidos, sendo instável na presença de fluidos mais diluídos. Adicionalmente, no Alvo Barão foram observadas diversas inclusões fluidas aquosas trifásicas (L–V–S), com sais de saturação, aprisionadas em cristais de quartzo formados durante o estágio de silicificação mais tardio do sistema. Na figura 32 é possível observar a presença de um cristal de halita em inclusão fluida, indicando

a participação de fluidos hipersalinos no sistema hidrotermal. Tais características são importantes para o transporte eficiente de metais (e.g., Cu, Fe e Au) pelos fluidos hidrotermais, uma vez que esses se ligam a complexos cloretados presentes em fluidos de alta salinidade. Contudo, condições de alta salinidade inibem a precipitação dos metais em larga escala, porque favorecem a sua solubilidade nos fluidos..

Além disso, vale a pena ressaltar que a relação entre a composição dos fluidos, alterações hidrotermais e mineralizações se encontram muito bem definidas para os depósitos Sossego e Alvo Bacaba, os quais, segundo Augusto (2007), devem fazer parte de porções diferentes do mesmo sistema hidrotermal. O Alvo Bacaba seria mais distal e profundo e teria se formado em porções com predominância de influxo de fluidos metalíferos hipersalinos, responsáveis pela formação de zonas de escapolitização. Essas zonas com escapolita representariam um halo distal aos maiores corpos de minério, representados pela Mina de Sossego. Nessa mina, estudos de isótopos estáveis realizados por Monteiro et al. (2008) evidenciam mistura dos fluidos quentes e hipersalinos com fluidos frios e diluídos, favorecendo a precipitação dos metais em armadilhas estruturais.

Pode-se correlacionar a situação do Alvo Bacaba com a observada para os fluidos hidrotermais e mineralizações do Alvo Barão Novo. Como observado a partir da caracterização petrográfica, nota-se que o Alvo Barão Novo apresenta intervalos mineralizados muito menos expressivos do que aqueles presentes no Alvo Barão Antigo.

Portanto, pode-se inferir que devido a presença de forte escapolitização em estágios de alteração hidrotermal iniciais associadas a fluidos hipersalinos, presentes tanto no Alvo Bacaba quanto Alvo Barão Novo, temos uma formação de níveis mineralizados muito mais restrita. Dessa forma, as mineralizações mais expressivas, observadas ao longo do Alvo Barão Antigo e principalmente no depósito Sossego estariam relacionadas a precipitação de metais em maior escala favorecidas por diluição e resfriamento dos fluidos metalíferos, o que pode ser vinculado com sua mistura com fluidos mais superficiais.

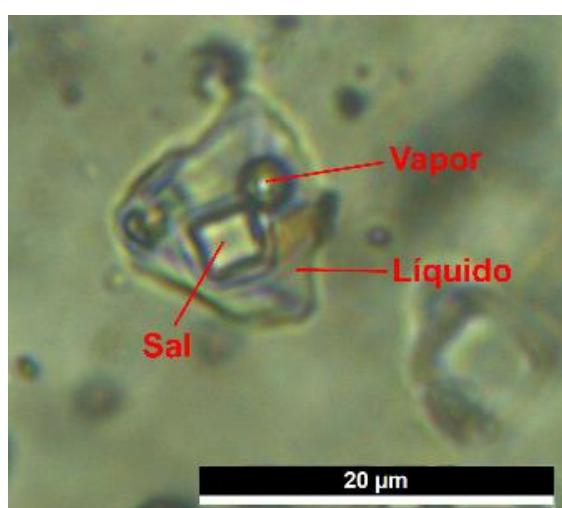


Figura 32: BAR2 04 (349,40) - Inclusão fluída aquosa aprisionada em cristal de quartzo (Silicificação II) do Alvo Barão com três fases (cristal de halita, vapor e líquido), sugerindo condições de hipersalinidade

7- CONCLUSÕES

Com base na bibliografia consultada, descrições petrográficas e análises químicas semi-quantitativas realizadas por MEV pode-se destacar a influência das zonas de cisalhamento na evolução do sistema hidrotermal vinculado às mineralizações IOCG do Cinturão Sul do Cobre. Tais zonas de cisalhamento controlaram os padrões de deformação e, consequentemente, tipos e estilos de alteração hidrotermal e mineralização cupro-auríferas. Depósitos mais proximais às zonas de cisalhamento apresentam um padrão deformacional predominantemente dúctil, com foliação marcante e intervalos fortemente milonitzados.

