



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DO PROSPECTO DE Fe (-Cu) DO
COMPLEXO RIO SALITRE - BAHIA**

Ramon Matos Arouca Júnior

Brasília, DF
2018



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DO PROSPECTO DE Fe (-Cu) DO
COMPLEXO RIO SALITRE - BAHIA**

Ramon Matos Arouca Júnior

Orientadora: Prof. Dra. Maria Emília Schutesky Della Giustina

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente
Instituto de Geociências, Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Valmir da Silva Souza
Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB)

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira (Suplente)
Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB)

Brasília, DF, março de 2018

AGRADECIMENTOS

À Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, pelo acolhimento ao interesse científico acadêmico, disponibilização de material de suporte e atividades de campo. Em especial, agradeço aos geólogos Adalberto Ribeiro, Samuel Leal, Eduardo Carrilho e Bruno Ribeiro pela amizade e contribuições primorosas que se fizeram imprescindíveis para a finalização do material apresentado aqui.

À orientadora, Dra. Maria Emília S. Della Giustina, por ter confiado no trabalho desde o início da pesquisa, ter escutado os questionamentos e propiciado diálogos e suportes de conhecimentos científicos fundamentais para delineamento da pesquisa e análise dos dados.

Ao geólogo José Haroldo da S. Sá agradeço pela fonte de estímulo aos aprofundamentos dos conhecimentos geológicos e pelo incentivo na formação dessa pesquisa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pela concessão da bolsa de estudo, valorizando o processo de investigação e aprofundamento das pesquisas.

Aos professores da Universidade de Brasília (UnB), colegas e ao programa de Pós-Graduação em Geologia (PPGG) pela oportunidade de aprimoramento do conhecimento, aprendizagens compartilhadas e pela infraestrutura disponibilizada.

À meus pais, familiares e amigos, meu muito obrigado pelos momentos conjuntos de lutas, conquistas e experiências de vida.

*À minha amada Marcela,
pelas críticas construtivas e companheirismo ao longo dessa caminhada...*

RESUMO

A sequência metavulcanossedimentar do Complexo Rio Salitre (CRS) situada na margem do extremo norte do Cráton do São Francisco, estado da Bahia, consiste em rochas intensamente deformadas durante o Paleoproterozóico compreendendo rochas metavulcânicas máficas/ultramáficas, félsicas, quartzitos, metacherts, filitos, xistos, metarcóseos e metagrauvas intrudidas por representantes graníticos sin-pós tectônicos. Estuturalmente, o CRS é relacionado à uma zona de cisalhamento dúctil a rúpteis-dúcteis associados à produtos de alterações hidrotermais vinculados a megazona de cisalhamento da serra do Riacho da Batateira. As mineralizações de Fe-(Cu) relacionam-se às zonas de cisalhamento secundárias e sua formação ligada a esses eventos hidrotermais. Rochas intrusivas nessas supracrustais, também foram afetadas por intenso hidrotermalismo. Os resultados envolveram descrições detalhadas macro/micro, química mineral e geoquímica isotópica (C e O) de testemunhos de sondagem, distribuídos ao longo de furos exploratórios realizados pela CBPM. A análise permitiu a identificação das principais assembleias minerais hidrotermais e suas relações com a mineralização. Alterações hidrotermais e processos de metassomatismo envolvem, Na, Ca-(Mg) (diopsídio-tremolita), K (alta temp. - K-feldspatização), K-Fe (baixa temp. - annita-flogopita-clorita), sericitização, turmalinização, silicificação e formação tardia de magnetita/hematita. A mineralização ocorre sob a forma de veios e brechas hidrotermais envolvendo a associação sulfetada pirita-pirrotita-calcopirita. A característica polimetálica e o reconhecimento de tais alterações associado a dados isotópicos de Carbono e Oxigênio, possibilitaram ampliar as discussões referentes ao tipo de ambiente metalogenético. Os resultados expandem o potencial metalogenético para o ferro e cobre na região do CRS, além de despertar à atenção da comunidade científica e empresarial.

Palavras Chave: Complexo Rio Salitre; Cráton do São Francisco; mineralizações de Fe-(Cu); alterações hidrotermais

ABSTRACT

The Rio Salitre Complex (CRS), situated on the northern border of the São Francisco Craton, Bahia state, consists of intensely deformed rocks during the paleoproterozoic, cut by post-tectonic granite representatives. The CRS is related to a ductile-ductile shear zone that is strongly associated with the products of hydrothermal alterations, linked to a mega shear zone of the Riacho da Batateira mountain range. The mineralization of Fe-(Cu) would be associated with secondary shear zones and their formation linked to these hydrothermal events. The manifestations of granitic rocks, intrusive in the supracrustal CRS's rocks, were also strongly affected by intense hydrothermalism. The results are obtained from the macro / micro, mineral chemistry and isotopic geochemistry (C and O) of core drill samples performed by CBPM. Analysis allowed an identification of the main hydrothermal minerals and their relations with the ore. Hydrothermal alterations and metassomatism processes involve Na, Ca-(Mg) (diopside-tremolite), K-feldspatization, K-Fe (low temp - annita-phlogopite-chlorite), sericitization, tourmalinization, silicification and late formation of magnetite/hematite. The ore occurs in a form of veins and hydrothermal breccias involving pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite association. The polymetallic characteristic and the recognition of such changes associated with isotopic data of Carbon and Oxygen, allowed to broaden the discussions concerning the type of metallogenetic environment. The results expand the metallogenetic potential for iron and copper in the CRS region, and draw the attention of the scientific and business community.

Keywords: Rio Salitre Complex; São Francisco Craton; Fe-(Cu) mineralization; hydrothermal alteration

ÍNDICE DE FIGURA

Figura 1 - Mapa de localização e situação da área de estudo no estado da Bahia.....	14
Figura 2 - Mapa de relevo sombreado e vias de acesso à área de estudo.....	15
Figura 3 - Mapa geotectônico esquemático do extremo norte do Cráton do São Francisco e região do Médio São Francisco (Modificado de Caxito 2013 in Caxito & Uhlein 2013). Sub-domínios da Província Borborema: PEAL - Pernambuco-Alagoas; RC - Rio Capibaribe; AM - Alto Moxotó; AP - Alto Pajeú; PAB - Piancó Alto Brígida, SJC - São José do Caiano, RGN - Rio Grande do Norte, CC - Ceará Central. ZCPeO e ZCPeL - Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste e Leste, respectivamente; ZCPa - Zona de Cisalhamento Patos. Dados compilados de Brito Neves et al. (2000, 2005) e referências ali citadas.....	18
Figura 4 - Mapa geológico da região do médio São Francisco com localização do Complexo Rio Salitre. Adaptado de Loureiro e Macêdo (2017); Macêdo (2017).....	19
Figura 5 - Exemplos de rochas do Complexo Rio Salitre. (a) Metabásica da Subunidade Inferior, milonitizada e xistificada (UTM: 316446/8945528); (b) Metabasalto variolítico (UTM: 317313/8944309); (c) Metavulcânica fêlsica proto a meso milonítica, aflorante ao longo da BA-210, sentido município de Sobradinho (UTM: 316841/8945268); (d) Metachert cinza escuro que ocorre associado aos metapelitos carbonosos-grafitosos, apresentando sulfetos oxihidroxidados (UTM: 317766/8943011); (e) Metapelitos e psamitos da Subunidade Superior (UTM: 316271/8945614); (f) Tremolita quartzito brechado com impregnações de óxi-hidróxidos de ferro (UTM: 316283/8945607).	23
Figura 6 - Mapa geotectônico esquemático do extremo norte do Cráton do São Francisco e região do Médio São Francisco (Modificado de Caxito 2013 in Caxito & Uhlein 2013). Sub-domínios da Província Borborema: PEAL - Pernambuco-Alagoas; RC - Rio Capibaribe; AM - Alto Moxotó; AP - Alto Pajeú; PAB - Piancó Alto Brígida, SJC - São José do Caiano, RGN - Rio Grande do Norte, CC - Ceará Central. ZCPeO e ZCPeL - Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste e Leste, respectivamente; ZCPa - Zona de Cisalhamento Patos. Dados compilados de Brito Neves et al. (2000, 2005) e referências ali citadas.....	32
Figura 7 - a) Mapa geológico do Complexo Rio Salitre. b) Mapa geológico da área de estudo, com indicativo dos furos de sondagens utilizados para amostragem e análise pelo projeto. Modificado de Ribeiro (1998) e Souza (2011).	33
Figura 8 - (a) dobra isoclinal nos metacherts escuros da subunidade inferior da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre. (b) região da serra da Batateira deslocada por zona de cisalhamento dextral. A foto à direita mostra o fractal em mesoescala nos quartzitos da unidade Sobradinho. (c) sigmoides de deformação com movimento aparente sinistral em “metabrecha” vulcânica da subunidade inferior da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre. (d) foliação de crenulação em filitos da subunidade superior da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre. (e) <i>kink fold</i> em metavulcânicas máficas da subunidade inferior da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre. Imagens em Souza et. al (2015).	36
Figura 9 - Zonas de alteração hidrotermal observados no furo de sondagem FMS3, alvo 6, 8 e 9. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010). (a) pegmatóide à Kfs e Pl dentro do pacote da zona de alteração. (b) mineralização associada a brechas com fragmentos cloríticos e concentrações anômalas de Ttn. Notar Py euédrica inclusa em massas descontínuas de Po. (c) matriz rica em calcita no nível da alteração Ca-(Mg), associado a Tr e Phl. Detalhe à Py euédrica. (d) Tr no nível da alteração Ca-(Mg). (e) Detalhe a granulometria grossa do Di no nível da alteração Ca-(Mg). (f) zona quartzo-feldspática com Ann e Act. Detalhe a coloração cinza-claro com tons esverdeados decorrente da Ann e Chl. 43	
Figura 10 - Zonas de alteração hidrotermal observados no furo de sondagem FMS9, alvo 6, 8 e 9. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010). (a) Alteração à Phl com Tur. (b) e (c) alteração à Chl e Tlc formando brechas sulfetada cimentadas em parte por produtos oxihidróxidos de ferro (Mt/Hem). (d) Calcixisto formado por um aporte significativo de fluido sílico-carbonático, piritoso, sobrepostos por produtos da sericitização. Notar a Py oxidada contida no veio carbonático, com bordas que evoluem para ferro-hidróxidos e calcita avermelhada. (e) e (f) rocha de composição Qz-Chl-Ser xisto, relacionada a um aporte significativo de silicificação. Notar Py euédrica quando em zona mais xistosa. (g) alteração K (Alta temp.) pervasiva formando veio pegmatítico. (h) Metamáfica? alterada com Ann +Act.....	44
Figura 11 - Zonas de alteração hidrotermal observados no furo de sondagem FMS10, alvo 6, 8 e 9. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010). (a) Brecha sulfetada com fragmentos quartzíticos com presença de carbonato e grafita. (b) veio sílico-carbonático piritoso cortando uma trama rica em Qz (de geração anterior?). Presença de calcopirita e raras exsoluções de pentlantida na pirrotita. (c) texturas protomiloníticas desenvolvidas em zonas rúpteis. Notar que a mineralização aproveita a direção principal de foliação. (d) Zona à plagioclásio cortado por veios pervasivos de alterações K (baixa temp.).....	45
Figura 12 - Fotomicrografias das assembleias minerais das alterações hidrotermais do CRS. As lâminas estão sob luz planopolarizada e nicóis cruzados. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010). (a) “clear rim” na borda de inclusões de Pl em megacrístais de Kfs. (b) Di de granulometria grossa parcialmente substituído por Phl + Chl. (c) Di subarredondado substituído por Tr ± Ep. (d) Tremolita diablástica formando prismas alongados com sulfetos intersticiais. (e) Zona rica em calcita com a tremolita em clivagens de 56° ou 120°, e também como ripas alongadas formando massas de alteração substituídas por flogopita. (f) K-feldspatização pervasiva. (g) Act radial +Ann associado a Qz recristalizado. Notar que a annita é cortada por produtos de sericitização. (h) Agregados de Ann associados a núcleos pseudomórficos reliquias de Qz.....	46
Figura 13 - Fotomicrografias das assembleias minerais e associação sulfetada do CRS. As lâminas estão sob luz planopolarizada e nicóis cruzados ou em luz refletida. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010). (a) Alteração à Phl, pervasiva, formando bandas lepidoblásticas descontínuas, parcialmente substituída por Chl	

(Magnesiana); (b) Ep cortando assembleia mineral formada por Qz+Pl. (c) Py encaixada com contatos irregulares na alteração Ca-(Mg). (d) Py-Po encaixada nas alterações Ca-(Mg) formando zonas maciças a disseminadas em veios. (e) Chl e Cal comumente desenvolvida nas bordas da mineralização quando associado às alterações Ca-(Mg). (f) Brecha sulfetada com fragmentos cloritizados + Qz. (g) Py em porções maciças formando brechas sulfetadas. Calcopirita e esfalerita ocorre associado a pirrotita, em menores concentrações, como massas preenchendo interstícios da Py. É comum a inclusão de galena em Py, Po, Sph; (h) Py euédrica geminada em veio sílico-carbonático.	47
Figura 14 - Fotomicrografias das assembleias minerais e associação sulfetada do CRS. As lâminas estão sob luz planopolarizada e nicóis cruzados ou em luz refletida. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010). (a) Py com borda de Gn e inclusões de Ccp, inserida em Po. (b) Veios sílico-carbonáticos sulfetados cortando transversalmente associações minerais formadas por Qz+ Phl+Chl. (c) e (d) exibem, respectivamente, Gn inclusa na Ccp e prováveis exsoluções de Pn. (e) Tur cortando Ser, e sendo cortada por veios tardios de sílica. (f) Phl parcialmente cloritizada, deformada em kink e com bordas associadas a formação de Ms secundária; (g) Textura “mortar” desenvolvida em protomilonitos; (h) alteração a Chl-Tlc formando brecha sulfetada e concentrações anômalas de rutilo e hidróxidos de Fe.	48
Figura 15 - Fotomicrografias das assembleias minerais e associação sulfetada do CRS. As lâminas estão sob luz planopolarizada e nicóis cruzados ou em luz refletida. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010). (a) Mt substituindo Py nas bordas; (b) notar a presença de covelita nesses domínios marcando zonas de alterações de mais baixa temperatura. (c) alteração no limite do grão de Cal avermelhada com desenvolvimento de Mt nas bordas da brecha sulfetada cloritizada; (d) Tur com inclusões de rutilo e equilíbrio com Py de formação tardia. (e) Cov substituindo totalmente Ccp. (f) Py oxidada para Fe-hidróxidos e calcita vermelha em veio sílico carbonático. Notar Py na matriz xistosa sem indícios de oxidação, mas com desenvolvimento de franjas cloríticas associadas a movimentos de rotação.	49
Figura 16 - Sequência paragenética das alterações hidrotermais do CRS.	50
Figura 17 - Modelos de diagramas modificado de Morimoto et al. (1988). (a) Análises de clinopiroxênio empregadas no diagrama ternário (Wo x En x Fs) de classificação em razão de Ca-Mg-Fe (a.p.f.u). (b) Diagrama ternário de classificação para piroxênios Ca-Na e Na com amostras plotando ao campo Quad (Q = Wo + En + Fs). (c) Classificação Q x J, com análises plotando ao campo Quad.	52
Figura 18 - (a) e (b) Exibem diagramas binários de En (%) vs FeO (Wt.%) e En (%) vs Al+Cr+Ti (a.p.f.u) plotando os conteúdos de enstatita para os diopsídio da alteração Ca-(Mg) analisados.	53
Figura 19 - (a) Classificação dos anfibólios cálcicos nas zonas de alteração do CRS, plotando o campo da tremolita e actinolita (Leake et al. 1997). (b) Diagrama binário de Al ^{iv} +Al ^{vi} vs Fe/(Fe+Mg) exibindo a variação composicional do anfibólio em diferentes amostras para o CRS.	54
Figura 20 - Diagrama ternário das variações de composição de cristais de plagioclásio e K-feldspato em rochas quartzo-feldspáticas, admitindo membros extremos como anortita (An), albita (Ab) e ortoclásio (Or). Modificado de Deer et al. (1992).	55
Figura 21 - (a) Diagrama mostrando a classificação da biotita de acordo com a nomenclatura de Speer (1984) e Deer et al. (1986). (b) Diagrama triangular de classificação de micas ferromagnesianas com amostras do CRS, segundo Foster (1960).	56
Figura 22 - Diagrama binário Al – Fe ³⁺ para os minerais do grupo do epidoto.	57
Figura 23 - Nomenclatura e classificação da clorita nas amostras analisadas do CRS (Hey 1954).	57
Figura 24 - (a) Diagrama de classificação dos grupos da turmalina (Hawthorne e Henry, 1999). (b) Diagrama Mg/Mg+Fe vs X-vacância/(Na+X-vacância) para as turmalinas analisadas (Hawthorne e Henry, 1999). (c) Diagrama Ca-Fe(total)-Mg em proporções moleculares. 1- Aplitos e granitóides pegmatíticos ricos em Li; 2- Aplitos e granitóides pegmatíticos pobres em Li; 3- Metapelitos ricos em Ca, metapsamitos e rochas calcissilicáticas; 4- Metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e rochas à quartzo-turmalina; 5-Metacarbonatos; 6- Meta-ultramáficas (Henry e Guidotti, 1985.)	58
Figura 25 - Diagrama com os valores projetados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ vs. $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ mostrando carbonatos de diferentes composições e fontes (Rollinson, 1993). Valores para carbonatos sedimentares (Hudson, 1977; Baker & Fallick, 1989); calcitas hidrotermais ligadas a interação entre carbono derivado do manto (M) e carbono da água do mar (S) (Mid-ocean ridge hydrothermal; Stakes & O'Neil, 1982); calcitas hidrotermais dos depósitos tipo Mississippi Valley (M-V hydrothermal; Richardson et al. 1988); composições do Condrito (Wright et al. 1988); campo dos carbonatitos (Deynes & Gold, 1973); campo dos carbonatitos brasileiros (área elíptica amarela; Santos & Clayton, 1995). O diagrama contém ainda comparações entre os valores isotópicos obtidos para as rochas investigadas, (quadrados coloridos) com os valores isotópicos dos principais carbonatitos brasileiros e rochas metacarbonáticas da província Borborema.	60

ÍNDICE DE TABELA

Tabela 1 - Resultado das análises de isótopo de C e O nas rochas do CRS.	59
--	----

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE TABELAS

RESUMO

ABSTRACT

1. INTRODUÇÃO	12
1.1 JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	12
1.2 LOCALIZAÇÃO	13
1.3 MATERIAS E MÉTODOS.....	15
2. GEOLOGIA REGIONAL	17
2.1 COMPLEXO SOBRADINHO-REMANSO.....	20
2.2 COMPLEXO RIO SALITRE.....	20
2.2.1 Unidade Baixo Vale do Rio Salitre.....	21
2.2.1.1 <i>Subunidade Inferior</i>	21
2.2.1.2 <i>Subunidade Superior</i>	21
2.2.2 Unidade Sobradinho	22
2.3 ROCHAS PLUTÔNICAS INTRUSIVAS.....	23
2.4 AS COBERTURAS CRATÔNICAS	24
3. HISTÓRICO DO CONHECIMENTO SOBRE O PROSPECTO DE Fe-(Cu) DO COMPLEXO RIO SALITRE.....	25
3.1 A DESCOBERTA DA MINERALIZAÇÃO	25
3.2 AS AMBIÊNCIAS METALOGENÉTICAS PROPOSTAS	26
4. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	27
5. PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DO PROSPECTO DE Fe - (Cu) DO COMPLEXO RIO SALITRE – BAHIA.	28
5.1 INTRODUÇÃO	29
5.2 GEOLOGIA REGIONAL.....	30
5.3 MATERIAIS E MÉTODOS	34
5.4 GEOLOGIA LOCAL E O PROSPECTO DE Fe- (Cu) DO CRS.....	34

5.5 RELAÇÕES TEXTURAIS E ASSEMBLEIAS MINERAIS SOBRE AS REAÇÕES DE ALTERAÇÃO	37
5.5.1 Alteração Sódica	37
5.5.2 Alteração Cálcica-(Magnesiana).....	37
5.5.3 Alteração Potássica de Alta Temperatura.....	38
5.5.4 Alteração Potássica de Baixa Temperatura	39
5.5.5 Mineralização de Fe-(Cu) Sulfetado	40
5.5.6 Alteração Sericítica	41
5.5.7 Alteração à clorita-talco.....	42
5.5.8 Turmalinização e veios tardios.....	42
5.6 QUÍMICA MINERAL.....	50
5.6.1 Clinopiroxênio.....	51
5.6.2 Anfibólio Cálcico	53
5.6.3 Grupo dos feldspatos	54
5.6.4 Flogopita-Biotita	55
5.6.5 Minerais do grupo do epidoto	56
5.6.6 Clorita	57
5.6.7 Turmalina.....	58
5.7 ANÁLISES ISOTÓPICAS DE CARBONO E OXIGÊNIO	59
5.8 DISCUSSÕES.....	61
5.8.1 Sobre os aspectos Petrográficos e de Química Mineral	61
5.8.2 Sobre os Dados Isotópicos.....	63
5.8.3 Sobre a Mineralização de Fe-(Cu)	65
5.8.4 Considerações ao tipo de ambiente metalogenético.....	66
5.9 CONCLUSÕES.....	69
REFERÊNCIAS	
ANEXOS	

1. INTRODUÇÃO

Sucessivos trabalhos direcionados ao interesse mineral foram estimulados pela parceria entre o Grupo de Metalogênese e Exploração Mineral (CPGG/UFBA) e a Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), resultando em contínuas pesquisas realizadas no âmbito do projeto “Mapa Metalogenético II: Banco de Dados e Análise Metalogenética de duas Províncias na Região NE do Estado da Bahia”. A presente dissertação é parte integrante deste projeto, tornando-se produto que gera dados e reúne informações relativas à província mineral/metalogenética norte do Cráton do São Francisco (CSF).

O CSF é alvo de pesquisas exploratórias devido à diversidade de ambientes geológicos nele encontrados. A região do médio São Francisco, situada no extremo norte do referido cráton, vem sendo objeto de estudo, entre outras, por abarcar o prospecto de Fe-(Cu) sulfetado da sequência metavulcanossedimentar do Complexo Rio Salitre (CRS). Esse depósito compreende mineralizações em pirita-pirrotita, com níveis maciços e disseminados intercalados e, secundariamente, calcopirita. Estudos recentes apontam para essa reserva, recursos minerais na casa dos 10 milhões de toneladas (Souza et al. 2011).

Essa área desperta interesse entre a comunidade geológica, não somente pelo seu quantitativo de minério, mas também, por ser motivo de controvérsias ao longo do tempo a respeito da origem dessa mineralização, tornando a interpretação do seu terreno geológico um trabalho desafiador. O melhor entendimento das alterações hidrotermais, visa, além de direcionar a prospecção em áreas com maior potencial econômico, facilitar a discussão e aumentar o nível de aprofundamento sobre as condições de formação e o tipo de ambiente tectônico. Sendo assim, a partir principalmente de observações petrográficas e dados de química mineral, o estudo evolutivo dos processos hidrotermais que atuaram em desenvolvimento à formação do minério envolvem o tema central dessa pesquisa.

1.1 JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

Existe uma lacuna temporal de registros nas produções científicas que envolvem a distinção entre os eventos de alterações hidrotermais associados ao ambiente mineralizador do CRS. Uma demanda latente como esta fundamenta o interesse em aprofundar as pesquisas na região além de, atualizar o banco de dados com novas análises.

O objetivo geral deste trabalho é gerar e integrar dados petrográficos e de química mineral correlacionáveis às informações geológicas, geoquímicas e geocronológicas já realizadas na região, além de incluir novos elementos para argumentos mais contundentes ao ambiente mineralizador, visando contribuir para a contínua evolução dos conhecimentos científicos que vem sendo incorporados ao Cráton do São Francisco principalmente em sua porção norte.

Para isso a estruturação dos objetivos específicos foram: (i). Caracterizar os litotipos mineralizados, estabelecer fases mineralógicas e suas relações paragenéticas com a formação do minério; (ii). Obter informações sobre a química mineral dos silicatos e da associação sulfetada por meio de análises por microsonda eletrônica para elementos maiores; (iii). Realizar considerações ao modelo metalogenético e prospectivo que contenham processos relevantes para a gênese da mineralização e que auxiliem na exploração mineral.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada no norte do estado da Bahia e faz parte da região do médio São Francisco, cenário nordestino que abrange os estados da Bahia, Pernambuco e Piauí (Figura 1). Encontra-se inserida no limite inferior da folha cartográfica Petrolina (SC 24-V-C-III) e limite superior da folha Campo dos Cavalos (SC 24-V-C-VI), meridianos $40^{\circ}50'W$ - $40^{\circ}30'W$ e paralelos $9^{\circ}20'S$ - $9^{\circ}50'S$, entre os municípios de Juazeiro e Sobradinho estando próximo ao território que abriga a Barragem de Sobradinho, considerada o maior reservatório do Nordeste com 4.214 km^2 de área inundada.

O acesso por via rodoviária pode ser feito a partir da capital Salvador pela BR – 324 até o município de Feira de Santana, e depois, seguir na direção noroeste até a área de estudo, próximo ao município de Juazeiro (Figura 1). Durante esse trajeto, próximo ao local destino, é possível observar uma região pediplanizada, marcada por serrotes em formato de cristas alongadas, espaçadas e longitudinais. Visto de cima, as cristas parecem formar juntamente com outras serras, a continuidade de uma megaestrutura alinhada que se estende até a região da Chapada Diamantina (Figura 2).

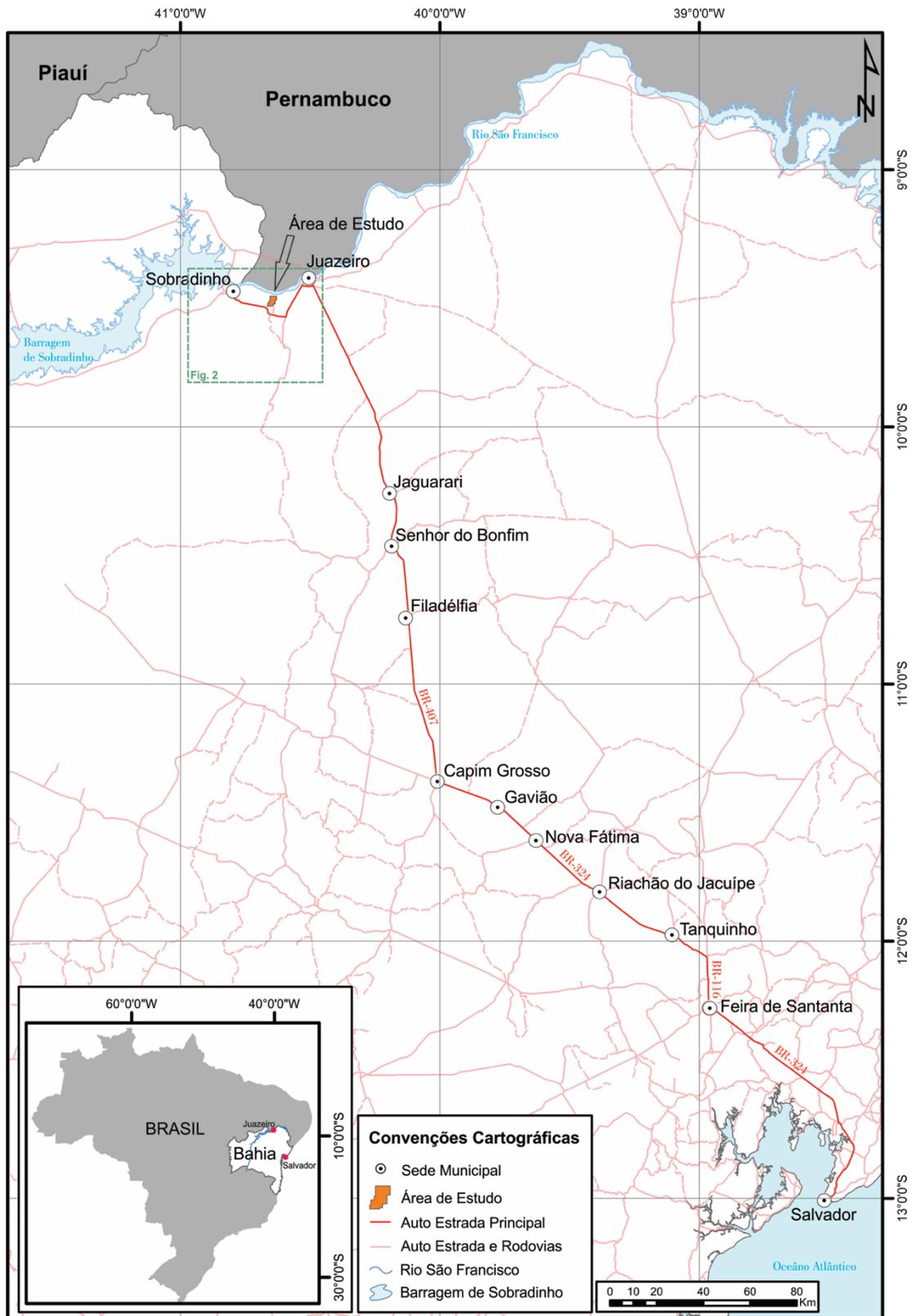


Figura 1 - Mapa de localização e situação da área de estudo no estado da Bahia.

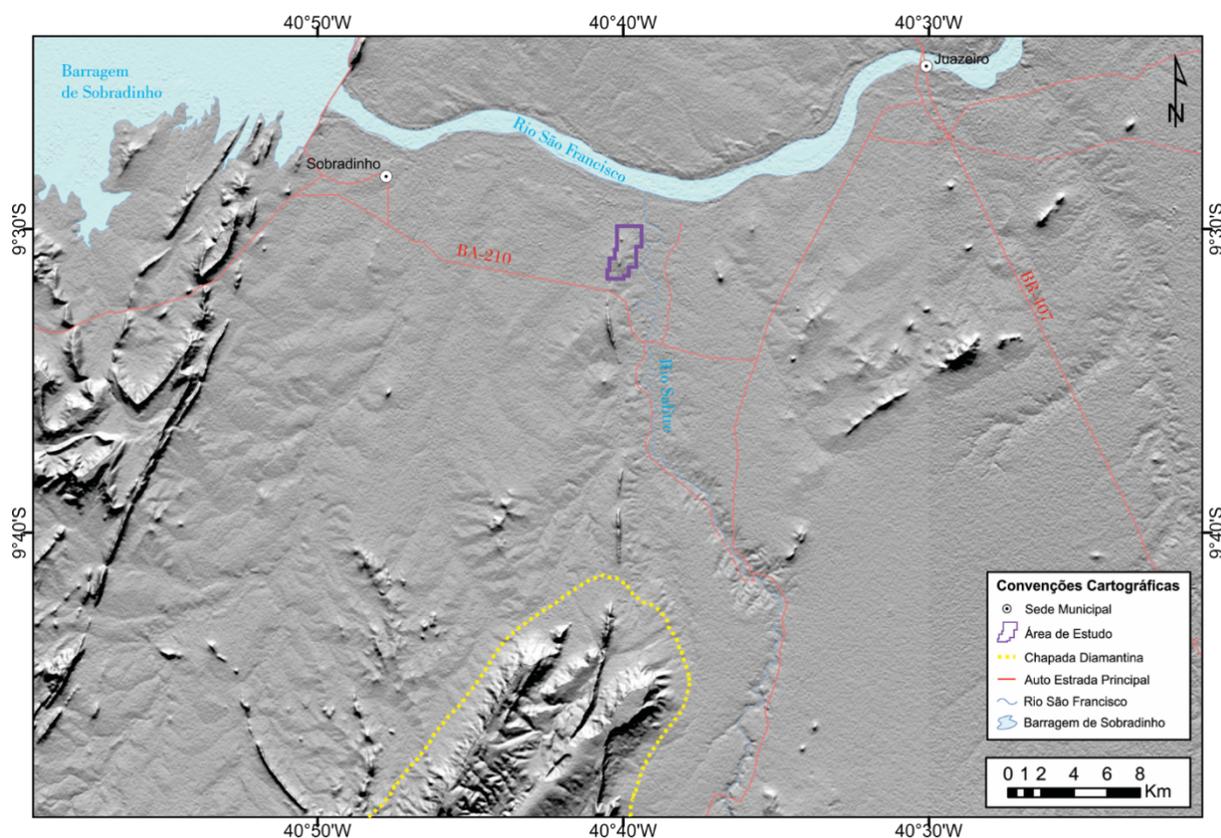


Figura 2 - Mapa de relevo sombreado e vias de acesso à área de estudo.

