



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO:
PETROLOGIA, METALOGÊNESE E EXPLORAÇÃO MINERAL

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PROCESSOS METALOGENÉTICOS RELACIONADOS AOS
DEPÓSITOS DE OURO DA FAIXA MANSINHA – CENTRO
OESTE DO *GREENSTONE BELT* DO RIO ITAPICURU, BAHIA**

DANIEL MENDONÇA RODRIGUES

SALVADOR

2017

**PROCESSOS METALOGENÉTICOS RELACIONADOS AOS
DEPÓSITOS DE OURO DA FAIXA MANSINHA – CENTRO
OESTE DO *GREENSTONE BELT* DO RIO ITAPICURU, BAHIA**

Daniel Mendonça Rodrigues

Orientador: Prof. Dr. Aroldo Misi

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Geologia, Área de Concentração: Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral.

SALVADOR

2017

DANIEL MENDONÇA RODRIGUES

**“PROCESSOS METALOGENÉTICOS RELACIONADOS
AOS DEPÓSITOS DE OURO DA FAIXA MANSINHA –
CENTRO OESTE DO *GREENSTONE BELT* DO RIO
ITAPICURU, BAHIA”**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do Grau de Mestre em Geologia na área de concentração em Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral, em 05/09/2017.

DISSERTAÇÃO APROVADA PELA BANCA EXAMINADORA:



Dr. Aroldo Misi
Orientador- UFBA



Dr. João Batista Guimarães Teixeira
Avaliador externo – Consultor independente



Dr. Márcio Mattos Paim
Avaliador externo – UFBA

Salvador – BA
2017

Aos meus pais, com muito carinho.

AGRADECIMENTOS

Agradeço esse trabalho ao meu orientador, Dr. prof. Aroldo Misi por me dar a oportunidade de produzir esse trabalho, à CBPM por todo o apoio técnico e a Luana, minha namorada, que me deu suporte por toda essa trajetória.

RESUMO

Os depósitos de ouro da Faixa Mansinha estão confinados em uma zona de cisalhamento sinistral rúptil-dúctil que está localizada em metadacitos, metatufos líticos, metatufos de cristal e rochas da Unidade Metassedimentar metamorfisadas na facies xisto verde e com *trend* preferencial Norte Sul com mergulho médio de 60° para oeste localizado no setor centro norte do *Greenstone belt* do Rio Itapicuru, NE Bahia. Alterações de carbonatação e sericitização são pervasivas nas rochas sedimentares e vulcânicas de caráter félsico dentro da zona de cisalhamento. Dois depósitos foram estudados, sendo: o M11, com corpo mineralizado caracterizado por um veio tabular de quartzo fumê com espessura de até 2 metros e comprimento de 500 metros, relacionado à metatufos de cristal e metassedimentos de origem turbidítica, com orientação subparalela à foliação da encaixante; e o M3, em que o minério está associado a 4 gerações de veios tabulares de quartzo leitoso e a um sistema de stockwork na parte norte do depósito, ambos encaixados nos metatufos de cristal associados. O ouro ocorre na forma de grãos livres finamente disseminados ou relacionados com sulfetos nos veios de quartzo.

Estudos de inclusões fluidas por microtermometria revelaram que os veios de quartzo são amplamente dominados por inclusões primárias, pseudosecundárias de $\text{CO}_2 \pm (\text{CH}_4 + \text{N}_2)$ classificadas como inclusões do Tipo I, e inclusões $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-(\pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2)$ de baixa salinidade (<3% eq. NaCl) classificadas como do Tipo II. O valor de ThCO_2 indicou uma variação da densidade de CO_2 de 0,6 para 0,93 g/cm³ para inclusões do tipo I, e variação de 0,75-0,82 g/cm³ para as inclusões do tipo II. A variação mais ampla da densidade de CO_2 das inclusões carbônicas pode ter resultado de um aprisionamento do fluido do veio dentro de um regime de pressão variado, ou de seu reequilíbrio durante a deformação contínua dentro do domínio da zona de cisalhamento e redução da pressão durante o soerguimento.

Os dados obtidos relacionados ao comportamento estrutural, alterações hidrotermais e de inclusões fluidas, combinados com dados de outros depósitos (C1, Antas I, II e III, todos da Unidade Maria Preta), possibilitam a classificação desses depósitos como de ouro do tipo *lode* orogenético.

Palavras-chave: Ouro; Inclusões fluidas; microtermometria; *Greenstone Belt*; Mansinha; metalogênese

ABSTRACT

The gold deposits of the Mansinha Strip are confined in a sinistral brittle-ductile shear zone that is located in metadacites, lithic metatuffs, crystal metatuffs and rocks of Metasedimentary Units, which are metamorphosed in a greenschist facies and with preferential North South trend with average dip of 60° to the west located in the north-central sector of the Greenstone belt of Itapicuru River, NE Bahia. Alteration is pervasive throughout the shear zones and characterized by carbonatization and sericitization of sedimentary and felsic volcanic rocks. Two deposits were studied: M11 with a mineralized body characterized by a tabular smoky quartz vein with a thickness of up to 2 meters and a length of 500 meters, related to crystal metatuffs and metasediments of turbiditic origin, with a subparallel orientation to the foliation of the host rock; And the M3 in which the ore is associated with 4 generations of milky quartz tabular veins and a *stockwork* system in the northern part of the deposit, both embedded in the associated crystal metatuffs. Gold appears as free finely disseminated grains or sulfide-related in the quartz veins.

Fluid inclusions studies by microthermometry revealed that quartz veins are largely dominated by primary, pseudo-secondary inclusions of $\text{CO}_2 \pm (\text{CH}_4 + \text{N}_2)$ classified as Type I inclusions, and $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ inclusions ($\pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$) of low salinity (<3% eq NaCl) classified as Type II. The ThCO_2 data indicated a variation in the CO_2 density of 0.6 to 0.93 g/cm^3 for Type I inclusions, and variation from 0.75-0.82 g/cm^3 for Type II inclusions. The broader variation of the CO_2 density for the CO_2 -rich fluid could have been the result of trapping of the vein fluid under a variable pressure regime, or by its re-equilibration during continuous deformation within the shear zone domains and reduction of the overburden pressure during uplift.

The data obtained related to structural behavior, hydrothermal alterations and fluid inclusions, combined with data from other deposits (C1, Antas I, II and III, all of the Maria Preta Unit), make it possible to classify these deposits as lode gold orogenic.

Keywords: Gold; Fluid Inclusion; microthermometry; Greenstone belt; Mansinha

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Produção de ouro vs. Idade aproximada da formação dos veios auríferos para os depósitos de ouro orogênico do Pré-cambriano.....	14
Figura 1.2: Mapa de localização da Mina C1. Santaluz, Bahia	155
Figura 2.1 - Cráton do São Francisco delimitado pela linha preta e seu limite com as Faixas Sergipana e Riacho do Pontal a norte, Faixa Rio Preto a noroeste, Faixa Brasília a leste, Faixa Ribeira e Orógeno Araçuaí a sul	18
Figura 2.2 - Mapa simplificado do estado da Bahia evidenciando os segmentos crustais arqueanos e Paleoproterozóicos. Estruturas deformacionais paleoproterozoicas, neoproterozoicas e mesozoicas também são indicadas.....	19
Figura 2.3 - Mapa geológico do Bloco Serrinha evidenciando o Complexo Santa Luz, o Cinturão Caldeirão, o “greenstone belt” rio Itapicuru e granitoides do Paleoproterozoico	21
Figura 2.4 - Mapa geológico do GBRI subdividido em 3 unidades e do embasamento em contato	22
Figura 2.5 - Basaltos do Rio Itapicuru ocupando o campo dos basaltos oceânicos no diagrama TiO_2 - K_2O - P_2O_5 proposto por Pearce et al. (1975).....	24
Figura 2.6 - Diagrama MgO - SiO_2 evidenciando o hiato de sílica entre as rochas vulcânicas máficas e félsicas do GBRI. Círculos representam as vulcânicas máficas e quadrados representam as vulcânicas félsicas.....	24
Figura 2.7 - Evolução geotectônica do Bloco Serrinha através de seções esquemáticas W-E mostrando a formação do GBRI em um contexto pré-colisional ao Orógeno. (a) Microcontinente Santa Luz e Formação de um arco-de-ilha. (b) Cratonização com a colisão do microcontinente com o arco-de-ilha, com formação de vulcânicas cálcio-alcalinas. (c) Colisão final formando o GBRI.....	27
Figura 2.8: Mapa dos litotipos da Unidade Maria Preta	29
Figura 3.1 - Mapa dos litotipos da porção central da Faixa Mansinha	31
Figura 3.2 - Seção geológica da antiga cava da Rio Salitre representando uma sequência turbidítica.....	37
Figura 3.3: A) <i>Trend</i> preferencial da 1ª geração dos veios de quartzo. B) <i>Trend</i> preferencial da 2ª geração de veios de quartzo. C) <i>Trend</i> preferencial da 3ª geração dos veios de quartzo. D) <i>Trend</i> preferencial da 4ª geração dos veios de quartzo.....	42
Figura 4.1: diagramas de classificação. A) Diagrama total álcalis vs Sílica de Cox-bell-Pank (1979). B) Diagrama Zr/Ti vs Nb/Y de Winchester and Floyd (1977).....	44
Figura 4.2: Diagrama de elementos terras raras dos metadacitos e metatufos líticos normalizados para manto primitivo de McDonough et al (1995).....	45
Figura 4.3: Diagrama de multi-elementos dos metatufos líticos e metadacitos normalizados para manto primitivo de McDonough et al (1989).	45
Figura 4.4: Diagrama de elementos terras raras dos metatufos de cristal normalizados para manto primitivo de McDonough et al (1995)	47
Figura 4.5: Diagrama de multi-elementos dos metatufos de cristal normalizados para manto primitivo de McDonough et al (1995).	47
Figura 5.1: Bloco diagrama representativo da distribuição das 4 gerações de veios no depósito M3	49
Figura 5.2: Diagramas binários geoquímicos das rochas da Unidade Metassedimentar A) Diagrama binário de MgO vs LOI (perda ao fogo). B) Diagrama binário de MgO vs Fe_2O_3 . C) Diagrama binário de MgO vs MnO . D) Diagrama binário de MgO vs SiO_2	50
Figura 5.3: Diagramas binários de SiO_2 vs elementos maiores nos metatufos de cristal. A) Diagrama binário de SiO_2 vs CaO . B) Diagrama binário de SiO_2 vs Fe_2O_3 . C) Diagrama binário de SiO_2 vs MgO . D) Diagrama binário de SiO_2 vs LOI (perda ao fogo). E) Diagrama binário de SiO_2 vs K_2O	51
Figura 5.4: Paragênese mineral dos litotipos estudados.....	53
Figura 6.1: A) Histograma de fusão do CO_2 das inclusões do tipo I. B) Histograma da temperatura de fusão do clatrato das inclusões do Tipo I. C) Histograma da temperatura de homogeneização do CO_2 das inclusões do tipo I. D) Histograma da temperatura de homogeneização total das inclusões do Tipo I.	59
Figura 6.2: A) Histograma da temperatura de fusão do CO_2 das inclusões do Tipo 2. B) Histograma da temperatura de fusão do clatrato das inclusões do Tipo 2. C) Histograma da temperatura de homogeneização do CO_2 das inclusões do Tipo 2. D) Histograma da temperatura de homogeneização total das inclusões do Tipo 2.	60
Figura 7.1: Diagrama sumário de temperatura de homogeneização-salinidade ilustrando os típicos campos de diferentes tipos de depósitos. Os círculos vermelhos indicam valores obtidos a partir do estudo de inclusões fluidas nas amostras analisadas.....	65

