

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

JOSÉ ANTONIO CIRILLO DE ASSIS

GEOLOGIA DO DEPÓSITO DE OURO DE C1-SANTALUZ NO
GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BRASIL.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio De Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. George Luiz Luvizotto

RIO CLARO - SP
2016

JOSÉ ANTONIO CIRILLO DE ASSIS

GEOLOGIA DO DEPÓSITO DE OURO DE C1-SANTALUZ NO
GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BRASIL.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. George Luiz Luvizotto
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Luiz Sergio Amarante Simões
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. José Paulo Donatti Filho
UNICAMP/Campinas (SP)

RESULTADO: APROVADO

Rio Claro-SP, 28 de Março de 2016.

551.8 Assis, José Antônio Cirillo de
A848g Geologia do depósito de ouro de C1-Santaluz no
greenstone belt do rio Itapicuru, Brasil / José Antônio Cirillo
de Assis. - Rio Claro, 2016
123 f. : il., figs., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: George Luiz Luvizotto

1. Geologia estrutural. 2. Mineralização aurífera 3.
Arcabouço estrutural. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

Aos meus amados pais Antonio e Leonil, e ao meu anjo Má.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente eu gostaria de agradecer ao Senhor por tudo de bom que tem acontecido a mim e aos meus entes queridos.

Gostaria de agradecer principalmente aos meus pais que me proporcionaram as oportunidades certas para que eu pudesse ter um excelente futuro. Isso eu falo não somente na parte acadêmica, mas em todos os aspectos do meu dia-a-dia, da minha vida. Obrigado por terem me apoiado sempre, em todos os momentos e em todas as decisões e rumos que a minha vida teve até o momento e que ainda terá. Sem vocês, e sem o que vocês sempre fizeram por mim, eu não estaria aqui hoje.

Não posso deixar de agradecer ao meu anjo, Má, minha eterna companheira, namorada, que sempre me ajuda a ser uma pessoa cada vez melhor. É claro que agradeço toda a ajuda que ela me deu nesse trabalho, seja pela motivação ou conversando sobre a geologia, até nos treinos das apresentações da qualificação e da defesa. Obrigado à D. Dayse, Seu Luiz e à Jú, que sempre me receberam de braços abertos, e claro por terem contribuído com esse mestrado, já que sempre nas minhas idas e vindas a Rio Claro, fiquei na casa de vocês.

Deixo também os meus agradecimentos ao meu orientador, prof. George, pelos momentos de discussões geológicas, pelo tempo despendido na viagem à Bahia e claro pela amizade e confiança.

Agradeço aos professores e doutores que participaram tanto da banca do meu exame de qualificação, quanto da banca da defesa da minha dissertação. Obrigado pela avaliação, dicas preciosas e sugestões positivas.

Os meus agradecimentos também à equipe de exploração da *Yamana Gold Inc.*, geólogos, auxiliares e todos que de alguma forma ajudaram nesse trabalho.

Muito Obrigado!

“Tudo o que temos de decidir é o que fazer com o
tempo que nos é dado”
(J.R.R. Tolkien)

RESUMO

A análise e identificação do controle estrutural de um depósito de ouro é de grande importância para o estudo e pesquisa da mineralização aurífera, permitindo guiar e otimizar a prospecção e exploração de determinada ocorrência. O objetivo do presente trabalho é definir o empilhamento tectonoestratigráfico e a estruturação do depósito de ouro de C1-Santaluz, bem como seu controle estrutural. Como faz parte de um *Greenstone Belt*, em uma área de significativa atividade tectônica, esta ocorrência apresenta complexo arcabouço estrutural, havendo a necessidade de compreender melhor as estruturas que influenciam na geometria dos corpos mineralizados. As rochas da área de estudo foram mapeadas na escala 1:750 e foram estudadas através de descrições macroscópicas, microscópicas além de análises em microscópio eletrônico de varredura e análises de difração de raios-x. As unidades encontradas foram subdivididas em dois grandes domínios, sendo da base ao topo, Sequência Vulcânica e Sequência Metassedimentar, compostas por metadacitos e metadacitos brechados, e clorita sericita quartzo xisto, metassedimento carbonoso, brecha carbonosa, respectivamente. Também foi mapeado um corpo de metadiorito que corresponde à unidade Rochas Intrusivas Subvulcânicas Intermediárias. As fases minerais relacionadas com a mineralização aurífera são representadas por sulfetos, tais como, pirita, arsenopirita, esfalerita, calcopirita e stibinita, sendo que a arsenopirita mostrou relação direta com a presença de ouro, este ocorrendo associado ao sulfeto. Ao todo foram identificadas 3 fases deformacionais: D_{n-1} , D_n , D_{n+1} . Dentre essas fases, observa-se que a presença da mineralização na área de estudo possui direta relação com as fases D_{n-1} ou D_n , visto que os veios de quartzo mineralizados se encontram encaixados na foliação S_n . A interação entre o bandamento composicional $S_0//S_{n-1}$ e a foliação S_n gera lineação de intersecção paralela aos eixos de dobra D_n , com caimento para NW. A orientação dessa lineação é favorável para o posicionamento do corpo de minério, podendo apresentar inclusive espessuras maiores nessa orientação. As rochas que compõem as unidades mapeadas apresentaram metamorfismo regional progressivo na fácies xisto verde baixo, zona da biotita.

Palavras-chave: *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, Arcabouço Estrutural, Mineralização Aurífera, Depósito C1-Santaluz.

ABSTRACT

Structural control plays a major role in gold deposits. Thus, understanding the different structures present in the area, as well as the relationship between these structures, is a key issue. This work aims to identify the structural control of the gold deposit of C1-Santaluz. It also presents the tectono-stratigraphic stacking of the rocks and the main deformation phases that occur in the area. The C1-Santaluz deposit is located in a Greenstone Belt and has a complex structural setting. Therefore, there is a need to better understand the structures that can influence the geometry of the mineralized bodies. The rocks of the study area were mapped in 1:750 scale. The study was carried out through macroscopic and microscopic description of rocks, as well as scanning electron microscope and of x-ray diffraction analyses. The rock units that occur in the area were divided in two main domains, base to top, Sequência Vulcânica and Sequência Metassedimentar. The mineral paragenesis related to the auriferous mineralization is represented by sulphides, pyrite, arsenopyrite, sphalerite, chalcopyrite and stibnite. Arsenopyrite showed direct relation with the presence of gold, detected by scanning electron microscope analysis. A total of 3 deformational phases were identified: D_{n-1} , D_n , D_{n+1} . Phase D_{n-1} and D_n have direct relation with the mineralization since mineralized quartz veins occur parallel to the S_n foliation ($S_0//S_{n-1}//S_n$). The intersection between the bedding $S_0//S_{n-1}$ and S_n foliation generates an intersection lineation that is parallel to the D_n fold axis, plunging to NW. These structures are favorable for the increase of the volume of the mineralized bodies, plunging to NW. The rocks were metamorphosed under lower greenschist facies conditions (biotite zone).

Keywords: Rio Itapicuru Greenstone Belt, Structural Settings, Auriferous Mineralization, C1-Santaluz Deposit.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização e vias de acesso à área de estudo, próxima ao município de Santaluz, nordeste do Estado da Bahia.	3
Figura 2. Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco.	8
Figura 3. Mapa geológico simplificado do segmento do orógeno paleoproterozóico localizado na porção norte do Cráton do São Francisco, com destaque para os blocos arqueanos Serrinha, Jequié, Gavião e Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá.	9
Figura 4. Mapa Geológico do GBRI, Bahia, com destaque para a área de estudo.	12
Figura 5. Síntese das idades geocronológicas do GBRI e arredores.	15
Figura 6. Bloco diagrama ilustrativo das principais componentes estruturais presentes no GBRI.	18
Figura 7. Modelo esquemático da formação das estruturas do GBRI, demonstrando a interação entre o evento D1, de tectônica horizontal com direção NW-SE, com o evento D2, definido por uma transcorrência sinistral de direção N-S, além de ascensão e colocação dos granitos.	20
Figura 8. Modelo de evolução geotectônica do GBRI.	22
Figura 9. Modelo geotectônico de evolução do GBRI.	24
Figura 10. Coluna litotectônica esquemática da área de estudo localizada na porção central do GBRI. Diferentemente das unidades que ocorrem no GBRI, na área de estudo afloram apenas as Sequências Vulcânica e Sedimentar.	27
Figura 11. Amostra de metadacito cinza esbranquiçado mapeado na cava de C1-Santaluz (Ponto JA13-256).	28
Figura 12. A) Metadacito cinza a cinza escuro, compacto com bandamento ígneo bem marcado. B) Fotomicrografia da lâmina JA13-187 mostrando a textura vulcânica da rocha, com minerais fragmentados e facetados, orientados marcado a foliação S_n (Polarizadores cruzados) (Op: opacos; Qtz: quartzo).	29
Figura 13. A) Amostra macroscópica de metandesito proveniente do furo de sondagem rotativa diamantada AT202, localizado no depósito de Antas III. B) Fotomicrografia que destaca a composição mineralógica da lâmina AT202-3 (polarizadores paralelos) (Chl: clorita; Ms: muscovita; Fsp: Feldspato (plagioclásio); Qtz: quartzo).	30
Figura 14. Amostra de mão de clorita sericita quartzo xisto, da sequência piroclástica e metassedimentar, encontrada na área de estudo, mostrando forte xistosidade (Ponto JA13-207).	31

- Figura 15.** Ambas as fotos são de campos de visão diferentes da lâmina JA13-207 e mostram a composição do clorita sericita quartzo xisto, da sequência piroclástica e metassedimentar (polarizadores cruzados em A e paralelos em B) (Ser: sericita; Chl: clorita). 32
- Figura 16.** Metassedimento carbonoso em escala de afloramento no depósito de C1-Santaluz, com coloração cinza a preta e forte xistosidade. A linha vermelha marca o contato entre metadiorito (MDIO) e metassedimento carbonoso (MSC). 33
- Figura 17.** A) Metassedimento carbonoso de cor negra. Trata-se de amostra de furo de sondagem rotativa do depósito de C1-Santaluz, furo MP186, mostrando deformação dúctil do bandamento composicional S_0 paralelo à foliação S_n , além de veios de quartzo associados e dobrados. B) Amostra de furo de sondagem (MP186) exibindo metassedimento carbonoso deformado. 33
- Figura 18.** Contato entre metadacito e brecha carbonosa em escala de afloramento no depósito de C1-Santaluz, mostrando coloração cinza para a brecha carbonosa, além de forte brechação e veios de quartzo encaixados, próximos à região de contato. A linha vermelha marca o contato do metadacito (MDAC) e a brecha carbonosa (BRC) (Ponto JA13-131; visada N106). 35
- Figura 19.** A) Amostra de testemunho de sondagem de brecha carbonosa proveniente do furo MP186. B) Fotomicrografia da lâmina MP176-1 mostrando a brechação e a composição da matriz da rocha, marcada, em grande parte, por material carbonoso (Polarizadores cruzados) (Qtz: quartzo; Mco: material carbonoso; Ser: sericita). 35
- Figura 20.** A) Amostra proveniente de furo de testemunho de sondagem (AT194). Rocha de coloração cinza esverdeado de matriz intraclastos de cor cinza escuro a negro. B) Fotomicrografia da lâmina AT194-4 de furo homônimo destacando clastos alongados formando a foliação principal do litotipo, mostrando matriz fina composta principalmente por sericita e material carbonoso (Polarizadores descruzados) (Qtz: quartzo; Ser: sericita; Mco: material carbonoso). 37
- Figura 21.** A) Foto mostrando bancada da mina de C1-Santaluz, exibindo metadiorito que ocorre na área (Ponto JA13-110, X: 466946; Y: 8784293; visada para norte). B) Amostra de furo de testemunho de sondagem de metadiorito cinza esverdeado, compacto mostrando textura granoblástica e granulação média. C) Fotomicrografia da lâmina MP186-5 mostrando composição quartzosa (Polarizadores descruzados) (Fsp: feldspato; Qtz: quartzo; Chl: clorita). D) Fotomicrografia de metadiorito na lâmina MP186-6 mostrando foliação S_n incipiente na rocha, além de composição bem quartzosa (Polarizadores cruzados) (Fsp: Feldspato; Qtz: quartzo; Cb: carbonato; Ms: muscovita). 38
- Figura 22.** A) Amostra de brecha carbonosa exibindo veios de quartzo concordantes e discordantes da xistosidade da rocha encaixante. B) Amostra de vênula de quartzo concordante e com significativa presença de cristais de arsenopirita associados à borda. Ambas as amostras são provenientes de testemunho do furo de sondagem rotativa diamantada MP-162. C) Fotomicrografia da lâmina MP151-1 mostrando cristais de pirita e arsenopirita

em metassedimento carbonoso. D) Fotomicrografia da lâmina MP176-2 com pirita e arsenopirita, detalhe para presença de ouro associado à arsenopirita.....	40
Figura 23. A) Metadacito exposto com a foliação S_{n-1} paralela ao bandamento composicional, de orientação N320/70 (visada para N355). B) Detalhe do bandamento composicional do metadacito em amostra de mão. Em ambas as fotos a foliação S_n ocorre paralela ao plano da foto.....	42
Figura 24. Estereograma de contorno representando o bandamento composicional S_0/S_{n-1} encontrado na área de estudo no depósito de C1-Santaluz. Número de medidas: 83.	42
Figura 25. Desenho esquemático mostrando as etapas de deformação que ocorreram na figura 25. Destaque para o S_0 paralelo ao S_{n-1} na zona de charneira da dobra pré- D_n	43
Figura 26. Fotomicrografia da lâmina MP176-1 mostrando a relação das fases deformacionais D_{n-1} , D_n e D_{n+1} , onde o conjunto S_{n-1}/S_0 aparece dobrado formando uma foliação plano axial S_n	43
Figura 27. Metassedimento apresentando o conjunto S_{n-1} , S_0 e S_n , bem como a relação entre essas estruturas. Destaque para a presença de foliação pretérita acompanhando o acamamento (X: 466799; Y: 8771149; visada para NW).....	44
Figura 28. Porção do mapa geológico da área de estudo (Apêndice VI) destacando o truncamento de camadas que ocorre entre os litotipos a leste com o contato mineralizado metadiorito/brecha carbonosa. Observa-se também a possível repetição de camadas da unidade clorita-sericita-quartzo xisto, em bege, marcando dobras Pré- D_n	45
Figura 29. Região de contato entre metassedimento e brecha carbonosa. Destaque para a foliação S_n bem marcada. Na figura ainda é possível observar a foliação S_n ondulada, configurando dobras pós- D_n . A linha vermelha marca o contato entre os diferentes litotipos. Visada para N050 (CSQX: clorita-sericita-quartzo xisto; Brc: brecha carbonosa; X: 467343; Y:8784489).....	46
Figura 30. Estereograma de contorno da foliação S_n . As atitudes obtidas na cava da mina de C1-Santaluz mostram caimento preferencial para oeste. Número de medidas: 127.	47
Figura 31. Estereograma da lineação de intersecção entre S_0 e S_n obtida na área de estudo. Números de medidas: 9.	48
Figura 32. Metassedimento carbonoso na cava de C1-Santaluz mostrando forte lineação de intersecção entre o bandamento composicional S_0 e a foliação S_n , xistosidade da rocha (X: 467328; Y: 8784381; visada para N090).....	49
Figura 33. Estereograma dos eixos de dobra D_n obtidos no depósito de C1-Santaluz. Números de medidas: 10.	50

Figura 34. Porção do mapa geológico da área de estudo (Apêndice VI) destacando a inflexão do contato entre metadiorito e brecha carbonosa, delineando uma dobra sinformal revirada com caimento para NW.	51
Figura 35. Seção geológica esquemática do depósito de C1-Santaluz, mostrando o corpo mineralizado (em vermelho) mergulhando para NW. Seção feita através de furos de sondagem rotativa.	52
Figura 36. Fotomicrografia da lâmina petrográfica MP181-1 destacando o bandamento composicional S_0 paralelo à foliação S_{n-1} sendo transposto pela xistosidade da rocha.	53
Figura 37. Fotos A e B mostram em detalhe a clivagem de crenulação S_{n+1} , na lâmina petrográfica AT194-3. Ambas fotos com polarizadores descruzados.	54
Figura 38. Fotomicrografias da lâmina petrográfica AT194-2, mostrando a foliação S_n crenulada, gerando a foliação S_{n+1} , clivagem de crenulação. Fotos a polarizadores paralelos.	55
Figura 39. Estereograma com os pólos dos planos da foliação S_{n+1} . As atitudes obtidas na cava da mina de C1-Santaluz mostram caimento preferencial para noroeste. Número de medidas: 8.	56
Figura 40. Mapa ilustrando a distribuição das principais atitudes das fraturas presentes na frente de lavra. As medidas plotadas foram reduzidas em quantidade devido à melhor visualização.	57
Figura 41. Estereograma de contorno do Domínio de Alta Densidade de Fraturas, mostrando que a principal família de fratura observada nessas porções possui direção ENE-WSW. Número de medidas: 164.	58
Figura 42. Estereograma de contorno do Domínio Intermediário de Fraturas representando as medidas obtidas em atividades de campo, indicando a direção ENE-WSW como preferencial para os planos de fratura em questão. Número de medidas: 264.	59
Figura 43. Estereograma de contorno para as medidas de fraturas do Domínio de Baixa Densidade de Fraturas. O círculo máximo mostra que a direção ENE-WSW é a principal orientação deste domínio. Número de medidas: 72.	60
Figura 44. A) Fotomicrografia da lâmina polida AT202-3, metandesito proveniente de furo de sondagem AT202-3, mostrando microboudinagem de cristal de Feldspato, sendo preenchido por cristais de quartzo recristalizados (Qz: quartzo; Fs: feldspato). B) Fotomicrografia da lâmina petrográfica JA13-189 exibindo saussuritização do cristal de plagioclásio, bem como recristalização deste para micas brancas (Plag: plagioclásio). Ambas as fotos em polarizadores cruzados.	62
Figura 45. A) Fotomicrografia da lâmina petrográfica JA13-248, mostrando cristais de quartzo recristalizados por rotação de subgrão, em brecha carbonosa (Qz: quartzo). B) Fotomicrografia da lâmina petrográfica MP151-1, proveniente de testemunho de furo de	

sondagem rotativa, exemplificando processo de recristalização que ocorre em metassedimento carbonoso (Qz: quartzo). Ambas as fotos em polarizadores cruzados. 63

Figura 46. Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) da lâmina petrográfica MP151-1 obtida em microscópio eletrônico de varredura. É possível observar veio de quartzo concordante com a foliação S_n 65

Figura 47. Gráficos intensidade x energia com os espectros obtidos nas análises pontuais 1 e 2 da lâmina polida MP151-1 por EDS em microscópio eletrônico de varredura..... 66

Figura 48. Gráfico mostrando o espectro obtido através da análise pontual (EDS) número 3 da lâmina polida MP151-1 em microscópio eletrônico de varredura..... 67

Figura 49. Gráficos intensidade x energia com os espectros obtidos nas análises pontuais 4 e 5 da lâmina polida MP151-1 por EDS em microscópio eletrônico de varredura..... 68

Figura 50. A) Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) da lâmina petrográfica MP151-1 mostrando pontos de 23 análises feitas por EDS. B) Foto mostrando o mesmo campo de visão da foto A, com a identificação de cada mineral analisado, os quais representam de forma satisfatória a assembléia mineral que compõe essa porção do litotipo (Chl: clorita; AsPy: arsenopirita; Py: pirita; Sb sulf: stibinita; Fe Alloy: concreção ferruginosa). 69

Figura 51. Gráficos intensidade x energia dos pontos analisados por EDS em microscópio eletrônico de varredura, pontos 7, 14, 15, 18 e 21, da lâmina MP151-1..... 70

Figura 52. Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) mostrando veio de quartzo com carbonato paralelo à orientação dos cristais que compõe a matriz da rocha (Ank: ankerita). Lâmina MP151-1..... 71

Figura 53. A) Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) da lâmina petrográfica MP151-2 mostrando 5 análises micropontuais feitas por EDS. B) Gráfico intensidade x energia para a análise número 1 mostrando os elementos que compõe o sulfeto observado na foto A, neste caso, esfalerita. 72

Figura 54. Gráficos intensidade x energia dos pontos 3, 4 e 5 analisados por EDS em microscópio eletrônico de varredura na lâmina MP151-2..... 73

Figura 55. A) Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) mostrando sulfetos em veio de quartzo preenchendo fratura em metassedimento carbonoso, em foto obtida em microscópio eletrônico de varredura. B) Detalhe das análises pontuais por EDS em sulfetos associados à vênula de quartzo, sendo 1 e 3 pirita e 2 esfalerita..... 74

Figura 56. Gráficos intensidade x energia dos pontos 1, 2 e 3 analisados por EDS em microscópio eletrônico de varredura na lâmina MP151-2..... 75

Figura 57. A) Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) da lâmina petrográfica MP186-1 mostrando 5 análises pontuais feitas por EDS. Os pontos 1 e 5 correspondem a pirita, enquanto que os pontos 2 e 3 identificaram a presença de traços de calcopirita. B) Gráficos

intensidade x energia para os pontos 1 e 2 da foto A, pirita e calcopirita (C) respectivamente.	76
Figura 58. Imagem da lâmina estudada mostrando os campos analisados no MEV. O ponto 1 foi identificado como clorita, 2 e 5 como quartzo, 3, 7 e 8 como carbonato (ankerita), e por fim, 4 e 6 como pirita.	78
Figura 59. Gráficos intensidade x energia para os 8 pontos analisados por EDS em microscópio eletrônico de varredura. Lâmina polida MP186-1.....	79
Figura 60. Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) exibindo a localização de 7 análises micropontuais por EDS em fina vênula de quartzo na matriz da rocha na lâmina petrográfica MP176-1.....	81
Figura 61. Gráficos intensidade x energia com os dados obtidos para cada ponto analisado nesta região da lâmina petrográfica MP176-1. No total foram 7 análises micropontuais por EDS em microscópio eletrônico de varredura.....	82
Figura 62. A) Imagem de elétrons retroespalhados (BEC)mostrando forma sigmóide de veio de quartzo com sulfetos associados. Em amarelo destaque para a área analisada por EDS. B) Área analisada por EDS da lâmina polida MP176-1, detalhe dos sulfetos.	84
Figura 63. Espectros de intensidade por energia dos cristais de sulfeto encontrados em sigmóide de quartzo na lâmina petrográfica MP176-1.....	85
Figura 64. Terceiro campo de visão estudado na lâmina petrográfica MP176-1, mostrando 7 pontos de análise por EDS em microscópio eletrônico de varredura. Destaque para o acamamento S_0/S_{n-1} dobrados e com foliação S_n plano axial. Linhas verdes marcam o veio de quartzo com carbonato, e as linhas vermelhas marcam a clivagem nos cristais de carbonato.	86
Figura 65. Gráficos de intensidade x energia dos pontos estudados neste terceiro campo de visão na lâmina polida MP176-1.....	87
Figura 66. Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) mostrando o campo de visão da lâmina petrográfica MP176-2 estudado no microscópio eletrônico de varredura, exibindo a posição das 12 análises realizadas.	88
Figura 67. Gráficos intensidade x energia dos espectros obtidos na lâmina petrográfica MP176-2, mostrando a composição química para cada ponto analisado por EDS. Aqui foram apresentados apenas os gráficos dos pontos número 1, 4 e 8.....	89
Figura 68. Campo de visão analisado por EDS na lâmina MP176-2 mostrando cristal de arsenopirita (pontos 3 e 4) com ouro associado. Destaque para os números 5 e 6 que identificaram a presença de ouro.	90
Figura 69. Espectros gerados através de análise micropontual por EDS em microscópio eletrônico de varredura na lâmina polida MP176-2. Os gráficos apresentados são dos pontos de análise número 1, 3 e 5.	91

Figura 70. Difratoograma da amostra MP151-2 apresentando composição da matriz da rocha por micas brancas, clorita e quartzo.	92
Figura 71. Difratoograma da amostra MP151-2 apresentando a composição identificada para veio de quartzo em metassedimento carbonoso. Amostra marcada por muscovita, clorita e quartzo.	92
Figura 72. Difratoograma da amostra JA13-248A (Amostra Inteira) mostrando que essa rocha é composta por micas brancas, clorita e quartzo.	93
Figura 73. Difratoograma da amostra JA13-248A (Amostra Pulverizada) exibindo a composição da rocha representada por micas brancas, clorita, microclínio e grafita de baixa temperatura.	94
Figura 74. Difratoograma de amostra de brecha carbonosa, denominada de MP151-1, mostrando que a composição deste litotipo é marcada por clorita, muscovita, albita e quartzo.	95
Figura 75. Difratoograma da amostra MP176-1 com composição da matriz por clorita, micas brancas, albita e quartzo.	96
Figura 76. Quadro com os minerais identificados nas análises de difração de raios-x em cada amostra.	96
Figura 77. Quadro de cristalização dos minerais segundo os processos deformacionais que ocorreram na área de estudo. D_{n+2} é aqui exibida para ilustrar a possível presença dessa fase na área de estudo, no entanto não foi observado nenhum mineral índice correspondente à essa fase.	101

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
2	OBJETIVOS	2
3	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO	3
4	MÉTODOS E TÉCNICAS	4
4.1	COMPILAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	4
4.2	TRABALHOS DE CAMPO	4
4.3	ANÁLISE PETROGRÁFICA E ESTUDOS DE MICROTTECTÔNICA	5
4.4	ANÁLISE EM MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA	5
4.5	ANÁLISES DE DIFRAÇÃO DE RAIOS-X	6
4.6	TRATAMENTO DOS DADOS	7
4.7	ELABORAÇÃO DO EXEMPLAR FINAL DA DISSERTAÇÃO	7
5	CONTEXTO GEOLÓGICO	7
5.1	O CRÁTON SÃO FRANCISCO	7
5.2.1	<i>Estratigrafia</i>	13
5.2.2	<i>Mineralizações Auríferas no GBRI</i>	15
5.2.3	<i>Geologia Estrutural</i>	17
5.2.4	<i>Metamorfismo</i>	21
5.2.5	<i>Evolução Geotectônica</i>	21
6	GEOLOGIA LOCAL DO DEPÓSITO DE C1-SANTALUZ	25
6.1	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	25
6.1.1	<i>Sequência Vulcânica</i>	27
6.1.1.1	Metadacito.....	28
6.1.1.2	Metandesito.....	29
6.1.2	<i>Sequência Metassedimentar (Sequência Piroclástica e Metassedimentar)</i>	30
6.1.2.1	Clorita-sericita-quartzo xisto	31
6.1.2.2	Metassedimento carbonoso	32
6.1.2.3	Brecha carbonosa	34
6.1.2.4	Aglomerado vulcânico	36
6.1.3	<i>Rochas Intrusivas Subvulcânicas Intermediárias</i>	37
6.1.3.1	Metadiorito.....	37
6.1.4	<i>Mineralização Aurífera dos Veios de Quartzo</i>	39
6.2	GEOLOGIA ESTRUTURAL	40
6.2.1	<i>Fase D_{n-1}</i>	41
6.2.2	<i>Fase D_n</i>	46
6.2.3	<i>Fase D_{n+1}</i>	53
6.2.4	<i>Fraturas</i>	56
6.2.4.1	Domínio de Alta Densidade de Fraturas.....	58
6.2.4.2	Domínio Intermediário de Fraturas	59
6.2.4.3	Domínio de Baixa Densidade de Fraturas	59
6.3	METAMORFISMO.....	60
6.3.1	<i>Sequência Vulcânica</i>	61
6.3.2	<i>Sequência Metassedimentar</i>	62
6.4	ANÁLISES EM MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)	63
6.4.1	<i>Metassedimento Carbonoso (Lâmina petrográfica MP151-1)</i>	64
6.4.2	<i>Metassedimento carbonoso (Lâmina petrográfica MP151-2)</i>	71

6.4.3	<i>Metassedimento carbonoso (Lâmina petrográfica MP186-1)</i>	75
6.4.4	<i>Brecha carbonosa (Lâmina petrográfica MP176-1)</i>	79
6.4.5	<i>Veio de quartzo (Lâmina petrográfica MP176-2)</i>	87
6.5	ANÁLISES POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X.....	91
6.5.1	<i>Metassedimento carbonoso (Amostra MP151-2)</i>	91
6.5.2	<i>Metassedimento carbonoso (Amostra JA13-248A)</i>	93
6.5.3	<i>Metassedimento carbonoso (Amostra MP151-1)</i>	94
6.5.4	<i>Brecha carbonosa (Amostra MP176-1)</i>	95
7	DISCUSSÕES	97
7.1	<i>Relação metamorfismo vs. deformação</i>	100
8	CONCLUSÕES	101
9	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	103

APÊNDICE I - Seção Geológica A-A'

APÊNDICE II - Seção Geológica B-B'

APÊNDICE III - Seção Geológica C-C'

APÊNDICE IV - Seção Geológica D-D'

APÊNDICE V - Mapa de Pontos da Área de Estudo

APÊNDICE VI - Mapa Geológico do Depósito de C1-Santaluz

1 INTRODUÇÃO

O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (GBRI) vem sendo alvo de estudos por ser uma entidade geológica de grande importância no nordeste do Brasil, mais precisamente no estado da Bahia. O GBRI possui dois depósitos auríferos principais, Fazenda Brasileiro e C1-Santaluz, sendo o primeiro o de maior importância. Fazenda Brasileiro entrou em atividade de extração pela Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) no ano de 1984, enquanto que C1-Santaluz esteve em atividade nas décadas de 1980 e 1990 pelas empresas CVRD e Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM). Atualmente ambas as minas pertencem à empresa *Brio Gold Inc.*, subsidiária da empresa *Yamana Gold Inc.*

A mineração Fazenda Brasileiro está localizada na parte meridional do GBRI, enquanto que o depósito de C1-Santaluz encontra-se na parte central. Essa dissertação de mestrado teve sua área de estudo inserida no contexto da parte central do GBRI, mais precisamente na mina de C1-Santaluz e arredores.

O presente trabalho expõe a caracterização estrutural da área pesquisada, por meio do estudo das feições de deformação encontradas nas rochas, principalmente em escala microscópica. Também trata da identificação do tipo de ocorrência em que o ouro se apresenta, além de discussões estratigráficas e petrográficas da área. A pesquisa foi realizada com parceria entre a *Yamana Gold Inc.* e a Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP).

A associação de rochas da área de estudo está inserida em um dos blocos estáveis do Cráton do São Francisco, o Bloco Serrinha, situando-se entre o Bloco Gavião e a Bacia Sedimentar de Tucano. No Bloco Serrinha se assenta o GBRI com aproximadamente 100 km de extensão no sentido N-S e 30 km de largura (E-W) (CHAUVET *et al.*, 1997; ALVES DA SILVA, 1998).

A porção central do GBRI é composta basicamente por rochas metamórficas de baixo grau que pertencem a sequências vulcanossedimentares (supracrustais), plútons sin a pós orogênicos, e ao embasamento cristalino. Kishida (1979), Kishida & Riccio (1980) e Silva (1992) afirmam que as rochas supracrustais do GBRI possuem aproximadamente 9,5 km de espessura e compõem-se por rochas vulcânicas máficas na base, passando para rochas vulcânicas intermediárias a félsicas e rochas metassedimentares no topo da sequência.

Ainda segundo Silva (1992) estes litotipos estão associados com granitóides sin-pós orogênicos e gnaisses pertencentes ao embasamento. Além disso, propõe um modelo

evolutivo de bacia do tipo retroarco para o GBRI. Kishida (1979) sugere que as rochas metassedimentares do topo da sequência possuem ainda caráter vulcanoclástico.

De acordo com Kishida (1979), no GBRI as mineralizações de ouro ocorrem devido a fluidos hidrotermais e se concentram em magnetita xistos, veios de quartzo carbonáticos, gabros. As ocorrências na área aparecem também em xistos e brechas carbonosas. Ruggiero (2008) complementa que no GBRI a presença de ouro se dá em zonas de cisalhamento de pequeno a médio porte, podendo ser caracterizadas como depósitos de ouro do tipo *lode* orogenético. Vasconcelos & Becker (1992) e Mello *et al.* 2006, definiram a idade da mineralização aurífera do depósito de Fazenda Brasileiro, no GBRI, como sendo 2.083-2.031 Ga.

As mineralizações auríferas no contexto da mina de C1-Santaluz ocorrem em brechas carbonosas com *stockwork's* de veios de quartzo, geralmente nos contatos com rochas subvulcânicas. Nos arredores as ocorrências aparecem em veios de quartzo, e/ou *stockwork's* de veios de quartzo, tanto em brechas carbonosas quanto em metassedimentos, rochas vulcânicas e ainda em corpos subvulcânicos.

Dessa forma, devido às ocorrências de ouro normalmente estar relacionadas a zonas de cisalhamento, ou regiões de zonas de dobras, se entende a importância de um estudo com foco nas estruturas geológicas que a mina C1-Santaluz apresenta. Isso permite um melhor entendimento do arcabouço estrutural, podendo guiar melhor os trabalhos prospectivos na área de estudo.

2 OBJETIVOS

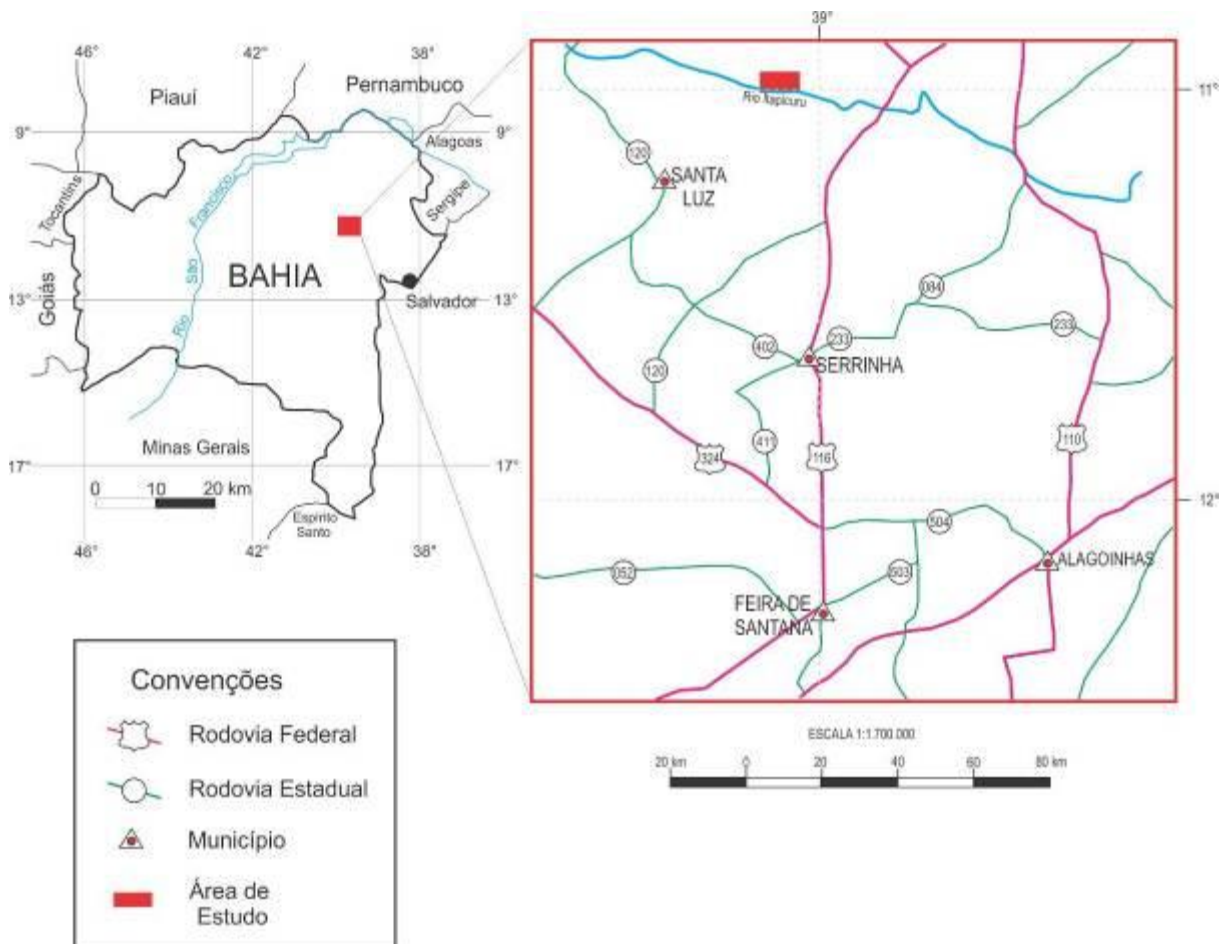
O presente trabalho tem por objetivo definir o empilhamento tectonoestratigráfico e a estruturação das rochas do depósito de ouro C1-Santaluz. Visa também caracterizar o controle estrutural das mineralizações auríferas que ocorrem na porção central do GBRI. Para tanto, foram utilizadas informações de atividades de campo, além de dados laboratoriais obtidos no estudo de lâminas microscópicas, bem como análises em microscópio eletrônico de varredura e difração de Raios-X.

3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada a norte do Rio Itapicuru, na parte central do GBRI, mais precisamente próximo ao município de Santaluz-BA (Figura 1). O principal acesso à área é feito a partir de Salvador-BA, onde se percorre 117 km pela rodovia BR-324 sentido Feira de Santana-BA.

Neste ponto toma-se a BR-116 com destino a Serrinha (80 km) e BA-048 deste município a Santaluz em um percurso de 65 km. Por fim, ao longo de 30 km através de uma estrada não pavimentada chega-se à mina C1-Santaluz, área de estudo do presente trabalho.

Figura 1. Mapa de localização e vias de acesso à área de estudo, próxima ao município de Santaluz, nordeste do Estado da Bahia.



Fonte: Autor.

4 MÉTODOS E TÉCNICAS

O presente trabalho foi desenvolvido com base em etapas de campo, descrição e coleta de amostras, descrição de furos de sondagem e análises laboratoriais, tais como, petrografia, análise microestrutural, análise em microscópio eletrônico de varredura e análise de difração de raios-x. Apresenta-se a seguir a descrição dos procedimentos que foram adotados no presente trabalho:

4.1 Compilação Bibliográfica

Realizou-se nesta etapa o levantamento bibliográfico focado na evolução do conhecimento geológico da área de estudo e de temas de interesse tratados neste projeto. Foram feitas análises e interpretações de mapas geológicos e seções geológicas da região, utilizando-se de dado da empresa Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), além de dados da empresa *Yamana Gold Inc.*, esta detentora dos dados da CVRD. Também foram utilizadas bases topográficas fornecidas pela empresa *Yamana Gold Inc.* O datum utilizado foi SAD_1969_UTM_Zone_24S.

O dado da CVRD que foi utilizado se trata de mapa geológico da cava, o qual auxiliou no balizamento dos contatos mapeados neste trabalho. Esse dado foi integrado com o mapa geológico de detalhe da área de estudo, na escala 1:750.

4.2 Trabalhos de Campo

Para o levantamento dos dados litológicos e de estruturas presentes na área pesquisada, foi realizado mapeamento geológico na escala 1:750, sendo que esse mapa de detalhe gerado na cava da mina C1-Santaluz é o principal produto deste trabalho. No mapeamento foram descritos 186 pontos, dentre os quais se coletou amostras de rocha, para estudo macroscópico e também microscópico (lâminas delgadas e polidas) e também medidas estruturais na notação *Clar*, de modo que apresentam o rumo do mergulho do plano, quando relativa a planos, e sentido do mergulho, quando relativa à lineações e eixos. Para a confecção das lâminas também foram selecionados e utilizados testemunhos de sondagem de interesse para o trabalho. As amostras de campo e de testemunhos de sondagem também foram

utilizadas para análises laboratoriais em microscópio eletrônico de varredura e difração de raios-x.

Além disso, o mapeamento geológico teve por objetivo o levantamento de dados estruturais relevantes da sequência de rochas presente na área. As descrições de furos de sondagem também foram usadas neste trabalho, auxiliando na compreensão dos litotipos que compõem o GBRI.

4.3 Análise Petrográfica e estudos de Microtectônica

Através das rochas amostradas foram confeccionadas 34 lâminas petrográficas para análise em microscópio de luz transmitida e refletida, com o intuito de se caracterizar petrograficamente as rochas, e também identificar estruturas geológicas de interesse e correlacioná-las com as estruturas em escala macroscópica, principalmente estruturas que apresentaram relação com as ocorrências de ouro na área.

As lâminas petrográficas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP) – Campus de Rio Claro. Estas lâminas foram analisadas com o uso dos microscópios ópticos da UNESP e da *Yamana Gold Inc.*

4.4 Análise em Microscópio Eletrônico de Varredura

Outra técnica usada neste trabalho foi análise de lâminas petrográficas em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) utilizando imagens de elétrons retroespalhados (BSE) e análises químicas pontuais por meio de EDS (espectrometria por dispersão de energia). Estas análises foram realizadas para identificar minerais acessórios e possíveis ocorrências de ouro.

Foram selecionadas quatro amostras para análise no MEV. As amostras correspondem à rochas xistosas das zonas mineralizadas do depósito C1-Santaluz. Desta forma, foram confeccionadas lâminas polidas dos furos de sondagem, MP151-1, MP186-1, MP176-1, MP176-2, provenientes de zonas de minério reconhecidas, de acordo com a empresa *Yamana Gold Inc.* As lâminas foram metalizadas com carbono em uma evaporadora para metalização de amostras modelo JEE420. As amostras foram analisadas com o MEV modelo JEOL JSM-6010LA. O instrumento é equipado com detectores de elétrons secundários (SE), elétrons

retroespalhados (BSE) e EDS. A voltagem de aceleração utilizada variou de acordo com a amostra escolhida, mas predominantemente se utilizou 15 kV. A distância de trabalho manteve-se constante em 10mm para otimizar-se o uso do EDS. Todo o procedimento foi realizado junto ao DPM.

4.5 Análises de Difração de Raios-x

As análises feitas nesta etapa do trabalho foram realizadas no laboratório de Difração de Raios-X do DPM, utilizando-se do difratômetro da marca PANalytical EMPYREAN, com medidas realizadas utilizando radiação $\text{CuK}\alpha 1$ ($\text{WL}=1,54056 \text{ \AA}$), e filtro de Ni. Além disso, o módulo flat foi usado com leitura contínua do goniômetro. Para tanto foram selecionadas quatro amostras de rocha, sendo três provenientes de furo de sondagem rotativa diamantada realizados pela empresa *Yamana Gold Inc.*, e uma amostra proveniente da porção sul da área de estudo (MP151-2, MP151-1, MP176-1 e JA13-248A, respectivamente). As amostras foram selecionadas por representarem rochas com material carbonoso em sua composição, classificadas como metassedimento carbonoso e brecha carbonosa. No presente trabalho, o intuito dessas análises foi identificar a natureza desse material carbonoso encontrado na área de estudo, verificando se existe mudança na estrutura cristalina deste em relação à proximidade da zona mineralizada da área (contato metadiorito/metadacito com a brecha carbonosa).

A amostra MP151-2 foi estudada através de duas análises, uma feita na matriz do litotipo e outra feita em veio de quartzo que ocorre na rocha. A amostra MP151-1 teve uma única análise em sua matriz, assim como a amostra MP176-1, ambas analisadas de forma pulverizada. Entretanto, a amostra JA13-248A foi analisada duas vezes, de modo que em um primeiro momento foi feita o estudo na amostra inteira, ou seja, um fragmento do testemunho foi colocado no aparelho. Na segunda investigação, foi feito uma raspagem da matriz da rocha, gerando um pó fino, pulverizado, da amostra.

Assim, o difratômetro gerou gráficos, denominados de difratogramas, para cada análise. Os difratogramas obtidos foram interpretados através do software X'Pert Highscore Plus, com base de dados ICDD PDF2. Através do estudo desses gráficos pode-se conferir a composição dos litotipos selecionados, discussão apresentada adiante nesta dissertação.

4.6 Tratamento dos Dados

Os dados levantados durante o trabalho de campo serviram de base para a confecção de mapa geológico e estrutural de detalhe da cava de C1-Santaluz, bem como seções geológicas e as descrições apresentadas nesta dissertação. Para a confecção de estereogramas utilizou-se o programa Open Stereo, apenas em hemisfério inferior. As seções geológicas apresentadas foram desenhadas no programa CorelDraw. Os contatos litológicos foram traçados de acordo com as medidas estruturais planares obtidas na área de estudo.

O mapa geológico de detalhe da mina C1-Santaluz, na escala 1:750, foi confeccionado a partir de dados coletados no trabalho de campo, utilizando-se o *software* ArcGis. Também foi gerado mapa de pontos descritos, na escala 1:750. Além do mapeamento, os dados de furos de testemunho de sondagem auxiliaram na criação do mapa geológico, de forma que os litotipos encontrados nos furos de sondagem foram rebatidos para a superfície, utilizando como base os ângulos que os contatos litológicos perfazem com o eixo do testemunho.

4.7 Elaboração do Exemplar Final da Dissertação

Ao fim, este trabalho apresenta ordenadamente os tópicos introdução, objetivos, localização e vias de acesso, métodos e técnicas, contexto geológico, geologia local subdividida em estratigrafia, geologia estrutural, metamorfismo, análises em microscópio eletrônico de varredura, análises de difração de raios-x, conclusões e referências bibliográficas. Além disso, consta mapa geológico da área de estudo, seções geológicas e descrições petrográficas.

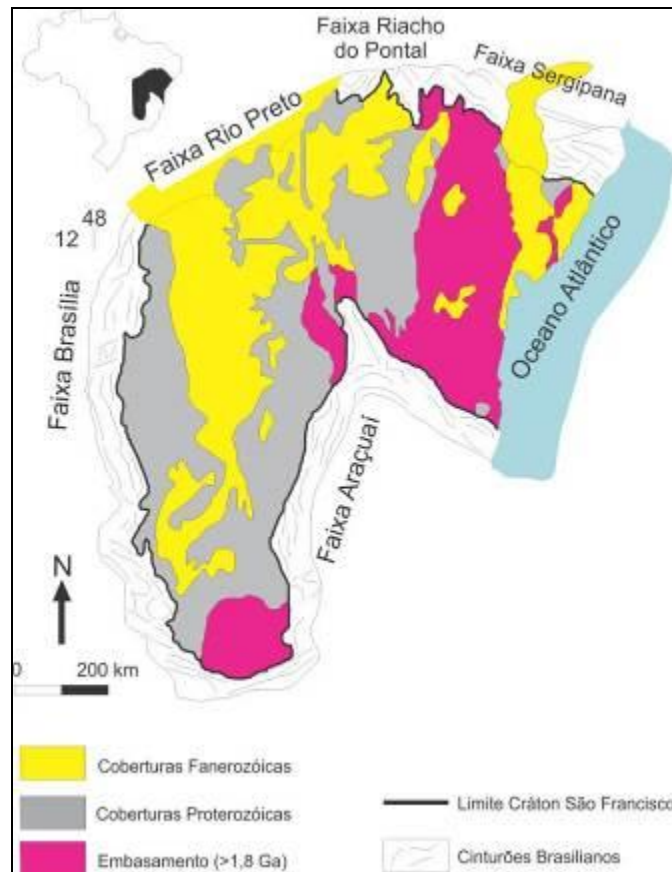
5 CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1 O Cráton São Francisco

Localizado na porção centro-nordeste do país, o Cráton São Francisco abrange majoritariamente os estados da Bahia e Minas Gerais e foi definido como uma unidade tectônica do embasamento da plataforma sul-americana por Almeida (1977); e posteriormente por Alkmim (2004). Antes do surgimento do oceano Atlântico no Cretáceo, este cráton compunha uma única peça em conjunto com uma porção africana, justificada pela junção dos

continentes africano e americano (ALMEIDA *et al.*, 1976; ALKMIM, 2004) sendo denominada como Cráton de São Francisco-Congo, que formou a parte ocidental do continente Gondwana. No final do Neoproterozóico, este supercontinente gerado pelo conjunto de placas tectônicas, que se amalgamaram através de sucessivas colisões diacrônicas (ALKMIM, 2004). De acordo com Almeida (1977, 1981), o Cráton São Francisco é balizado pelas faixas brasileiras Rio Preto a noroeste, Araçuaí a sudeste, Riacho do Pontal e Sergipana a Norte, e Brasília a sul e oeste, e ainda, a leste faz contato com as bacias do Almada, Jequitinhonha, Camamú e Jacuípe, perfazendo a margem continental desse cráton (Figura 2).