1.3 MATERIAS E MÉTODOS

A pesquisa se inicia com a consulta ao acervo bibliográfico objetivando auxiliar na compreensão do estudo e formação de questionamentos associados ao fundamento da investigação. A etapa de campo ocorreu em dois momentos. A primeira ocorreu entre os períodos de 23 a 25/05/2016 e objetivou a coleta sistêmica de testemunhos em furos de sondagem pertencentes a CBPM, acondicionadas na litoteca da empresa situada na sede da Superintendência de Desenvolvimento Industrial e Comercial (Sudic), no Centro Industrial de Aratu (CIA), em Simões Filho (BA). Para o estudo da mineralização e rochas encaixantes foram selecionadas 25 amostras representativas para confecção de lâminas petrográficas e análises de química mineral. Os intervalos coletados representam o local onde a mineralização ocorre em sua maior concentração e teor, nos principais furos da região (FMS3, FMS9 e FMS10). A segunda etapa de campo ocorreu no período de 11 a 13/02/2017, ao longo da margem da BA-210, Juazeiro-Sobradinho, e visou reconhecer e amostrar regionalmente os principais tipos de rocha que compreendem o Complexo Rio Salitre. Todas as etapas contaram com apoio da CBPM, incluindo deslocamentos na área, discussões sobre a contextualização regional, visualização de mapas e fornecimento de materiais.

No Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB), do total de 25, 24 amostras foram serradas e depois laminadas em seções delgadas e polidas. Uma amostra não pôde ser confeccionada devido ao seu alto nível de alteração intempérica. A descrição petrográfica foi feita com o uso da microscopia óptica em luz transmitida e refletida nos laboratórios de microscopia da Pós-Graduação do IG/UnB.

A geração de dados sobre a química mineral foi realizada por microsonda eletrônica (EPMA – *Electron Probe Microanalyser*) no Laboratório de Microsonda Eletrônica da UnB em todas as lâminas confeccionadas. O método empregado para essas análises consiste no modo de dispersão por comprimento de onda (WDS - *Wavelength-Dispersive Spectrometry*) através da microsonda JEOL JXA- 8230, operando com aceleração de 15 Kv, feixe de corrente de 10 nA e tempo de contagem de 20 segundos. Padrões naturais e sintéticos de óxidos e silicatos foram utilizados para as análises químicas. As análises ocorreram em duas etapas. A primeira etapa ocorreu entre 06 a 08/12/2016 e envolveu a análise de minerais como anfibólio cálcico (tremolita e actinolita), clinopiroxênio (diopsídio), plagioclásio (albita), K-feldspato, biotita (annita), flogopita, epídoto, clinozoisita, clorita (clinocloro), calcita, dolomita, sericita, talco, turmalina (dravita), muscovita e titanita. A segunda etapa foi realizada entre 17 a 20/04/2017 e compreendeu análises na associação sulfetada envolvendo piritita, pirrotita, calcopiritita, esfalerita, galena, covelita, rutilo, ilmenita e magnetita/hematita.

As análises isotópicas de carbono e oxigênio foram realizadas no laboratório de geocronologia do IG/UnB com o sistema calibrado segundo padrões internacionais (NBS-18, NBS-19 e NBS-20). Após pulverizadas, as amostras tiveram o CO₂ extraído em linha de alto vácuo após reação com ácido ortofosfórico (100%) a 25°C por 24 horas. O CO₂ liberado nesta reação, após criogenicamente purificado, foi analisado em ICP-MS com multi-coletor, usando gás de referência do próprio laboratório. Os resultados foram normatizados a V-PDB e V-SMOW. Os erros associados são 0,05‰, para o carbono e 0,10‰ para o oxigênio.

O tratamento dos dados foi feito em *Microsoft Excel 2010* e editados em *CorelDRAW X8*. As imagens do projeto foram montadas e selecionadas para exemplificar e caracterizar a região, buscando auxiliar na compreensão e visualização do item em discussão. O mapa de localização, situação e de relevo sombreado foi montado no geosoftware *ArcMap 10.1* a partir do banco de dados geomorfométricos do Brasil, disponíveis no portal do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). O mapa geotectônico e geológico conta com mudanças estratigráficas significativas a partir de considerações em estudos recentes direcionados na região (Loureiro et al. no prelo; Souza et al. 2015; Oliveira, 2016; Garcia, 2017; Loureiro e Macêdo (2017); Macêdo (2017)). O mapa de detalhe, exhibe os furos de sondagem amostrados

pelo projeto e representa uma tradução de trabalhos realizados na região pela CBPM, sendo sua versão mais recente, encontrada digitalizado em Souza et al. (2011; 2015).

2. GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo localiza-se na borda setentrional do cráton do São Francisco (CSF) (Almeida 1977), inserida ao Bloco Sobradinho (Bizzi, et al., 2003; Brito Neves et al. 2015), limitado a norte pela faixa de dobramentos e empurrões relacionados ao Sistema Riacho do Pontal (Brito Neves 1975) (Figura 3).

O CSF representa uma unidade geotectônica da Plataforma Sul-Americana que teve seu substrato estabilizado durante a orogenia paleoproterozóica e limites definidos ao final do Neoproterozoico no ciclo Brasileiro/Pan-Africano (~600-540 Ma). Reúne em seu embasamento suítes metaplutônicas, sequências metavulcanossedimentares, greenstone belts e cinturões granulíticos, em parte sobrepostas por coberturas Fanerozoicas. Seus traçados limítrofes foram redefinidos por uma série de trabalhos na região (Egydio-Silva, 1987; Trompette et al., 1992; Alkmim et al., 1993; Alkmim 2004). O Bloco Sobradinho, classificado também como Complexo Sobradinho-Remanso (Loureiro et al. no prelo) nos entornos da área de pesquisa, representa o embasamento arqueano. Já o Sistema Riacho do Pontal, representa uma unidade geotectônica pertencente a província Borborema, consolidada durante a evolução das faixas móveis neoproterozoicas.

No âmbito do CSF, na região do médio São Francisco (Figura 4), encontram-se estreitas faixas de rochas supracrustais metamorfisadas na fácies xisto verde a anfíbolito, com elevado grau de deformação, em meio ao embasamento megaplutônico arqueano do Complexo Sobradinho-Remanso, são elas: Complexo Lagoa do Alegre, CRS onde está inserida a área de estudo, Complexo Barreiro, Complexo Colomi e Complexo Casa Nova. Associados a esses Complexos estão a suíte magmática Juazeiro-Lagoa do Alegre de idade neoarqueana e coberturas plataformais terrígeno-carbonáticas do Proterozoico médio/superior. Coberturas superficiais cenozóicas assentam discordantemente sobre os variáveis tipos de rocha encerrando o cenário geotectônico.

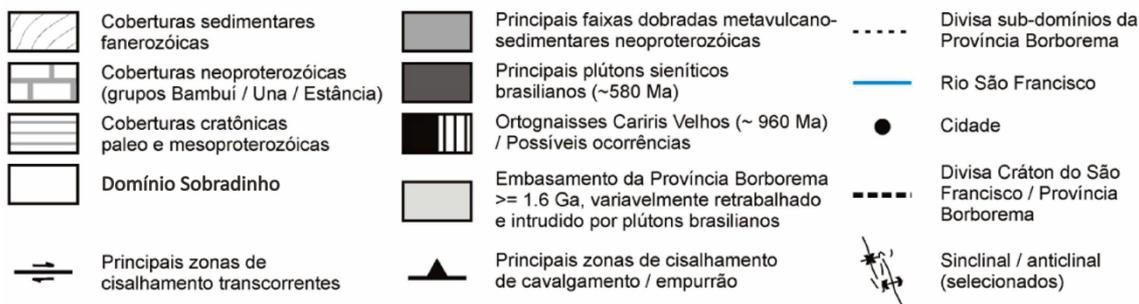
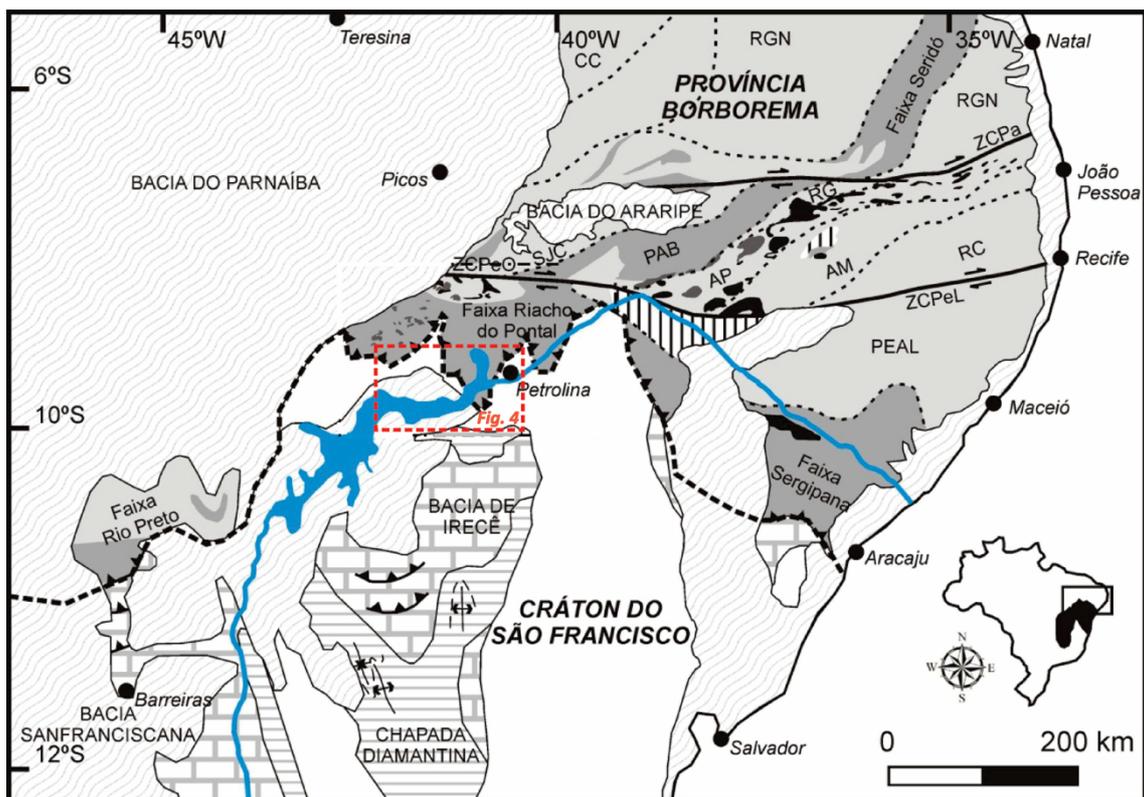


Figura 3 - Mapa geotectônico esquemático do extremo norte do Cráton do São Francisco e região do Médio São Francisco (Modificado de Caxito 2013 *in* Caxito & Uhlein 2013). Sub-domínios da Província Borborema: PEAL - Pernambuco-Alagoas; RC - Rio Capibaribe; AM - Alto Moxotó; AP - Alto Pajeú; PAB - Piancó Alto Brígida, SJC - São José do Caiano, RGN - Rio Grande do Norte, CC - Ceará Central. ZCPeO e ZCPeL - Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste e Leste, respectivamente; ZCPa - Zona de Cisalhamento Patos. Dados compilados de Brito Neves et al. (2000, 2005) e referências ali citadas.

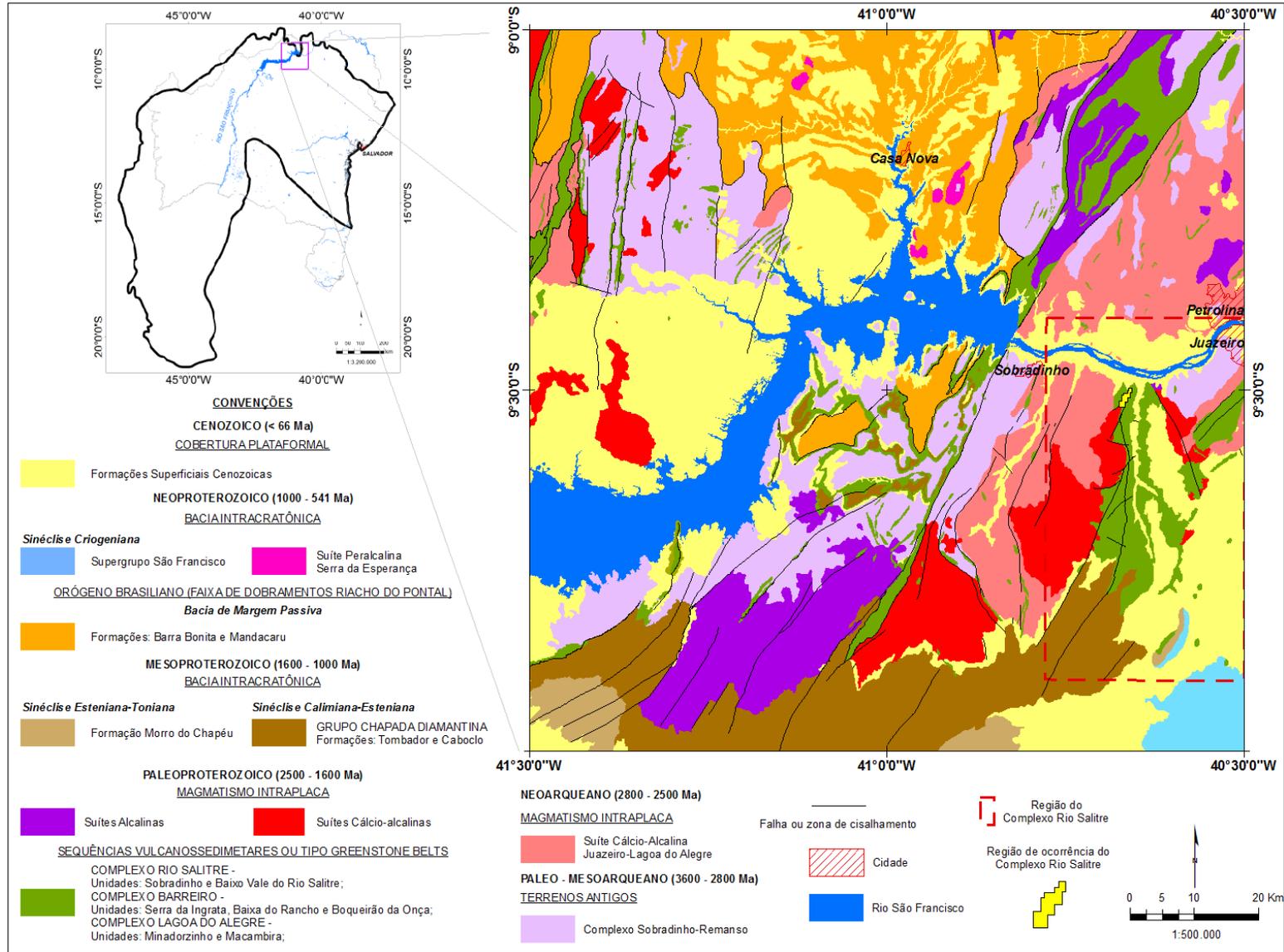


Figura 4 - Mapa geológico da região do médio São Francisco com localização do Complexo Rio Salitre. Adaptado de Loureiro e Macêdo (2017); Macêdo (2017).

2.1 COMPLEXO SOBRADINHO-REMANSO

O Complexo Sobradinho-Remanso, também nomeado Complexo metamórfico-migmatítico (Souza et al. 1979), Complexo Ortognaissico Bandado (Angelim 1997; Moraes & Figueirôa 1998) e Complexo Gnaissico-Migmatítico (Angelim & Kosin 2001), está inserido nos domínios geotectônico-estruturais do Bloco Sobradinho (Angelim & Kosin 2001;), formado por ortognaisses de composição tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (TTG), e migmatitos de composições e estruturas variadas, reequilibrados na fácies anfíbolito (Souza et al. 1979; Souza & Teixeira 1981; Angelim 1997; Teixeira 2013; Carvalho et al. 2017; Sousa 2017). De maneira geral, a deformação impressa nos ortognaisses gerou foliações de alto ângulo, direção NNE-SSW e estruturas complexas de superposição de dobras do tipo domo e bacia, cogumelo e laço (Caxito & Uhlein 2013). Dados cronológicos U-Pb e SHRIMP em zircões indicam idades entre 3537 ± 8 Ma e 2564 ± 11 Ma (Dantas et al. 2010), com importante retrabalhamento orogênico Paleoproterozoico em 2.2-1.9 Ga (Santos & Silva Filho 1990; Figueirôa & Silva Filho 1990; Barbosa & Dominguez 1996, Pla Cid et al. 2000; Barbosa & Sabaté 2003; Dantas et al. 2010).

2.2 COMPLEXO RIO SALITRE

O CRS já foi descrito como gnaisses e micaxistos (Kegel & Barroso 1965), xistos Salitre (Leal 1970); metassedimentos do Baixo Vale Rio Salitre ou Série Baixo Rio Salitre (Sofner 1971). Foi inicialmente reconhecida por Mascarenhas (1976) a natureza do ambiente como provável *greenstone belt(s)*, e posteriormente definida por Souza et al. (1979) como sendo uma sequência metavulcanossedimentar, metamorfisada em fácies xisto-verde, localmente atingindo fácies anfíbolito baixo/médio constituída por uma expressiva unidade de metapelitos, metagrauvas e metarcósios, intercaladas com metavulcanitos máfico-ultramáficos e félsicos. De acordo com os termos apresentados por Angelim (1997) e readaptados por autores em trabalhos recentes de mapeamento (Loureiro et al. no prelo; Souza et al. 2015; Oliveira 2016; Garcia 2017), a sequência se divide nas unidades: Baixo Vale do Rio Salitre e Sobradinho.

2.2.1 Unidade Baixo Vale do Rio Salitre

Essa unidade representa a faixa mais oriental de direção N-S, com 26 quilômetros de extensão e largura média de 1.000 metros. Se encontra limitada a oeste por ortognaisses e metagranitoides postos em contato por zonas de cisalhamento, e a leste e a sul, discordantemente sob os calcários quaternários da Formação Caatinga. Representa uma sequência metavulcanossedimentar composta por metavulcanito máfico-ultramáfico, rochas metavulcânicas félsicas, metachert piritoso, metatufos e filitos grafitosos. Em geral, estes tipos litológicos apresentam paragêneses minerais diagnósticas de metamorfismo regional de baixo grau. Foi dividida em Unidade Inferior e Unidade Superior (Souza & Texeira 1981):

2.2.1.1 Subunidade Inferior

Compreende em sua base rochas metavulcânicas máficas (metabasaltos) / ultramáficas (metabasaltos komatiíticos), que evoluem lateralmente e verticalmente para uma associação de rica em clorita-hornblenda, tremolititos metaultramáficas (tremolititos) intercalados a metavulcanitos félsicos (metarriolito e metadacito andesítico), associadas a níveis descontínuos de metacherts cinza-escuros piritosos e metapelitos carbonosos-grafitosos. Os metabasaltos exibem coloração escura-esverdeadas, com presença de minerais máficos (tremolita-actinolita) e agregados elipsoidais de quartzo-feldspato (Figura 5a). Localmente, é possível observar texturas variolíticas e, menos comumente, semelhanças a *pillow-lavas* (Figura 5b). As rochas metavulcânicas félsicas possuem coloração branco acizentado, textura milonítica, porfirítica de composição quartzo-feldspática e minerais micáceos (Figura 5c). Os metacherts possuem coloração cinza avermelhado e composição essencialmente formada por quartzo com níveis ferruginosos (Figura 5d). Por fim, Teixeira (2013); Loureiro et al. no prelo encontraram e analisaram blocos de rocha vulcânicas komatiíticas com textura spinifex. Garcia (2017) mapeou metacarbonatos brancos, além de dolomitos finos com disseminações de sulfetos.

2.2.1.2 Subunidade Superior

Apresenta uma distribuição mais expressiva que aflora ao longo do vale do Rio Salitre e é bordejada, a oeste, por contato transicional a interdigitado pela Unidade Inferior, e a leste, parcialmente recoberta pelos calcários quaternários da Formação Caatinga, além de alojar corpos graníticos postos em contato por falhas. É constituída por metapelitos (filitos cinza-

esverdeados a cinza claros) intercalado a níveis subordinados de metagrauvas e metarcósios, e raras lentes de quartzitos e metacarbonatos dolomíticos. As rochas metassedimentares pelítica-psamítica apresentam coloração cinza e níveis esverdeados, formados basicamente por clorita-sericita xisto intercalado a lentes de quartzo recristalizado (Figura 5e).

2.2.2 Unidade Sobradinho

A Unidade Sobradinho, faixa ocidental, possui direção NE-SW e se encontra encaixada na Zona de Cisalhamento Transpressional de Sobradinho (ZCTS) e recoberta, a sul, pelas rochas do Grupo Chapada Diamantina – Formação Tombador. A ZCTS configura-se em um lineamento contínuo por mais de 300 Km, com geometria sinuosa na direção NNE-SSW a NE-SW, cinemática regional dextral, ao longo do qual foram deformados diversos tipos litológicos e alojados vários corpos de granitos paleoproterozóicos (Angelim & Silva Filho 1993; Santos et al. 2017) (Figura 4). Segundo Oliveira (2016) e Garcia (2017) os quartzitos, associados a fosforitos, calcissilicáticas e formações ferríferas foram incluídos na Unidade Sobradinho. Essa unidade é formada por dois domínios litológicos distintos: (i) Um posicionado ao sul do Rio São Francisco, essencialmente terrígeno composto por rochas filíticas e micaxistos associadas a raras intercalações de tremolita-actinolita xistos e clorita-hornblenda anfíbolitos; (ii) O outro, ao norte do rio, metavulcanossedimentar, constituído por micaxistos e paragnaisse a duas micas, intercalados a lentes de metamáficas/ultramáficas e, localmente, lentes de talco-xistos, metavulcanitos ácidos, formações ferríferas bandadas e rochas calcissilicáticas.

Os quartzitos e calcissilicáticas que ocorrem à oeste da Serra de Campo dos Cavalos foram reinterpretadas a ser sedimentos marinhos da Unidade Sobradinho. Assim, o tremolita-quartzito de coloração branco-acizentado, branco-avermelhado (óxidos de ferro) é responsável por sustentar a Serra de Campo dos Cavalos, Batateira e Amendoim. Os espaços vazios decorrem do processo intempérico que lixiviou os minerais máficos da rocha original (Figura 5f). Sofner (1971), ao estudar petrograficamente essas rochas sugeriu a origem do tremolita quartzito como advindo de um arenito impuro, com cimento dolomítico ou tuftítico e teores de Mg e Fe variáveis. Atualmente, considera-se que essa sedimentação ocorreu em nível e mar alto, sobrepondo parte da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre (Oliveira 2016; Garcia 2017).

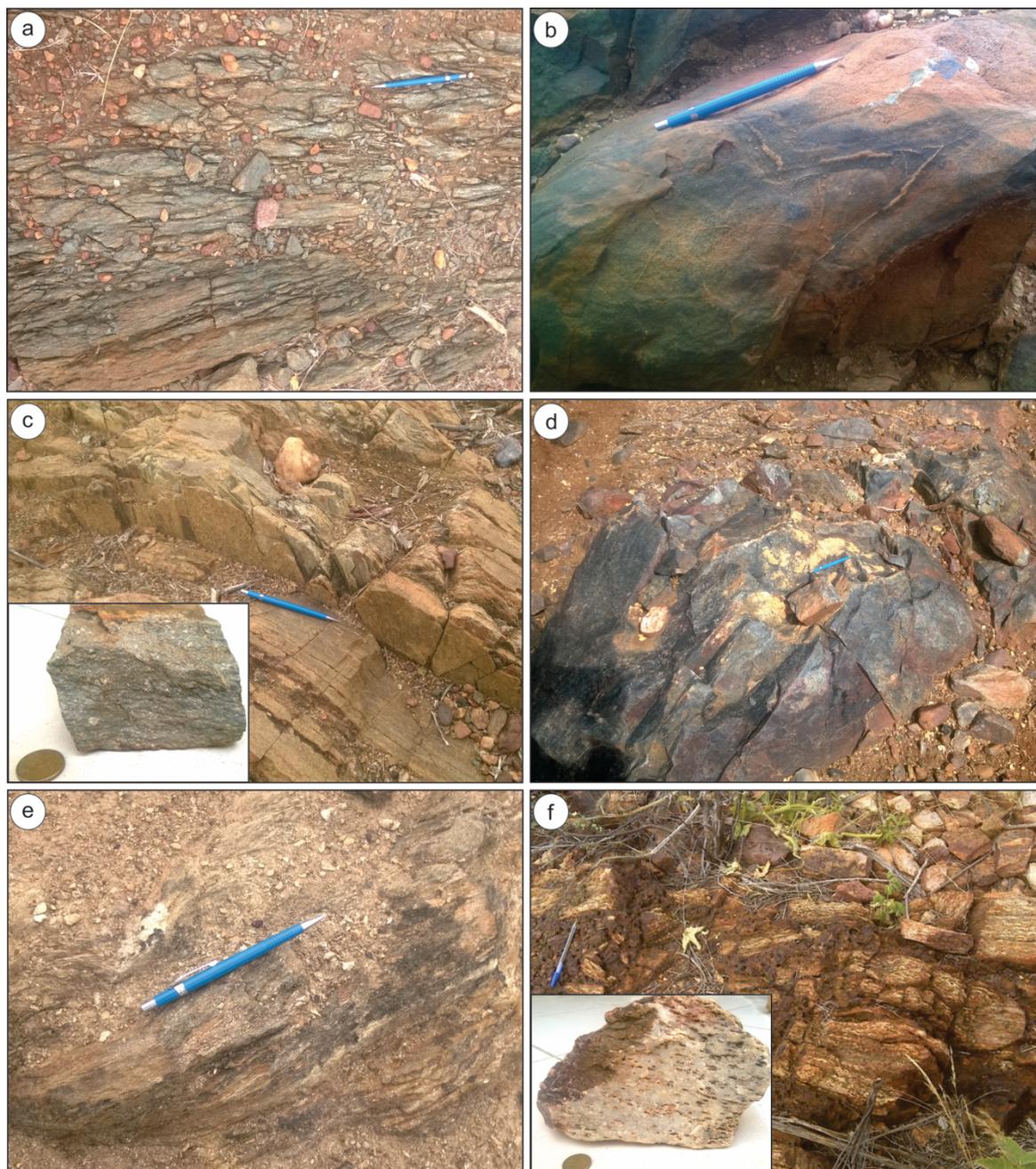


Figura 5 - Exemplos de rochas do Complexo Rio Salitre. (a) Metabásica da Subunidade Inferior, milonitizada e xistificada (UTM: 316446/8945528); (b) Metabasalto variolítico (UTM: 317313/8944309); (c) Metavulcânica félsica proto a meso milonítica, aflorante ao longo da BA-210, sentido município de Sobradinho (UTM: 316841/8945268); (d) Metachert cinza escuro que ocorre associado aos metapelitos carbonosos-grafíticos, apresentando sulfetos oxi-hidroxidados (UTM: 317766/8943011); (e) Metapelitos e psamitos da Subunidade Superior (UTM: 316271/8945614); (f) Tremolita quartzito brechado com impregnações de óxi-hidróxidos de ferro (UTM: 316283/8945607).

2.3 ROCHAS PLUTÔNICAS INTRUSIVAS

Angelim & Silva Filho (1993), dividem o Bloco Sobradinho em dois grandes domínios denominados fragmento Campo dos Cavalos, à leste da zona de cisalhamento transpressional de Sobradinho (ZCTS), e fragmento Açude de Pedras a oeste da ZCTS. O fragmento oriental,

em parte bordejado por rochas metassedimentares do CRS, seria intrudido por três suítes granitoides: (i) ortognaisses leucotonalíticos/granodioríticos sintangenciais arqueanos (ii) suíte de granitóides transcorrentes do Arqueano Superior (2.500Ma); e (iii) suíte transcorrente do período Riáciano-Ediacariano, de 2.004 ± 107 Ma. Já Figueirôa & Silva Filho (1990), ao analisar em assinaturas litogeoquímicas e posicionamento desses granitoides separou-os em dois grandes grupos: (i) associado à deformação tangencial das supracrustais, constituído por suíte de ortognaisses de naturezas trondhjemitito-tonalítica e tonalito-granodiorítica, arqueanos, comparáveis aos granitoides do Tipo 1 de Chapell & White (1974) e (ii) associado à deformação transcorrente, em zonas de cisalhamento dextral, constituído por biotita monzogranito, ortognaisse granítico leucocrático, leucogranito pegmatoide e álcali-feldspato granito com ferro-hastingsita, compreendendo idades variáveis entre 2.056 ± 113 Ma e 1.848 ± 19 Ma, peraluminosos, colisionais e enquadrados no tipo “S” de Takahashi et al. (1980).

Trabalhos mais recentes desenvolvidos por Teixeira (2013), enquadram os granitoides que ocorrem na região do médio São Francisco em dois conjuntos em função de sua natureza: (i) magnesianos - com assinatura de zona de subducção e (ii) Ferrosos – associados a ambientes distensivos pós colisionais ou anorogênicos. Próximo à região de pesquisa os granitos magnesianos analisados por este autor, apresentam teores de SiO₂ maiores que 65%, Al₂O₃ médio de 15% e razões K₂O/Na₂O maiores que um, sendo potássicas, peraluminosas e alcali-cálcicas. Já os granitos ferrosos, ao norte do Rio São Francisco, no entanto próximo a área de pesquisa, apresentam 56 a 74% de SiO₂, teor médio de Al₂O₃ em 15%, sendo potássicos, alcalinos a alcalicálcicos.

2.4 AS COBERTURAS CRATÔNICAS

A sequência sedimentar discordante e plataformal do Mesoproterozóico, caracteriza-se por metaconglomerados, metarenitos, quartzitos, metassiltitos, folhelhos, além de margas e calcários muito subordinados (Inda & Barbosa, 1978) representado pelo Grupo Chapada Diamantina, dividido nas: (i) Formação Tombador, composta por metarenitos, quartzitos com níveis subordinados de metaconglomerados descontínuos e intraformacionais, além de metassiltitos e metargilitos e (ii) Formação Caboclo, composta por metargilitos, metassiltitos e metacalcarenitos. Coberturas superficiais cenozóicas formadas por depósitos detríticos, arenosos, areno-argilosos com seixos e matacões.

3. HISTÓRICO DO CONHECIMENTO SOBRE O PROSPECTO DE Fe-(Cu) DO COMPLEXO RIO SALITRE

3.1 A DESCOBERTA DA MINERALIZAÇÃO

Pode-se considerar que as atividades de exploração e pesquisa mais recentes na sequência metavulcanossedimentar do Rio Salitre, se iniciou na década de 1970 a partir de quando se desencadeou uma sucessão de projetos geológicos de natureza regional até escala de semidetalhe. (i) O Projeto Colomi (Souza et al., 1979), executado pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, realizou mapeamento geológico regional e prospecção geoquímica por sedimento de corrente, e (ii) O Prospecto Rio Salitre (Souza & Teixeira 1981), executado também pela CPRM em convênio com a SME/Governo do Estado da Bahia, focou na exploração geológica e geoquímica por sedimento de corrente no vale do médio/baixo Rio Salitre avançando a prospecção sobre alvos delimitados no projeto regional acima mencionado.

O acervo de informações geradas e acumuladas pelos dois projetos da CPRM incrementou o conhecimento geológico desta região e impulsionou os trabalhos subsequentes de exploração e pesquisa mineral. A partir de 1982, a Cia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM efetuou uma sucessão de atividades de semidetalhe a detalhe nos alvos selecionados, com base na prospecção geológica, geoquímica, geofísica aérea (INPUT) e terrestre, que auxiliou campanhas de sondagem. Essas atividades foram executadas através de equipe técnica da CBPM cujos resultados estão consolidados em vários trabalhos publicados em congressos de geologia e em relatórios internos (Ribeiro & Leite 1982; Boyle 1982; Garrido & Ribeiro 1983; Konings & Vasconcelos 1983; Garrido 1984; Ribeiro 1984; Ribeiro et al., 1984; Brito et al. 1985; Brito et al. 1988; Ribeiro 1998). Sendo assim, a CBPM selecionou alvos, hierarquizados a partir da integração da favorabilidade prospectiva (geológica-geoquímica-geofísica) como de prioridades 1, 2 e 3. A partir disso, foram quantificados: 5 (cinco) alvos de prioridade 1; 4 (quatro) de prioridade 2; e, 2 (dois) de prioridade 3 (Garrido & Ribeiro 1983; Garrido 1984; Ribeiro 1984). Tais resultados levaram a incrementar as pesquisas com sistemática diferenciada para cada categoria de alvos selecionados mediante atividades de follow-ups geofísicos, amostragem de solo e de sondagem diamantada.