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 3.1: Fotografias macroscópicas e microscópicas dos Metadacitos. A) Afloramento evidenciando o contato dos metadacitos com os metatufos líticos. B) Textura porfirítica dos metadacitos com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz afanítica. C) Fotomicrografia de fenocristal de plagioclásio euédricos imerso em matriz composta por plagioclásio anédrico, quartzo, carbonato e sericita. D) Fotomicrografia de fenocristal de plagioclásio que sofreu exsolução e substituição por porfiroblastos de carbonato.....	32
Fotografia 3.2: Fotografias macroscópicas e microscópicas dos metatufos líticos. A) Rocha com textura afanítica de coloração esverdeada. B) Bombas de dacitos e cherts inclusos na matriz tufácea. C) Movimento sinistral em clásto incluso na matriz tufácea. D) Movimento sinistral de fragmento de metadacitos em matriz tufácea. E) Fotomicrografia de matriz tufácea enriquecida em cristais subidioblasticos a xenoblásticos de quartzo e carbonato. F) presença de vênulas de carbonato e quartzo nos metatufos líticos	34
Fotografia 3.3: Fotos macroscópicas e microscópicas dos metatufos de cristal. A) Sistema de Gradação normal múltipla dos metatufos com camadas porfiríticas e afaníticas. B) Dobra de arrasto com movimento normal relacionado a zona de cisalhamento. C)Banda com textura porfirítica com predominância de pórfiros de quartzo. D) Fotomicrografia do metatufos com textura porfirítica e matriz de sericita, quartzo e carbonato	36
Fotografia 3.4: A) Caulim beje com nódulos de pelito. B) pelito avermelhado com lentes de Caulim beje com estrutura em dominó. C) arenito com grãos suportados pela matriz e veios de quartzo em <i>echelon</i> . D) conglomerado com clastos suportados pela matriz na base dos arenitos. E) Ritmitos intercalados na base da sequência. F) Fotomicrografia dos Metapelitos compostos de sericita e moscovita com textura lepidoblástica.....	38
Fotografia 3.5:A) metapelito carbonoso do depósito M-11. B) Lente de metapelito carbonoso próximo ao veio de quartzo principal no depósito M-3. C) Fotomicrografia do metapelito carbonoso com vênulas de quartzo paralelas a foliação. D) Fotomicrografia de veio de quartzo e carbonato com estrutura do tipo sigma.....	39
Fotografia 3.6: A) Veio da 1ª geração na cava da M11 em contato com os metatufos de cristal a esquerda e Metapelitos carbonosos a direita. Foto com visada para NW. B) Veio da 1º geração em cava de garimpo no alvo M3 intruso em metatufos de cristal. C) Cava de garimpo em que houve extração exclusiva do veio de quartzo de 1ª geração, preservando o molde. D) relação de 3 gerações de veios de quartzo, segundo a numeração da imagem: 1) veio de quartzo de 2ª geração; 2) veios de quartzo de 3ª geração; 3) veios de quartzo de 4ª geração. E) Cristal de pirita euédricos em veio de quartzo, com presença de cristais anédricos de marcassita. F) Cristais de marcassita preenchendo fraturas e contornos de cristais de quartzo e carbonato.	41
Fotografia 6.1: A) fotomicrografia de inclusões fluidas bifásicas carbônicas com 70% de preenchimento da fração líquida. B) Inclusões fluidas bifásicas carbônicas com 30% de preenchimento da fração líquida. C) Inclusão trifásica aquo-carbônica. D) Inclusão bifásica carbônica com 10% de preenchimento da fração líquida.	57

LISTA DE SIGLAS

Qtz = Quartzo

Pl = Plagioclásio

Sc = Sericita

Ca = Carbonato

Mc = Material carbonoso

Pi = Pirita

Ma = Marcassita

CSF = Craton do São Francisco

GBRI = *Greenstone belt* do Rio Itapicuru

UMP = Unidade Maria Preta

TfCO₂ = Temperatura de Fusão do CO₂

Te = Temperatura do Eutético

Tf_{gelo} = Temperatura de fusão do gelo

ThCO₂ = Temperatura de homogeneização do CO₂

Th_{total} = Temperatura de homogeneização total

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	13
1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	14
1.2. OBJETIVOS.....	15
1.3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	16
CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL.....	17
2.1. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO.....	17
2.2. BLOCO SERRINHA.....	19
2.3. <i>GREENSTONE BELT</i> DO RIO ITAPICURU.....	20
2.5. UNIDADE MARIA PRETA.....	28
CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA LOCAL.....	30
4.1. METADACITO.....	30
4.2. METATUFO LÍTICO.....	33
4.3. METATUFO DE CRISTAL.....	33
4.4. UNIDADE METASSEDIMENTAR.....	35
4.5. METAPELITOS CARBONOSOS.....	38
4.6. VEIOS DE QUARTZO MINERALIZADOS.....	40
CAPÍTULO 4 – GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS.....	43
5.1. METADACITO E METATUFO LÍTICO.....	43
5.2. METATUFO DE CRISTAL.....	44
CAPÍTULO 5 - MINERALIZAÇÃO.....	48
CAPÍTULO 6 – INCLUSÕES FLUIDAS.....	54
7.1. CONCEITO TEÓRICO DE MICROTERMOMETRIA.....	54
7.2. PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS.....	55
7.3. MICROTERMOMETRIA.....	58
CAPÍTULO 7 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	62
ANEXO A- TABELA DE DADOS GEOQUÍMICOS DOS METATUFOS DE CRISTAL.....	70
ANEXO B- TABELA DE DADOS GEOQUÍMICOS DOS METADACITOS E METATUFOS LÍTICOS.....	76
ANEXO C- TABELA DE DADOS GEOQUÍMICOS DA UNIDADE METASSEDIMENTAR.....	80

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A faixa Mansinha representa um grupo de depósitos auríferos hidrotermais situados na porção centro oeste do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. Faz parte do contexto metalogenético da Unidade Maria Preta que abrange os depósitos Antas I, II e III, C1, Mari e faixa Mansinha (M1, M11 e M3) (SILVA, 2001). Segundo Coelho (1998) esses depósitos estão distribuídos em 3 zonas de cisalhamento secundárias associada a uma zona de cisalhamento principal não mineralizada. Os depósitos da faixa Mansinha, escopo do presente trabalho está situada na zona de cisalhamento IV.

A mineralização de ouro desses depósitos está relacionada a veios de quartzo e carbonato sulfetados, encaixados em rochas vulcânicas e piroclásticas intermediárias a félsicas intercalados com rochas sedimentares pelíticas, areníticas e químicas metamorfizadas na fácies xisto verde (COELHO, 1998; XAVIER, 1999; SILVA, 2001).

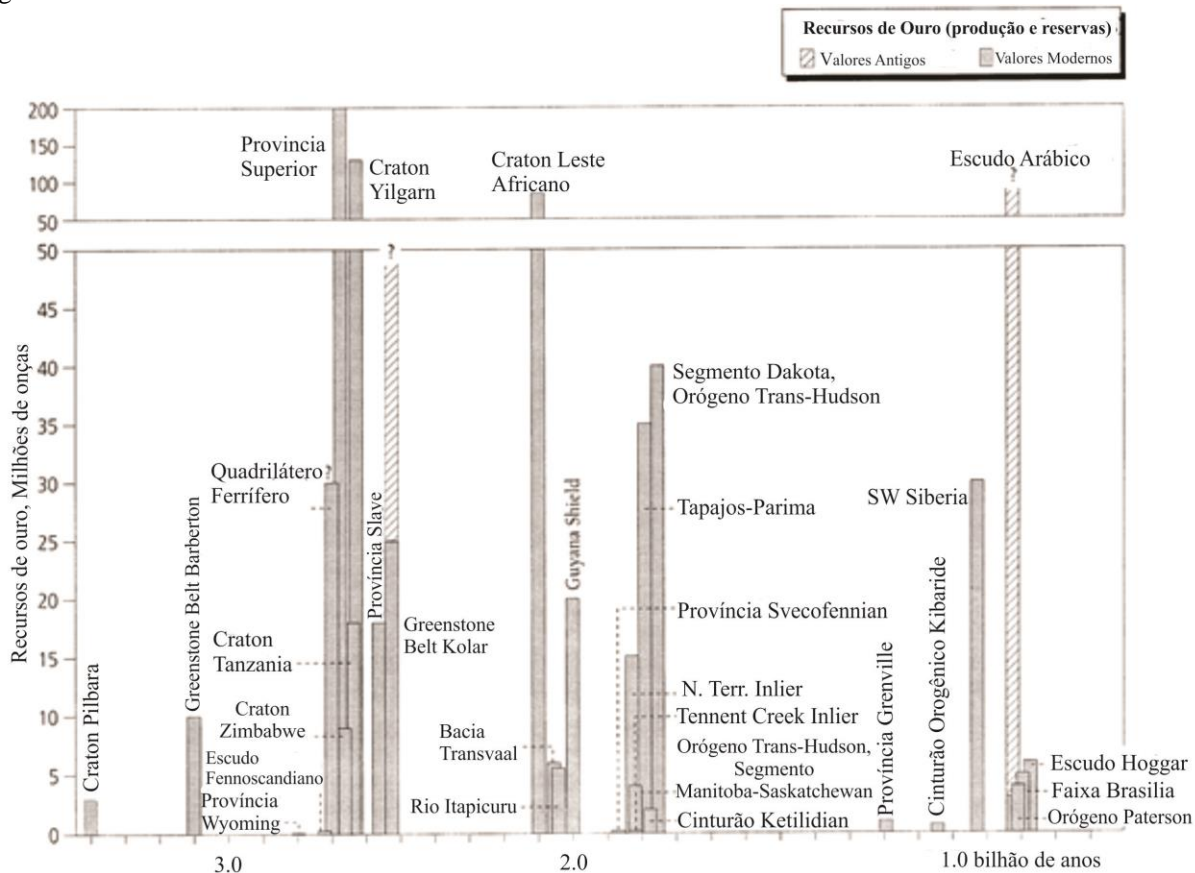
Uma grande parte da produção de ouro no Brasil vem do Cráton do São Francisco. Este metal ocorre principalmente em terrenos metamórficos polideformados, a exemplo do quadrilátero ferrífero, Jacobina e Rio Itapicuru, na porção sul e na porção norte do Cráton do São Francisco, respectivamente. O elevado potencial de hospedagem de mineralizações de ouro nas sequências vulcanossedimentares tem levado muitas empresas de mineração a investir na exploração de metais preciosos nesses terrenos.

O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (GBRI) caracteriza-se por apresentar vários depósitos auríferos de interesse econômico, sendo os mais importantes atualmente os depósitos da fazenda Maria Preta e Fazenda Brasileiro, essas duas minas já foram classificadas como sendo as 15^a e 3^a maiores minas brasileiras segundo a produção acumulada no período de 1982-1999 (THORMAN et al. 2001) (Figura 1.1) e o processo metalogenético foi classificado como sendo do modelo de ouro orogênico do tipo *lode* (GOLDFARB, 2001). A faixa mansinha, situada entre os depósitos da fazenda Maria Preta, está no momento desse estudo sendo prospectada por garimpeiros.

Este trabalho tem a finalidade de entender os processos metalogenéticos ocorridos na faixa Mansinha com o intuito de melhorar o conhecimento científico da área e estimular a exploração mineral da área. Para melhor conhecimento, esse volume foi subdividido em

capítulos, sendo eles introdução, geologia regional, geologia local, mineralização, geoquímica das rochas vulcânicas, inclusões fluidas, discussões e conclusões.