Figura 2. Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco.

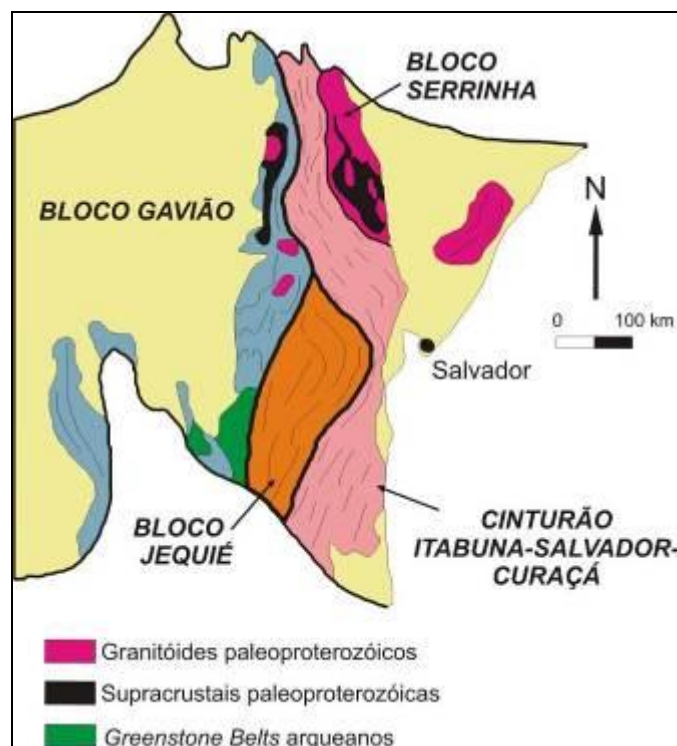


Fonte: Modificado de Alkmin, 2004.

A região do cráton é formada basicamente por unidades pré-cambrianas e fanerozóicas resultando em três unidades morfotectônicas, sendo elas a Bacia do São Francisco, Aulacógeno do Paramirim e uma significativa porção do *rift* Recôncavo-Tucano-Jatobá. Há ainda as bacias de antepaís denominadas de Rio Pardo e Faixa Sergipana compondo as coberturas neoproterozóicas do cráton (ALKMIM, 2004).

A região norte do cráton apresenta de maneira preservada porções inferiores de um orógeno de idade paleoproterozóica subdividido em quatro grandes compartimentos litotectônicos denominados de Bloco Gavião, Bloco Serrinha e Bloco Jequié, e ainda o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (BARBOSA & SABATÉ, 2002; 2004). No entanto, Alkmin (2004) afirma que essas unidades possuem distintas constituições e gêneses e são de idade arqueana (Figura 3).

Figura 3. Mapa geológico simplificado do segmento do orógeno paleoproterozóico localizado na porção norte do Cráton do São Francisco, com destaque para os blocos arqueanos Serrinha, Jequié, Gavião e Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá.



Fonte: Adaptado de Alkmin, 2004.

O Bloco Gavião, situado na parte oeste do Cráton do São Francisco, compõe as rochas mais antigas, sendo TTG's de idades U-Pb SHRIMP entre 3,4 e 3,2 Ga, além de rochas supracrustais (*Greenstone Belts*) com idades de 3,3 Ga, 3,2 Ga e 3,0-2,8 Ga, definidas pelo mesmo método (MARINHO, 1991).

Segundo Mascarenhas (1979); Davison *et al.* (1988) e Barbosa *et al.* (2003), o Bloco Gavião constitui-se por sequências supracrustais de leptinitos (granulitos ácidos) e anfibolitos, designadas de sequência vulcanossedimentar Contendas-Mirante, Umburanas e Mundo Novo, associados à ortognaisses de baixo grau metamórfico (xisto verde). O Bloco Gavião apresenta

ainda associações trondhjemiticas, granodioríticas e tonalíticas de fácies anfíbolito, definidas como antigos núcleos TTG's (ALKMIM, 2004).

Ainda de acordo com Barbosa *et al.* (2003), o Bloco Jequié caracteriza-se por enclaves de rochas supracrustais, migmatitos, intrusões de granitóides de idade arqueana pertencentes a um metamorfismo de alto grau, na fácies granulito, gerado concomitantemente à colagem transamazônica, e se encontra sobreposto por sedimentos clásticos e químicos formando bacias do tipo *rift*.

O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá é composto por rochas metamorfisadas em fácies metamórficas de alto grau. Os litotipos são representados por granodioritos e tonalitos, rochas máficas e ultramáficas, conjunto este cortado por granitos e sienitos de direção N-S, gnaisses de variadas composições, gnaisses básicos e ainda tonalitos a trondhjemitos de natureza cálcio-alcalina, sendo que estes são provenientes de arcos magmáticos (OLIVEIRA, 2004).

O Bloco Serrinha situado na porção nordeste do cráton, forma uma estrutura oval de aproximadamente 21000 km², compreendendo ortognaisses migmatizados superpostos por sequências supracrustais de fácies xisto verde com granitos intrudidos associados (GAÁL *et al.*, 1987, ALVES DA SILVA, 1994). De acordo com Oliveira (1999), o Bloco Serrinha inclui ainda o Complexo Uauá caracterizado por gnaisses bandados, ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, corpos máficos e ultramáficos, que se encontram na região nordeste desse bloco. Além disso, este bloco associa-se ao Complexo Santa Luz, composto por ortognaisses migmatíticos e intercalações de metabasitos, metaultrabasitos, rochas cálcio-silicáticas, metacherts, mármore, quartzitos e gnaisses aluminosos.

As intrusões graníticas que ocorrem no bloco apresentam, geralmente, composição variando de cálcio-alcalina normal a alcalina, com tipos shoshoníticos (RIOS, 2002), e metamorfismo na fácies anfíbolito, com idades de 2,9 e 2,1 Ga (GAÁL *et al.*, 1987). As sequências supracrustais (vulcanossedimentares) encontradas no Bloco Serrinha são denominadas de *Greenstone Belts* do Rio Capim e Itapicuru, sendo que possuem idade paleoproterozóica e foram gerados por sedimentação em bacias de retro-arco (SILVA, 1992).

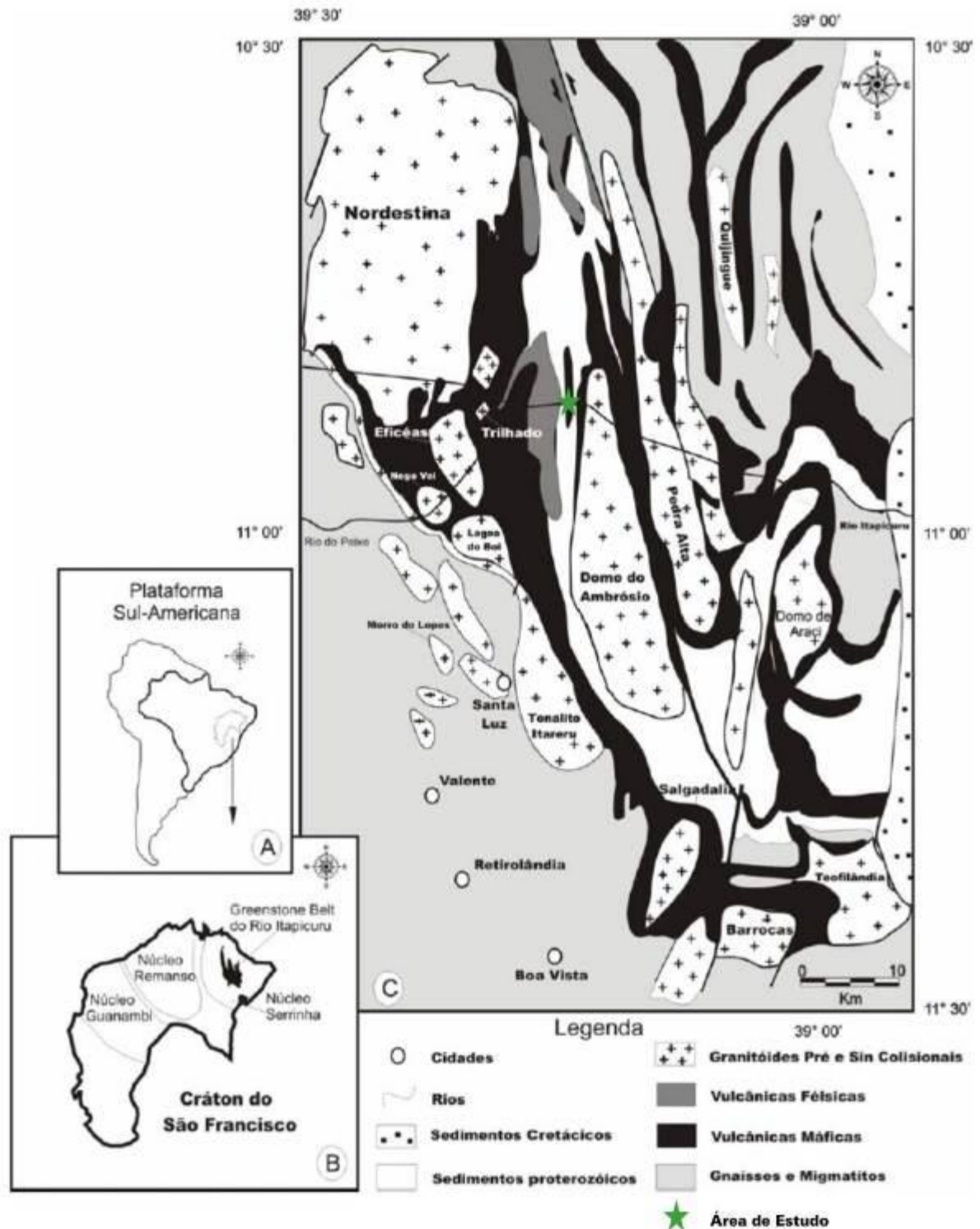
O *Greenstone Belt* do Rio Capim, localizado na porção nordeste do Bloco Serrinha é composto por uma sequência metavulcanossedimentar depositada sobre o Complexo Santa Luz. É caracterizado por rochas vulcânicas intermediárias a ácidas, basaltos de fundo oceânico, cálcio-silicáticas, itabiritos, *metacherts*, que foram metamorfisadas na fácies anfíbolito alto a granulito e possuem idade de 2,22 e 2,09 Ga, datadas por Pb-Pb em rocha total e U-Pb em zircões (OLIVEIRA, 1999).

Já o GBRI é subdividido em três grandes domínios de rochas supracrustais, sobrepostas ao embasamento gnaisse migmatítico do Complexo Santa Luz (KISHIDA, 1979 e SILVA, 1983). Essa sequência de litotipos encontra-se intrudida por batólitos graníticos proterozóicos e corpos básicos plutônicos (OLIVEIRA *et al.*, 2004; SILVA *et al.*, 2001).

5.2 O *Greentone Belt* do Rio Itapicuru

O GBRI compreende uma sequência metavulcanossedimentar intrudida por granitos e abrange uma área de 7500 km² (SILVA, 1992). Esse conjunto de rochas possui uma estruturação em que a orientação preferencial da xistosidade presente nas rochas é N-S em sua parte central e setentrional, e E-W em sua parte meridional (ALVES DA SILVA, 1998). Isso também é ilustrado na figura 4, onde os contatos litológicos mostram essa mudança na estruturação das rochas.

Figura 4. Mapa Geológico do GBRI, Bahia, com destaque para a área de estudo.



Fonte: Donatti Filho (2012).

5.2.1 Estratigrafia

De acordo com Kishida (1979) e Silva (1992) as rochas supracrustais do GBRI são de idade paleoproterozóica e apresentam espessura que podem alcançar até 9,5 km, e ocorrem associadas com rochas intrusivas. Essa sequência supracrustal é dividida em três domínios, sendo da base para o topo os seguintes: Unidade Vulcânica Máfica (UVM), Unidade Vulcânica Intermediária a Félsica (UVF) e Unidade Sedimentar (US).

Conforme apresentado por Barbosa & Sabaté (2004), a Unidade Vulcânica Máfica (UVM) é constituída por basaltos toleíticos e tufos máficos, com associações de formações ferríferas, *cherts* e filitos grafitosos. De acordo com Silva *et al.* (2001), esses basaltos ainda possuem vários tipos de textura, sendo porfirítico, maciço, amigdaloidal e variolítico, podendo apresentar estruturas de brecha de fluxo, bem como lavas almofadadas (*pillow lava*).

A UVM possui ainda 5 km de espessura, o que ocupa cerca de 60% da área aflorante do GBRI. Essa região da base da sequência foi datada pelo método Pb-Pb em rocha total, obtendo uma idade de 2209 ± 60 Ma com Sm-Nd T_{DM} em rocha total de 2.2 Ga (SILVA, 1992; BARBOSA & SABATÉ, 2004). Já Oliveira *et al.* (2010) apresentou idades dos basaltos toleíticos da sequência com idade U-Pb SHRIMP, em zircões, de 2145 ± 8 Ma e 2142 ± 6 Ma.

Já a UVF caracteriza a porção intermediária e é composta por rochas félsicas de composição andesítica a dacítica cálcio-alcalina, com textura afanítica, porfirítica, variolítica e piroclástica e está exemplificada por tufos, *lapillis* e aglomerados (SILVA *et al.*, 2001; BARBOSA & SABATÉ, 2002). Esse domínio encontra-se na região central do GBRI, e ocupa aproximadamente 25% da área aflorante da sequência (SILVA, 1992).

Silva (1983) ainda descreve que as rochas da UVF podem apresentar intercalações com siltitos, arenitos e folhelhos vulcânicos epiclásticos. As idades definidas para a UVF são de 2080 ± 90 Ma, 2109 ± 80 Ma e 2.1 Ga, obtidas pelos métodos Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total, e Sm-Nd, respectivamente (SILVA, 1992).

Já no topo da sequência supracrustal predomina o domínio sedimentar composto por sedimentos grossos e finos de origem predominantemente vulcânica epiclástica. De acordo com Kishida (1979), os litotipos que compõem esse domínio são basicamente conglomerados, filitos, arenitos e siltitos, podendo ainda estar associados a formações ferríferas bandadas, mármore, gonditos e *cherts*.

Grisólia & Oliveira (2011) identificaram que as rochas metassedimentares do GBRI são de idade Paleoproterozóica, com idade de deposição no intervalo de 2110-2120 Ma por isótopos de Sm-Nd. Além disso, esses mesmos autores afirmam que esses metassedimentos

são provavelmente provenientes da erosão do próprio GBRI ou de outra fonte que tenha idades similares.

Ocorrem diversos corpos intrusivos de diferentes composições no GBRI, sendo possível dividi-los em diques e soleiras, corpos graníticos e ainda corpos ultramáficos. Kishida (1979) e Silva (1992) indicam que os diques e soleiras são representados por dioritos e gabros, que se apresentam em formatos estreitos e alongados na orientação N-S na porção central e setentrional e E-W na porção meridional do GBRI, possuindo composição toleítica.

Já os corpos graníticos apresentam formas ovaladas ou elipsoidais e podem ser separados em dois tipos, sendo o primeiro domos granito-gnáissicos e o segundo os corpos isotrópicos que intrudem ou margeiam a sequência supracrustal (KISHIDA, 1979; ROCHA NETO, 1994). De acordo com Silva (1992), esses corpos podem ser de origem sin ou pós-tectônica.

As intrusões graníticas sin-colisionais são associadas com a fase *drift* da bacia, sendo representadas pelos granitóides Quijingue, Lagoa dos Bois, Cipó, Barrocas, Teofilândia, Eficéas (RIOS, 2002), Nordeste (CRUZ FILHO *et al.*, 2003) e Trilhado (MELLO *et al.*, 2000), que possuem natureza cálcioalcalina e idade paleoproterozóica de 2,16 e 2,13 Ga. Os granitóides pós-colisionais são de natureza alcalina, com idades de 2,10 e 2,07 Ga, e compreendido pelos maciços Morro das Agulhas-Bananas, Serra do Pintado, Araras, Euclides, Morro dos Lopes (RIOS *et al.*, 2000), Itareru (Carvalho & Oliveira, 2003) e Cansanção (SILVA, 1992; RIOS *et al.*, 2003). Ressaltam-se também outros dois importantes domos granito-gnáissicos pós-colisionais intrudidos na sequência de rochas do GBRI, Ambrósio e Pedra Vermelha, que apresentam idades de U-Pb SHRIMP de 2080 ± 2 Ma (MELLO *et al.*, 2006) e diluição de isótopos em U-Pb de 2080 ± 8 Ma (RIOS *et al.*, 2005), respectivamente.

Kishida (1979) e Silva (1992) afirmam que os corpos ultramáficos são compostos por peridotitos serpentinizados e carbonatizados, e que apresentam forma alongada respondendo à foliação regional. Ainda no GBRI foram reconhecidas intrusões kimberlíticas associadas ao batólito Nordeste, alongadas na direção N30W, que apresentaram idade de 642 ± 6 Ma, em U-Pb (DONATTI FILHO *et al.*, 2012).

A sequência de eventos que formaram o terreno *granito-greenstone belt* é apresentada na Figura 5.

Figura 5. Síntese das idades geocronológicas do GBRI e arredores.

Idades Geocronológicas

Unidade	Rocha	Idades	Metodologia	Referência
Bloco Gavião	Granitos TTG's	3.4-3.2 Ga	U-Pb SHRIMP	Marinho, 1991
Bloco Gavião	Greenstone Belts	3.3, 3.2, 3.0-2.8 Ga	U-Pb SHRIMP	Marinho, 1991
GBRI	Intrusões Graníticas	3.0-2.9 Ga	U-Pb em zircão	Gaál <i>et al.</i> , 1987
Greenstone B. Rio Capim		2.22-2.09 Ga	Pb-Pb Rocha Total; U-Pb em zircões	Oliveira, 1998
GBRI	Unidade Vulcânica Máfica	2.2 Ga	Pb-Pb Rocha Total; Sm-Nd Rocha Total	Silva, 1992
GBRI	Granodiorito Trilhado	2.1 Ga	U-Pb SHRIMP em monazita	Mello <i>et al.</i> , 2006
GBRI	Granodiorito Nordeste	2.1 Ga	U-Pb SHRIMP em zircão	Cruz Filho <i>et al.</i> , 2005; Donatti Filho <i>et al.</i> , 2013
GBRI	Granodiorito Barrocas	2.1 Ga	Pb evaporação de zircão	Chauvet <i>et al.</i> , 1997
GBRI	Tonalito Itareru	2.1 Ga	U-Pb SHRIMP em zircão	Carvalho & Oliveira, 2003
GBRI	Basaltos Toleíticos	2.1 Ga	U-Pb SHRIMP em zircão	Oliveira <i>et al.</i> , 2010
GBRI	Unidade Vulcânica Félsica	2.1-2.08 Ga	Pb-Pb Rocha Total	Silva <i>et al.</i> , 2001
GBRI	Granito Pedra Vermelha	2.08 Ga	U-Pb diluição isotópica em zircões	Rios <i>et al.</i> , 2005
GBRI	Granodiorito Ambrósio	2.08 Ga	U-Pb SHRIMP em xenotima	Mello <i>et al.</i> , 2006
GBRI	Mineralização Aurífera	2.08-2.03 Ga	Ar-Ar em muscovita	Vasconcelos & Becker, 1992; Mello <i>et al.</i> , 2006
GBRI	Granito Morro dos Lopes	2.07 Ga	U-Pb diluição isotópica em zircão	Rios <i>et al.</i> , 2000
GBRI	Intrusões Kimberlíticas	0.64 Ga	U-Pb em peroviskita	Donatti Filho <i>et al.</i> , 2012

Fonte: Autor.

5.2.2 Mineralizações Auríferas no GBRI

Os depósitos de ouro do GBRI são encontrados majoritariamente em duas porções, sendo uma a norte e uma a sul, sendo classificadas então como Zona Mineralizada Norte (ZMN) e Zona Mineralizada Sul (ZMS).

A ZMN está associada a uma zona de cisalhamento paralela ao acamamento com orientação N-S e extensão média de 50 km. Já a ZMS possui 10 km de extensão com orientação E-W e compreende uma zona de cisalhamento que desenvolve uma estrutura do tipo duplex, sendo conhecida como Faixa Weber (ALVES DA SILVA *et al.*, 1998).

As principais mineralizações reconhecidas na porção central do GBRI, ZMN, são M1, C1 e Antas. As mineralizações que ocorrem no corpo de C1 se hospedam no contato entre um corpo intrusivo de composição intermediária e metassedimentos brechados, com veios e vênulas de quartzo, normalmente sulfetados.

Na ZMS, o depósito mais conhecido é o de Fazenda Brasileiro. As mineralizações de ouro desse depósito se hospedam, sobretudo, em um sill gabróico intrusivo na sequência vulcanossedimentar, estando associada a uma intensa alteração hidrotermal e a um forte cisalhamento (PIMENTEL & SILVA, 2003).

De acordo com Alves da Silva (1990), a mina de Fazenda Brasileiro possui as rochas da Sequência Canto, pertencentes à Unidade Vulcânica e Metassedimentar, que são caracterizadas por rochas metavulcanossedimentares, aglomeráticas e *lapillis*/tufos, situando-se em uma calha sinformal, e que são incluídas no domínio de rochas vulcânicas do GBRI. Gomes (s.n.t.) afirma que os corpos mineralizados existentes nessa sequência geralmente se apresentam associados a veios de quartzo, hidrotermalização, e ainda a estruturas miloníticas.

Essas mineralizações auríferas que ocorrem na Sequência Canto provêm de fluido hidrotermal, composto principalmente por $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, formado entre 390°C e 491°C (SILVA, 1998). A deposição do ouro pode ter ocorrido durante ou depois da geração de veios a partir desse fluido. Ainda segundo Silva (1998), a mineralização aurífera se concentra principalmente nas rochas que contêm material carbonoso presente, o que pode ser indicado como um horizonte-guia do minério.

No depósito de C1-Santaluz, os veios mineralizados ocorrem com uma orientação preferencial N040 encaixados em uma zona de cisalhamento rúptil-dúctil que acompanha o contato principal entre a rocha encaixante do contato de topo do minério. Já em profundidade, os veios de quartzo surgem em xistos carbonosos brechados, e que normalmente estão associados com lentes de metadacito brechado, estas que podem estar mineralizadas e assim corresponderem a 10% do minério do depósito (ALVES DA SILVA, 1998).

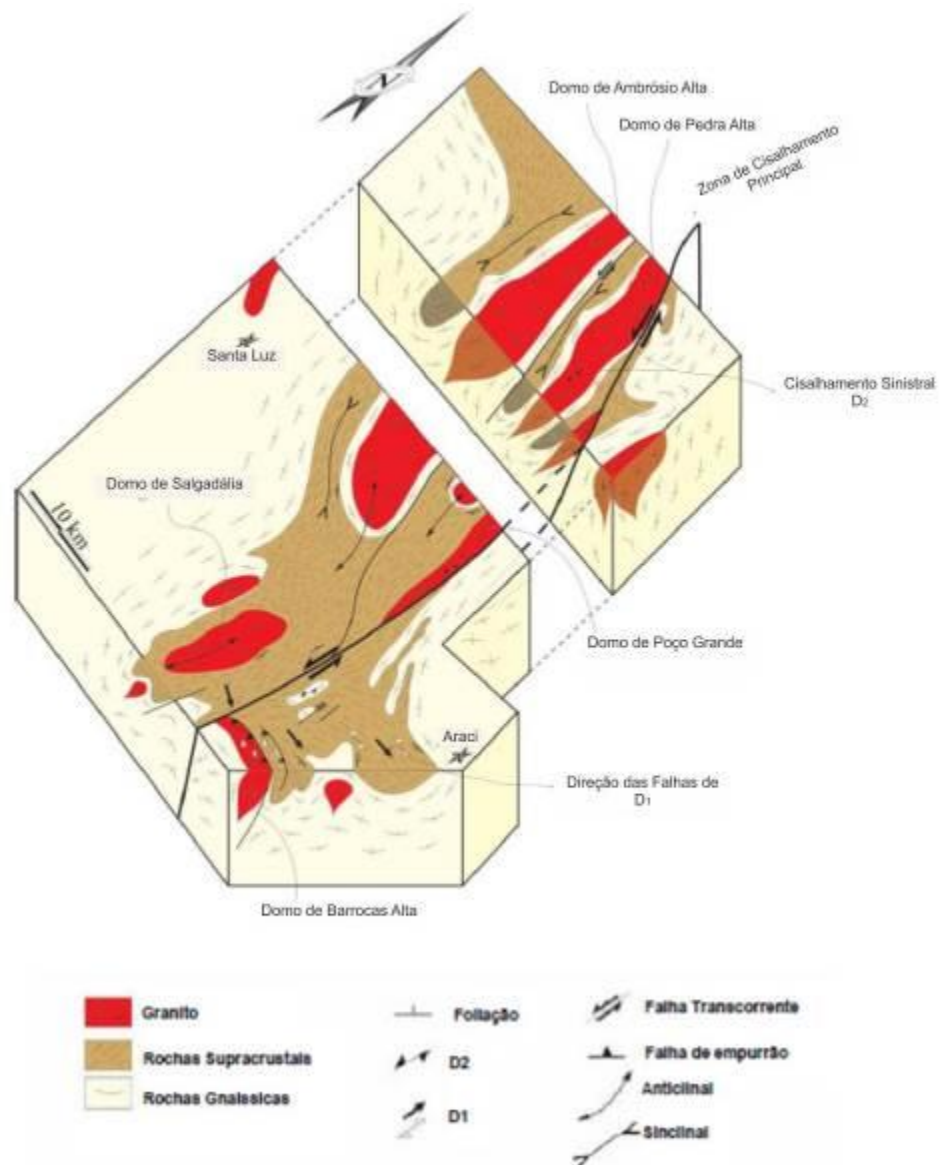
De acordo com Alves da Silva (1998), os andesitos que ocorrem na região da mina de C1-Santaluz fazem parte da Unidade Vulcânica Intermediária a Félsica, e ocorrem no contato de base dos corpos mineralizados, e ainda aparecem como rochas hospedeiras do corpo Antas II. O autor ainda apresenta que os litotipos da Unidade Metassedimentar, como quartzo-clorita-sericita xisto e quartzo xisto carbonoso ocorrem como litotipo principal da unidade, além disso, este último aparece frequentemente como litotipo hospedeiro das ocorrências auríferas na área.

Davison *et al.* (1988) acreditam que as mineralizações auríferas na parte sul do GBRI estão associadas com processos hidrotermais que transpuseram o metamorfismo de fácies xisto verde presente nas rochas e produziram carbonatação, albitização e sulfetação ao longo dos veios e venulações de quartzo. Já na porção central do referido *Greenstone*, Coelho & Silva (1998) conferem uma alteração hidrotermal para o sistema aurífero da Fazenda Maria Preta – C1-Santaluz, em função de estruturas *stockwork's* de quartzo com silicificação, piritização e albitização.

5.2.3 Geologia Estrutural

O GBRI apresenta uma orientação preferencial N-S nas regiões setentrional e central, com uma inflexão para E-W na porção sul, sendo que em ambas as porções existem zonas de cisalhamento paralelas ao acamamento e à foliação regional (ALVES DA SILVA, 1998). A orientação N-S é a que predomina no GBRI, direção esta comprovada pela xistosidade observada nos litotipos que afloram na área de estudo. Essa estruturação do GBRI ainda esboça uma sucessão de antififormes e sinformes com eixos orientados nas mesmas direções para cada porção (Figura 6).

Figura 6. Bloco diagrama ilustrativo das principais componentes estruturais presentes no GBRI.

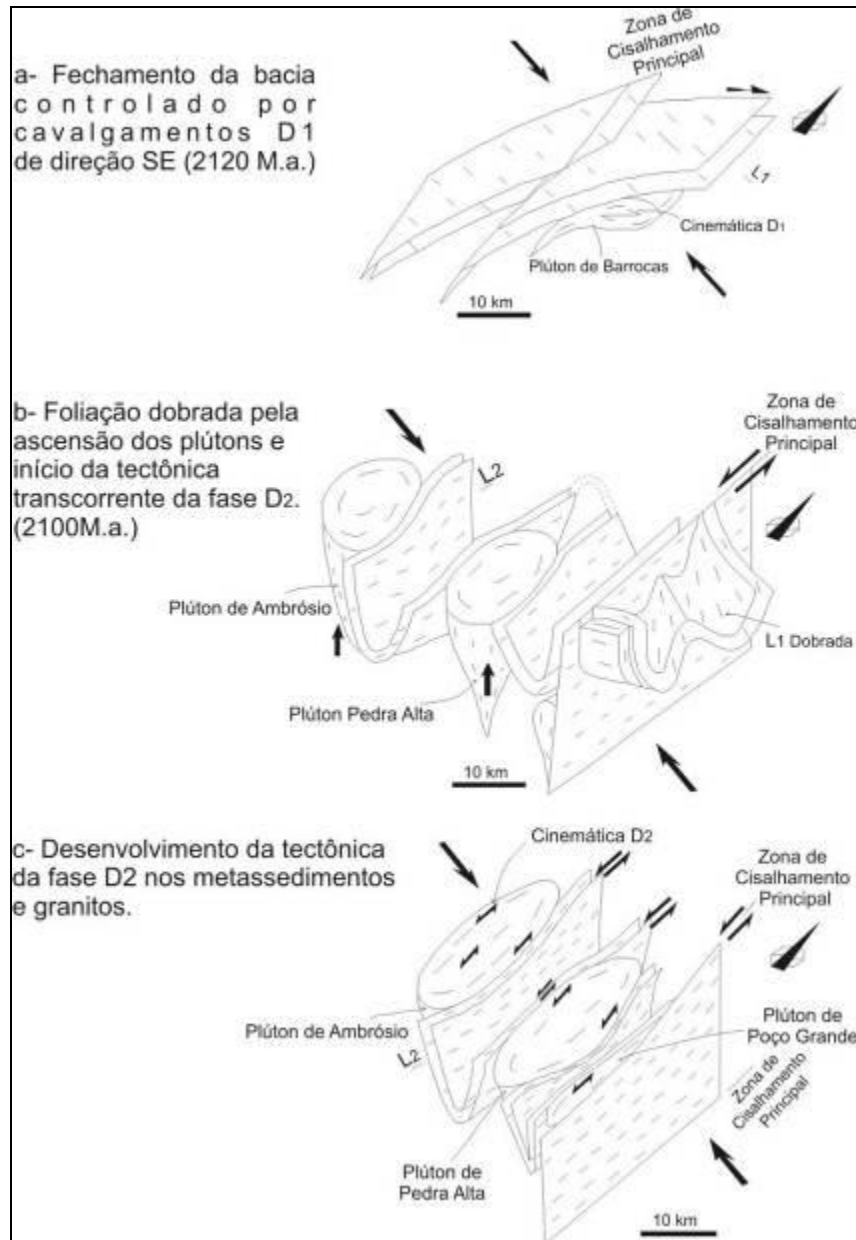


Fonte: Modificado de Chauvet *et. al*,1997.

De acordo com Alves da Silva (1994), a foliação regional na porção central e setentrional do GBRI se relaciona a uma zona de cisalhamento com cinemática transcorrente sinistral, divergindo com a porção meridional desse terreno, que apresenta foliação regional principal associada com cisalhamento de cinemática dextral. Ainda segundo esse autor, dois eventos deformacionais principais resultaram na deformação no GBRI, sendo designados de D₁ e D₂ e considerados como pertencentes a um metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito.

Segundo Chauvet *et al.* (1997) a deformação sofrida pelas rochas supracrustais do GBRI é dividida em duas fases, D₁ e D₂. A primeira é determinada por direções de foliação variando de E-W para NW-SE, sendo que esta segunda orientação é relacionada a uma lineação mineral marcada por agregados micáceos orientados de forma subhorizontal; enquanto que a deformação D₂ desenvolveu lineações de estiramento subhorizontais e planos de foliação subverticais com direção N-S, sendo a principal fase deformacional, e atribui-se que os principais elementos que definem essas lineações se tratam de cristais de biotita ou clorita (Figura 7).

Figura 7. Modelo esquemático da formação das estruturas do GBRI, demonstrando a interação entre o evento D1, de tectônica horizontal com direção NW-SE, com o evento D2, definido por uma transcorrência sinistral de direção N-S, além de ascensão e colocação dos granitos.



Fonte: Modificado de Chauvet *et. al*, 1997.

Silva (1992) identificou também dois principais eventos D1 e D2. Estes dois eventos de deformação atuaram na sequência do GBRI de maneira que D₁ originou os eventos F₁, representado por zonas de cisalhamento N-S, e F₂, que desenvolveu uma sucessão de anticlinais e sinclinais com eixo N-S e vergência para leste; e D₂ que pode ser reconhecido na porção sul do *Greenstone*, sendo evidenciado por um dobramento que também atingiu o

embasamento. Ainda segundo essa autora, o fechamento da bacia e seu diapirismo granítico, bem como uma tectônica tangencial, foram os parâmetros que geraram a deformação D₁.

Por outro lado, Teixeira (1984) determinou cinco fases deformacionais para o GBRI, sendo D₁, D₂, D₃, D₄ e D₅. A fase D₁ é representada por uma foliação S₀ paralela a S₁, além de dobras isoclinais que inverteram a sequência supracrustal do *Greenstone*; a fase D₂ originou foliação plano axial S₂ com mergulho de 60° para Sul, além de dobras de grande amplitude que possuem eixos com orientação E-W; a fase D₃ originou dobras abertas com plano axial vertical, eixos orientados a E-W e ainda uma clivagem de crenulação S₃; na fase D₄ foi criada clivagem de crenulação S₄ e dobras abertas com planos axiais verticais com orientação NE-SW que redobraram suavemente as estruturas geradas anteriormente; e a fase D₅ foi caracterizada por uma tectônica extensional rúptil que permitiu a geração de falhas normais orientadas em N-S, sendo seus pares conjugados orientados para NW-SE e NE-SW.

5.2.4 Metamorfismo

De acordo com Silva (1983), o metamorfismo ocorrido no GBRI pode ser entendido como três episódios distintos. O primeiro evento houve um metamorfismo de origem hidrotermal (M1) na fácies xisto verde, de fundo oceânico que possibilitou a hidratação das paragêneses originais de rochas vulcânicas alterando-as. Esse evento é ainda marcado pelo aparecimento de fraturas de resfriamento em *pillow lavas*, albitização dessa estrutura e da rocha que a apresenta, e ainda pela geração de veios de clorita e carbonato preenchendo fraturas.

Ainda proposto por Silva (1983), o segundo evento metamórfico (M2), de caráter regional, é marcado pela intrusão dos domos granito-gnáissicos, sendo classificado como de natureza dínamo-termal, em condições de fácies xisto verde a anfibólito. Este evento teve seu pico entre 1,8-2,0 Ga, intervalo este definido em função da idade dos domos intrusivos Ambrósio e Pedra Alta, o que coincide com o ciclo Transamazônico.

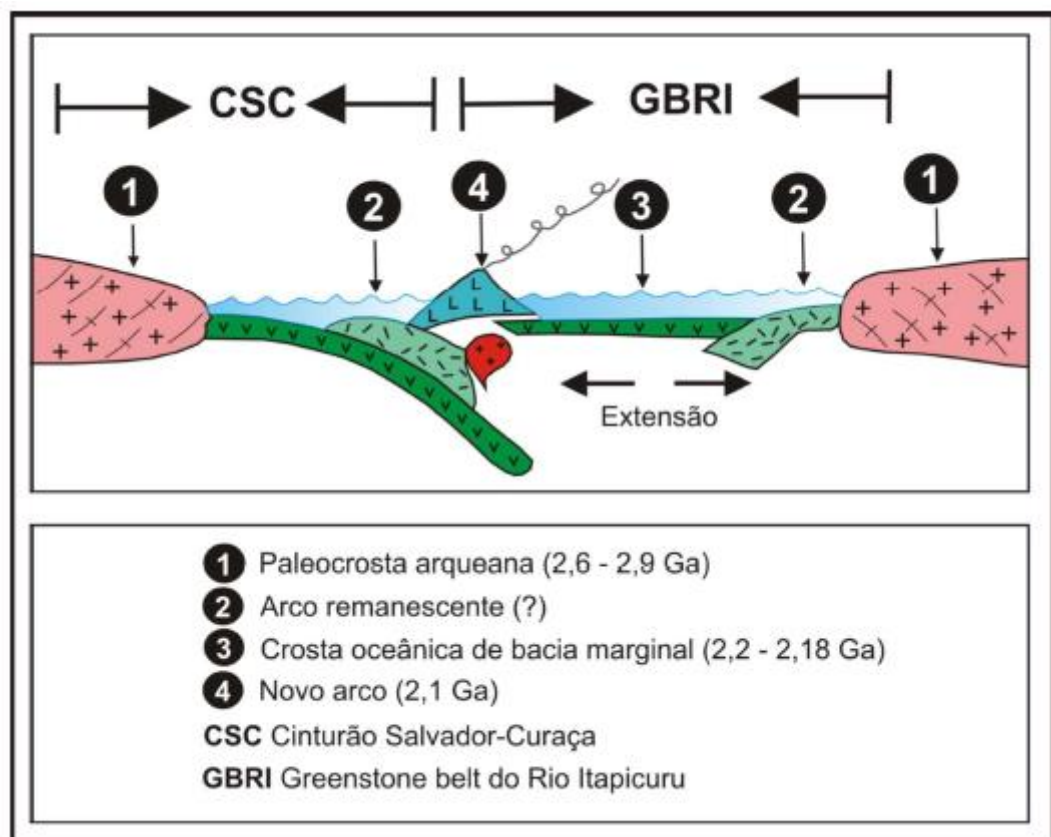
O terceiro evento metamórfico (M3) é de natureza termal e restringe-se por auréola de contato em torno de corpos intrusivos pós-tectônicos (Silva, 1992).

5.2.5 Evolução Geotectônica

O contexto geotectônico do GBRI é estabelecido por Silva (1992) e Silva *et al.* (2001), com a formação de uma bacia tipo *back-arc*, constituído por uma crosta continental arqueana,

em um ambiente de colisão do tipo arco-continente, pertencente ao Proterozóico Inferior e que posteriormente sofreu subducção para leste (Figura 8). Provavelmente, neste ambiente houve a geração de sedimentos para a bacia, assim como um magmatismo intermediário a félsico (Ruggiero & Oliveira, 2010). Corroborando essa tese, Matos & Conceição (1993) confirmam a subducção para leste em função da vergência estrutural principal da região ser voltada para leste, e também pela divisão de fácies mineralógicas que ocorrem.

Figura 8. Modelo de evolução geotectônica do GBRI.

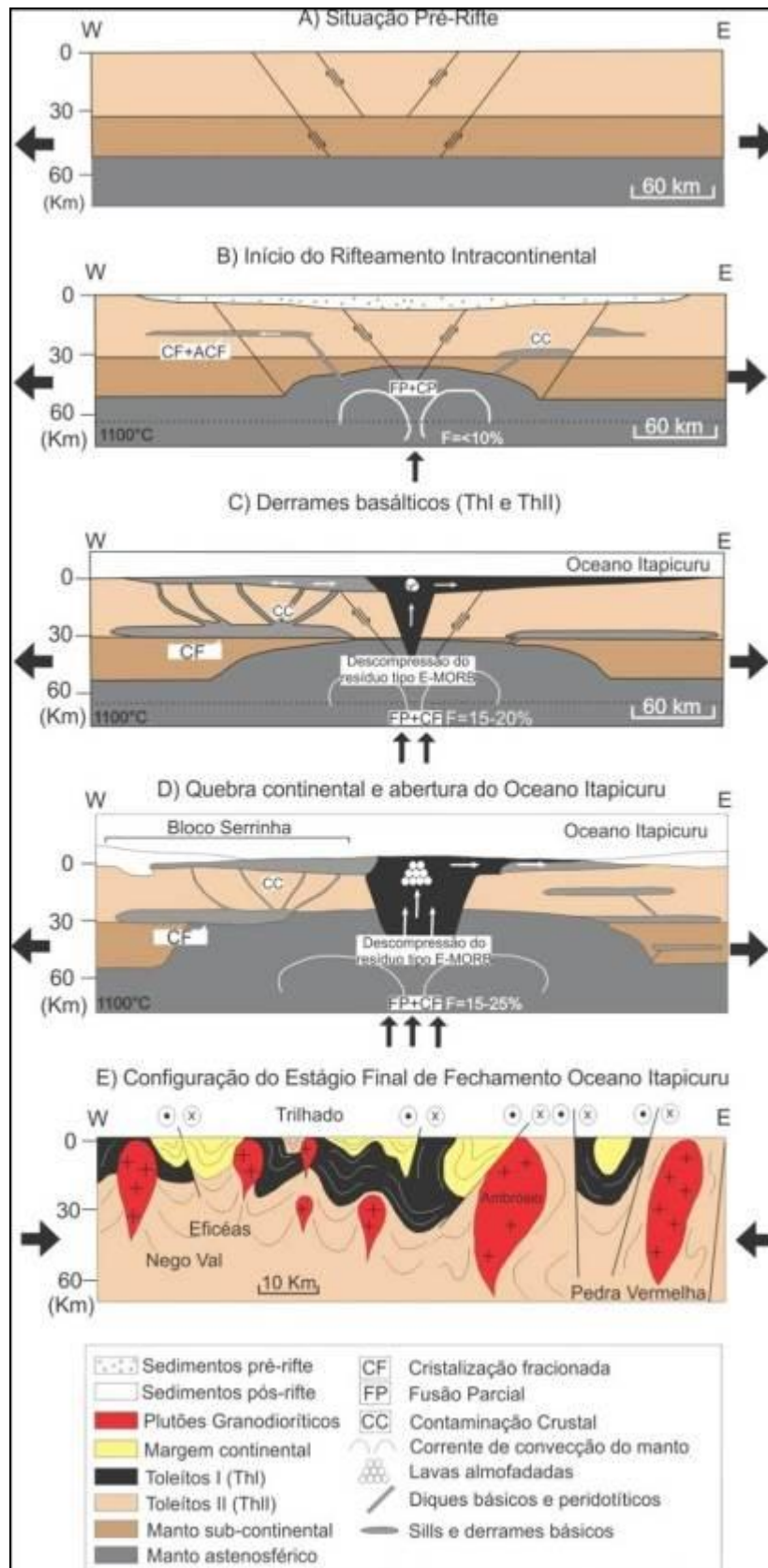


Fonte: Proposto por Silva (1992).

No entanto Carvalho (1991) assume que o GBRI foi gerado por um regime de rifteamento e um subsequente processo de vulcanismo marcado por plumas basálticas e derrames de natureza siálica, que houve ou não a mistura de magmas. Alves da Silva *et al.* (1998); Donatti Filho (2007), definem uma evolução do GBRI através de uma bacia marginal ou de um *rift* intracontinental, que evoluiu para a formação de um oceano (Figura 9), sendo que essa crosta oceânica gerada foi subductada para NW, permitindo um cavalgamento sin-metamórfico de vergência SE, que no final de sua atuação houve a primeira intrusão

granitóide (Domo de Barrocas). Ainda segundo esses autores, ocorreu um aumento dessas intrusões conforme a bacia se fechava o que causou a verticalização da foliação gerada no evento D₁. Por fim, no evento D₂, ocorreu a formação de uma zona de cisalhamento sinistral, que gerou a foliação que melhor é marcada no GBRI.

Figura 9. Modelo geotectônico de evolução do GBRI.



Fonte: Modificado de Donatti Filho, 2007.

6 GEOLOGIA LOCAL DO DEPÓSITO DE C1-SANTALUZ

No GBRI são encontrados os Domínios de Rochas Máficas, Domínio de Rochas Vulcânicas e também Domínio de Rochas Metassedimentares, empilhamento proposto por Kishida (1979), Silva (1992), Silva *et al.* (2001), por exemplo. Na área de estudo constatou-se que ocorrem somente os Domínios Vulcânico e Metassedimentar. Subentende-se que esse empilhamento é simplificado devido a ser subdividido em função das unidades que possuem maior ocorrência em cada domínio. A exata separação dos domínios se torna complexa devido a cada litotipo ocorrer nos três domínios, como exemplo é possível citar metassedimento carbonoso (filito carbonoso) que ocorre na área de estudo na forma de lentes na Sequência Vulcânica, enquanto que no Domínio Metassedimentar se apresenta em camadas mais espessas.

Assim, neste capítulo são descritas, com base nos dados levantados no presente trabalho, as unidades litoestratigráficas que ocorrem no depósito de C1-Santaluz, localizado na porção central do GBRI, de modo a prover informações relevantes quanto à composição, arcabouço estrutural em que se situam além de dados referentes à mineralização aurífera que ocorre. Para a área estudada foi gerado um mapa geológico, na escala 1:750, apresentado no Apêndice VI, bem como seções geológicas da área estudada que auxiliam no entendimento do empilhamento, além de realçarem as estruturas mapeadas (Apêndices de I a IV).

6.1 Unidades Litoestratigráficas

Os trabalhos efetuados na área de estudo foram realizados com base em trabalhos de campo e testemunhos de sondagem, entre os anos de 2012 e 2013. O levantamento foi focado nas rochas que afloram na mina de C1-Santaluz, onde foi realizado um trabalho de detalhe.