Como consequência direta dessas pesquisas e investigações exploratórias, em 1984, a CBPM localizou uma faixa com mineralizações de sulfetos de ferro – pirita e pirrotita, disseminados e com intercalações de níveis bastante enriquecidos, tipicamente maciços, com espessuras que variam entre 5 a 8 metros (Ribeiro et al., 1982; Ribeiro 1983; Ribeiro et al.,

1984; Brito et al. 1985; Brito et al. 1988; Garrido & Ribeiro 1983; Garrido 1984; Konings & Vasconcelos 1983; Rangel 1987, Souza et al. 2015).

Em função da reconhecida potencialidade da região, a CPRM, através do Programa Levantamentos Geológicos e Aerogeofísicos do País, contratou a Lasa Prospecções S. A. para realizar o levantamento aerogeofísico de alta resolução, na área do Médio São Francisco, pelos métodos magnetométricos e gamaespectrométrico (CPRM, 2009). Enquanto que, a CBPM com a Prospec S. A. - Geologia, Prospecções e Aerofotogrametria – executaram o levantamento aerogeofísico de semidetalhe - EM/MAG - ao longo de quatrocentos quilômetros de linhas de voo, cobrindo uma área da ordem de 160 quilômetros quadrados.

Em consequência, registre-se que a CBPM, deu continuidade ao programa de pesquisa mineral iniciado na última década de 80, executando recentemente novo programa de sondagens com as melhores feições eletromagnéticas e magnéticas anômalas o qual resultou em Relatório Final de Pesquisa de Mineral encaminhado e aprovado pelo antigo DNPM – Departamento Nacional da Produção Mineral, atual Agência Nacional de Mineração – ANM, com recursos consolidados da ordem de 10 milhões de toneladas de sulfeto de ferro (pirita+pirrotita) (Souza et al. 2011). Os estudos na região continuam em andamento, reconhecendo-se o caráter de interesse mineral e científico no estado da Bahia.

3.2 AS AMBIÊNCIAS METALOGENÉTICAS PROPOSTAS

Inicialmente abordada por Ribeiro (1998), a gênese das mineralizações a pirita e pirrotita foi baseado em detalhada caracterização geológica, dados litogeoquímicos e de isótopos de enxofre. Os dados isotópicos variam entre -1.7‰ a 3.5‰ $\delta^{34}\text{S}$ sendo consistente para fontes magmáticas. Do ponto de vista geodinâmico foi sugerido um ambiente colisional do tipo crosta continental-crosta oceânica, com os basaltos comparáveis a bacia de back-arc e granitoides do tipo e A, I e S. A origem das mineralizações foi comparada por este autor, estar geneticamente relacionada a depósitos de sulfetos maciços hospedados por vulcânicas (*volcanic-hosted massive sulfide* - VHMS).

Sá (1991) a partir de algumas análises químicas já havia indicado a possibilidade da mineralização estar hospedadas em rochas estritamente metassedimentares, necessitando de maiores aprofundamentos.

Arouca (2014) retoma a discussão do protólito relacionado a essas rochas e conclui, a partir de análises realizadas em rocha total e discussões sobre os elementos terras raras, uma derivação paraderivada para as rochas. O autor caracteriza o ambiente peculiar como fazendo

parte de uma continuidade visto a sua fonte magmática (isótopos de enxofre), estando relacionado à depósitos do tipo SEDEX em uma porção distal.

Estudos efetuados por Souza et al. (2015), sugerem a ação de sulfobactérias na formação da pirita associada a mineralização primária composta por pirita + pirrotita, visto que as concentrações singenéticas ocorrem em parte disseminadas, hospedadas nos metapelitos grafitosos/carbonosos. Por outro lado, a mineralização secundária composta por pirita + pirrotita ± calcopirita ± magnetita ± esfalerita, ocorre na forma de concentrações maciças encaixadas nas rochas calcissilicáticas, sugerindo, portanto, que a mineralização secundária seria epigenética.

É sugerido por Garcia (2017) o modelo *skarn* a partir das assembleias minerais metassomáticas (diopsídio, tremolita-actinolita, quartzo), bem como das associações de campo, com rochas graníticas intrusivas, que resultariam na formação de tremolita-actinolita nos níveis sulfetados, juntamente com quartzo, produto comum de silicificação em zonas de Pb-Zn e Zn-Mn *exo-skarn* ou de *skarn* retrógrado (Einaudi 1982; Meinert 1993 apud Garcia 2017).

A partir de uma revisão dos dados litogeoquímicos, Garcia (2017) indica uma afinidade crustal do vulcanismo máfico e de vulcanismo intraplaca para os metafelsitos, sugerindo um ambiente de rift intracontinental para o CRS, instalado na porção norte do Bloco Gavião, ao final do riaciano (idade U-Pb SHRIMP nos zircões em metarriolito: 2,16 Ga). Adicionalmente, a colisão com uma sequência greenstone-belt riaciana (Complexo Barreiro) à oeste e com os Granitos da Serra de Jacobina à leste, teria sido responsável a deformar, por tectônica reflexa, a sequência Rio Salitre, entre 2,11 e 2,07 Ga. Foi observado ainda, uma influência orosiana deformacional e granitogênica, como já apontado por Ribeiro (1998), e do Ciclo Brasileiro, evidenciados por dados de Loureiro et al. no prelo com interceptos superior e inferior de 2054±46Ma e c.a. 566 Ma, respectivamente.

4. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação segue as orientações do Programa da Pós-graduação em Geologia da Universidade de Brasília. Consta de duas partes: (i) apresentação, justificativa, objetivos, geologia regional, histórico das mineralizações e das ambiências metalogenéticas propostas ao Complexo Rio Salitre; (ii) resultados e discussões apresentados em forma de artigo científico intitulado “PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DO PROSPECTO DE Fe - (Cu) DO COMPLEXO RIO SALITRE – BAHIA.

5. PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DO PROSPECTO DE Fe - (Cu) DO COMPLEXO RIO SALITRE – BAHIA.

Ramon Matos Arouca Júnior^{1*}

Maria Emília Schutesky Della Giustina¹

¹ Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 70910-900, Brasília-DF, Brasil

5.1 INTRODUÇÃO

Em função do seu enorme potencial metalogenético e à diversidade de ambientes geológicos, o Cráton do São Francisco ao extremo norte, tem sido alvo de extensas pesquisas exploratórias ao longo das últimas décadas. Essas pesquisas resultaram na descoberta, pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) em 1984, do prospecto de Fe-(Cu) do Complexo Rio Salitre (CRS), uma faixa mineralizada em pirita-pirrotita com níveis maciços e disseminados intercalados e, secundariamente, calcopirita, inseridos em uma sequência metavulcanossedimentar paleoproterozóica (Ribeiro et al., 1982; Ribeiro 1983; Ribeiro et al., 1984; Brito et al. 1985; Brito et al. 1988; Garrido & Ribeiro 1983; Garrido 1984; Konings & Vasconcelos 1983; Rangel 1987). Estudos recentes apontam para o depósito recursos minerais na casa dos 10 milhões de toneladas (Souza et al. 2011; Souza et al. 2015).

A mineralização hospeda-se em rochas metassedimentares, polideformadas e de baixo grau metamórfico intensamente alteradas por ação de fluidos hidrotermais (Sá, 1991; Arouca, 2014, Arouca et al. 2016). A origem da mineralização foi atribuída à diferentes modelos, incluindo o depósito vulcanogênico de sulfeto maciço (VHMS) (Ribeiro 1998), SEDEX distal (Arouca 2014; Arouca et al. 2016), ação de sulfobactérias e remobilização epigenética (Souza et al. 2015) e *Skarn* (Garcia 2017). Dados isotópicos de enxofre são consistentes para fontes magmáticas (Ribeiro, 1998). Entretanto, o enquadramento do CRS num modelo tectonometalogenético clássico gera incertezas quanto a classificações unilaterais face a comprovada ampla circulação e influência de fluidos hidrotermais no processo formador do minério. Apesar dos avanços, o entendimento da evolução genética do CRS e seu ambiente ainda permanece controverso e, de certa forma, restrito.

Levando-se em consideração à falta de um estudo evolutivo referente aos estágios hidrotermais e como os mesmos se associam com a mineralização, este trabalho propõe-se a detalhar e exibir, a partir principalmente de observações petrográficas, uma sequência paragenética para os processos hidrotermais ocorridos dentro do processo de evolução crustal, bem como apresentar e discutir, análises de química mineral e isótopos de carbono e oxigênio. Os resultados levam a questionar o último modelo de ambiência tectônica proposto e traçam novos direcionamentos, ampliando as discussões, visando dessa forma, contribuir na reconstituição de parte da história evolutiva que envolveu a mineralização do prospecto de Fe-(Cu) do CRS.

5.2 GEOLOGIA REGIONAL

O CRS situa-se na margem do extremo norte do Cráton do São Francisco (CSF) (Almeida 1977) e representa uma sequência supracrustal polideformada, inserido no domínio megaplutônico do Bloco Sobradinho (Bizzi et al. 2003; Brito Neves et al., 2015). A região limita-se a norte pela faixa de dobramentos e empurrões relacionados ao Sistema Riacho do Pontal (Brito Neves 1975) (Figura 6).

Várias propostas têm sido apresentadas para a compartimentação litoestratigráfica do CRS (Souza & Texeira 1981; Angelim 1997; Teixeira 2013; Loureiro et al. no prelo; Souza et al. 2015; Oliveira 2016; Garcia 2017; Loureiro e Macêdo 2017; Macêdo 2017). Dentre estas, utilizaremos aqui as propostas mais recentes de mapeamento, associados a análises químicas e geocronológicas.

O embasamento regional é representado pelo complexo arqueano Sobradinho-Remanso, o qual está composto por ortognaisses de composição tonalítica-trondhjémítica-granodiorítica (TTG), com enclaves de rochas máfico-ultramáficas e migmatitos de composições e estruturas variadas, reequilibrados na fácies anfibolito (Souza et al. 1979; Angelim 1997; Angelim e Kosin 2001; Teixeira 2013; Carvalho et al. 2017; Sousa 2017). De maneira geral, a deformação impressa nos ortognaisses gerou foliações de alto ângulo, direção NNE-SSW e estruturas complexas de superposição de dobras do tipo domo e bacia, cogumelo e laço (Caxito & Uhlein 2013). Dados geocronológicos U-Pb e SHRIMP em zircões indicam idades entre 3537 ± 8 Ma e 2564 ± 11 Ma (Dantas et al. 2010), com importante retrabalhamento orogênico paleoproterozoico em 2.2-1.9 Ga (Santos & Silva Filho 1990; Figuerôa & Silva Filho 1990; Barbosa & Dominguez 1996; Pla Cid et al. 2000; Barbosa & Sabaté 2003; Dantas et al. 2010).

O CRS dividi-se em: Unidade Baixo Vale do Rio Salitre - Representa uma sequência metavulcanossedimentar de baixo grau metamórfico, deformados, subdividida em: (i) Subunidade Inferior - metavulcânicas máficas e ultramáficas, associada a clorita-hornblenda, tremolititos intercalados a metavulcanitos félsicos, além de níveis descontínuos de metacherts cinza-escuros piritosos e metapelitos carbonosos-grafitosos; (ii) Subunidade Superior - metapelitos (filitos cinza-esverdeados a cinza claros) intercalado a níveis subordinados de metagrauvascas e metarcósios, e raras lentes de quartzitos e metacarbonatos dolomíticos. Unidade Sobradinho – compostas por filitos e mica xistos, quartzitos, formações ferríferas bandadas, metacherts e calcissilicáticas. Segundo Oliveira (2016) e Garcia (2017) esta unidade inclui quartzitos associados a fosforitos, calcissilicáticas e formações ferríferas. Quartzitos,

calcissilicáticas e xistos que ocorrem à oeste da Serra de Campo dos Cavalos foram reinterpretadas como sedimentos marinhos da Unidade Sobradinho que ocorreram em nível de mar alto, sobrepondo parte da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre. Rochas metavulcânicas komatiíticas com textura spinifex foram identificadas por Teixeira (2013); Loureiro et al. no prelo e meta-carbonatos brancos, além de dolomitos finos com disseminações de sulfetos mapeados por Garcia (2017).

Datações recentes através do método U-Pb SHRIMP sobre rochas vulcânicas félsicas (metarriolito porfirítico) da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre (Garcia, 2017), e em formações ferríferas da Unidade Sobradinho, pelo método Sm-Nd em rocha total (Oliveira, 2016), sugerem uma idade de 2161 ± 4 Ma e 2021 ± 97 Ma, respectivamente, posicionando o CRS no período Riaciano.

Angelim & Silva Filho (1993) dividem o Bloco Sobradinho em dois grandes domínios: fragmento Campo dos Cavalos, à leste da zona de cisalhamento transpressional de sobradinho (ZCTS), e fragmento Açude de Pedras a oeste da ZCTS. O fragmento oriental, em parte bordejado pelas rochas metassedimentares do CRS, seriam intrudidos por três suítes granitoides: (i) ortognaisses leucotonalíticos/granodioríticos sintangenciais arqueanos (ii) suíte de granitóides transcorrentes do Arqueano Superior (2.500Ma); e (iii) suíte transcorrente do período Riaciano-Ediacariano, de 2.004 ± 107 Ma. Já Figueirôa & Silva Filho (1990), ao analisar em assinaturas litogeoquímicas e posicionamento desses granitoides separou-os em dois grandes grupos: (i) associado à deformação tangencial das supracrustais, constituído por suíte de ortognaisses de naturezas trondhjemitó-tonalítica e tonalito-granodiorítica, arqueanos, comparáveis aos granitoides do Tipo 1 de Chapell & White (1974) e (ii) associado à deformação transcorrente, em zonas de cisalhamento dextral, constituído por biotita monzogranito, ortognaisse granítico leucocrático, leucogranito pegmatoide e álcali-feldspato granito com ferro-hastingsita, compreendendo idades variáveis entre 2.056 ± 113 Ma e 1.848 ± 19 Ma, peraluminosos, colisionais e enquadrados no tipo “S” de Takahashi et al. (1980).

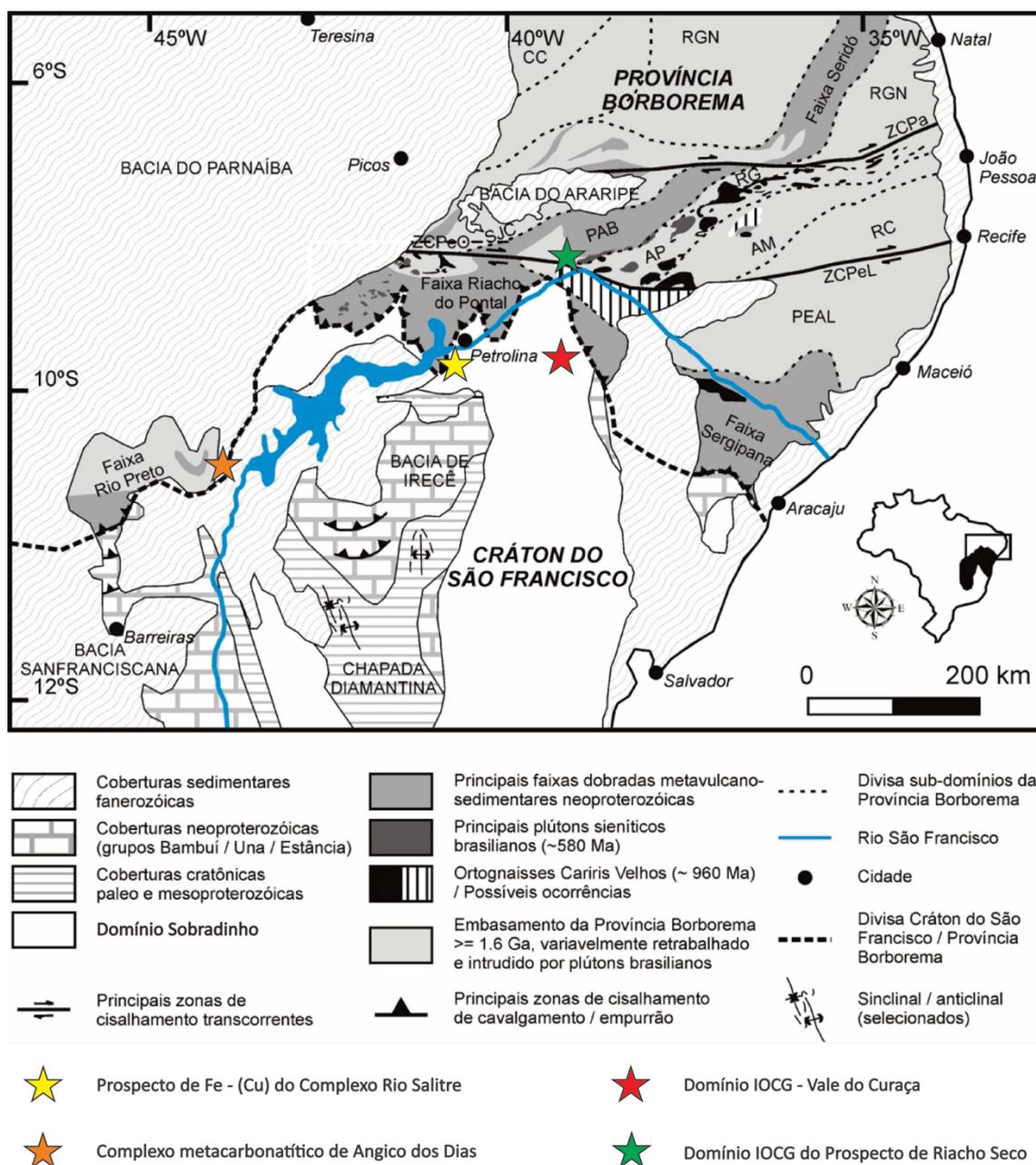


Figura 6 - Mapa geotectônico esquemático do extremo norte do Cráton do São Francisco e região do Médio São Francisco (Modificado de Caxito 2013 in Caxito & Uhlein 2013). Sub-domínios da Província Borborema: PEAL - Pernambuco-Alagoas; RC - Rio Capibaribe; AM - Alto Moxotó; AP - Alto Pajeú; PAB - Piancó Alto Brígida, SJC - São José do Caiano, RGN - Rio Grande do Norte, CC - Ceará Central. ZCPeO e ZCPeL - Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste e Leste, respectivamente; ZCPa - Zona de Cisalhamento Patos. Dados compilados de Brito Neves et al. (2000, 2005) e referências ali citadas.

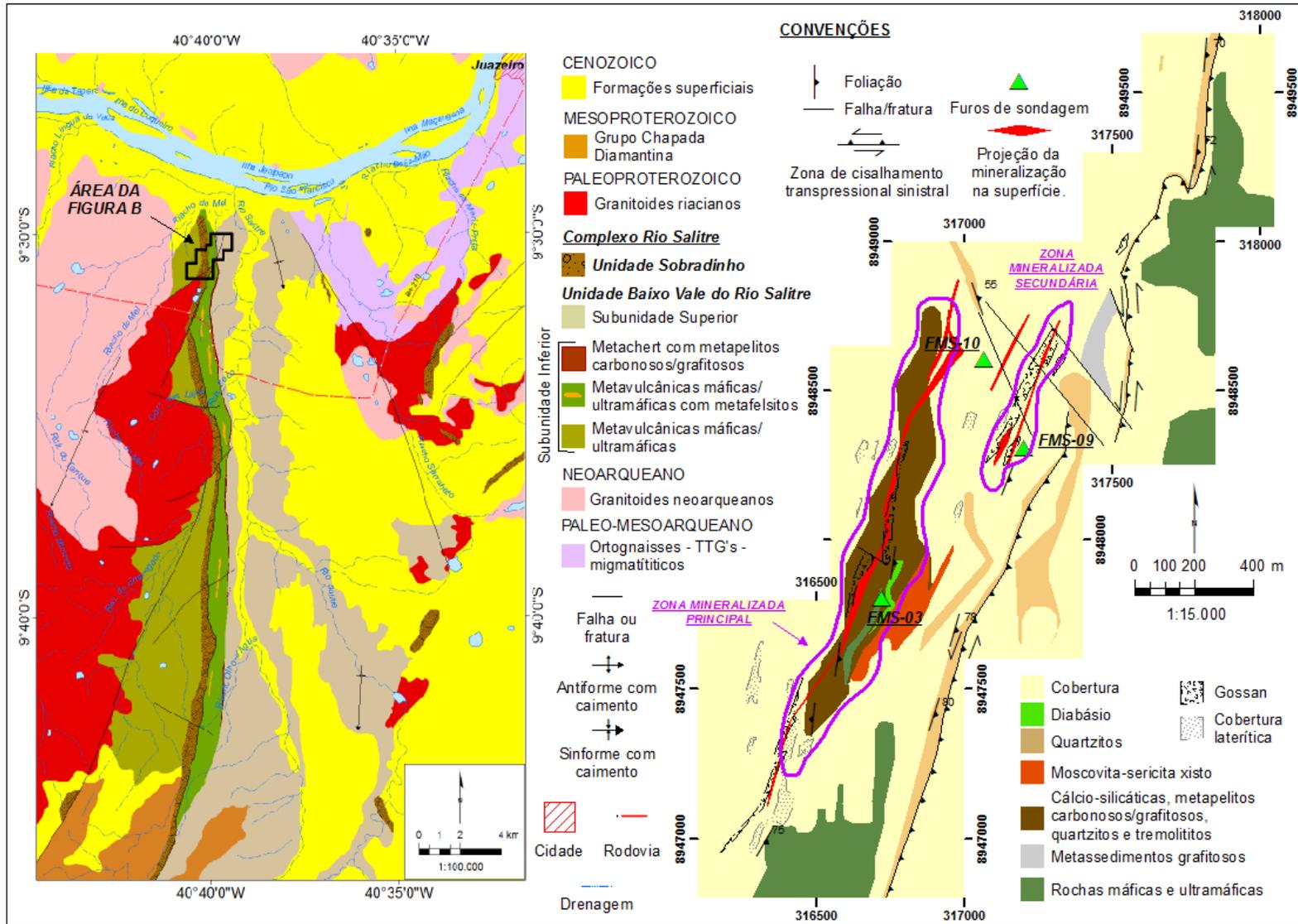


Figura 7 - a) Mapa geológico do Complexo Rio Salitre. b) Mapa geológico da área de estudo, com indicativo dos furos de sondagens utilizados para amostragem e análise pelo projeto. Modificado de Ribeiro (1998) e Souza (2011).

5.3 MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho de campo consistiu em mapeamento geológico e descrição detalhada de furos de sondagem para coleta de amostras representativas das diferentes unidades de rocha hospedeira da mineralização, a fim de caracterizar as associações e paragêneses minerais primárias e secundárias, principalmente as relacionadas aos eventos metalogenéticos. Vinte e quatro seções delgadas e polidas foram examinadas petrograficamente. Em todas elas, minerais e fases sulfetadas foram analisados em Microsonda Eletrônica (EPMA – *Electron Probe Microanalyser*) do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB), modelo JEOL JXA-8230, operando com aceleração de 15 Kv, feixe de corrente de 10 nA e tempo de contagem de 20 segundos. Padrões naturais e sintéticos de óxidos e silicatos foram utilizados para as análises químicas. Sistemáticas análises WDS foram obtidas para minerais como anfibólio, diopsídio, plagioclásio, K-feldspato, biotita, epidoto, clinozoísta, clorita, calcita, dolomita, sericita, talco, turmalina, muscovita e titanita. Análises na associação sulfetada envolveu pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, galena, magnetita/hematita, covelita e rutilo. Valores de H₂O, Fe₂O₃, FeO, Fe³⁺ e Fe²⁺ foram estimados a partir de cálculos com base na estrutura química de cada mineral. Os diagramas de química mineral foram feitos em *Microsoft Excel 2017* e editados em *CorelDRAW X8*. As análises isotópicas de carbono e oxigênio foram realizadas no laboratório de geocronologia do IG/UnB. Após pulverizadas, as amostras tiveram o CO₂ extraído em linha de alto vácuo após reação com ácido ortofosfórico (100%) a 25°C por 24 horas. O CO₂ liberado nesta reação, após criogenicamente purificado, foi analisado em ICP-MS com multi-coletor, usando gás de referência do próprio laboratório. O sistema foi calibrado segundo padrões internacionais (NBS-18, NBS-19 e NBS-20). Os resultados foram normalizados a PDB e SMOW. Os erros associados são 0,05‰, para o carbono e 0,10‰ para o oxigênio.

5.4 GEOLOGIA LOCAL E O PROSPECTO DE Fe- (Cu) DO CRS

A mineralização situa-se na extremidade noroeste do CRS, Alvo 6, 8 e 9 (CBPM), majoritariamente hospedadas em rochas paleoproterozoicas-riacianas, supracrustais, da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre. O mineral de minério dominante é pirita-pirrotita (>80%), que ocorre como corpos irregulares, disseminados e, com níveis maciços que podem chegar a 8 metros de espessura. O processo mineralizante forma veios e brechas hidrotermais que não se restringem a camadas, mas que tendem a disseminar o minério aproveitando os planos de

foliação. A presença de gossan, reflete a expressão do nível mineralizado em superfície e evidencia a influência de processos intempéricos sobre uma fase sulfetada apresentando teores anômalos de Cu, Pb e Zn (Ribeiro 1983).

As extensivas descrições de furos de sondagem associadas a mapeamento geológico de detalhe e imagens geofísicas permitiram à CBPM, delimitar duas zonas mineralizadas (Figura 7): (i) zona mineralizada principal: Configurada num estreito horizonte indiviso, com cerca de 1.500m de comprimento e 50m de largura, orientada segundo *trend* N 30°E. É composta por significantes concentrações de pirita-pirrotita que formam veios e brechas hospedadas principalmente nas rochas calcissilicáticas hidrotermais, e em menor escala, nos metassedimentos à grafita, tremolita-quartzito e muscovita-sericita-xisto com veios de quartzo. (ii) zona mineralizada secundária: Zona paralela à principal, situada à leste, representada por coberturas de matacões, seixos e blocos arredondados de rochas quartzosas associados a seixos de gossan. Nessa região ocorre um aumento das concentrações de cobre, intimamente relacionado a rochas que apresentam alterações hidrotermais de nível crustal mais raso que as demais. Aqui, minerais de alteração como, magnetita hidrotermal, hematita, goetita, covelita e malaquita, são observados. O minério apresenta-se disseminado com intercalações maciças que se repetem ao longo de três intervalos distintos.

Para efeitos dessa pesquisa, foram selecionados os furos de sondagem de maior destaque e representatividade dos teores de minério sulfetado, são eles: FMS3 e FMS10 (zona mineralizada principal) e FMS9 (zona mineralizada secundária). Seus respectivos perfis geológicos e imagens selecionadas dos principais testemunhos amostrados podem ser vistas na figura 9.

No âmbito do CRS e em concordância com trabalhos anteriores (Souza, 1981; Ribeiro 1984; Ribeiro 1983; Ribeiro 1998, Souza et al. 2011; Souza et al. 2015; Garcia 2017), parece consolidado para a sequência um estilo deformacional intenso, marcado por, pelo menos, duas fases de deformação paleoproterozoica e uma neoproterozoica. A primeira fase pode ser dividida em dois estágios. O primeiro é caracterizado por estruturas dúcteis, principalmente dobras, com mergulho de alto ângulo ($>60^\circ$) preferencialmente para leste (Figura 8a) consideradas sugestivas de uma primeira fase de deformação. Clivagem de crenulação, dobras tipo kink, chevron e box folds estariam relacionadas com uma segunda fase de deformação numa ambiência crustal mais dúctil-rúptil (Figura 8d; 8e). Por fim, a reativação de estruturas pretéritas na forma de falhas e/ou zonas de cisalhamento dextrais e sinistrais, preferencialmente submeridianas, associam-se com a deformação neoproterozóica na região.

As falhas e zonas de cisalhamentos, bem como estruturas associadas, abordadas no parágrafo anterior delineiam a região tanto em macro escala, deslocando serras (Figura 8b), quanto em meso e microescala, formando microestruturas sigmoidais e miloníticas (Figura 8c), que geram feições cataclásticas, brechadas e xistosas, facilmente identificáveis em campo e em testemunhos de sondagem. Esse sistema de falhas é responsável por controlar o corpo principal da mineralização de Fe-(Cu) do CRS que tem direções de strike (NE-SW) similar à zona de cisalhamento do Serrote da Batateira (Figura 7), servindo como estruturas condutoras para o transporte e remobilização dos fluidos mineralizantes (Ribeiro 1998; Souza et al. 2011, 2015; Arouca 2013; Arouca et al. 2016).

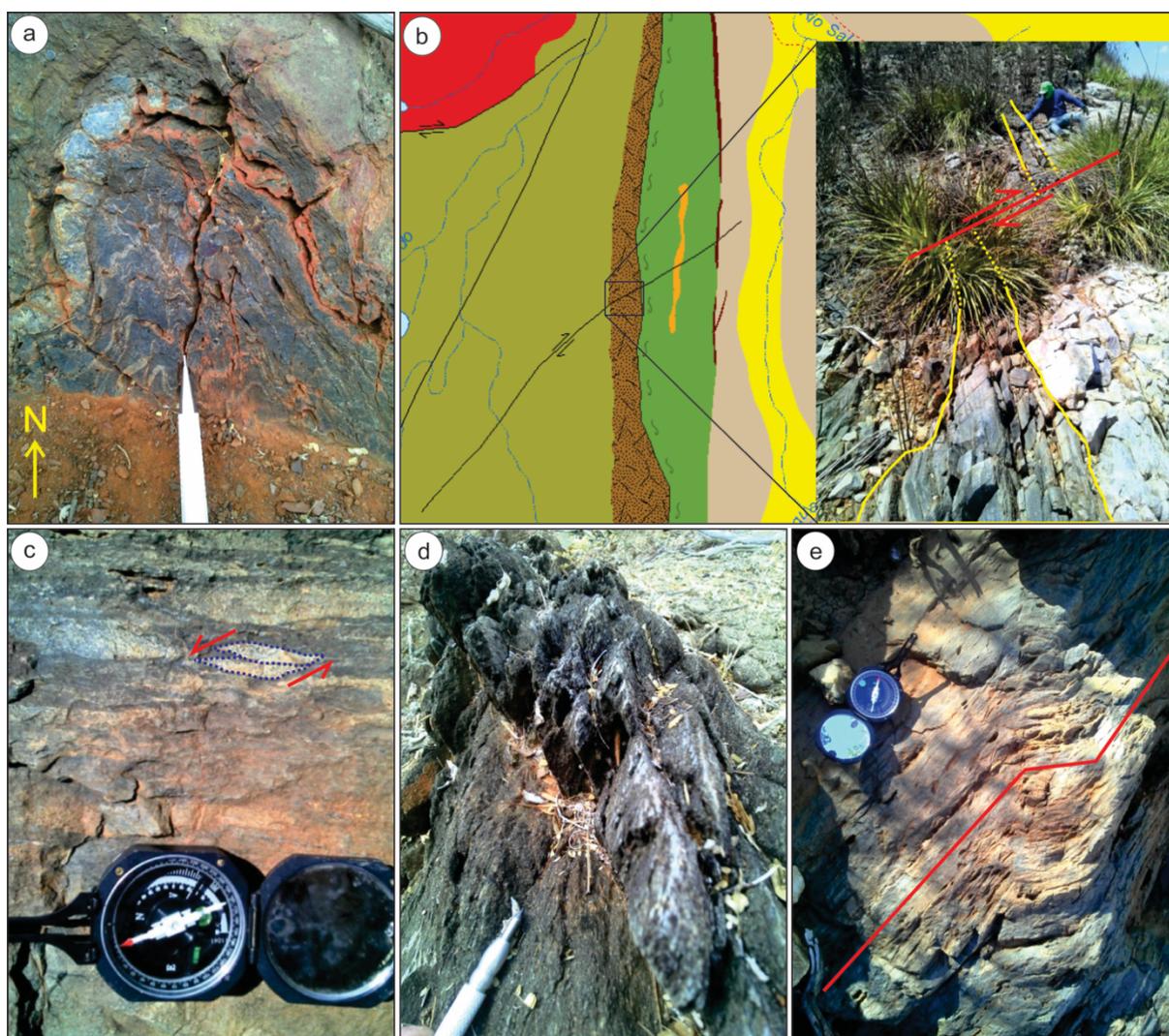


Figura 8 - (a) dobra isoclinal nos metacherts escuros da subunidade inferior da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre. (b) região da serra da Batateira deslocada por zona de cisalhamento dextral. A foto à direita mostra o fractal em mesoescala nos quartzitos da unidade Sobradinho. (c) sigmoides de deformação com movimento aparente sinistral em “metabrecha” vulcânica da subunidade inferior da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre. (d) foliação de crenulação em filitos da subunidade superior da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre. (e) *kink fold* em metavulcânicas máficas da subunidade inferior da Unidade Baixo Vale do Rio Salitre. Imagens em Souza et. al (2015).