Figura 1.1 - Produção de ouro vs. Idade aproximada da formação dos veios auríferos para os depósitos de ouro orogênico do Pré-cambriano

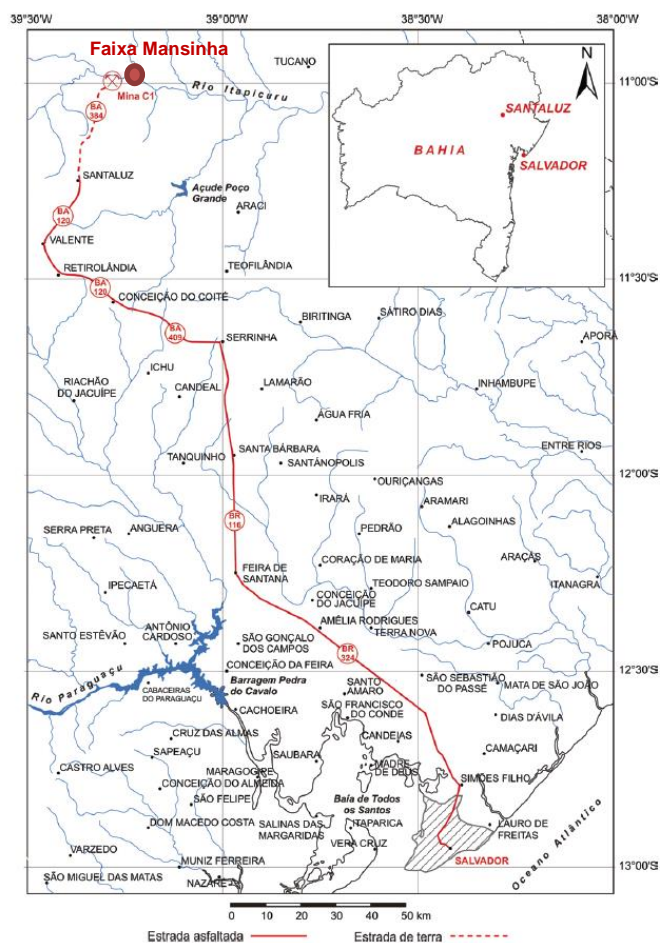


Fonte: Goldfarb, 2001

1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo localiza-se, aproximadamente, 35 km a norte da cidade de Santaluz, nordeste do estado da Bahia. O acesso se dá a partir de Salvador, seguindo pela BR-324 até a cidade Feira de Santana. Em seguida, desloca-se pela BR-116 até a cidade Serrinha, seguindo pela BA-409 passando pelas cidades Conceição do Coité, Retirolândia e Valente até chegar a Santaluz. Segue-se pela Estrada da Serra Branca que não é asfaltada até a Mina C1 (Figura 1.2), atravessa o rio Itapicuru e desloca-se por mais 2,5km para leste.

Figura 1.2: Mapa de localização da Mina C1 e da faixa mansinha. Santaluz, Bahia



Fonte: Teixeira (2014).

1.2. OBJETIVOS

O objetivo geral desta dissertação é a caracterização metalogenética da Faixa Mansinha utilizando fatores estruturais, petrológicos e geoquímicos.

Entre os objetivos específicos incluem-se os seguintes itens:

- Classificação geológica, petroráfica e geoquímica.
- Identificação do processo de transporte do minério.
- Identificação dos processos de interação do fluido com as rochas encaixantes e possíveis motivos de desestabilização do sistema.
- Identificação do controle estrutural dos veios de quartzo.

- Correlação com outros depósitos auríferos do GBRI.

1.3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para atingir os objetivos propostos foram realizadas as seguintes atividades:

Pesquisa bibliográfica: leitura de artigos e publicações em revistas científicas, teses e dissertações. Documentos estes com enfoque no estudo geológico do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru e da mineralização aurífera na região da Fazenda Maria Preta. A revisão dos dados existentes sobre esta área de estudo teve como foco as vertentes petrológicas, análise de mapas, estudos de inclusões fluidas, dados estruturais e modelos metalogenéticos já propostos.

Trabalhos de campo: foram realizadas três etapas de campo com duração total de 21 dias. Nessas campanhas foram realizados trabalhos de mapeamento geológico de detalhe, coleta de amostras e descrição dos afloramentos.

Estudos Petrográficos: das amostras coletadas em campo foram selecionadas 61 amostras para confecção de lâminas delgadas e 8 para confecção de seções polidas. Por meios destes estudos dessas lâminas foi possível caracterizar a mineralogia, texturas e alterações dos diversos litotipos identificados.

Estudos Geoquímicos: foram realizadas análises de 113 amostras com intuito de obter a litogeoquímica dos elementos maiores, menores, elementos-traço e terras raras, que possibilitaram caracterizar o protólito, suas assinaturas geoquímicas e os processos petrogenéticos envolvidos na formação dessas rochas e sua interação com o fluido mineralizante.

Inclusões Fluidas: 7 amostras de veios de quartzo foram selecionadas para o estudo de inclusões fluidas com intuito de determinar a salinidade do fluido hidrotermal, a microtermometria e composição dos fluidos para melhor entendimento dos processos de formação da mineralização.

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL

Devido a continuidade da pesquisa no *Greenstone Belt* do rio Itapicuru, este capítulo utilizou-se como base as informações adquiridas de Rodrigues (2013), com acréscimo de informações importantes. Para o melhor entendimento, neste capítulo é realizada uma apresentação sucinta sobre os aspectos regionais na qual a área de estudo está inserida, a partir de uma breve descrição do Cráton São Francisco, Bloco Serrinha e o GBRI.

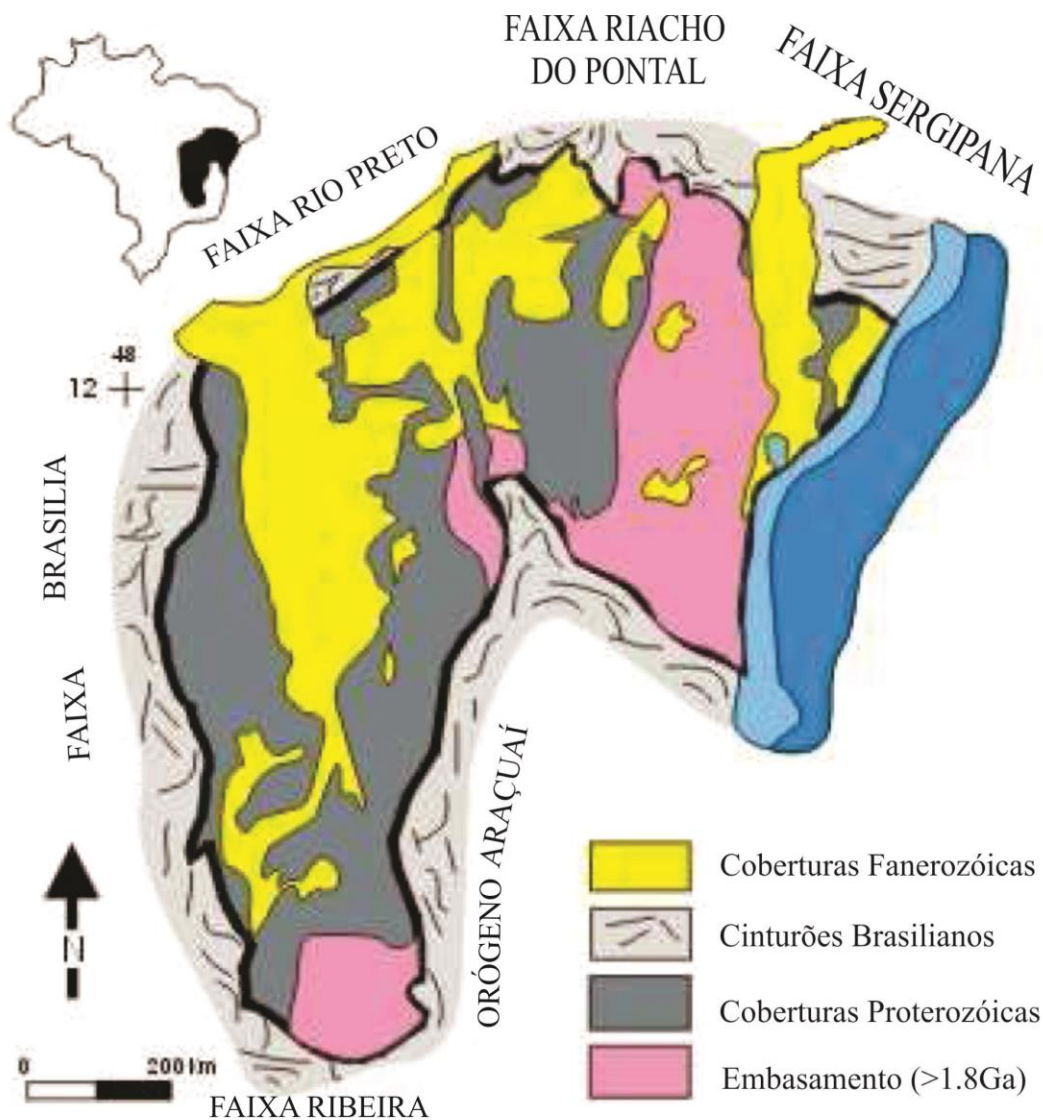
2.1. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

O Cráton do São Francisco (CSF) segundo Almeida (1977) é uma grande unidade tectônica que compreende a maior parte do Estado da Bahia e se estende às regiões vizinhas de Minas Gerais, Sergipe, Pernambuco e Goiás. Seu embasamento consolidou-se ao término do Mesoproterozóico, após o qual somente sofreu deformações de natureza paratectônica. Sua cobertura compreende dois complexos. O mais antigo é correlativo de uma Faixa de dobramento desenvolvida durante a primeira metade do Mesoproterozóico e o mais novo, Neoproterozóico, recobre quase metade de sua área. Faixas de dobramentos surgiram durante a evolução de geossinclíneos dispostos às bordas do cráton no final do Neoproterozóico.

Segundo Ebert (1968), o Cráton do São Francisco tem caráter de antepaís assíntico e Almeida (1977) determinou que o CSF fosse circundado por Faixas de dobramento desenvolvidas durante o Ciclo Brasileiro, que apresenta estruturas geralmente paralelas às suas bordas, mas cortam em variados ângulos as estruturas pré-brasilianas de seu embasamento.

O seu limite é delimitado pela Faixa Sergipana, Faixa Riacho do Pontal e Faixa Rio Preto a norte, pela Faixa Brasília a oeste, Faixa Ribeira e Orógeno Araçuaí a sul (Figura 2.1), sendo essas Faixas originadas pelos Cinturões de dobramentos gerados durante a orogênese no Neoproterozóico. Segundo Barbosa (2009) corresponde a um segmento crustal consolidado entre o Arqueano e o Paleoproterozóico com idade entre 3,4 Ga e 1,9 Ga com substrato poupado do metamorfismo das colisões que ocorreram no Neoproterozóico.