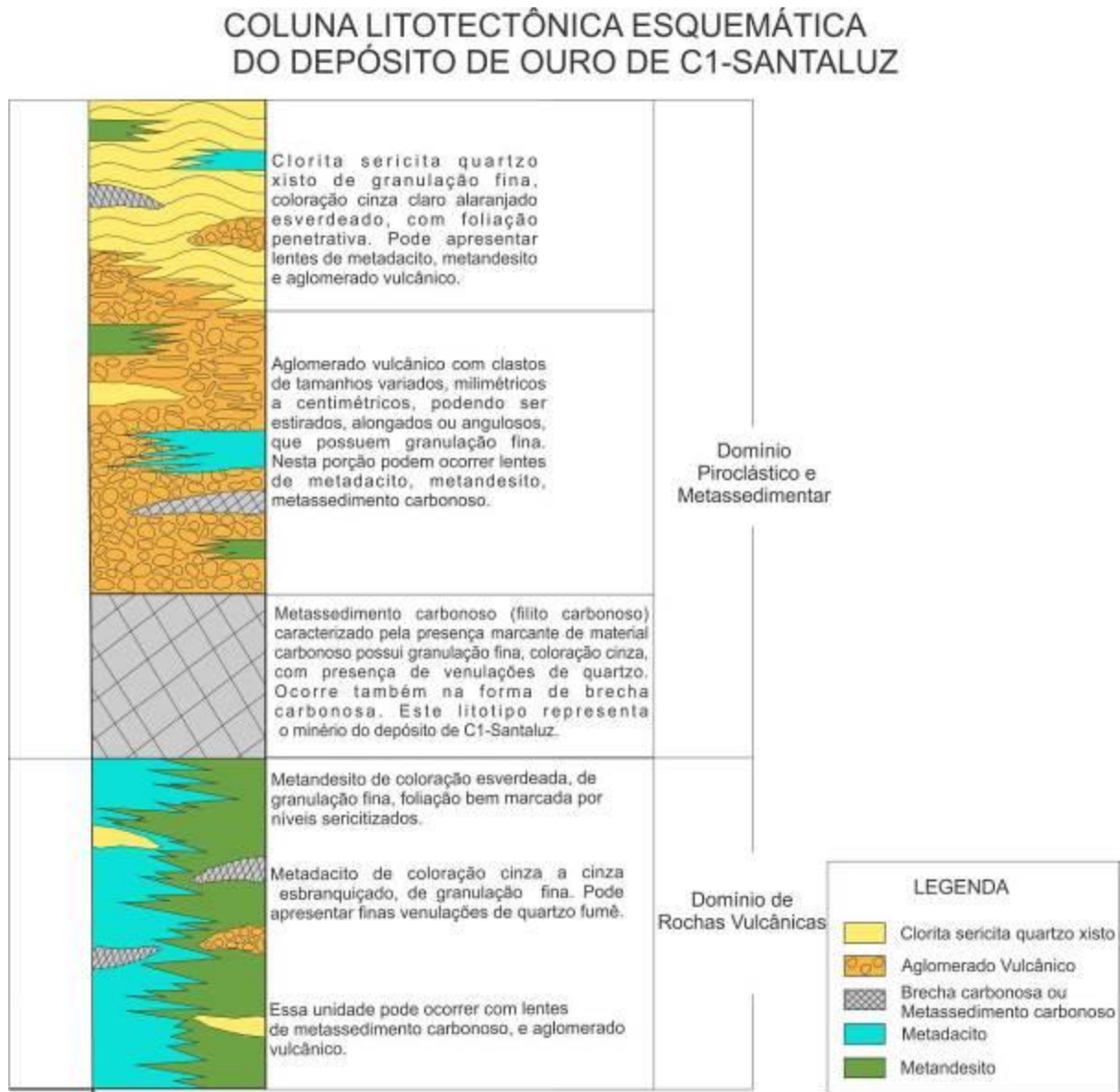
O mapa geológico da área (Apêndice VI) compreende rochas da Sequência Vulcânica e da Sequência Metassedimentar, além de litotipo de caráter intrusivo intermediário. No levantamento de detalhe do depósito C1-Santaluz, essas sequências foram subdivididas, da base para o topo, em clorita-sericita-quartzo xisto, metassedimento carbonoso (filito carbonoso), brecha carbonosa (Domínio de Rochas Metassedimentares), metadacitos (Domínio de Rochas Vulcânicas), metadiorito (Rochas Intrusivas Intermediárias Metamorfisadas), veios e venulações de quartzo (Mineralização Aurífera dos Veios de Quartzo), e foram apresentadas e descritas nesta mesma ordem.

Na porção oeste da área (Apêndice VI) ocorre metadiorito, que faz contato, na parte central do mapa, com um pacote de rochas metassedimentares (clorita-sericita-quartzo xisto e sericita xisto carbonoso) e rochas metavulcânicas (metadacitos e metadacitos brechados), que se estendem para leste. Apófises de metadiorito também foram encontradas inseridas nesses domínios de rochas vulcânicas e metassedimentares.

Além da ocorrência de C1-Santaluz, a empresa *Brio Gold Inc.* possui dois depósitos de ouro inseridos nas áreas da mina, Antas II e Antas III que se situam a sul-sudoeste do depósito de C1-Santaluz. O levantamento deste trabalho não contemplou esses depósitos, de forma que não se encontram no mapa geológico gerado. Entretanto, a empresa dispõe de furos de sondagem rotativa diamantada feitos nessas duas ocorrências, dos quais o autor deste trabalho obteve amostras de rocha, de metandesito e aglomerado vulcânico com o intuito de auxiliar na representação da Sequência Vulcânica e Sequência Sedimentar, respectivamente. Como o aglomerado vulcânico ocorre estritamente relacionado com a Sequência Sedimentar, se permitiu reclassificar esta unidade como Sequência Piroclástica e Sedimentar. Ambos os litotipos, metandesito e aglomerado vulcânico, foram descritos nesse capítulo, juntos aos litotipos mapeados na área de estudo.

Assis (2011) apresentou, para a porção sul do GBRI, um empilhamento estratigráfico simplificado (Figura 10). Este empilhamento reflete-se para a porção central como um todo, sendo que especificamente na área de estudo foram reconhecidos apenas os Domínios Vulcânico e Metassedimentar. As amostras auxiliares dos depósitos de Antas II e Antas III também foram consideradas nesse empilhamento esquemático.

Figura 10. Coluna litotectônica esquemática da área de estudo localizada na porção central do GBRI. Diferentemente das unidades que ocorrem no GBRI, na área de estudo afloram apenas as Sequências Vulcânica e Sedimentar.



Fonte: Modificado de Assis (2011).

6.1.1 Sequência Vulcânica

O Domínio de Rochas Vulcânicas ocorre na porção centro-leste a leste da área de estudo (Apêndice VI). É representado por metadacitos que ocorrem como lentes e pacotes alongados com direção N-S a NE-SW. Nos corpos de Antas III, que ocorre além do limite do mapa geológico deste trabalho, e situado a sul do depósito de C1-Santaluz, o metadacito

ocorre mineralizado por ouro e encaixado entre corpos subvulcânicos e rochas do domínio metassedimentar.

Esta sequência vulcânica também é representada por metandesito, no entanto, este litotipo não foi mapeado na área de estudo, e é descrito a fim de mostrar que nos arredores do depósito de C1-Santaluz, nesse domínio de rochas não ocorre apenas metadacito. A amostra estudada de metandesito é proveniente de furo de sondagem rotativa diamantada fornecida pela empresa *Yamana Gold Inc.*

6.1.1.1 Metadacito

Essa unidade é encontrada na área de estudo na forma de corpos maciços e também como lentes intrusivas na região de brecha carbonosa. É uma rocha compacta, maciça, que comumente não apresenta feições de deformação e com granulação muito fina a afanítica. Possui cor branca esverdeado claro, com finas fitas de quartzo fumê (Figura 11). Como é bem comum sua presença na cava de C1-Santaluz, e por ser uma rocha mais competente, não apresenta alteração intempélica marcante.

Figura 11. Amostra de metadacito cinza esbranquiçado mapeado na cava de C1-Santaluz (Ponto JA13-256).



Fonte: Autor.

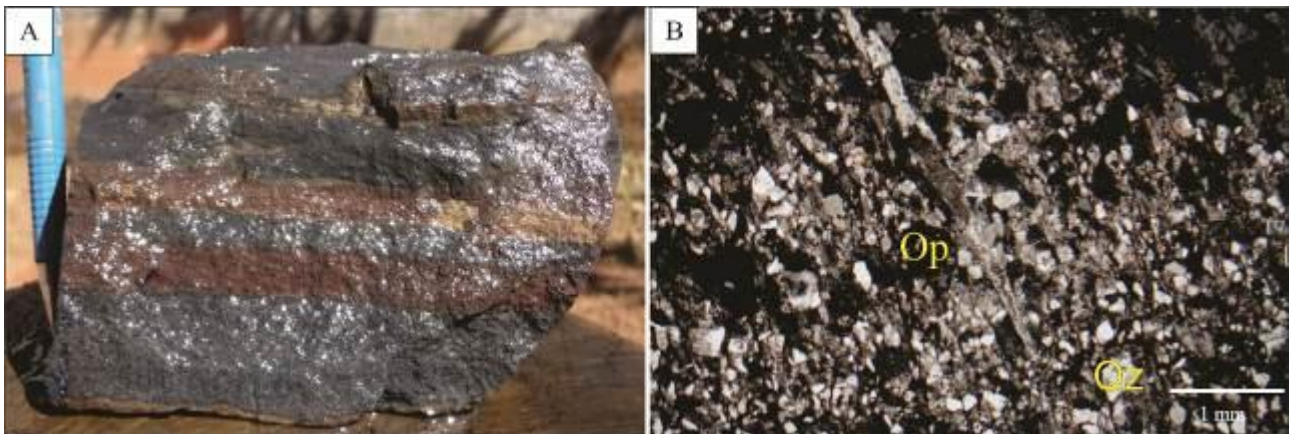
Dentro do pacote de metadacito ainda foi possível observar porções em que esta rocha aflora fortemente fraturada. Em função do reconhecimento de que lentes de metadacito

inseridas na brecha carbonosa, tendem a aumentar os teores de ouro do depósito, decidiu-se classificar essas ocorrências como brecha dacítica, exibindo mesma composição que o pacote de metadacito. Essa informação é proveniente dos dados laboratoriais da empresa *Yamana Gold Inc.*

Assim, na área de estudo o metadacito está concentrado na parte sudoeste, porém, aparecem lentes na porção nordeste (Apêndice VI). Esse litotipo ocorre com espessuras que variam de 50 centímetros (lentes) a 100 metros, e que abrangem em média 15% da área de estudo.

O metadacito foi analisado nas lâminas JA13-187, JA13-255, MP186-4, MP186-7, MP186-8, e apresentou uma composição padrão de 60% de quartzo, 20% de sericita, 10% de clorita e 10% de plagioclásio. Litotipo ocorre com textura ígnea reliquiar, aparentando aspecto fragmentado e facetado dos cristais que compõe a matriz (como pode ser observado na fotomicrografia da Figura 12B), corroborando para uma textura de rocha vulcânica. Além disso, por vezes essa rocha ocorre com bandamento ígneo preservado, marcado por bandas mais quartzosas e bandas mais micáceas normalmente oxidadas. (Figura 12A).

Figura 12. A) Metadacito cinza a cinza escuro, compacto com bandamento ígneo bem marcado. B) Fotomicrografia da lâmina JA13-187 mostrando a textura vulcânica da rocha, com minerais fragmentados e facetados, orientados marcado a foliação S_n (Polarizadores cruzados) (Op: opacos; Qtz: quartzo).



Fonte: Autor.

6.1.1.2 Metandesito

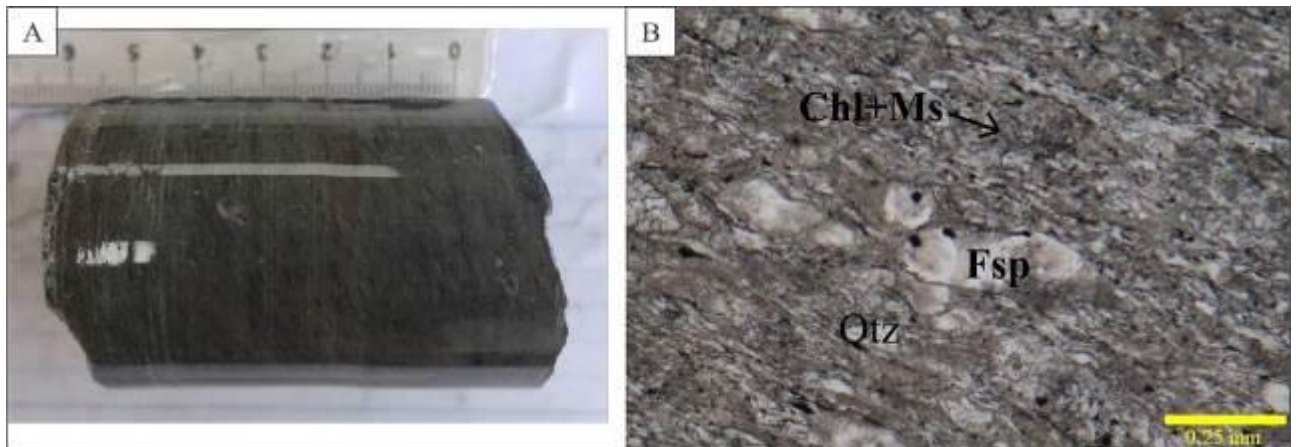
Esse litotipo ocorre no corpo Antas III, inserido no contexto da mina de C1-Santaluz, mas que não faz parte da área de estudo deste trabalho, conseqüentemente não ocorrendo no

mapa geológico confeccionado. O objetivo de estudar esse litotipo é acrescentar informações no que se refere ao Domínio de Rochas Metavulcânicas.

O metandesito ocorre de forma compacta, com fraca sericitização. Apresenta cor cinza esverdeada, granulação fina a muito fina, e comumente deformada, exibindo foliação bem marcada (S_n), em geral do tipo clivagem ardosiana.

A lâmina AT202-3 confeccionada a partir de amostra de testemunho localizado no depósito de Antas III, sul da cava de C1-Santaluz, mostrou que a rocha é composta de 40% de sericita, 20% de quartzo, 15% de feldspato (plagioclásio), 15% de clorita e 10% de carbonato. O litotipo apresenta matriz fina, foliada e com porfiroclastos de feldspato distribuídos pela matriz da rocha (Figura 13).

Figura 13. A) Amostra macroscópica de metandesito proveniente do furo de sondagem rotativa diamantada AT202, localizado no depósito de Antas III. B) Fotomicrografia que destaca a composição mineralógica da lâmina AT202-3 (polarizadores paralelos) (Chl: clorita; Ms: muscovita; Fsp: Feldspato (plagioclásio); Qtz: quartzo).



Fonte: Autor.

6.1.2 Sequência Metassedimentar (Sequência Piroclástica e Metassedimentar)

Esse domínio de litotipos é composto por rochas metassedimentares e piroclásticas que apresentam-se como clorita-sericita-quartzo xisto, metassedimento carbonoso (filito carbonoso) e brecha carbonosa. Encontram-se no topo do empilhamento estratigráfico simplificado.

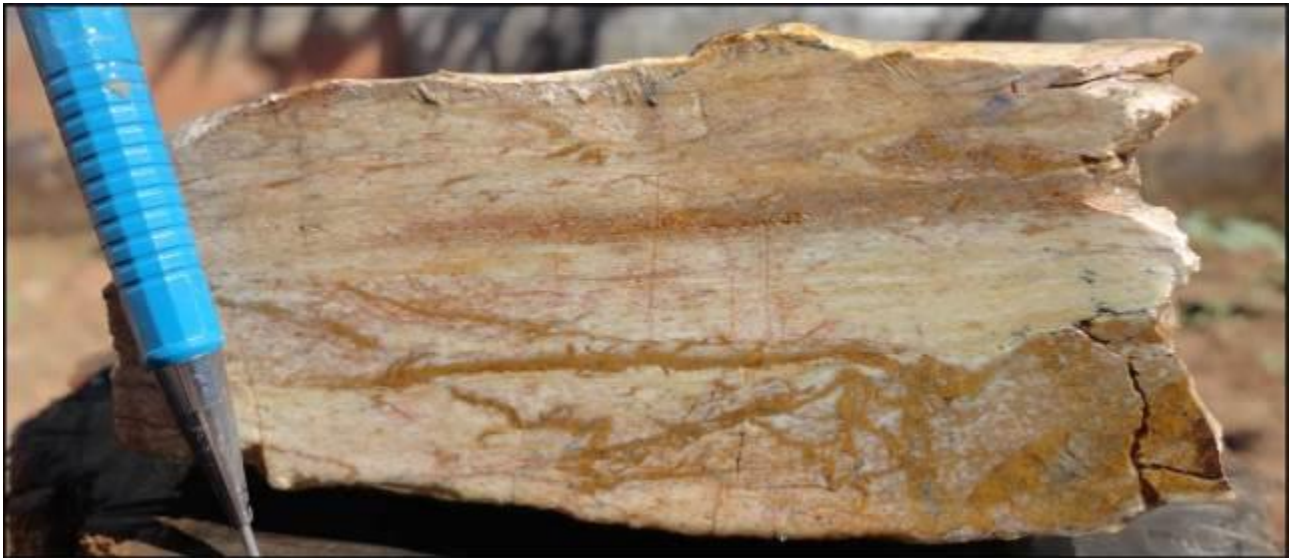
Essas unidades geralmente apresentam xistosidade bem marcada, maior grau de intemperismo e normalmente ocorrem bem deformadas. Na área de estudo, esses pacotes estão localizados na porção centro-oeste.

6.1.2.1 Clorita-sericita-quartzo xisto

Na área de estudo, esse litotipo ocorre na porção oeste, em camadas com espessuras variadas entre 10 metros e 120 metros, observadas tanto em atividade de campo quanto em furos de sondagem. Essa unidade possui orientação geral NW-SE, abrangendo em média 15% do mapa geológico apresentado no Apêndice VI.

Clorita sericita quartzo xisto é composto basicamente por muscovita/sericita e clorita, com xistosidade bem definida e textura lepidoblástica. Apresenta coloração cinza claro a alaranjado, com níveis oxidados, granulação fina e geralmente com fraca silicificação pervasiva, além de aspecto sedoso (Figura 14).

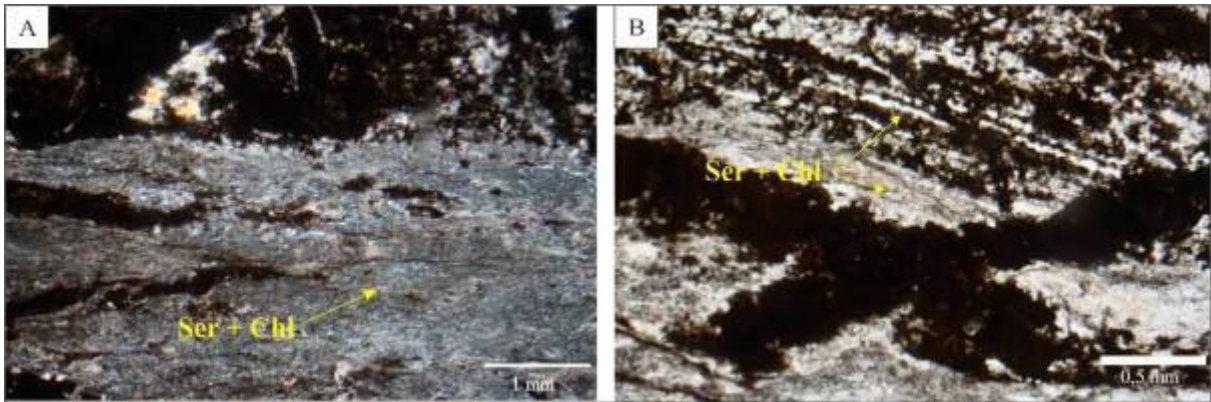
Figura 14. Amostra de mão de clorita sericita quartzo xisto, da sequência piroclástica e metassedimentar, encontrada na área de estudo, mostrando forte xistosidade (Ponto JA13-207).



Fonte: Autor.

Com a análise microscópica pode-se classificar esse litotipo como um sericita clorita quartzo xisto, com a seguinte composição modal: 35% de sericita, 35% de clorita, 15% de quartzo e 15% de minerais opacos. Também se torna claro que a orientação apresentada pelos minerais micáceos caracteriza a xistosidade da rocha e conseqüentemente a foliação S_n (Figura 15).

Figura 15. Ambas as fotos são de campos de visão diferentes da lâmina JA13-207 e mostram a composição do clorita sericita quartzo xisto, da sequência piroclástica e metassedimentar (polarizadores cruzados em A e paralelos em B) (Ser: sericita; Chl: clorita).



Fonte: Autor.

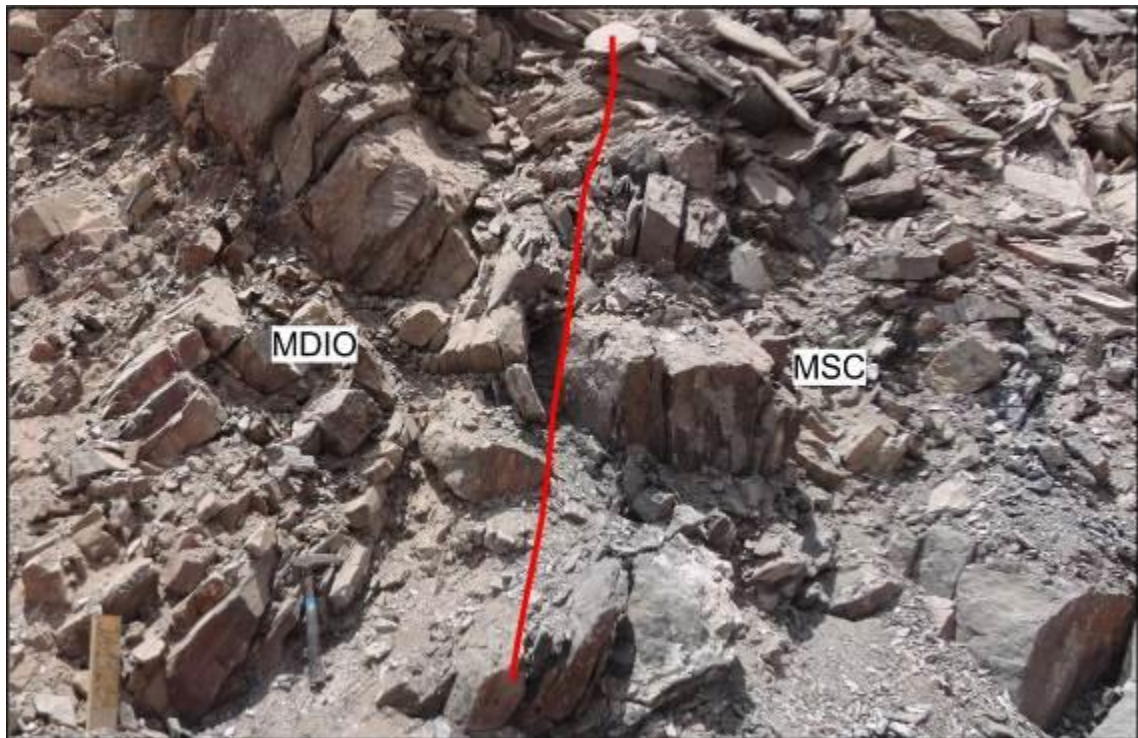
6.1.2.2 Metassedimento carbonoso

O metassedimento carbonoso (filito carbonoso) ocorre abaixo do corpo de metadiorito (Apêndices I e II, seções geológicas A-A' e B-B', respectivamente), aflorando na região leste na área de estudo. Possui relação de contato intrusivo com essa rocha subvulcânica, de modo que se apresenta de forma brechada com intensa presença de venulações de quartzo. No presente trabalho essa região de brecha foi classificada como uma unidade separada e nomeada de brecha carbonosa (discutida no tópico a seguir).

A camada de metassedimento carbonoso mapeada na cava do depósito em questão pode ocorrer com até 80 metros de espessura. Também foi possível encontrar esse litotipo inserido nos pacotes de metadiorito e metadacito, na forma de corpos lenticulares de espessuras de até 20 metros.

Esse metassedimento possui cor preta (rocha sã), enquanto que intemperizada apresenta cor cinza. Também ocorre geralmente com intensa silicificação pervasiva, e pode apresentar eventualmente finos cristais de pirita disseminados e que ocorrem orientados acompanhando a foliação principal ou acamamento (Figura 16). Por vezes, ocorrem veios e venulações de quartzo, em maior parte concordante e encaixados na foliação S_n , porém esses veios não são mineralizados.

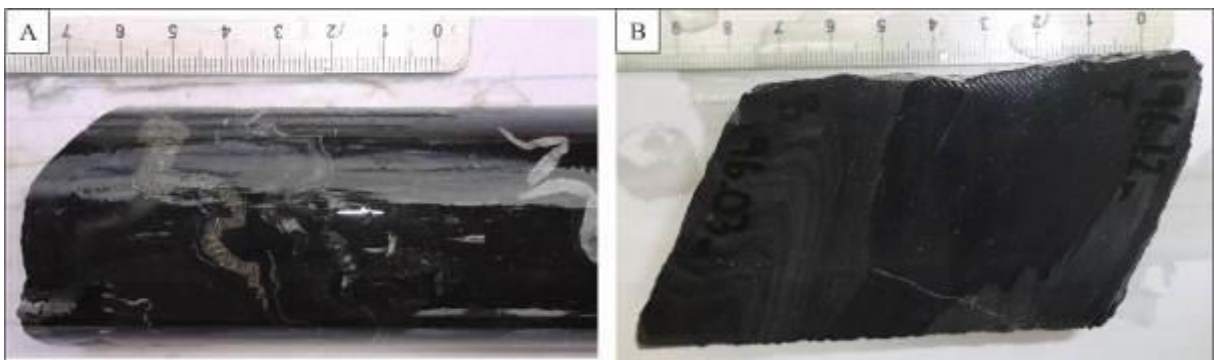
Figura 16. Metassedimento carbonoso em escala de afloramento no depósito de C1-Santaluz, com coloração cinza a preta e forte xistosidade. A linha vermelha marca o contato entre metadiorito (MDIO) e metassedimento carbonoso (MSC).



Fonte: Autor.

Trata-se de uma rocha de granulação fina, composta por sericita, muscovita, quartzo, material carbonoso, e carbonato e pirita subordinadamente. Apresenta textura xistosa e lepidoblástica, por vezes bem deformada (Figura 17). A composição do material carbonoso será discutida adiante, na seção referente às análises de Difração de Raios-X.

Figura 17. A) Metassedimento carbonoso de cor negra. Trata-se de amostra de furo de sondagem rotativa do depósito de C1-Santaluz, furo MP186, mostrando deformação dúctil do bandamento composicional S_0 paralelo à foliação S_n , além de veios de quartzo associados e dobrados. B) Amostra de furo de sondagem (MP186) exibindo metassedimento carbonoso deformado.



Fonte: Autor.

Com a análise microscópica foi possível verificar a forte xistosidade que este litotipo apresenta, de forma que caracteriza a foliação principal da rocha. Entretanto, um bandamento composicional é bem marcado por níveis carbonosos e sericíticos e níveis quartzo feldspáticos.

6.1.2.3 Brecha carbonosa

A brecha carbonosa se trata do metassedimento carbonoso brechado. No entanto, nesta dissertação foi dividida e classificada como uma unidade de destaque em função de conter a mineralização aurífera do depósito.

Essa unidade ocorre na porção central do mapa geológico (Apêndice VI) fazendo contato com metadiorito e na parte sul em contato com metadacito. Possui espessuras de até 20 metros e abrange cerca de 10% da área de estudo.

Apresenta-se com matriz de granulação fina, coloração preta, textura sedosa fortemente deformada e brechada, com a presença de veios e venulações de quartzo (Figura 18). O aspecto de brecha se refere à intensa presença de venulações de quartzo, estas dobradas e rompidas, permitindo definir o litotipo como uma brecha hidráulica, relacionada então com a proximidade do contato de topo e também devido ao fraturamento observado. Em algumas porções, tanto em escala macroscópica quanto microscópica, a matriz dessa rocha ainda preserva a foliação S_n , a mesma orientação preferencial da xistosidade do metassedimento carbonoso.

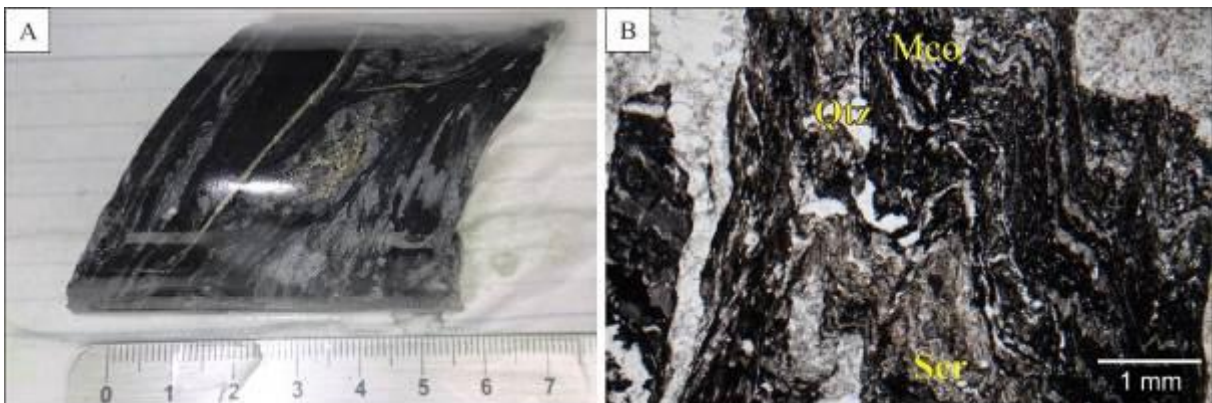
Figura 18. Contato entre metadacito e brecha carbonosa em escala de afloramento no depósito de C1-Santaluz, mostrando coloração cinza para a brecha carbonosa, além de forte brechagem e veios de quartzo encaixados, próximos à região de contato. A linha vermelha marca o contato do metadacito (MDAC) e a brecha carbonosa (BRC) (Ponto JA13-131; visada N106).



Fonte: Autor.

A brecha carbonosa é composta por sericita, muscovita, quartzo, material carbonoso, sulfetos, representados por pirita e/ou pirrotita, e/ou arsenopirita (Figura 19). Através da análise da lâmina MP186-3 constatou-se que a brecha carbonosa é caracterizada por 35% de material carbonoso, 25% de sericita/muscovita, 15% de quartzo, 5% de feldspato, 10% de clorita e 10% de carbonato, este encontrado exclusivamente nos veios de quartzo presentes.

Figura 19. A) Amostra de testemunho de sondagem de brecha carbonosa proveniente do furo MP186. B) Fotomicrografia da lâmina MP176-1 mostrando a brechagem e a composição da matriz da rocha, marcada, em grande parte, por material carbonoso (Polarizadores cruzados) (Qtz: quartzo; Mco: material carbonoso; Ser: sericita).



Fonte: Autor.

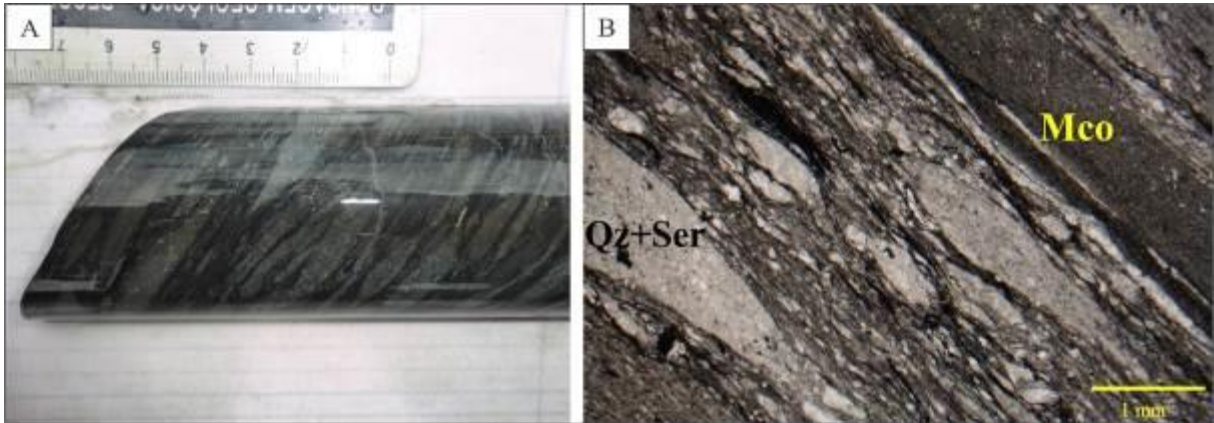
6.1.2.4 Aglomerado vulcânico

Este litotipo aflora na cava de Antas II, a sudoeste do depósito de C1-Santaluz, ou seja, não se encontra na área de estudo deste trabalho. Essa cava é de propriedade da empresa *Yamana Gold Inc.* e neste caso, essa rocha é aqui discutida pela sua frequente ocorrência na parte central do GBRI, onde a área de estudo se situa, e devido à estreita relação com o Domínio Metassedimentar. Com isso, nessa dissertação o aglomerado vulcânico foi posicionado em conjunto com os metassedimentos dentro do Domínio Metassedimentar, dessa forma modificando o nome para Domínio Piroclástico e Metassedimentar, assim como pode ser observado na Figura 10 da coluna esquemática do empilhamento litoestratigráfico simplificado da área de estudo.

O aglomerado vulcânico apresenta matriz muito fina, por vezes composta por material carbonoso, e clastos de diversos tamanhos compostos por quartzo, feldspato. A presença desses clastos confere ao litotipo o caráter vulcânico. A rocha apresenta textura fanerítica e a foliação principal do litotipo é definida principalmente pela orientação preferencial dos clastos alongados. Esses clastos possuem mesma composição, quartzo e sericita.

Foram analisadas três lâminas petrográficas de amostras de testemunhos de furo de sondagem rotativa diamantada (AT202-1, AT194-3 e AT194-4). Neste caso, o aglomerado vulcânico exibe textura xistosa, granulação fina na matriz e na porção dos clastos. O litotipo apresenta foliação S_n bem definida, marcada principalmente pelos minerais micáceos da matriz, e pela orientação dos clastos alongados, além de composição média representada por 40% de sericita, 30% de material carbonoso compondo a matriz fina intraclastos, 15% de quartzo, 10% de carbonato, além de 5% de minerais opacos (Figura 20).

Figura 20. A) Amostra proveniente de furo de testemunho de sondagem (AT194). Rocha de coloração cinza esverdeado de matriz intraclastos de cor cinza escuro a negro. B) Fotomicrografia da lâmina AT194-4 de furo homônimo destacando clastos alongados formando a foliação principal do litotipo, mostrando matriz fina composta principalmente por sericita e material carbonoso (Polarizadores descruzados) (Qtz: quartzo; Ser: sericita; Mco: material carbonoso).



Fonte: Autor.

6.1.3 Rochas Intrusivas Subvulcânicas Intermediárias

Os corpos subvulcânicos ocorrem sempre no contato com a mineralização aurífera no depósito de C1-Santaluz, com exceção das lentes, apófises, de metadiorito na parte nordeste do mapa geológico (Apêndice VI). O contato de base desses corpos com a brecha carbonosa, como pode ser observado no mapa geológico (Apêndice VI), é onde se encontra a zona mineralizada da cava.

6.1.3.1 Metadiorito

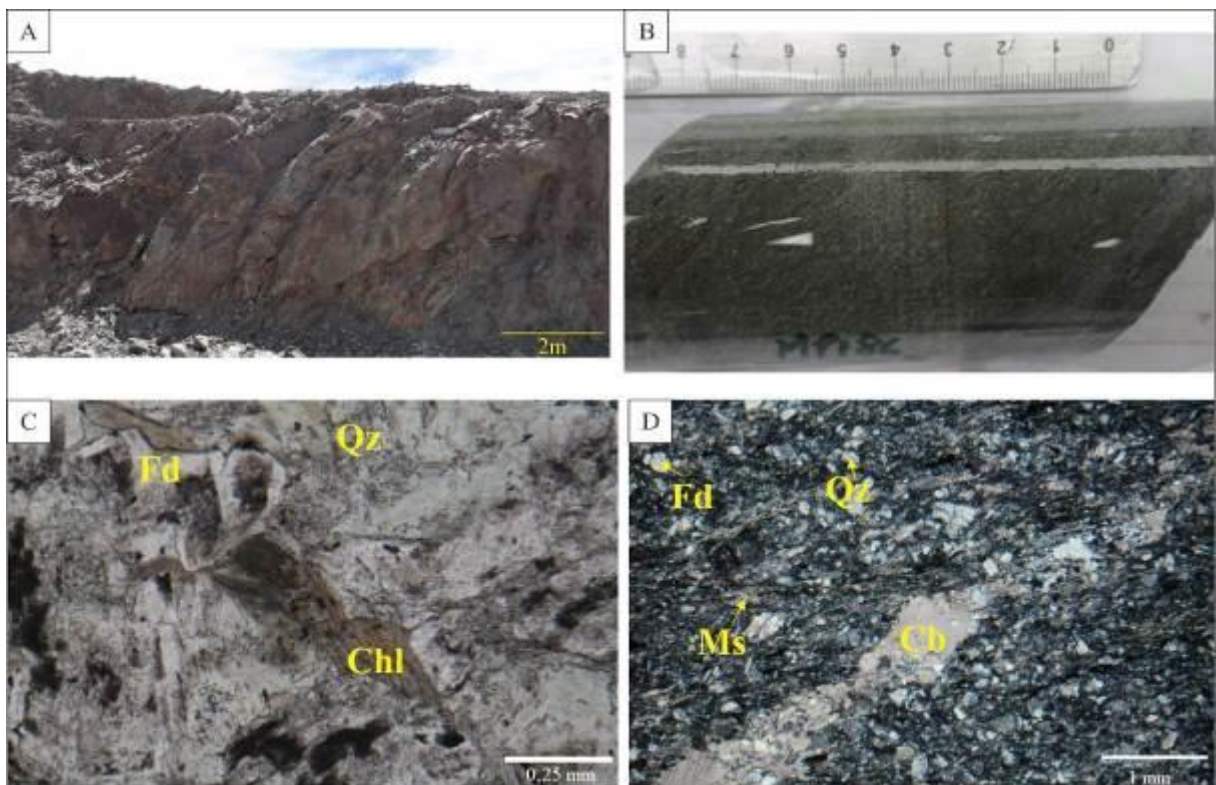
O metadiorito ocorre de forma abundante no depósito de C1-Santaluz, aflorante em cerca de 35% da área de estudo. Perfaz contato de base com a brecha carbonosa, geralmente apresentando contato cisalhado e/ou fraturado, e que por vezes exhibe truncamento com a foliação que ocorre no metadiorito e nos litotipos adjacentes. A zona de contato inclusive demonstra a presença mais intensa da foliação S_n , tanto no metadiorito quanto na brecha carbonosa, e ainda ocorre com mergulho de mais alto ângulo.

Na área de estudo, o metadiorito recobre a porção oeste e apresenta espessuras de até 350 metros. Na parte leste da área aflora na forma de lentes ou apófises de até 20 metros de espessura, geralmente com orientação preferencial N-S ou NW-SE.

A porção mais interna do corpo possui textura granular a xistosa (em grande parte incipiente), com granulação média a grossa, coloração cinza claro esverdeado e maciço. Quando analisado em regiões próximas ao contato com outras unidades, tende a apresentar uma foliação bem marcada.

O metadiorito, geralmente, apresenta poucos sulfetos, representado por cristais finos anhedrais a euhedrais de pirita. Em lâminas petrográficas (MP186-6 e MP186-5) o metadiorito apresenta composição modal de 30% de quartzo, 25% de muscovita, 20% de clorita, 20% de plagioclásio e 5% de opacos, além de apresentar xistosidade média (Figura 21).

Figura 21. A) Foto mostrando bancada da mina de C1-Santaluz, exibindo metadiorito que ocorre na área (Ponto JA13-110, X: 466946; Y: 8784293; visada para norte). B) Amostra de furo de testemunho de sondagem de metadiorito cinza esverdeado, compacto mostrando textura granoblástica e granulação média. C) Fotomicrografia da lâmina MP186-5 mostrando composição quartzosa (Polarizadores descruzados) (Fsp: feldspato; Qtz: quartzo; Chl: clorita). D) Fotomicrografia de metadiorito na lâmina MP186-6 mostrando foliação S_n incipiente na rocha, além de composição bem quartzosa (Polarizadores cruzados) (Fsp: Feldspato; Qtz: quartzo; Cb: carbonato; Ms: muscovita).



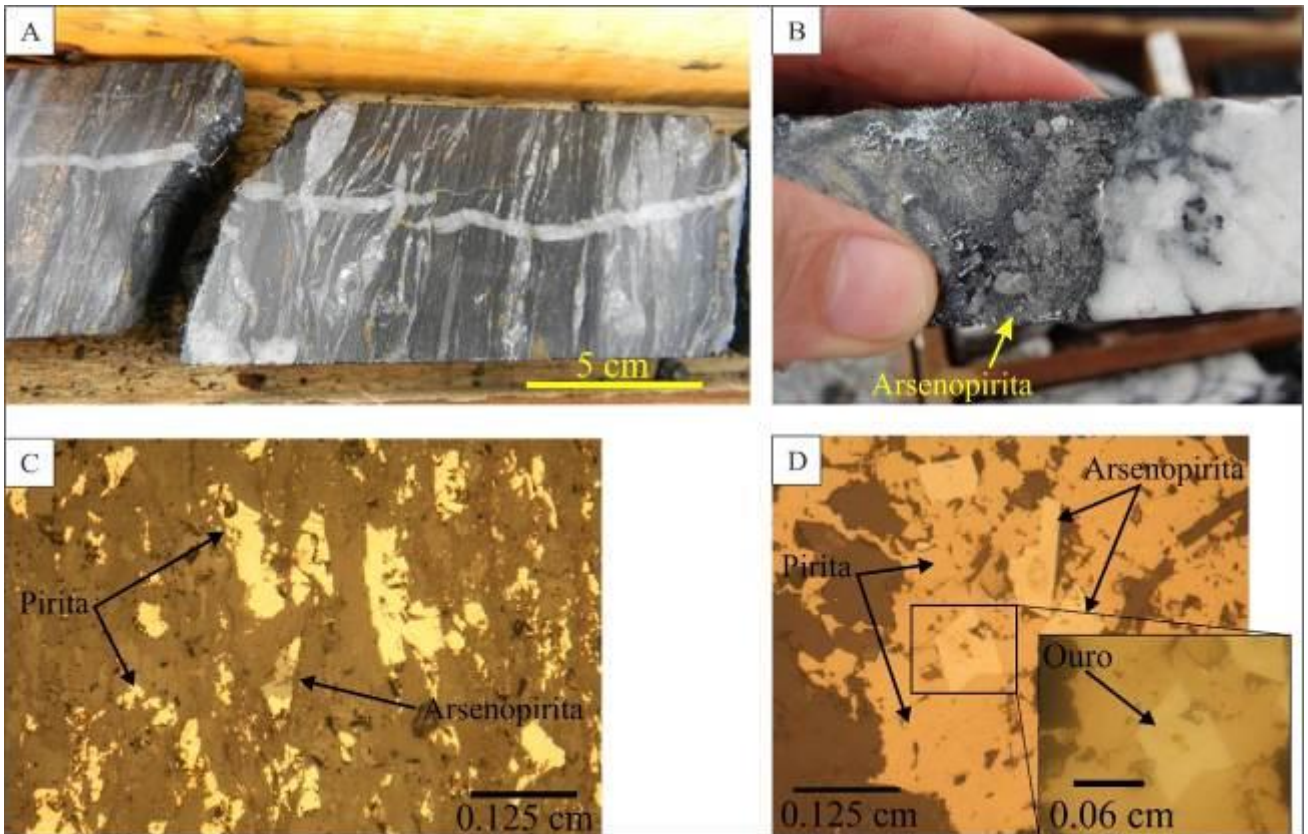
Fonte: Autor.

6.1.4 Mineralização Aurífera dos Veios de Quartzo

Os veios e venulações de quartzo mineralizados se encontram no Domínio de Rochas Metassedimentares, inseridos no pacote de brecha carbonosa. Ocorrem normalmente, com cor branca, caráter opaco a translúcido, de até 60 cm de espessura (observados em campo), geralmente com orientação paralela ao contato de topo com o metadiorito, ou seja, concordantes com o contato e com a foliação S_n da rocha encaixante.

Veios discordantes também são comuns, porém possuem menores espessuras e ocorrem principalmente perpendiculares aos veios concordantes, sendo que geralmente estão alocados em fraturas, tendo caráter de veios de preenchimento, pois aproveitaram espaços ou zonas de fraqueza da rocha encaixante (Figura 22). Os veios e venulações de quartzo possuem associação com carbonato (ankerita identificada em análises no MEV), albita, além de sulfetos, representados por finos agregados anhedrais a euhedrais de pirita, e finos cristais anhedrais a subhedrais de arsenopirita. Nas análises no MEV (subcapítulo 6.4), foram identificados outros sulfetos nos veios de quartzo, como calcopirita, esfalerita e stibinita.

Figura 22. A) Amostra de brecha carbonosa exibindo veios de quartzo concordantes e discordantes da xistosidade da rocha encaixante. B) Amostra de vênula de quartzo concordante e com significativa presença de cristais de arsenopirita associados à borda. Ambas as amostras são provenientes de testemunho do furo de sondagem rotativa diamantada MP-162. C) Fotomicrografia da lâmina MP151-1 mostrando cristais de pirita e arsenopirita em metassedimento carbonoso. D) Fotomicrografia da lâmina MP176-2 com pirita e arsenopirita, detalhe para presença de ouro associado à arsenopirita.



Fonte: Autor.

6.2 Geologia Estrutural

A classificação das dobras foi feita através dos dados obtidos dos ângulos interflancos, assim se baseando na nomenclatura de Fleuty (1964). A análise das estruturas tectônicas, considerando os aspectos geométricos e os critérios de superposição, indica a atuação de três fases deformacionais, as quais serão discutidas nos subcapítulos a seguir.

O GBRI, em sua porção central e setentrional, apresenta os principais lineamentos com direção N-S. Na área de estudo e arredores, essa orientação é bem definida por uma xistosidade considerada a foliação principal e denominada de S_n , da fase D_n . Entende-se que o GBRI está situado em zonas de cisalhamento N-S, como exposto no capítulo de Geologia

Regional. Dessa forma, essa xistosidade proeminente foi gerada em função desses cisalhamentos na fase D_n .

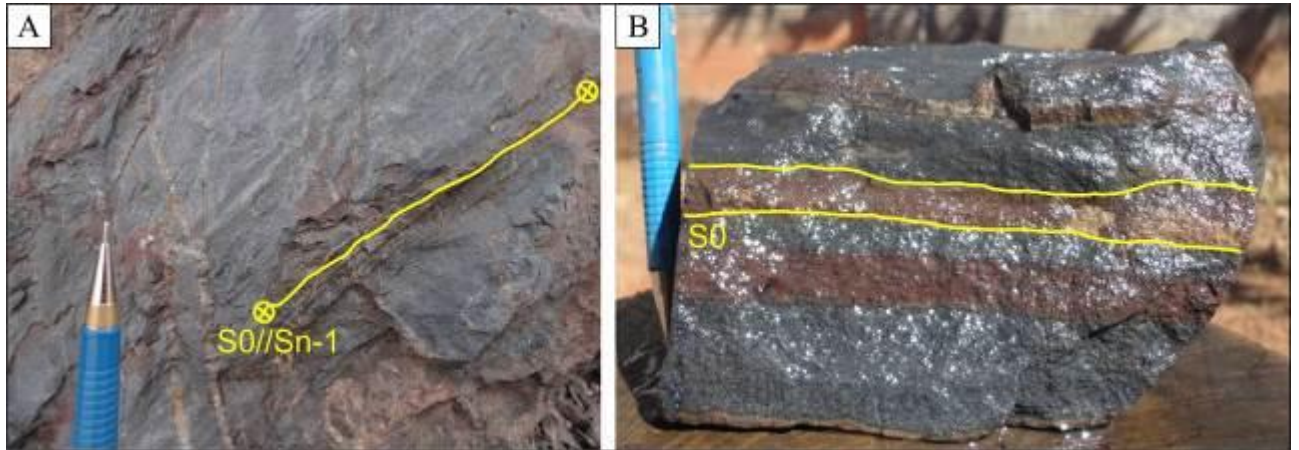
No depósito de C1-Santaluz, foram identificadas as fases D_{n-1} , D_n , D_{n+1} . Foi identificado que a xistosidade marca a fase D_n e também ocorre como plano axial dos dobramentos do bandamento composicional S_0 . Esse acamamento é definido na Sequência Metassedimentar, por exemplo, pela alternância de bandas compostas por quartzo e sericita com bandas compostas por material carbonoso. Em condições especiais, como por exemplo em micrólitos de clivagem de crenulação S_n , é possível observar a presença de foliação paralela a S_0 que foi interpretada como uma foliação pretérita S_{n-1} de fase deformacional D_{n-1} . Ainda na fase D_n ocorrem eixos de dobra com caimento para NW.