5.5 RELAÇÕES TEXTURAIS E ASSEMBLEIAS MINERAIS SOBRE AS REAÇÕES DE ALTERAÇÃO

A descrição a seguir está organizada de forma a apresentar as alterações hidrotermais que foram impostas à essas rochas, seguindo a ordem cronológica, da mais alta até a mais baixa temperatura, baseado nas relações de equilíbrio e transformações minerais. As rochas estudadas são intensamente hidrotermalizadas desfavorecendo a clara distinção entre os protólitos. A sequência paragenética é exibida na figura 16. Minerais acessórios incluem titanita, ilmenita, zircão, rutilo, grafita e apatita. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010).

5.5.1 Alteração Sódica

O primeiro tipo de alteração e de mais alta temperatura pode ser classificado como sódica, desenvolvido durante deformação dúctil-rúptil. Está presente como lentes pervasivas de K-feldspato e plagioclásio dentro do pacote da zona de alteração. Na amostra de mão, o plagioclásio aparece como cristais finos a médios, cinza claro, em contato com K-feldspato e quartzo formando uma zona idiomórfica, leucocrática e de coloração rósea (Figura 9a). Ao microscópio, uma fina borda clara (*clear rim*) desenvolve à periferia de das pequenas inclusões de plagioclásio nos megacristais de K-feldspato (Figura 12a). Os megacristais de K-feldspato são pertíticos, subédricos, e de granulação média a grossa. As inclusões de plagioclásio, por sua vez, encontram-se turvos e sericitizados, mesmo assim, é possível observar continuidade cristalográfica na borda neoformada. Ocorre ainda, substituição do plagioclásio sericitizado por mica branca (hidromuscovita) desenvolvendo textura mimerquítica.

5.5.2 Alteração Cálcica-(Magnesiana)

A alteração Ca-(Mg) foi identificada como a segunda de mais alta temperatura, tendo o mineral diopsídio como representante principal. A presença modal acima de 50% deste mineral é restrita, não se estendendo por mais do que 4m ao longo do perfil (figura 9). A alteração ocorre pervasiva, desenvolvida durante uma deformação dúctil gerando zona diopsidítica, sob a forma de agregados maciços de granulação grossa (1,5 mm), que imprimem à rocha uma cor verde-claro (Figura 9e). Em lâmina delgada o diopsídio ocorre seguindo duas texturas principais: (i) cristais de granulometria grossa, euédricos, diablásticos, prismáticos, seguidos

pelo regular intercrescimento de flogopita + clorita impregnadas aos planos de clivagem desse mineral (Figura 12b). (ii) cristais muito alterados, granulometria fina, com bordas fragmentadas irregulares e sub-arredondadas, exibindo claros sinais de desestabilização, sendo progressivamente substituídos por uma massa de tremolita \pm epidoto, sugerindo formação por reações de descarbonatização a partir da diminuição da temperatura do sistema (Figura 12c).

Por outro lado, a tremolita é o mineral mais comum à essa zona desenvolvida por minerais calcissilicáticos. A tremolita, e muito subordinadamente actinolita, desenvolvem-se em domínio dúctil, de forma pervasiva, conferindo a essa zona uma coloração verde-escuro constituída por mais de 60% do anfibólio cálcico (Figura 9d). Ao microscópio a tremolita exhibe duas texturas principais: (i) diablástica, formando uma trama mineralógica dominada por prismas alongados em duas faces, por vezes, em forma de agregados colunares, incolor a levemente rosados em seção delgada, exibindo geminação múltipla comum (Figura 12d). Varia entre uma granulometria fina a grossa (0,3mm a 5,0mm), sub a xenoblásticos, poiquiloblásticos e pós-cinemáticos, sobrepondo a trama mineralógica podendo conter inclusões de quartzo; (ii) comumente apresentando vestígios de clivagens em 56° ou 120° , e também como ripas alongadas formando massas de alteração substituídas por flogopita em zonas ricas em calcita formando níveis métricos de rocha cinza-claro a verde-esbranquiçado, de granulação fina, orientada seguindo planos de foliação (Figura 9c; 12e). Representam uma matriz dominada por calcita em textura granoblástica poligonal com granulometria grossa, associado a tremolita. Substituições da tremolita para flogopita e clorita são comumente observados.

5.5.3 Alteração Potássica de Alta Temperatura

O metassomatismo potássico ou K-feldspatização envolve de reações de troca (K para Na), sendo tipicamente representado pela substituição do plagioclásio albítico por microclina ou ortoclásio (Pirajno, 2009). Uma zona centimétrica a métrica de veio pegmatítico quartzo-feldspático alterado foi identificada, como sendo produto dessa alteração, marcado por intensa k-feldspatização (veio rico em feldspato alcalino - ortoclásio). Em amostra de mão, esse veio apresenta minerais de granulação média a grossa, idiomórficos, leucocráticos, conferindo à zona cor rósea (Figura 10g). Ao microscópio, essa alteração forma venulações anédricas e pervasivas de ortoclásio (Figura 12f). Observa-se ainda, quartzo recristalizado, calcita e muscovita, que parecem constituir outra zona de alteração.

5.5.4 Alteração Potássica de Baixa Temperatura

Outros produtos de reações de troca (K para Na) incluem o crescimento de novas micas com composições variando entre annita (flogopita rica em Fe^{2+}) e composições de anfibólio características de membros ricos em Fe^{2+} (ferroedenito e ferroactinolita) (Bowden 1985). Essa assembleia mineral é a mesma observada nas rochas do CRS em zonas quartzo-feldspáticas ou próximas a elas, ao longo dos furos de sondagem e irá fazer parte da chamada fase de alteração potássica de baixa temperatura.

Essa alteração pode ser observada em dois domínios: (i) logo abaixo do pacote de assembleias minerais calcissilicáticas, formando um nível restrito de rocha quartzo-feldspática que exhibe coloração cinza-claro com tons esverdeados decorrentes da biotita e clorita ferromagnesianas, leucocrático, muito foliado, de grão fino, contendo intervalos subcentimétricos de quartzo (Figura 9f); (ii) associado a um nível de rocha com foliação incipiente, fracamente deformada, granulação fina a média, cor verde escuro, aspecto maciço, rica em Fe-biotita + actinolita + epídoto, cortada por veios de quartzo, assemelhando-se a uma rocha alterada propilíticamente (Figura 10h).

Ao microscópio, a Fe-biotita (annita) em ambos, formam cristais em prismas curtos ou pequenos agregados tabulares, intercrescidos entre si com actinolita, exibindo cores verde-amarronzadas (Figura 12g e 12h). A Fe-actinolita, por sua vez, ocorre em duas texturas principais: (i) Quando próximas a zonas calcissilicáticas, forma finas agulhas radiais que convergem para um centro formado por quartzo recristalizado associado também a annita (Figura 12g). Nesse nível, a associação Fe-biotita e Fe-actinolita estão sendo obliteradas por produtos de sericitização e silicificação; (ii) Quando próximas a zonas de intensa k-feldspatização, forma cristais tabulares que exibem cor verde pálida e fraco pleocroísmo (Figura 12h).

Estão presentes ainda, minerais que foram identificados como sequenciais em relação aos anteriormente descritos, resultantes de diferentes produtos formados pela interação dos fluidos hidrotermais potássicos de baixa temperatura, são eles: flogopita, clorita, minerais do grupo do epídoto/clinozoisita, titanita e rutilo.

A alteração à flogopita ocorre de forma pervasiva e generalizada desenvolvidos sobre uma fase dúctil-rúptil a rúptil, em rochas de granulação fina a grossa (Figura 10a). Ao microscópio, exhibe cor amarronzada representado por cristais que formam bandas lepidoblásticas descontínuas, concordante ou, por vezes, discordantes aos contatos litológicos. A flogopita frequentemente associa-se com a clorita, estando parcialmente a totalmente

substituída por este mineral (clinocloro) (Figura 13a). Quando em zonas de maior deformação a flogopita apresenta-se comumente deformada em *kink*, parcialmente cloritizada, e com bordas associadas a formação de muscovita secundária (Figura 10f; 14f). Nessa zona, é comum minerais acessórios como ilmenita, apatita e titanita, esse último com desenvolvimento pseudomórfico nas bordas da ilmenita.

Minerais do grupo do epidoto/clinozoisita são observados, assumindo composição de clinozoisita quando associado aos níveis calcissilicáticos e, composição de epidoto quando associado a rochas quartzo-feldspáticas ricas em epidoto, exibindo coloração cinza-escuro a preto com tons amarelados decorrentes do epidoto, granulação fino a médio, e com foliação evidente (Figura 11d). Ao microscópio, o epidoto é comumente encontrado sobrepondo a matriz, exibindo granulometria grossa formando veios (Figura 13b), ou ocorrendo como clinozoisita, de forma isolada, assumindo uma fase mineral secundária ligada a porções alteradas azuladas nos níveis calcissilicáticos.

5.5.5 Mineralização de Fe-(Cu) Sulfetado

O estágio principal da mineralização polimetálica forma veios e brechas hidrotermais representados pelos minerais de minério, pirita, pirrotita e, subordinadamente, calcopirita, seguidos de um estágio tarde hidrotermal com preenchimento de fissuras em zonas quebradiças. Minerais como magnetita/hematita, esfalerita, galena, covelita e raras exsolução de pentlandita são identificadas como precipitações/alterações secundárias.

Tipicamente, a mineralização principal ocorre onde as alterações Ca-(Mg) são dominantes. A associação pirita-pirrotita corta as alterações Ca-(Mg) formando zonas maciças, e disseminações em veios, exibindo contatos irregulares quando em contato com os minerais da ganga formados por diopsídio e tremolita (Figura 12c; 13c). Essa pirita (1ª geração) ocorre, xeno a idiomórfica, granulometria médio a grossa, cristais anédricos a sub-euédricos (<0.10mm a 2,2 mm). A pirrotita é o segundo sulfeto mais comum durante esse estágio. Formam massas irregulares entre os cristais de pirita e disseminações em veios quando associados a quartzo recristalizado (Figura 13d). Nesses domínios, é comum à mineralização desenvolver em suas bordas os minerais clorita e calcita (Figura 13e).

A mineralização associada às brechas sulfetadas possui minerais de ganga que envolvem quartzo, carbonato (Figura 11a) e fragmentos intensamente cloritizados com concentrações anômalas de titanitas (Figura 9b;13f). Podem ocorrer com a matriz rica, quando ricos em sulfetos ou, matriz pobre quando rico em fragmentos. Comumente, a matriz sulfetada

nesses níveis é composta por zonas centimétricas de pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita e galena (Figura 13g). Pirita (2ª geração) pode ocorrer na forma euédrica, por vezes, geminada, inclusa ou não, em massas de pirrotita (Figura 13h; 14a). A calcopirita associa-se com a pirrotita, em menores concentrações, formando massas irregulares ou inclusos na pirita (Figura 13g). A esfalerita forma grãos gosseiros e anedrais, irregulares, exibindo típicas reflexões internas vermelho-amarronzados que indicam altos teores de Fe (Gierth e Araujo, 2016) (Figura 13g). A galena associa-se frequentemente com esfalerita, no entanto, pode ocorrer também inclusa na calcopirita e nas bordas da pirita euédrica (Figura 13g; 14a), sugerindo ser efeitos da remobilização e da recristalização de componentes mais dúcteis tardios.

Veios sulfetados comumente com quartzo recristalizado e calcita cortam transversalmente associações minerais formadas por quartzo + flogopita + clorita (Figura 11b; 14b). A pirita (2ª geração) exibe bordas com galena e clorita (Figura 14a). Prováveis exsoluções de pentlandita foram observados associado a esse nível (Figura 14c; 14d), onde também são observadas maiores concentrações de calcopirita. Não foi possível obter dados de microsonda para o mineral exsolvido.

5.5.6 Alteração Sericítica

A sericitização remobiliza parte da mineralização, formando veios discordantes, em deformação rúptil-ductil, representando uma rocha de composição quartzo-clorita-sericita xisto, e granulometria fina (Figura 10e; 10f). É comum a este nível o mineral grafita que confere à rocha uma coloração cinza escuro a preto. Ao microscópio, as venulações de sericita formam massas inequigranulares que cortam toda a mineralogia anteriormente descrita. (Figura 14e; 14f). Essa alteração é mais proeminente quando distais da alteração Ca-(Mg).

São observadas texturas protomiloníticas desenvolvidas em zonas rúpteis (Figura 11c). O protomilonito é evidenciado por textura *mortar* onde os grãos de quartzo nas suas bordas são cuminuídos e recristalizadas em subgrãos, muito pequenos, marcando zonas de cisalhamento (Figura 14g). A clorita presente nesse nível possui lamelas de formação paralelas à direção principal de foliação. A mineralização é dominada por pirrotita junto aos veios quartzosos que sobrepõem a assembléia potássica, e por vezes, a sericítica.

5.5.7 Alteração à clorita-talco

Minerais de alteração como clorita e talco podem ser considerados como resultados de alteração retrógrada de anfibólios cálcicos, indicando o metassomatismo de Mg, após precipitação de sulfetos da fase anterior (Figura 10b;10c). Nesta fase, talco e, comumente agregados finos, corta calcita e matriz de rocha brechada (Figura 14h). A evolução desse sistema gera uma associação clorita-talco, com desenvolvimento de magnetita/hematita nas bordas da pirita (Figura 15a; 15b). A magnetita também pôde ser observada substituindo as bordas da calcita avermelhada presente em algumas brechas (Figura 15c).

5.5.8 Turmalinização e veios tardios.

Os minerais de alteração desse estágio incluem turmalina, quartzo, pirita, covelita, seguida por hidróxidos de ferro, como hematita que substitui magnetita. Geralmente ocorrem como brechas (Figura 11a) a veios transversais aos estágios anteriores de alteração (Figura 10a;10b;10c). Zonas com concentrações de turmalina são cortadas por produtos da silicificação (Fig 10e). A turmalina ocorre como cristais anedrais ou como ripas alongadas, euédricas, exibindo relações de corte que indicam sua formação como sendo posterior à alteração sericítica e anterior à silicificação (Figura 14e). A turmalina pode apresentar inclusões de rutilo e equilíbrio com a pirita (3ª geração?) (Figura 15d). A apatita é um mineral acessório recorrente nas amostras estudadas, ocorrendo disseminados na matriz em formato circular, relativamente inalterado, ou formando conjuntos inequigranulares de pequenos grãos arredondados que truncam a flogopita. A covelita pode ser considerado como produto de alteração da calcopirita, substituindo esse mineral ao longo de suas fraturas e nas bordas, parcialmente ou completo (Figura 15e). Goetita e malaquita podem ser observados como alteração supérgena comum.

Abaixo dessa zona ocorre um aporte significativo de veios sílico-carbonáticos desenvolvidos sob uma forte xistosidade ao longo do esforço principal (calcixisto) (Figura 10d). Esse veio contém relictos de pirita e tremolita, sobrepostos por produtos da sericitização. No veio carbonático a pirita ocorre porfiroblástica, subarredondada por processos rotacionais e hidroxidada formando uma associação pirita + calcita avermelhada + hidróxido de ferro (Figura 15f). Por outro lado, a pirita, presente na matriz xistosa formada por muscovita em trama lepidoblástica, aproveita os planos da foliação e não se apresentam oxidados, mas sim, com franjas cloríticas em suas bordas que indicam pequenas rotações característicos de zona de cisalhamento.

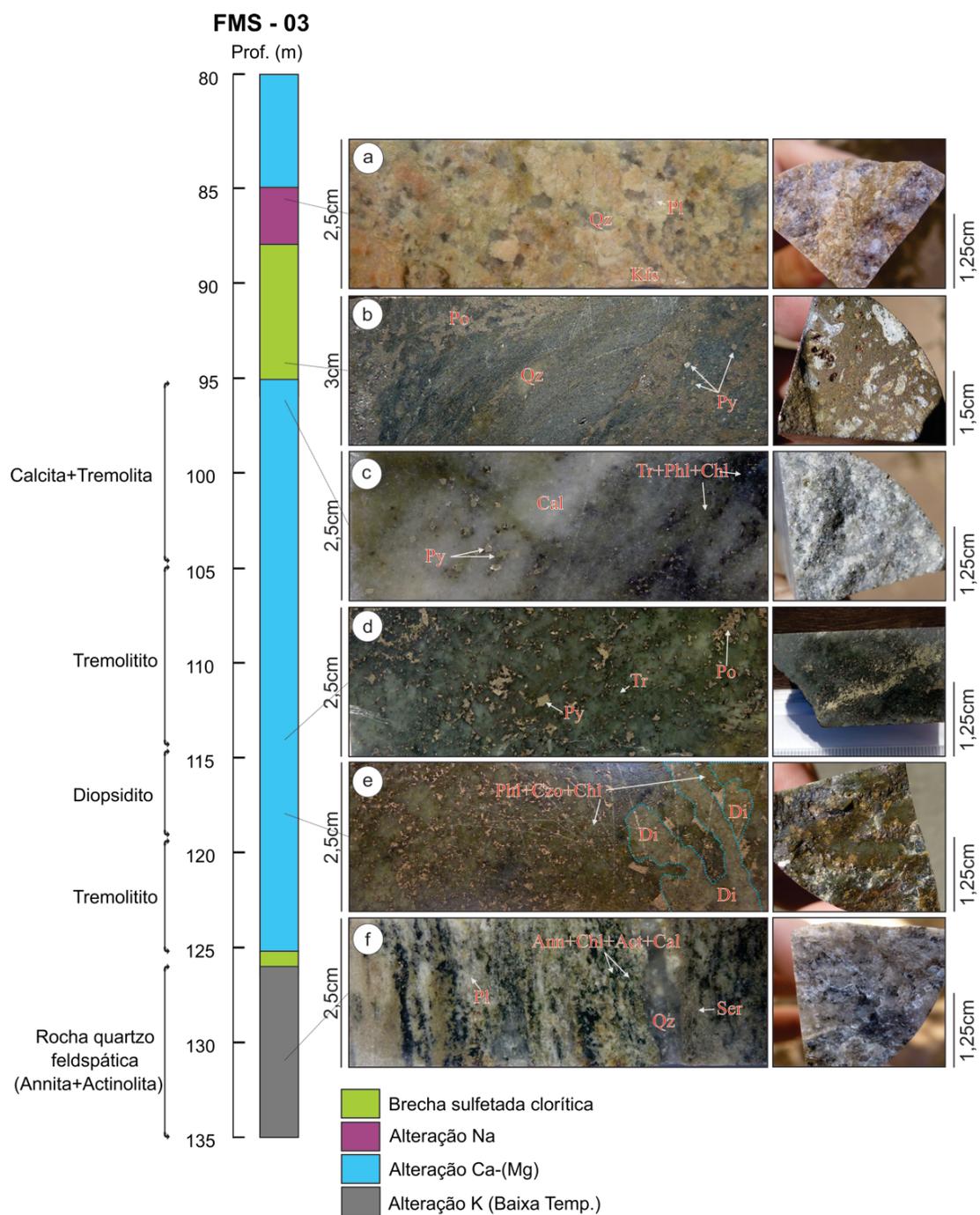


Figura 9 - Zonas de alteração hidrotermal observados no furo de sondagem FMS3, alvo 6, 8 e 9. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010). (a) pegmatóide à Kfs e Pl dentro do pacote da zona de alteração. (b) mineralização associada a brechas com fragmentos cloríticos e concentrações anômalas de Ttn. Notar Py euédrica incluída em massas descontínuas de Po. (c) matriz rica em calcita no nível da alteração Ca-(Mg), associado a Tr e Phl. Detalhe à Py euédrica. (d) Tr no nível da alteração Ca-(Mg). (e) Detalhe a granulometria grossa do Di no nível da alteração Ca-(Mg). (f) zona quartzo-feldspática com Ann e Act. Detalhe a coloração cinza-claro com tons esverdeados decorrente da Ann e Chl.

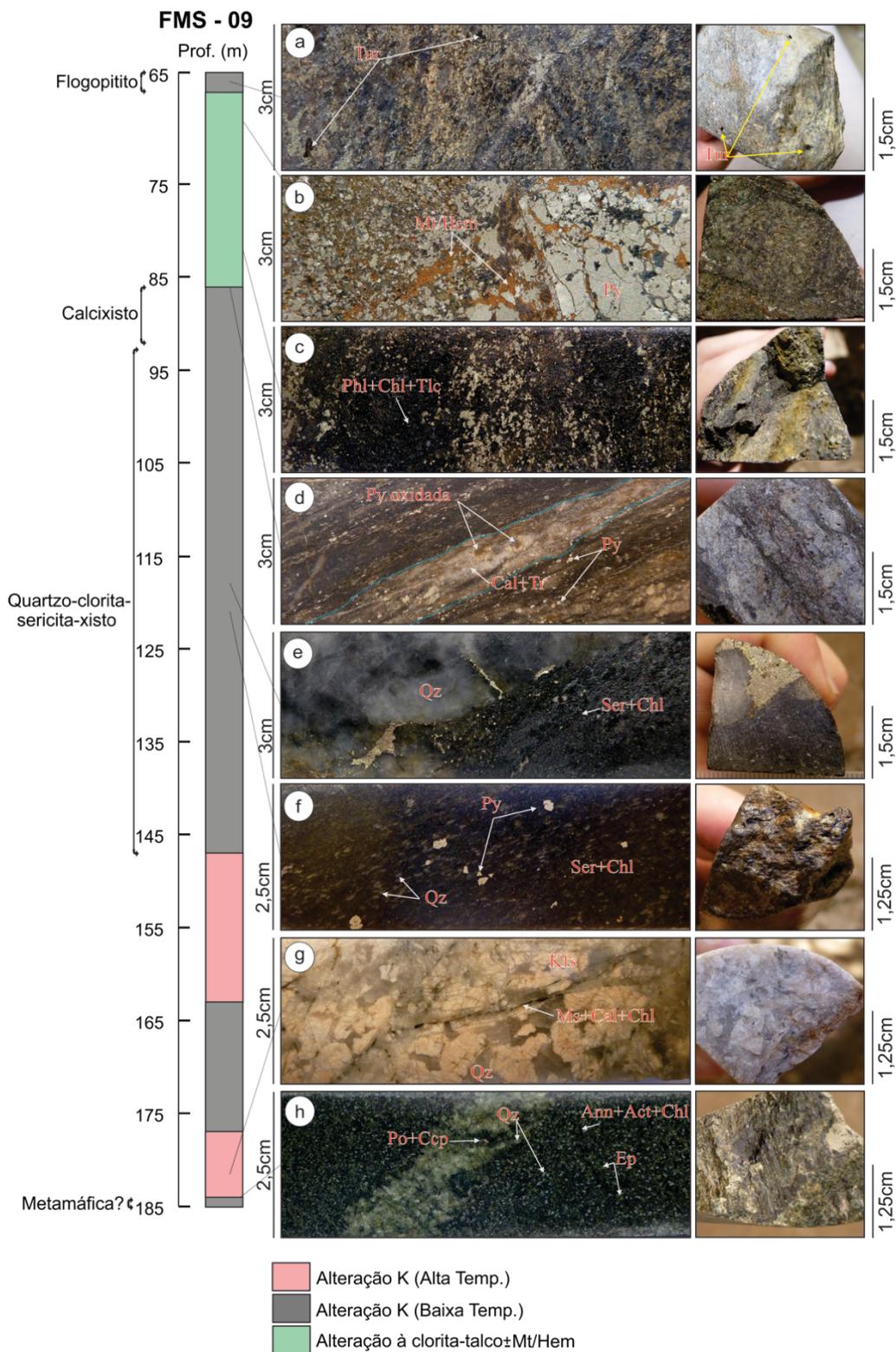


Figura 10 - Zonas de alteração hidrotermal observados no furo de sondagem FMS9, alvos 6, 8 e 9. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010). (a) Alteração à Phl com Tur. (b) e (c) alteração à Chl e Tlc formando brechas sulfetada cimentadas em parte por produtos oxi-hidróxidos de ferro (Mt/Hem). (d) Calcixisto formado por um aporte significativo de fluido sílico-carbonático, piritoso, sobrepostos por produtos da sericitização. Notar a Py oxidada contida no veio carbonático, com bordas que evoluem para ferro-hidróxidos e calcita avermelhada. (e) e (f) rocha de composição Qz-Chl-Ser xisto, relacionada a um aporte significativo de silicificação. Notar Py euédrica quando em zona mais xistosa. (g) alteração K (Alta temp.) pervasiva formando veio pegmatítico. (h) Metamáfica? alterada com Ann +Act.

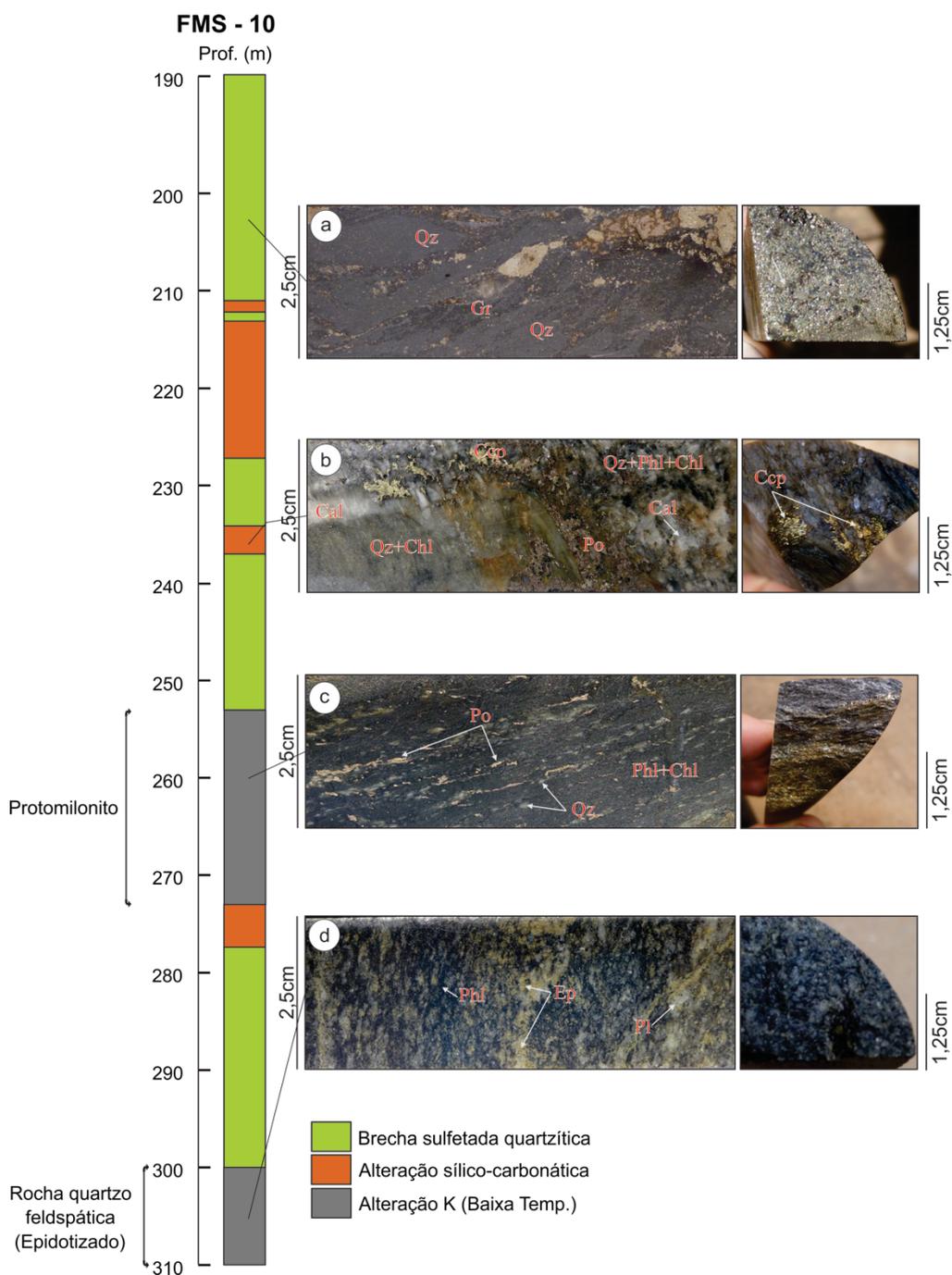


Figura 11 - Zonas de alteração hidrotermal observados no furo de sondagem FMS10, alvos 6, 8 e 9. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010). (a) Brecha sulfetada com fragmentos quartzíticos com presença de carbonato e grafita. (b) veio silico-carbonático piritoso cortando uma trama rica em Qz (de geração anterior?). Presença de calcopirita e raras exsoluções de pentlantida na pirrotita. (c) texturas protomiloníticas desenvolvidas em zonas rúpteis. Notar que a mineralização aproveita a direção principal de foliação. (d) Zona à plagioclásio cortado por veios pervasivos de alterações K (baixa temp.).

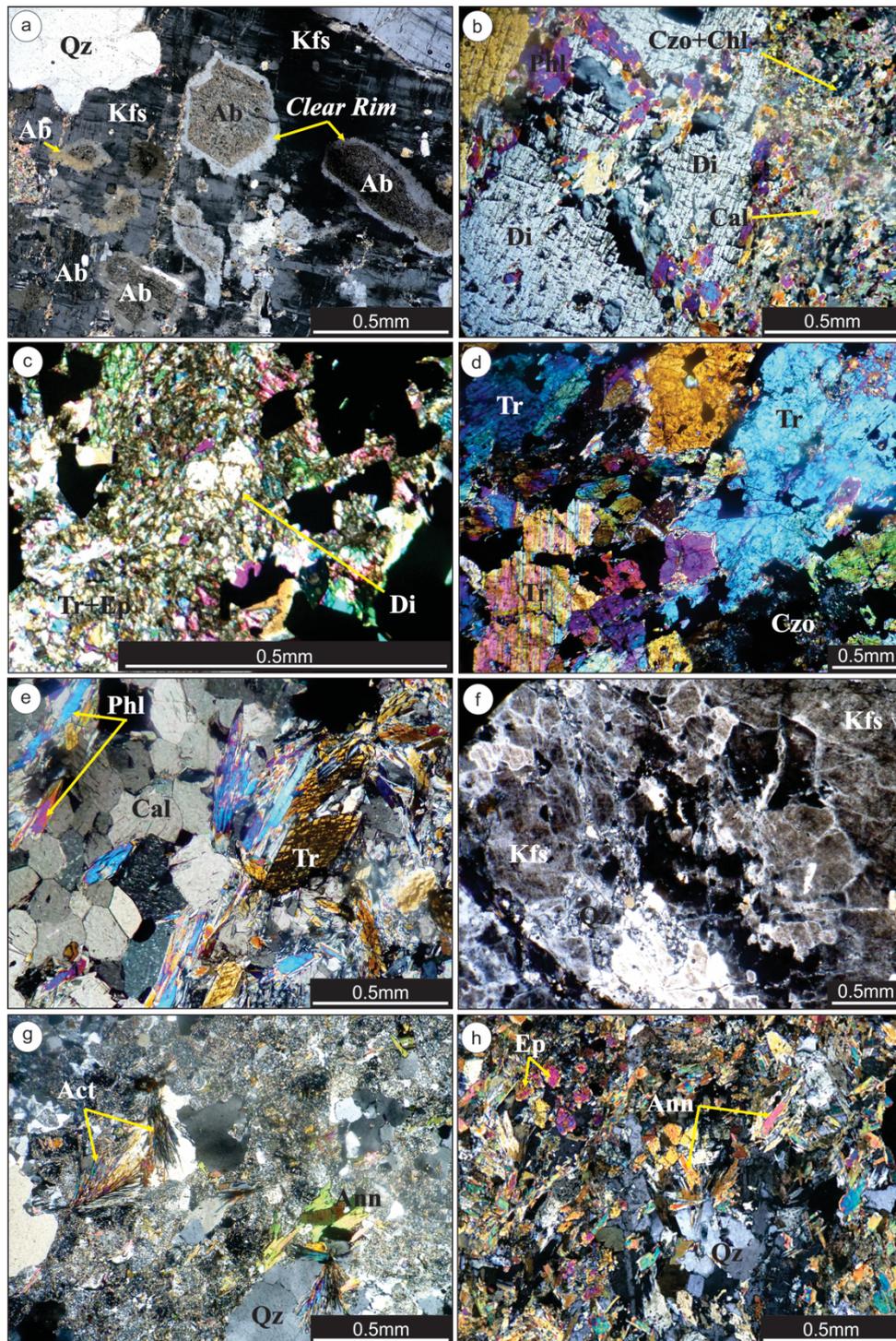


Figura 12 - Fotomicrografias das assembleias minerais das alterações hidrotermais do CRS. As lâminas estão sob luz planopolarizada e nicóis cruzados. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010). (a) “clear rim” na borda de inclusões de Pl em megacristais de Kfs. (b) Di de granulometria grossa parcialmente substituído por Phl + Chl. (c) Di subarredondado substituído por Tr ± Ep. (d) Tremolita diablástica formando prismas alongados com sulfetos intersticiais. (e) Zona rica em calcita com a tremolita em clivagens de 56° ou 120°, e também como ripas alongadas formando massas de alteração substituídas por flogopita. (f) K-feldspatização pervasiva. (g) Act radial + Ann associado a Qz recristalizado. Notar que a annita é cortada por produtos de sericitização. (h) Agregados de Ann associados a núcleos pseudomórficos reliquias de Qz.