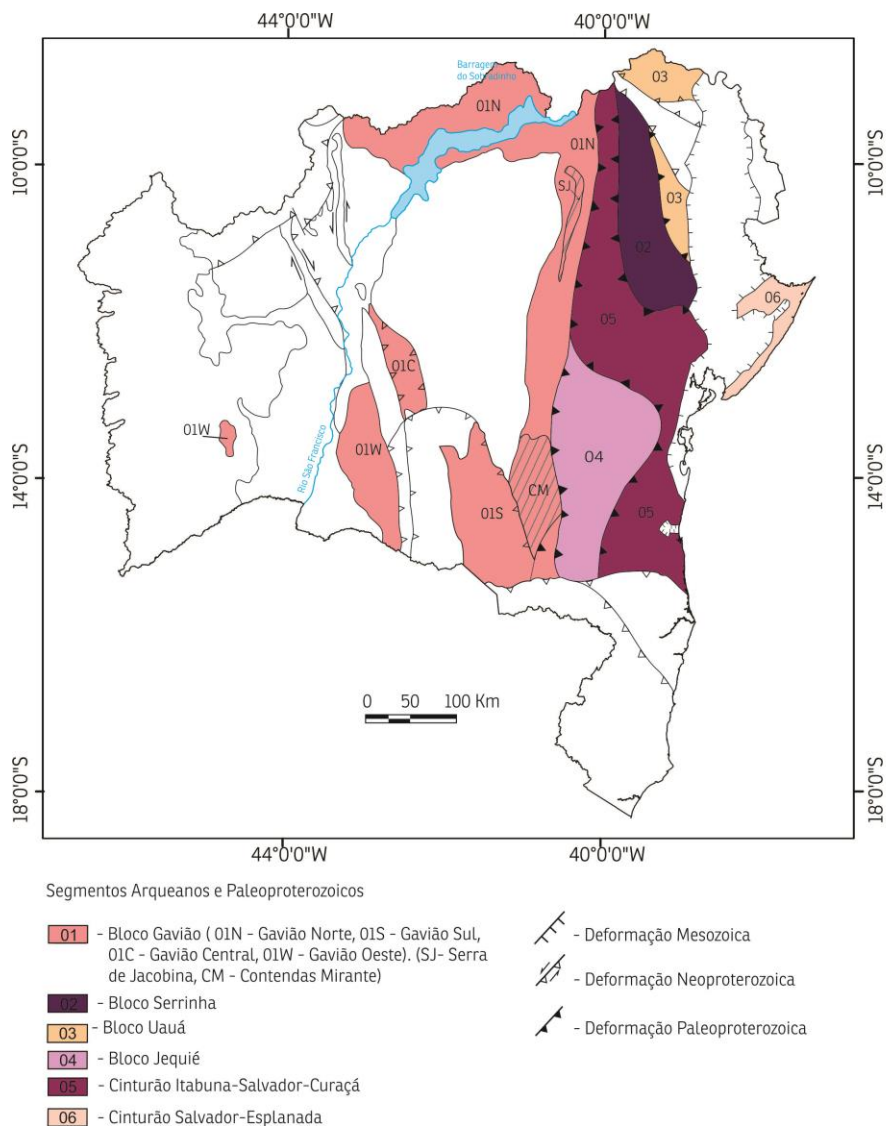
Figura 2.1 - Cráton do São Francisco delimitado pela linha preta e seu limite com as faixas Sergipana e Riacho do Pontal a norte, Faixa Rio Preto a noroeste, Faixa Brasília a leste, Faixa Ribeira e Orógeno Araçuaí a sul



Modificado Alkimim et al. 1993

Segundo Barbosa (2012), o embasamento Arqueano-Paleoproterozóico do Cráton aflora em cerca de 50% da área total do Estado da Bahia, formado principalmente por litologias metamórficas de alto a médio grau e de granitoides. Através de pesquisas petrológicas, geocronológicas e isotópicas, foi possível identificar seis importantes segmentos crustais, sendo eles: os Blocos Gavião, Jequié, Uauá, Serrinha e os cinturões Itabuna-Salvador-Curaçá e Salvador-Esplanada (Figura 2.2).

Figura 2.2 - Mapa simplificado do estado da Bahia evidenciando os segmentos crustais arqueanos e paleoproterozóicos. Estruturas deformacionais paleoproterozoicas, neoproterozoicas e mesozoicas também são indicadas



Fonte: Barbosa (2012).

2.2.BLOCO SERRINHA

O Bloco Serrinha faz parte do compartimento geotectônico nordeste da Bahia, situado a leste do Cinturão Salvador-Curaçá e recoberto a leste pelos sedimentos fanerozóicos da bacia de Tucano e Recôncavo, localizado na porção NE do Cráton do São Francisco. O arcabouço é composto por uma infra-estrutura de para-ortognaisses atribuídos ao Arqueano pelos registros geocronológicos datados de 2,9 Ga e um conjunto supracrustal, vulcanossedimentar, correspondente ao *Greenstone Belt* do rio Itapicuru cuja idade é Paleoproterozoica (modificado BRITO NEVES et al., 1980; PEREIRA, 1992 apud SABATÉ, 1996).

Tem como embasamento o Complexo Santa Luz, caracterizado por gnaisses e migmatitos de idade arqueana com paragênese da fácies anfíbolito (Figura 2.3) (modificado MASCARENHAS & GARCIA, 1989). Melo (1991) distinguiu duas unidades litológicas ocorrentes: (i) gnaisses bandados, caracterizados pela alternância entre rochas gnáissicas cinzas (com biotita, hornblenda, microclina, plagioclásio e quartzo como minerais principais) e bandas anfíbolíticas com ou sem granada e (ii), ortognaisses granodioríticos a tonalíticos, com estruturas migmatíticas (CARVALHO & OLIVEIRA, 2003).

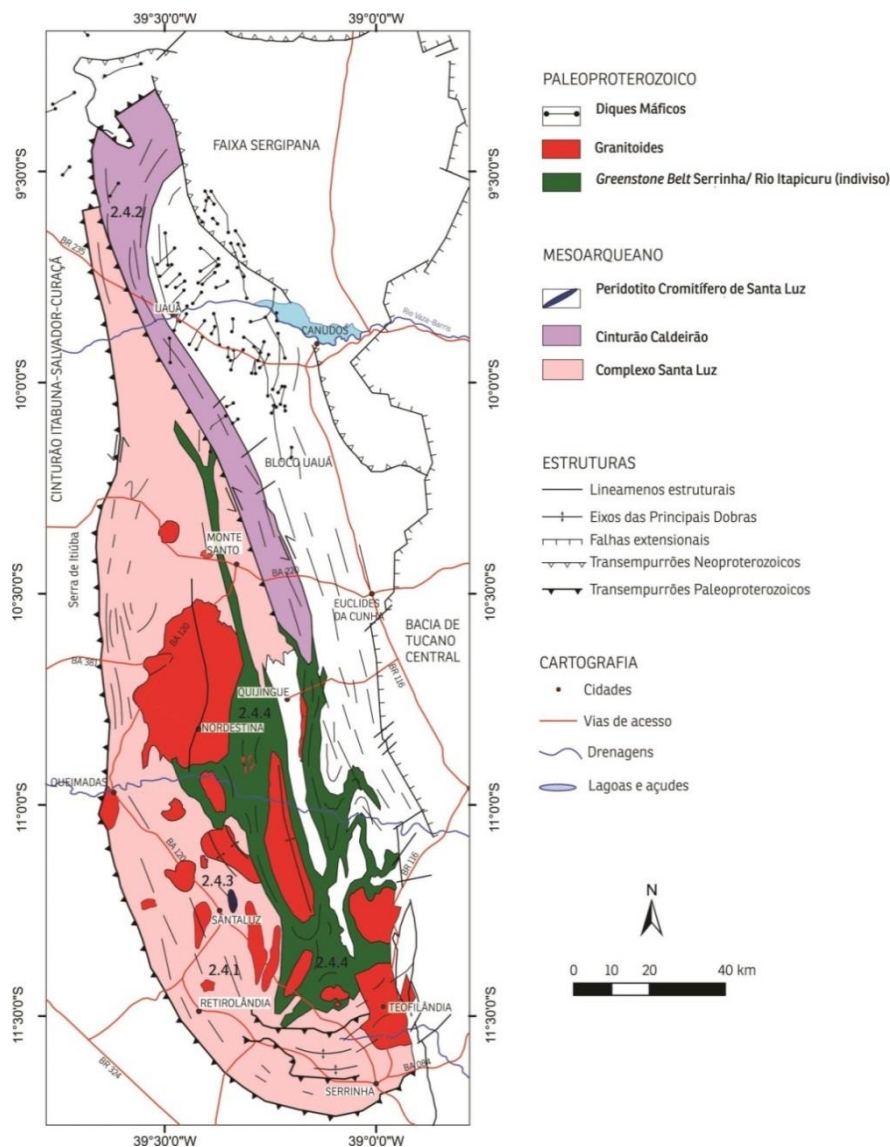
Na porção leste, o GBRI se encontra inserido e forma uma faixa com orientação preferencial N-S. Segundo Silva (1992) o GBRI abrange uma área superior a 7500 km², com 170 km de extensão e 15 km de largura máxima. Ele é constituído por rochas máficas, félsicas e sedimentares de idade paleoproterozóica metamorfizadas em fácies xisto verde a anfíbolito, intrudidas por domos graníticos, com idades também paleoproterozóicas (KISHIDA, 1979; KISHIDA & RICCIO, 1980 apud CARVALHO, 2003).

O cinturão Caldeirão também faz parte do Bloco Serrinha, situado entre o Bloco Uauá e o Bloco Serrinha (OLIVEIRA et al. 2010). Ele é formado por quartzitos, sillimanita-granada-cordierita gnaisses e anfíbolitos, todos intercalados com migmatitos e gnaisses do embasamento. Oliveira (2002) datou os zircões desse embasamento e obteve idades SHRIMP de 3.152 ± 5 Ma.

2.3. GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU

A sequência vulcanossedimentar do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (GBRI) e os terrenos graníticos-gnáissicos cobrem uma área de 8400km² consistindo principalmente em rochas supracrustais alongadas na direção NNW, somente na parte sul a foliação adquire um *trend* regional E-W (PIMENTEL et al, 2003). As rochas supracrustais desse terreno, com espessura de aproximadamente 9,5 km, compreendem rochas vulcânicas máficas (na base), rochas vulcânicas intermediárias a félsica, além de sedimentos clásticos e químicos, tanto intercalados nas rochas vulcânicas como formando um pacote individualizado no topo da sequência (Figura 2.4) (SILVA, 1992).

Figura 2.3 - Mapa geológico do Bloco Serrinha evidenciando o Complexo Santa Luz, o Cinturão Caldeirão, o *Greenstone Belt* rio Itapicuru e granitoides do Paleoproterozoico

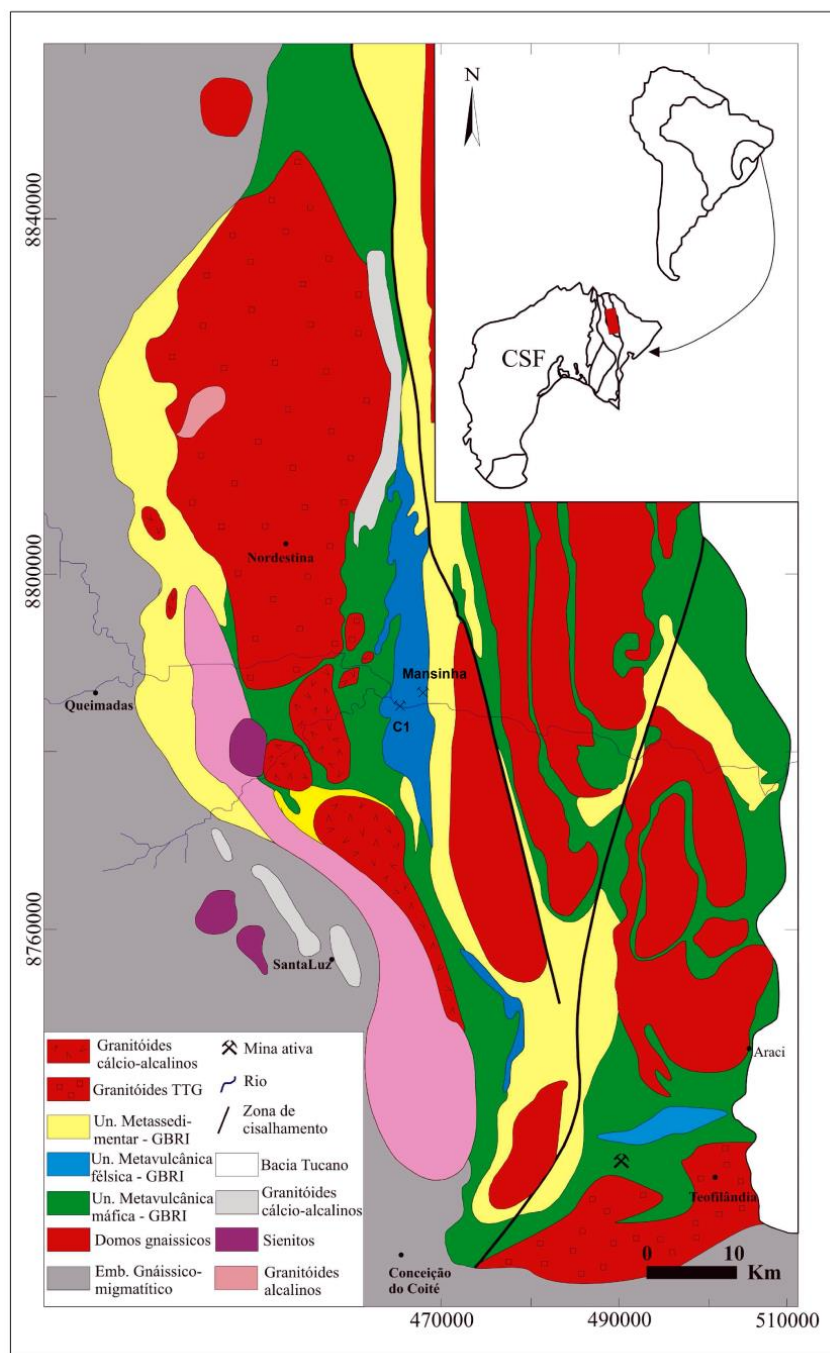


Fonte: Barbosa (2012).