A predominância de um ambiente deformacional mais dúctil é marcada por alterações hidrotermais típicas de um nível crustal mais profundo, representadas no depósito Sossego pelas alterações sódica (albitização) e sódica-cálcica (actinolita), no Alvo Bacaba pela alteração sódica (albitização e escapolitização), no Alvo Barão Antigo pela alteração sódica (albitização) e (ferro)-cálcica (apatita, titanita, rutilo, illmenita, magnetita e actinolita) e no Alvo Barão Novo pela alteração ferro-cálcica (magnetita e actinolita) e sódica (albitização e escapolitização).

A formação de óxidos de ferro (magnetita) ocorre nos três depósitos nesta fase, sendo menos expressiva no Alvo Barão, no qual foi observado mais comumente a formação de óxidos de titânio e ferro (rutilo e illmenita) e titanita, menos comuns em sistemas hidrotermais do tipo IOCG.

Em contraste, porções do depósito mais distais em relação às zonas de cisalhamento, ao longo dos corredores estruturais, apresentam um padrão deformacional gradando de dúctil a rúptil com alterações hidrotermais características de um nível crustal mais raso. As texturas mais observadas são brechas envolvendo os cristais formados anteriormente, preenchimento de vênulas ou fraturas e alteração pervasiva que pode obliterar totalmente a textura da rocha hospedeira.

A fase de alteração potássica é marcante ao longo da transição de um ambiente dúctil a rúptil, seguida pelas fases de alteração mais tardias epidotização e cloritização tipicamente formadas em um ambiente rúptil.

Também podem ser observadas alterações ainda mais tardias no sistema, normalmente posteriores a mineralização, como corpos com padrão *stockwork* com veios preenchidos por uma silicificação tardia associada a uma segunda fase de albitização. Ocorrem também formação de carbonatos que alteram pervasivamente a rocha hospedeira, sericitização dos cristais feldspatos e formação de limonita em fraturas e entre os cristais de clorita e opacos.

A influência da relação espacial com as zonas de cisalhamentos também interfere no padrão de mineralização cupro-aurífera. Corpos de minério hospedados por rochas mais

intensamente afetadas pelo cisalhamento e, portanto, com fases de alteração hidrotermal mais iniciais no sistema, como observado nos depósitos Sossego e Alvo Barão Antigo, têm uma mineralização composta por calcopirita–pirita–siegenita–(millerita) associada a cristais de apatita hidrotermal e, subordinadamente, cristais de quartzo, anfibólio (actinolita) e allanita formados sob condições predominantemente dúcteis.

Estes corpos mineralizados ocorrem normalmente mais delimitados pelas feições geradas por um comportamento dúctil, principalmente em brechas contidas ao longo da foliação milonítica da rocha hospedeira deformada. A ocorrência de sulfetos compostos com níquel e cobalto, além de cobre e ferro, foi possível devido à remobilização de elementos de corpos máfico-ultramáficos próximos por meio das zonas de cisalhamento.

Por sua vez, para os depósitos mais distais em relação às zonas de cisalhamento, nos quais predomina deformação dúctil-rúptil, como no Alvo Bacaba e Alvo Barão Novo, temos uma mineralização com calcopirita–pirita fortemente associada à epidotização e, subordinadamente, à alteração potássica e cloritização. Tais corpos mineralizados ocorrem como brechas rúpteis com fraturamento dos cristais de feldspato e apatita formados anteriormente.

No caso do Alvo Bacaba e Alvo Barão Novo, temos a escapolitização como alteração hidrotermal típica de um ambiente dúctil marcante em ambos os depósitos. Tal característica indica que estes depósitos estão relacionados a fluidos mais salinos compondo, possivelmente, um halo mais distal aos corpos de minério mais expressivos observados principalmente na mina do Sossego.

Na tabela 1 temos um resumo dos padrões de mineralização e alteração hidrotermal observados sob diferentes condições de deformação e sua relação com o sistema mineral do tipo IOCG. Os padrões foram definidos com base no comportamento observado para o sistema de cobre e ouro do tipo IOCG de Carajás. Contudo, tais critérios podem ser utilizados para outros sistemas minerais do tipo IOCG devido a importância do controle estrutural, característico deste tipo de depósito.