A fase D_{n+1} é caracterizada pelos dobramentos da foliação S_n , gerando, localmente, foliações planos axiais de direção NW-SE. Os domínios de rochas discutidos na Seção 6.1, Unidades Litoestratigráficas, sofreram tais processos deformacionais observados com os dados coletados. Entretanto, nos corpos subvulcânicos é evidenciada apenas a foliação S_n (fase D_n) e estruturas associadas às fases subsequentes. Em relação ao Domínio Vulcânico, este exhibe feições estruturais das fases D_{n-1} e D_n . Da mesma forma, o Domínio Metassedimentar, apresentam estruturas reconhecidamente pertencentes às fases de deformação D_{n-1} , D_n , D_{n+1} .

6.2.1 Fase D_{n-1}

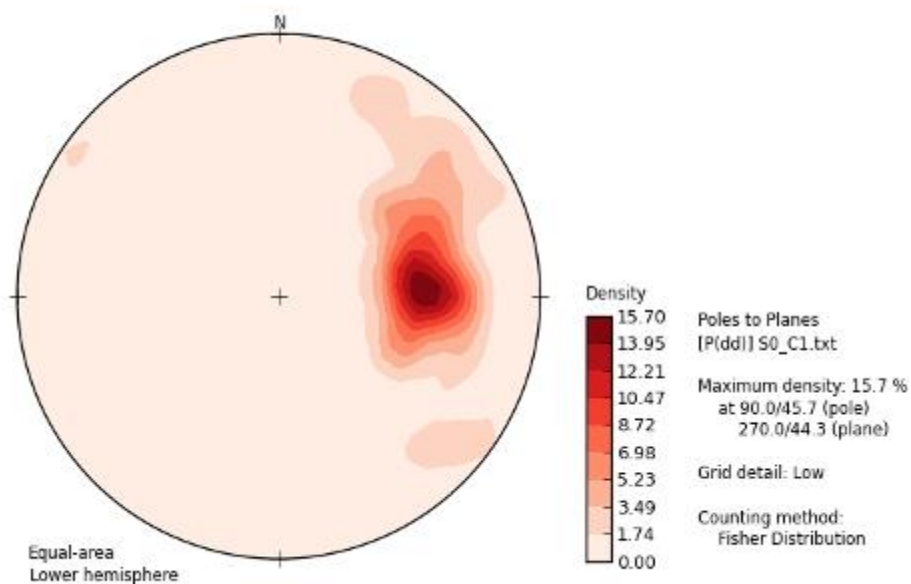
A fase D_{n-1} é marcada por foliação que ocorre paralela ao bandamento composicional S_0 das rochas. Essa estrutura foi identificada em região de charneira (dobra D_n) no centro da cava do depósito de C1-Santaluz, ponto JA13-187, dobramento este que permite observar o acamamento primário S_0 perpendicular à foliação S_n . Neste caso, a observação da foliação S_{n-1} foi possível por ser uma zona de charneira onde a mesma não foi transposta pela xistosidade penetrativa da fase D_n (Figura 23). Observa-se em algumas lâminas petrográficas a foliação S_{n-1} de forma paralela ao bandamento composicional, marcada por minerais metamórficos. As concentrações preferenciais do conjunto S_0/S_{n-1} foram apresentadas em um mesmo estereograma (Figura 24).

Figura 23. A) Metadacito exposto com a foliação S_{n-1} paralela ao bandamento composicional, de orientação N320/70 (visada para N355). B) Detalhe do bandamento composicional do metadacito em amostra de mão. Em ambas as fotos a foliação S_n ocorre paralela ao plano da foto.



Fonte: Autor.

Figura 24. Estereograma de contorno representando o bandamento composicional $S_0//S_{n-1}$ encontrado na área de estudo no depósito de C1-Santaluz. Número de medidas: 83.

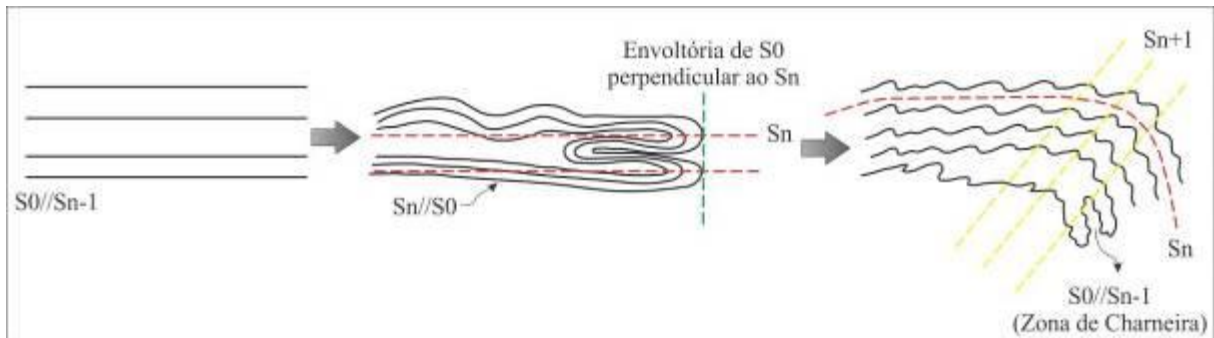


Fonte: Autor.

Na lâmina MP176-1 foi observado o bandamento composicional S_0 paralelo à foliação S_{n-1} , de modo que esse conjunto ocorre dobrado (dobras isoclinais) permitindo a geração da xistosidade (foliação plano axial) da rocha em questão, brecha carbonosa (Figura 26). Essa xistosidade marca a foliação S_n de fase D_n do litotipo, sendo que é possível observar que a

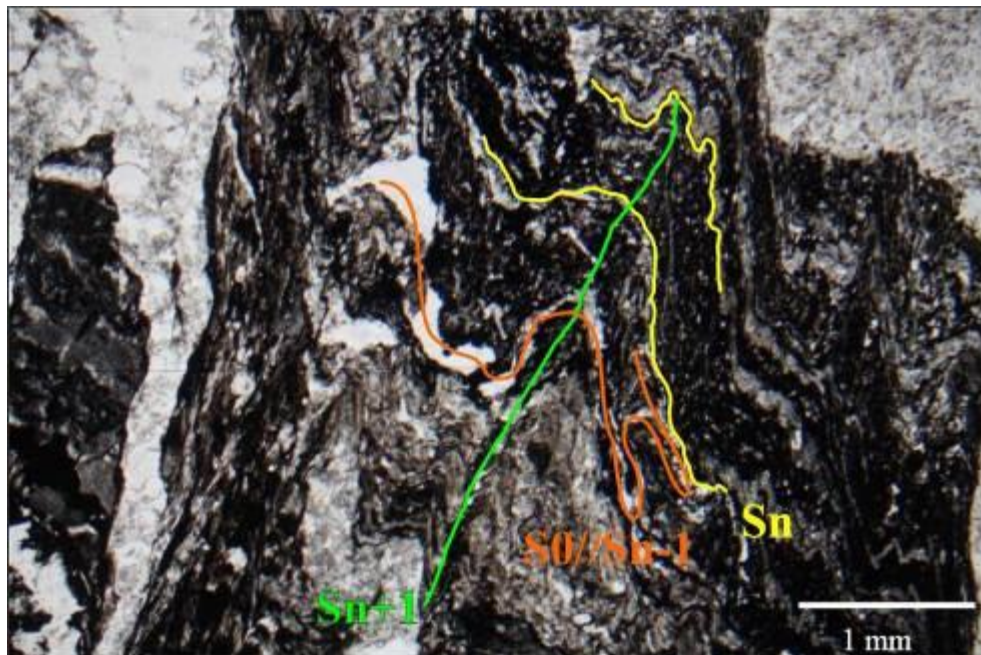
superfície envoltória do S_0 na zona de charneira (deformação D_n) é perpendicular à S_n (Figura 25). Essa relação entre S_0 e S_n mostra fina vênula de quartzo encaixada no bandamento composicional mostrando que este acamamento já acomodava veios de quartzo (Figura 25).

Figura 25. Desenho esquemático mostrando as etapas de deformação que ocorreram na figura 25. Destaque para o S_0 paralelo ao S_{n-1} na zona de charneira da dobra pré- D_n .



Fonte: Autor.

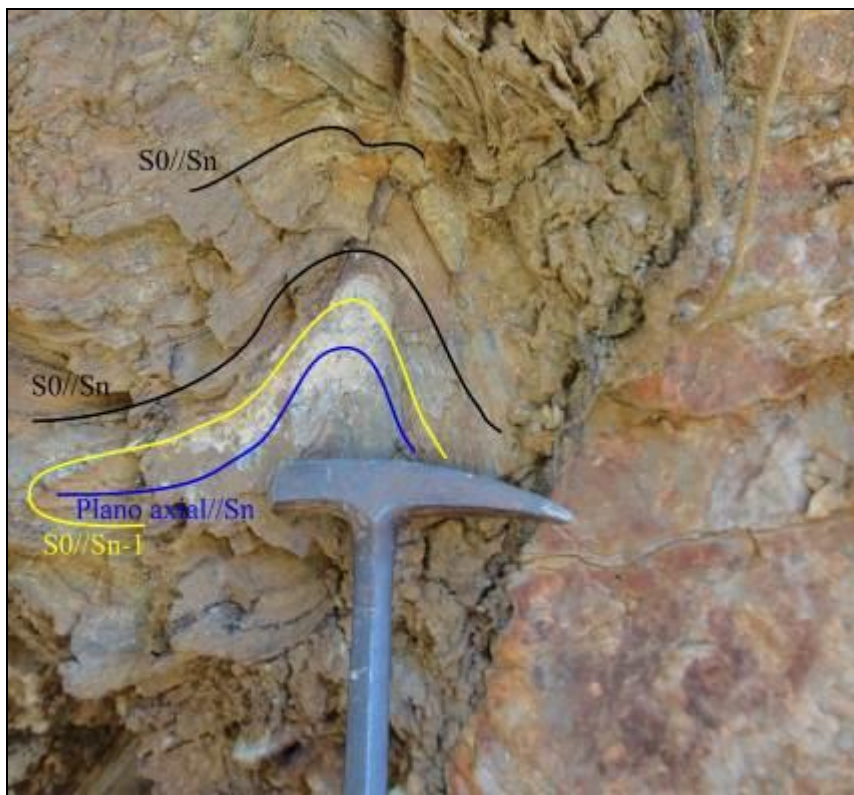
Figura 26. Fotomicrografia da lâmina MP176-1 mostrando a relação das fases deformacionais D_{n-1} , D_n e D_{n+1} , onde o conjunto S_{n-1}/S_0 aparece dobrado formando uma foliação plano axial S_n .



Fonte: Autor.

Em trabalhos de campo em localizado 10 quilômetros a sul-sudoeste da área de estudo, foi identificado o conjunto S_0 paralelo a S_{n-1} dobrado gerando uma foliação S_n plano axial, marcada pela xistosidade da rocha, que posteriormente foi dobrada em dobra fechada, em metassedimento (Figura 27). É de interesse ressaltar a presença da foliação pré- D_n paralela ao S_0 , facilmente perceptível na zona de charneira, onde este conjunto é perpendicular à foliação S_n .

Figura 27. Metassedimento apresentando o conjunto S_{n-1} , S_0 e S_n , bem como a relação entre essas estruturas. Destaque para a presença de foliação préterita acompanhando o acamamento (X: 466799; Y: 8771149; visada para NW).



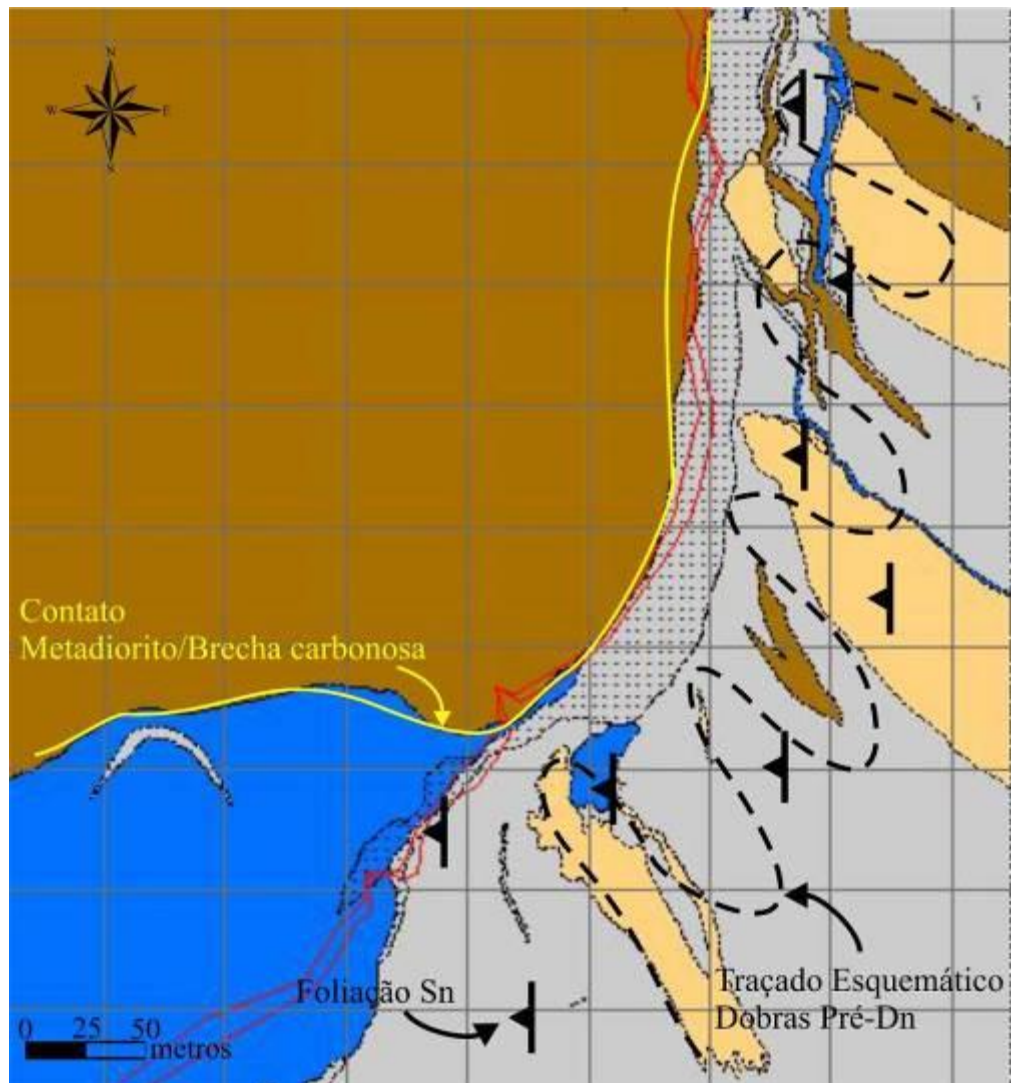
Fonte: Autor.

Observando o mapa geológico da área de estudo (Apêndice VI) se constata que na Sequência Metassedimentar, na porção leste, os contatos litológicos mais distantes do contato metadiorito/brecha carbonosa, ou seja, mais a leste, ocorrem com direção NW-SE, tanto na parte nordeste quanto nas partes central e sudeste. Quando analisadas as porções mais próximas do contato referido acima, os litotipos tendem a apresentar os contatos com orientação N-S.

Outro importante detalhe observado é que quando os contatos litológicos estão com direção NW-SE, a leste, fazem relação quase perpendicular (truncamento) com o contato

metadiorito/brecha carbonosa, corroborando com a hipótese deste contato representar uma zona de falha pré ou sin D_n . Também nessa porção a leste, se observa que a unidade clorita-sericita-quartzo xisto pode representar repetição de camadas, indicando que na área de estudo existem dobras Pré- D_n , que, por conseguinte, são truncadas pelo contato mineralizado, metadiorito/brecha carbonosa (Figura 28).

Figura 28. Porção do mapa geológico da área de estudo (Apêndice VI) destacando o truncamento de camadas que ocorre entre os litotipos a leste com o contato mineralizado metadiorito/brecha carbonosa. Observa-se também a possível repetição de camadas da unidade clorita-sericita-quartzo xisto, em bege, marcando dobras Pré- D_n .



Fonte: Autor.

6.2.2 Fase D_n

A fase deformacional D_n é a principal fase de deformação registrada nos litotipos do GBRI. Nas rochas que afloram na região estudada, essa fase é definida predominantemente pela foliação S_n , ora representada por xistosidade, ora representada por clivagem de crenulação. A foliação S_n é penetrativa está presente em quase todos os afloramentos descritos (Figura 29).

No mapa geológico da área de estudo (Apêndice VI), no qual estão plotadas as estruturas obtidas em campo, é possível observar a direção preferencial N-S / NW-SE, da foliação S_n . Todos os litotipos mapeados apresentam tal estrutura, sendo que nos metassedimentos, foliação S_n é mais facilmente reconhecida em função da forte xistosidade das rochas.

Figura 29. Região de contato entre metassedimento e brecha carbonosa. Destaque para a foliação S_n bem marcada. Na figura ainda é possível observar a foliação S_n ondulada, configurando dobras pós- D_n . A linha vermelha marca o contato entre os diferentes litotipos. Visada para N050 (CSQX: clorita-sericita-quartzo xisto; Brç: brecha carbonosa; X: 467343; Y:8784489).

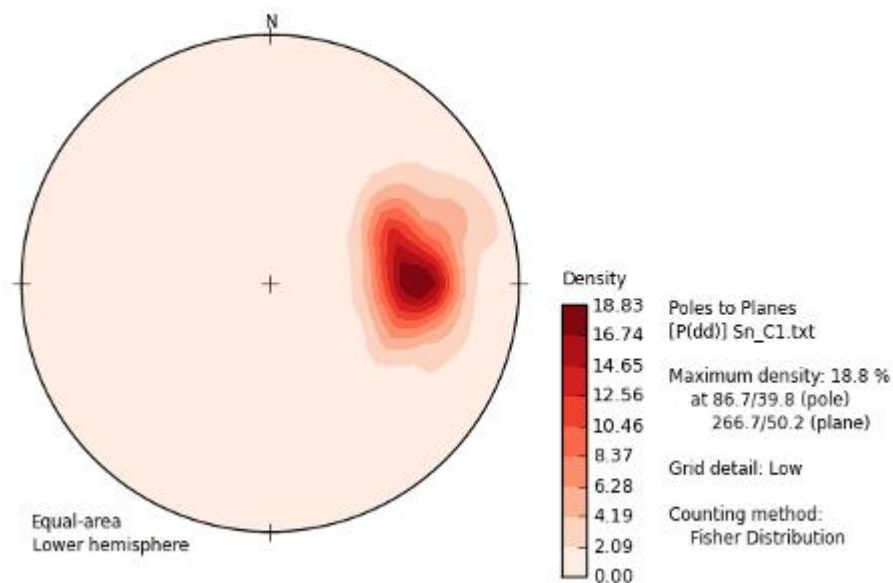


Fonte: Autor.

A xistosidade dos litotipos é geralmente e principalmente representada pela orientação dos minerais como biotita, muscovita, clorita nos metassedimentos e xistos; muscovita e clorita nas rochas vulcânicas e subvulcânicas. Em geral, essa estrutura é de fácil visualização e ocorre paralela ao plano axial de dobras da fase D_n do conjunto $S_0//S_{n-1}$.

A atitude que reflete o padrão geral da área de estudo é 266/50 e foi obtida a partir da análise do estereograma de contorno de S_n (Figura 30). Os dados indicam que a direção preferencial da foliação S_n na área de estudo é N-S a NNW-SSE, com mergulho para oeste e sudoeste, respectivamente.

Figura 30. Estereograma de contorno da foliação S_n . As atitudes obtidas na cava da mina de C1-Santaluz mostram caimento preferencial para oeste. Número de medidas: 127.



Fonte: Autor.

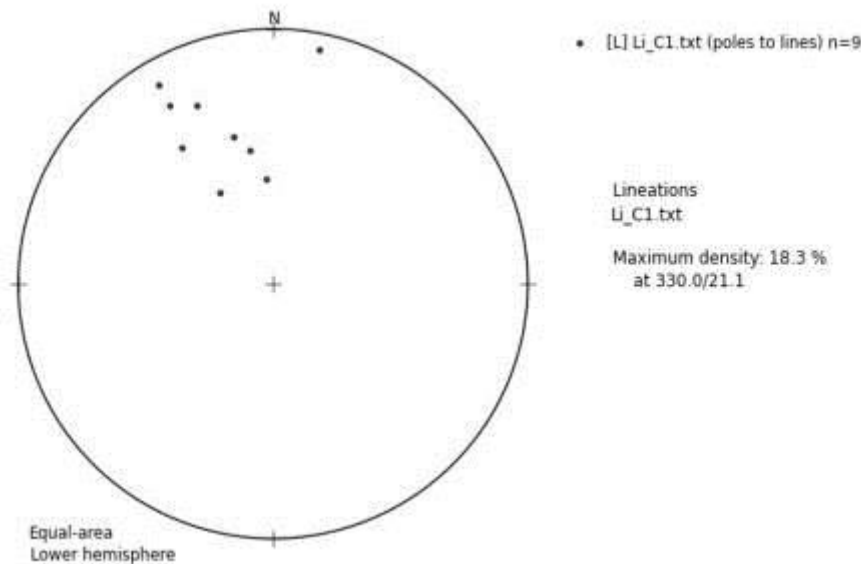
A foliação S_n ocorre no GBRI normalmente paralela ao bandamento composicional S_0 . Esta relação evidencia que a fase D_n transpõe a foliação pretérita $S_0//S_{n-1}$ para o plano de foliação S_n .

Contudo, é possível identificar que a foliação S_n é plano axial do $S_0//S_{n-1}$ dobrado em alguns casos. Como exemplo tem-se o ponto JA13-187, que demonstra essa relação, a qual também foi observada nas descrições petrográficas, como é o caso da lâmina polida MP176-1,

exibida na Figura 25. A análise das lâminas petrográficas MP176-1 e AT194-2, por exemplo, permitiu caracterizar a foliação S_n também como clivagem de crenulação.

A intersecção entre a foliação S_n e o bandamento composicional S_0 , paralelo à foliação S_{n-1} , gera uma lineação de intersecção (Li_n) no plano de S_n . Essa estrutura possui caimento para NW e é paralela a subparalela ao eixo de dobra D_n presente na área. A atitude média obtida para a lineação de intersecção, através do estereograma, resultou em 330/21, portanto mostrando caimento preferencial para NW (Figura 31).

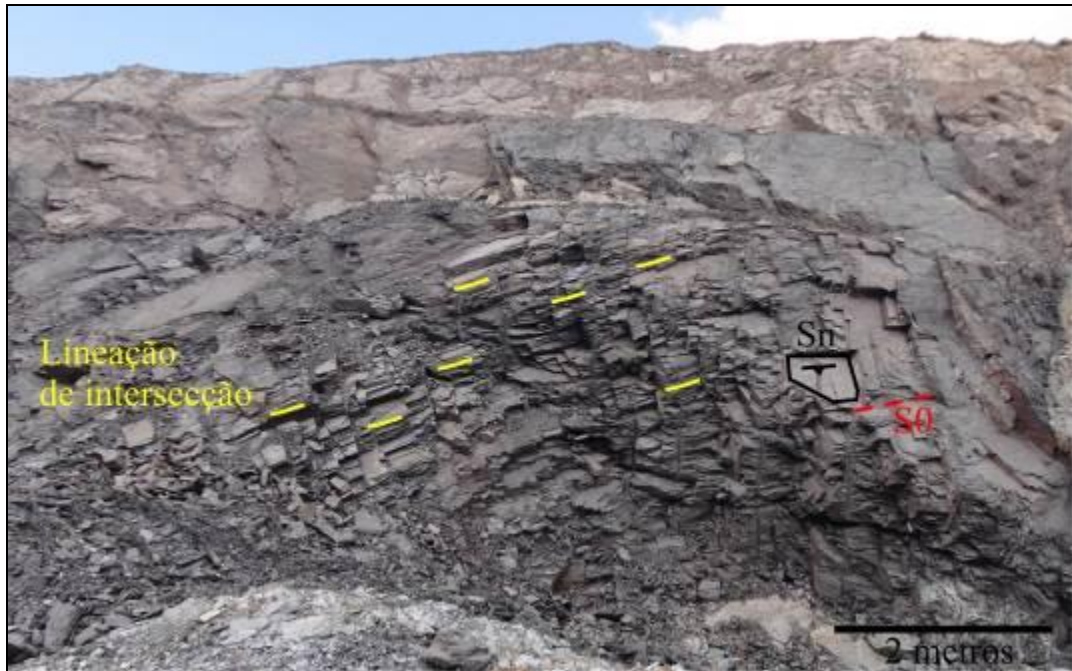
Figura 31. Estereograma da lineação de intersecção entre S_0 e S_n obtida na área de estudo. Números de medidas: 9.



Fonte: Autor.

Essa lineação de intersecção entre o acamamento S_0 e a foliação S_n é facilmente reconhecida no depósito de C1-Santaluz, sendo melhor marcada nos litotipos da Sequência Metassedimentar. A Figura 32 exhibe essa estrutura em metassedimento carbonoso com caimento para NW.

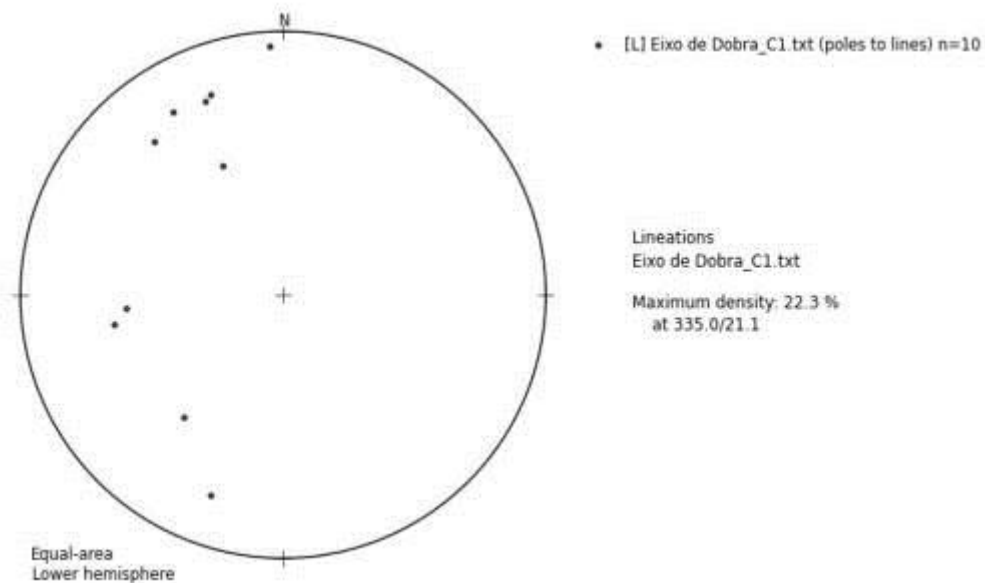
Figura 32. Metassedimento carbonoso na cava de C1-Santaluz mostrando forte lineação de intersecção entre o bandamento composicional S_0 e a foliação S_n , xistosidade da rocha (X: 467328; Y: 8784381; visada para N090).



Fonte: Autor.

Na Figura 33 é apresentado o estereograma dos eixos de dobra D_n . Essa estrutura possui atitude preferencial 335/21, obtida no estereograma gerado. Esse caimento preferencial para NW desses eixos de dobra D_n podem significar um controle da mineralização da área de estudo. Ainda no mesmo estereograma é possível observar que existem eixos de dobra D_n com caimento para SW, permitindo ressaltar que todo o conjunto foi dobrado posteriormente, na fase D_{n+1} .

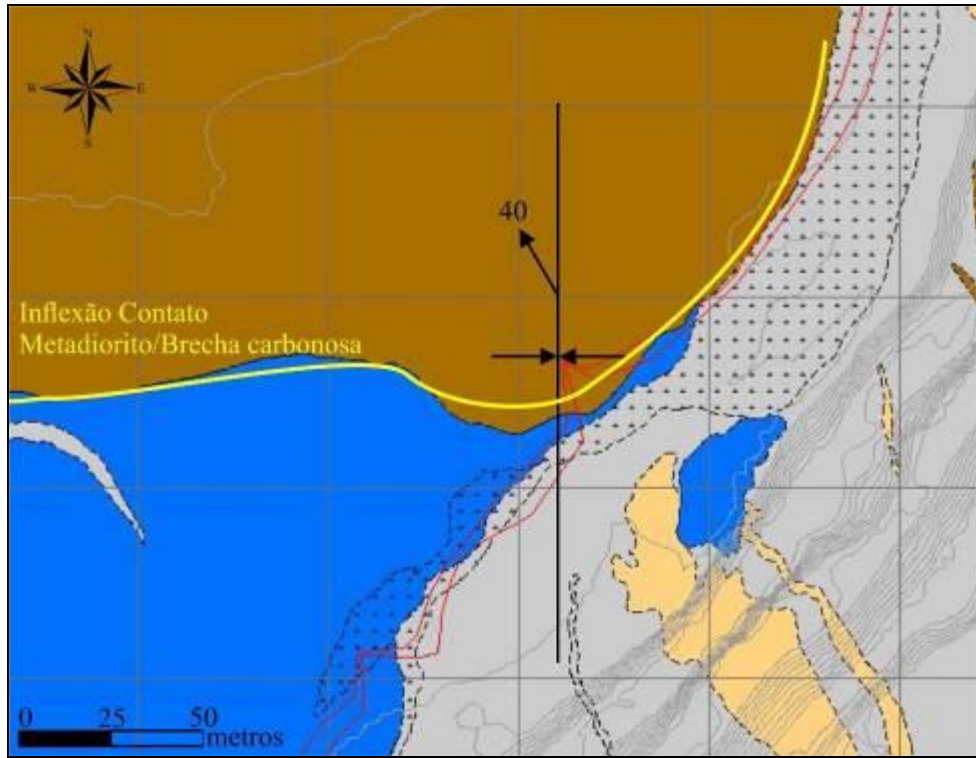
Figura 33. Estereograma dos eixos de dobra D_n obtidos no depósito de C1-Santaluz. Números de medidas: 10.



Fonte: Autor.

No depósito de C1-Santaluz ainda é possível observar a presença desse dobramento com eixo caindo para NW na relação de contato entre o pacote de metadiorito com a brecha carbonosa. Observando o mapa geológico em apêndice (Apêndice VI) se visualiza que o contato citado possui direção N-S na parte norte e na parte sul da área, porém exibe uma inflexão na parte central apresentando direção próxima à E-W. Analisando esse dobramento se percebe que os flancos dessa dobra delineiam uma sinformal com eixo para NW, de forma que é denominada de dobra sinformal revirada com caimento, já que os flancos (contato S_0 entre metadiorito e brecha carbonosa) possuem mergulhos para o mesmo quadrante e o eixo da dobra apresenta caimento. Ainda no contexto dessa dobra, ao passo que o contato (S_0) possui direção E-W, a foliação S_n continua N-S, NNW-SSE, sendo plano axial desse dobramento e gerada nessa dobra D_n , da fase deformacional D_n (Figura 34).

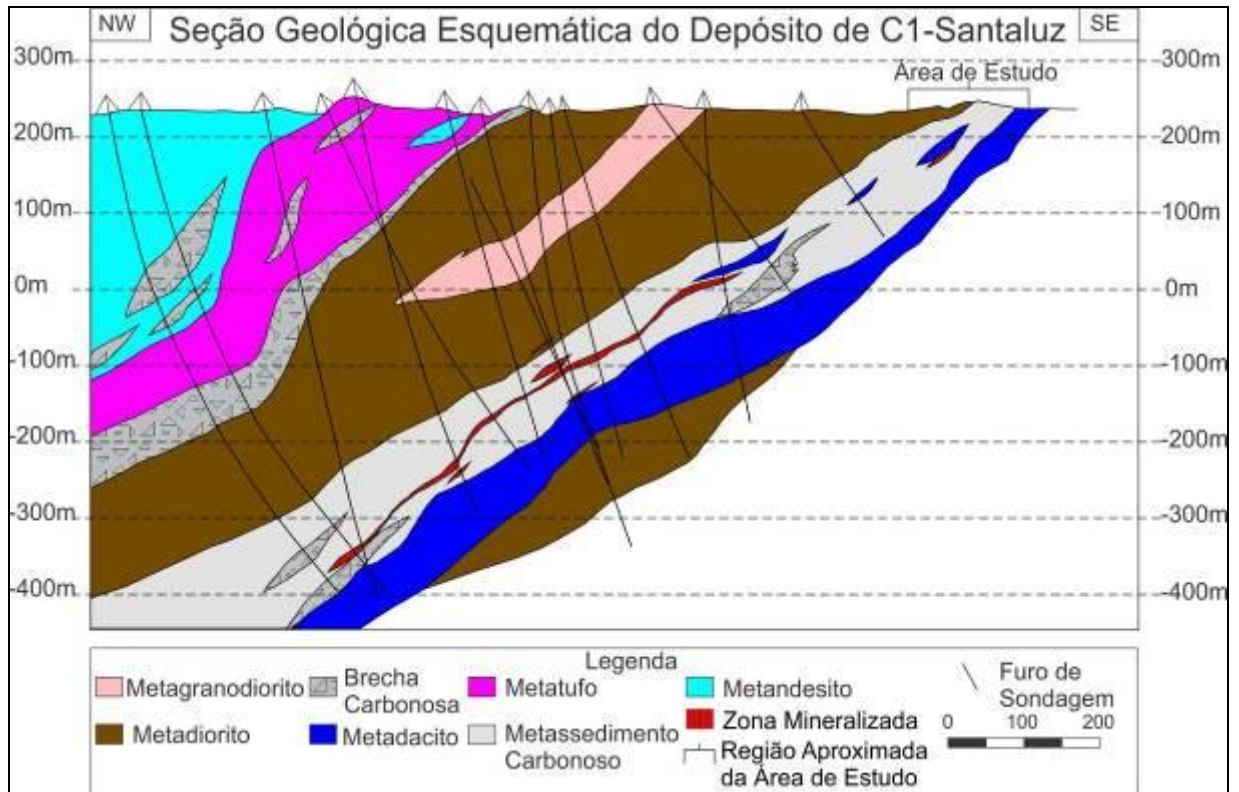
Figura 34. Porção do mapa geológico da área de estudo (Apêndice VI) destacando a inflexão do contato entre metadiorito e brecha carbonosa, delineando uma dobra sinformal revirada com caimento para NW.



Fonte: Autor.

A possível relação do eixo de dobra D_n com a mineralização pode ser observada na Figura 35. Neste caso trata-se de uma seção geológica esquemática do depósito de C1-Santaluz, confeccionada a partir de dados de furos de sondagem rotativa realizados na área de estudo e arredores pela empresa *Yamana Gold Inc.* Dessa forma, percebe-se que o metadiorito perfaz contato com a brecha carbonosa, sendo este contato ondulado, em dobras suaves e abertas (fase D_{n+1}), e que a zona mineralizada apresenta caimento de baixo ângulo para NW, mesmo sentido obtido para os eixos de dobra D_n . Percebe-se então que os corpos de minério da área de estudo ocorrem inseridos na brecha carbonosa, na forma de corpos (veios e vênulas de quartzo) com variadas espessuras (3 a 60 centímetros em média), normalmente encaixados na foliação S_n/S_0 .

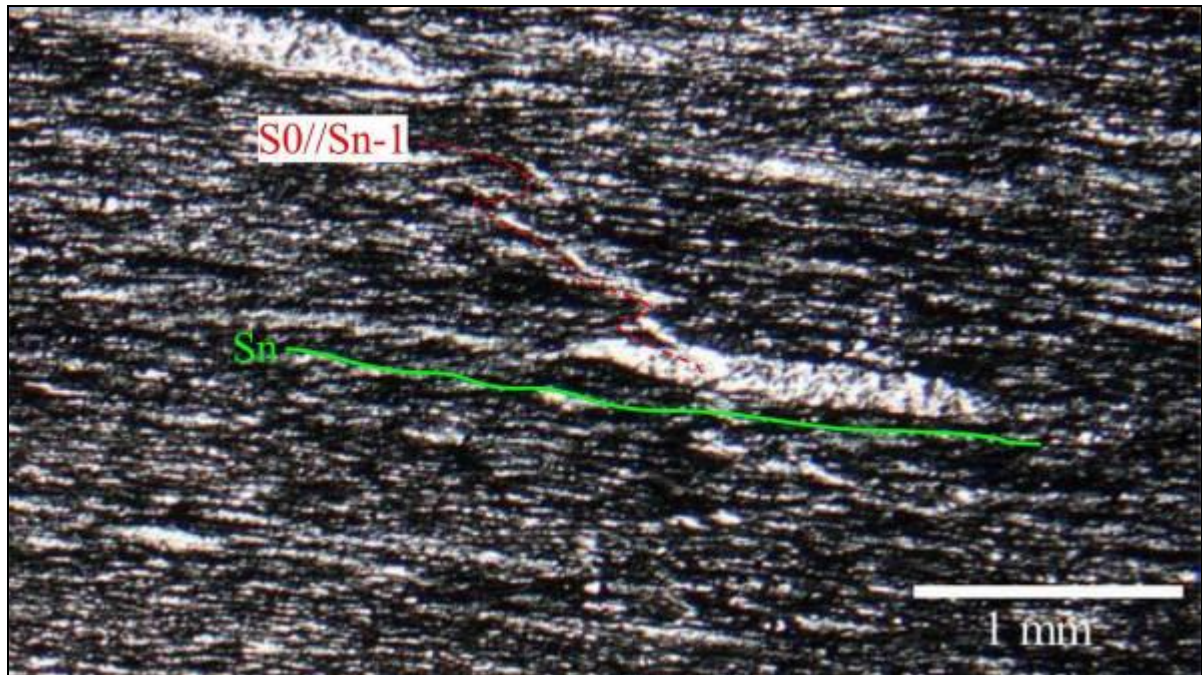
Figura 35. Seção geológica esquemática do depósito de C1-Santaluz, mostrando o corpo mineralizado (em vermelho) mergulhando para NW. Seção feita através de furos de sondagem rotativa.



Fonte: Cedido por *Yamana Gold Inc.*

Na lâmina petrográfica MP181-1 também foi possível observar a presença da foliação S_{n-1} sendo transposta pela foliação S_n (Figura 36). Essa foliação pretérita aparece ainda dobrada, permitindo verificar que a foliação S_n é plano axial dessas dobras.

Figura 36. Fotomicrografia da lâmina petrográfica MP181-1 destacando o bandamento composicional S_0 paralelo à foliação S_{n-1} sendo transposto pela xistosidade da rocha.

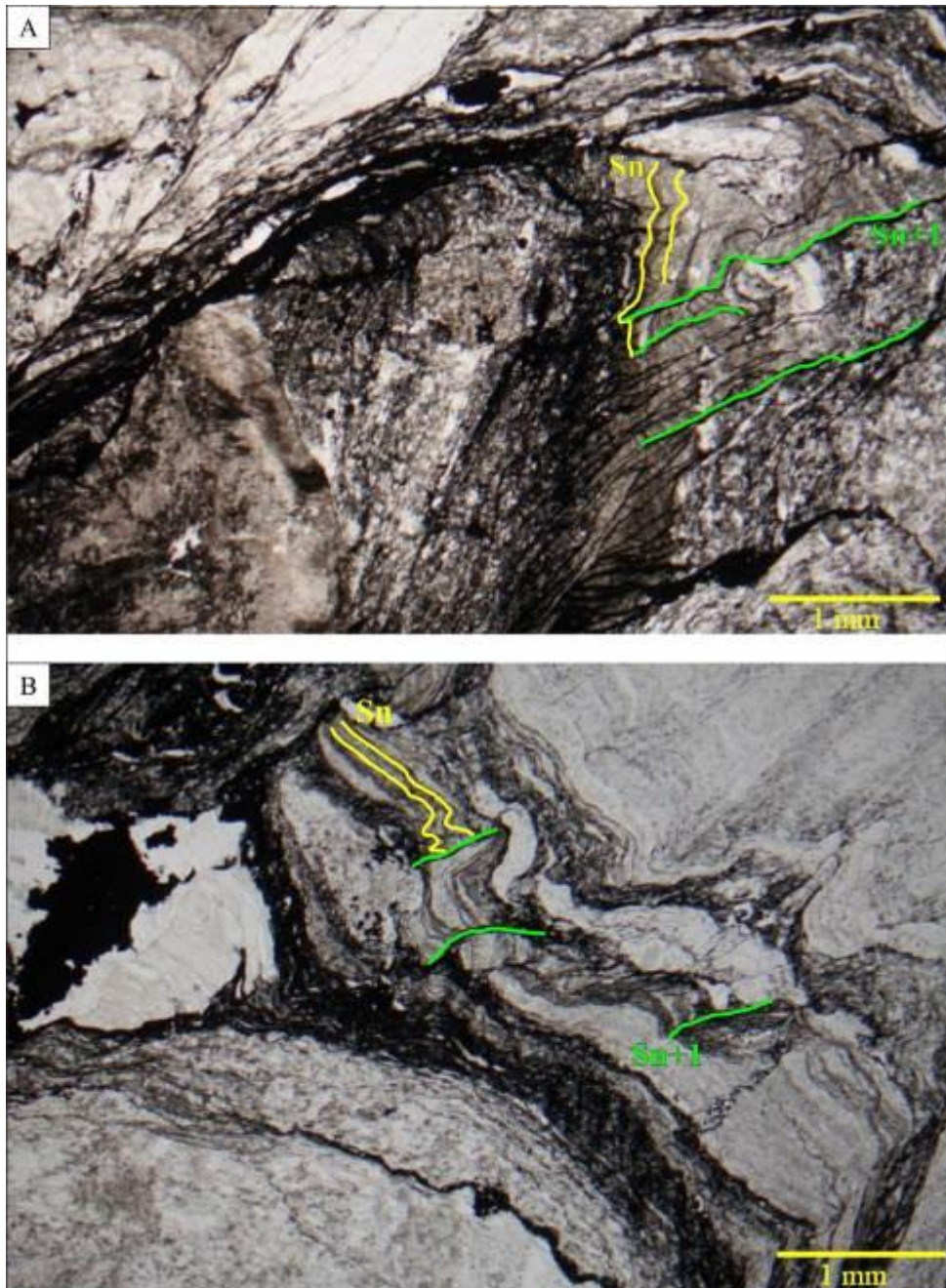


Fonte: Autor.

6.2.3 Fase D_{n+1}

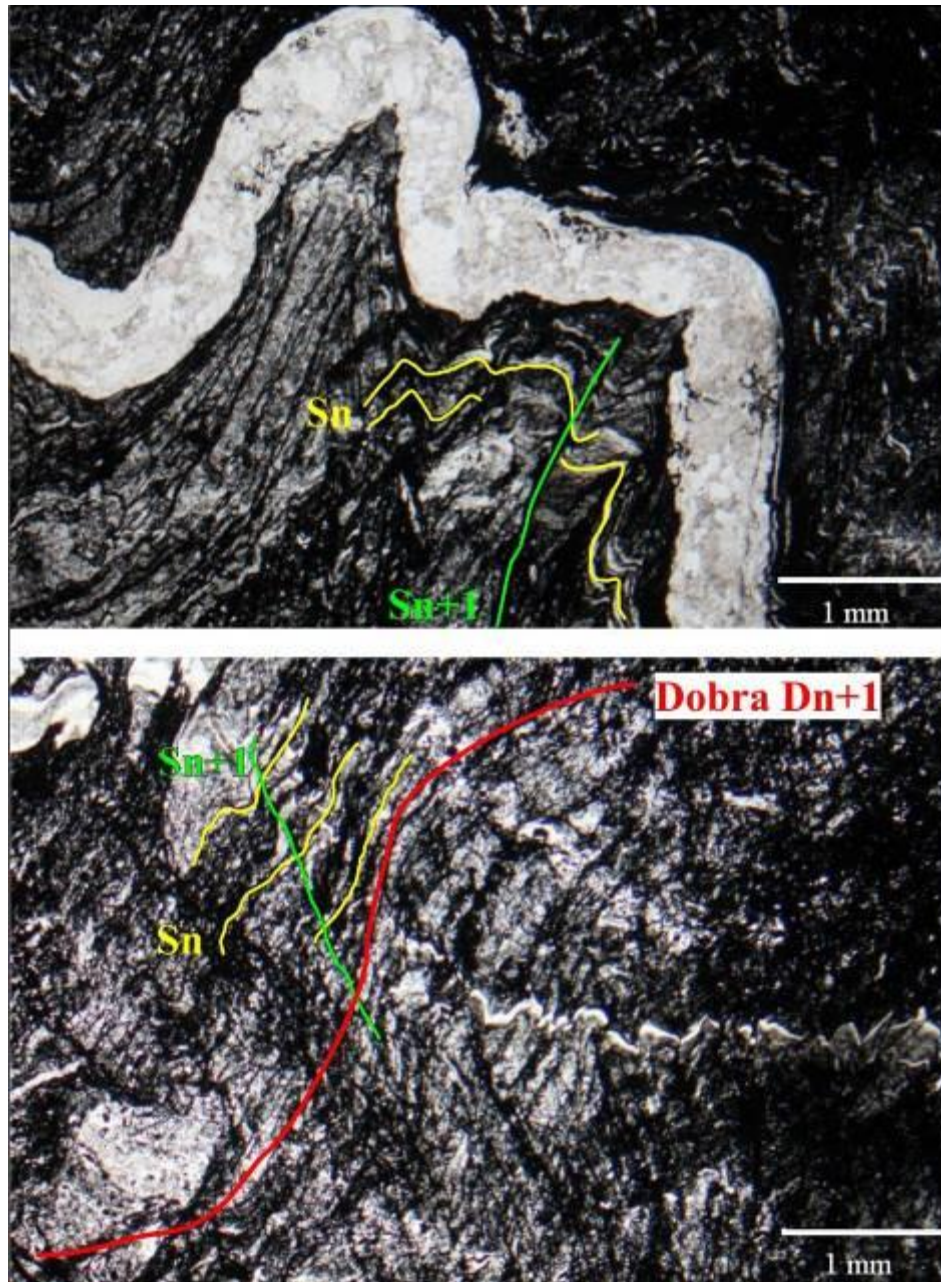
A fase D_{n+1} é representada predominantemente por uma clivagem de crenulação S_{n+1} . Essa estrutura é diferente da clivagem de crenulação da foliação S_n em função de não marcar a xistosidade da rocha, e sim uma foliação mais espaçada. Essa estrutura está bem representada nas lâminas petrográficas dos litotipos encontrados na mina de C1-Santaluz. As figuras 37 e 38 mostram, respectivamente, a lâmina AT194-3 exemplificando a foliação S_{n+1} gerada a partir da crenulação da foliação S_n , sendo classificada como uma clivagem de crenulação, e a lâmina AT194-2 exemplificando a mesma situação. Também se observou que a estrutura S_n dobrada gerou uma foliação S_{n+1} plano axial, representando também essa fase Pós- D_n .