A sequência vulcanossedimentar pode ser subdividida em 3 unidades:

- Unidade vulcânica máfica consiste em um pacote de aproximadamente 5 km de espessura e situando-se nas bordas de uma estrutura sinclinal, formada por metabasaltos, exibindo abundantes estruturas vulcânicas primárias tais como *pillow* lavas, basaltos porfiríticos, brecha de fluxo e texturas vesiculares; e, por finas camadas pelíticas (xisto grafitoso) e químicas (metacherts, formações ferríferas e manganésíferas) intercalados. Pequenas intrusões máficas, semelhantes em composição a vulcânica, também são encontradas no interior da pilha vulcânica.

Figura 2.4 - Mapa geológico do GBRI, subdividido em 3 unidades, e do embasamento em contato



Fonte: Grisolia (2010).

De acordo com o diagrama de Pearce & Cann (1973), os basaltos do Itapicuru pertencem ao grupo dos toleítos de baixo K, típicos tanto de ambientes de fundo oceânico (OFB) (Figura 2.5) quanto de arcos de ilhas (IAT) (SILVA, 1992).

- Unidade vulcânica félsica intermediária formada por lavas e depósitos piroclásticos de composição andesítica a dacítica com espessura de 3,5 km, e também por pequenas intrusões

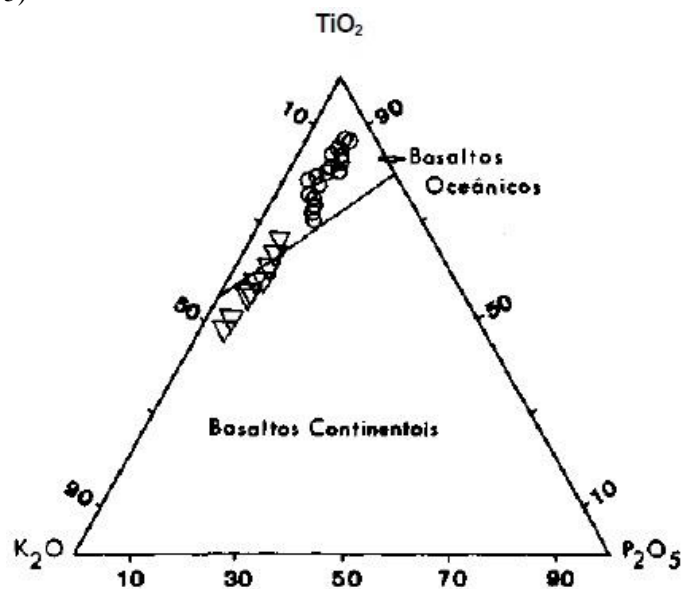
subvulcânicas, ocupando cerca de 25% da área de exposição do GBRI. As piroclásticas compreendem lentes de tufos de cinza, tufos de cristais, tufos líticos lapilli, tufos vítreos e aglomerados vulcânicos (SILVA, 1992). A unidade apresenta paragênese predominante da fácies xisto verde com o desenvolvimento de albita, clorita, carbonato, sericita, epídoto, quartzo e hematita, oriunda dos processos hidrotermais do evento metamórfico de fundo oceânico (M1) (SILVA, 1992).

Silva (1992) realizou análises químicas de amostras de lavas andesíticas e dacíticas, as quais apontam a existência de um hiato de sílica entre o vulcanismo máfico e o evento vulcânico félsico (Figura 2.6). Considerando que as características geoquímicas apontaram para um ambiente do tipo arco de margem continental que as vulcânicas máficas toleíticas e os vulcanismos intermediários a félsicos não poderiam ter sido originados de uma mesma fonte magmática, através de processos de cristalização fracionada. Uma alternativa seria a derivação dessas rochas a partir da fusão parcial da crosta oceânica subductada e modificada, considerando o ambiente geotectônico no qual elas parecem ter sido geradas. Nesse caso, os andesitos do GBRI teriam sido originados numa margem continental ativa, margem essa adjacente à bacia de extensão onde foram geradas as rochas basálticas toleíticas.

-Unidade sedimentar recente compreendendo conglomerados, arenitos, siltitos, folhelhos, cuja composição aponta para um retrabalhamento das rochas piroclásticas andesíticas e dacíticas, constituindo assim o topo da tabela estratigráfica com 1 km de espessura. Exibem estruturas sedimentares, tais como foliação plana, estratificação cruzada e acamamento gradacional, evidenciando uma natureza turbidítica (SILVA, 1992).

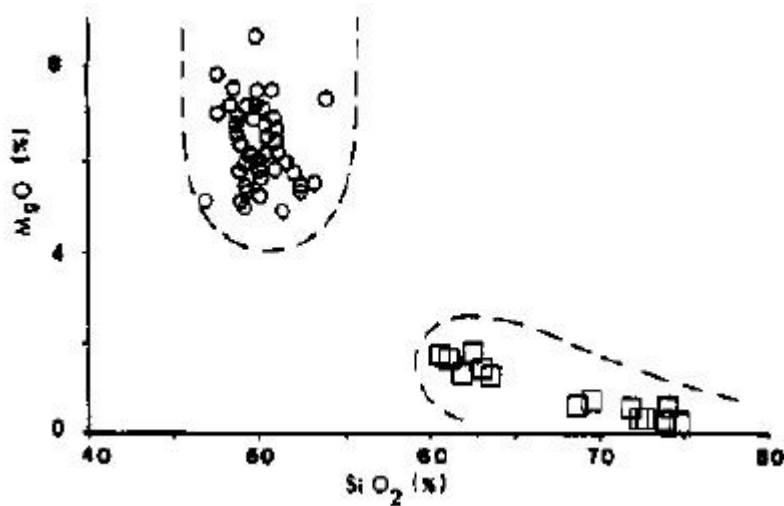
Segundo Neto (1994) o embasamento da sequência foi interpretado por gnaisses migmatíticos com idade de 2,9Ga. A idade foi determinada pelo método U-Pb em zircões de um megaxenólito de gnaisses migmatítico encaixado no Domo do Ambrósio.

Figura 2.5 - Basaltos do Rio Itapicuru ocupando o campo dos basaltos oceânicos no diagrama TiO_2 - K_2O - P_2O_5 proposto por Pearce et al. (1975)



Fonte: Silva (1992).

Figura 2.6 - Diagrama MgO - SiO_2 evidenciando o hiato de sílica entre as rochas vulcânicas máficas e félsicas do GBRI. Círculos representam as vulcânicas máficas e quadrados representam as vulcânicas félsicas



Fonte: Silva (1992).

Valores de 2,2Ga foram obtidos para os basaltos e 2,1Ga para andesitos da sequência supracrustal do GBRI, através de isócronas Pb-Pb e por idade modelo T_{DMNd} .

Jardim de Sá (1982) e Teixeira (1985) detectaram evidências de 5 fases deformacionais, revelando que a sequência vulcanossedimentar se encontra intensamente dobrada. Já Silva & Matos (1991) consideram duas fases de deformação, sendo elas: a fase inicial (D1) resultante de uma tectônica tangencial, concomitante ao fechamento da bacia e diapirismo granítico. A esta fase estão relacionados os eventos F1, de deformação cisalhante de “trend” N-S e o evento F2, responsável pelo desenvolvimento de uma sucessão de anticlinais e sinclinais, de eixo N-S e vergência para leste. A fase D2 está representada por um dobramento de grande amplitude, que afetou também o embasamento e cujo fechamento se encontra na porção sul da estrutura *greenstone*.

A sequência vulcanossedimentar do *Greenstone Belt* foi submetida a três eventos metamórficos (SILVA, 1983). O primeiro evento foi de natureza hidrotermal (metamorfismo de fundo oceânico), o qual hidratou de forma generalizada as paragêneses originais das rochas vulcânicas. O segundo evento foi de metamorfismo regional mascarando quase que totalmente evidências do evento anterior, sendo este de natureza dinamothermal. O terceiro evento metamórfico relaciona-se a intrusão de pequenos corpos tardi-tectônicos, dando origem a uma auréola de contato em torno dos mesmos na fácies hornblenda-hornfels.

2.4.EVOLUÇÃO TECTÔNICA

O conjunto gnáissico-granítico-migmatítico metamorfizado em fácies anfibolito do Bloco Serrinha é caracterizado como Complexo Santa Luz do Mesoarqueano. Este conjunto foi penetrado por granitoides também Mesoarqueano como os denominados Ambrósio, Valente, Maracanã e Requeijão. Idades em torno de 3,08 e 2,98Ga foram encontradas nessas rochas e estudos caracterizaram um modelo geotectônico de crosta basáltica subductada (BARBOSA, 2012).