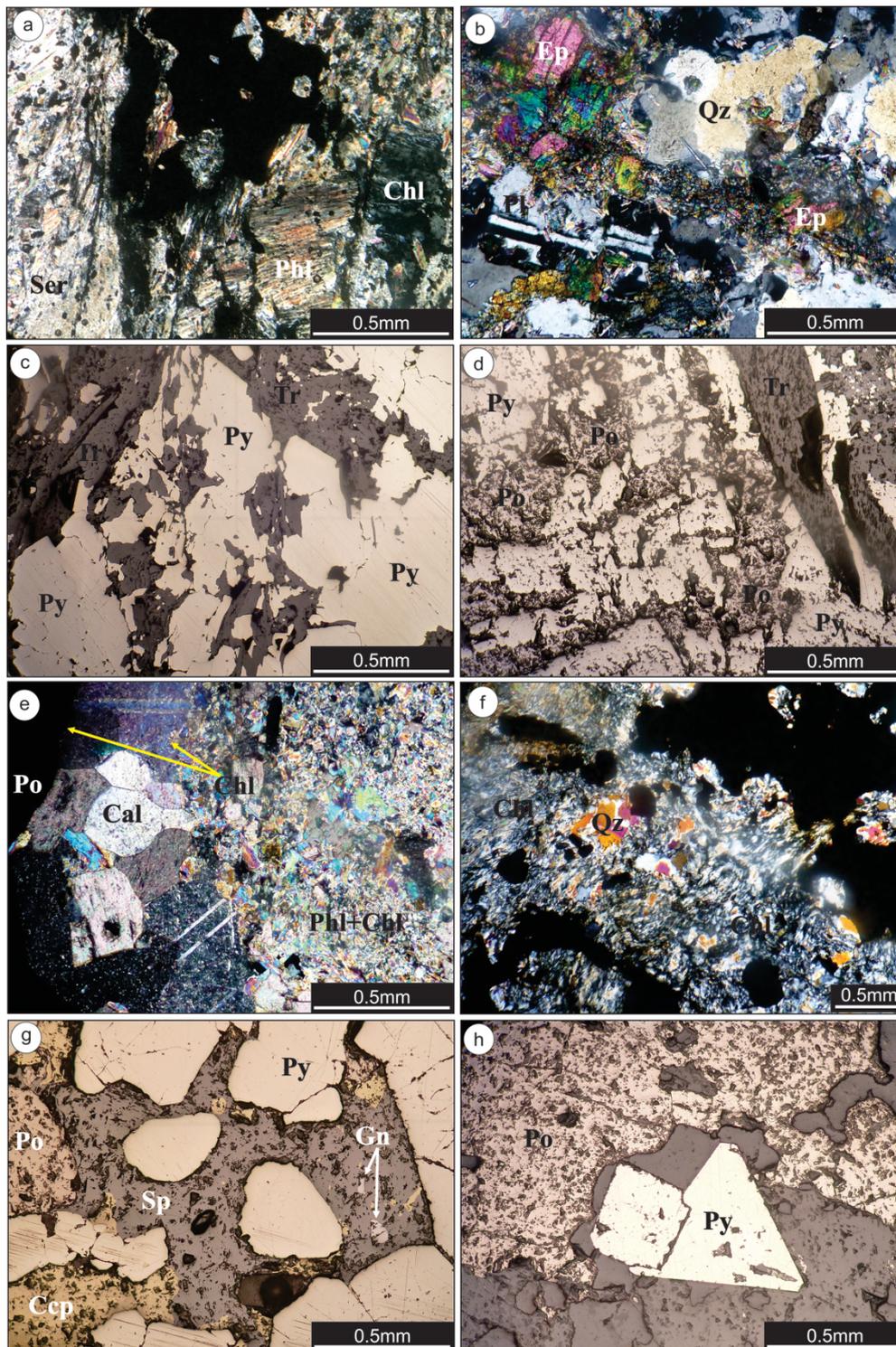


Figura 13 - Fotomicrografias das assembleias minerais e associação sulfetada do CRS. As lâminas estão sob luz planopolarizada e nicóis cruzados ou em luz refletida. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010). (a) Alteração à Phl, pervasiva, formando bandas lepidoblásticas, parcialmente substituída por Chl (Magnesiana); (b) Ep cortando assembleia mineral formada por Qz+Pl. (c) Py encaixada com contatos irregulares na alteração Ca-(Mg). (d) Py-Po encaixada nas alterações Ca-(Mg) formando zonas maciças a disseminadas em veios. (e) Chl e Cal comumente desenvolvida nas bordas da mineralização quando associado às alterações Ca-(Mg). (f) Brecha sulfetada com fragmentos cloritizados + Qz. (g) Py em porções maciças formando brechas sulfetadas. Calcopirita e esfalerita ocorre associado a pirrotita, em menores concentrações, como massas preenchendo interstícios da Py. É comum a inclusão de galena em Py, Po, Sph; (h) Py euclítica geminada em veio silico-carbonático.

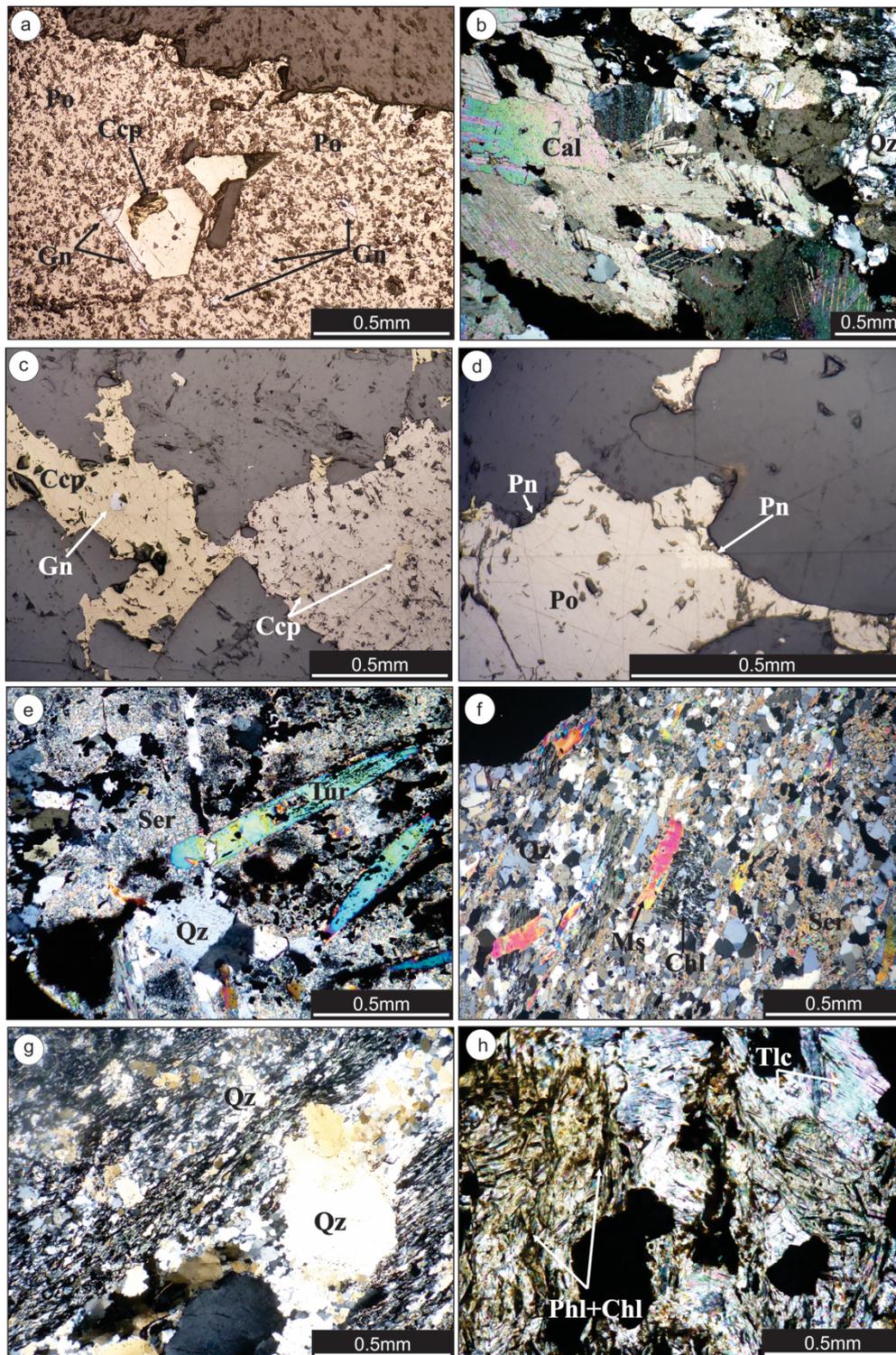


Figura 14 - Fotomicrografias das assembleias minerais e associação sulfetada do CRS. As lâminas estão sob luz planopolarizada e nicóis cruzados ou em luz refletida. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010). (a) Py com borda de Gn e inclusões de Ccp, inserida em Po. (b) Veios silico-carbonáticos sulfetados cortando transversalmente associações minerais formadas por Qz+ Phl+Chl. (c) e (d) exibem, respectivamente, Gn inclusa na Ccp e prováveis exsoluções de Pn. (e) Tur cortando Ser, e sendo cortada por veios tardios de sílica. (f) Phl parcialmente cloritizada, deformada em *kink* e com bordas associadas a formação de Ms secundária; (g) Textura “mortar” desenvolvida em protomilonitos; (h) alteração a Chl-Tlc formando brecha sulfetada e concentrações anômalas de rutilo e hidróxidos de Fe.

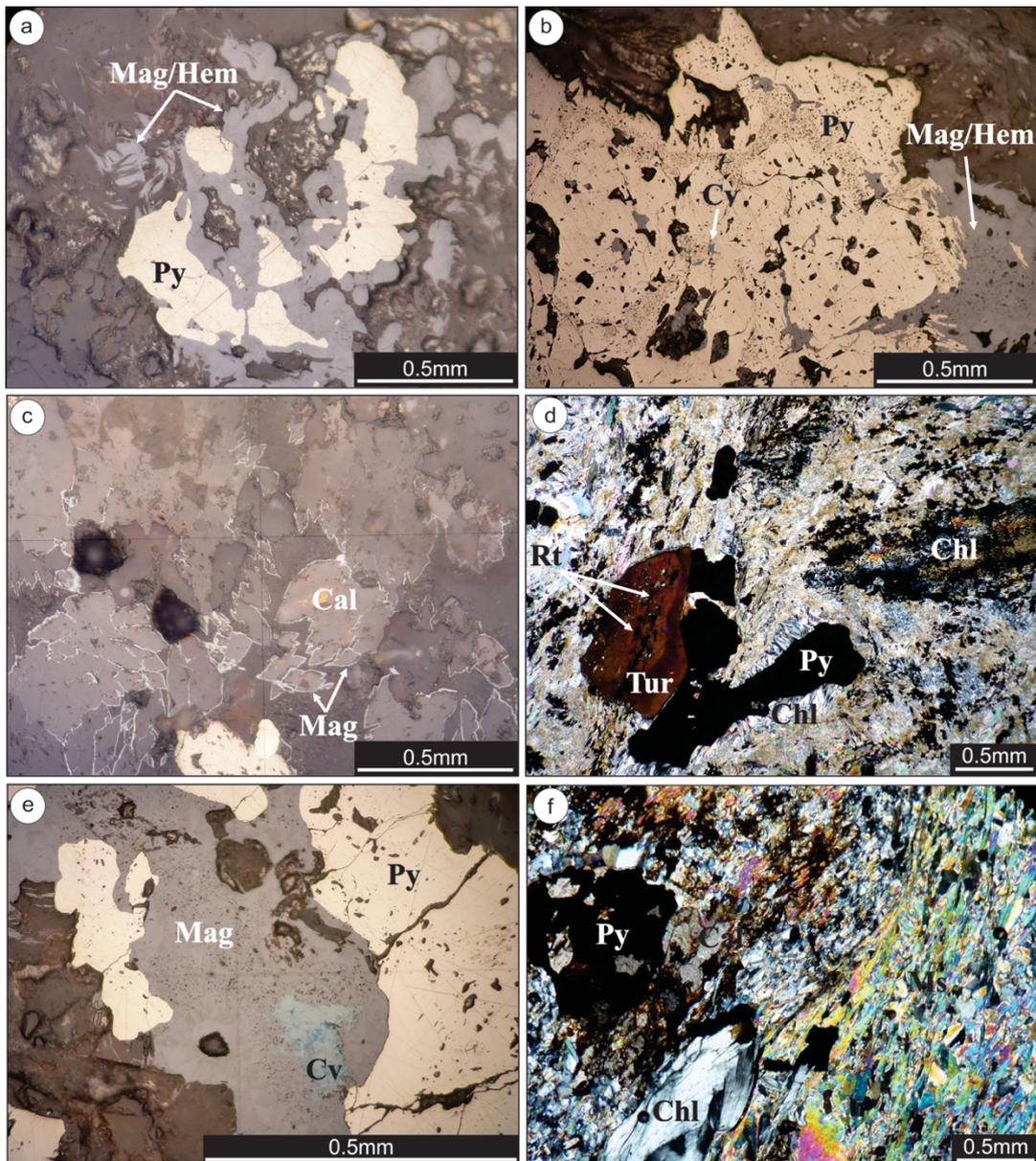


Figura 15 - Fotomicrografias das assembleias minerais e associação sulfetada do CRS. As lâminas estão sob luz planopolarizada e nicóis cruzados ou em luz refletida. Abreviaturas minerais após Whitney & Evans (2010). (a) Mt substituindo Py nas bordas; (b) notar a presença de covelita nesses domínios marcando zonas de alterações de mais baixa temperatura. (c) alteração no limite do grão de Cal avermelhada com desenvolvimento de Mt nas bordas da brecha sulfetada cloritizada; (d) Tur com inclusões de rutilo e equilíbrio com Py de formação tardia. (e) Cov substituindo totalmente Ccp. (f) Py oxidada para Fe-hidróxidos e calcita vermelha em veio sílico carbonático. Notar Py na matriz xistosa sem indícios de oxidação, mas com desenvolvimento de franjas cloríticas associadas a movimentos de rotação.

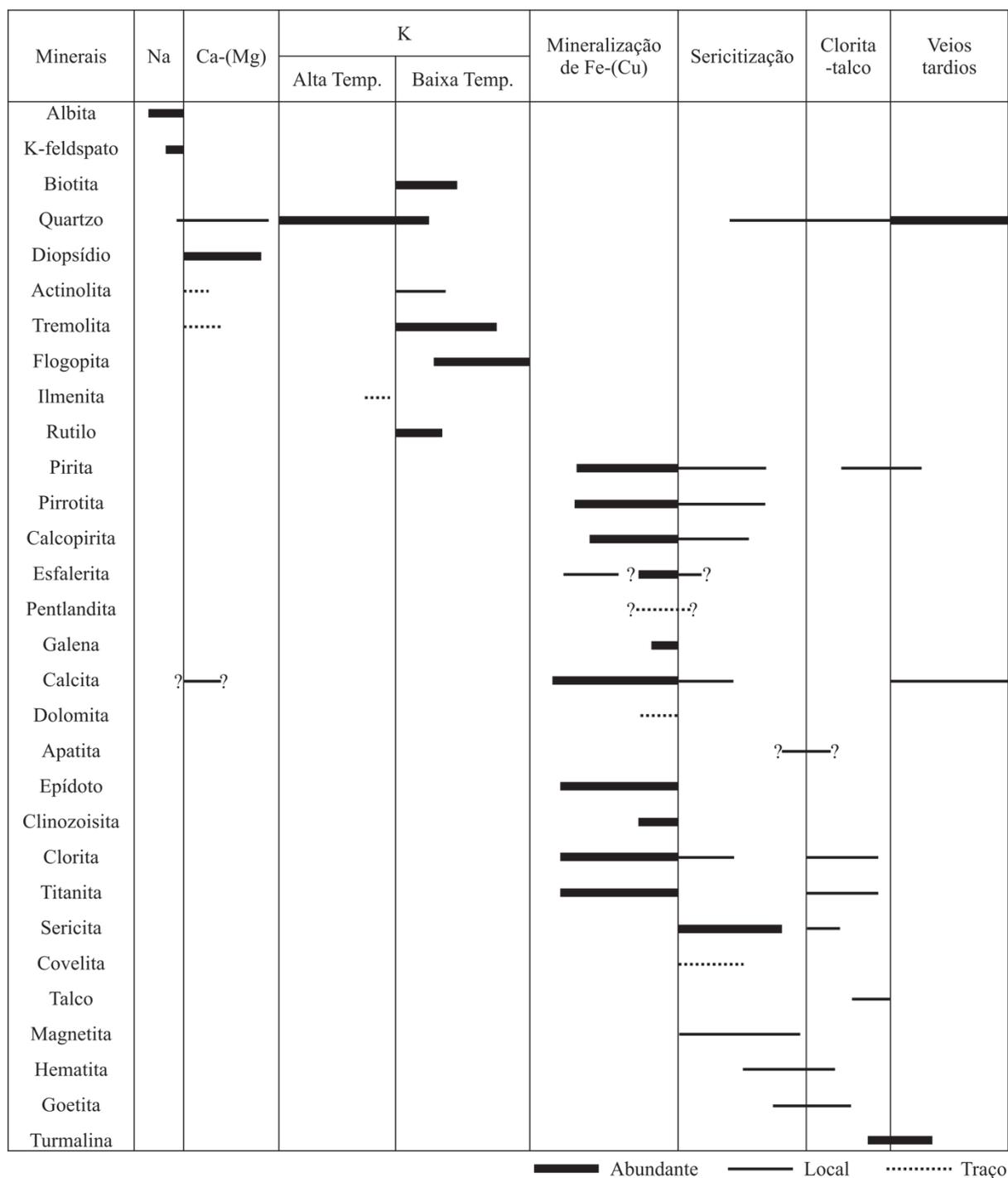


Figura 16 - Sequência paragenética das alterações hidrotermais do CRS.

5.6 QUÍMICA MINERAL

As composições químicas dos minerais desenvolvidos no curso da alteração hidrotermal e da mineralização foram investigadas para destacar alguns processos metassomáticos e determinar as condições físico-químicas do magma e dos fluidos envolvidos. As análises em minerais de representatividade metalogenética do CRS e detalhadas abaixo

incluem clinopiroxênio (diopsídio), anfibólio cálcico (tremolita e actinolita), plagioclásio (albita), K-feldspato (ortoclásio), biotita (annita), flogopita, epídoto, clinozoisita, clorita (clinocloro) e turmalina (dravita). As respectivas tabelas químicas desses e outros minerais analisados podem ser consultadas nos anexos.

5.6.1 Clinopiroxênio

O sistema proposto por Papike et al. (1974), Cameron e Papike (1981) e aperfeiçoado por Morimoto (1988), dividem os piroxênios em dois grupos químicos designados "*Quad*" e "*Others*". O campo *Quad* é conhecido por formar um quadrilateral constituído pelos membros finais $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (diopsídio) - $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ (Hedenbergita) - MgSiO_3 (Clinoenstatita) - FeSiO_3 (Ferrosilita). O outro grupo, *Others*, inclui piroxênios com quantidades significativas de cátions que não sejam Mg, Fe^{2+} e Ca.

O clinopiroxênio da alteração Ca-(Mg) é o diopsídio (Figura 17a). Exibe composição essencial rica em cálcio e magnésio e pobre em ferro, $\text{En}_{46-51}\text{Wo}_{46-48}\text{Fs}_{0,7-6}$, associados em geral a baixos teores em TiO_2 , Al_2O_3 (< 0,06 %), Cr_2O_3 e Na_2O . As análises podem ser vistas na tabela 1 (anexo). Para a classificação em quatro componentes seguiu-se com a nomenclatura proposta por Poldervaart & Hess (1951), adotada também por Deer et al. (1986), relativas aos minerais de $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Wo), $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (En) e $\text{Fe}_2+\text{Si}_2\text{O}_6$ (Fs) (Figura 17a). As análises enquadram-se por completo ao campo *Quad* (Figura 17b; 17c). Esses diagramas mostram que o diopsídio é essencialmente de composição cálcico com influências ferro-magnesianas, e praticamente 0% em sódio.

O diopsídio 1, de granulação grossa (Figura 12b;18a), exibe maiores teores de FeO (2,674 - 3,663%) e Na_2O (0,146 - 0,197%), intermediários de CaO (22,341 - 22,507%) e menores de SiO_2 (55,177 - 56,294%) e MgO (15,647 - 15,876%), com menores valores de enstatita $\text{En}_{46,35}$ e $\text{En}_{47,25}$. Por outro lado, os cristais de diopsídio 2, sub-arredondado (Figura 12c) nas demais amostras, demonstram maiores teores de SiO_2 (55,154 - 57,179%), MgO (17,042- 18,239%), CaO (21,663- 23,349%) e menores de FeO (0,468 - 2,164%), com maiores valores de enstatita $\text{En}_{50,04}$ e $\text{En}_{51,69}$. A variação em conteúdos de En% mostra correlação linear negativa com os teores de FeO (0,468-3,663%) (Figura 18a; 18b).

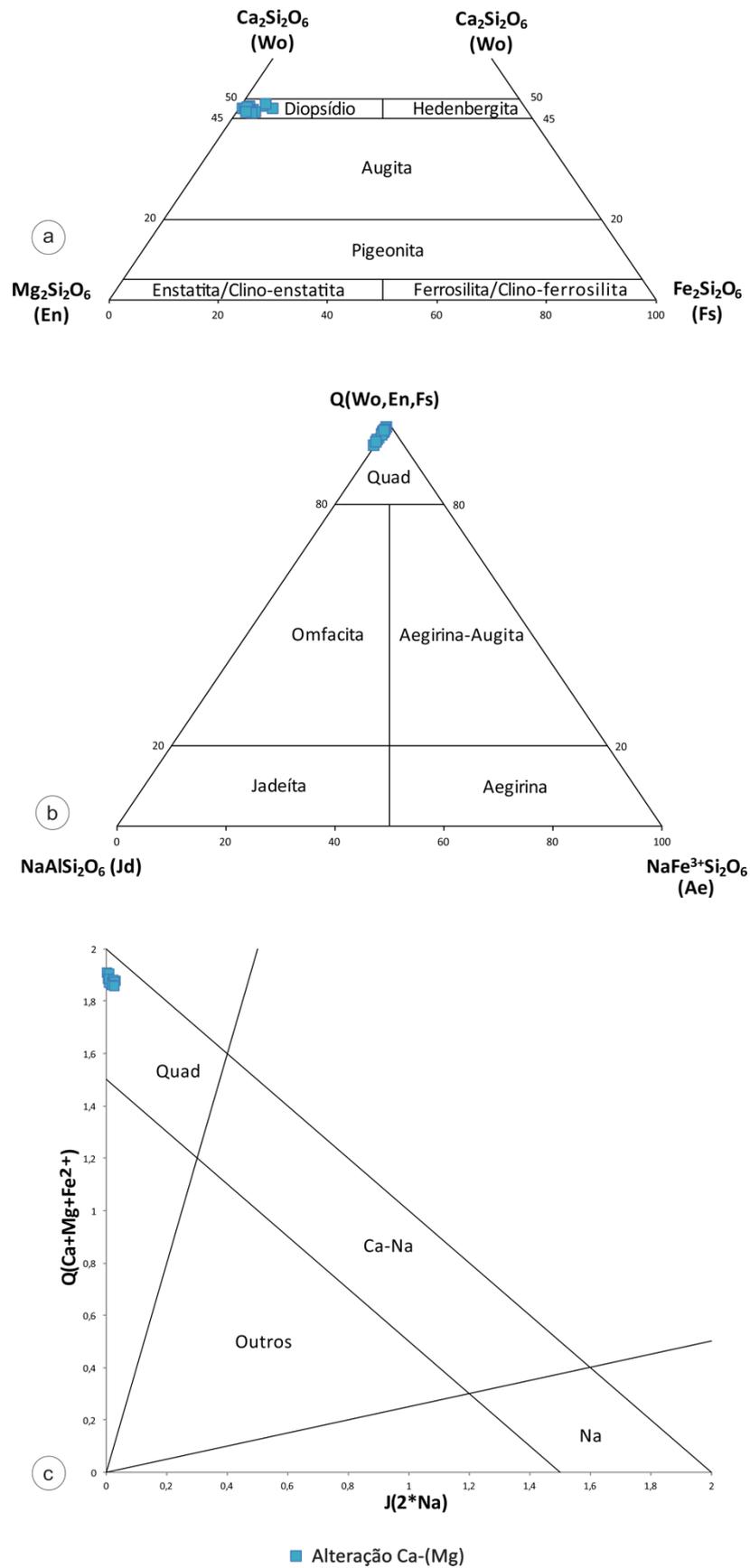


Figura 17 - Modelos de diagramas modificado de Morimoto et al. (1988). (a) Análises de clinopiroxênio empregadas no diagrama ternário (Wo x En x Fs) de classificação em razão de Ca-Mg-Fe (*a.p.f.u.*). (b) Diagrama ternário de classificação para piroxênios Ca-Na e Na com amostras plotando ao campo *Quad* ($Q = Wo + En + Fs$). (c) Classificação Q x J, com análises plotando ao campo *Quad*.

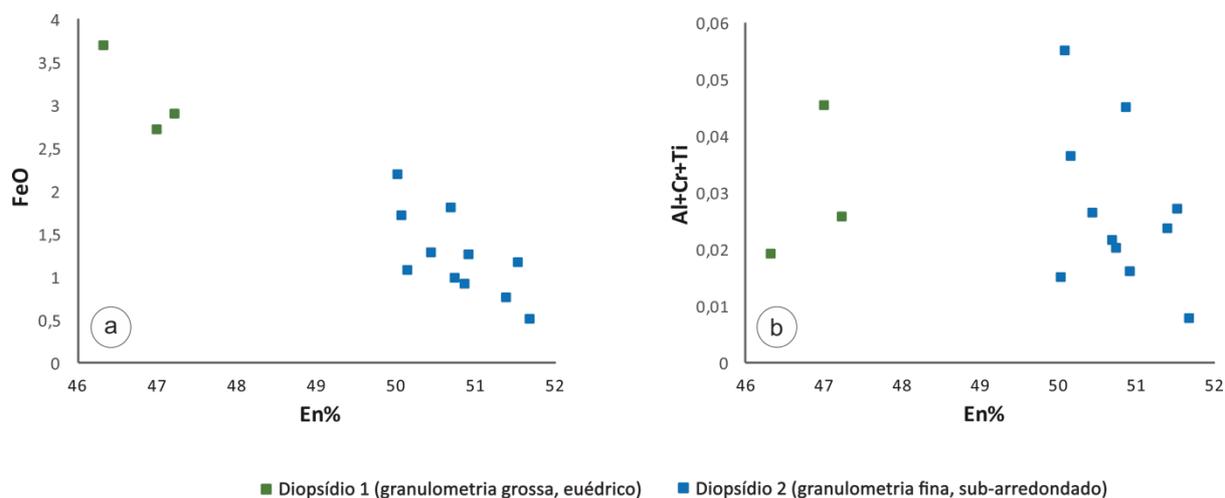


Figura 18 - (a) e (b) Exibem diagramas binários de En (%) vs FeO (Wt.%) e En (%) vs Al+Cr+Ti (*a.p.f.u*) plotando os conteúdos de enstatita para os diopside da alteração Ca-(Mg) analisados.

5.6.2 Anfibólio Cálculo

O anfibólio cálcico domina a configuração da trama mineralógica nos níveis da alteração cálcica e varia em composição de tremolita e, subordinadamente, actinolita. O cálculo e a classificação da fórmula estrutural foram realizados de acordo com Leake et al. (1997), sendo observados na tabela 2 (anexo) e plotadas na figura 19a; 19b.

O Si (*a.p.f.u*) varia de 7,868 a 8,092, enquanto que, a relação $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ varia de 0,587 a 1,0 e Al^{IV} ; Al^{VI} variam, respectivamente, 0 a 0,142 e 0,014 a 0,293. No geral, os anfibólios são comumente pobres em conteúdo de F (< 0,631%) e Cl (< 0,060%). A composição do anfibólio cálcico mostra um acréscimo do conteúdo de Al com o acréscimo de Fe/(Fe+Mg) quando se aumenta a profundidade dentro do nível afetado pela alteração Ca-(Mg), por outro lado, a actinolita naturalmente se mostra mais enriquecida nesse conteúdo.

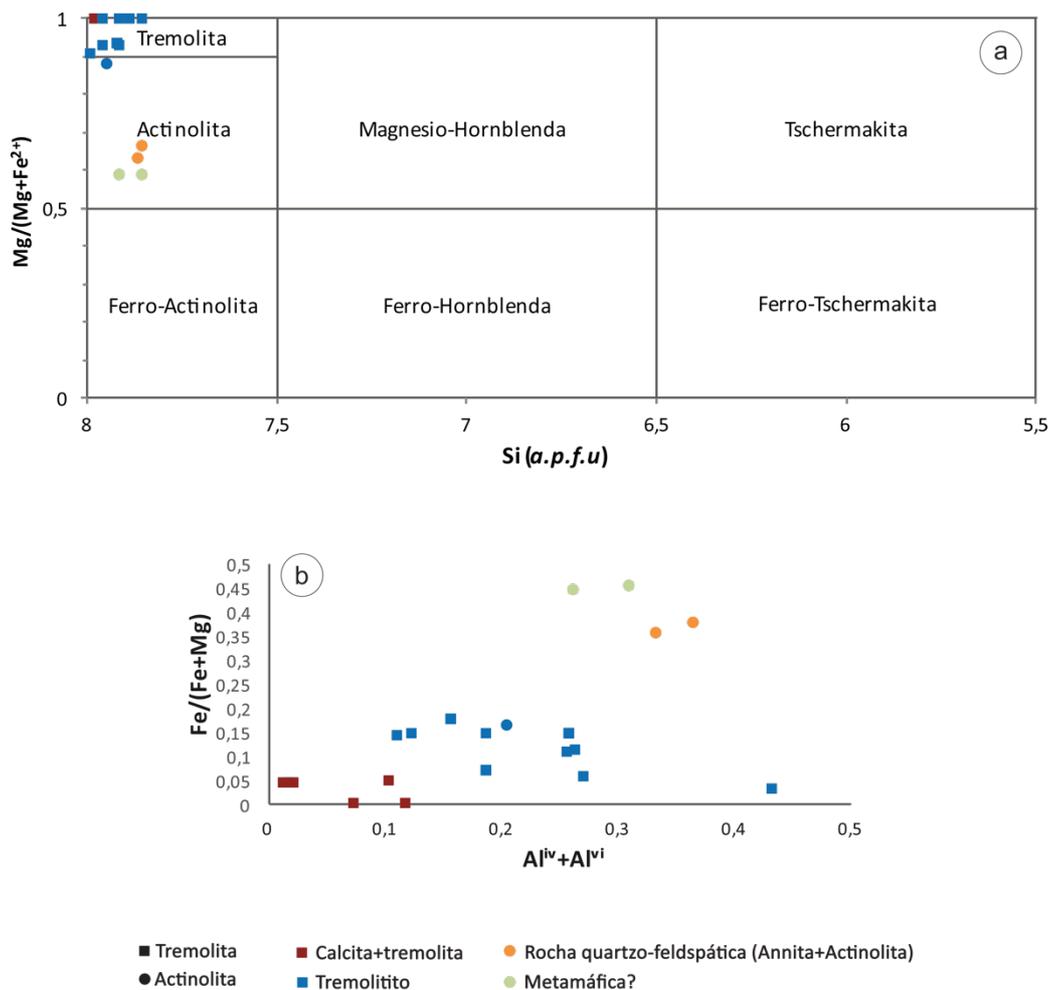


Figura 19 - (a) Classificação dos anfibólios cálcicos nas zonas de alteração do CRS, plotando o campo da tremolita e actinolita (Leake et al. 1997). (b) Diagrama binário de $Al^{IV}+Al^{VI}$ vs $Fe/(Fe+Mg)$ exibindo a variação composicional do anfibólio em diferentes amostras para o CRS.