Figura 37. Fotos A e B mostram em detalhe a clivagem de crenulação S_{n+1} , na lâmina petrográfica AT194-3. Ambas fotos com polarizadores descruzados.



Fonte: Autor.

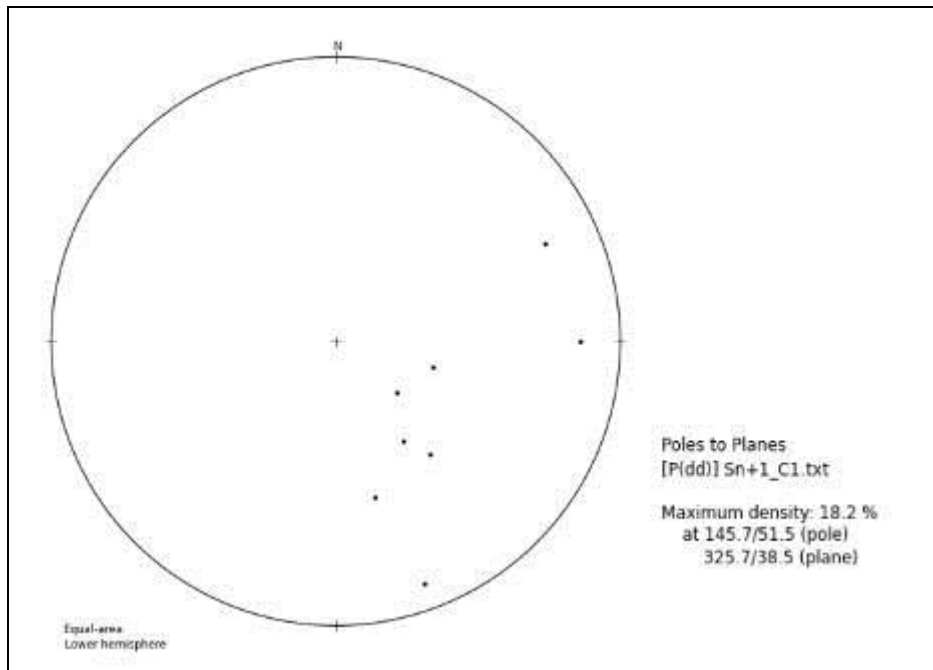
Figura 38. Fotomicrografias da lâmina petrográfica AT194-2, mostrando a foliação S_n crenulada, gerando a foliação S_{n+1} , clivagem de crenulação. Fotos a polarizadores paralelos.



Fonte: Autor.

Nas atividades de campo também foi possível observar a crenulação da foliação S_n , formando a foliação S_{n+1} , principalmente impressa nos pacotes de metassedimentos. No entanto, foi de difícil visualização. As atitudes preferenciais da foliação S_{n+1} possuem direção NE-SW e com mergulho para NW, com média de 325/38 obtida em estereograma (Figura 39).

Figura 39. Estereograma com os pólos dos planos da foliação S_{n+1} . As atitudes obtidas na cava da mina de C1-Santaluz mostram caimento preferencial para noroeste. Número de medidas: 8.



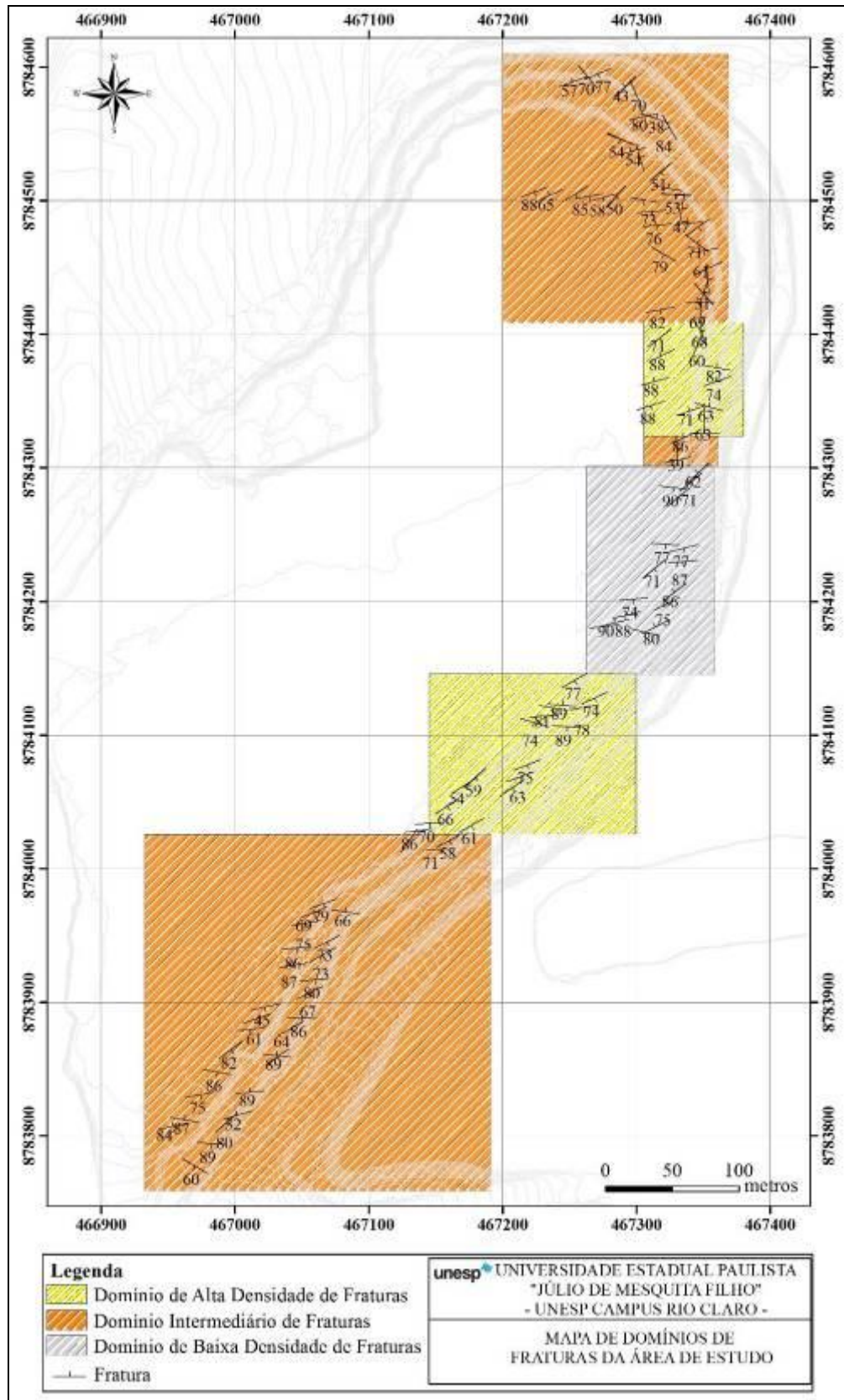
Fonte: Autor.

6.2.4 Fraturas

Na área de estudo ocorrem inúmeras fraturas nas frentes de lavra e nos taludes da mina. Assim, ao longo das atividades de campo foi realizado um levantamento dos padrões de faturamento que ocorrem na cava de C1-Santaluz.

Essa estrutura é abundante no depósito, correspondendo a falhas e juntas, marcando alguns contatos litológicos mapeados. Dessa forma, esse levantamento foi realizado da seguinte forma, para cada ponto mapeado foram obtidas em média 3 atitudes de fraturas totalizando 500 medidas. O principal plano de fratura identificado foi de direção ENE-WSW, sendo que para a cava toda foram definidos três grandes domínios de faturamento, denominados de Domínio de alta densidade de fraturas, Domínio intermediário de fraturas e Domínio de baixa densidade de fraturas (Figura 40).

Figura 40. Mapa ilustrando a distribuição das principais atitudes das fraturas presentes na frente de lavra. As medidas plotadas foram reduzidas em quantidade devido à melhor visualização.



Fonte: Autor.

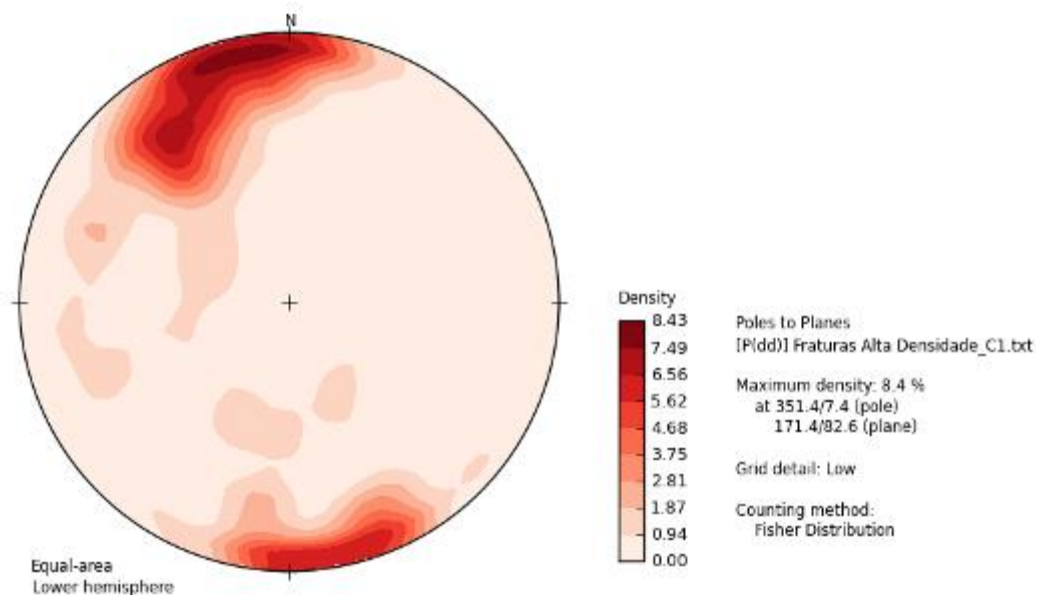
O critério utilizado na obtenção dessas atitudes e divisão desses domínios foi o espaçamento entre as estruturas. A distância entre as fraturas encontradas sendo entre 5 e 30 cm foi considerado denso, a distância entre 30 e 300 cm foi considerada como densidade intermediária, e a distância quando maior do que 300 cm foi considerado pouco denso.

6.2.4.1 Domínio de Alta Densidade de Fraturas

O Domínio de Alta Densidade de Fraturas foi reconhecido em duas porções do depósito de C1-Santaluz, uma na parte centro-sul, onde a inflexão do bandamento composicional S_0/S_{n-1} ocorre, e outra na parte mais a norte onde S_0 é paralelo à S_n . Neste domínio, o espaçamento observado entre as fraturas compreendeu o intervalo entre 5 a 30 cm. Em média, foram obtidas 3 atitudes para cada ponto levantado.

Do total de medidas obtidas, este domínio apresentou 164 fraturas, que representam 4 famílias. As famílias possuem orientação NE-SW, NNE-SSW, WNW-ESE, NW-SE, sendo a NE-SW a família principal. O estereograma de contorno confeccionado para esse domínio mostrou que esta família de fratura ENE-WSW realmente se destaca no sistema de fraturas (Figura 41).

Figura 41. Estereograma de contorno do Domínio de Alta Densidade de Fraturas, mostrando que a principal família de fratura observada nessas porções possui direção ENE-WSW. Número de medidas: 164.



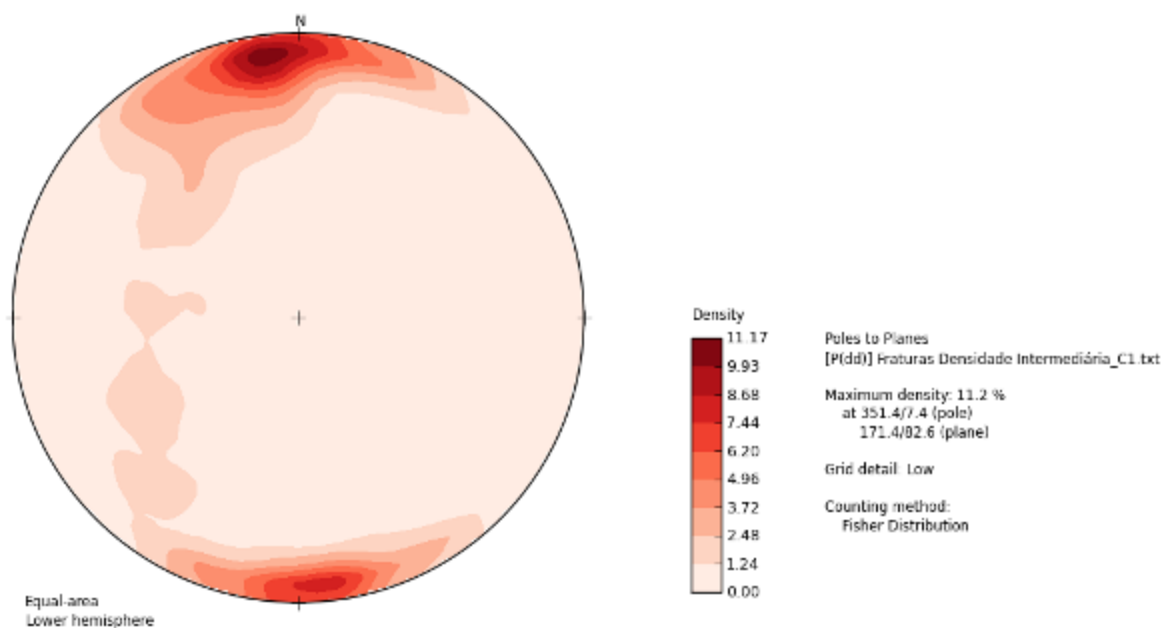
Fonte: Autor.

6.2.4.2 Domínio Intermediário de Fraturas

O Domínio Intermediário de Fraturas possui um total de 264 medidas, que permitiram identificar 3 famílias, com orientações NE-SW, NW-SE, WNW-ESE. A principal família reconhecida foi NE-SW. O intervalo de espaçamento usado neste domínio foi entre 30 e 300 cm.

Este domínio está bem marcado no extremo norte e extremo sul da área de estudo, porção norte e sul da cava do depósito de C1-Santaluz. A Figura 42 exibe o estereograma de contorno para esse domínio, mostrando que a direção ENE-WSW é a de maior ocorrência para os planos de fratura nessas porções da cava, com atitude preferencial 171/82.

Figura 42. Estereograma de contorno do Domínio Intermediário de Fraturas representando as medidas obtidas em atividades de campo, indicando a direção ENE-WSW como preferencial para os planos de fratura em questão. Número de medidas: 264.



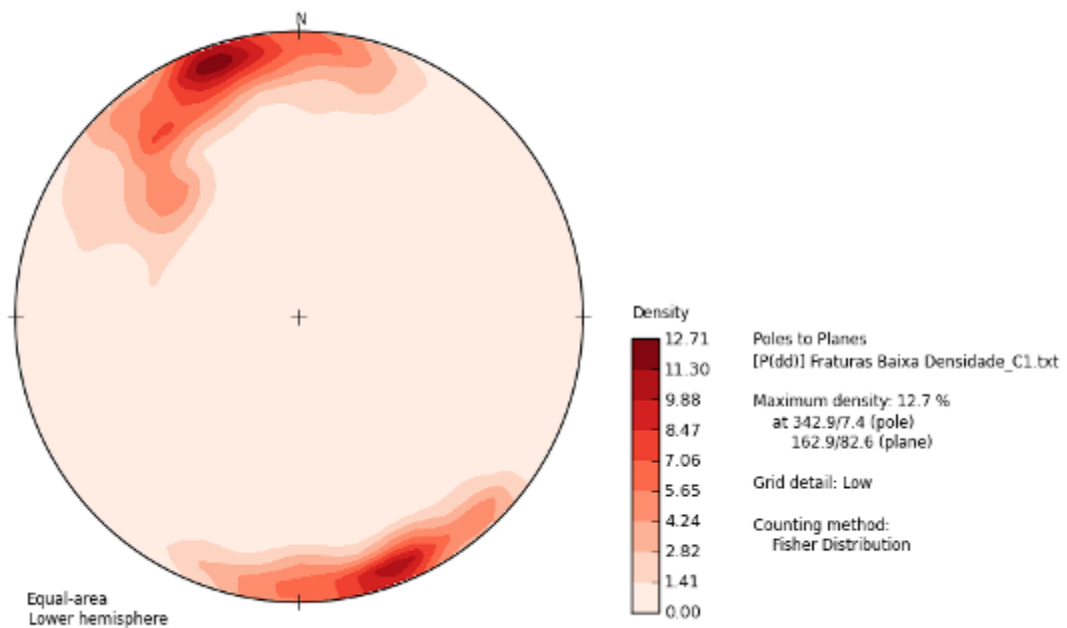
Fonte: Autor.

6.2.4.3 Domínio de Baixa Densidade de Fraturas

O Domínio de Baixa Densidade de Fraturas está concentrado na parte central da cava de C1-Santaluz, no qual foram obtidas 72 atitudes, das quais se percebe 2 famílias com orientações NE-SW, ENE-WSW. A principal família de fratura é a ENE-WSW, coincidindo com a principal orientação encontrada nos outros domínios.

Neste caso, o espaçamento observado para este domínio foi distância maior do que 300 cm entre as fraturas. O estereograma de contorno feito com as medidas estruturais de fraturas desse domínio mostrou que a orientação preferencial é 162/82, ENE-WSW (Figura 43).

Figura 43. Estereograma de contorno para as medidas de fraturas do Domínio de Baixa Densidade de Fraturas. O círculo máximo mostra que a direção ENE-WSW é a principal orientação deste domínio. Número de medidas: 72.



Fonte: Autor.

6.3 Metamorfismo

O metamorfismo para a área de estudo foi estudado de acordo com os domínios de unidades estabelecidos no capítulo de estratigrafia. Assim, foram definidos os parâmetros em função de rochas vulcânicas a subvulcânicas e rochas metassedimentares.

Os litotipos foram analisados petrograficamente com o intuito de identificar e caracterizar o tipo de metamorfismo a que as rochas em questão foram submetidas. As paragêneses minerais encontradas nas lâminas petrográficas das unidades pesquisadas são representadas por minerais índices, que permitiram delimitar os intervalos de pressão e temperatura relativos às fácies metamórficas das unidades aflorantes.

Foi observado um metamorfismo progressivo regional, na fácies xisto verde baixo, da zona da clorita à zona da biotita, e também retrometamorfismo definido pela recristalização de grãos de quartzo em ambos os domínios litoestratigráficos, bem como saussuritização do plagioclásio evidenciada em metadacito. A intensa recristalização que ocorre nos cristais de quartzo nas zonas mineralizadas na área de estudo também foi amplamente encontrada e assim discutida nesse tópico.

6.3.1 Sequência Vulcânica

A Sequência Vulcânica é composta por rochas metavulcânicas, que por vezes podem apresentar intercalação com lentes de metassedimentos. Os litotipos, como metandesitos e metadacitos são basicamente compostos por finos cristais de sericita, quartzo, plagioclásio, diferindo na proporção de quartzo presente na matriz. Os metandesitos podem apresentar fraca epidotização, além de cristais de feldspato na forma de relictos com quartzo ou carbonato.

Este litotipo ainda ocorre com fenocristais de quartzo distribuídos e estirados segundo a xistosidade da rocha, e geralmente ocorrem recristalizados, ou microboudinados. Essa recristalização é definida como rotação de subgrão, devido ao litotipo apresentar metamorfismo de mais baixa temperatura (Figura 44).

Através da análise das lâminas petrográficas foi possível identificar processo de saussuritização do plagioclásio em metadacitos, com a geração de micas brancas, finas, permitindo classificar essa feição como efeito de retrometamorfismo. Os metadacitos ocorrem principalmente em zonas mais brechadas, como é o caso do ponto JA13-189, na cava de C1-Santaluz, assim são susceptíveis aos processos de recristalização, normalmente representado por cristais de quartzo recristalizados por toda a matriz do litotipo (Figura 44).

Dessa forma, a Sequência Vulcânica apresenta rochas que mostram metamorfismo regional na fácies xisto verde baixo, zona da clorita, com retrometamorfismo associado. A assembléia mineral observada para esses litotipos não foi suficiente para determinar os valores de pressão e temperatura do sistema, visto que não ocorre granada e biotita não aparece de forma frequente e constante. No entanto, em função desses critérios, pode-se entender que os valores máximos de pressão e temperatura no âmbito dessa unidade de rochas é de 4 kbar e 400°C, respectivamente, valores esses que marcam um metamorfismo de fácies xisto verde.

Figura 44. A) Fotomicrografia da lâmina polida AT202-3, metandesito proveniente de furo de sondagem AT202-3, mostrando microboudinagem de cristal de Feldspato, sendo preenchido por cristais de quartzo recristalizados (Qz: quartzo; Fs: feldspato). B) Fotomicrografia da lâmina petrográfica JA13-189 exibindo saussuritização do cristal de plagioclásio, bem como recristalização deste para micas brancas (Plag: plagioclásio). Ambas as fotos em polarizadores cruzados.



Fonte: Autor.

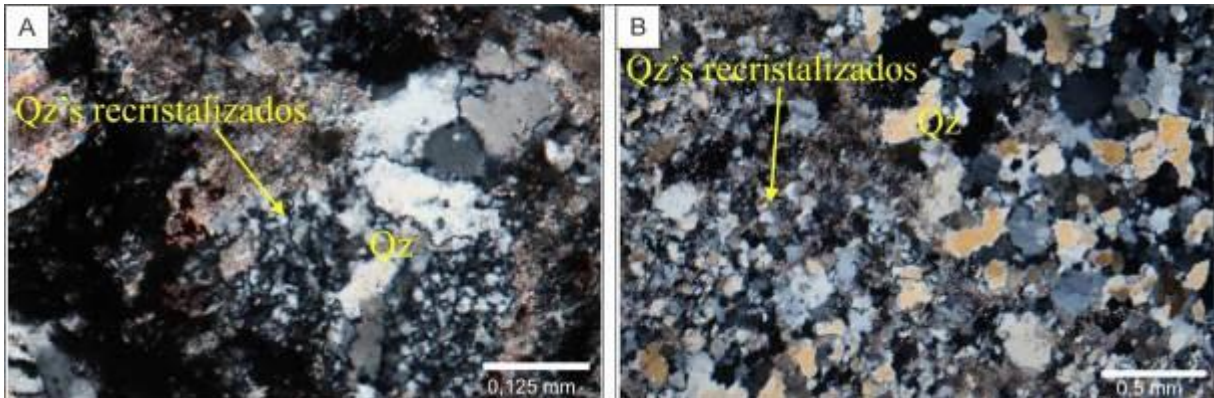
6.3.2 Sequência Metassedimentar

A Sequência Metassedimentar é composta por metassedimento carbonoso (filito carbonoso) e clorita-sericita-quartzo xistos, além de brechas carbonosas. Este domínio de rochas possui uma assembléia mineral basicamente representada por minerais metamórficos como sericita, clorita, quartzo, por vezes biotita, bem como material carbonoso. Essa composição permite incluir essa sequência em um metamorfismo progressivo regional de fácies xisto verde baixo, zona da biotita.

As paragêneses minerais estudadas neste domínio de rochas mostraram que há somente a cristalização de biotita como mineral índice, de modo que apenas colabora com a definição dos parâmetros de pressão e temperatura em valores máximos a que esses litotipos foram submetidos, sendo novamente de 4kbar e 400°C. Novamente, assim como no domínio vulcânico, as unidades aqui representadas mostram o baixo grau metamórfico a que essas rochas foram submetidas.

A recristalização de cristais de quartzo é comumente observada nas lâminas dessa unidade, de modo que geralmente os grãos de quartzo se apresentam recristalizados por rotação de subgrãos, indicando ambiente de baixa temperatura (Figura 45).

Figura 45. A) Fotomicrografia da lâmina petrográfica JA13-248, mostrando cristais de quartzo recristalizados por rotação de subgrão, em brecha carbonosa (Qz: quartzo). B) Fotomicrografia da lâmina petrográfica MP151-1, proveniente de testemunho de furo de sondagem rotativa, exemplificando processo de recristalização que ocorre em metassedimento carbonoso (Qz: quartzo). Ambas as fotos em polarizadores cruzados.



Fonte: Autor.

6.4 Análises em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

Como já citado na Seção 4.4, foram selecionadas quatro lâminas polidas que representassem as zonas mineralizadas na área de estudo, sendo que foram obtidas através de amostras de furos de sondagem. As lâminas escolhidas foram MP151-1, MP151-2, MP186-1, MP176-1, por serem provenientes de região mineralizada do depósito de C1-Santaluz. Além disso, uma quinta lâmina de testemunho de sondagem deste depósito foi selecionada por se tratar de amostra que, de acordo com a empresa *Yamana Gold Inc.*, dados laboratoriais de análise geoquímica comprovaram que possui resultado positivo para ouro (lâmina MP176-2).

As análises dessas 5 amostras realizadas no MEV foram feitas buscando identificar os minerais que compõem porções de interesse das lâminas, como estruturas e relações entre as mesmas com o minério da área. Assim, o estudo teve maior ênfase nos minerais opacos, tendo em vista que dados laboratoriais da empresa mostraram que a mineralização de ouro do depósito de C1-Santaluz está diretamente relacionada com a alteração hidrotermal, representada por sulfetos neste caso. Assim, se buscou caracterizar quais sulfetos ocorrem associados aos veios de quartzo, que contem ou provavelmente contêm ouro, e conseqüentemente a relação que estes têm com as estruturas presentes nos litotipos.

Para todos os gráficos de intensidade x energia apresentados neste capítulo, a área sob a curva selecionada em cinza representa a região do espectro (ROI - Region of Interest)

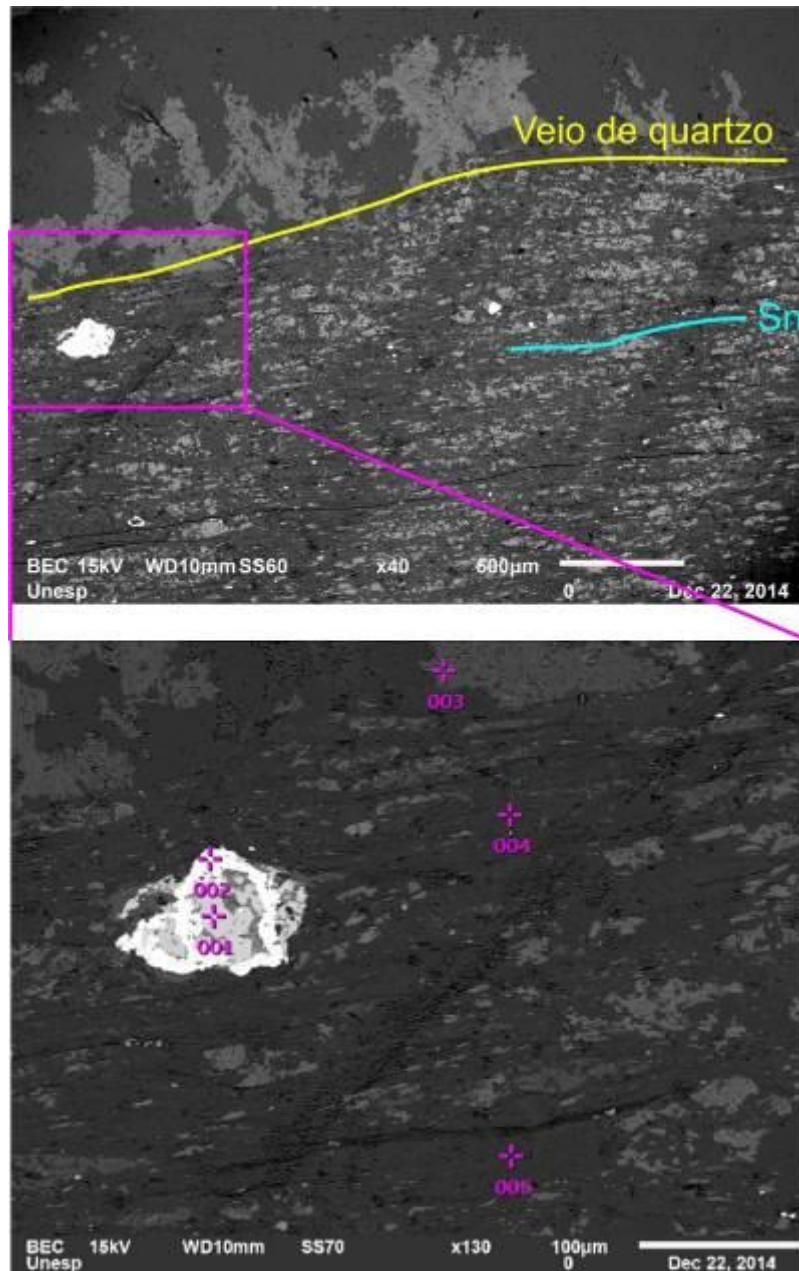
utilizada para o cálculo de concentração do elemento em questão. A área sob a curva não utilizada no cálculo de concentração é representada pela cor laranja.

6.4.1 Metassedimento Carbonoso (Lâmina petrográfica MP151-1)

Como já explicado anteriormente, a zona mineralizada da área de estudo ocorre em contato de topo com um corpo de metadiorito e a própria zona é representada por brecha carbonosa, com veios e venulações de quartzo sulfetados.

Para esta lâmina, foram definidos 5 pontos de interesse para análise, distribuídos pelo campo de visão, a fim de representar bem o litotipo estudado (Figura 46). Os pontos 1 e 2 foram colocados em minerais opacos presente na matriz da rocha, enquanto que o ponto número 3 foi colocado dentro da porção marcada por veio de quartzo na lâmina. Já os pontos 4 e 5 foram postos na matriz do litotipo.

Figura 46. Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) da lâmina petrográfica MP151-1 obtida em microscópio eletrônico de varredura. É possível observar veio de quartzo concordante com a foliação S_n .

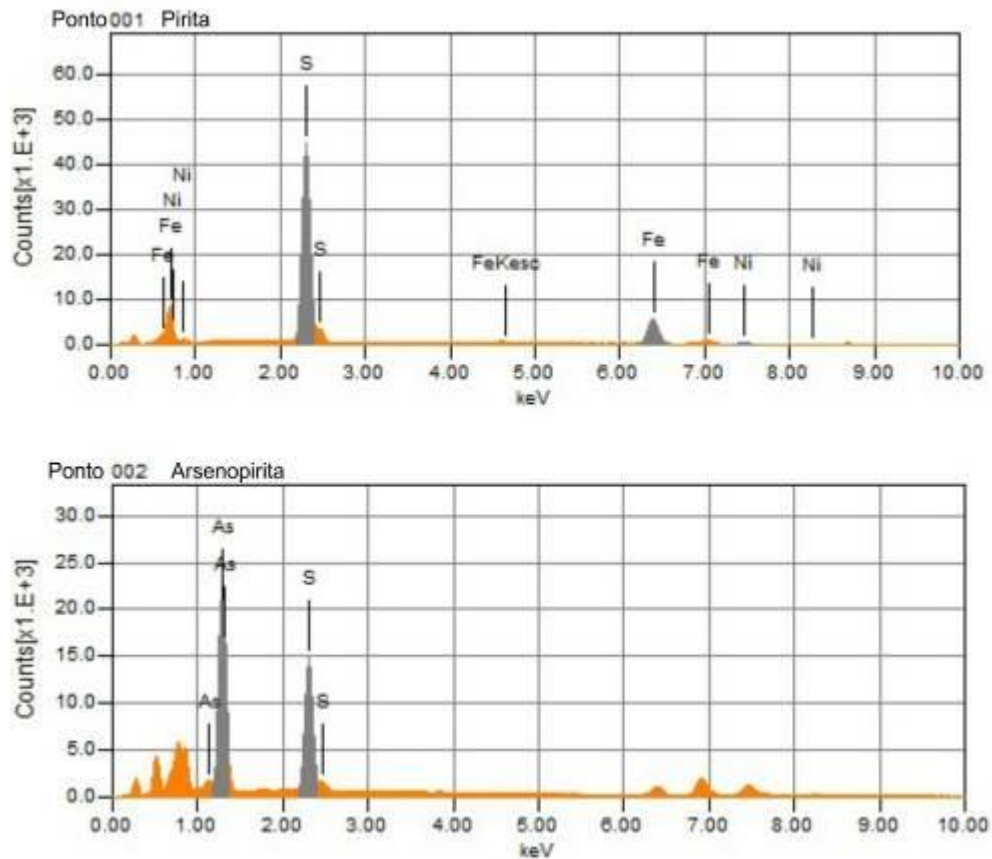


Fonte: Autor.

Em relação aos pontos 1 e 2 percebe-se em função do contraste nos tons de cinza que ocorrem alguns minerais inclusos em outro, aparentemente crescidos simultaneamente, ou mesmo substituindo o outro. O ponto 1 foi analisado e identificado como sendo um cristal de pirita, enquanto que o ponto 2 mostrou-se se tratar de arsenopirita (Figura 47).

Outro detalhe importante observado foi que junto da arsenopirita e nos arredores dos cristais de pirita, em tons de cinza mais escuro, aparecem sulfetos de antimônio, classificados como stibnita. Também foi notada a presença de níquel no sistema.

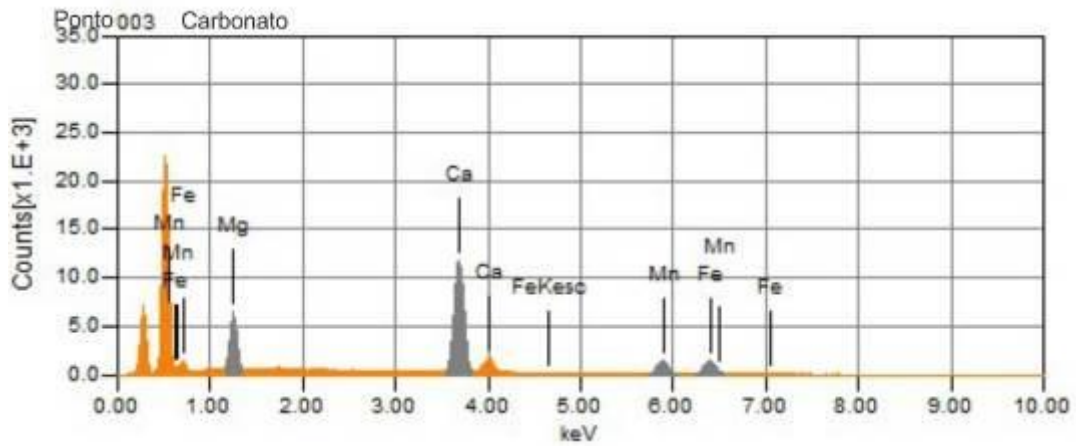
Figura 47. Gráficos intensidade x energia com os espectros obtidos nas análises pontuais 1 e 2 da lâmina polida MP151-1 por EDS em microscópio eletrônico de varredura.



Fonte: Autor.

O ponto número 3 localizado na região de veio de quartzo foi feito em cima de cristal com tom cinza pouco mais claro e mostrou ser um cristal de carbonato (ankerita), permitindo identificar que, correlacionando com as descrições macroscópicas e microscópicas, os veios de quartzo encaixados na foliação S_n da rocha geralmente contêm carbonato associado. A Figura 48 mostra o gráfico de espectro caracterizando a composição de carbonato, com picos de magnésio, manganês, cálcio, oxigênio e ferro.

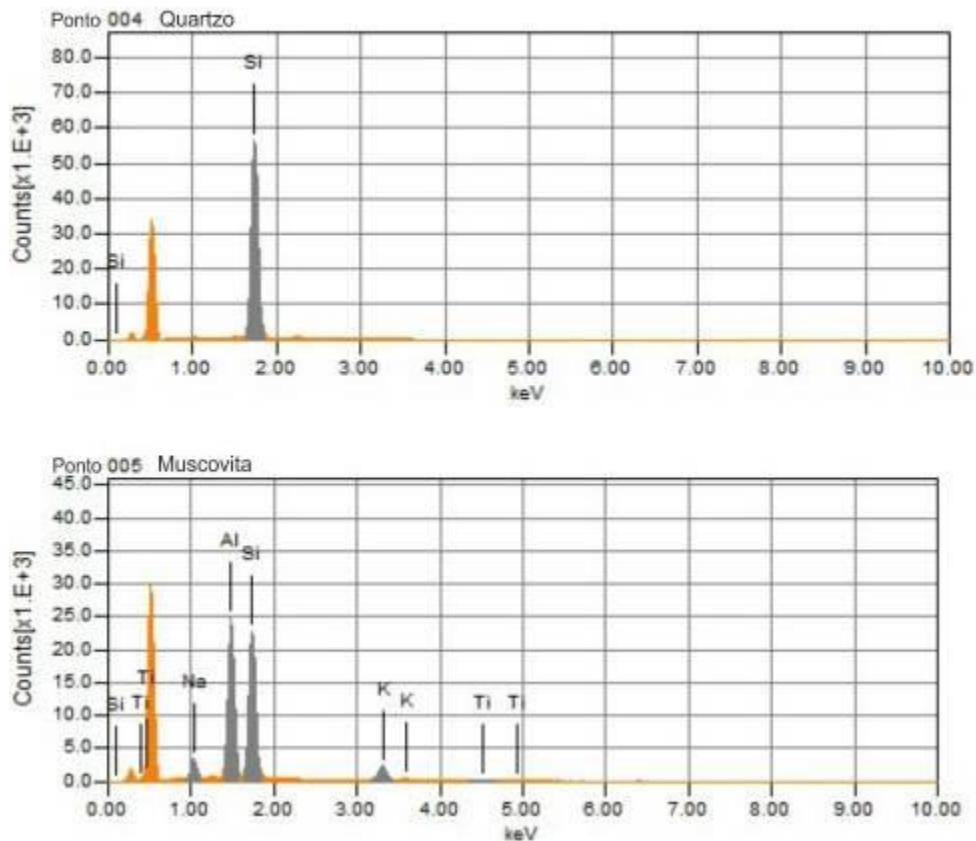
Figura 48. Gráfico mostrando o espectro obtido através da análise pontual (EDS) número 3 da lâmina polida MP151-1 em microscópio eletrônico de varredura.



Fonte: Autor.

As análises por EDS dos pontos 4 e 5 sugerem que a matriz da rocha contém cristais de quartzo e muscovita em sua matriz. Essa composição foi observada na descrição petrográfica da lâmina e confirmada nesta etapa do trabalho (Figura 49).

Figura 49. Gráficos intensidade x energia com os espectros obtidos nas análises pontuais 4 e 5 da lâmina polida MP151-1 por EDS em microscópio eletrônico de varredura.

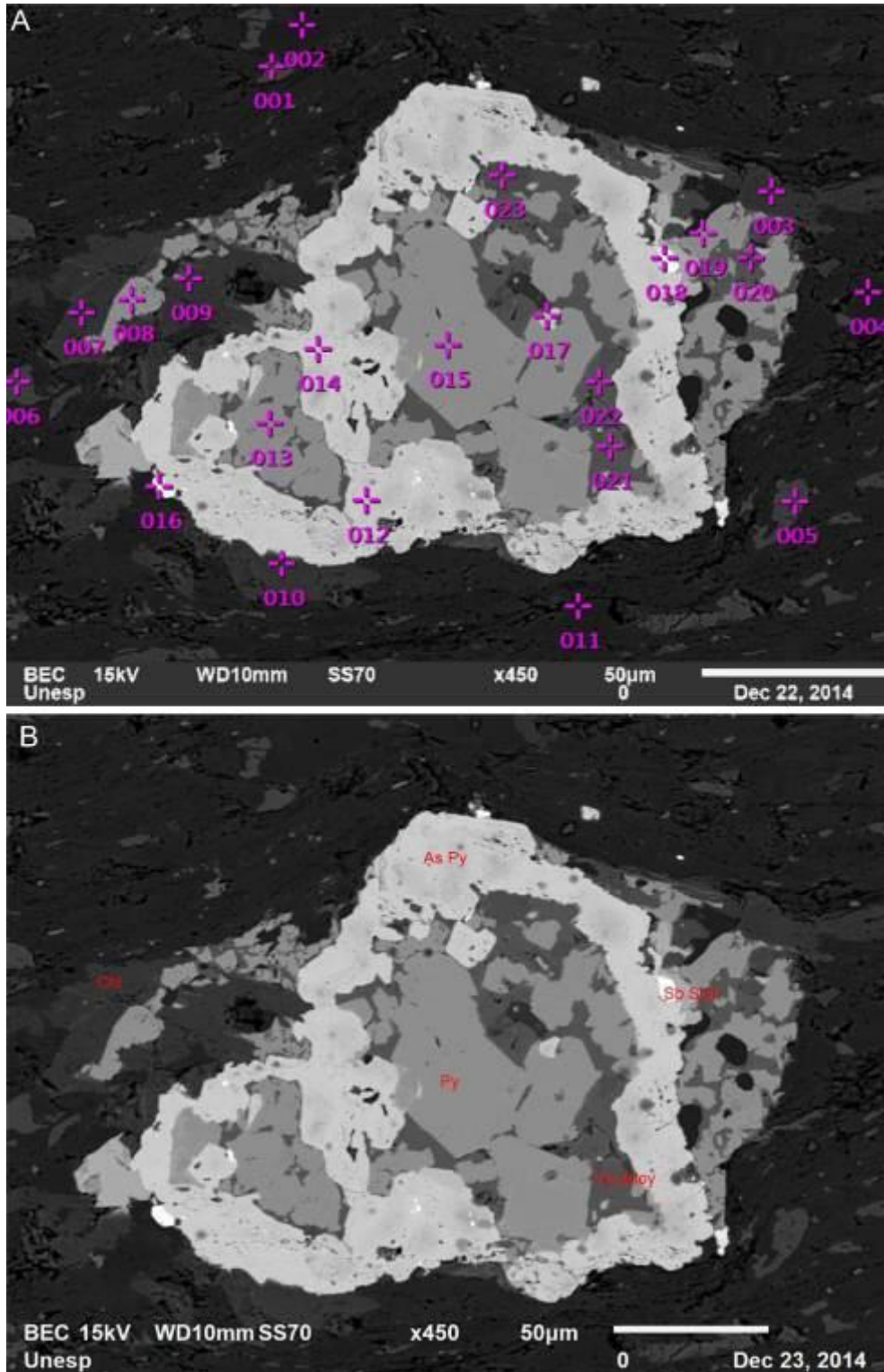


Fonte: Autor.

Ainda no estudo da lâmina polida MP151-1 foram analisados em detalhe os sulfetos no campo de visão da Figura 46. Pode-se perceber através das tonalidades de cinza que se trata de um agregado de cristais.

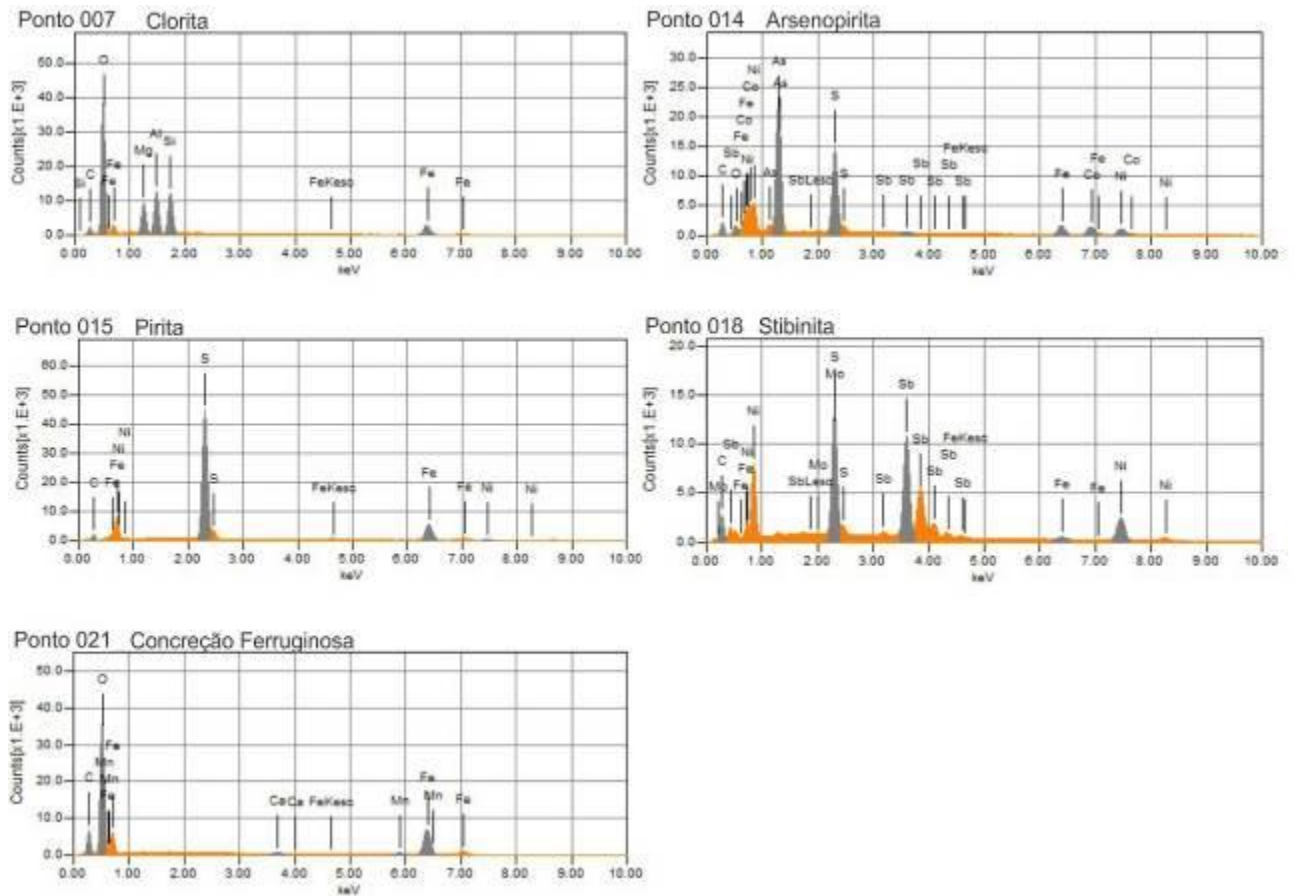
Assim, no campo de visão escolhido foram feitas 23 análises pontuais visando identificar os minerais opacos, além de outros cristais na matriz da rocha. Dessa forma, vale ressaltar as análises 7, 14, 15, 18, 21, que melhor representam o campo de visão analisado, mostrando composição para cristais de clorita, arsenopirita, pirita, stibinita, concreção ferruginosa, respectivamente (Figuras 50 e 51).