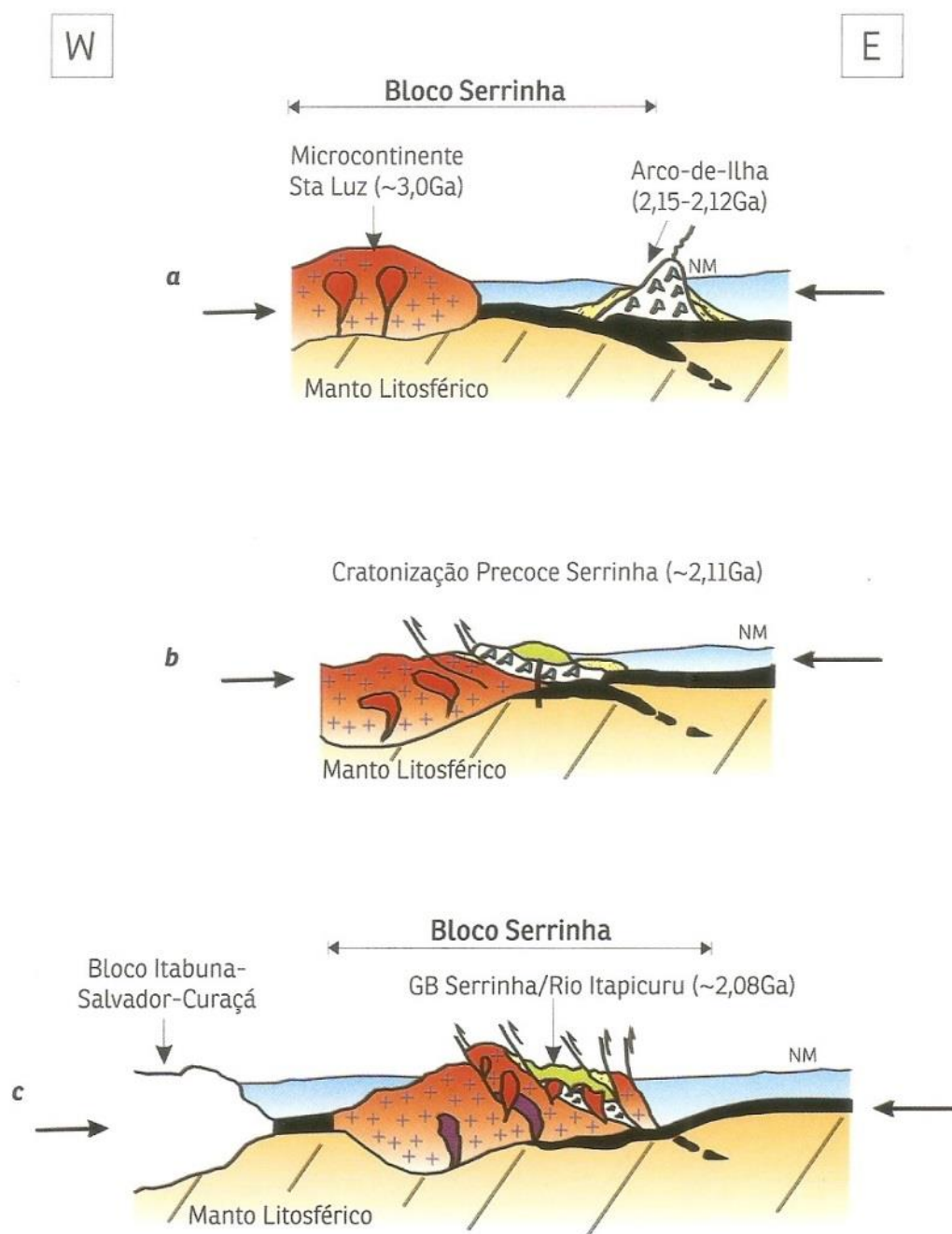
Duas propostas para o contexto geotectônico do GBRI foram sugeridas, sendo elas:

“Segundo Silva (1991, 1992) e Silva et al. (2001), a unidade máfica do GBRI pode ter-se formado em uma bacia de *back-arc* desenvolvida sobre uma crosta continental arqueana; em seguida um arco continental, instalado a leste, seria o gerador do magmatismo intermediário a félsico bem como provedor dos sedimentos. Neste modelo, o Complexo Granulítico Caraíba (e.g. FIGUEIREDO 1982), localizado a oeste do GBRI, no orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, seria o arco relacionado à bacia de *back-arc*. Entretanto, com o avanço dos dados geocronológicos, esta hipótese não é mais sustentável porque os gnaisses granulíticos do Complexo Caraíba têm idade entre 2695 Ma e 2634 Ma (SILVA et al. 1997), ou

um pouco mais novos na região da mina de Caraíba (2570 Ma cf. OLIVEIRA et al 2010), enquanto aos basaltos do GBRI é atribuída idade de 2209 Ma (SILVA, 1996).”(OLIVEIRA et al. 2010).

Já pesquisas recentes, segundo Barbosa (2012), mostram que o Complexo Santa Luz foi um microcontinente onde ao largo do seu proto-oceano formou-se um arco-de-ilha entre 2,15 e 2,12Ga (Figura 2.7). O substrato basáltico produzido pelo arco-de-ilha foi intrudido por TTG e plutons alcalinos. Com a litogeoquímica concluiu-se que os metabasaltos são parecidos com basaltos de transição oceano-continente. Interpretações tectônicas sugerem que no Paleoproterozoico, esse arco-de-ilha, colidiu com o microcontinente Santa Luz, “cratonizando” a área em cerca de 2,11Ga. Com a continuidade da colisão a crosta oceânica subductou esse cráton em cerca de 2,08Ga, mergulhando para oeste. Os metabasaltos, metandesitos, metadacitos e os metassedimentos químicos e clásticos do GBRI foram posteriormente intrudidos por diversos granitoides cálcio-alcalinos e plutons TTG ainda durante o Paleoproterozóico.

Figura 2.7 - Evolução geotectônica do Bloco Serrinha através de seções esquemáticas W-E mostrando a formação do GBRI em um contexto pré-colisional ao Orógeno. (a) Microcontinente Santa Luz e Formação de um arco-de-ilha. (b) Cratonização com a colisão do microcontinente com o arco-de-ilha, com formação de vulcânicas cálcio-alcálicas. (c) Colisão final formando o GBRI



Fonte: Barbosa (2012)

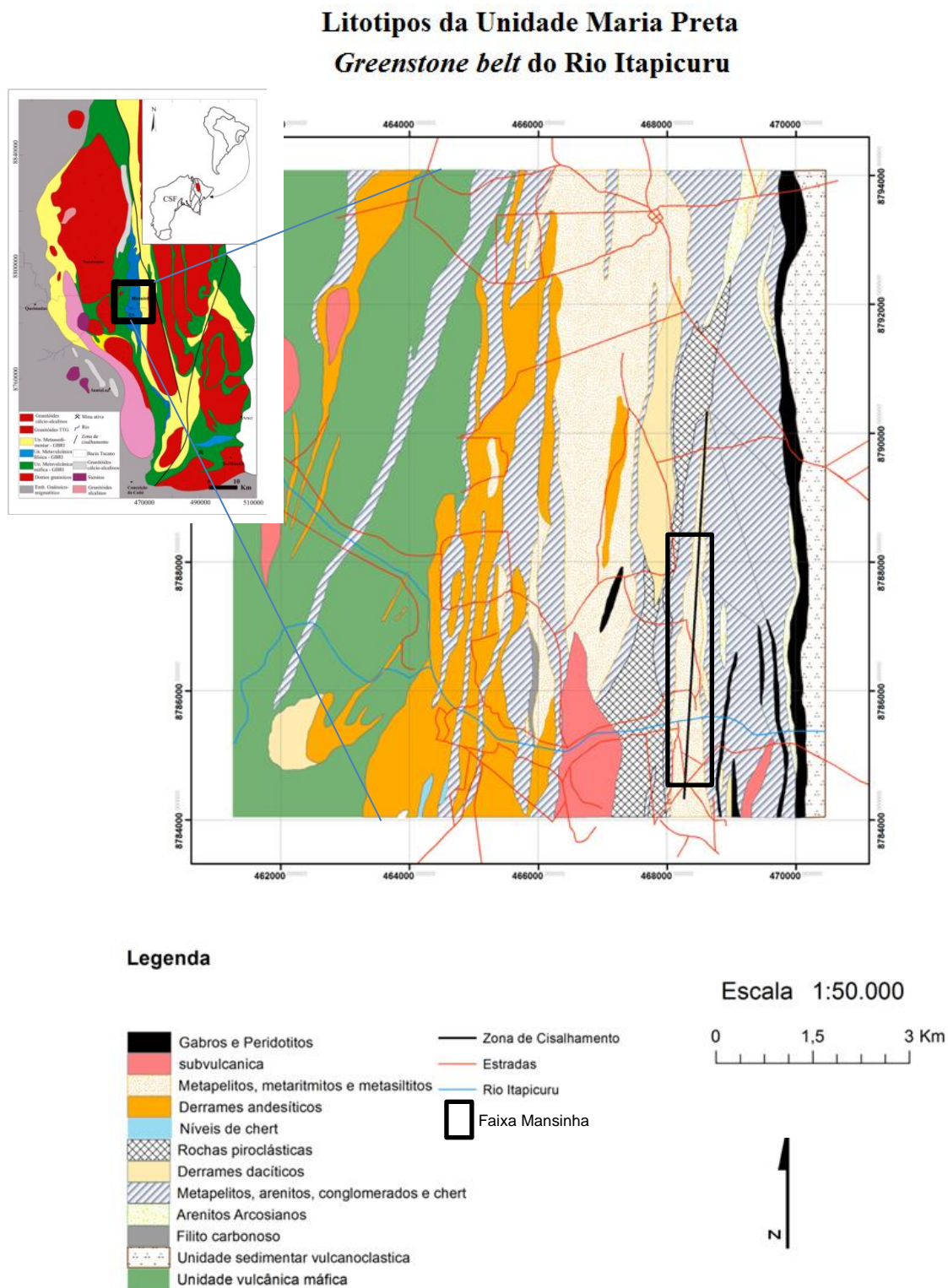
2.5.UNIDADE MARIA PRETA

A Unidade Maria Preta (UMP) composta pelas rochas vulcânicas intermediárias a félsicas, subvulcânicas, piroclásticas e rochas sedimentares associadas (RUGGIERO, 2008). Apresenta uma forma alongada na direção NNW-SSE, com 48 km de comprimento e 5,2 km de largura, possuindo uma área aproximada de 122km² (Ruggiero, op. Cit). O limite leste da UMP é com metassedimentos da Unidade Sedimentar Vulcanoclástica e o limite oeste se dá com os metabasaltos da Unidade Vulcânica Máfica. O Rio Itapicuru cruza a unidade no sentido oeste-leste no seu setor centro-sul (Figura 2.8).

A caracterização geoquímica das rochas vulcânicas revelou a existência de dois grupos de lavas intermediárias na UMP, um deles com características semelhantes a adakitos modernos e outro cálcio-alcálico típico de margens ativas. A origem da suíte adakítica é atribuída à fusão parcial da crosta oceânica e a origem do segundo é atribuída a fusão parcial do peridotito mantélico metassomatizado por fluídos liberados a partir da desidratação da crosta oceânica. A distribuição regional das rochas vulcânicas adakíticas e cálcio-alcálicas sugere subducção de crosta oceânica de leste para oeste (RUGGIERO, 2010).

O distrito aurífero Fazenda Maria Preta situa-se na UMP e compreende um grupo de depósitos que estão situados na porção norte do GBRI e inclui os depósitos Antas I, Antas II, Antas III, W, Mari, C1, C1-norte, M-1, M-11 e M-3. Todos os depósitos estão associados a três zonas de cisalhamento N-S. Essas zonas de cisalhamento foram descritas por Coelho (1998) como sendo quatro zonas, a zona de cisalhamento I (SZ-I) corta a região no sentido N-S compondo os depósitos C1-norte, C-1, Antas I, W e Antas III. A zona de cisalhamento II (SZ-II) inclui somente o depósito Antas II. A zona de cisalhamento IV (SZ-IV) contempla de norte para sul os depósitos Mari, M-3, M-11 e M-1. A zona de cisalhamento III está localizada mais a leste das outras três e não contém nenhum depósito econômico. Considerando a zona de cisalhamento III como a principal e sendo de primeira ordem, os depósitos da UMP estão situados em zonas de cisalhamento de segunda ordem (COELHO, 1998).

Figura 2.8: Mapa dos litotipos da Unidade Maria Preta



Modificado de Ruggiero (2008)

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA LOCAL

A Faixa Mansinha, localizada na Unidade Maria Preta (UMP), compreende uma faixa com comprimento de cerca de 7 km no sentido Norte-Sul e largura máxima (Leste-Oeste) de 700 metros na sua porção sul e estreitando em direção a norte. Apresenta uma área aproximada de 3 km² e é cortada pelo rio Itapicuru na sua porção Sul. Caracterizada por rochas vulcânicas félsicas e seus equivalentes piroclásticos intercalados com lentes de rochas metassedimentares e limitada tanto na parte Leste quanto Oeste por rochas da Unidade Metassedimentar. Uma zona de cisalhamento SZ-IV, definida por Coelho (1998) como sendo de 2ª ordem e deformação transcorrente sinistral, delimita à Oeste a Faixa Mansinha com as rochas da Unidade metassedimentar.