5.6.3 Grupo dos feldspatos

Foi analisado feldspato potássico e membros da série do plagioclásio. Análises representativas encontram-se na tabela 3 (anexo). A fórmula estrutural foi calculada com base em 8 oxigênios (Deer et al. 1982). Os feldspatos potássicos possuem uma composição entre $Or_{94,4-97,7} Ab_{2,4-5,3} An_{0-0,4}$, assumindo uma composição de ortoclásio, presentes nas rochas quartzo-feldspáticas do CRS. K-feldspato é dominante e, comumente associa-se a produtos de sericitização. Os cristais de plagioclásio, inclusos no k-feldspato possui teores intermediários de An, com conteúdo expressos por $Or_{0,35-1,03} Ab_{92,7-99,1} An_{0,45-6,18}$, e plotam o campo da albita (Figura 20).

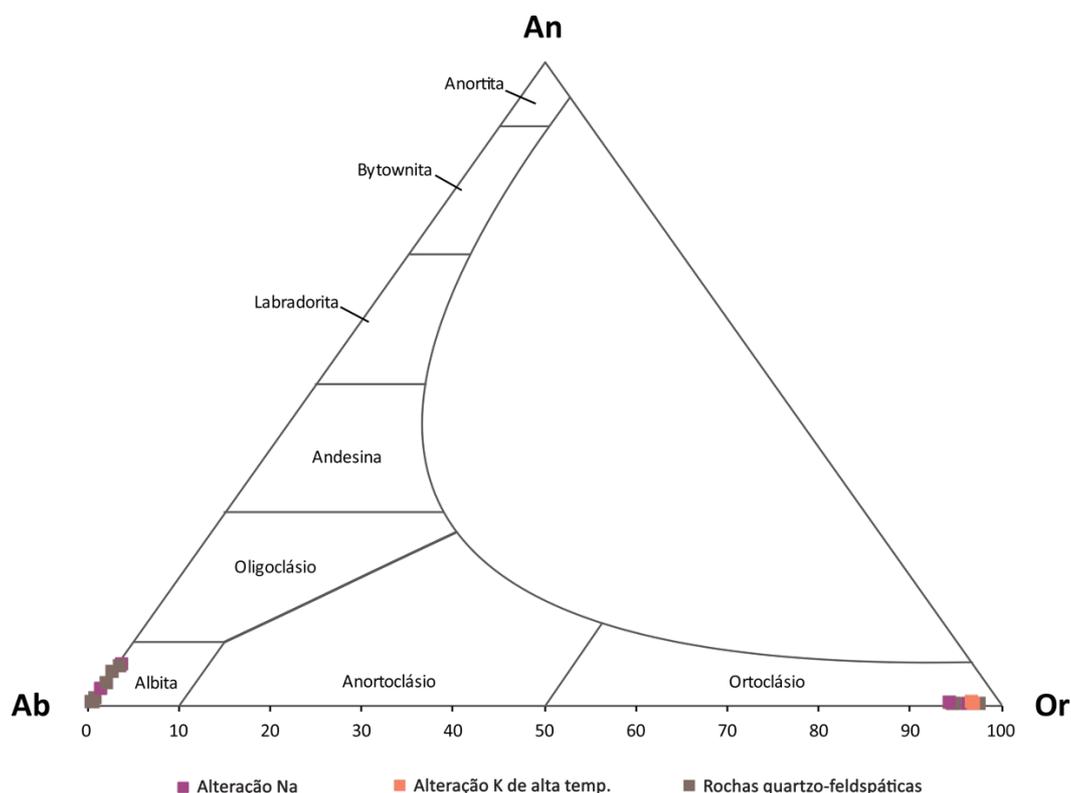


Figura 20 - Diagrama ternário das variações de composição de cristais de plagioclásio e K-feldspato em rochas quartzo-feldspáticas, admitindo membros extremos como anortita (An), albita (Ab) e ortoclásio (Or). Modificado de Deer et al. (1992).

5.6.4 Flogopita-Biotita

Análises de micas di e tri-octraédricas são listados na tabela 4 (anexo). As fórmulas estruturais foram calculadas com base em 24 anions (O, OH, Cl, F) e 8 cátions, de acordo com Tindle & Webb (1990).

Segundo nomenclatura proposta por Speer (1984) e Deer et al. (1986), em termos de variação de flogopita–annita–eastonita–siderofilita, as micas plotam no campo da annita e flogopita (Figura 21a). Foster (1960) sugere diagramas discriminantes nas bases de Mg, $Fe^{+2} + Mn$ e $Al^{VI} + Fe^{+3} + Ti$ (Figura 21b). Baseado nessa classificação as micas também assumem uma relação ferromagnésiana. A razão $Fe/(Fe+Mg)$ no geral é baixo. Na biotita é entre 0,537-0,619 e na flogopita, entre 0,109-0,247.

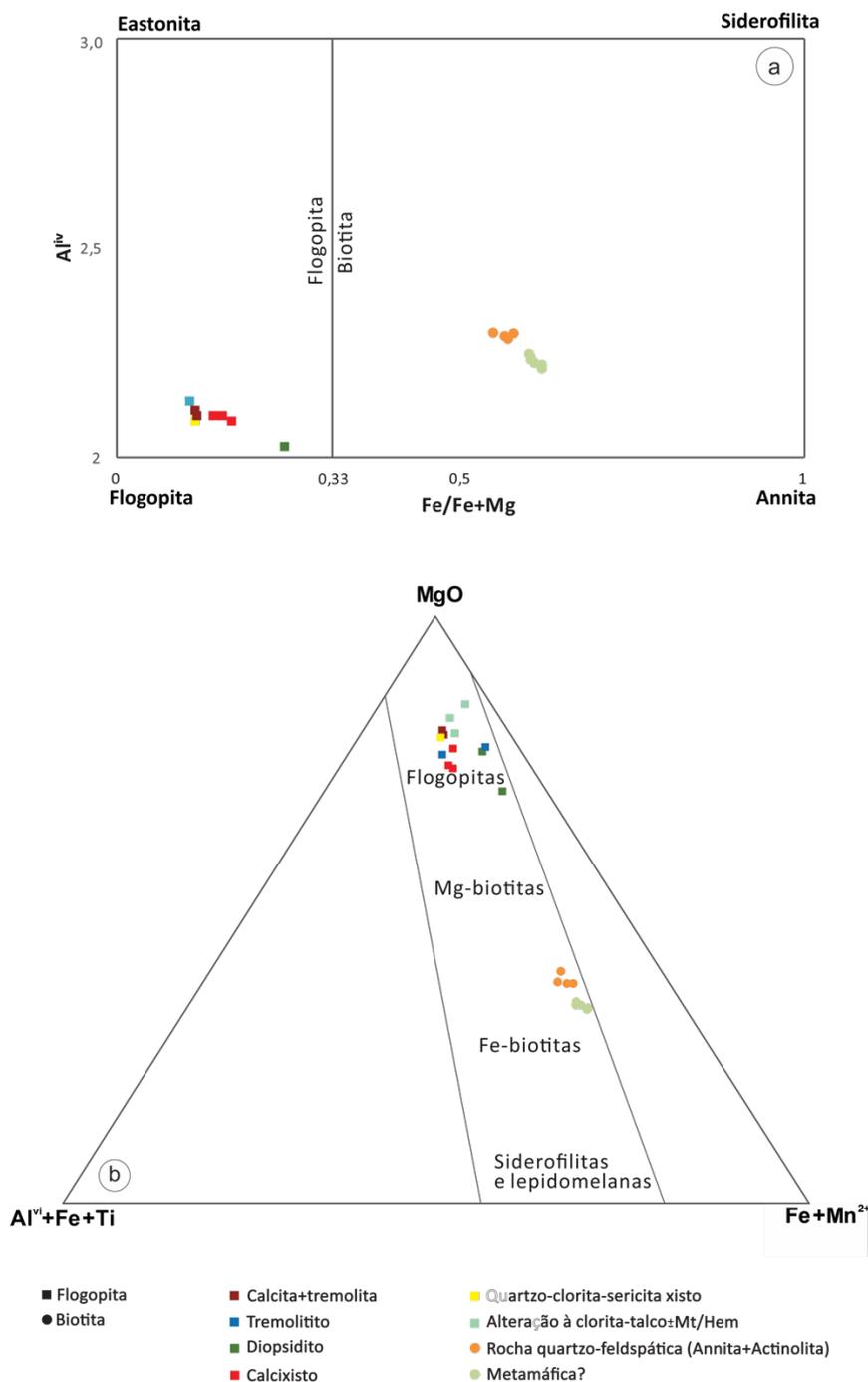


Figura 21 - (a) Diagrama mostrando a classificação da biotita de acordo com a nomenclatura de Speer (1984) e Deer et al. (1986). (b) Diagrama triangular de classificação de micas ferromagnesianas com amostras do CRS, segundo Foster (1960).

5.6.5 Minerais do grupo do epidoto

As fases minerais do grupo do epidoto contém quantidades de Mn (0,000-0,011 *a.p.f.u*). A relação $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$ varia de 0,022 a 0,303. As amostras RAJ-10 e RAJ-17 possuem conteúdo homogêneos para epidoto (tabela 5 - anexo), sendo mais ricos em conteúdo de Fe^{3+} do que as clinozoizitas (0.731-0.911 *a.p.f.u*) (figura 22).

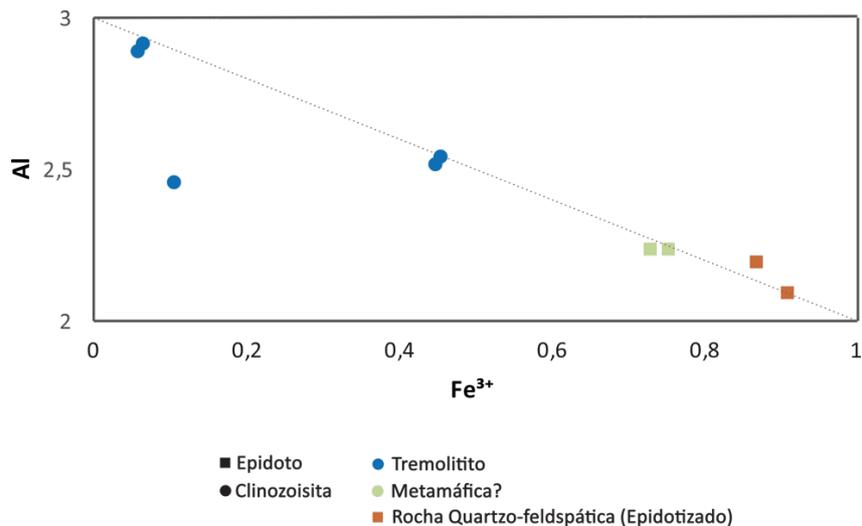


Figura 22 - Diagrama binário Al – Fe³⁺ para os minerais do grupo do epidoto.

5.6.6 Clorita

De acordo com a classificação proposta por Hey (1954), a clorita varia em composição de clinocloro (Figura 23). A clorita é rica em Mg ($X_{Mg} = 0,46-0,71$) e contém pequenas quantidades de Mn, que varia de 0,045-0,212 (tabela 6 - anexo).

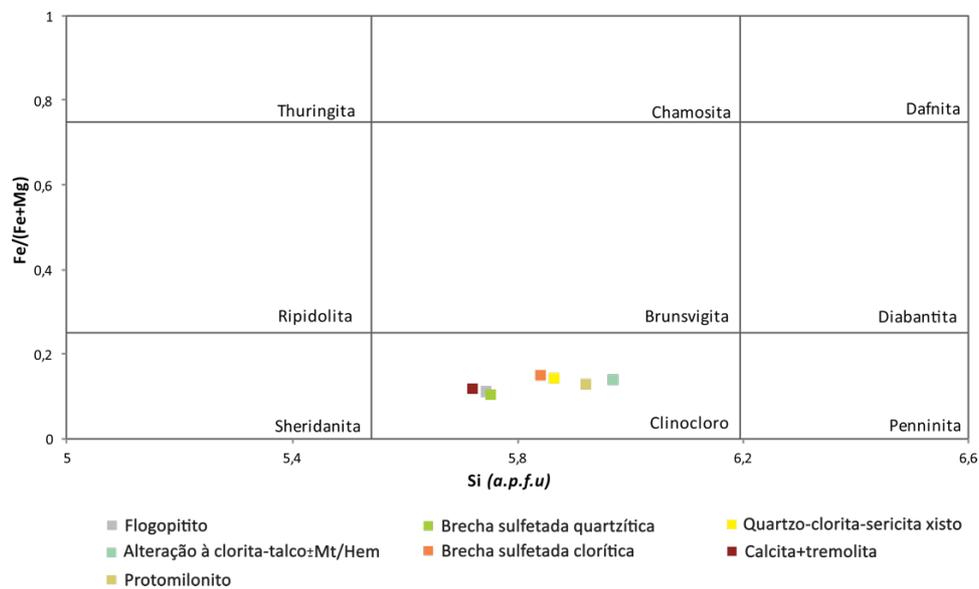


Figura 23 - Nomenclatura e classificação da clorita nas amostras analisadas do CRS (Hey 1954).

5.6.7 Turmalina

Os resultados da análise (tabela 7 - anexo) foram plotados em diagramas propostos por Hawthorne e Henry (1999) e Henry e Guidotti (1985). O diagrama da figura 24a classifica a turmalina como pertencente ao grupo alcalino. Os valores medidos de Mg, Fe, Na e uma vacância na posição X classificam as turmalinas analisadas no grupo dos álcalis como dravita (Figura 24b). O diagrama Ca-Fe_(total)-Mg da figura 24c, mostra a composição típica da turmalina nos diferentes tipos de rochas. As amostras do CRS se relacionam ao campo 4 e 6, indicando protólitos metapelitos-metapsamitos pobres em Ca e metaultramáficas, respectivamente.

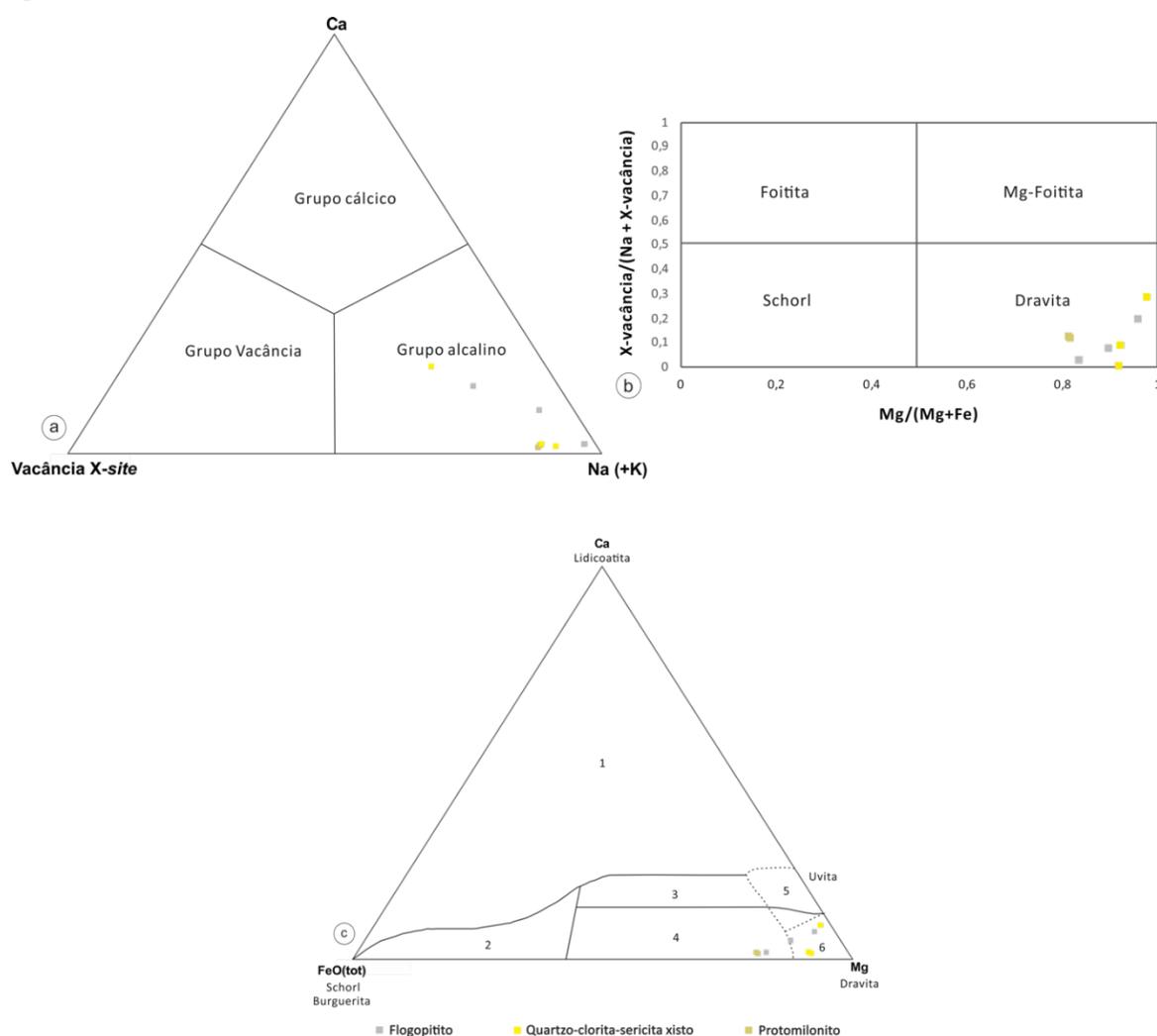


Figura 24 - (a) Diagrama de classificação dos grupos da turmalina (Hawthorne e Henry, 1999). (b) Diagrama Mg/Mg+Fe vs X-vacância/(Na+X-vacância) para as turmalinas analisadas (Hawthorne e Henry, 1999). (c) Diagrama Ca-Fe_(total)-Mg em proporções moleculares. 1- Aplitos e granitóides pegmatíticos ricos em Li; 2- Aplitos e granitóides pegmatíticos pobres em Li; 3- Metapelitos ricos em Ca, metapsamitos e rochas calcissilicáticas; 4- Metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e rochas à quartzo-turmalina; 5- Metacarbonatos; 6- Meta-ultramáficas (Henry e Guidotti, 1985)

5.7 ANÁLISES ISOTÓPICAS DE CARBONO E OXIGÊNIO

Os resultados de isótopos estáveis de carbono e oxigênio foram obtidos a partir de minerais carbonáticos (calcita e, em menor, dolomita) em: (i) 3 amostras do furo FMS3 representadas por brecha sulfetada clorítica e assembleias de alterações Ca-(Mg) (Diopsidito e calcita-tremolita); (ii) 1 amostra de calci-xisto no furo FMS9; (iii) 2 amostras no furo FMS10 que incluem brecha sulfetada quartzítica e veios hidrotermais sílico-carbonáticos. Todas as análises foram normatizadas seguindo os padrões V-PDB e V-SMOW, respectivamente.

Valores isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$) mostram uma variação entre -0,25 e -19,12‰ e valores isotópicos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$) variam entre 8,05 e 26,55‰. Os resultados obtidos são sumarizados na tabela 1.

Tabela 1 - Resultado das análises de isótopo de C e O nas rochas do CRS.

Amostra	Tipo	Assembleia	V-PDB $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	V-PDB $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	V-SMOW $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$
RAJ 12	Brecha sulfetada quartzítica	calcita+flogopita	-19,12	-22,13	8,05
RAJ 19	Brecha sulfetada clorítica	calcita+clorita	-14,89	-4,18	26,55
RAJ 05	Veio carbonático em calcixisto	calcita+quartzo	-12,52	-19,34	10,92
RAJ 14	Veio carbonático em quartzo-clorita xisto	calcita+clorita	-15,92	-20,19	10,04
RAJ 20A	Alteração Ca - (Mg) (Matriz calcítica)	calcita+tremolita	-5,12	-18,71	11,57
RAJ 20B	Alteração Ca - (Mg) (Matriz calcítica)	calcita+tremolita	-6,06	-18,53	11,76
RAJ 23	Alteração Ca - (Mg) (Matriz diopsidítica)	calcita+flogopita+pirrotita	-0,25	-18,88	11,39

Seguindo o gráfico proposto por Rollinson (1993) (Figura 27), os resultados obtidos para as rochas investigadas encontram-se dentro e próximas do campo de carbonatitos, e relativamente afastados do campo dos calcários e mármore. Duas amostras caem no campo de valores isotópicos para os carbonatitos brasileiros (Santos & Clayton, 1995). Uma amostra plota o campo dos calcários antigos de 2,0Ga, no entanto, seus valores isotópicos relacionam-se aos valores isotópicos do carbonatito de Mato Preto (PR) (Santos et al., 1990) (círculos brancos), que também caem no campo de calcários antigos de 2,0 Ga, no entanto são tipos de substituição hidrotermal e preenchimento de fratura, em zona de contato brechada e cisalhada, entre carbonatito, nefelina-sienito, fonólito e tinguaito do Complexo Ígneo Cretácio-Paleocênico de Mato Preto. Uma amostra relaciona-se às calcitas hidrotermais (em pontilhado

em destaque pontilhado) da cordilheira meso-oceânica sugerindo mistura entre carbono derivado do manto (M) e carbono da água do mar (S) (Stakes & O'Neil, 1982). É também o mesmo campo onde caem os valores isotópicos das rochas do complexo carbonatítico de Angico dos Dias (Santos et al., 1990). A amostra de calcixisto plota o campo condrítico, enquanto que outras duas amostras plotam próximas a esse campo. A calcita presente na brecha sulfetada clorítica plota entre condritos e concreções diagenéticas. Os dados sugerem origem ígnea para o carbono presente nas rochas supracrustais do CRS e essa variação isotópica provavelmente reflete a alteração das assinaturas isotópicas dos protolitos destas rochas por influência de atuação de metassomatismo ou interação fluido-rocha durante metamorfismo.

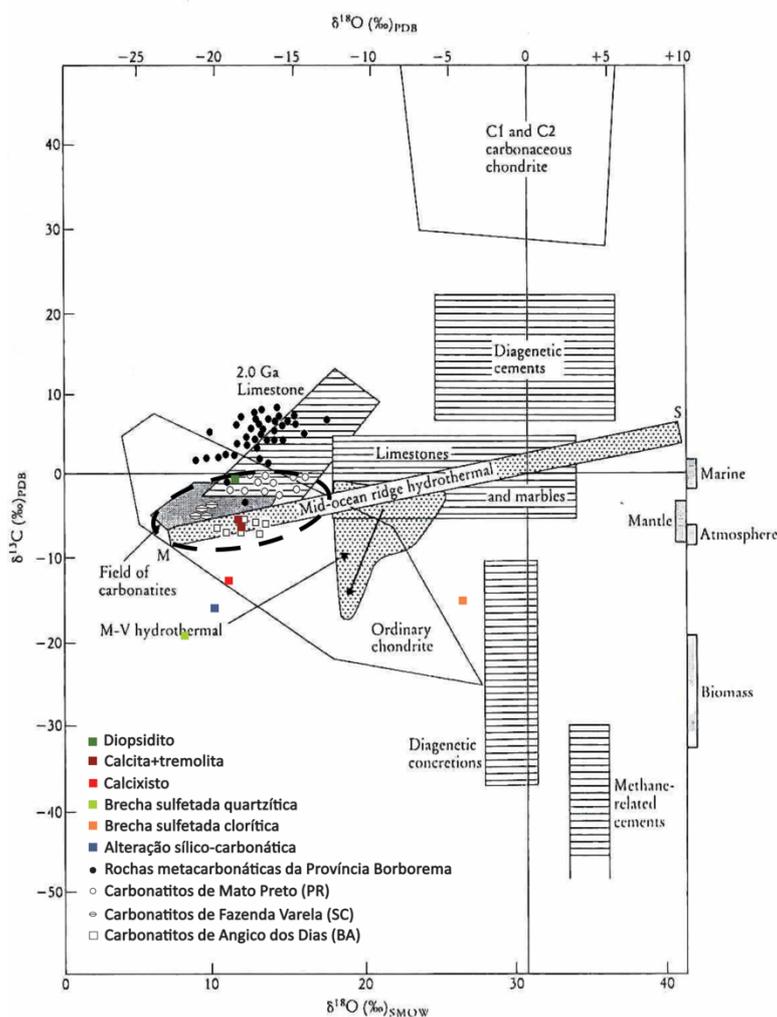


Figura 25 - Diagrama com os valores projetados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ vs. $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ mostrando carbonatos de diferentes composições e fontes (Rollinson, 1993). Valores para carbonatos sedimentares (Hudson, 1977; Baker & Fallick, 1989); calcitas hidrotermais ligadas a interação entre carbono derivado do manto (M) e carbono da água do mar (S) (*Mid-ocean ridge hydrothermal*; Stakes & O'Neil, 1982); calcitas hidrotermais dos depósitos tipo Mississippi Valley (*M-V hydrothermal*; Richardson et al. 1988); composições do Condrito (Wright et al. 1988); campo dos carbonatitos (Deynes & Gold, 1973); campo dos carbonatitos brasileiros (área elíptica amarela; Santos & Clayton, 1995). O diagrama contém ainda comparações entre os valores isotópicos obtidos para as rochas investigadas, (quadrados coloridos) com os valores isotópicos dos principais carbonatitos brasileiros e rochas metacarbonáticas da província Borborema.

5.8 DISCUSSÕES

5.8.1 Sobre os aspectos Petrográficos e de Química Mineral

O processo de metassomatismo sódico observado pode ser explicada da seguinte forma: quando um gás-líquido rico em Na entra na fronteira entre K-feldspato e plagioclásio de orientação diferente, a substituição é iniciada por crescimento de albita. Como o plagioclásio é estável e o K-feldspato é instável e solúvel, a albita que está sendo formada não pode substituir o plagioclásio, mas substitui unilateralmente o K-feldspato, formando o chamado "*clear rim*" de albita, que toma a mesma orientação cristalográfica que o plagioclásio adjacente (Rong e Wang, 2016). Assim, a presença de uma "*clear rim*" à periferia de inclusões de plagioclásio em megacristais de K-feldspato mostra que o fluido portador de sódio (metassomatismo - Na) penetrou na estrutura do K-feldspato ao longo dos planos de clivagem. A "*clear rim*" neoformada mantém a orientação cristalográfica e todo o plagioclásio, co-orientado, é transformado em albita.

A alteração Ca-Mg apresenta-se restrita ao furo FMS3 e forma uma assembleia de minerais calcissilcáticos como diopsídio e tremolita-(actinolita). Os cristais de diopsídio, granoblásticos, apresentam-se com menores valores de enstatita em relação àquela do diopsídio alterado, no entanto, ambos mantêm uma composição uniforme diopsidítica, figura 17 e 18. Os valores da variação de Mg# (número de magnésio) sugere que o diopsídio alterado forma-se a partir destes de granulação grossa, com valores elevados de Mg# (0,885-0,986). Esse valor elevado de Mg# pode indicar uma composição inicial dolomítica para as rochas sedimentares que geraram o diopsídio e conseqüentemente tremolita e/ou enriquecimento tardio, visto que o sistema como um todo tende a enriquecer em magnésio. Os gráficos da figura 18a e b, demonstra esse enriquecimento quando descreve um *trend* linear negativo ao relacionar-se com valores de enstatita, mostrando que o diopsídio alterado tende a enriquecer em Mg. Da mesma forma, o diagrama binário da figura 18b mostra que os anfibólios exibem correlação linear positiva tendendo ao enriquecimento em Fe quando indo de encontro a zonas diopsidíticas. Nos anfibólios o padrão da variação de Mg# (número de magnésio) sugere protólitos distintos como segue: (i) O valor de Mg# varia de 0,879 - 0,995 para o anfibólio das alterações Ca-(Mg), 0,586 - 0,588 para o anfibólio contido na alteração K de baixa temperatura próximo a zona de k-feldspatização e 0,631 - 0,661 para o anfibólio contido na alteração K de baixa temperatura próximo das alterações Ca-(Mg).

A alteração potássica de alta temperatura ocorre sob a forma de veios pegmatíticos pervasivos. Segundo Pirajno, (2009), a substituição do plagioclásio albitico por microclina ou ortoclásio marca o metassomatismo potássico e incluem o crescimento de novas micas com composições que variam entre annita (flogopita rica em Fe^{2+}) e composições de anfibólio características de membros ricos em Fe^{2+} (ferroedenita e ferroactinolita) (Bowden 1985). Sendo assim, a ocorrência destes minerais ao CRS pode indicar protólitos distintos como observados pelo Mg#, mas como também, representar produtos minerais de reações de troca segundo Bowden (op. cit).

A introdução de grandes quantidades de H_2O e CO_2 em megazonas de cisalhamento é possivelmente uma das principais causas da alteração em escala regional em ambientes arqueanos (Pirajno, 2009). Segundo esse mesmo autor, ao longo dessas zonas, cada estágio de substituição e alteração por sericitização, albitização, esteatitização (talco) e carbonato é observada, juntamente com a concentração local de pirita, arsenopirita e ouro, sendo processos de alterações de talco-carbonato e talco-clorita, portanto, devido à introdução de H_2O e CO_2 . É possível observar, ligada a essa alteração, o desenvolvimento de magnetita/hematita nas bordas da pirita. Suk et al. (1990), observa que é comum o desenvolvimento de óxidos bordejando grãos de pirita. Brothers et al. (1996) mostra experimentalmente o desenvolvimento de bordas de magnetita nas piritas a $90^\circ C$ em associação com matéria orgânica. De acordo com Harlov e Hansen (2005) o mecanismo pelo qual as bordas de magnetita se formam na pirita estariam ligados a uma diminuição da temperatura sob influencia de fluidos ricos em SO_2 . Embora o exato mecanismo de formação da magnetita não seja totalmente compreendido (Elmore et. al ,2001), a sua formação autigênica ligadas às rochas do CRS parece ser resultado de uma série de processos diagenéticos *in situ*, devido a alteração térmica podendo estar associado a matéria orgânica.

Tais comportamentos minerais relaciona a zona mineralizada principal (FMS3) a uma zona de maior temperatura em relação aos demais, onde muito provavelmente, ocorreu um maior envolvimento de fluidos e uma cinética de reações metassomáticas eficazes nas rochas diopsidíticas tremolitizadas submetidas a tensões cisalhantes em níveis crustais dúcteis mais profundos. Por outro lado, a zona mineralizada secundária (FMS9 e FMS10) relaciona-se a eventos de alterações hidrotermais de mais baixa temperatura.