São esperadas certas variações em relação às alterações hidrotermais predominantes no sistema e padrões de mineralização devido às diferenças em relação aos litotipos hospedeiros, natureza dos fluidos metalíferos (e.g., diferentes concentrações de sais) e idade de formação (e.g., depósitos do tipo IOCG arqueanos de Carajás *versus* depósitos IOCG mesozoicos dos Andes). Algumas destas variações podem ser observadas na figura 33 de Williams et al. (2005).

Tabela 1: Características de depósitos do tipo IOCG sob diferentes condições de deformação baseado no exemplo da Província Carajás.

Critérios para a distinção de depósitos do tipo IOCG		
Nível crustal	Intermediário a profundo	Intermediário a raso
<i>Relação espacial com zonas de cisalhamento</i>	Proximal	Distal (corredores estruturais)
<i>Controle estrutural</i>	Dúctil	Dúctil a rúptil
<i>Textura</i>	Foliação marcante e estrutura milonítica	Preservada, brechas, fraturas e vênula
<i>Alteração hidrotermal predominante</i>	<u>Sódica</u> (Albita e escapolita) <u>Cálcica</u> (Actinolita e apatita) <u>Ferríca</u> (Magnetita e /ou illmenita)	<u>Potássica</u> (Biotita e feldspato potássico) <u>Epidotização</u> (Grupo do epidoto) <u>Cloritização</u> (Grupo da clorita)
<i>Mineralização</i>	Calcopirita-pirita associada a sulfetos de Ni e Co (e.g., siegenita) e cristais de apatita hidrotermal	Calcopirita-pirita associada a epidoto em brechas e fraturas em cristais formados anteriormente (e.g., apatita e feldspatos)