O presente estudo se concentrou na parte norte do rio Itapicuru nos depósitos M-11 e M-3, devido à maior importância econômica e disponibilidade de afloramentos gerado pelo intenso garimpo na região. As informações de descrições macroscópicas e microscópicas possibilitaram definir 6 litotipos na área de estudo, sendo eles: metadacitos, metatufos líticos, metatufos de cristal, metapelitos carbonosos, veios de quartzo mineralizados e metapelitos e turbiditos da Unidade Metassedimentar (Figura 3.1).

3.1 METADACITO

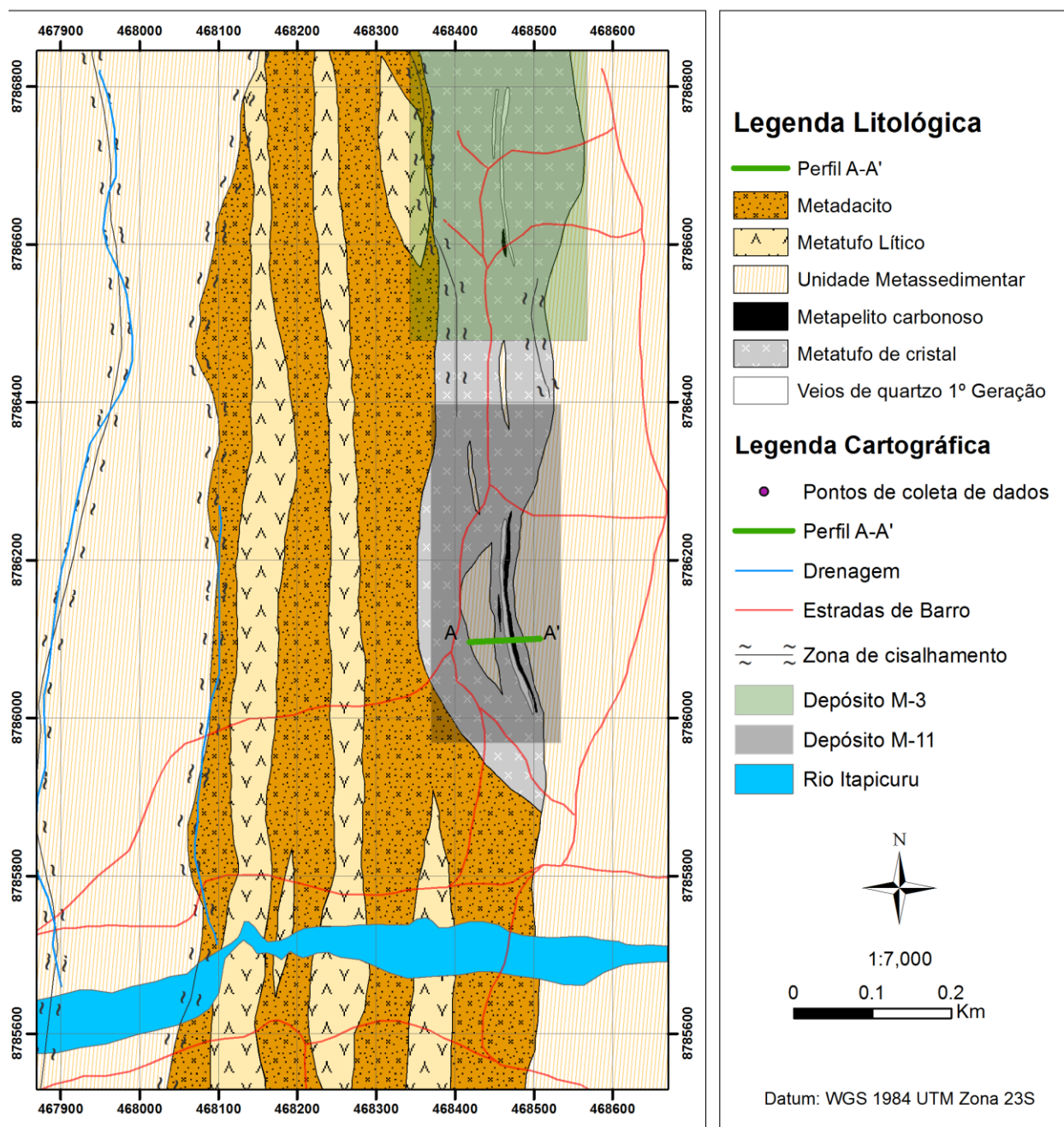
Aflora às margens do rio Itapicuru e na porção oeste do domínio das rochas metavulcanoclásticas com pequenos afloramentos. Apresentam-se como rochas porfiríticas de matriz afanítica, com fenocristais de plagioclásio de coloração esbranquiçada e tamanhos entre 0,5 e 2mm (Fotografia 3.1B). A matriz é afanítica e tem coloração cinza escura apresentando alguns halos esverdeados devido à cloritização. Essas rochas estão situadas como camadas orientadas em um *trend* regional N-S com mergulho médio de 60° para W, intercaladas com camadas dos metatufos líticos (Fotografia 3.1A).

Estudos petrográficos indicam que os metadacitos apresentam paragênese plagioclásio + quartzo + sericita + dolomita + calcita + clorita + opacos e textura inequigranular bimodal, blastoporfirítica com cristais de plagioclásio e quartzo reliquias, além de

porfiroblastos de carbonato imersos em uma matriz granoblástica granular à lepidoblástica composta por cristais xenoblásticos de quartzo, plagioclásio, carbonato, sericita, clorita e opacos.

Figura 3.1 - Mapa dos litotipos da porção central da Faixa Mansinha

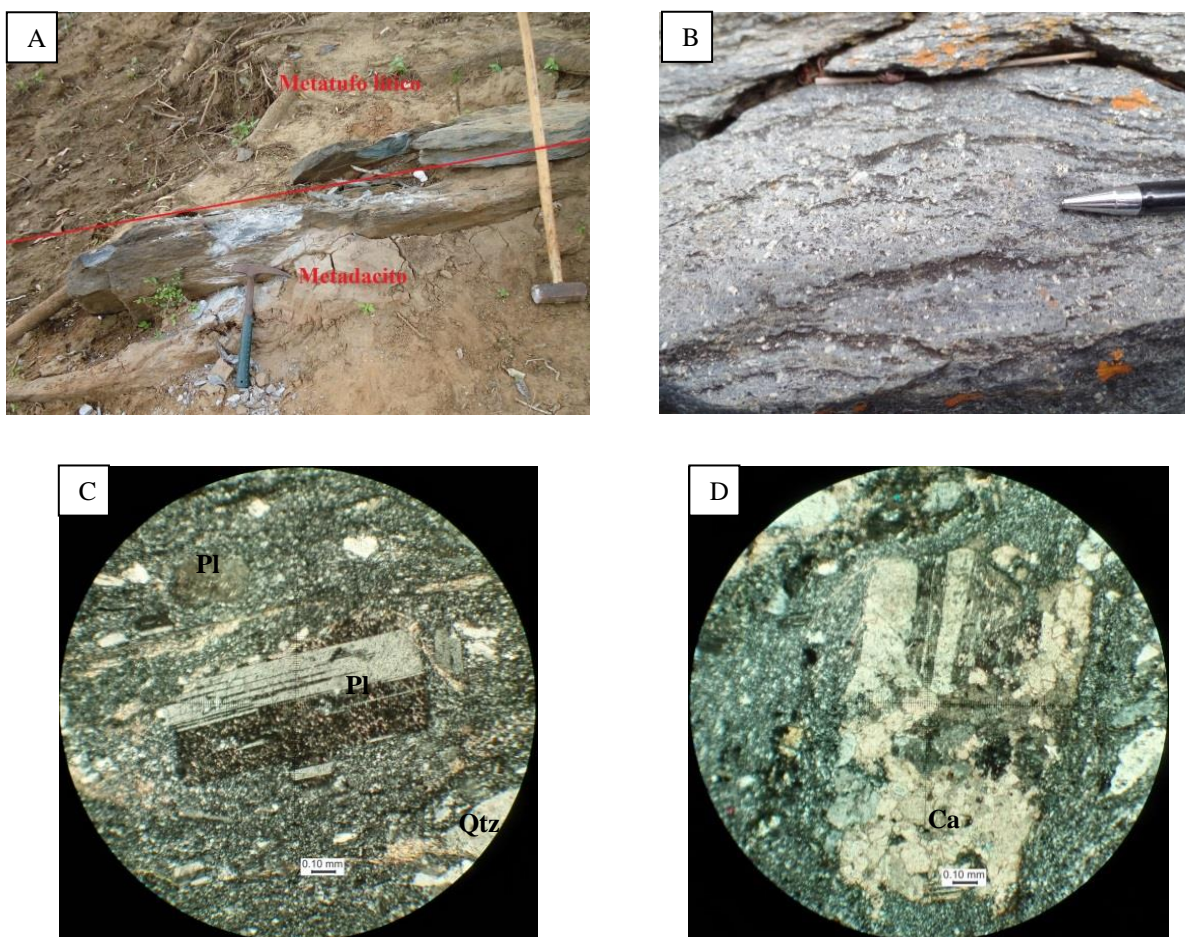
Litotipos da Faixa Mansinha *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru



Fonte: O autor (2017).

Os fenocristais de plagioclásio são euédricos a subédricos com tamanho entre 0,2 a 3mm (Fotografia 3.1C), os porfiroblastos de quartzo e carbonato são sub-idioblasticos a xenoblásticos, com tamanhos entre 0,5 a 2mm, ocorrem substituindo os fenocristais de plagioclásio formando textura de exsolução (Fotografia 3.1D). Estes porfiroblastos também estão distribuídos pela matriz de forma disseminada ou apresentando-se como veios formados em condutos de fluidos hidrotermais, caracterizando alterações de silicificação, carbonatação e sericitização.

Fotografia 3.1: Fotografias macro e microscópicas dos metadacitos. A) Afloramento evidenciando o contato dos metadacitos com os metatufo líticos, DR-4. B) Textura porfírica dos metadacitos com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz afanítica, DR-9. C) Fotomicrografia de fenocristal de plagioclásio euédrico imerso em matriz composta por plagioclásio anédrico, quartzo, carbonato e sericita. D) Fotomicrografia de fenocristal de plagioclásio que sofreu exsolução e substituição por porfiroblastos de carbonato.



Fonte: O autor (2017).

3.2 METATUFO LÍTICO

São rochas afaníticas, de coloração esverdeada, com raríssimos fenocristais de plagioclásio na maioria das camadas aflorantes (Fotografia 3.2A). Elas foram classificadas como tufos líticos devido a presença de cristais de plagioclásio e fragmentos de dacito e chert inclusos em formatos de bombas (Fotografia 3.2B). Nas camadas da porção oeste da área de estudo, os clastos imersos em matriz tufácea são encontrados de forma mais abundante, apresentando orientação segundo a foliação regional, bem como feições de rotação com movimento sinistral (Fotografia 3.2C e 3.2D).