A turmalina mostra-se ser um útil mineral indicador petrogenético (Henry e Guidotti, 1985; Ziemhing e Wolska, 2014). No entanto, Henry e Guidotti, 1985, especificam que turmalinas que se desenvolveram devido à ação hidrotermal de alteração de uma rocha pré-existente ou injeção de veios pegmatíticos muitas vezes pode ser difícil sistematizar de acordo

com este esquema porque eles assumir, parcialmente e/ou completamente, características químicas da rocha hospedeira. Em alguns casos isso pode produzir composições de turmalina aparentemente anômalas de acordo com as regiões definidas. Contudo, até mesmo essas turmalinas podem dar alguma informação sobre a natureza do protólito (Benjamin, 1969; Fieremans e Paepe, 1982). Por exemplo, uma turmalina hidrotermal em uma rocha que era originalmente uma riolito será mais enriquecida em ferro do que uma turmalina hidrotermal em uma rocha que era originalmente metassedimentar (Black, 1971; Holgate, 1977). No caso do CRS, a turmalina hidrotermal rica em Mg, formou-se a partir de um protólito mais enriquecido em tal elemento.

5.8.2 Sobre os Dados Isotópicos

As interpretações de dados de isótopos de carbono e oxigênio aliada a observações em testemunhos de sondagem e dados geocronológicos, trazem novos direcionamentos à discussão sobre ambiência de formação do CRS.

O gráfico da figura 24, mostra íntima relação das amostras analisadas ao campo dos carbonatitos brasileiros (Santos e Clayton, 1995). Verifica-se ainda que a amostra RAJ 20, de matriz calcítica, plota no campo *mid ocean ridge hydrothermal* e se relaciona complexo carbonatítico de Angico dos Dias (BA), enquanto que a RAJ-23, matriz diopsidítica, ao complexo alcalino carbonatítico de Mato Preto (PR), sugerindo aos carbonatos do CRS uma origem ígnea-hidrotermal.

O complexo carbonatítico de Angico dos Dias dista cerca de 200 km a oeste do CRS e divide alguns pontos em comum dentro do contexto geológico regional. Ambos compartilham do mesmo embasamento, o Complexo Sobradinho-Remanso, e estão situadas na interface entre o Cráton São Francisco e as faixas móveis neoproterozóicas (Formosa do Rio Preto e Riacho do Pontal). As idades das ocorrências brasileiras de corpos alcalinos/carbonatíticos são na maioria mesozoicas e cenozoicas subordinadas. Angico dos Dias é o único complexo paleoproterozoico apresentando idade de 2.011 ± 6 Ma (Mariano, 1987 *apud* Luciano e Godoy, 2017), próximo à idade 2,16 Ga para o CRS (U-Pb SHRIMP; Garcia, 2017). O complexo carbonatítico de Angico dos Dias envolve metacarbonatitos, metassienitos variados, metapiroxenitos, metadioritos alcalinos, tremolititos e metalamprófiros intrusivas em rochas gnáissicas migmatíticas arqueano-paleoproterozoicas do Complexo Sobradinho-Remanso. As rochas constituídas predominantemente por calcita e apatita e, subordinadamente dolomita, olivina, flogopita e magnetita, exibindo variações no conteúdo de apatita, minerais ferro-

magnesianos e magnetita, constituindo um acamamento magmático cumulático que permite individualizar vários litotipos petrográficos (Luciano e Godoy, 2017).

Atualmente, raras ocorrências de rochas carbonatíticas no Brasil estão em fase de exploração principalmente para fosfato e nióbio. Seria esse um indicativo ao estímulo exploratório a outros bens minerais nos entornos do CRS? O envolvimento cronocorrelato, sugere ligação temporal/espacial entre a mineralização de Fosfato do complexo carbonatítico de Angico Dias e a formação das mineralizações de Fe-(Cu) sulfetado do CRS.

Já os depósitos de fluorita do complexo alcalino carbonatítico de Mato Preto (PR), situam-se no vale do Rio Ribeira, 80 km a NNE de Curitiba, Paraná. Consistem em três corpos de minério e numerosas ocorrências menores numa área de cerca de 15km². Destaque para o *Clugger*, o maior dos depósitos, do tipo substituição hidrotermal e preenchimento de fratura, em zona de contato brechada e cisalhada, entre carbonatito e nefelina-sienito do Cretáceo-Paleocênico (Jenkins, 1987). Interessante notar que a mineralogia do corpo de minério e alterações hidrotermais de *Clugger* exhibe semelhanças quando relacionados às alterações hidrotermais observadas ao CRS, entre eles estão minerais como biotita, pirita, pirrotita, calcopirita, clorita, diopsídio, epidoto, fluorita, galena, goetita, hematita, magnetita, hidromica, malaquita, flogopita, quartzo, rutilo, esfalerita, talco, tremolita, titanita e zircão.

As amostras de calcixisto, brecha sulfetada quartzítica e rocha alterada sílico carbonática plotam fora do campo dos carbonatitos brasileiros, no entanto, mantêm relação linear proximal aos carbonatos magmáticos. A análise da amostra RAJ-19 não proporciona nítidas informações. O elevado fracionamento isotópico de oxigênio, de acordo com Rigo et al. (2008), ao explicar os carbonatos de origem hidrotermal no distrito aurífero de Lavras do Sul/RS, pode estar associado a processos de metamorfismo de contato e células de convecção de águas meteóricas aquecidas em razão do gradiente térmico gerado pela intrusão granítica em rochas vulcano-sedimentares. Por outro lado, Santos et al. (1990) associa a correlação positiva entre os valores de δO^{18} e δC^{13} a um processo de diferenciação durante a evolução de magmas carbonatíticos e finaliza que isso seria reflexo mais de interações entre fluidos tardios e o magma carbonatítico do que propriamente de várias gerações de pulsos magmáticos. Ou ainda, esse fracionamento pode refletir a alteração das assinaturas isotópicas dos protólitos destas rochas por influencia de atuação de metassomatismo ou interação fluido-rocha durante metamorfismo.

5.8.3 Sobre a Mineralização de Fe-(Cu)

O sistema hidrotermal do CRS está relacionado a um conjunto de zonas de cisalhamento secundárias dúctil a dúctil-rúptil, sub-paralelos com protomilonitos associados, vinculadas a zona de cisalhamento da serra da Batateira. As mineralizações de Fe-(Cu) estão associadas às zonas de cisalhamento secundárias e sua formação ligada a eventos hidrotermais.

As manifestações de rochas quartzo-feldspáticas, intrusivas nas rochas supracrustais do CRS, também foram afetadas por intenso hidrotermalismo. Análises hierárquicas sob as paragêneses minerais permitiu a identificação das principais associações minerais de alteração hidrotermal registrados nas rochas supracrustais. O zoneamento das alterações hidrotermais reconhecidas no CRS é representado por alterações de alta temperatura incluindo alterações Na e Ca-(Mg) e potássicas (K-feldspatização) e, baixa temperatura, com áreas enriquecidas em ferro e potássio, além de, processos de mais baixa temperatura representadas por sericitização, turmalinização, silicificação e tarde hematitização. As zonas ricas em Fe-biotita são reconhecidas ao longo de contato a rochas quartzo feldspáticas, nos principais corredores de deformação e possivelmente foram formadas a partir de metassomatismo de rochas gnáissicas e migmatíticas do Complexo Sobradinho-Remanso.

A mineralização de Fe-(Cu) sulfetado exhibe carácter polimetálico encaixada em rochas metassedimentares, formando veios e brechas. A zona mineralizada relaciona-se às assembleias Ca-(Mg) e zonas ricas em potássio (K-baixa temperatura), com indicativos de remobilização devido a introdução de H₂O e CO₂ no sistema (sericitização, alteração à talco-clorita, turmalinização, silicificação). Conciste de 3 principais associações: (i) pirita-pirrotita (ii) pirita-pirrotita-calcopirita, (iii) pirita-magnetita/hematita. Entre essas associações podem ocorrer também variadas concentrações de esfalerita, galena, covelita e raras pentlandita.

As feições da mineralização, principalmente as observadas ao microscópio, indicam origem hidrotermal *multistage* com feições diagnósticas de variação de temperatura, natureza de rochas e mudanças nas condições de pH, Eh e fO₂, controlando a paragênese mineral e os estilos de alterações.

De acordo com a sequencia paragenética estabelecida a mineralização/alteração sugere que o sistema mineral do CRS seja o produto de múltiplos eventos tecnotérmicos começando em 2.16Ga, que foi sucessivamente superimposta aos que precedem. As relações de corte e equilíbrio entre os minerais, indicam para a mineralização ser posterior às alterações metassomáticas cálcicas-magnesianas e alterações K-Fe, estando associada às alterações de

temperatura mais baixa (K-baixa temperatura), com feições de remobilização posteriores em equilíbrio com processos de turmalinização e silicificação.

5.8.4 Considerações ao tipo de ambiente metalogenético

Dados isotópicos de enxofre na pirita variam entre -1.7% a 3.5% $\delta^{34}\text{S}$ sendo consistente para fontes magmáticas (Ribeiro, 1998). Essa informação associada a caracterização de estágios de alterações hidrotermais permite inferir às rochas do CRS, fazer parte de um sistema magmático-hidrotermal. A origem da mineralização nesse ambiente foi atribuída à diferentes modelos, incluindo o depósito vulcanogênico de sulfeto maciço (VHMS) (Ribeiro 1998), SEDEX distal (Arouca 2014; Arouca et al. 2016), ação de sulfobactérias e remobilização epigenética (Souza et al. 2015) e *Skarn* (Garcia 2017).

Se por um lado a assembleia mineralógica das rochas estudadas condiz com rochas skarníticas, por outro lado, estágios de alterações hidrotermais associados a dados isotópicos de carbono e oxigênio definidos por esta pesquisa abrem espaço a questionamentos: (i) Seriam, as rochas encaixantes à mineralização, de protólitos originalmente carbonáticos? (ii) A amostra que plota o campo dos calcários de 2Ga (figura 25), poderia representar uma janela skarnítica? (iii) A granitogênese associada seria cronocorrelata à mineralização? Essa granitogênese é responsável pelas alterações observadas ou ela está inserida dentro do pacote de alteração?

De acordo com os valores isotópicos de carbono e oxigênio muito negativos e plotados na figura 25, é sugerido para os carbonatos presente nas rochas do CRS origem ígnea-hidrotermal, afastando a hipótese de protólitos originalmente carbonáticos. Por outro lado, a amostra de diopsidito que plota o campo dos calcários correlaciona-se ao que foi designado por Carmona et al. (2007) como *skarn* oriundo de protólitos máfico-ultramáficos e não a rochas metacarbonáticas, a sul de Campina Grande (PB), inserida na província Borborema. No entanto, análises de rochas total efetuados por Arouca (2014) nas zonas ricas em diopsídio, indicam derivação sedimentar com baixos teores de Cr e Ni, o que incompatibiliza a ligação a protólitos máficos-ultramáficos. Observa-se ainda que as amostras dessa pesquisa, quando relacionadas aos *skarns* da Província Borborema, projetam-se no lado oposto do gráfico (figura 25) assumindo valores muito negativos. Fica em aberto então, a condição básica de formação do *Skarn*, que seria a relação entre intrusões graníticas em rochas originalmente carbonáticas. Ainda além, as alterações observadas em rochas quartzo-feldspáticas sugerem para as mesmas estarem inseridas no pacote de alteração, não estando a formação da mineralização ligada à colocação dessas intrusões, mas sim, sua possível remobilização, que aproveita os planos de

foliação principal no contato à essas rochas. Segundo Robb (2009), o termo *skarn* é amplamente usado para se referir a substituições metassomáticas de rochas carbonáticas (calcário e dolomito) por assembleias calcissilicáticas durante qualquer processo de metamorfismo regional ou de contato, associado a granitos intrusivos nas rochas carbonáticas. Uma ampla variedade de tipos de depósito e associações metalíferas são agrupados na categoria de depósitos *skarn*, e estes incluem mineralizações em W, Sn, Mo, Cu, Fe, Pb-Zn e Au. Diferentes metais encontrados nesses depósitos são um produto de diferentes composições, estado de oxidação e afinidades metalogenéticas da intrusão ígnea (Misra, 2000).

De modo a abranger as discussões relacionados ao tipo de ambiente metalogenético ao CRS, sugere-se aqui, um olhar à grande família dos depósitos do tipo *iron-oxide-cooper-gold* (IOCG). Por exemplo, os depósitos como Kiruna Fe na Suécia, Fe-Cu em Boss-Bixby e Pea Ridge (Missouri, EUA) e o gigante depósito de REE-Nb-Fe de Bayan Obo da Mongólia Interior, Fe-F de Vergenoeg e Cu-REE de Palabora na África do Sul, embora polêmicos estão incluídos na classe IOCG (Laznicka 2006; Pirajano 2009).

Alguns desses depósitos também foram tipologicamente designados como *skarn*, antes de serem classificadas como pertencentes aos depósitos do tipo IOCG. De acordo com Laznicka (2006) e Pirajano (2009), o depósito de Bayan Obo por exemplo, está localizado na margem do norte do Cráton da China. Seu sistema mineral é hidrotermal, *stratabound*, hospedadas em rochas carbonáticas do Mesoproterozóico. Rochas graníticas envolvendo diorito, granodiorito, granito a biotita e leucogranito, de idades Carbonífero-Permiana são intrusivas ao embasamento e às rochas sedimentares. A mineralização hospeda-se em mármore dolomítico de granulação grossa, que é bandada e consiste de dolomita recristalizada, apatita, magnetita, pirocloro e Na-anfibólio. Os minerais da associação sulfetada compreende pirita, pirrotita, esfalerita, galena e calcopirita. O sistema hidrotermal que formou Bayan Obo é responsável por alteração hidrotermais sobre uma área de cerca 50 km² em ambos, migmatitos e rochas sedimentares. Anfibólio sódico, micas (annita, biotita e flogopita) e os óxidos de ferro são os minerais dominantes. A magnetita e a hematita são disseminadas nas rochas carbonatadas hospedeiras, formando localmente lentes com até 20 cm de espessura ao longo dos planos de camada. Entre outras, o ponto em destaque é que Fan et al. (2004) estudaram a zona de contato entre dolomititos e rochas graníticas a partir de inclusões fluídas, referindo-se a essa zona como um *skarn* por causa das assembleias minerais e mineralização de Fe. Esse dolomitito foi submetida a forte metassomatismo com a formação de minerais típicos do *skarn*, como o diopsídio, tremolita, granada, humita, flogopita, quartzo, fluorita e magnetita. A questão principal é saber sobre a origem do mármore dolomítico, com teorias variando entre

sedimentar, hidrotermal, *skarn* como sendo carbonatito. Nesse caso a hipótese de *skarn* se mostrou incompatível por causa da diferença de idade entre o granito (311-306 e 258-234 Ma) e a idade da monazita (555-420Ma; Wang et al. 1994). Sendo assim a mineralização do depósito de Bayan Obo, hospedado em mármore dolomítico, tem sido considerado ter afinidades carbonatíticas, não fazendo parte da sequência de carbonato (Yang e Le Bas 2004), e considerado como um depósito do tipo IOCG.

Outro exemplo interessante são os depósitos de Fe-(Cu) de Marcona, localizada na província IOCG, ao sul do Perú, sendo considerado um importante depósito de Fe com mineralização sub-econômica de Cu e Zn (Rucão et al. 2017). Este depósito hospeda-se em rochas metassedimentares Paleozóicas e Jurássicas andesíticas e sedimentares, com uma reserva de 1551 Mt @ 55,4% Fe e 0,12% Cu (Chen et al., 2010). O depósito de Cu-(Ag) de Mina Justa é o maior depósito até agora descoberto no Peru, e localiza-se a cerca de 3,5 km a nordeste de Marcona (Chen et al., 2010). Dentre outras, a polêmica envolve o ambiente de formação de Marcona. Atchley, 1956; Atkin et al., 1985; Injoque, 1985, sugeriu que Marcona é um tipo de substituição epigenética do tipo *skarn*. Depois, Injoque (2002) e Hawkes et al. (2002) classificaram como um depósito de IOCG, e Chen et al. (2010, 2011) propôs ainda que a mineralização de Marcona foi um produto fundido rico em óxido de ferro, hidratado, com os sulfetos sendo precipitados em um sistema de fluidos com envolvimento da água do mar. Estudos de Rucão et al. (2017) ao realizar estudos isotópicos *in-situ* no enxofre discute a gênese dos sulfetos como sendo possivelmente um *link* genético com o depósito IOCG próximo de Mina Justa.

Salvo algumas ressalvas, similaridades podem ser estabelecidas com depósitos próximos ao CRS, assim como feito em Marcona. A figura 6 exhibe a região às margens do Cráton do São Francisco, onde estão localizados os depósitos de cobre do Vale do Curaçá e de Riacho Seco atualmente depósitos do tipo IOCG (Teixeira et al. 2010; Garcia 2013; Garcia 2017; Garcia et. al 2018 e Huhn et al. 2014), respectivamente, cerca de 80 km à leste e 120 km a nordeste do CRS. Ambos, relacionam-se espacialmente e estruturalmente ao CRS e mantêm similaridades em relação aos tipos de alterações hidrotermais. Além disso, relações do CRS à depósitos não clássicos do tipo IOCG podem ser observadas principalmente no que tange a espacialidade e suas alterações hidrotermais. Isso deve-se ao fato da maioria desses depósitos ocorrerem próximo a margens de crátons arqueanos ou no limite entre crátons arqueanos e cinturões paleoproterozóicos (Groves e Bierlein 2007; Pirajno 2009). Também são famosos por desenvolverem-se em ambiente de *rift* intracontinental podendo conter associações à SEDEX, Fe-*skarn* e depósitos do tipo epitermal (Pirajno 2009). Essa configuração extensional

pode ser associada a um evento de pluma do manto ou ser associada a um evento de colisão distal (Pirajno op. cit). Se seguirmos a premissa de um esforço reflexo deformacional ao CRS como sugerido por Garcia (2007), a segunda opção parece ser mais favorável. Por outro lado, a fonte magmática estaria distante desse quadro. Ainda além, depósitos IOCG fazem *link* à complexos carbonatíticos. Groves e Vielreicher (2001), por exemplo, apontam o Complexo carbonatítico de Phalabowra (Palabora) como membro final do grupo IOCG-RRE. Seria o Complexo Carbonatítico Angico dos Dias (figura 6) esse membro?

5.9 CONCLUSÕES

(1). A mineralização de Fe-(Cu) sulfetado é multistage, hidrotermal e epigenética, espacialmente associado a zonas de falha exibindo forte controle estrutural; (2). Alterações hidrotermais extensivas e pervasivas foram identificadas no depósito do CRS, incluindo metassomatismo Na, alterações Ca-(Mg), K-Fe, alterações à clorita-talcomagnetita/hematita, e também produtos de turmalinização e silicificação; (3). Mesmo que de maneira subeconômica, ocorre associado a mineralização principal, Cu e Fe óxidos/hidróxidos. Au não foi encontrado por essa pesquisa, no entanto, segundo Williams et al. (2005) a presença ou não deste elemento não serve como critério restritivo aos depósitos do tipo IOCG; (4). A parte sudoeste do alvo 6, 8 e 9 (FMS3), é dominado por alterações de alta temperatura (Na; Ca-(Mg)) gerando minerais porfiroblásticos e de textura prismática. Por outro lado, processos de sericitização, turmalinização, silicificação e desenvolvimento de minerais tardios, estariam indicando zonas de temperatura mais baixas para a parte norte-nordeste (FMS9, FMS10). Nota-se que há ocorrência de cobre se intensifica nessas zonas de menor temperatura, enquanto que, a associação pirita-pirrotita se encontra ligada às zonas de maior temperatura; (5). Baseado na: (i) relação estrutural à depósitos do Vale do Curaça e Riacho Seco; (ii) zonas hidrotermais de alteração K-Fe e presença de magnetita-hematita tardias; (iv) característica polimetálico da mineralização ligado a um forte controle estrutural; (v) presença de veios hidotermiais, brechas e mineralização com estilos de substituição; (vi) baixas concentrações de Ti nos óxidos de ferro e silicatos (vii) dados isotópicos de carbono e oxigênio; sugere-se ao CRS derivar de uma associação continuada, podendo estar inserida em uma megaprovíncia envolvendo depósitos do tipo IOCG, necessitando de estudos mais aprofundados; (6). Esses resultados traçam novos direcionamentos ao potencial metalogenético para Fe e Cu na região do CRS. Sendo assim, seguindo Huhn et al. (2014), é razoável assumir que a zona de contato entre a Província de Borborema e o CSF pode hospedar depósitos de cobre de classe mundial e merece maiores estudos.

REFERÊNCIAS

- Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimita-lo. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito Neves B.B.de (orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, p. 17-35. (*)
- Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Castro-Alves J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco Em: Dominguez J.M.L. & Misi A. (eds.) O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 45-62.
- Almeida F.F.M. de. 1977. O cráton do são francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7(4): 349-364.
- Angelim L.A.A. & Silva Filho M.A. 1993. Compartimentação geotectônica do Cráton do São Francisco na região de Sobradinho, Bahia. Em: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/SGM, v.2, p. 221-223.
- Angelim L.A.A. 1997. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: Petrolina. Folha SC.24-V-C, estados da Bahia, Pernambuco e Piauí – Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, p. 120.
- Angelim L.A.A. & Kosin M. 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Aracaju-NW. Folha SC.24-V: estados da Bahia, Pernambuco e Piauí - Escala 1:500.000. Recife, CPRM, p. 151.
- Arouca R. M. 2013 Caracterização petrográfica e litogeoquímica das mineralizações de sulfetos e rochas encaixantes do Complexo Rio Salitre, Juazeiro Bahia. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 103 p.
- Arouca R. M. et al. 2016. Aspectos Petrográficos e Litogeoquímicos das Rochas Mineralizadas em Sulfetos do Complexo Rio Salitre, Juazeiro – Bahia. Revista de Geologia - UFC, 29(2): 227-2245.
- Atchley, F.W., 1956. Geology of the Marcona Iron Deposits, Peru. School of Mineral Sciences.
- Atkin, B., Injoque, J., Harvey, P., 1985. Cu-Fe amphibole mineralization in the Arequipa segment. Magmatism at the plate edge: The Peruvian Andes. Blackie, Glasgow, UK, pp. 261–270.
- Baker, A.J. & Fallick, A.E. 1989. Evidence from Lewisian limestone for isotopically heavy carbon in two-thousandmillion- year-old sea water. Nature, 337: 352-354.
- Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. 1996. Texto Explicativo para o Mapa Geológico da Bahia ao Milionésimo. SICM/SGM. Edição Especial, Salvador, p. 400.
- Barbosa J.S.F., Sabaté P., Marinho M.M. 2003. O cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. Revista Brasileira Geociências, 33(1): 3-6.
- Benjamin, R. E. K. 1969. An axinite-epidote-tourmaline vein cutting amphibolite, western Connemara, Eire. Mineralogical Magazine, 36:747-750.

- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Textos, Mapas & SIG. Brasília, CPRM, 692 p.
- Black, P. M. 1971. Tourmalines from Cuvier Island, New Zealand. *Mineralogical Magazine*, 38: 374-376.
- Boyle R.W. 1982. Rio Salitre greenstone belt: relatório interno. Salvador, CBPM.
- Bowden P. 1985. The geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa (a review). *Journal Africa Earth Science* 3(17), 40.
- Brito Neves B.B de. 1975. Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino. Tese de Doutorado, Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 198 p.
- Brito R.S.C de, Ribeiro A. de F, Nonato I.F.B.P. 1985. Projeto Rio Salitre III: 3º etapa. Salvador, CBPM.
- Brito R.S.C de, Sá E. P de, Sampaio E.E.S, Sá E.P de. 1988. Projeto Salitre Sobradinho. Salvador, CBPM.
- Brito Neves B.B. de, Schmus W.R.V., Angelim L.A.A. 2015. Contribuição ao conhecimento da evolução geológica do sistema Riacho do Pontal – PE, BA, PI. *Revista Geologia USP*, 15(1): 57-93.
- Brothers I.A, ENGEL M.H & ELMORE R.D. 1996. The late diagenetic conversion of pyrite to magnetite by organically complexed ferric iron. *Chemical Geology*, 130, 1-14.
- Cameron M. & Pepike J.J. 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes. *American Mineralogist*, 66: 1-50.
- Campos L.D. 2013. O Depósito de Au-Cu Lavra Velha, Chapada Diamantina Ocidental: Um Exemplo de Depósito da Classe IOCG Associado aos Terrenos Paleoproterozoicos do Bloco Gavião. Dissertação Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 113p.
- Carmona L.C. de M., Neto J.A. de S, Santos E.J. dos, SIAL A.N. (2007). Geoquímica isotópica (Carbono e Oxigênio) e de elementos terras raras das rochas metacarbonáticas a sul de Campina Grande (PB), Terreno Alto Moxotó, Província Borborema, Nordeste do Brasil. XI Congresso Brasileiro de Geoquímica.
- Carvalho C.D, Rezende E.S. de, Brod E.R., Vale J.A.R. do. 2017. Geologia e recursos minerais da folha Bom Jardim SC.23-X-D-III. Teresina, CPRM, p. 53.
- Caxito F. de A. e UHlein, A. 2013. Arcabouço tectônico e estratigráfico da faixa Riacho do Pontal, divisa Pernambuco-Piauí-Bahia. *Revista Geonomos*, 21(2): 19-37.
- Chen, H.Y., Clark, A.H., Kyser, T.K., 2010. The Marcona magnetite deposit, Ica, South-Central Peru: a product of hydrous, iron oxide-rich melts? *Econ. Geol.* 105, 1441–1456.
- Chen, H., Kyser, T.K., Clark, A.H., 2011. Contrasting fluids and reservoirs in the contiguous Marcona and Mina Justa iron oxide–Cu (–Ag–Au) deposits, southcentral Perú. *Miner. Deposita* 46, 677–706.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2009. Projeto Aerogeofísico Médio São Francisco: Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos. Rio de Janeiro, v. 15.

Dantas E.L., Brito Neves B.B. de., Fuck R.A. 2010. Looking for the oldest rocks of South America: Paleoarchean orthogneiss of the Sobradinho Block, northernmost foreland of the São Francisco Craton, Petrolina, Pernambuco, Brazil. In: VII SSAGI, South American Symposium on Isotope Geology. Brasília, p. 137-140.

Deer W.A., Howie A., Sussman J. 1986. An introduction to rock-forming minerals. London, Longman, 528 p.

Deer W., Howie R.A., Zussman J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. London, Longman, 696 p.

Deynes, P. & Gold, D.P. 1973. The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep seated carbon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37:1709-1733.

Egydio-Silva M. 1987. O sistema de dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton São Francisco. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 95 p.

Elmore R.D, Kelley J., Evans M. & Lewchuk M.T. 2011. Remagnetization and orogenic fluids: testing the hypothesis in the central Appalachians. *Geophysical Journal International*, 144, 568-576.

Fan H.R., Xie Y.H., Wang K.Y., Tao K.J., Wilde S.A. 2004. REE daughter minerals trapped in fluid inclusions in the giant Bayan Obo REE-Nb-Fe deposit, Inner Mongolia, China. *Int. Geol. Rev.* 46:638–645

Fieremans, M. & Paepe, P. D. 1982. Genesis of tourmalinites from Belgium: petrographical and chemical evidence. *Mineralogical Magazine*, 46:95-102.

Figueirôa I. & Silva Filho M.A. 1990. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil: Petrolina. Folha SC.24-V-C-III, estados de Pernambuco e Bahia - Escala 1:100 000. Brasília, DNPM/CPRM, p. 108.

Foster M.D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geological Survey Professional Paper*, 49p.

Garcia P.M.de P. 2017. A província Cuprífera do Nordeste Meridional: Evolução dos Processos e Modelos Metalogenéticos. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Bahia, Salvador, 320p.

Garcia P.M. de P., Teixeira J.B.G., MISI A., SÁ J.H. da S., Silva M. de G. da. 2018. Tectonic and metallogenic evolution of the Curaçá Valley Copper Province, Bahia, Brazil: A review based on new SHRIMP zircon U-Pb dating and sulfur isotope geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 9: 361-381.

Garrido I.A.A. 1984. Aerolevantamento eletromagnético - INPUT em áreas do estado da Bahia. In: Simpósio Brasileiro sobre Técnicas Exploratórias Aplicadas à Geologia. Salvador.

Garrido I.A.A & Ribeiro A. de F. 1983. Projeto AEM-IMPOT: Relatório da fase de integração de dados da região do Rio Salitre. Salvador.

Gierth E. & Araujo S. M. 2016. Chave de minerografia: guia para a determinação de minerais – minérios em seções polidas. Universidade de Brasília, 2ed. 144p.

Groves D.I & Bierlein F. P. 2007. Geodynamic settings of mineral deposit systems. The Geological Society. 164:19–30.

Groves D. I. & Vielreicher N. M. 2001. The Phalabowra (Palabora) carbonatite-hosted magnetite–copper sulfide deposit, South Africa: an end-member of the iron-oxide copper–gold–rare earth element deposit group? *Mineral. Deposita* (2001) 36: 189

Hawthorne F., Henry D. 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, 11:2, 201–215.

Henry D., Guidotti C. 1985. Tourmaline as petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, 70, 1–15.

Hey M.H. 1954. A new review of the chlorites. *Journal of the mineralogical society*, 30: 277–292.

Holgate, N. 1977. Tourmaline from amphibolized gabbro at Hanter Hill, Radnorshire. *Mineralogical Magazine*, 41:124-127.

Hudson, J.D. 1977. Stable isotopes and limestone lithification. *Journal Geology Soc. Lond.*, 133: 637-660.

Huhn S.R.B, Sousa M.J, Souza Filho C.R. de, Monteiro L.V.S. 2014. Geology of the Riacho do Pontal iron oxide copper-gold (IOCG) prospect, Bahia, Brazil: hydrothermal alteration approached via hierarchical cluster analysis. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2): 309-324.

Injoque, J., 1985. Geochemistry of the Cu-Fe-Amphibole Skarn Deposits of the Peruvian Central Coast. Unpublished Ph.D. Thesis. University of Nottingham, UK.

Kegel W. & Barroso J.A. 1965. Contribuição à geologia do Médio São Francisco, na região de Juazeiro. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim 225, p. 1-29.

Konings M. & Vasconcelos R. 1983. Projeto AEM-NPUT: relatório final. Salvador, CBPM.

Jenkins, 1987. Geology of the clugger fluorite deposit, Mato Preto, Paraná, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(3): 288-294.

Laznicka P. *Giant Metallic Deposits: Future Sources of Industrial Metals*. Austrália: Springer, 2006.

Leake B.E. et al. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61: 295–321.

Leal A. de S. 1970. Inventário Hidrogeológico do Nordeste: Folha 19, Aracaju – NO. Recife, Sedene, 242 p.

Loureiro, H.S.C. et al. (no prelo). Projeto Médio São Francisco. Salvador: CPRM. Mapa e relatório.

Loureiro, H.S.C.; Macêdo, E.P. Projeto Remanso-Sobradinho: Petrolina, Folha SC.24-V-C-III. Carta Geológica. Salvador: CPRM, 2017. 1 mapa color. Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil

Luciano R. L. e Godoy A. M. 2017. Geologia do complexo metacarbonatítico de Angico dos Dias, divisa Bahia/Piauí, Brasil. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 36, n. 2, p. 301 – 314

Macêdo, E.P. Projeto Remanso-Sobradinho: Campo dos Cavalos, Folha SC.24-V -C-VI. Carta Geológica. Salvador: CPRM, 2017. 1 mapa color. Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil.

Mascarenhas J. de F. 1976. Estruturas do tipo “greenstone belt” no Leste da Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte, p. 25-49.

Misra, K.C. 2000. Understanding Mineral Deposits. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 845 p.

Moraes J.F.S. de; Figuerôa, I. (Org.). 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Paulistana, SC.24-V-A: estados do Piauí, Bahia e Pernambuco - Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 92 p.

Morimoto N., Fabries J.A., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., 1988. Gottardi, G. Nomenclature of pyroxenes. Mineralogical Magazine, 52: 535-550.

Rollinson, H. R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Group UK Limited.

Papike J.J., Cameron K.L., Baldwin K. 1974. Amphiboles and pyroxenes: Characterization of Other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 6, p. 1053-1054.

Pirajno F. 2000. Ore deposits and mantle plumes. Springer Netherlands, 556p.

Pirajno, F. 2009. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Austrália: Springer, 1.274p.

Pla Cid J., Bitencourt M.F., Nardi L.V.S., Conceição H., Bonin B., Lafon J.M. 2000. Paleoproterozoic late-orogenic and anorogenic alkaline granitic magmatism from northeast Brazil. Precambrian Research, 104(1-2): 47-75.