Figura 50. A) Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) da lâmina petrográfica MP151-1 mostrando pontos de 23 análises feitas por EDS. B) Foto mostrando o mesmo campo de visão da foto A, com a identificação de cada mineral analisado, os quais representam de forma satisfatória a assembléia mineral que compõe essa porção do litotipo (Chl: clorita; AsPy: arsenopirita; Py: pirita; Sb sulf: stibinita; Fe Alloy: concreção ferruginosa).



Fonte: Autor.

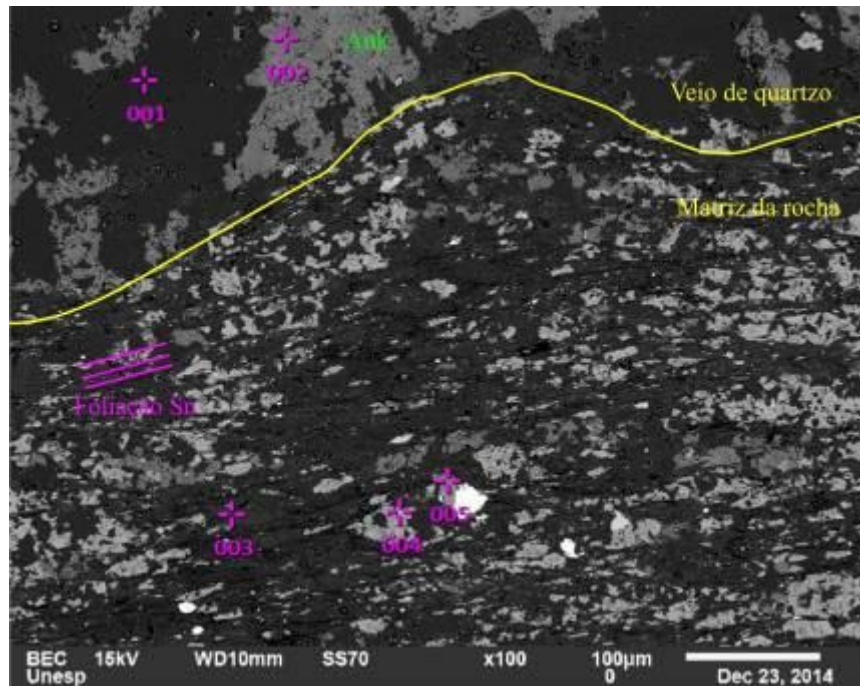
Figura 51. Gráficos intensidade x energia dos pontos analisados por EDS em microscópio eletrônico de varredura, pontos 7, 14, 15, 18 e 21, da lâmina MP151-1.



Fonte: Autor.

Outra porção da lâmina foi analisada e exemplifica bem a questão de veios de quartzo intrafoliares, ou seja, concordantes com a foliação S_n da rocha, apresentarem composição por quartzo e carbonato. Neste caso, as análises 1 e 2 dentro do veio de quartzo confirmaram que as duas principais fases minerais que constituem o veio são quartzo e carbonato. O carbonato foi identificado como ankerita, exibindo composição química por ferro, manganês, magnésio e cálcio (Figura 52).

Figura 52. Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) mostrando veio de quartzo com carbonato paralelo à orientação dos cristais que compõe a matriz da rocha (Ank: ankerita). Lâmina MP151-1.



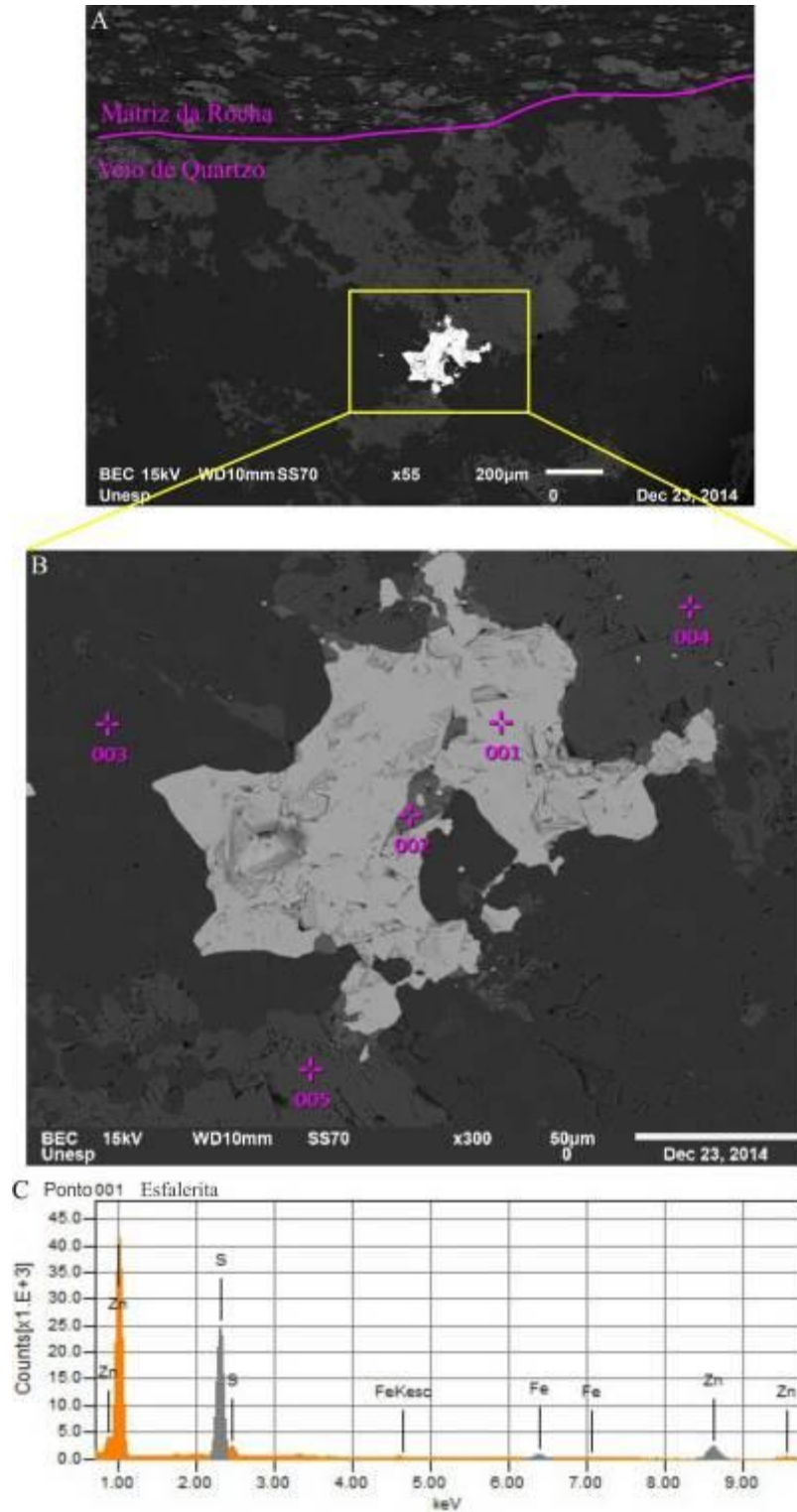
Fonte: Autor.

6.4.2 Metassedimento carbonoso (Lâmina petrográfica MP151-2)

A rocha dessa lâmina polida, através da descrição petrográfica, foi classificada como sendo um metassedimento carbonoso. Além de mostrar composição por muscovita, material carbonoso, quartzo, este também associado com carbonato e presente nas venulações, o litotipo apresenta minerais opacos definidos com sulfetos. Esses sulfetos foram analisados por EDS no MEV.

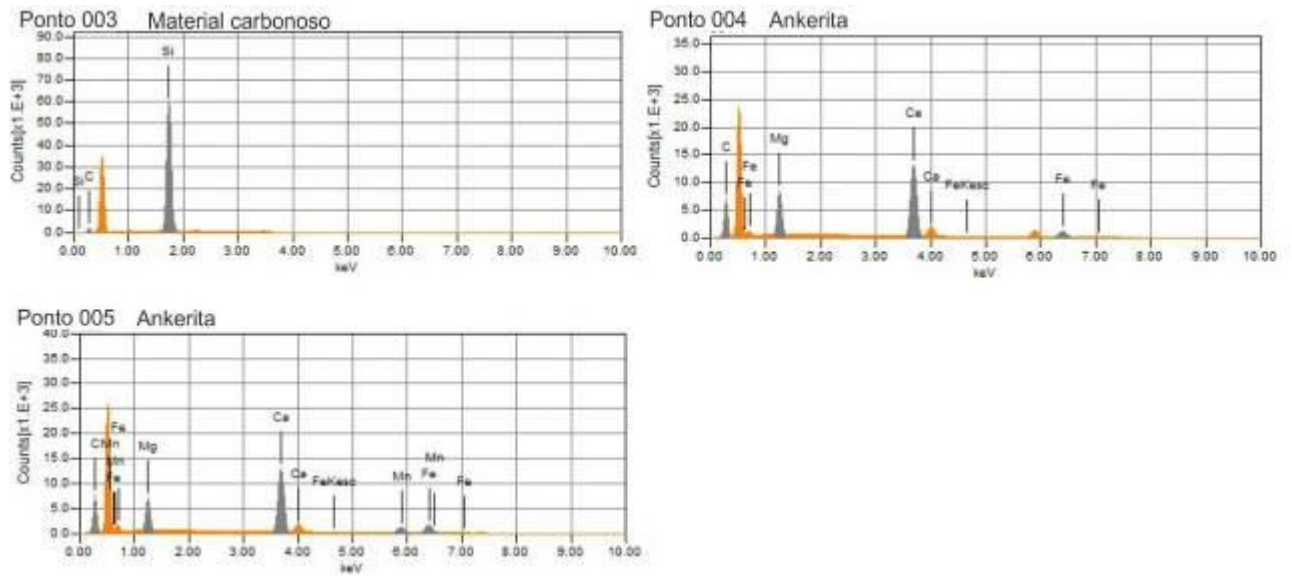
A primeira parte analisada restringe-se a veio de quartzo com sulfeto. Neste caso, ocorre um único cristal opaco em meio à vênula de quartzo, que através da análise de EDS (pontos 1 e 2) foi identificado como sendo sulfeto de zinco, ou seja, esfalerita, presente como cristal anhedral (Figura 53). Os pontos 3, 4 e 5 mostraram ser material carbonoso, e carbonatos, sendo ambos (4 e 5) ankerita (Figura 54).

Figura 53. A) Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) da lâmina petrográfica MP151-2 mostrando 5 análises micropontuais feitas por EDS. B) Gráfico intensidade x energia para a análise número 1 mostrando os elementos que compõe o sulfeto observado na foto A, neste caso, esfalerita.



Fonte: Autor.

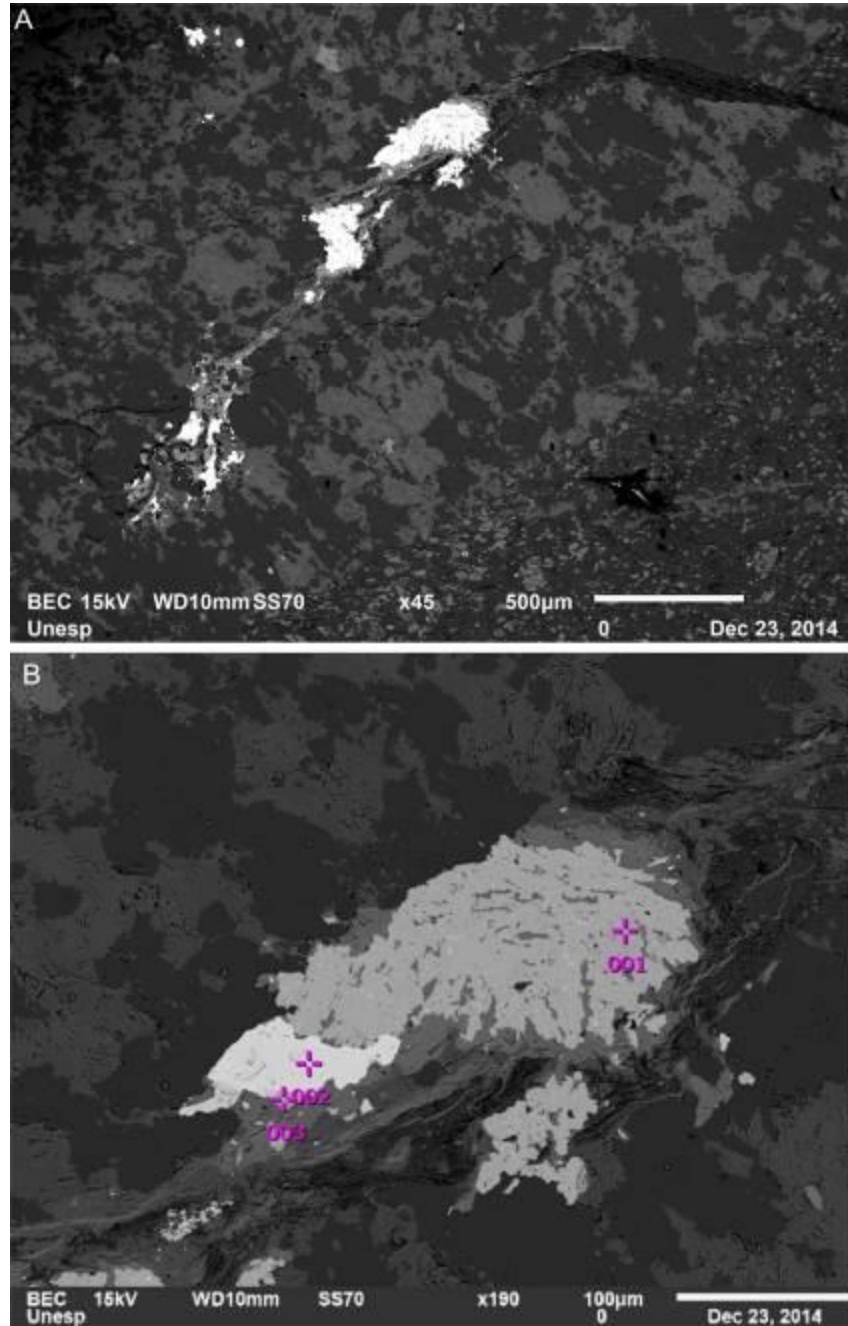
Figura 54. Gráficos intensidade x energia dos pontos 3, 4 e 5 analisados por EDS em microscópio eletrônico de varredura na lâmina MP151-2.



Fonte: Autor.

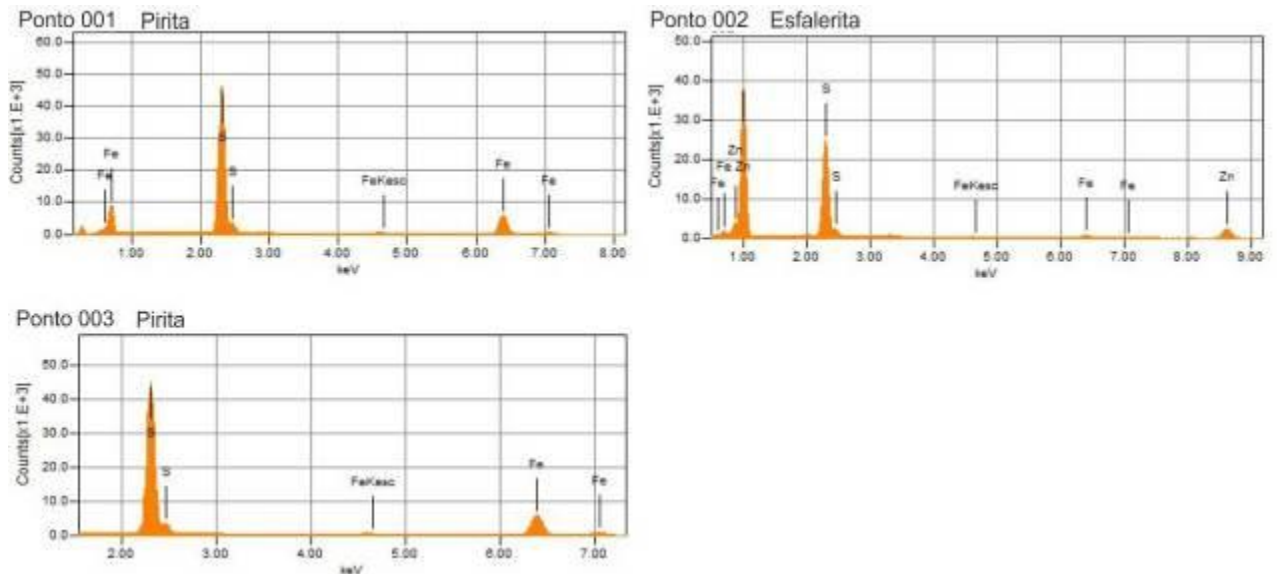
Novamente em outra posição da lâmina foram observados sulfetos marcados por pirita e esfalerita. Ambos cristais ocorrem associados a veio de quartzo preenchendo fratura na rocha (Figuras 55 e 56).

Figura 55. A) Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) mostrando sulfetos em veio de quartzo preenchendo fratura em metassedimento carbonoso, em foto obtida em microscópio eletrônico de varredura. B) Detalhe das análises pontuais por EDS em sulfetos associados à vênula de quartzo, sendo 1 e 3 pirita e 2 esfalerita.



Fonte: Autor.

Figura 56. Gráficos intensidade x energia dos pontos 1, 2 e 3 analisados por EDS em microscópio eletrônico de varredura na lâmina MP151-2.



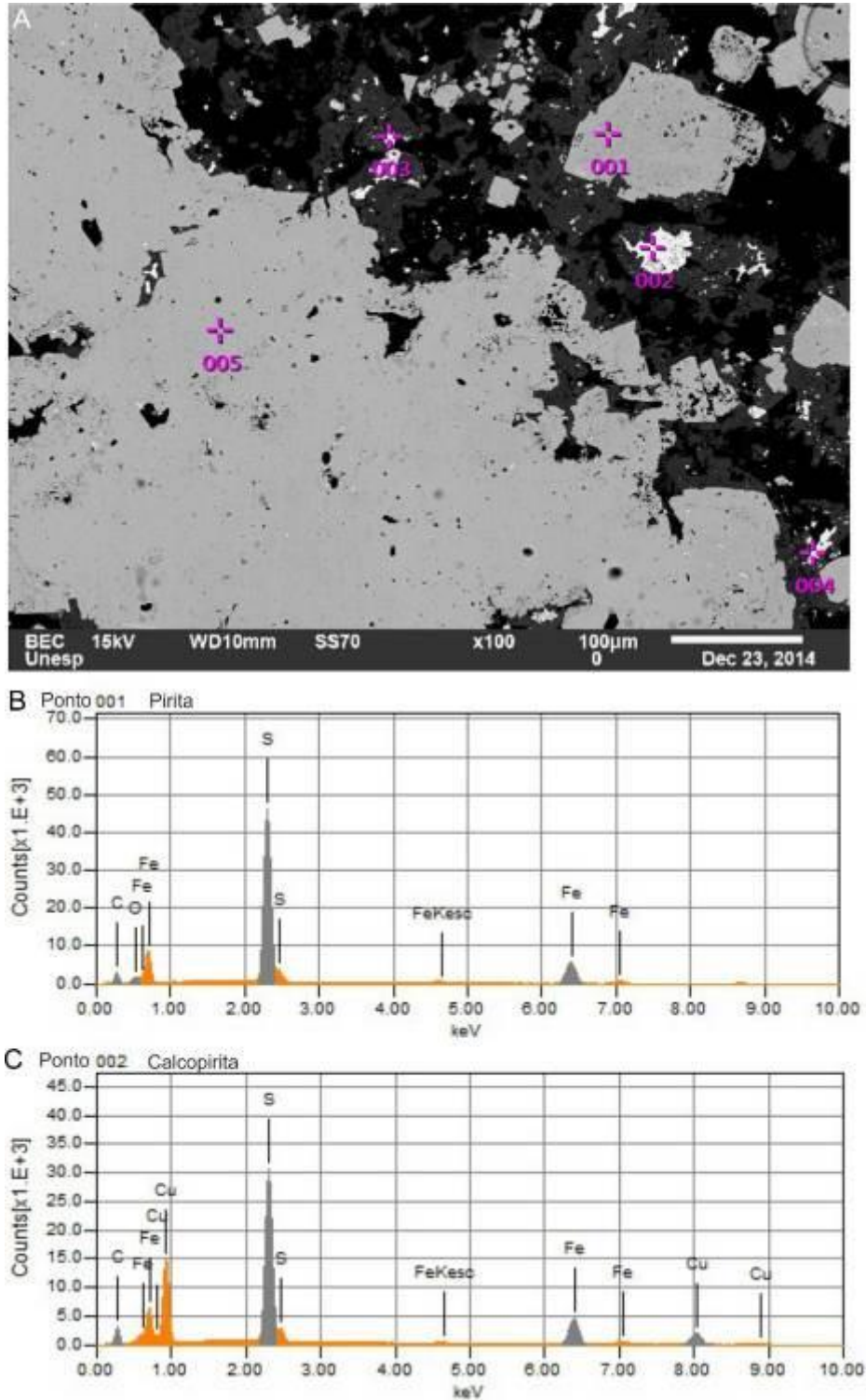
Fonte: Autor.

6.4.3 Metassedimento carbonoso (Lâmina petrográfica MP186-1)

A lâmina petrográfica MP186-1 refere-se a metassedimento carbonoso, pacote metassedimentar que ocorre mais raso que o metadiorito e a brecha carbonosa (mineralização aurífera do depósito de C1-Santaluz), ou seja, é mais superficial e, portanto, fora da área de estudo. Mesmo assim, essa amostra é proveniente de uma rocha sulfetada e auxilia no entendimento da composição e relação sulfeto e litotipo venulado carbonoso. Os sulfetos observados neste caso estão presentes de forma disseminada na matriz da rocha.

Os sulfetos analisados (Figura 57) são representados por pirita, bem como traços de calcopirita. Esses cristais opacos estão distribuídos por toda a matriz do litotipo ocorrendo diretamente relacionados com a orientação principal da rocha, marcada por intensa xistosidade.

Figura 57. A) Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) da lâmina petrográfica MP186-1 mostrando 5 análises pontuais feitas por EDS. Os pontos 1 e 5 correspondem a pirita, enquanto que os pontos 2 e 3 identificaram a presença de traços de calcopirita. B) Gráficos intensidade x energia para os pontos 1 e 2 da foto A, pirita e calcopirita (C) respectivamente.

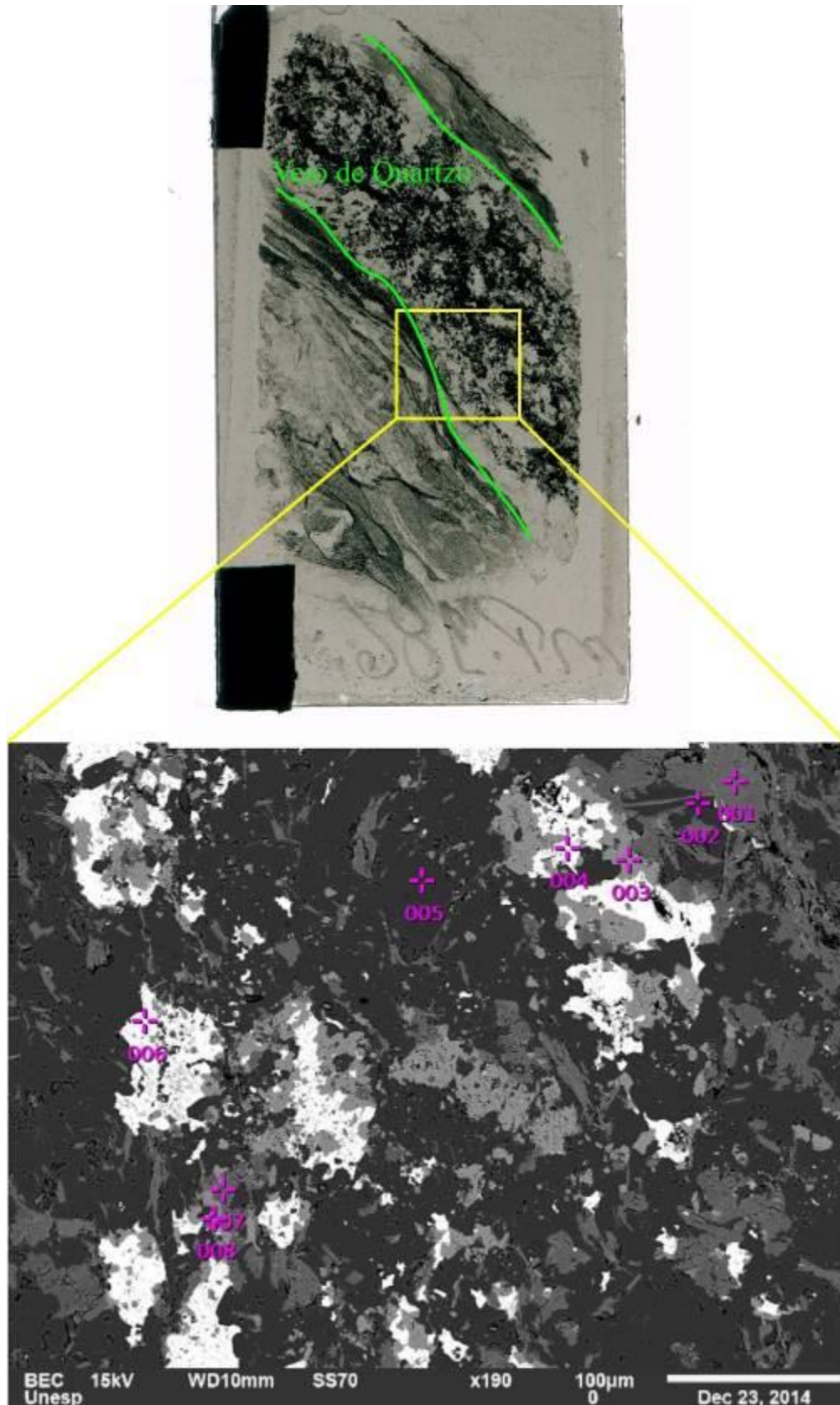


Fonte: Autor.

Em outra parte dessa lâmina os sulfetos analisados também ocorrem disseminados e representados por cristais de pirita, anhedrais a euhedrais em alguns pontos. Na figura 58 é possível observar o campo de visão em questão, que foi analisado em 8 pontos específicos. O ponto 1 localizado na matriz da rocha, foi identificado como clorita, e ainda associado na matriz apareceram grãos de quartzo analisados nos pontos 2 e 5.

Ainda na mesma figura, os gráficos gerados para as análises micropontuais de número 3 e 8 não foram conclusivos e portanto, não foi possível identificar os minerais. Os cristais de sulfetos que ocorrem, no caso pirita, foram reconhecidos nos pontos 4 e 6, de modo que o tom de cinza bem claro marca esse mineral por todo o campo de visão. A análise número 7 exhibe grão de carbonato, mais precisamente ankerita, de modo que sua composição obtida por meio dos espectros contém cálcio, ferro, manganês e magnésio.

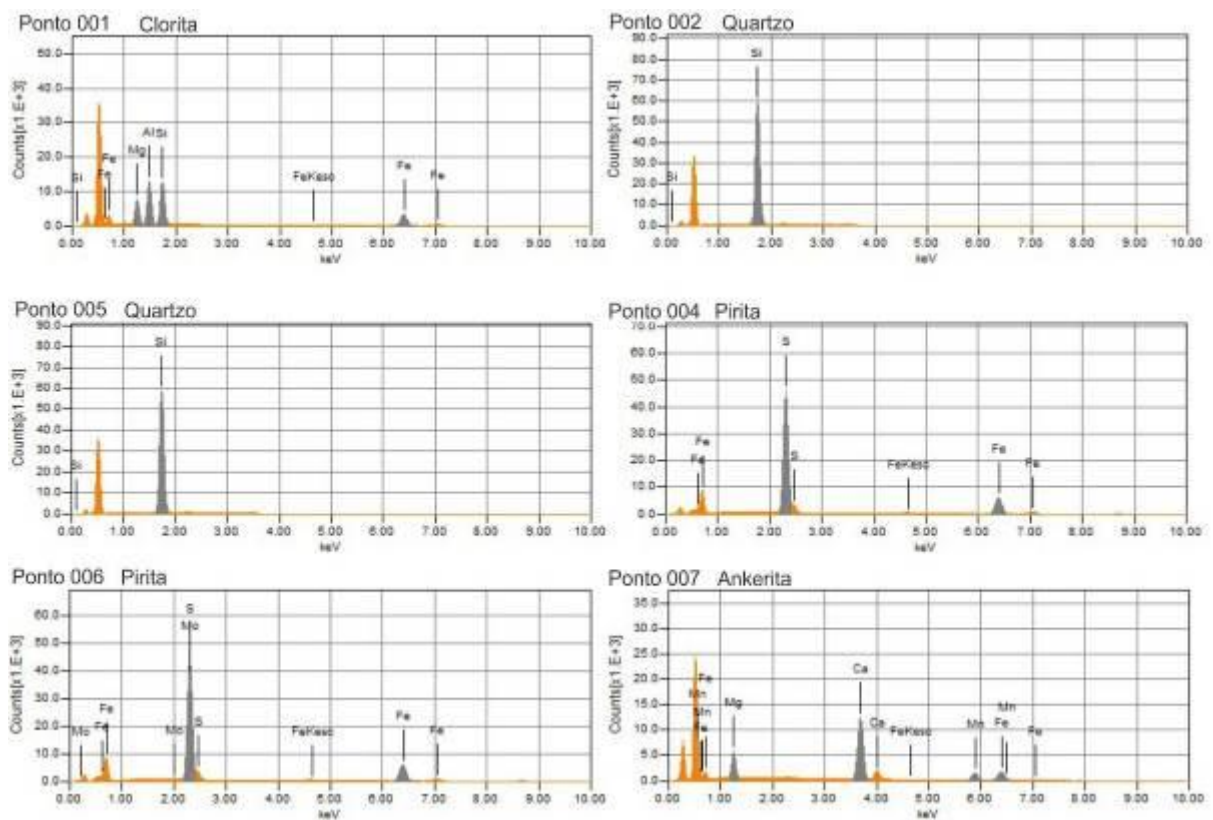
Figura 58. Imagem da lâmina estudada mostrando os campos analisados no MEV. O ponto 1 foi identificado como clorita, 2 e 5 como quartzo, 3, 7 e 8 como carbonato (ankerita), e por fim, 4 e 6 como pirita.



Fonte: Autor.

Esses 8 pontos de análise geraram 8 gráficos de intensidade x energia, mostrando a composição química para cada um (Figura 59). Aparentemente, assim como no campo de visão anterior, os sulfetos ocorrem condicionados a veio de quartzo com carbonato associado. As micas, no caso clorita, que se apresentam na rocha, marcam uma foliação incipiente, permitindo caracterizar essa vênula de quartzo como concordante com a orientação principal dessas ripas micáceas.

Figura 59. Gráficos intensidade x energia para os 8 pontos analisados por EDS em microscópio eletrônico de varredura. Lâmina polida MP186-1.



Fonte: Autor.

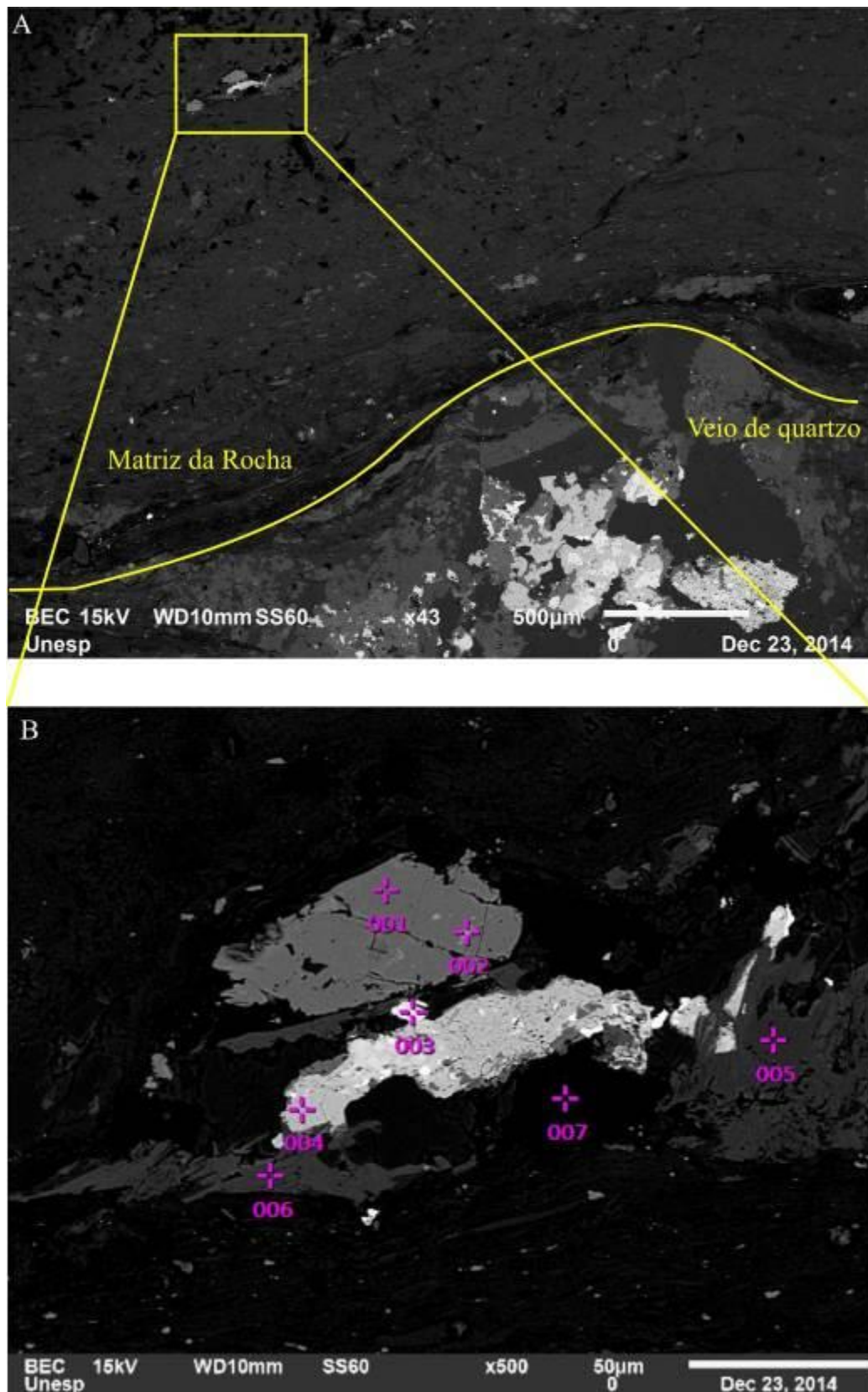
6.4.4 Brecha carbonosa (Lâmina petrográfica MP176-1)

O litotipo em questão comumente apresenta veios e vênulas de quartzo, geralmente auxiliando a rocha a ter uma textura de brecha, possivelmente sendo textura de brecha hidráulica.

Essa amostra é proveniente da zona mineralizada do depósito de C1-Santaluz, na região do contato de topo que a brecha carbonosa perfaz com o corpo de metadiorito. A matriz da rocha é essencialmente composta por sericita e material carbonoso.

Para esta lâmina, os campos estudados foram escolhidos a fim de identificar os sulfetos presentes, bem como buscar estruturas relevantes. No primeiro campo de visão de estudo feito no MEV foram realizadas 7 análises micropontuais em diversas partes, cobrindo a maior parte dos minerais de interesse (Figura 60). Novamente, a ênfase foi dada aos minerais opacos que ocorrem, além de outros cristais associados.

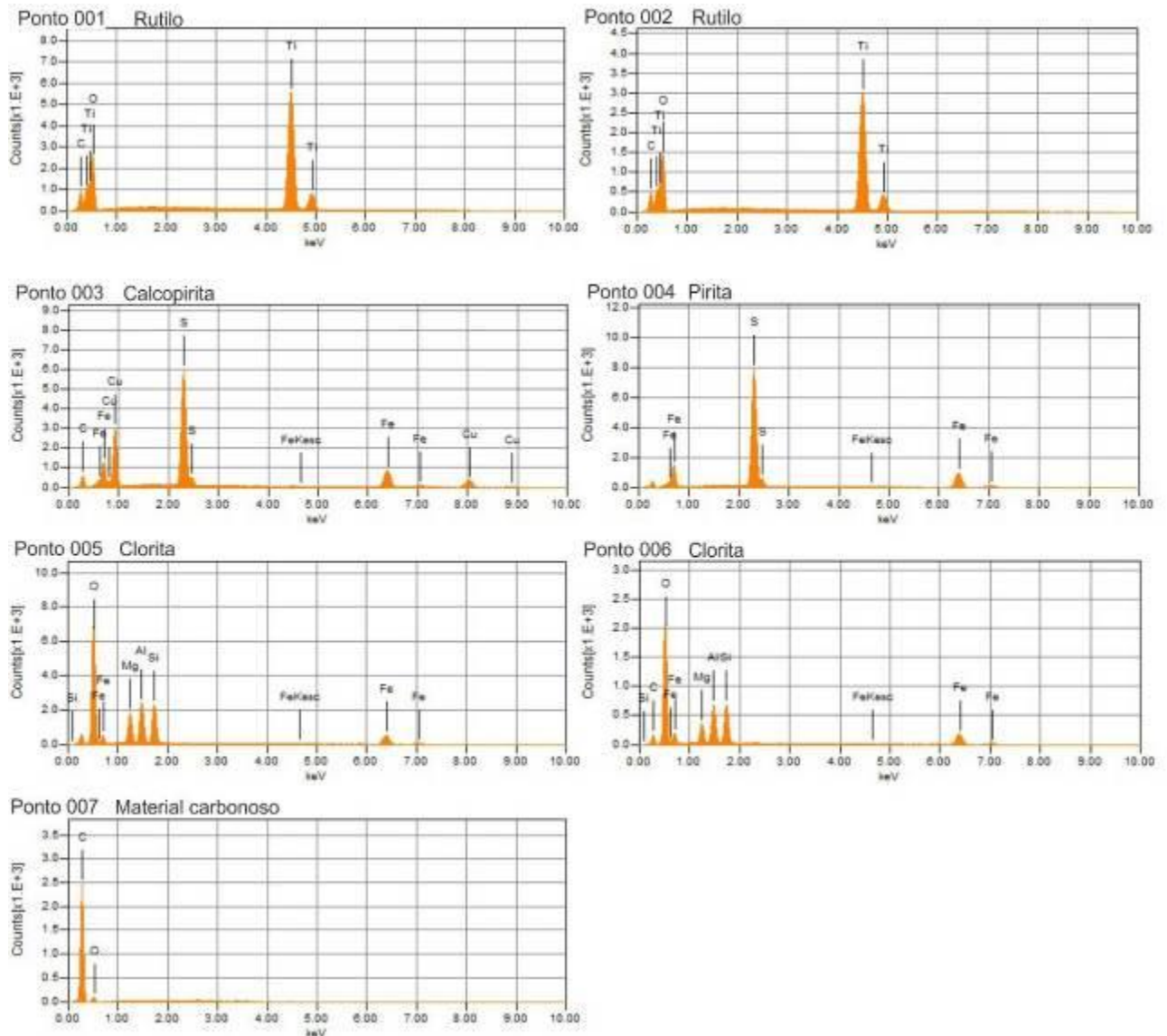
Figura 60. Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) exibindo a localização de 7 análises micropontuais por EDS em fina vênula de quartzo na matriz da rocha na lâmina petrográfica MP176-1.



Fonte: Autor.

Nessa porção da lâmina foram identificados rutilo, clorita e muscovita, enquanto que os sulfetos são marcados por pirita e calcopirita (Figura 61).

Figura 61. Gráficos intensidade x energia com os dados obtidos para cada ponto analisado nesta região da lâmina petrográfica MP176-1. No total foram 7 análises micropontuais por EDS em microscópio eletrônico de varredura.



Fonte: Autor.

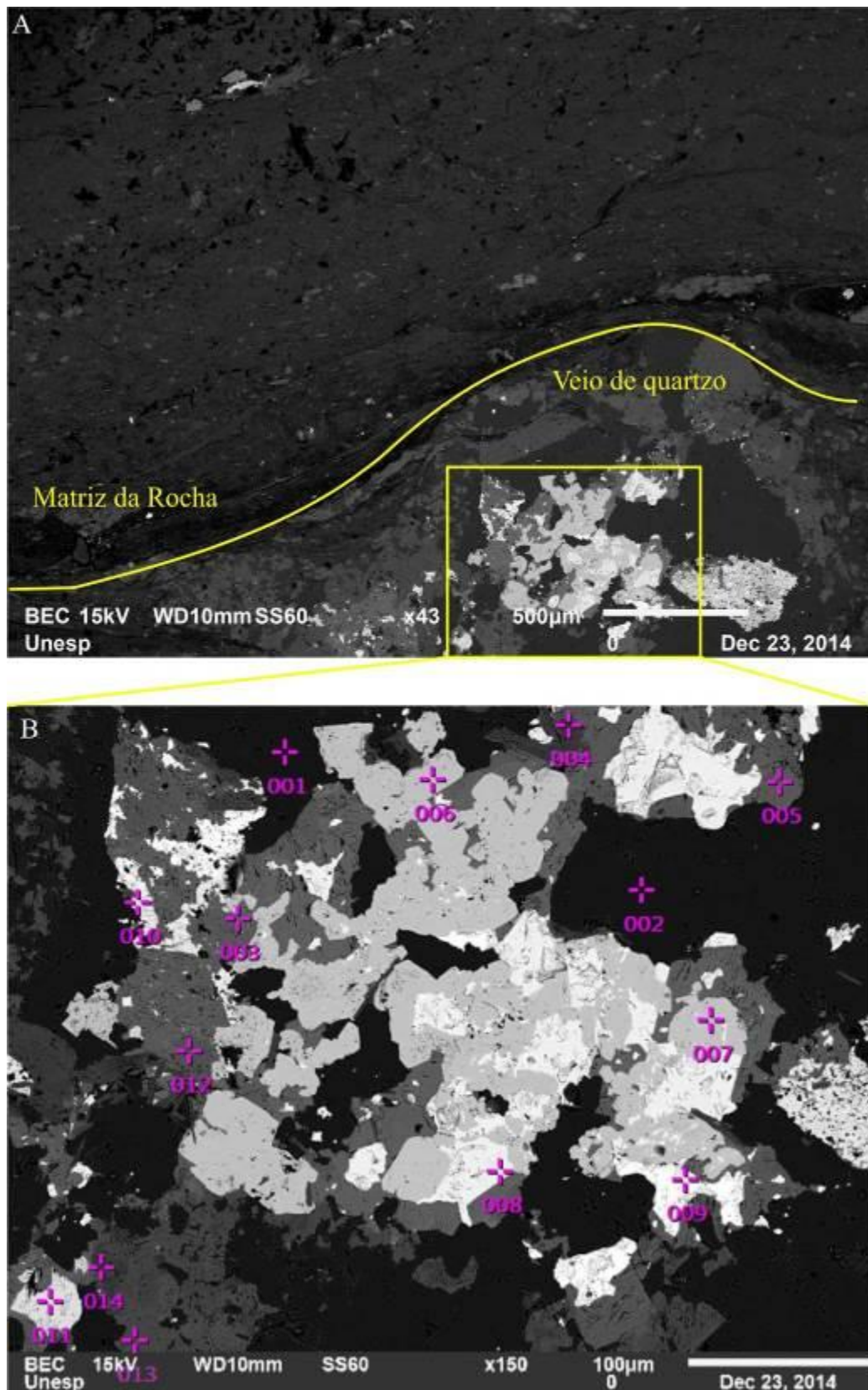
A clorita foi observada nas análises números 5 e 6 e ocorre na matriz da rocha, com tom de cinza médio, e em cristais com hábito placóide orientados definindo a foliação S_n da matriz. Ainda na matriz da rocha, na análise número 7, foram identificados materiais com alta concentração de carbono. Na área de estudo esse material carbonoso é comum e representa grande parte da matriz em todo o corpo mineralizado.

Os sulfetos são representados por pirita e calcopirita, sendo que a segunda aparece em cristais menores e associados às bordas da pirita ou até mesmo inclusos nesta. Os tons mais claros de cinza marcam ambos os tipos de sulfeto, mostrando caráter anhedral, em agregados finos e alongados de acordo com a foliação da matriz da rocha. A análise 3 representa cristal de calcopirita, enquanto que a pirita foi identificada pela análise número 4.

As análises 1 e 2 foram feitas no cristal de tom cinza médio, de relevo pouco mais forte, e com aparente clivagem e hábito prismático. Os gráficos gerados neste caso mostraram a presença de titânio, permitindo classificá-lo como rutilo.

Outra parte da lâmina foi analisada, trazendo resultados interessantes, como a presença de pirita, calcopirita e esfalerita marcando os sulfetos dessa porção. Trata-se de uma região de veio de quartzo encaixado na foliação S_n da rocha, no caso formando um sigmóide de quartzo com sulfetos associados (Figura 62).

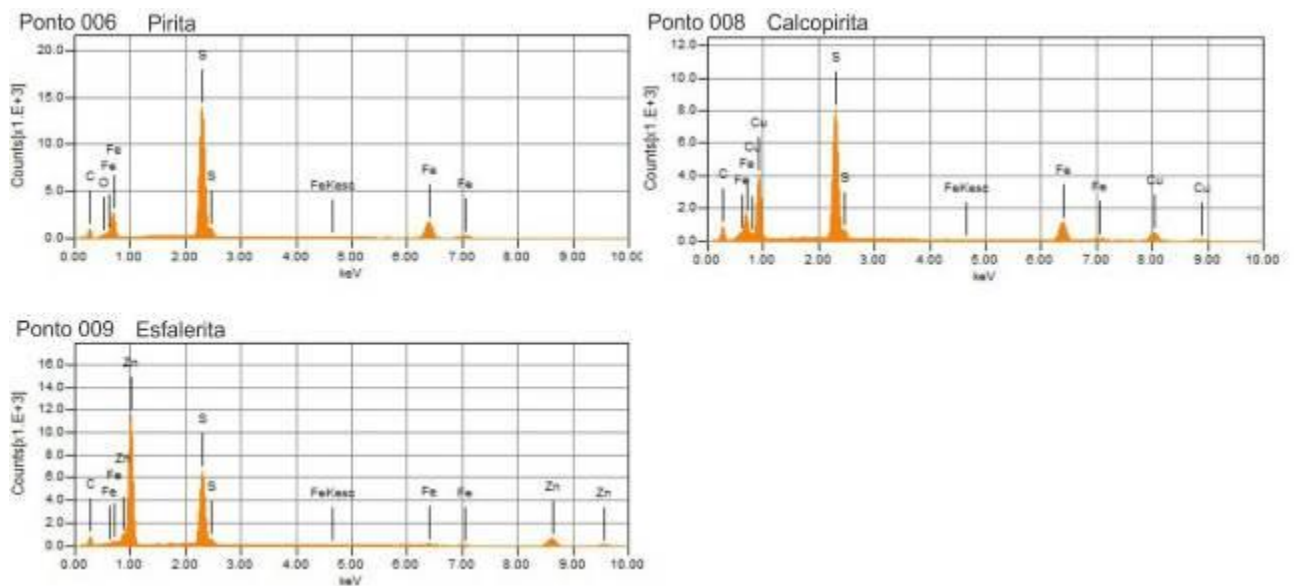
Figura 62. A) Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) mostrando forma sigmóide de veio de quartzo com sulfetos associados. Em amarelo destaque para a área analisada por EDS. B) Área analisada por EDS da lâmina polida MP176-1, detalhe dos sulfetos.