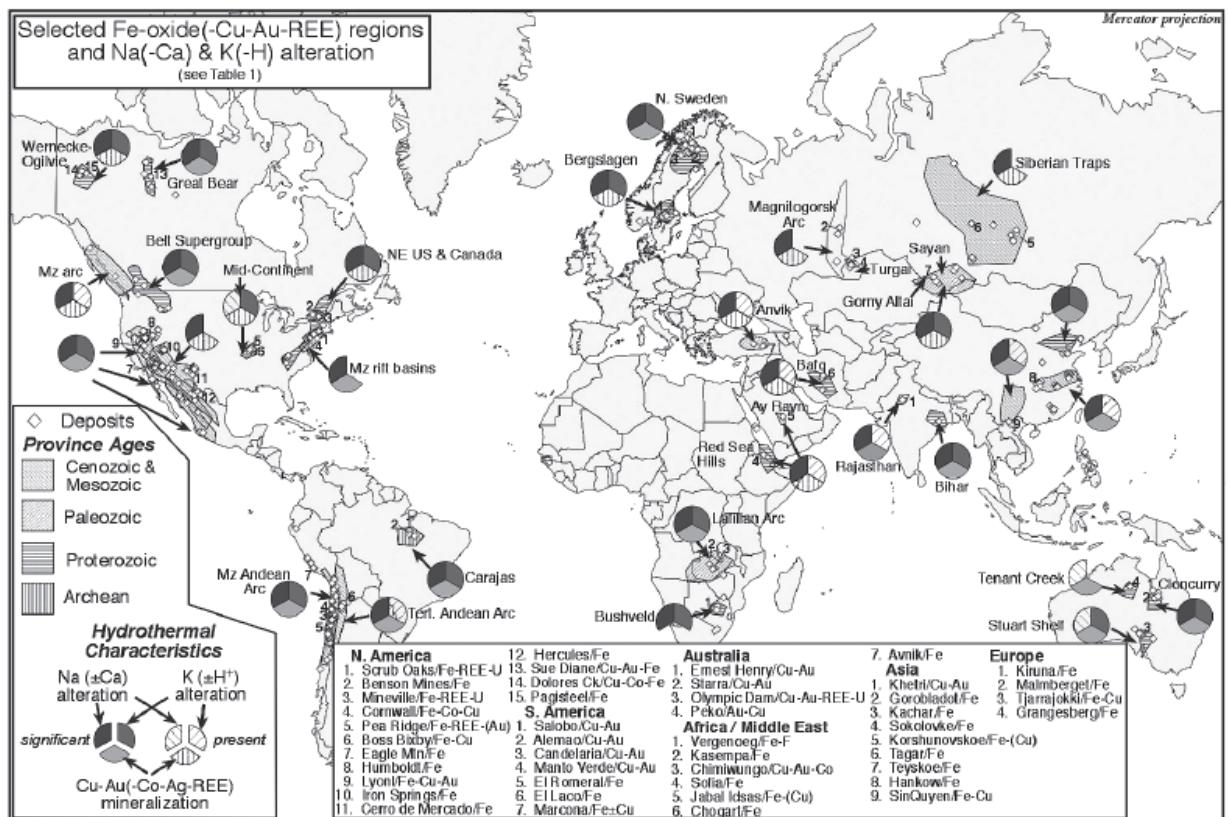


Figura 33: Distribuição dos principais depósitos do tipo IOCG e de óxidos de ferro hidrotermais com suas idades (cenozoicos e mesozoicos, paleozoicos, proterozoicos e arqueanos) e alterações hidrotermais divididas em um círculo compostos por três partes (sódica e cálcica – Na e Ca, potássica – K e mineralização – Cu, Au, Co, Ag e terras raras (REE)) definidas como predominantes (significant) e presentes (present) no depósito. Extraído de Williams et al. (2005).

Por fim, é notório que quando bem definida a relação espacial do depósito com a intensidade e tipo de deformação predominantes, é possível setorizar regiões nas quais predominam alterações em um ambiente dúctil, destacando-se a alteração sódica, e aquelas nas quais predomina alterações em um ambiente mais rúptil, destacando-se a alteração potássica. Na figura 34, modificada de Hitzman et al. (1992), temos uma interpretação esquemática do comportamento de depósitos do tipo IOCG em diferentes níveis crustais com as alterações hidrotermais predominantes baseada no padrão observado para o cinturão sul do cobre de Carajás.

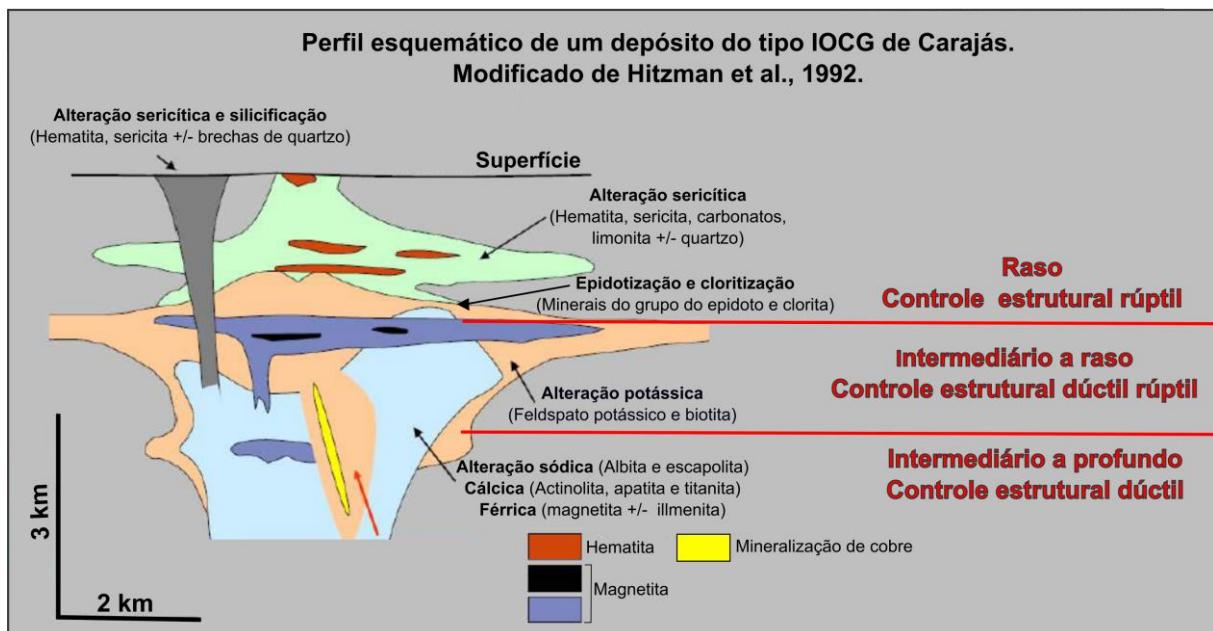


Figura 34: Perfil esquemática do padrão de deformação e alterações hidrotermais presentes nos três depósitos abordados no presente estudo (Alvo Barão, Alvo Bacaba e Sossego) com base em diferentes condições de nível crustal. Modificado de Hitzman et al. (1992).

8- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Augusto, R. A. (2007). *Caracterização das zonas de alteração hidrotermal e paragênese do minério de Cu–Au do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Estadual de Campinas, 61 p.
- Augusto, R. A., Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Souza, C. R. F. (2008). Zonas de alteração Hidrotermal e Paragênese do Minério de Cobre do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás (PA). *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2): 263–277.
- Avelar, V. G., Lafon J. M., Correia, F. C. Jr., Macambira, B. E. M. (1999). O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 453–460.
- Barbosa, J. P. O. (2004). *Geologia Estrutural, Geoquímica, Petrografia e Geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, UFPA, 96p.
- Barros, C. E. M., Sardinha A. S., Barbosa J. P. O., Macambira M. J. B. (2009). Structure, Petrology, Geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil, *Can. Miner.*, 47: 1423-1440
- Dall'Agnol, R., Lafon, J. M., Macambira, M. J. B. (1994). Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects, *Miner. Petrol.*, 50: 113–138.
- Docegeo (1988). Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás – Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, SBG, 11–54.
- Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Gomes, A. S., Sardinha, D. C., Oliveira, D. C., Santos, R. D., Santos, P. A. (2012). Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoarchean Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151: 57-73.
- Hitzman, M. W., Oreskes, N., Einaudi, M. T. (1992). Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (CU-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, 58: 241–287
- Hitzman, M. W. (2000). Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when and why? In: Porter T.M. (ed.) *Hydrothermal Iron-Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. PGC Publishing, Adelaide, 1: 9-25.
- Huhn, S. B., Macambira, M. J. B., Dall'Agnol, R. (1999). Geologia e geocronologia Pb-Pb do Granito Alcalino Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás-PA. SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Bol. Resumos, 463-466.

- Machado, N., Lindenmayer, D. H., Krough, T. E., Lindenmayer, Z. G. (1991). U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49: 329-354
- Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Carvalho, E. R., Hitzman, M. W., Johnson, C. A., Souza, C. R., Torresi, I. (2008). Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, 43: 129–159.
- Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Souza Filho, C. R., Moreto, C. P. N. (2014). Metalogenia da Província Carajás. In: Silva, M. G., Neto, M. B. C., Jost, H., Kuyumjian, R. M. (Org.), *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*, 43-92. CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
- Moreto, C. P. N., Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Creaser, R. A., Dufrane, S. A., Tassinari, C. C. G., Sato, K., Kemp, A. I. S., Amaral, W. S. (2015). Neoarchean and Paleoproterozoic Iron Oxide-Copper-Gold Events at the Sossego Deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb Geochronological Evidence. *Economic Geology*, 110: 809–835.
- Santos, J. O. S. (2003). Geotectônica do Escudo das Guiana e Brasil-Central. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. Brasília: CPRM, IV, 169-226.
- Sardinha, A. S., Barros, C. E. M., Krymsky, M. (2006). Geology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Archean (2.74Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metallogenetic Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 20: 327–339.
- Souza, S. R. B., Macambira, M. J. B., Sheller, T. (1996). Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA), implicações estratigráficas. In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia.*, 5, Belém, Anais, 380–383.
- Tallarico F. H. B. 2003. *O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil*. Tese de Doutorado, UNICAMP, 229p
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. 04. In: V. Mantesso Neto, A., Bartorelli, C. D. R., Carneiro, B. B., de Brito Neves. (Org.) *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (1: 471-485). São Paulo: Beca.
- Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T. (2008). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Pará: Escala 1:1.000.000*. Programa Geologia do Brasil. Belém: CPRM/CIAMA-PA.

- Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontboté, L., Haller, A., Mark, G., Oliver, N. H. S., Marschiki, R., (2005). Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin. *Society of Economic Geologists 100th Anniversary Volume* (371-405).
- Xavier, R. P., Monteiro, L. V. S., Moreto, C. P. N., Pestilho, A. L. S., Melo, G. H. C., Delinardo, M. A. S., Aires, B., Ribeiro, C., Freitas, F. H. S. (2012). The Iron Oxide Copper-Gold Systems of the Carajás Mineral Province, Brazil. *Society of Economic Geologists Special Publication 16.*