Poldervaar T.A. & Hess H.H. 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. Journal of Geology, 59: 472-489.

Rangel P.A. 1987. “Follow up” do Rio Salitre. Salvador.

Ribeiro A. de F. 1983. Projeto Rio Salitre III: Súmula de Resultados da 1º etapa e programação da 2º etapa. Salvador, CBPM.

Ribeiro A. de F., Teixeira C.E, Garrido I.A.A, Cruz M.J.M, Froes R.J.B. 1984. Projeto Rio Salitre III: Súmula de Resultados da 2º etapa e programação da 3º etapa. Salvador, CBPM.

Ribeiro A. de F. 1984. Ocorrência de sulfeto maciço no Complexo Rio Salitre, Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, p.3.628 – 3.640.

Ribeiro A. de F, Leite, C. de M. M. 1982. Projeto Rio Salitre II: Prospecção Geológica: relatório final. Salvador, CBPM.

Ribeiro A. de F. 1998. O terreno granito-greenstone do Rio Salitre (Bahia) e a mineralização de sulfeto maciço associada: petrologia, litogeoquímica e potencialidade metalogenética. Dissertação Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

Ribeiro A. de F & Silva M. da G. 1996. A sequência vulcano-sedimentar do Rio Salitre (Bahia) e depósitos de sulfeto maciço associado: Sucessão litológica e discussões preliminares. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, p. 3.

Ribeiro A. de F. & Silva, M.G. 1998. O terreno granito-greenstone do Rio Salitre (GBRS), Bloco Sobradinho, Cráton do São Francisco, Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte, n 40, p. 65.

Richardson et al. 1988. The chemical and thermal evolution of the fluids in the Cave-in-rock fluorspar district, Illinois: stable isotope systematic at the Deardorff mine. *Economic Geology*, 83: 765-783.

Rigo et al. 2008. Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em carbonatos de origem hidrotermal no distrito aurífero de Lavras do Sul/RS. Rigeo CPRM.

Rong J. & Wang F. 2016. *Metasomatic Textures in Granites*, Springer Mineralogy. Science Press and Springer Science + Business Media Singapore.

Sá J.H. da S. 1991. Características geoquímicas dos depósitos de sulfetos e rochas associadas no Complexo Rio Salitre, Bahia. In: Simpósio de Geologia do Nordeste. Recife, boletim 12.

Santos C.A. & Silva Filho M.A. 1990. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: Riacho do Caboclo. Folha SC.24- V-A-VI, estados de Pernambuco e Bahia. Escala: 1:100.000. Brasília, DNPM/CPRM, 113 p.

Santos C.C., Pires A da S., Monteiro, G.M. 2017. Integração da Geoquímica Prospectiva com Dados Geológicos, Geofísicos e Estruturais na Zona de Cisalhamento de Sobradinho, Bahia. In: XVI Congresso de Geoquímica. Rio de Janeiro, Búzios, p. 5.

Santos, R.V. & Clayton, R.N. 1995. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59:1339-1352.

Santos, R.V.; Dardenne, M.A. e Eiichimatsui. 1990. Geoquímica de Isótopos de Carbono e Oxigênio dos Carbonatitos do Complexo Alcalino de Mato Preto, Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 20(1-4): 153-158.

Silva M.G. 1996. Seqüências meta-sedimentares, vulcanossedimentares e greenstone belts o Arqueano e Proterozóico Inferior. In: Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo.

Silva M de G & Ribeiro A de F. 1998. Litogeoquímica das Rochas Vulcânicas do Gresstone Belt do Rio Salitre (GBRS), Cráton do São Francisco, Bahia. In. Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte, n. 40, p. 62

Sofner B. 1971. Contribuição a estratigrafia do pré-Cambriano na região do médio São Francisco entre Sento Sé e Juazeiro, Nordeste do Brasil: relatório 10. Recife.

Sousa F.R.de. 2017. Geologia e recursos minerais da folha Peixe SC.23-X-D-I: estados do Piauí e Bahia. Teresina, CPRM, p.74.

Souza J.D. de, Teixeira L. R, Figueirôa I., Azevêdo R.R. de, Barral W.M, Costa I.VG. da, Filho E.L.A., Oliveira R.B.A a, Lopes J.N. 1979. Projeto Colomi. Relatório final: Geologia e Prospecção Geoquímica da Região de Remanso – Santo Sé. Salvador, CPRM, v.01, n. 977, 554 p.

Souza J.D. de & Teixeira L.R. 1981. Prospecto Rio Salitre: relatório final geologia e prospecção geoquímica preliminar do Complexo Rio Salitre. Salvador, CPRM, v.01, n. 1048, 244 p.

Souza de S.L. et al. 2011. Projeto Mineralizações Sulfetadas do Complexo Rio Salitre: relatório conjunto final positivo de pesquisa. Salvador, CBPM, 127 p.

Souza de S.L, Garrido I.A de A., Carrilho E.L.V, Ribeiro B.P. 2015. Projeto Sulfetos do Rio Salitre (1ª e 2ª fases), Juazeiro – Bahia. Salvador, CBPM, 65 p.

Speer J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In: S.W. Bailey, (eds.) Micas. Review in Mineralogy, 13: 299-356

Stakes, D.S. & O'Neil, J.R. 1982. Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks Earth Planet. Sci. Lett., 57: 285-304.

Suk D., Pleacor R.D & Van Der Voo R. 1990. Replacement of pyrite framboid by magnetite in limestones and implication for paleomagnetism. Nature. 245. 611-613.

Teixeira L.R. 2013. Projeto Médio São Francisco: Relatório Temático de Litogeoquímica. Salvador, CPRM, 55 p.

Tindle A.G. & Webb P.C. 1990. Formula Unit Calculations - with optional calculated Li₂O and H₂O calculations. European Journal of Mineralogy, 2:595-610.

Trompette R.R., Uhlein, A., 1992. Egydio-Silva, M., Karmann, I. O Cráton brasileiro do São Francisco: uma revisão. Revista Brasileira de Geociências, 22(4): 481-486.

Wang J., Tatsumoto M., Li X., Premo W.R., Chao E.C.T. 1994. Aprecise ²³²Th-²⁰⁸Pb chronology of fine grained monazite: age of the Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit, China. Geochim Cosmochim Acta 58:3155–3169.

Williams P.J, Barton M.D, Johnson D.A, Fonbote L., De Haller A., Mark G., Oliver NHS, Marschick R. 2005. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution and possible modes of origin. *Economic Geology*, Vol:371–406.

Whitney D.L & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.

Wright et al. 1988. Carbon, oxygen and nitrogen isotopic composition of possible martian weathering products in EETA 79001. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52:917-924.

Yang X.M., Le Bas M.J (2004) Chemical composition of carbonate minerals from Bayan Obo, Inner Mongolia, China: implications for petrogenesis. *Lithos* 72:97–116

Ziemianin K. & Wolska A. 2014. Mineralogical and petrological characteristics of exotic schist cobbles from the Krosno Beds (Silesian Unit, Bieszczady Mts., south-east Poland). Oil and Gas Institute – National Research Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University.

ANEXOS

Tabela 2 – Resultados analíticos de microsonda em anfibólios

Alteração		K (baixa temp.)				Ca (Mg)															
Zona	Metamórfica?	Rocha Qz-felds. (Ann+Act)		Calcita+Tremolita						Tremolito											
Amostra (Furo) Prof.(m)	RAJ-10 (9) 185	RAJ-10 (9) 185	RAJ-25 (3) 131	RAJ-25 (3) 131	RAJ-20 (3) 95	RAJ-21 (3) 111	RAJ-24 (3) 123														
Análises	Act1	Act1.1	Act1	Act1.1	Tre1	Tre1.1	Tre1.2	Tre2	Tre2.1	Tre2.2	Tre1	Tre1.1	Tre1.2	Tre3	Tre1	Tre2	Tre2.1	Tre2.3	Act2	Tre3	
SiO2	53,975	52,935	53,571	54,057	58,765	58,762	58,394	59,249	59,150	58,612	57,740	57,098	56,913	57,193	58,467	56,907	57,236	58,251	58,105	57,706	58,173
TiO2	0,165	0,000	0,000	0,105	0,000	0,233	0,142	0,000	0,000	0,201	0,000	0,000	0,000	0,110	0,063	0,154	0,077	0,178	0,000	0,116	
Al2O3	1,525	1,778	2,117	1,950	0,461	0,655	0,735	0,142	0,089	0,123	1,155	1,252	1,582	0,751	0,693	1,615	1,588	1,172	1,698	0,960	2,723
Cr2O3	0,079	0,137	0,001	0,032	0,049	0,048	0,074	0,012	0,024	0,144	0,000	0,000	0,000	0,003	0,060	0,081	0,109	0,000	0,000	0,023	0,001
Fe2O3	2,411	3,274	0,797	1,166	0,218	2,487	0,194	2,201	2,235	2,089	3,756	2,222	3,610	2,605	3,677	2,408	4,865	3,326	2,798	3,020	1,495
FeO	15,004	14,588	13,852	12,818	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	2,712	4,722	2,817	3,646	2,671	2,497	0,085	0,000	0,000	4,571	0,000
MnO	0,562	0,423	0,481	0,558	0,495	0,626	0,347	0,286	0,241	0,211	0,638	0,485	0,513	0,714	0,941	0,793	0,756	0,985	0,709	0,675	0,286
MgO	11,939	11,694	13,319	14,027	24,038	22,863	24,234	23,163	23,112	22,838	19,808	19,311	19,570	19,652	19,856	19,984	20,531	21,611	22,000	18,655	22,637
NiO	0,017	0,000	0,000	0,000	0,039	0,065	0,000	0,000	0,000	0,069	0,000	0,000	0,000	0,047	0,043	0,094	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	11,176	10,874	11,776	11,928	11,845	11,690	11,556	11,528	11,507	11,600	11,597	11,974	11,409	11,945	11,629	11,747	11,154	11,688	11,478	11,386	11,713
Na2O	0,196	0,370	0,270	0,203	0,110	0,128	0,220	0,084	0,086	0,150	0,208	0,279	0,398	0,112	0,105	0,295	0,367	0,254	0,364	0,135	0,539
K2O	0,095	0,139	0,141	0,136	0,050	0,075	0,078	0,042	0,066	0,101	0,080	0,109	0,123	0,058	0,051	0,157	0,098	0,118	0,247	0,074	0,254
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SrO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
PbO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,054	0,212	0,063	0,341	0,199	0,190	0,631	0,021	0,179	0,216	0,016	0,100	0,428	0,438	0,377	0,528	0,204	0,549
Cl	0,050	0,040	0,004	0,013	0,010	0,000	0,005	0,007	0,000	0,029	0,000	0,005	0,060	0,000	0,000	0,033	0,030	0,015	0,000	0,000	0,008
H2O*	2,031	2,010	2,041	2,034	2,084	2,177	2,023	2,100	2,102	1,873	2,164	2,068	2,038	2,138	2,140	1,942	1,959	2,012	1,951	2,056	1,957
O=F,Cl	0,011	0,009	0,001	0,026	0,092	0,027	0,145	0,085	0,080	0,272	0,009	0,076	0,104	0,007	0,042	0,188	0,191	0,162	0,222	0,086	0,233
Total	99,214	98,233	98,368	99,055	98,284	99,845	98,199	98,928	98,721	98,399	99,871	99,627	99,145	98,873	100,501	98,857	99,180	99,724	99,834	99,379	100,218
Número de cátions por 23 oxigênios																					
Fórmula estrutural																					
Si	7,919	7,858	7,868	7,857	8,057	7,985	8,010	8,088	8,092	8,063	7,963	7,948	7,916	7,992	8,014	7,924	7,891	7,959	7,915	8,038	7,859
Al iv	0,081	0,142	0,132	0,143	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,037	0,052	0,084	0,008	0,000	0,076	0,109	0,041	0,085	0,000	0,141
Al vi	0,182	0,169	0,234	0,191	0,074	0,090	0,119	0,023	0,014	0,020	0,151	0,153	0,176	0,116	0,112	0,189	0,149	0,147	0,188	0,158	0,293
Ti	0,018	0,000	0,000	0,011	0,000	0,024	0,015	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,007	0,016	0,008	0,018	0,000	0,012
Cr	0,009	0,016	0,000	0,004	0,005	0,005	0,008	0,001	0,003	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,009	0,012	0,000	0,000	0,003	0,000
Fe3+	0,266	0,366	0,088	0,128	0,022	0,254	0,020	0,226	0,230	0,216	0,390	0,233	0,378	0,274	0,379	0,252	0,505	0,342	0,287	0,316	0,152
Fe2+	1,841	1,808	1,701	1,558	0,022	0,055	0,02	0,227	0,231	0,217	0,313	0,550	0,328	0,426	0,306	0,291	0,010	0,343	0,288	0,532	0,152
Mn	0,070	0,053	0,060	0,069	0,057	0,072	0,040	0,033	0,028	0,025	0,075	0,057	0,060	0,085	0,109	0,094	0,088	0,114	0,082	0,080	0,033
Mg	2,611	2,588	2,916	3,039	4,913	4,631	4,956	4,714	4,714	4,684	4,072	4,007	4,058	4,094	4,057	4,148	4,220	4,402	4,468	3,874	4,559
Ni	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,007	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,005	0,005	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,757	1,729	1,853	1,858	1,740	1,702	1,698	1,686	1,687	1,710	1,714	1,786	1,700	1,788	1,708	1,753	1,648	1,711	1,675	1,699	1,695
Na	0,056	0,106	0,077	0,057	0,029	0,034	0,059	0,022	0,023	0,040	0,056	0,075	0,107	0,030	0,028	0,080	0,098	0,067	0,096	0,036	0,141
K	0,018	0,026	0,026	0,025	0,009	0,013	0,014	0,007	0,012	0,018	0,014	0,019	0,022	0,010	0,009	0,028	0,017	0,021	0,043	0,013	0,044
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,025	0,092	0,027	0,148	0,086	0,082	0,275	0,009	0,079	0,095	0,007	0,043	0,188	0,191	0,163	0,227	0,090	0,235
Cl	0,012	0,010	0,001	0,003	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000	0,007	0,000	0,001	0,014	0,000	0,000	0,008	0,007	0,003	0,000	0,000	0,002
OH*	1,988	1,990	1,999	1,972	1,906	1,973	1,851	1,912	1,918	1,719	1,991	1,920	1,891	1,993	1,957	1,804	1,802	1,834	1,773	1,910	1,764
Total	16,830	16,862	16,956	16,940	16,911	16,832	16,938	16,801	16,802	16,819	16,783	16,880	16,829	16,829	16,745	16,860	16,763	16,812	16,856	16,749	16,929
(Ca+Na) (B)	1,812	1,836	1,930	1,915	1,769	1,736	1,757	1,708	1,709	1,750	1,769	1,861	1,808	1,819	1,736	1,832	1,746	1,778	1,771	1,736	1,837
Na (B)	0,056	0,106	0,077	0,057	0,029	0,034	0,059	0,022	0,023	0,040	0,056	0,075	0,107	0,030	0,028	0,080	0,098	0,067	0,096	0,036	0,141
(Na+K) (A)	0,018	0,026	0,026	0,025	0,009	0,013	0,014	0,007	0,012	0,018	0,014	0,019	0,022	0,010	0,009	0,028	0,017	0,021	0,043	0,013	0,044
Mg(Mg+Fe2)	0,587	0,589	0,632	0,661	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,929	0,879	0,925	0,906	0,930	0,934	0,998	1,000	1,000	0,879	1,000
Fe3/(Fe3+Alvi)	0,593	0,684	0,273	0,400	0,232	0,739															

Tabela 3– Resultados analíticos de microsonda em plagioclásio e k-feldspato

Alteração Zona	Na				K (Alta temp.)		K (Baixa temp.)										Rocha Qz-felds. (Ann+Act)				
							Rocha Qz-Felds (Epidotizado)														
	Amostra	RAJ-18	RAJ-18	RAJ-18	RAJ-18	RAJ-09	RAJ-09	RAJ-17	RAJ-17	RAJ-25	RAJ-25	RAJ-25									
(Furo) Prof.(m)	(3) 85	(3) 85	(3) 85	(3) 85	(9) 181	(9) 181	(10) 305	(10) 305	(10) 305	(10) 305	(10) 305	(10) 305	(10) 305	(10) 305	(10) 305	(10) 305	(10) 305	(3) 131	(3) 131	(3) 131	
Análises	Plg1	Plg2	Kf1	Kf2	Kf1	Kf2	Plg1	Plg2	Plg3	Plg4	Kf1	Kf1.1	Kf2	Kf3	Plg1	Plg2	Plg3				
SiO ₂	64,177	66,236	63,021	62,426	62,700	65,445	69,443	69,160	68,666	69,465	66,268	65,640	65,215	65,483	67,613	66,994	67,849				
TiO ₂	0,000	0,015	0,222	0,000	0,306	0,010	0,000	0,059	0,000	0,000	0,000	0,115	0,115	0,038	0,006	0,017	0,047				
Al ₂ O ₃	20,287	20,321	18,328	18,866	18,242	18,262	19,143	19,361	19,250	19,298	18,432	18,126	18,166	18,326	20,180	20,384	19,566				
FeO	0,075	0,103	0,000	0,028	0,264	0,030	0,046	0,085	0,060	0,033	0,000	0,000	0,019	0,003	0,055	0,059	0,088				
MnO	0,000	0,000	0,000	0,047	0,075	0,016	0,112	0,016	0,035	0,031	0,018	0,031	0,000	0,000	0,003	0,000	0,048				
MgO	0,010	0,000	0,009	0,020	0,169	0,006	0,000	0,000	0,000	0,015	0,023	0,000	0,001	0,013	0,000	0,018	0,000				
CaO	1,327	0,482	0,000	0,048	0,082	0,010	0,095	0,108	0,174	0,113	0,000	0,000	0,031	0,003	1,000	1,269	0,667				
Na ₂ O	11,007	11,969	0,390	0,611	0,318	0,327	11,348	11,383	11,077	11,421	0,553	0,550	0,264	0,244	10,533	10,803	10,846				
K ₂ O	0,187	0,138	16,540	16,350	15,400	16,103	0,087	0,106	0,107	0,062	15,259	15,541	15,812	15,864	0,076	0,104	0,117				
Cr ₂ O ₃	0,000	0,021	0,011	0,000	0,013	0,060	0,000	0,014	0,047	0,035	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
V ₂ O ₃	0,016	0,021	0,043	0,058	0,001	0,022	0,005	0,012	0,040	0,027	0,000	0,000	0,016	0,058	0,001	0,000	0,010				
NiO	0,000	0,017	0,030	0,021	0,026	0,000	0,026	0,000	0,082	0,013	0,000	0,013	0,000	0,064	0,000	0,078	0,017				
Total	97,086	99,323	98,594	98,475	97,596	100,291	100,305	100,304	99,538	100,513	100,553	100,042	99,639	100,096	99,467	99,726	99,255				
Número de cátions por 8 oxigênios																					
T																					
Si	2,886	2,899	2,953	2,920	2,976	3,022	3,036	3,022	3,029	3,028	3,052	3,038	3,035	3,033	2,991	2,949	3,003				
Al	1,075	1,048	1,012	1,040	1,020	0,994	0,986	0,997	1,001	0,992	1,000	0,989	0,996	1,000	1,052	1,057	1,021				
Fe3+	0,003	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
Ti	0,000	0,000	0,008	0,000	0,011	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,001	0,000	0,001	0,002				
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
V	0,001	0,001	0,002	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000				
ΣT	3,965	3,953	3,974	3,963	4,008	4,019	4,022	4,021	4,032	4,022	4,052	4,031	4,035	4,037	4,043	4,006	4,025				
A																					
Mg	0,001	0,000	0,001	0,001	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000				
Ni	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,001				
Fe2+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,001	0,002	0,003	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,003				
Mn	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003	0,001	0,004	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002				
Ca	0,064	0,023	0,000	0,002	0,004	0,000	0,004	0,005	0,008	0,005	0,000	0,000	0,002	0,000	0,047	0,060	0,032				
Na	0,960	1,016	0,035	0,055	0,029	0,029	0,962	0,964	0,947	0,965	0,049	0,049	0,024	0,022	0,903	0,922	0,931				
K	0,011	0,008	0,988	0,975	0,932	0,949	0,005	0,006	0,006	0,003	0,896	0,918	0,939	0,937	0,004	0,006	0,007				
ΣA	1,035	1,047	1,026	1,037	0,992	0,981	0,978	0,979	0,968	0,978	0,948	0,969	0,965	0,963	0,957	0,994	0,975				
% An	6,181	2,161	0,000	0,233	0,432	0,051	0,458	0,518	0,855	0,542	0,000	0,000	0,160	0,016	4,962	6,060	3,264				
% Ab	92,782	97,102	3,460	5,362	3,030	2,992	99,042	98,876	98,519	99,104	5,220	5,104	2,471	2,284	94,588	93,349	96,054				
% Or	1,037	0,737	96,540	94,406	96,539	96,957	0,500	0,606	0,626	0,354	94,780	94,896	97,369	97,701	0,449	0,591	0,682				
Total	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000				

Tabela 5 – Resultados analíticos de microsonda nos minerais do grupo do epidoto.

Alteração		Ca-(Mg)				K(Baixa temp.)			
Zona		Tremolítico				Metamáfica?		Rocha Qz-Felds (Epidotizado)	
Amostra	RAJ-21	RAJ-21	RAJ-21	RAJ-24	RAJ-24	RAJ-10	RAJ-10	RAJ-17	RAJ-17
(Furo) Prof. (m)	(3) 111	(3) 111	(3) 111	(3) 123	(3) 123	(9) 185	(9) 185	(10) 305	(10) 305
Análises	Ep1	Ep1.1	Ep1.2	Ep1	Ep2	Ep1	Ep1.1	Ep1	Ep1.1
SiO ₂	40,377	40,659	47,682	39,883	39,588	38,693	38,847	38,056	37,614
TiO ₂	0,034	0,000	0,024	0,000	0,000	0,310	0,139	0,336	0,000
Al ₂ O ₃	32,215	31,758	28,185	27,476	27,041	23,708	23,652	21,868	22,893
FeO	1,030	0,885	1,685	6,951	6,782	11,285	10,918	13,438	12,787
MnO	0,000	0,079	0,170	0,089	0,158	0,090	0,036	0,072	0,114
MgO	0,023	0,015	0,053	0,066	0,011	0,988	0,010	0,030	0,000
CaO	22,570	22,018	17,481	21,243	21,422	19,140	21,101	20,564	20,712
Na ₂ O	0,019	0,055	2,468	0,003	0,000	0,043	0,076	0,000	0,011
K ₂ O	0,014	0,022	1,189	0,000	0,019	0,862	0,000	0,000	0,000
H ₂ O	1,930	3,000	1,900	3,100	3,200	1,930	2,300	3,100	3,200
Total	98,212	98,491	100,837	98,811	98,221	97,049	97,079	97,464	97,331
Número de cátions por 12,5 oxigênios									
Si	3,091	3,131	3,518	3,116	3,120	3,089	3,110	3,083	3,052
Ti	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,019	0,008	0,020	0,000
Al	2,906	2,882	2,450	2,530	2,512	2,231	2,232	2,088	2,189
Fe+3	0,066	0,057	0,104	0,454	0,447	0,753	0,731	0,911	0,868
Mn	0,000	0,005	0,011	0,006	0,011	0,006	0,002	0,005	0,008
Mg	0,003	0,002	0,006	0,008	0,001	0,118	0,001	0,004	0,000
Ca	1,851	1,817	1,382	1,778	1,809	1,637	1,810	1,785	1,801
Na	0,003	0,008	0,353	0,000	0,000	0,007	0,012	0,000	0,002
K	0,001	0,002	0,112	0,000	0,002	0,088	0,000	0,000	0,000
H	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
ΣCAT.	8,923	8,904	8,936	8,892	8,902	8,947	8,906	8,897	8,920
Sum Si =	3,091	3,131	3,518	3,116	3,120	3,089	3,110	3,083	3,052
Sum Al =	5,999	6,013	5,969	5,646	5,632	5,338	5,350	5,192	5,242
Sum Mg =	6,068	6,077	6,090	6,114	6,091	6,216	6,085	6,111	6,117
Sum Ca =	7,919	7,894	7,471	7,892	7,900	7,853	7,894	7,897	7,918
Sum K =	7,923	7,904	7,936	7,892	7,902	7,947	7,906	7,897	7,920
Fe ₃₊ / (Fe ₃₊ + Al)	0,022	0,019	0,04	0,152	0,151	0,252	0,246	0,303	0,283

Tabela 6 – Resultados analíticos de microsonda em clorita.

Alteração	K (Baixa Temp.)			Ca-(Mg)	Brecha sulfetada quartzítica	Brecha sulfetada clorítica	Clorita+talco+Mt
	Zona	Flogopitito	Qz-Chl-Ser xisto	Protomilonito			
Amostra	RAJ-02	RAJ-13	RAJ-16	RAJ-20	RAJ-12	RAJ-19	RAJ-04
Prof. (m)	(9) 68	(10) 234	(10) 263	(3) 96	(10) 202	(3) 94	(9) 78
Análises	Chl1.1	Chl1	Chl2	Chl1	Chl1	Chl1	Chl1
SiO ₂	29,286	30,346	30,542	29,468	29,503	29,915	30,842
TiO ₂	0,017	0,047	0,112	0,000	0,151	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	20,454	20,059	19,669	20,642	20,684	19,862	17,088
Cr ₂ O ₃	0,013	0,000	0,150	0,090	0,232	0,091	0,421
Fe ₂ O ₃	0,831	1,315	2,124	0,731	1,335	1,021	0,248
FeO	5,451	6,936	5,734	5,915	4,558	7,440	9,414
MnO	0,272	0,331	0,359	0,867	0,297	1,284	0,399
MgO	28,147	27,180	26,387	28,108	28,012	26,533	28,349
NiO	0,116	0,000	0,034	0,000	0,038	0,000	0,000
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,003	0,021	0,071	0,041	0,033	0,145	0,027
Na ₂ O	0,039	0,013	0,000	0,040	0,030	0,031	0,024
K ₂ O	0,063	0,218	0,027	0,056	0,019	0,063	0,050
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rb ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,069	0,000	0,020	0,007	0,000	0,044
Cl	0,014	0,000	0,020	0,026	0,000	0,023	0,015
H ₂ O*	12,185	12,269	12,185	12,285	12,244	12,230	12,212
Total	96,890	98,804	97,413	98,289	97,143	98,639	99,133
O=F,Cl	0,003	0,029	0,005	0,014	0,003	0,005	0,022
TOTAL	96,887	98,775	97,409	98,275	97,140	98,634	99,111
Número de cátions por 28 oxigênios							
Si	5,745	5,866	5,971	5,720	5,754	5,841	6,020
Al ^{iv}	2,255	2,134	2,029	2,280	2,246	2,159	1,980
Al ^{vi}	2,488	2,460	2,531	2,456	2,527	2,427	1,958
Ti	0,003	0,007	0,016	0,000	0,022	0,000	0,000
Cr	0,002	0,000	0,023	0,014	0,036	0,014	0,065
Fe ³⁺	0,123	0,191	0,312	0,107	0,196	0,150	0,036
Fe ²⁺	0,894	1,121	0,938	0,960	0,743	1,215	1,537
Mn	0,045	0,054	0,059	0,143	0,049	0,212	0,066
Mg	8,231	7,832	7,691	8,133	8,143	7,723	8,249
Ni	0,018	0,000	0,005	0,000	0,006	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,001	0,004	0,015	0,009	0,007	0,030	0,006
Na	0,030	0,010	0,000	0,030	0,023	0,023	0,018
K	0,032	0,107	0,013	0,028	0,009	0,031	0,025
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,084	0,000	0,025	0,009	0,000	0,054
Cl	0,009	0,000	0,013	0,017	0,000	0,015	0,010
OH*	15,991	15,916	15,987	15,958	15,991	15,985	15,936
Total	35,865	35,787	35,604	35,879	35,761	35,826	35,959
Fe/Fe+Mg	0,110	0,144	0,140	0,116	0,103	0,150	0,160

Tabela 7 – Resultados analíticos de microsonda em turmalina.

Alteração	K(Baixa Temp.)							
	Zona	Flogopitito			Qz-Chl-Ser xisto			Protomilnito
Amostra	RAJ-2	RAJ-2	RAJ-2	RAJ-7	RAJ-7	RAJ-7	RAJ-16	RAJ-16
(Furo) Prof.(m)	(9) 68	(9) 68	(9) 68	(9) 119	(9) 119	(9) 119	(10) 262	(10) 262
Análises	Tur1	Tur2	Tur2.1	Tur1	Tur1.1	Tur2	Tur1	Tur1.1
SiO ₂	36,852	36,774	37,296	38,283	37,296	38,049	37,211	37,166
TiO ₂	0,693	0,232	0,882	0,171	0,158	0,096	0,344	0,169
Al ₂ O ₃	31,082	30,342	32,518	31,644	31,951	30,479	29,861	29,980
V ₂ O ₃	0,178	0,092	0,111	0,000	0,342	0,050	0,000	0,025
Cr ₂ O ₃	0,070	0,000	0,011	0,096	1,390	0,129	0,152	0,079
FeO	2,050	3,277	0,776	1,601	0,345	1,504	3,604	3,699
MgO	10,149	9,313	10,133	10,553	9,888	10,627	8,978	9,056
CaO	0,612	0,153	0,948	0,162	1,209	0,134	0,096	0,129
MnO	0,000	0,000	0,036	0,114	0,024	0,106	0,008	0,000
Na ₂ O	2,586	2,933	2,149	2,787	1,815	2,833	2,696	2,692
K ₂ O	0,038	0,023	0,042	0,031	0,038	0,042	0,021	0,027
F	0,020	0,022	0,000	0,000	0,102	0,000	0,000	0,000
Cl	0,014	0,000	0,017	0,014	0,000	0,020	0,000	0,000
H ₂ O*	3,673	3,617	3,748	3,763	3,682	3,706	3,630	3,628
B ₂ O ₃ *	10,684	10,513	10,876	10,915	10,812	10,757	10,520	10,515
Li ₂ O*	0,288	0,449	0,422	0,462	0,452	0,591	0,621	0,575
Total	98,988	97,740	99,965	100,596	99,505	99,123	97,742	97,740
O=F	0,008	0,009	0,000	0,000	0,043	0,000	0,000	0,000
Total*	98,980	97,731	99,965	100,596	99,462	99,123	97,742	97,740
de cátions por 31 (O, OH, F)								
T: Si	5,995	6,079	5,960	6,096	5,995	6,148	6,148	6,143
Al	0,005	0,000	0,040	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	5,955	5,912	6,000	5,938	6,000	5,804	5,814	5,840
Mg	0,045	0,088	0,000	0,062	0,000	0,196	0,186	0,160
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,000	0,000	0,085	0,000	0,048	0,000	0,000	0,000
Ti	0,085	0,029	0,106	0,020	0,019	0,012	0,043	0,021
V	0,023	0,012	0,014	0,000	0,044	0,006	0,000	0,003
Cr	0,009	0,000	0,001	0,012	0,177	0,016	0,020	0,010
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	2,416	2,207	2,414	2,443	2,370	2,364	2,026	2,072
Mn	0,000	0,000	0,005	0,015	0,003	0,015	0,001	0,000
Fe ²⁺	0,279	0,453	0,104	0,213	0,046	0,203	0,498	0,511
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li*	0,188	0,299	0,271	0,296	0,292	0,384	0,413	0,382
ΣY	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,107	0,027	0,162	0,028	0,208	0,023	0,017	0,023
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,816	0,940	0,666	0,860	0,566	0,887	0,864	0,863
K	0,008	0,005	0,009	0,006	0,008	0,009	0,004	0,006
Rb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Xvacancy	0,070	0,028	0,163	0,106	0,218	0,081	0,115	0,109
OH	3,986	3,988	3,995	3,996	3,948	3,995	4,000	4,000
F	0,010	0,012	0,000	0,000	0,052	0,000	0,000	0,000
Cl	0,004	0,000	0,005	0,004	0,000	0,005	0,000	0,000
Na+(k)	0,824	0,945	0,674	0,867	0,573	0,896	0,868	0,868
Mg/(Mg+Fe)	0,898	0,835	0,958	0,921	0,980	0,926	0,816	0,813
Xv/(Na+Xv)	0,079	0,028	0,196	0,000	0,278	0,083	0,117	0,125