Fonte: Autor.

Os sulfetos ocorrem na forma de agregados finos em meio ao sigmóide de quartzo. As análises de número 1 e 2 definem a presença de quartzo, enquanto que os outros pontos de análise marcam os sulfetos. E os pontos 5, 12, 13 e 14 mostram a presença de carbonato no conjunto. Todos os pontos geraram espectros de intensidade por energia, sendo que apenas os gráficos referentes aos sulfetos são apresentados na Figura 63.

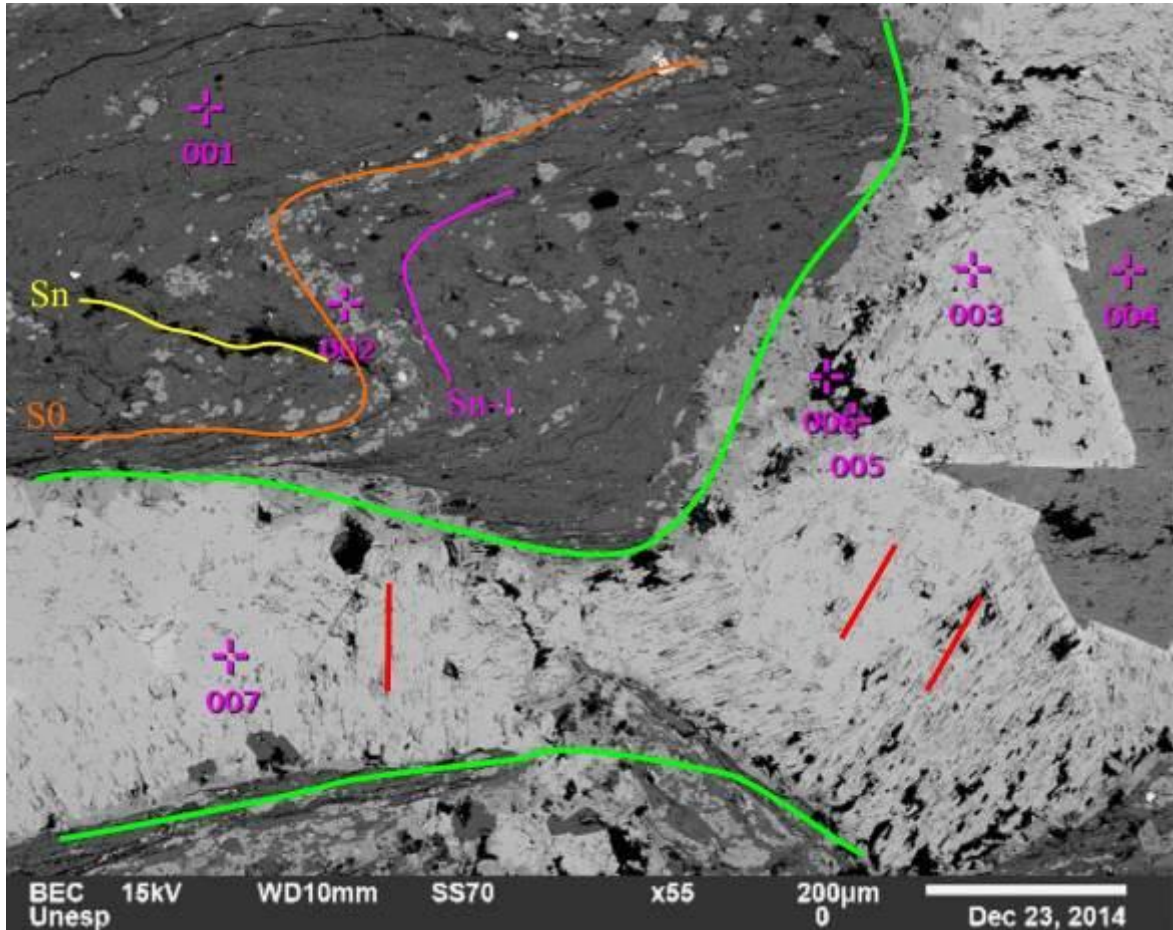
Figura 63. Espectros de intensidade por energia dos cristais de sulfeto encontrados em sigmóide de quartzo na lâmina petrográfica MP176-1.



Fonte: Autor.

Em uma terceira região da lâmina petrográfica MP176-1 foram feitas mais 7 análises por EDS a fim de identificar os minerais que ocorrem tanto na matriz da rocha quanto em veio de quartzo (Figura 64). Neste caso, o campo de visão estudado não abrange os cristais de quartzo do veio, apenas carbonatos e plagioclásio (albita).

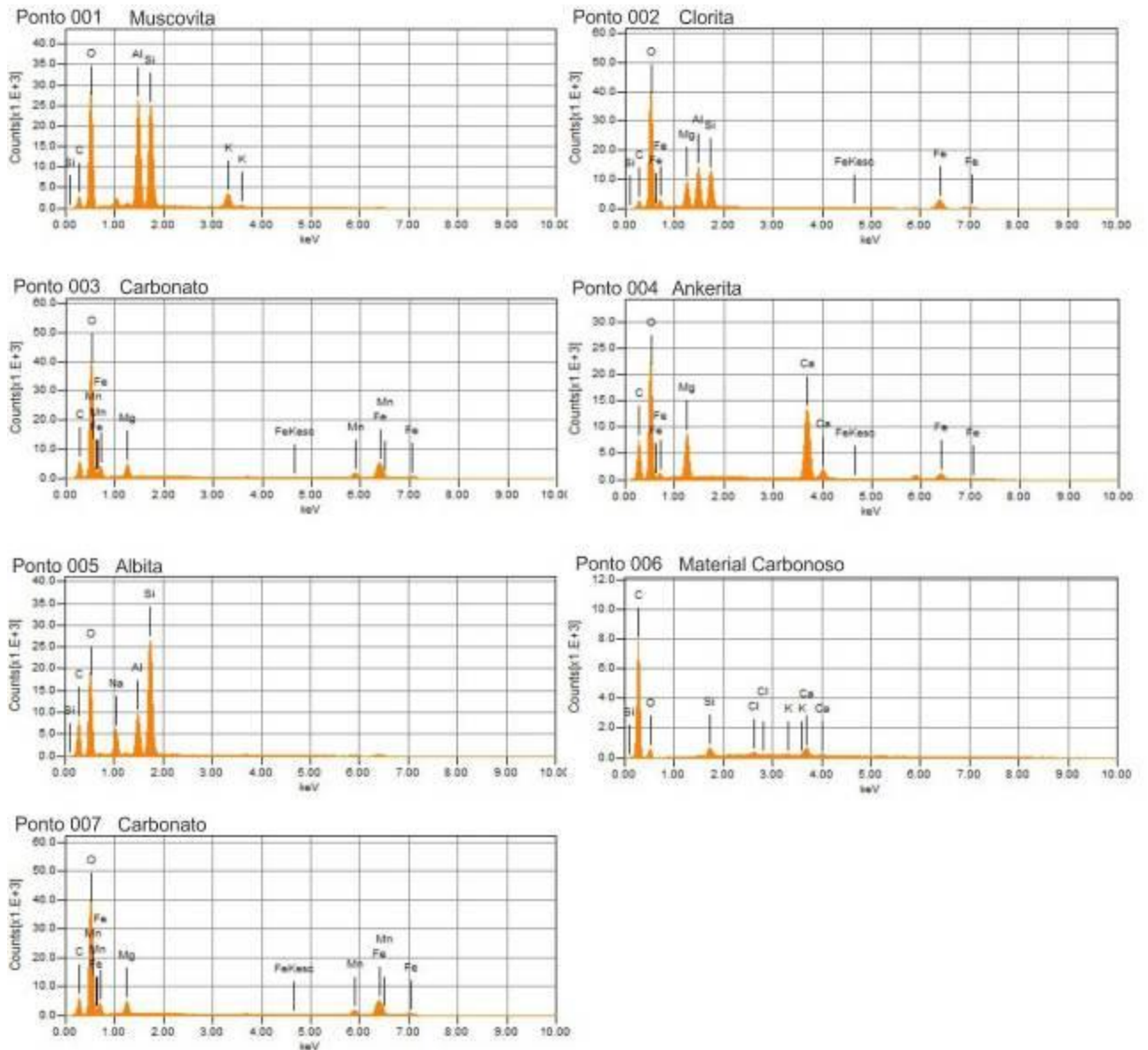
Figura 64. Terceiro campo de visão estudado na lâmina petrográfica MP176-1, mostrando 7 pontos de análise por EDS em microscópio eletrônico de varredura. Destaque para o acamamento S_0/S_{n-1} dobrados e com foliação S_n plano axial. Linhas verdes marcam o veio de quartzo com carbonato, e as linhas vermelhas marcam a clivagem nos cristais de carbonato.



Fonte: Autor.

Os resultados das análises por EDS mostraram a presença de carbonatos nos pontos 3, 4 (ankerita) e 7, material carbonoso no ponto 6 e albita no ponto 5, esta última relacionada com veio de quartzo. A Figura 65 exibe os gráficos de intensidade x energia dos pontos estudados.

Figura 65. Gráficos de intensidade x energia dos pontos estudados neste terceiro campo de visão na lâmina polida MP176-1.



Fonte: Autor.

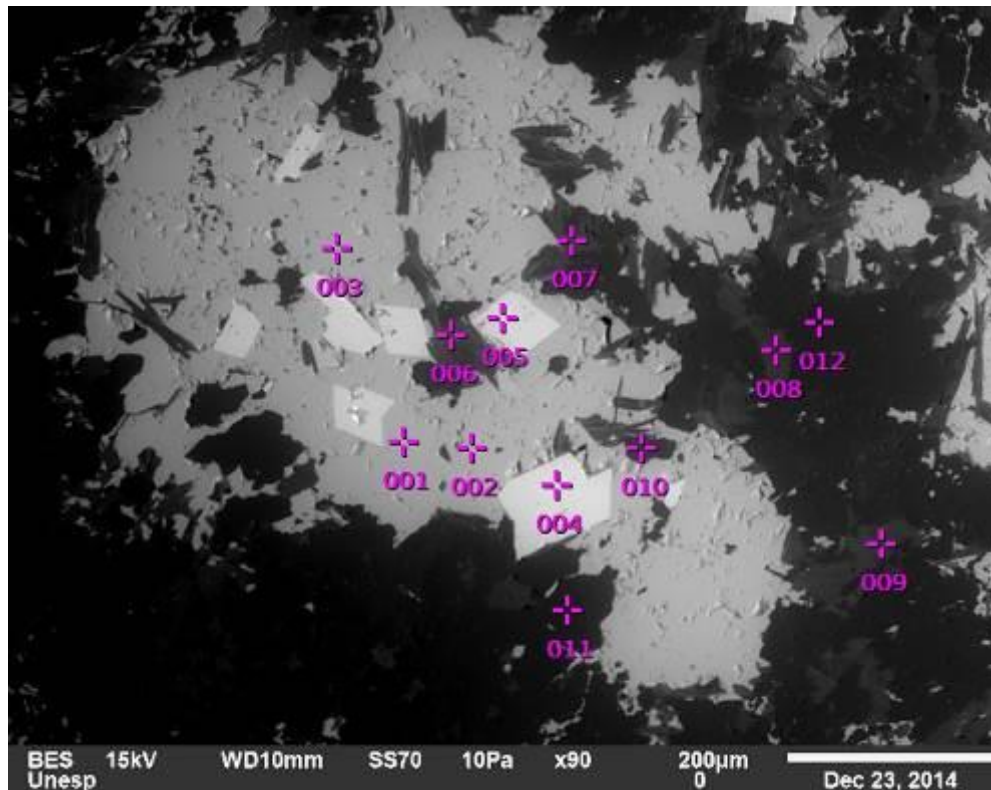
6.4.5 Veio de quartzo (Lâmina petrográfica MP176-2)

Na lâmina MP176-2 foi escolhido apenas um campo de visão, no qual foram feitos os estudos micropontuais por EDS. Através da descrição petrográfica em microscópio óptico essa amostra foi definida como sendo um veio de quartzo, com presença de cristais de sericita, possivelmente provenientes da rocha encaixante.

A porção analisada é marcada por cristais de sulfeto dispersos no veio. É possível perceber cristais de mica inclusos no sulfeto, com hábito placóide, distribuídos de forma

caótica, possivelmente sobrecrecidos ao sulfeto. Na Figura 66 se observa o campo de visão estudado, onde foram feitas 12 análises micropontuais que permitem identificar os minerais opacos que ocorrem, de forma que por fim representaram bem a lâmina como um todo.

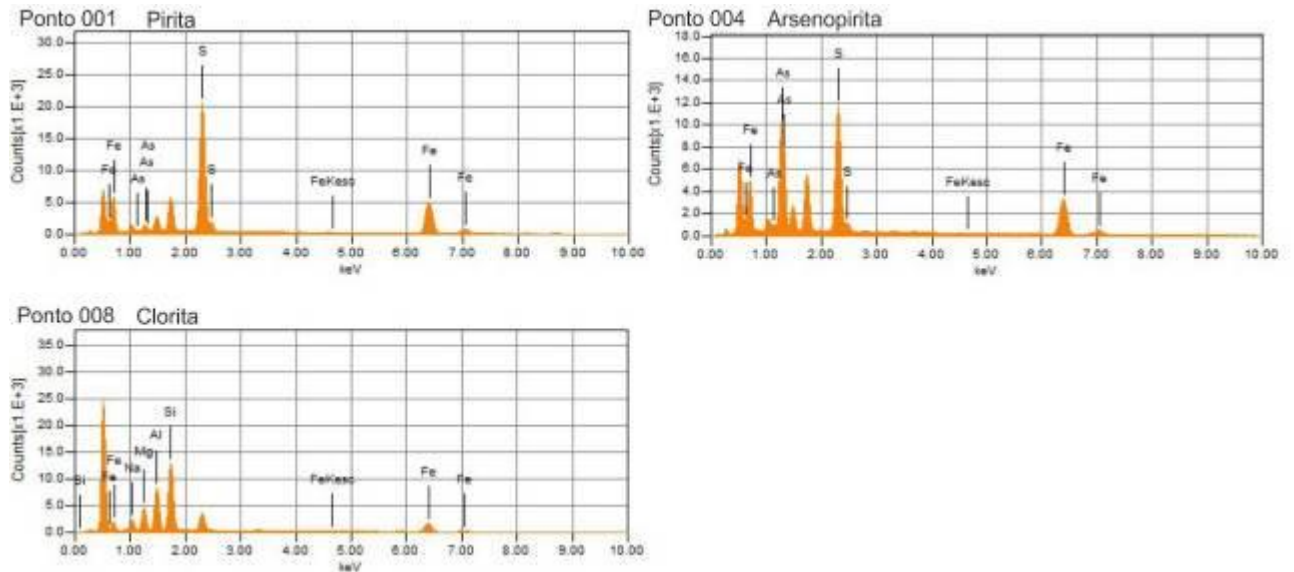
Figura 66. Imagem de elétrons retroespalhados (BEC) mostrando o campo de visão da lâmina petrográfica MP176-2 estudado no microscópio eletrônico de varredura, exibindo a posição das 12 análises realizadas.



Fonte: Autor.

Os pontos 1, 2 e 3 apresentaram composição química típica da pirita, no entanto mostraram sinais de interferência de arsênio, permitindo entender que esse elemento apareceu em decorrência da contaminação de outro mineral associado, no caso arsenopirita. Os pontos 4 e 5 confirmaram a presença de arsenopirita, que ocorre em cristais euhedrais a subhedrais com hábito cúbico, inclusos na pirita. Já os pontos 6, 7, 8 e 9, mostram que as micas placóides que ocorrem se tratam de cristais de clorita, enquanto que os pontos 10, 11 e 12 não geraram espectros adequados, ou seja, não apresentaram gráfico compatível com os gráficos padrão de minerais (Figura 67).

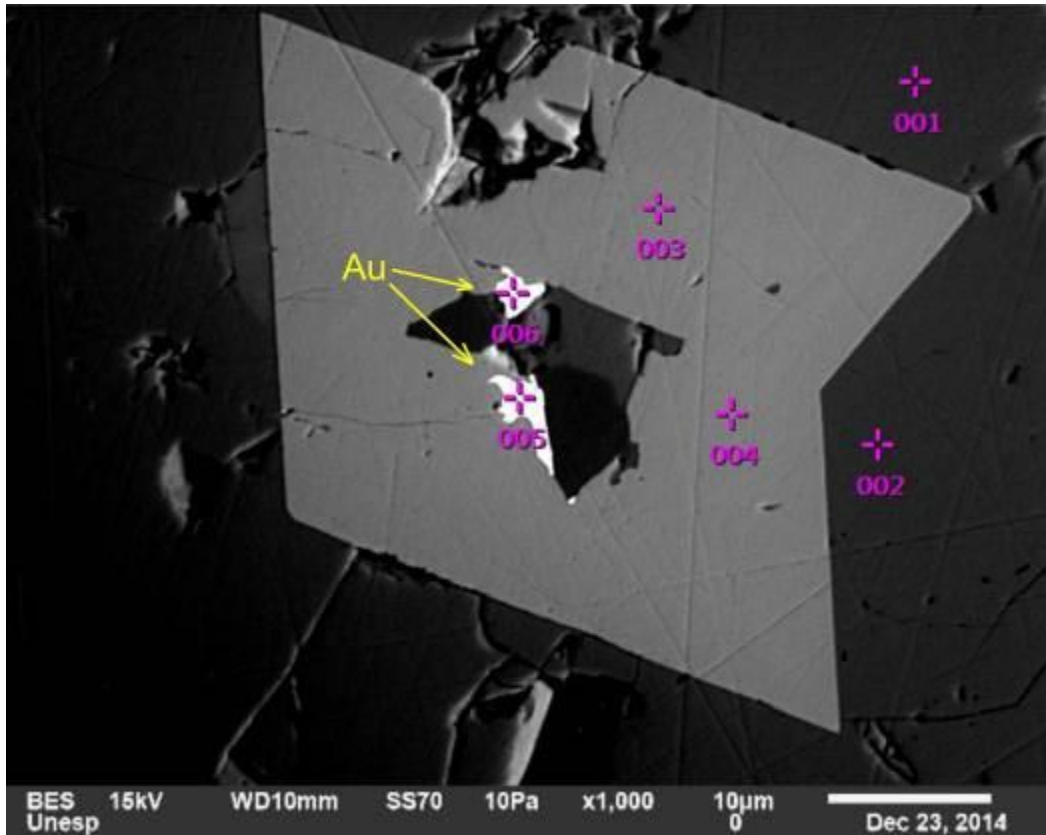
Figura 67. Gráficos intensidade x energia dos espectros obtidos na lâmina petrográfica MP176-2, mostrando a composição química para cada ponto analisado por EDS. Aqui foram apresentados apenas os gráficos dos pontos número 1, 4 e 8.



Fonte: Autor.

Nessa parte da lâmina foi observado que dentro de um cristal de arsenopirita existe um tom mais claro de cinza, se tratando de uma inclusão neste sulfeto. Assim, foi feita uma aproximação deste ponto a fim de se analisar essa feição. Essa porção pode ser vista na Figura 68, na qual aparece o cristal de arsenopirita destacado, e onde foram feitas mais 6 análises por EDS.

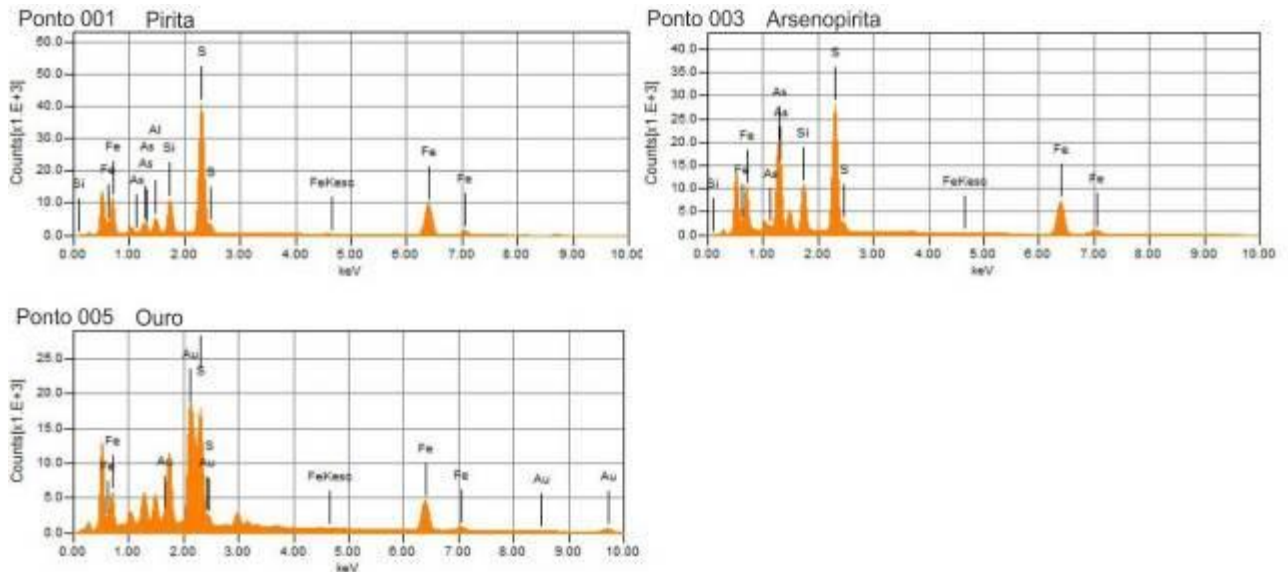
Figura 68. Campo de visão analisado por EDS na lâmina MP176-2 mostrando cristal de arsenopirita (pontos 3 e 4) com ouro associado. Destaque para os números 5 e 6 que identificaram a presença de ouro.



Fonte: Autor.

Os pontos 1 e 2 mostraram ser pirita com tom de cinza escuro, enquanto que os pontos 3 e 4 identificaram composição para arsenopirita. As análises 5 e 6 foram realizadas nas inclusões cinza claras que aparecem no centro do cristal de arsenopirita e se tratam de ouro. Dessa forma, se constata que na área de estudo, o ouro possui associação direta com a presença de arsenopirita no sistema (Figura 69).

Figura 69. Espectros gerados através de análise micropontual por EDS em microscópio eletrônico de varredura na lâmina polida MP176-2. Os gráficos apresentados são dos pontos de análise número 1, 3 e 5.



Fonte: Autor.

6.5 Análises por Difração de Raios-X

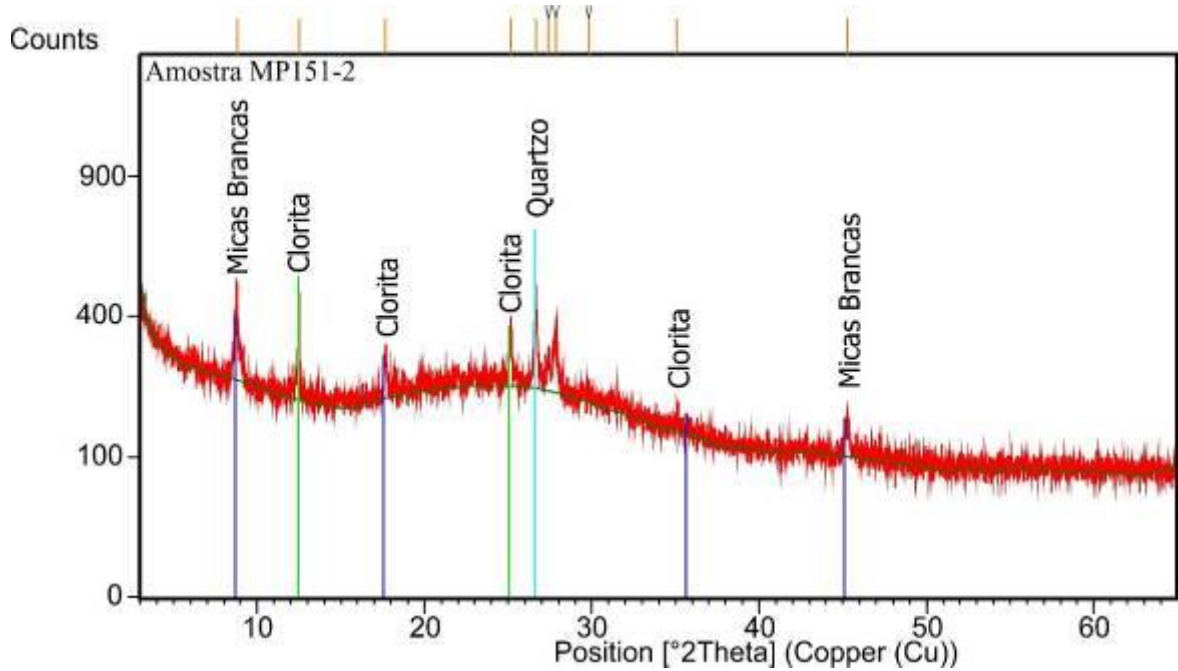
Nesse capítulo são apresentados os resultados obtidos em análise por difração de Raios-X de amostras provenientes da área de estudo, mais precisamente de amostras de metassedimento carbonoso e brecha carbonosa. O intuito foi procurar identificar a composição do material carbonoso presente nas rochas do depósito de C1-Santaluz.

6.5.1 Metassedimento carbonoso (Amostra MP151-2)

Nessa amostra foram feitas duas análises em porções diferentes, uma a fim de representar a matriz da rocha (metassedimento carbonoso), e outra em veio de quartzo que ocorre associado. A primeira análise realizada permitiu verificar que o material carbonoso ocorre de forma bem fina, ou seja, não é possível identificá-lo no difratômetro. Isso ocorre devido a este material não ter estrutura cristalina definida, se apresentando então como um material amorfo.

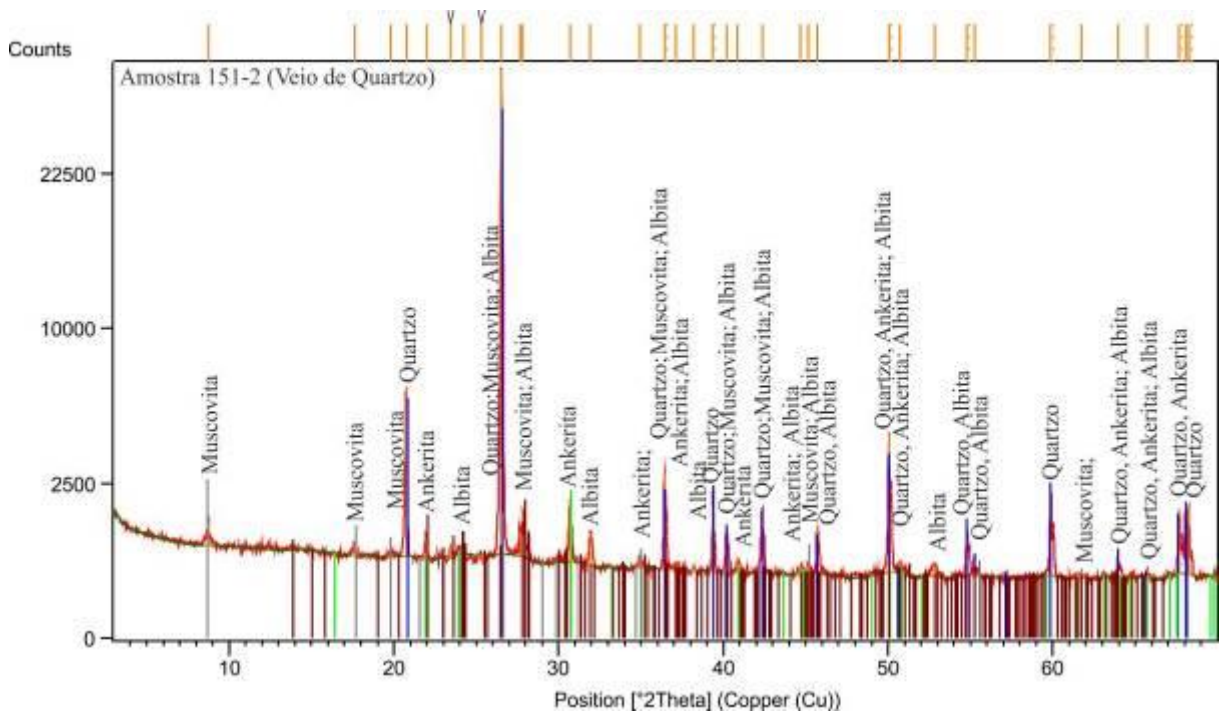
De acordo com o difratograma, os minerais encontrados foram clorita, micas brancas (sericita/muscovita) e quartzo, sendo que a clorita apresentou maior grau de cristalinidade em relação aos outros minerais (Figura 70). A segunda parte analisada, representada por veio de quartzo, identificou cristais de quartzo, albita, carbonato (ankerita) e muscovita (Figura 71).

Figura 70. Difratoograma da amostra MP151-2 apresentando composição da matriz da rocha por micas brancas, clorita e quartzo.



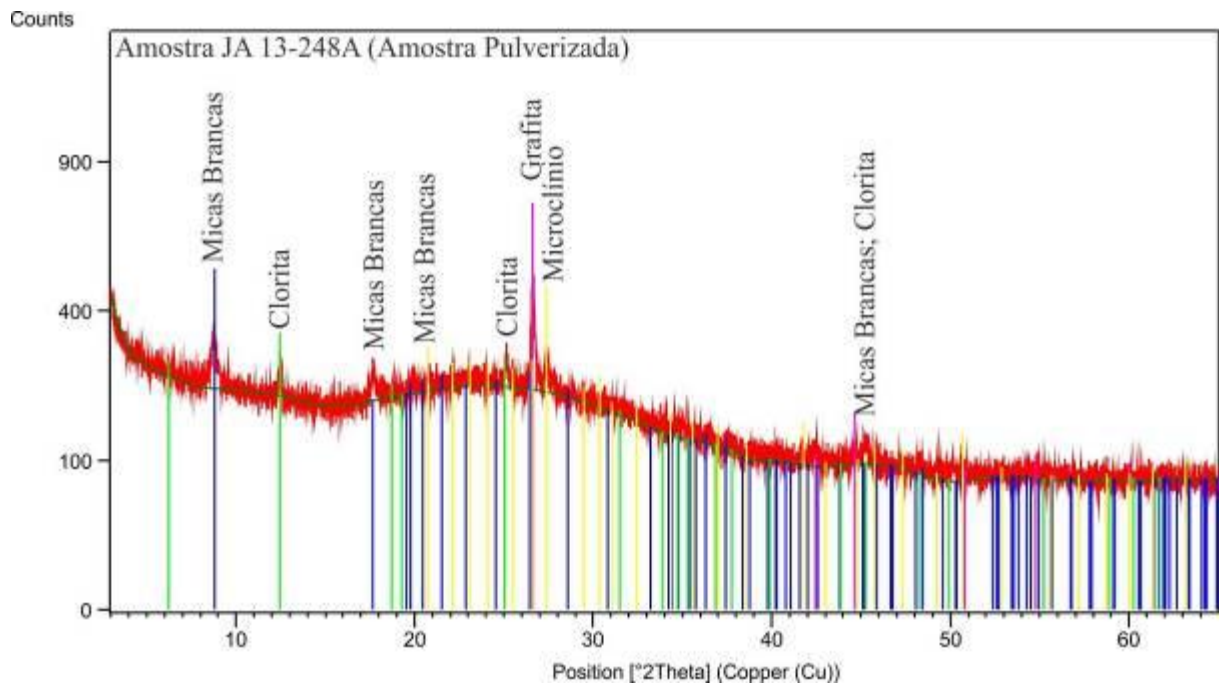
Fonte: Autor.

Figura 71. Difratoograma da amostra MP151-2 apresentando a composição identificada para veio de quartzo em metassedimento carbonoso. Amostra marcada por muscovita, clorita e quartzo.



Fonte: Autor.

Figura 73. Difratoograma da amostra JA13-248A (Amostra Pulverizada) exibindo a composição da rocha representada por micas brancas, clorita, microclínio e grafita de baixa temperatura.

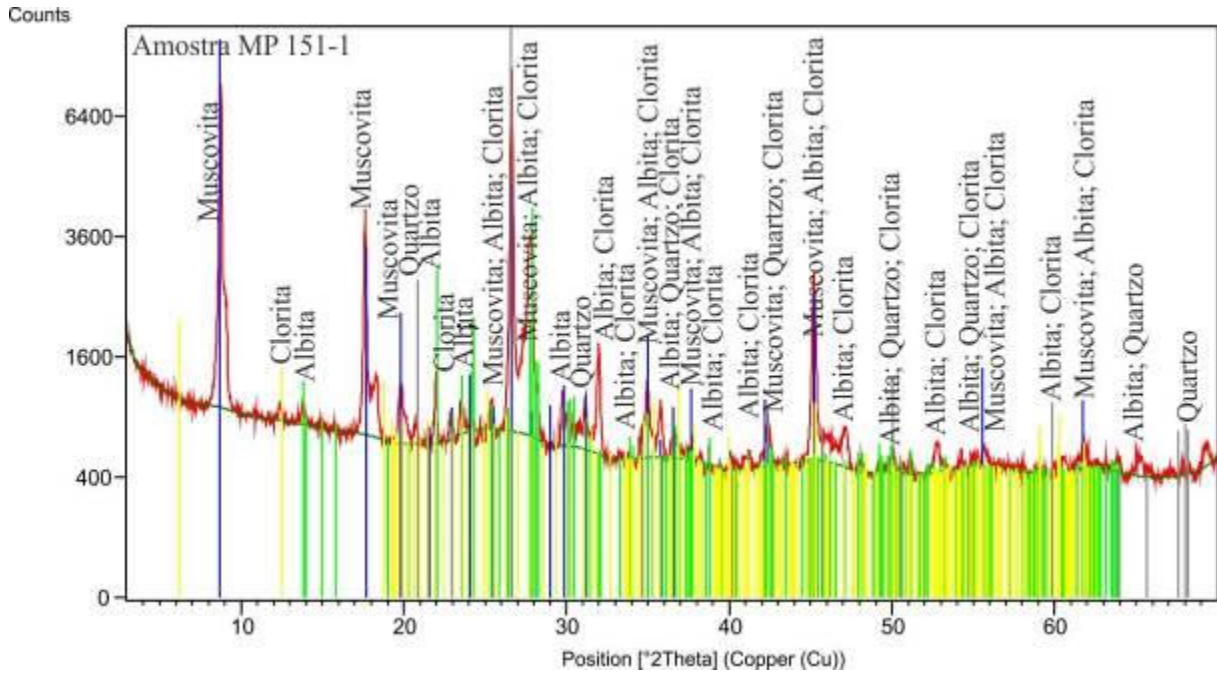


Fonte: Autor.

6.5.3 Metassedimento carbonoso (Amostra MP151-1)

A amostra MP151-1 foi analisada de forma inteira, ou seja, não pulverizada, a fim de identificar os minerais presentes na matriz desta unidade, classificada como metassedimento carbonoso. A composição observada foi clorita, muscovita, albita e quartzo (Figura 74). A amostra macroscópica apresenta intensa presença de material carbonoso na matriz, no entanto a análise não o destacou em função de ser material amorfo e não possuir estrutura cristalina.

Figura 74. Difratoograma de amostra de brecha carbonosa, denominada de MP151-1, mostrando que a composição deste litotipo é marcada por clorita, muscovita, albita e quartzo.

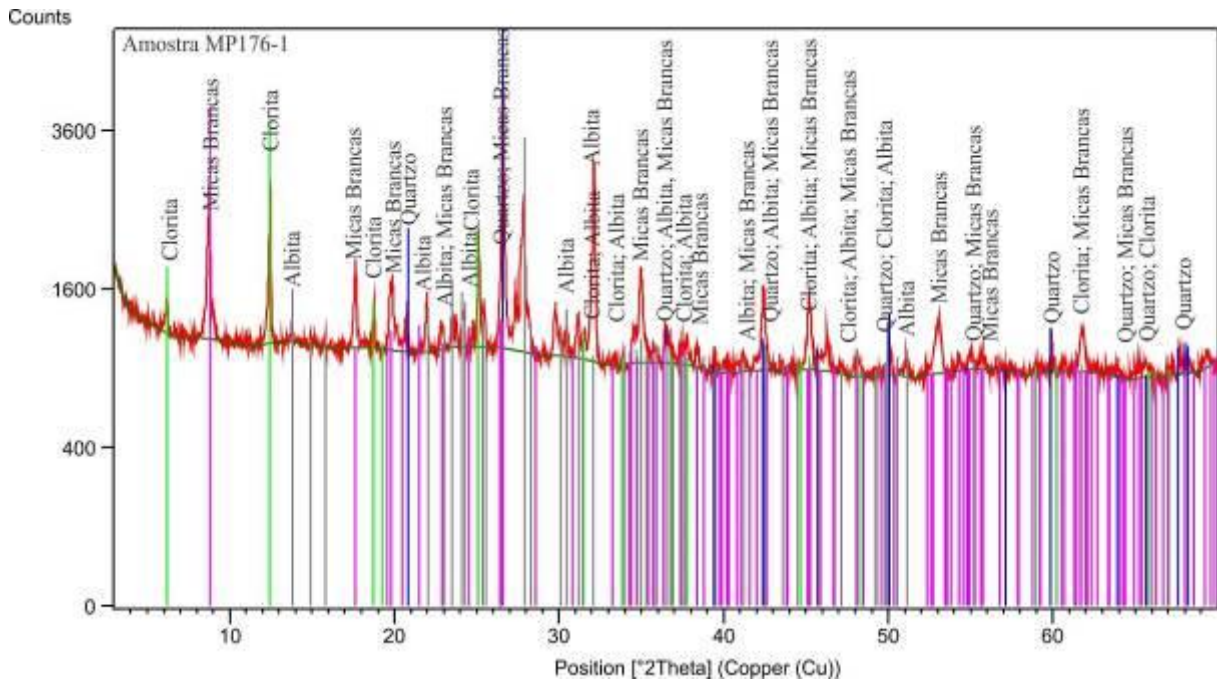


Fonte: Autor.

6.5.4 Brecha carbonosa (Amostra MP176-1)

Para essa amostra foi feita uma única análise, da qual a composição da matriz da rocha foi identificada por cristais de clorita, micas brancas (sericita/muscovita), albita e quartzo (Figura 75). A amostra MP176-1 é classificada como brecha carbonosa, no entanto o difratômetro não demonstrou presença de carbono. Essa amostra se assemelha com as amostras MP151-2 e MP151-1, de modo que existe material carbonoso, observado em amostra de mão, mas que não apresenta cristais, ou seja, na sua gênese não houve condições suficientes para que fosse formada uma estrutura cristalina.

Figura 75. Difratoograma da amostra MP176-1 com composição da matriz por clorita, micas brancas, albita e quartzo.



Fonte: Autor.

A composição das amostras analisadas é semelhante. O quadro da figura 76 mostra uma síntese dos minerais identificados, bem como a fórmula química de cada um.

Figura 76. Quadro com os minerais identificados nas análises de difração de raios-x em cada amostra.

Amostras	Minerais Identificados
MP151-2	Clorita (Ni , Mg , Al) ₆ (Si , Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈ ; Micas Brancas (K , H ₃₀) Al ₂ (Si ₃ Al) O ₁₀ (OH) ₂ · ₃ H ₂ O Plagioclásio Na (AlSi ₃ O ₈) ; Ankerita Ca (Fe ₋₂ , Mg) (CO ₃) ₂ ; Quartzo SiO ₂
JA13-248A	Clorita (Ni , Mg , Al) ₆ (Si , Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈ ; Micas Brancas (K , H ₃₀) Al ₂ (Si ₃ Al) O ₁₀ (OH) ₂ · ₃ H ₂ O Feldspato (Microclínio) KAlSi ₃ O ₈ ; Carbono C (Grafita) ; Quartzo SiO ₂
MP151-1	Clorita (Ni , Mg , Al) ₆ (Si , Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈ ; Muscovita (K , H ₃₀) Al ₂ (Si ₃ Al) O ₁₀ (OH) ₂ · ₃ H ₂ O Albita (Na _{0,98} Ca _{0,02}) (Al _{1,02} Si _{2,98} O ₈) ; Quartzo SiO ₂
MP176-1	Clorita (Ni , Mg , Al) ₆ (Si , Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈ ; Micas Brancas (K , H ₃₀) Al ₂ (Si ₃ Al) O ₁₀ (OH) ₂ · ₃ H ₂ O Albita (Na _{0,98} Ca _{0,02}) (Al _{1,02} Si _{2,98} O ₈) ; Quartzo SiO ₂

Fonte: Autor.

7 DISCUSSÕES

As rochas mapeadas do depósito de C1-Santaluz compõem um empilhamento estratigráfico complexo na área de estudo, corroborando com a dificuldade salientada por diversos autores quando se trata de dividir os litotipos do GBRI. A estruturação que essas rochas apresentam é de extremo interesse no que concerne ao controle estrutural da mineralização aurífera da mina.

O litotipo de maior importância na área de estudo é justamente o que comporta a ocorrência de ouro da cava, e se trata da brecha carbonosa. Esta é aqui interpretada como uma unidade litotectônica gerada pela intrusão do corpo de metadiorito (subvulcânica intrusiva).

O contato que essas duas unidades litológicas fazem na área de estudo possui caráter abrupto, definindo uma zona de falha, sugerindo então ser um contato intrusivo. Assim, o metadiorito auxilia como guia prospectivo no depósito devido a ser de fácil reconhecimento tanto em furos de sondagem rotativa diamantada quanto em frentes de lavra. Essa região de contato metadiorito/brecha carbonosa pode ainda caracterizar uma zona de falha, de modo que a estruturação acompanha a direção preferencial deste conjunto, tanto a foliação S_n quanto os contatos (S_0), possuem alto ângulo de mergulho, 65° .

No contexto da mineralização aurífera do depósito, esta ocorre em veios de quartzo inseridos na brecha carbonosa, veios concordantes ou discordantes ao conjunto $S_n//S_0$, com sulfetos associados, pirita e arsenopirita. Ambos os tipos de veios aparecem mineralizados, porém os maiores teores (dados laboratoriais da empresa) provêm comprovadamente dos veios concordantes.

Acrescenta-se também que, de acordo com a equipe da *Yamana Gold Inc.*, as análises laboratoriais mostraram que em situações em que o pacote de brecha carbonosa (venulado) ocorre com lentes de metadacito brechado alterado, os teores de ouro tendem a aumentar. A presença de arsenopirita, seja no veio ou na rocha encaixante, indica, portanto, zona mineralizada.

A posição em que os veios mineralizados ocorrem na área de estudo permite delinear com maior objetividade os trabalhos de pesquisa. Buscando o reconhecimento do arranjo estrutural das rochas aflorantes, bem como o controle estrutural da mineralização, constatou-se que a fase D_n no sistema corresponde à principal fase deformacional encontrada e se assemelha à fase D_2 descrita por Chauvet *et al.* (1997) como tendo sido gerada por deformação associada, cronologicamente, à ascensão dos plútons de granitóides no GBRI,

gerando estruturação N-S, xistosidade penetrativa nos litotipos aflorantes, também marcadas por zonas de cisalhamento de mesma direção.

Dessa forma, é aqui discutida a relação da xistosidade das rochas (Fase D_n) com a ascensão e precipitação da ocorrência de ouro. Os veios de quartzo mineralizados inseridos na brecha carbonosa aparecem associados à foliação S_n tanto na parte norte quanto na parte sul da cava, porém na região central desta, a foliação S_n continua com mesma direção (N-S a NNW-SSE) e os contatos litológicos mostram orientação E-W. Assim, nessa porção central, os corpos mineralizados mostram associação com a estruturação dos contatos (S_0). Isso sugere que os veios de quartzo mineralizados na área de estudo, podem ter sido gerados nesta fase Pré- D_n , pois já estavam encaixados no S_0 antes da deformação em D_n .

Ressalta-se ainda que na cava de C1-Santaluz ocorrem lineações de intersecção entre o bandamento composicional S_0 e a xistosidade das rochas, bem como eixos de dobra D_n . Ambas as estruturas aparecem com sentido de mergulho para NW.

Essa lineação (Li_n) e conseqüentemente o eixo de dobras D_n , no contexto da ocorrência de ouro, ressaltam um potencial de espessamento e concentração da mineralização aurífera com mesma orientação dessas estruturas. Isto pode ocorrer em posições onde são identificadas dobras macroscópicas da fase D_n . Sabe-se que zonas de charneira tendem a apresentar uma estrutura favorável à formação de charutos ou *rods* de minério.

Dessa forma, quando o bandamento ocorre dobrado e a foliação S_n é perpendicular a ele, plano axial (zona de charneira), os corpos de minério tendem a ser controlados pela orientação desse eixo de dobra D_n , com caimento do mergulho para NW. Essa situação é evidenciada na porção central da cava, permitindo caracterizar que o corredor NW-SE, no sentido de mergulho NW, ora com baixo ângulo, ora com alto ângulo, em relação ao contato entre o metadiorito e a brecha carbonosa pode representar região de maior interesse em função do possível espessamento real do minério.

Fases posteriores à fase D_{n+1} podem existir na área de estudo, porém não foi reconhecida nenhuma evidência que permitisse a identificação de fases deformacionais mais jovens. Dessa forma, para definir a presença de estruturas mais recentes necessita-se de mais trabalhos de detalhe na área de estudo.

A fase D_n observada neste trabalho representa o ápice do metamorfismo da área, tendo em vista a presença de cristais de biotita formados e orientados segundo a xistosidade observada. Isso também é caracterizado pelos litotipos não apresentarem nenhum outro mineral gerado e associados às fases posteriores. Também os cristais de quartzo

recristalizados normalmente ocorrem deformados e/ou estirados de acordo com a orientação preferencial S_n da fase D_n , na maior parte dos litotipos estudados.

Outro detalhe importante observado é que em todos os litotipos, os minerais micáceos definem a xistosidade dos litotipos, sugerindo que o auge metamórfico desse domínio está relacionado com a fase D_n . Essa questão é ainda confirmada devido aos processos de recristalização mostrarem cristais de quartzo orientados ou alongados segundo essa direção principal citada.

A área de estudo, localizada no depósito aurífero de C1-Santaluz, na porção central do GBRI, apresenta rochas que, entre estas mesmas, exibem características metamórficas similares. Dessa forma, as condições encontradas nas associações minerais estudadas indicam metamorfismo regional progressivo, na fácies xisto verde, para os litotipos aflorantes.

No presente trabalho, as condições metamórficas obtidas foram identificadas pelas associações sericita-clorita, biotita subordinada, em rochas de ambos os domínios litoestratigráficos. A recristalização dos cristais de quartzo encontrada sugere que houve retrometamorfismo nas rochas estudadas, porém o campo metamórfico se concentrou na zona da clorita, na fácies xisto verde inferior.

As amostras estudadas no MEV foram escolhidas a fim de representar porções mineralizadas da área de estudo. As análises mostraram que os cristais de pirita ocorrem substituindo os grãos de calcopirita e estes por sua vez, frequentemente se apresentam com hábito cúbico, exibindo cristais subhedrais a euhedrais. A pirita ocorre como cristais subhedrais a euhedrais, tanto nos veios de quartzo, quanto na rocha encaixante. A presença de esfalerita foi identificada e pode-se observar que aparece presente de forma mais restrita e inclusa na calcopirita. Em relação à stibinita, esta foi encontrada exclusivamente nos veios de quartzo.

No que se compete à identificação de estruturas no MEV, análises na lâmina MP-176, na matriz da rocha, se evidencia o bandamento composicional S_0 , marcado por bandas de muscovita e de clorita, paralelo a uma foliação S_{n-1} , dobrados em dobra fechada formando uma foliação plano axial S_n , definida por uma xistosidade da rocha, marcando assim a presença da fase deformacional D_{n-1} (vide Figura 64).

As análises de difração de raios-x realizadas neste trabalho ressaltam a presença de grafita, com caráter de baixa temperatura, na amostra JA13-248A (ponto geológico homônimo) localizada na região de contato entre o metadacito e a brecha carbonosa, contato este que marca a mineralização na área de estudo. Neste caso, os cristais de grafita foram identificados no difratômetro por possuírem maior grau de cristalinidade, indicando que na

porção mineralizada, o material carbonoso corresponde a cristais de grafita, apresentando grau cristalino estável.

Nas outras 3 amostras analisadas por difração de raios-x, os gráficos obtidos não mostraram cristais de grafita, sugerindo então que o material carbonoso é muito fino e possui caráter amorfo. Além disso, ocorre nos interstícios dos cristais de quartzo da matriz, ou até mesmo formando uma camada superficial nestes mesmos grãos.

7.1 Relação metamorfismo vs. deformação

Os minerais índices encontrados nos litotipos mapeados na área de estudo ocorrem representados basicamente por clorita, sericita e por vezes biotita. Assim, a Figura 77 exibe quadro de recristalização onde está representado o momento de cristalização de cada mineral em relação às fases de deformação. Os sulfetos, assim como os cristais de plagioclásio e carbonato, foram considerados nessa análise.

A fase deformacional D_{n-1} é marcada pela intensa presença de sericita na matriz da rocha, a qual se estende pelas fases D_n e D_{n+1} . Ainda em D_{n+1} , os sulfetos, principalmente pirita, aparecem encaixados no bandamento composicional S_0 e quando este ocorre dobrado percebe-se que existem minerais opacos que acompanham essa estruturação.

Como citado anteriormente, o ápice da deformação a que as rochas mapeadas foram submetidas ocorreu na fase deformacional D_n . Neste momento foi possível identificar clorita em conjunto com sericita, compondo a matriz de grande parte dos litotipos e principalmente definindo a deformação deste através da xistosidade, intensa ou não, a depender da unidade.

Outro detalhe perceptível foi a formação de biotita, encontrada na matriz de algumas ocorrências de metassedimentos, de forma subordinada. Esse mineral micáceo foi observado quando a rocha já apresentava deformação D_n , permitindo entender que a formação desse mineral se deu nessa fase deformacional, mostrando o ápice do metamorfismo.

Os cristais de quartzo estão presentes em todos os litotipos mapeados, compondo a matriz destes. Assim, neste trabalho foi considerado que as rochas pretéritas das unidades mapeadas já apresentavam quartzo, porém quando submetidas aos processos deformacionais, foi identificada geração de novos cristais de quartzo compondo a matriz dos litotipos ou compondo os veios e venulações de quartzo, nas fases D_n e D_{n+1} . Nesse momento subentende-se que houve recristalização dos grãos de quartzo, formação de novos cristais mais estáveis, e conseqüentemente retrometamorfismo no sistema.

O plagioclásio é aqui discutido por compor a rocha pretérita dos metandesitos. Isso pode ser confirmado por alguns fenocristais ocorrerem na forma de relictos, substituídos por cristais de quartzo.

Figura 77. Quadro de cristalização dos minerais segundo os processos deformacionais que ocorreram na área de estudo. D_{n+2} é aqui exibida para ilustrar a possível presença dessa fase na área de estudo, no entanto não foi observado nenhum mineral índice correspondente à essa fase.

Fase Deformacional / Mineral	Rocha Pretérita (Reliquiar)	D_{n-1}	D_n	D_{n+1}	D_{n+2}
Clorita			██████████	•••••	
Sericita		██████████	██████████	•••••	
Biotita			██████████		
Quartzo	██████████		██████████	██████████	
Sulfetos		██████████			
Plagioclásio	██████████				
Fácies Metamórfica		Xisto Verde Zona da Clorita	Xisto Verde Zona da Biotita		

Fonte: Autor.

8 CONCLUSÕES

Este trabalho classificou as rochas de acordo com três unidades principais, Sequência Vulcânica e Sequência Piroclástica e Metassedimentar, sendo a primeira representada por rochas metavulcânicas, marcadas por metadacitos, metadacitos brechados e metandesitos, estes a sul da área de estudo, portanto fora da área mapeada; e a segunda por clorita sericita quartzo xistos, metassedimentos carbonosos, brechas carbonosas e aglomerados vulcânicos, estes observados apenas em furos de sondagem. A terceira unidade mapeada é denominada de Rochas Intrusivas Subvulcânicas Intermediárias e representada por corpo de metadiorito. Essa última unidade perfaz contato abrupto com a unidade brecha carbonosa que comporta o minério da área de estudo, dessa forma se constata que essa unidade subvulcânica auxilia como guia prospectivo no depósito, já que a passagem para a unidade metassedimentar é facilmente reconhecida tanto em afloramentos quanto em furos de sondagem.

No depósito de C1-Santaluz foram identificadas 3 fases deformacionais (D_{n-1} , D_n e D_{n+1}) a que as rochas aflorantes foram submetidas. A fase D_{n-1} é marcada principalmente pela

presença do bandamento composicional S_0 na área, por vezes paralelo a uma foliação S_{n-1} . Além disso, também é comum observar o bandamento composicional paralelo à foliação S_n . Outro aspecto identificado é a presença de veios e venulações de quartzo encaixados nesse acamamento e que por vezes aparecem dobrados com o conjunto S_0/S_{n-1} . Estes veios e vênulas de quartzo não são mineralizados. Já a fase D_n é definida principalmente por uma xistosidade marcante nas rochas em questão, ocorrendo também como clivagem de crenulação em alguns casos observados em lâmina petrográfica e em afloramentos.

A fase D_{n+1} é evidenciada por uma clivagem de crenulação que afeta a foliação S_n . Ainda nesta fase deformacional ocorrem dobras abertas e suaves da foliação S_n , observadas tanto em lâminas petrográficas quanto em escala de afloramento. A foliação S_n ocorre dobrada em algumas porções, de modo que o eixo dessas dobras possui caimento para NW. Essa estrutura, ora mergulha com baixo ângulo, ora com alto ângulo.

A mineralização aurífera na área de estudo ocorre em veios e vênulas de quartzo inseridos na brecha carbonosa, na fase deformacional D_{n-1} , de modo que ocorrem encaixados no bandamento composicional S_0 , e podem ser controlados por eixo de dobra D_n com caimento para NW. Os veios mineralizados ainda ocorrem associados à foliação S_n onde esta ocorre paralela ao S_0 . Esses veios e vênulas são compostos por quartzo, carbonato (ankerita identificada no MEV), plagioclásio (albita), além de sulfetos. A brecha carbonosa ocorre em contato com o corpo de metadiorito mapeado, e apresenta plunge para NW, podendo apresentar maior espessamento real do minério nesta orientação.

O metamorfismo a que as rochas da área de estudo foram submetidas trata-se de metamorfismo regional progressivo, na fácies xisto verde baixo, zona da clorita a zona da biotita, com parâmetros máximos de pressão e temperatura de 4kbar e 400°C, respectivamente. O retrometamorfismo foi observado sendo marcado pela intensa recristalização de grãos de quartzo da matriz de grande parte dos litotipos mapeados. Também a saussuritização do plagioclásio foi identificada localmente, de modo que corrobora com o processo de retrometamorfismo.

Os dados obtidos nas análises feitas em EDS-MEV mostraram que a paragênese sulfetada da mina de C1-Santaluz é representada por cristais de pirita, arsenopirita e com menor frequência calcopirita, esfalerita e stibnita. A pirita é mais comum nas unidades da área de estudo, enquanto que a arsenopirita ocorre em zonas de brechação e/ou de maior aporte de fluidos hidrotermais. Ambos os casos ocorrem nas brechas carbonosas, principalmente na região de contato com os corpos subvulcânicos de metadiorito.

Nas análises realizadas no MEV também foi possível observar a ocorrência de ouro. Este aparece associado aos cristais de arsenopirita, sendo diretamente relacionado com esse sulfeto, sua formação e gênese.

Os dados de difração de raios-x obtidos através de análises nas amostras de brecha carbonosa da área de estudo mostraram que o material carbonoso é, em grande parte, um material amorfo, que não possui estrutura cristalina definida, sendo que apenas em uma amostra foi detectada a presença de grafita de baixa temperatura e com fraca cristalinidade. Dessa forma, nessa dissertação se manteve a classificação de material carbonoso para os litotipos pertinentes (metassedimento carbonoso e brecha carbonosa).

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIN, F.F. 2004. O que faz de um Cráton um Cráton? O Cráton do São Francisco e as Revelações Almeidianas a Delimitá-lo. *In: Cap. I Geol. Do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca. p: 18-35.

ALMEIDA F.F.M.1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geo.* 7: 349-364.

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. 1981. *Brazilian Structural Provinces: an introduction. Earth Sciences Reviews* 17, 1-29.

ALVES DA SILVA, F.C.1990. Análise da Deformação Finita nos Meta-Aglomerados da Zona de Cisalhamento Aurífera da Fazenda Canto – Porção Sul do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru/Bahia. *In: SBG, 36º Congr. Bras. Geol., Natal, Brasil. Anais*, 6: 2208-2218.

ALVES DA SILVA F.C. 1994. *Etude Structural du Greenstone Belt Paleoproterozoique du Rio Itapicuru (Bahia, Bresil). Université d'Orleans, Orleans, França, Tese de Doutorado*, 307p.

ALVES DA SILVA, F.C.; CHAUVET, A.; FAURE, M. 1998. *General Features of the Gold Deposits in the Rio Itapicuru Greenstone Belt (RIGB, NE Brazil), Discussion of the Origin, Timing and Tectonic Model*. *In: Rev. Bras. Geo.* 28(3):377-390.

ASSIS, J.A.C. 2011. Mapeamento Geológico-Estrutural da Sequência Canto, Porção Sul do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, Bahia. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Universidade Estadual Paulista (UNESP), campus de Rio Claro.

BARBOSA, J.S.F. & SABATÉ, P. 2002. *Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil. A synthesis*. Anais da Academia Brasileira de Ciências 74, 343–359.

BARBOSA, J.S.F., SABATÉ, P., MARINHO, M.M. 2003. O Cráton do São Francisco: Uma Síntese. *In: Rev. Bras. Geo.* 33(1):3-6.

BARBOSA, J.S.F. & SABATÉ, P. 2004. *Archean and Paleoproterozoic Crust of São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geodynamic Features*. *Precambrian Research* 133, 1-27p.

BARRUETO, H.R. 1997. Intrusões subvulcânicas alcalinas e lamprófiros nas mineralizações auríferas do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, Bahia: Petrografia, geoquímica e inclusões fluídas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas. UNICAMP 160 p.

CARVALHO, E.D.R. 1991. Caracterização petrográfica e geoquímica das litologias na Mina de Ouro Fazenda Maria Preta no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru – BA. Dissertação de Mestrado em Geociências. Universidade Estadual de Campinas. UNICAMP. Campinas, 88 p.

CARVALHO, M.J., OLIVEIRA, E.P., 2003. Geologia do Tonalito Itareru, bloco Serrinha, Bahia: um intrusão sin-tectônica do início da colisão continental no segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *Rev. Bras. Geoc.* 33, 55-68.

CHAUVET, A., ALVES DA SILVA, F. C., FAURE, M., GUERROT, C. 1997. *Structural evolution of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru granite-greenstone belt (Bahia, Brazil): the role of synkinematic plutons in the regional tectonics*. *Precambrian Research*, 84:139-162.

COELHO, C.E.S., SILVA, F.H.F. 1998. *The structural control of the gold deposits of the Fazenda Maria Preta gold district at Rio Itapicuru Greenstone Belt, northeastern Brazil*. *In: Rev. Bras. Geo.* 28(3):367-376.

CRUZ FILHO, B.E., CONCEIÇÃO, H., ROSA, M.L.S., RIOS, D.C., MACAMBIRA, M.J.B., MARINHO, M.M., 2005. Geocronologia e assinatura isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd) do batólito trondhjémítico Nordestina, Núcleo Serrinha, Nordeste do Estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* 35 (4-suplemento), 1e8.

DAVISON, I., TEIXEIRA, J.B.G., SILVA, M.G., ROCHA NETO, M.B., MATOS, F.M.V. 1988. *The Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil: Structure and stratigraphical outline*. *In: Precambrian Research*, 42:1-17.

DONATTI FILHO, J.P. 2007. Reavaliação do Contexto Tectônico dos Basaltos do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Bahia), com base na Geoquímica de Elementos-Traço. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. UNICAMP. Campinas. 62p.

DONATTI FILHO, J.P., TAPPE, S., OLIVEIRA, E.P., HEAMAN, L., 2012. *Age and origin of the Neoproterozoic Brauna kimberlites: melt generation within the metasomatized base of the São Francisco craton, Brazil. Chemical Geology. 353:19-35.*

DONATTI-FILHO, J.P.; OLIVEIRA E.P.; MCNAUGHTON N.J. 2013. *Provenance of zircon xenocrysts in the Neoproterozoic Brauna Kimberlite Field, São Francisco Craton, Brazil: Evidence for a thick Palaeoproterozoic lithosphere beneath the Serrinha block. In: Journal of South American Earth Science. 45:83-96.*

FLEUTY, M.J.1964. *The Description of Folds. Proc. Geol. Assoc. London 75: 461-492.*

GAÁL G., TEIXEIRA J.B.G., D'EL REY SILVA L.J.H., SILVA, M.G. 1987. *New U-Pb data from granitoids, reflecting Early Proterozoic crustal evolution in northeast Bahia, Brazil. In: SBG, Intern. Symp. On Granites and Assoc. Mineralizations – ISGAM, Salvador, Palestra.*

GOMES, F.C.A. Modelo Geológico da Mineralização Aurífera da Sequência Canto em Fazenda Brasileiro. In: 1º Workshop de Mineralizações Auríferas do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. s.n.t.

GRISÓLIA M. F. P. 2010. Proveniência de rochas metassedimentares do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, Bahia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. UNICAMP. Campinas. 108p.

KISHIDA, A. 1979. Caracterização geológica e geoquímica das sequências vulcanossedimentares do médio Rio Itapicuru (Bahia). Salvador, UFBA (Dissert. Mestr.), 98p.

KISHIDA A., RICCIO L. 1980. *Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. Prec. Res. 11: 161-178.*

KISHIDA, A. 1990. *The Fazenda Brasileiro Gold Deposit, Bahia: Geology, Hydrothermal Alteration, and Fluid Inclusion Studies. Economic Geology 85, 990-1009p.*

MARINHO, M.M., 1991. *La Séquence Volcano-Sédimentaire de Contendas–Mirante et la Bordure Occidentale du Bloc Jequié (Cráton du São Francisco-Brésil): Un exemple de Transition Archéean-Protérozoïque*. Ph.D. Thesis. Blaise Pascal University, Clermont Ferrand, França. 388 pp.

MASCARENHAS, J.F., 1979. Evolução geotectônica do Precambriano do Estado da Bahia. In: Inda, H.A.V. (Ed.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia; textos básicos*, v. 2. SME/CPM, Salvador, pp. 57–165.

MATOS, F.M.V. & CONCEIÇÃO, H. 1993. Granitogênese associada à parte oeste do Cráton Serrinha e o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru: Geologia e Tipologia. In: SBG, Bahia-Sergipe, Simpósio do Cráton do São Francisco, Salvador. Anais (1):60-62.

MELLO E.F., XAVIER R.P., MCNAUGHTON N., FLETCHER I., LACERDA C.M.M., OLIVEIRA E.P. 2000. *Age constraints of felsic intrusions, metamorphism, deformation and gold mineralization in the Paleoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt, NE Bahia State, Brazil*. 31st International Geological Congress, General Symposium 18-4: *Stable and radiogenic isotopes in Metallogenesis*, CD-ROM, Rio de Janeiro, Brazil, August 6-17.

MELLO, E.F., XAVIER, R.P., MCNAUGHTON, N.J., HAGEMANN, S.G., FLETCHER, I., SNEE, L. 2006. *Age constraints on felsic intrusions, metamorphism and gold mineralization in the Paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil*. *Mineralium Deposita* 40, 849–866.

OLIVEIRA E.P., LAFON J-M., SOUZA Z.S. 1998. *A Paleoproterozoic age for the Rio Capim volcano-plutonic sequence, Bahia, Brazil: whole-rock Pb-Pb, Pb-evaporation and UPb constraints*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 15, Belo Horizonte, Anais, 14.

OLIVEIRA, E.P., LAFON, J.M., SOUZA, Z.S. 1999. *Archaean-Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints*. VII Simp.Nac. Est. Tectônicos, SNET, SBG, Lençóis, Bahia, v. 1, 38–40.

OLIVEIRA E.P., CARVALHO M.J., MCNAUGHTON N.J. 2004. Evolução do segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Geologia USP, Série Científica*, 4:41-53.

OLIVEIRA, E.P., MCNAUGHTON, N.J., ARMSTRONG, R., 2010. *Mesoarchaean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil. Special Publication. In: Kusky, T.M., Zhai, M.-G., Xiao, W. (Eds.), 2010. The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth, vol. 338. Geological Society of London, pp. 263e286.*

PIMENTEL, M.M. & SILVA, M.G. 2003. *Sm-Nd age of the Fazenda Brasileiro gabbro, Bahia, Brazil: Example of robust behavior of the Sm-Nd isotopic system under extreme hydrothermal alteration. In: An. Acad. Bras. Ciênc. vol.75 n° 3.*

REED, S.J.B. 2005. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology. Cambridge University Press. 232p.*

RIOS, D.C., DAVIS, D.W., CONCEIÇÃO, H., MACAMBIRA, M.J.B., PEIXOTO, A.A., CRUZ FILHO, B.E., OLIVEIRA, L.L., 2000. *Ages of granites of the Serrinha Nucleus, Bahia (Brazil): an overview. Revista Brasileira de Geociências 30, 74e77.*

RIOS, D.C. 2002. *A granitogênese no Núcleo Serrinha. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UFBA, 239 p.*

RIOS, D.C., CONCEIÇÃO, H., DAVIS, D.W., ROSA, M.L.S., MACAMBIRA, M.J.B., DICKIN, A.P. 2003. *A New Proposal for the Subdivision of Granitic Rocks at Serrinha Nucleus, Bahia, Brazil, Based on U-Pb and Pb-Pb Geochronological and Lithogeochemical Data. Short Papers – IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, p. 264.*

RIOS, D.C., CONCEIÇÃO, H., DAVIS, D.W., ROSA, M.L.S., MARINHO, M.M., 2005. *Expansão do magmatismo granítico pós-orogênico no núcleo Serrinha (NE Bahia), cráton do São Francisco: idade U-Pb do maciço granítico Pedra Vermelha. Revista Brasileira de Geociências 35, 423e426.*

ROCHA NETO, M.B. 1994. *Geologia e recursos minerais do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. Série Arquivos Abertos. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. Volume 4.*

RUGGIERO, A. 2008. *A unidade Maria Preta: geologia, geoquímica e petrogênese de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas intermediárias a félsicas no "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru, Bahia. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.*

RUGGIERO, A. & OLIVEIRA, E.P. 2010. *Caracterização de vulcânicas adakíticas e cálcio-alcalinas no Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia: petrogênese e implicações geodinâmicas. In: Rev. Bras. Geo. 40(1): 01-18.*

SANTOS, O. DE M.; VICTORASSO, E.C.L.; SILVA, R.M. DA; GUERRA, H.R.M.; CHAVES, J.L.; MANTOVANI, J.T.; SILVA, R.A. E; KALIL JR., A.R.; SANTOS, V.A.M.; NAVARRO, L.A.G.; PENA, L.S.T. 1990. Mina de Ouro Fazenda Brasileiro, Bahia. *In: Principais Depósitos Minerais do Brasil. Capítulo XXX. 431-445p. DNPM.*

SILVA, G.L.P. 1998. A associação ouro-matéria carbonácea e implicações na gênese de mineralizações auríferas filoneanas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. UNICAMP. 97 p.

SILVA, M. G. 1983. A seqüência vulcanossedimentar do médio Rio Itapicuru, Bahia: caracterização petrográfica, considerações petrogenéticas preliminares e zoneografia metamórfica. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado.

SILVA, M. G. 1992. O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru: Uma bacia do tipo *back-arc* fóssil. *In: Rev. Bras. Geo.*22(2):157-166.

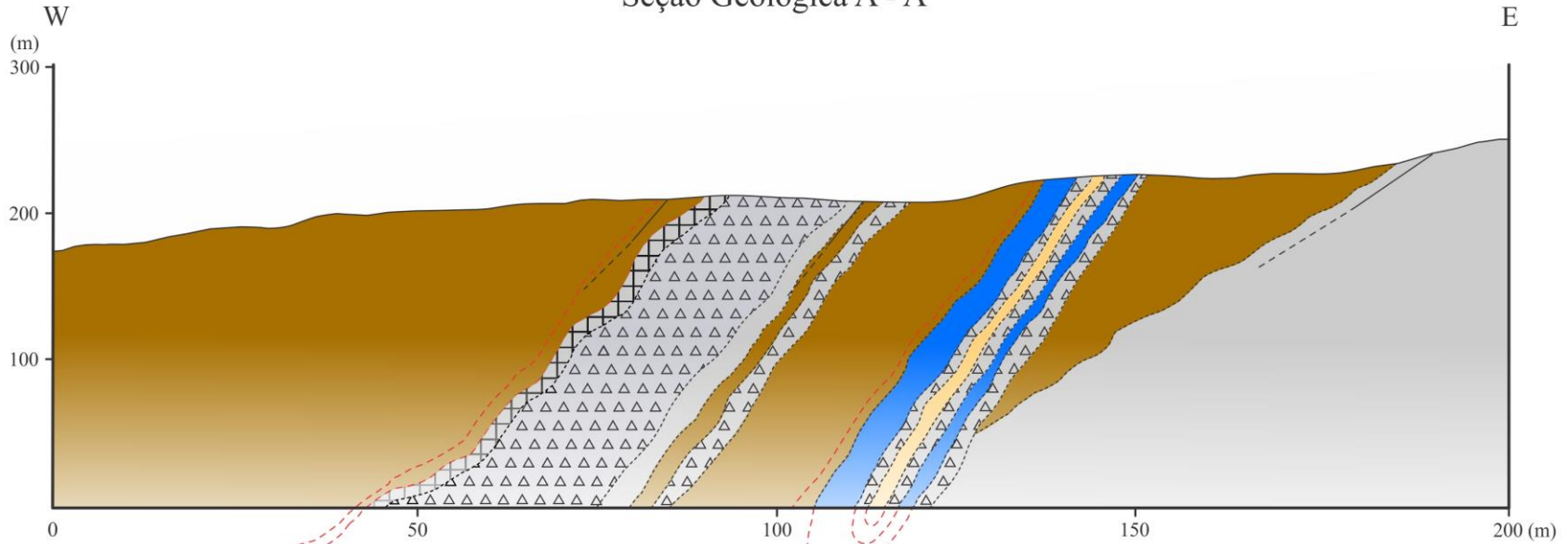
SILVA, M. G., COELHO, C.E.S., TEIXEIRA, J.B.G., ALVES DA SILVA, F.C., SILVA, R.A. e SOUZA, J.A.B. 2001. *The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of gold mineralization. Mineralium Deposita* 36, 345–357.

TEIXEIRA J. B. G. 1984. Geologia e controles da mineralização aurífera da Fazenda Brasileiro, Serrinha (BA). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, Dissertação de Mestrado.

VASCONCELOS P., BECKER T. 1992. A idade da mineralização aurífera no depósito da Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil. Workshop em Metalogênese: Pesquisas atuais e novas tendências. Unicamp, Boletim de Resumos, p. 29.

XAVIER, R.P. 1987. Estudos de inclusões fluidas na mina de ouro da Fazenda Brasileiro, *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, Bahia. São Paulo, USP (Dissert. Mestr.), 142p.

Seção Geológica A - A'



LEGENDA

- Clorita Muscovita Quartzo Xisto**
Granulação fina de coloração cinza alaranjado a cinza claro esverdeado, com foliação penetrativa
- Metassedimento Carbonoso**
Metassedimento carbonoso, ou sericita xisto carbonoso, de coloração cinza, granulação fina e forte xistosidade
- Brecha Carbonosa**
Matriz fina, coloração cinza, com veios e venulações de quartzo
- Metadacito**
Coloração cinza a cinza esbranquiçado, de granulação fina e bem silificado. Pode apresentar finas venulações de quartzo fumê
- Metadiorito**
Granulação média a grossa, fortemente silificada, com coloração cinza esverdeada. Pode ocorrer com foliação Sn bem definida

Convenções

- Corpo de Minério Inferido
- Sn
- S0 Inferido
- Contato Inferido

Escalas

- Escala Vertical
1:2500
- Escala Horizontal
1:500



Universidade Estadual Paulista
"Júlio de Mesquita Filho"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas



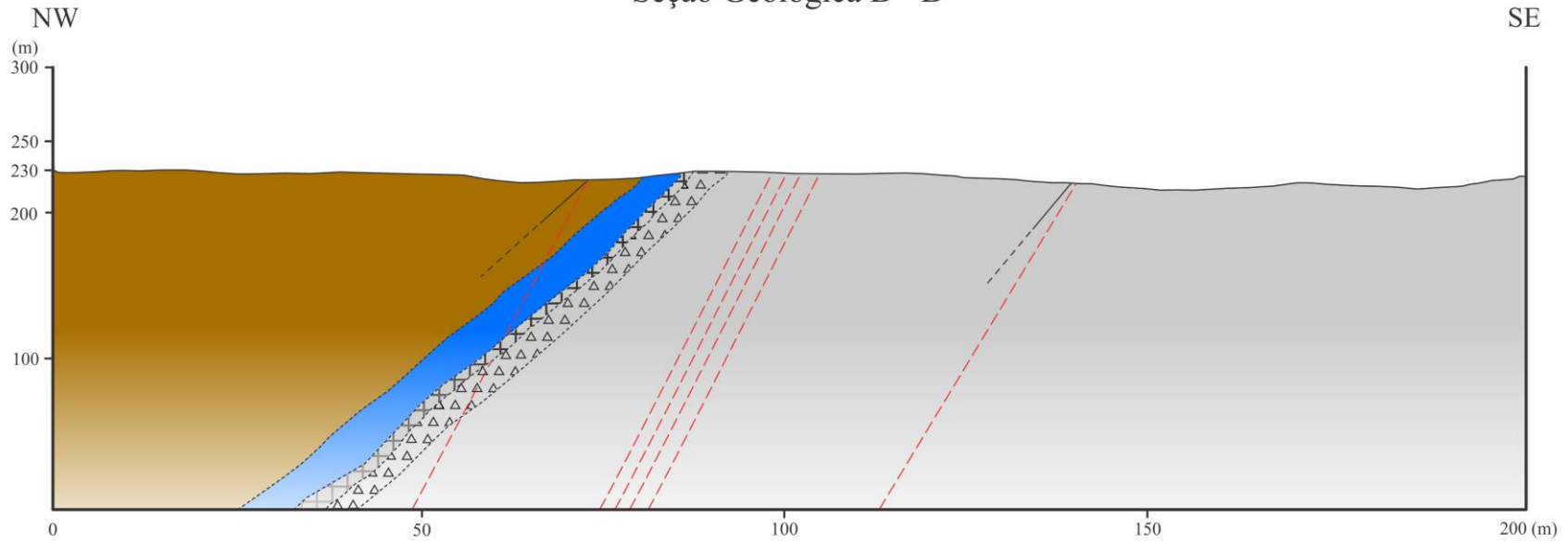
Mestrado em Geociências e Meio Ambiente

APÊNDICE I
Seção Geológica A-A'

Discente: José Antonio Cirillo de Assis
Orientador: Prof. Dr. George Luiz Luvizotto

Maio, 2016

Seção Geológica B - B'



LEGENDA

- Metassedimento Carbonoso**
Metassedimento carbonoso, ou sericita xisto carbonoso, de coloração cinza, granulação fina e forte xistosidade
- Brecha Carbonosa**
Matriz fina, coloração cinza, com veios e venulações de quartzo
- Metadacito**
Coloração cinza a cinza esbranquiçado, de granulação fina e bem silificado. Pode apresentar finas venulações de quartzo fumê
- Metadiorito**
Granulação média a grossa, fortemente silificada, com coloração cinza esverdeada. Pode ocorrer com foliação S₁ bem definida

Convenções

- Corpo de Minério Inferido
- S₀
- S₀ Inferido
- S₁ Inferido
- Contato Inferido

Escalas

- Escala Vertical
1:2500
- Escala Horizontal
1:5000

Universidade Estadual Paulista
"Júlio de Mesquita Filho"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas

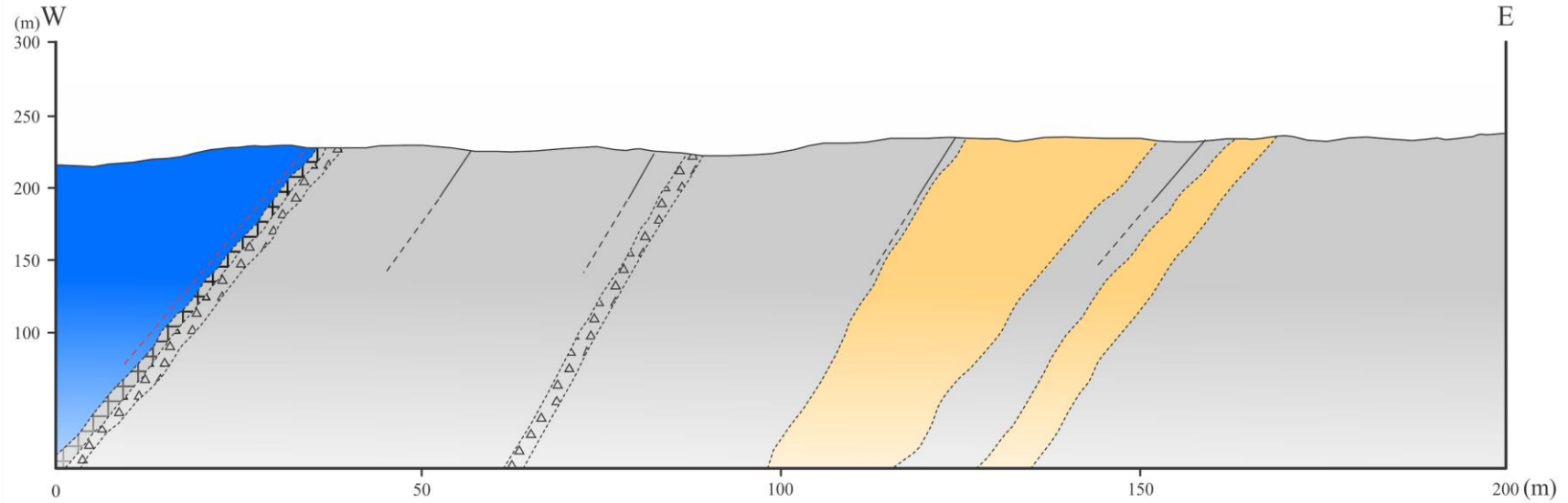
Mestrado em Geociências e Meio Ambiente

APÊNDICE II
Seção Geológica B-B'

Discente: José Antonio Cirillo de Assis
Orientador: Prof. Dr. George Luiz Luvizotto

Maio, 2016

Seção Geológica C - C'



LEGENDA

- Clorita Muscovita Quartzo Xisto**
Granulação fina de coloração cinza alaranjado a cinza claro esverdeado, com foliação penetrativa
- Metassedimento carbonoso**
Metassedimento carbonoso, ou sericita xisto carbonoso, de coloração cinza, granulação fina e forte xistoidade
- Brecha Carbonosa**
Matriz fina, coloração cinza, com veios e venulações de quartzo
- Metadacito**
Coloração cinza a cinza esbranquiçado, de granulação fina e bem silificado. Pode apresentar finas venulações de quartzo fumê

Convenções

- Corpo de Minério Inferido
- Sn
- Sn Inferido
- S0 Inferido
- Contato Inferido

Escalas

Escala Vertical
1:2500

Escala Horizontal
1:500

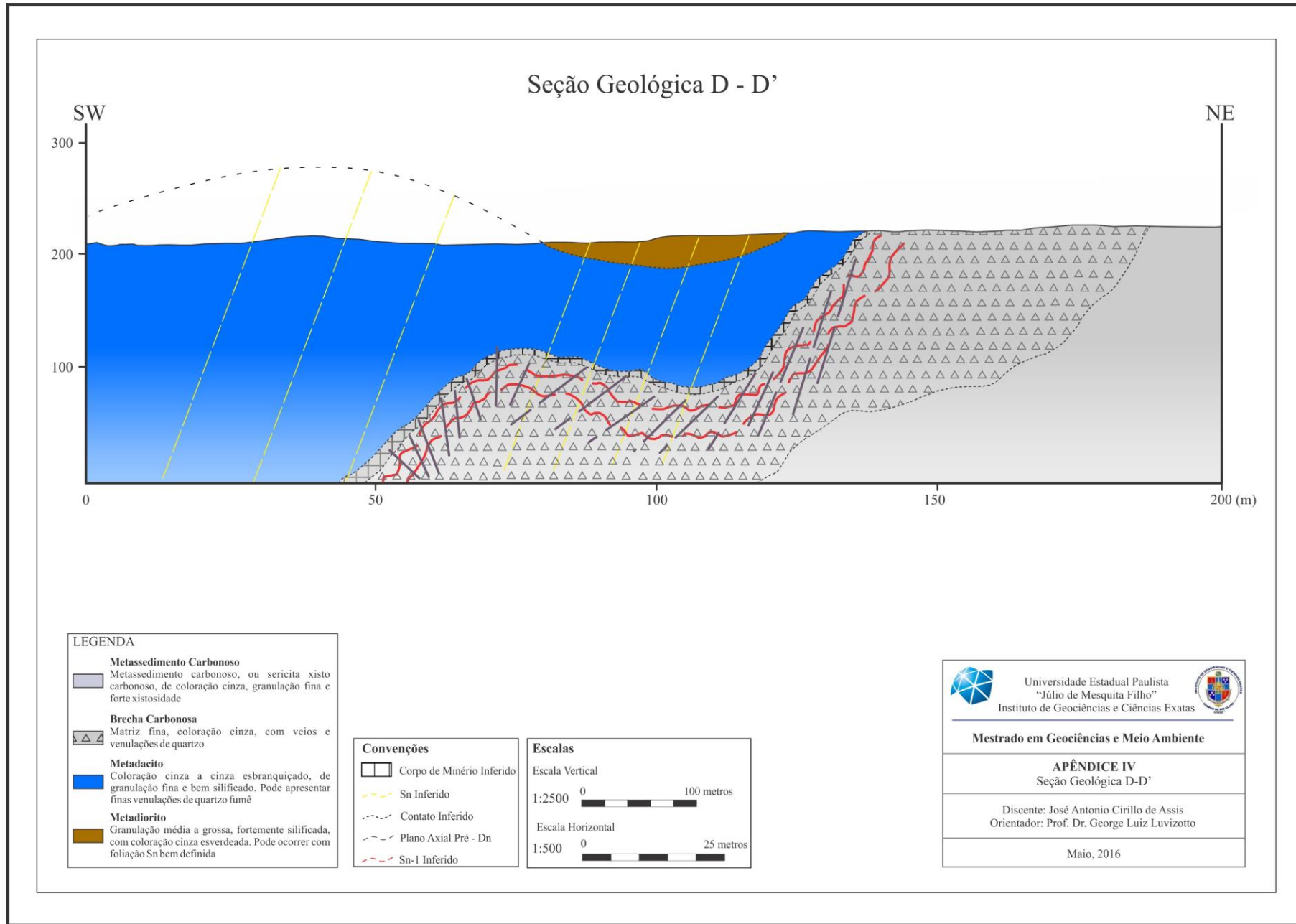
Universidade Estadual Paulista
"Júlio de Mesquita Filho"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas

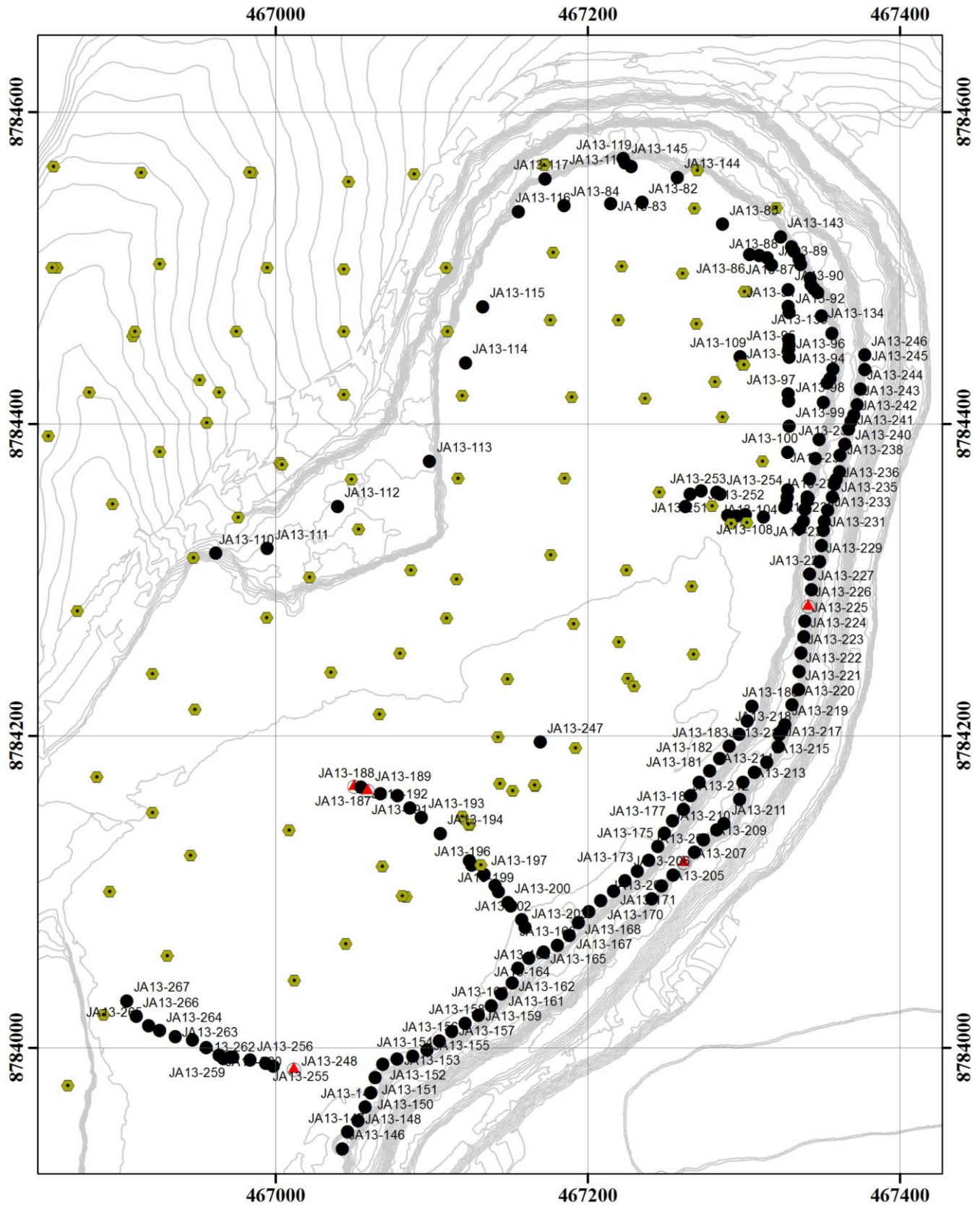
Mestrado em Geociências e Meio Ambiente

APÊNDICE III
Seção Geológica C-C'

Discente: José Antonio Cirillo de Assis
Orientador: Prof. Dr. George Luiz Luvizotto

Maio, 2016



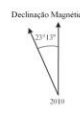


Legenda

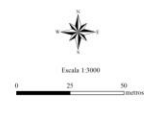
Convenções

- Pontos de controle
- ▲ Pontos com bitúmica
- Pontos de sondagem
- Contorno de Nível

Localização da Área



	47°	50°
ITHIBA RC:24-18-01 1327	RECURSIONA RC:24-18-01 1328	SIBIRIA DO POBÓIA RC:24-18-01 1329
GAVIÃO RC:24-18-01 1330	SANTA LUZ RC:24-18-01 1331	RC:24-18-01 1332
PINHAS RC:24-18-01 1333	SERENINA RC:24-18-01 1334	RC:24-18-01 1335



unesp UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JOSÉ MARIA FERRELL"
- UNESP CAMPUS RIO CLARO -

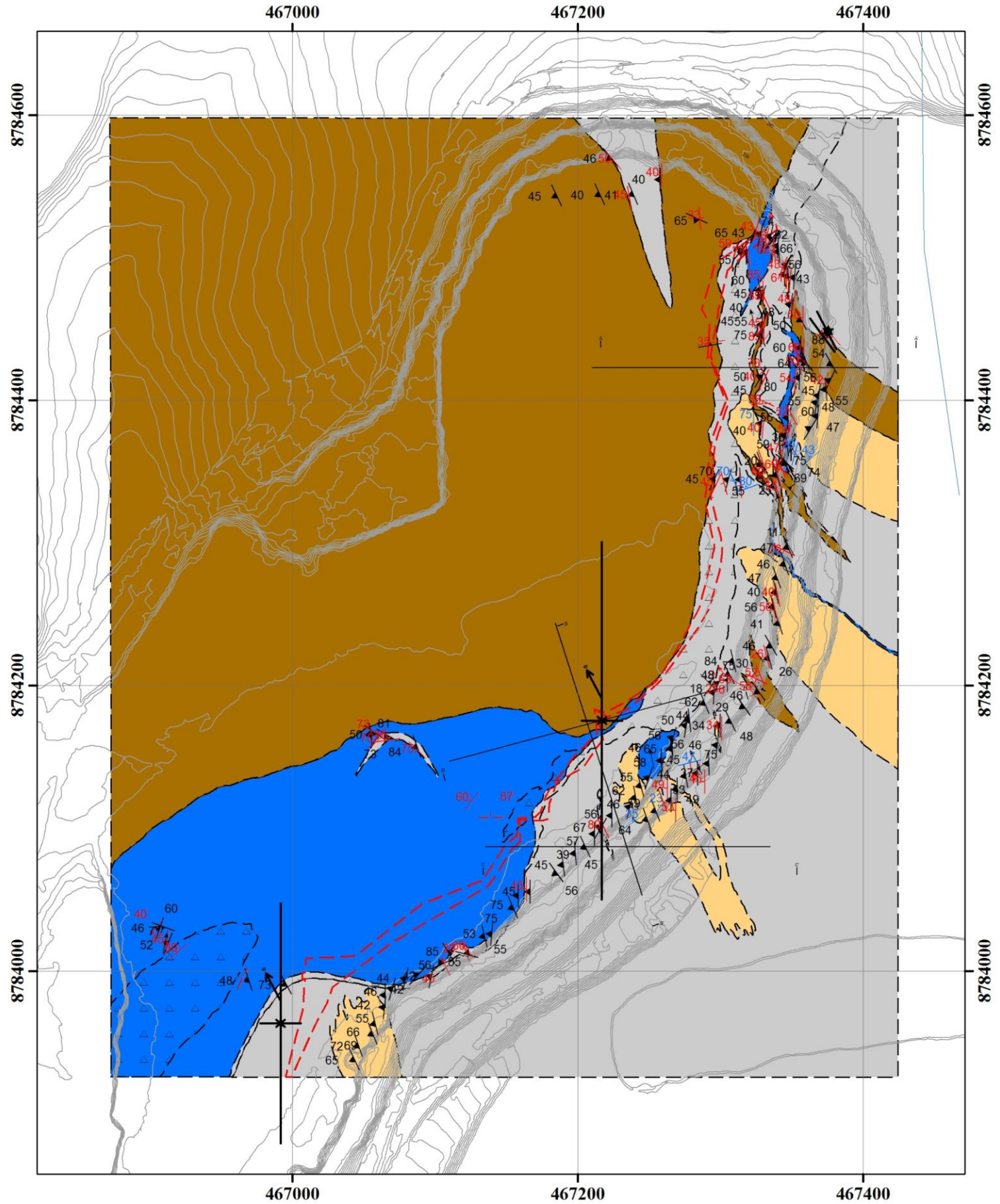
MAPA DE PONTOS DA ÁREA DE ESTUDO

APÊNDICE V

AUTOR: JONAS ANTONIO CIBRELO DE ASSIS

ORIENTADOR: PROF. DR. GEORGE LUIZ LUNZVOTTO

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA MERCATOR
DATUM: SAD 5669 UTM ZONA 24S



Legenda

Unidades Litológicas

- Metadiorito
- Metasedimento
- Brecha carbonosa
- Metasedimento carbonoso
- Metadiorito brechoso
- Metadiorito

Subvolcânica Intrusiva

Seqüência Sedimentar

Seqüência Vulcânica

Convenções Geológicas

- Folição S₀
- Balançamento Composicional (%)
- Folição S_{n-1}
- Plano Axial D_n
- Eixo de Dobras D_n
- Linhação de Interseção
- Veio de Quatro Intimidade
- Veio de Quatro Esternalidade
- Contato Inferior

Convenções Estruturais

- Antiformal
- Sinformal
- Curvas de Nível
- Sinformal Revertida com Caminho
- Corpo de Minerio Inferior

Localização da Área

Declinação Magnética

Mapa de Referência

FIGUEIRA SC 243-III SC 243-IV 1727	EXCLUSAS DA CUNHA SC 242-III SC 242-IV 1728	RIBEIRA DO POMBAI SC 242-III SC 242-IV 1729
GAYÃO SC 242-III 1730	SANTA LUZ SC 242-III 1731	SC 242-C-I 1732
PINTADAS SC 242-III 1733	SERRINHA SC 242-III 1734	SC 242-C-IV 1735

Mapa de Referência

0 25 50 metros

unesp UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JÚLIO DE MESQUITA FILHO" - UNESP CAMPUS RÍO CLARO

MAPA GEOLOGICO DO DEPOSITO DE CI-SANTALUZ

APÊNDICE VI

AUTOR: JOSÉ ANTONIO CIRILO DE ASSIS

ORIENTADOR: PROF. DR. GEORGE LUIZ LUNZOTTO

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA MERCATOR

DISTURBO NAD 1989_UTM_ZONA 28S