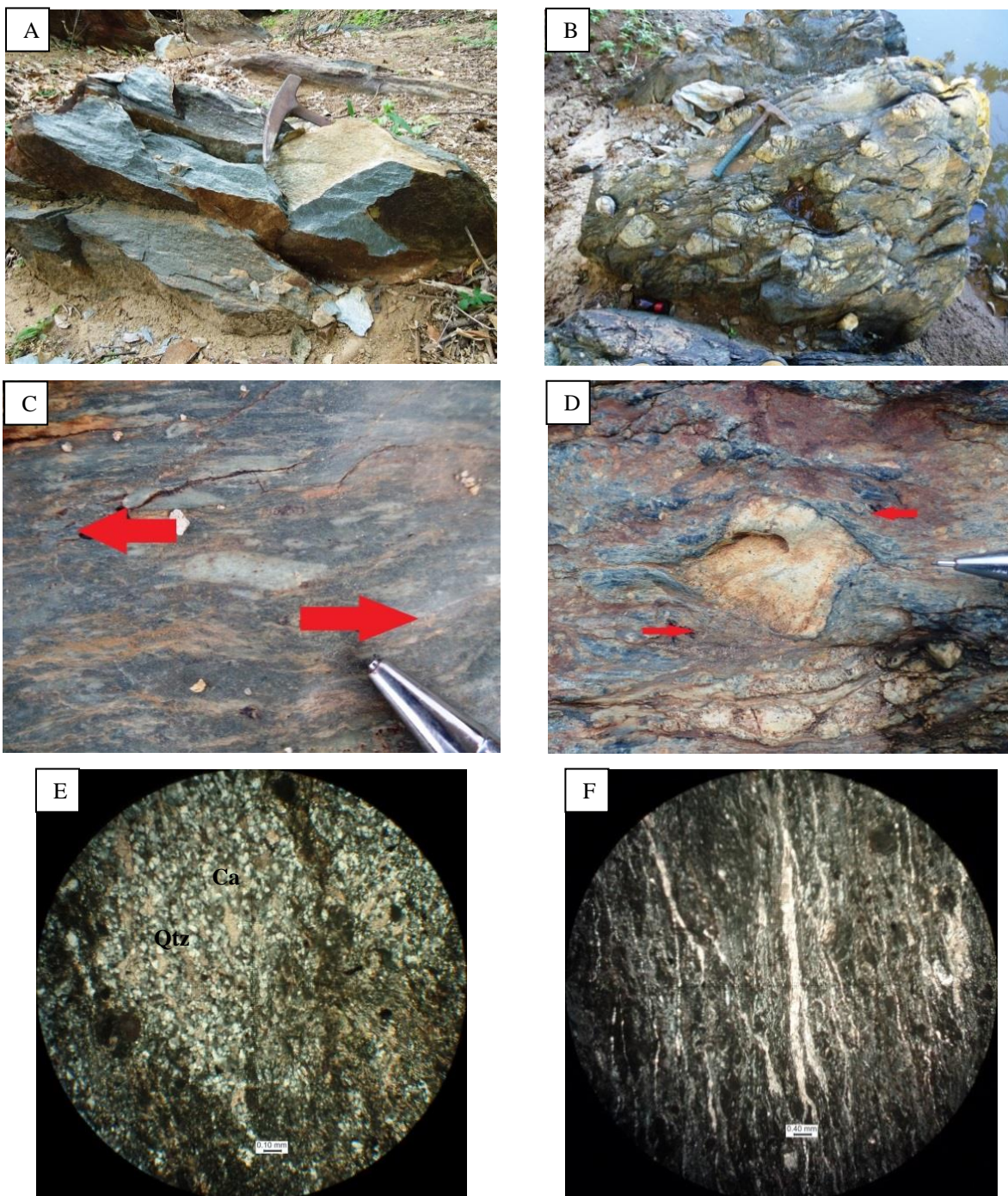
Seções delgadas evidenciam como paragênese quartzo + plagioclásio + sericita + dolomita + clorita + ankerita + opacos, com textura inequigranular alotriomórfica em série, representada por cristais de quartzo e plagioclásio anédricos, granoblástica granular, quando há predominância de carbonatos, e lepidoblástica em porções com maiores concentrações de sericita e clorita.

A granulometria máxima desse litotipo chega a 1 mm, sendo representada por cristais reliquiares anédricos de plagioclásio e quartzo. Cristais subidioblásticos a xenoblásticos de carbonato, quartzo e sericita se desenvolveram de forma dispersa na matriz (Fotografia 3.2E) e cristais subidioblásticos de clorita costumam ser encontrados como coroa de reação dos opacos. Condutos de fluido hidrotermal são interpretados a partir das vênulas de carbonato e quartzo encontradas paralelas a foliação da rocha (Fotografia 3.2F) que geram anomalias positivas de Fe, Ca, Mg e Si nessas rochas (Ver capítulo 5 – Geoquímica das rochas vulcânicas). As alterações hidrotermais predominantes são de sericitização, cloritização, carbonatação e silicificação.

3.3 METATUFO DE CRISTAL

Os metatufos de cristal são formados por intercalações entre bandas com texturas diferentes apresentando um sistema de gradação normal múltipla (Fotografia 3.3A) constituída durante o processo de deposição através dos vários eventos eruptivos (Petford, 2014). O sistema de gradação encontrado em campo levanta a interpretação de uma sequência estratigráfica deposicional com sua base à Leste e topo à Oeste, devido a eventos tectônicos posteriores que a rotacionaram.

Fotografia 3.2: Fotografias macroscópicas e microscópicas dos metatufos líticos, DR-6. A) Rocha com textura afanítica de coloração esverdeada. B) Bombas de dacitos e cherts inclusos na matriz tufácea, DR-10. C) Movimento sinistral em clásto incluído na matriz tufácea, DR-8. D) Movimento sinistral de fragmento de metadacitos em matriz tufácea, DR-9. E) Fotomicrografia de matriz tufácea enriquecida em cristais subidioblásticos a xenoblásticos de quartzo e carbonato. F) presença de vênulas de carbonato e quartzo nos metatufos líticos



Fonte: O autor (2017).

Em termos macroscópicos esse litotipo é formado por intercalações de bandas centimétricas afaníticas e porfiríticas com espessura variando entre 3 e 40 cm (Fotografia 3.3A). Localiza-se predominantemente na porção central e norte da área de estudo, intercalado a oeste com os metadacitos e metatufos líticos e a leste com metapelitos. Dobras de arrasto com movimento normal são encontradas relacionadas a pequenas zonas de cisalhamento (Fotografia 3.3B) com comprimento entre 5 e 30 metros e espessura de 10 cm a 1 metro que cortam essa unidade. Também há presença de uma sequência turbidítica dentro dos metatufos de cristal na porção central da área estudada e raras intercalações de lentes de pelitos na região norte.

A banda porfirítica apresenta uma matriz afanítica cinza englobando fenocristais de quartzo arredondados variando de 0,5 e 0,2mm, os quais compõem cerca de 60 a 80% da rocha (Fotografia 3.3C). Os cristais de quartzo são subédricos e apresentam-se translúcidos, leitosos e esfumaçados. Sua matriz tem foliação paralela ao *trend* N-S, contornando os pórfiros e orientando-os. Intercaladas nas bandas porfiríticas, encontrada com maior predominância na porção centro-oeste, as bandas afaníticas têm coloração cinza clara, composta por uma matriz foliada com textura sedosa e apresenta ocasionalmente porfiroclastos de quartzo dispersos.

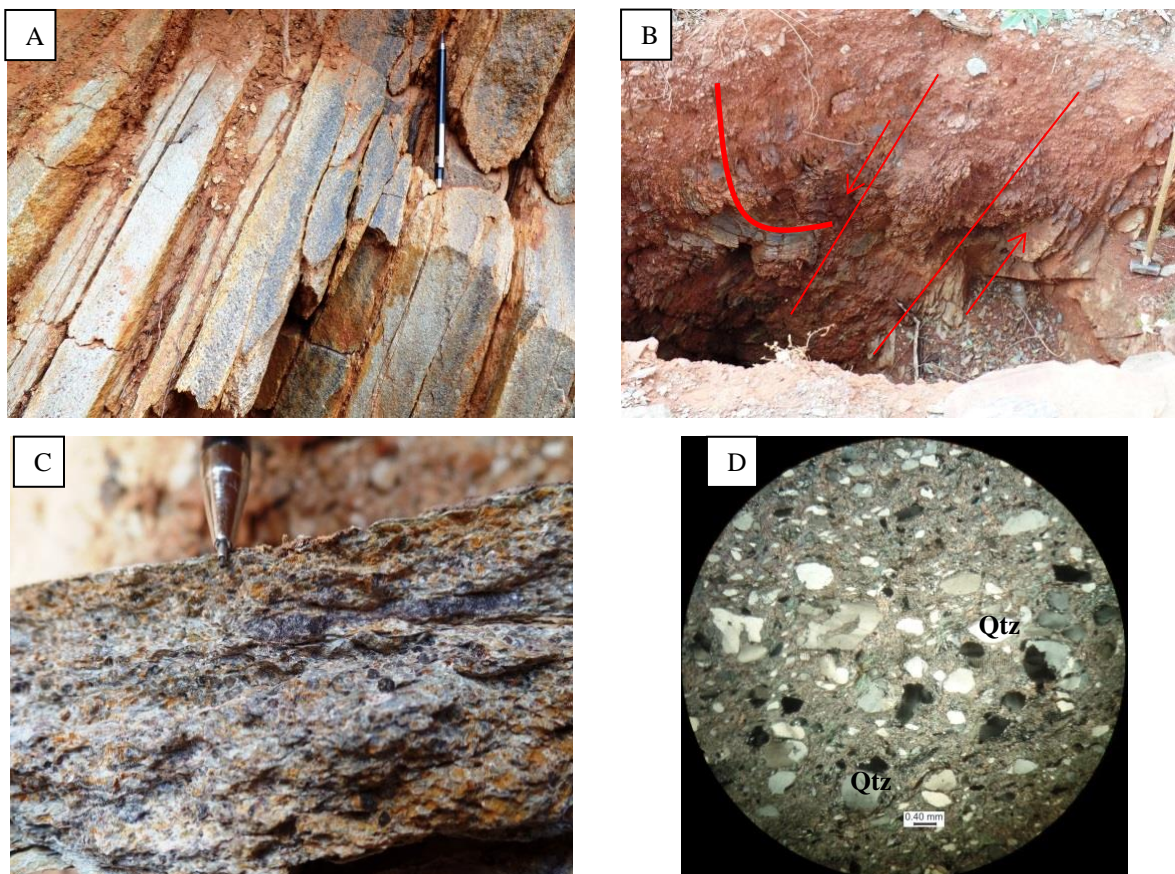
Constituída pela paragênese quartzo + sericita + dolomita + moscovita + plagioclásio + opacos, microscopicamente apresenta textura blastoporfirítica com predominância de porfiroclastos de quartzo anédricos a subédricos (Fotografia 3.3D) e raros porfiroclastos de plagioclásio subédricos. Os porfiroclastos de maneira geral apresentam um tamanho variando de 0,4 mm a 5 mm, com presença de textura mortar na borda de alguns cristais de quartzo. Observa-se também surgimento de porfiroblastos de pirita euédricos com tamanho entre 0,3 mm e 0,5 mm quando a rocha está próxima ao veio de quartzo evidenciando a influência do fluido hidrotermal.

A matriz é constituída por grãos de quartzo e plagioclásio anédricos e sericita que não ultrapassam 0,2mm. Em alguns casos, de forma dispersa, encontram-se cristais de moscovita com até 0,5 mm acentuando a textura lepidoblástica. Quando a proporção de sericita é menor, a textura predominante é granoblástica granular devido a matriz de quartzo e plagioclásio.

3.4 UNIDADE METASSEDIMENTAR

Esta unidade forma pacotes bandados de rochas metassedimentares pelíticas com lentes de chert e metarenitos com *trend* N-S à leste e à oeste das rochas vulcanocásticas da área de estudo. Outras ocorrências são bandas centimétricas dispersas intercaladas com os metatufos

Fotografia 3.3: Fotos macro e microscópicas dos metatufos de cristal. A) Sistema de gradação normal múltipla dos metatufos com camadas porfíricas e afaníticas. B) Dobra de arrasto com movimento normal relacionado a zona de cisalhamento. C) Banda com textura porfírica e predominância de pórfiros de quartzo. D) Fotomicrografia do metatufos com textura porfírica e matriz de sericita, quartzo e carbonato



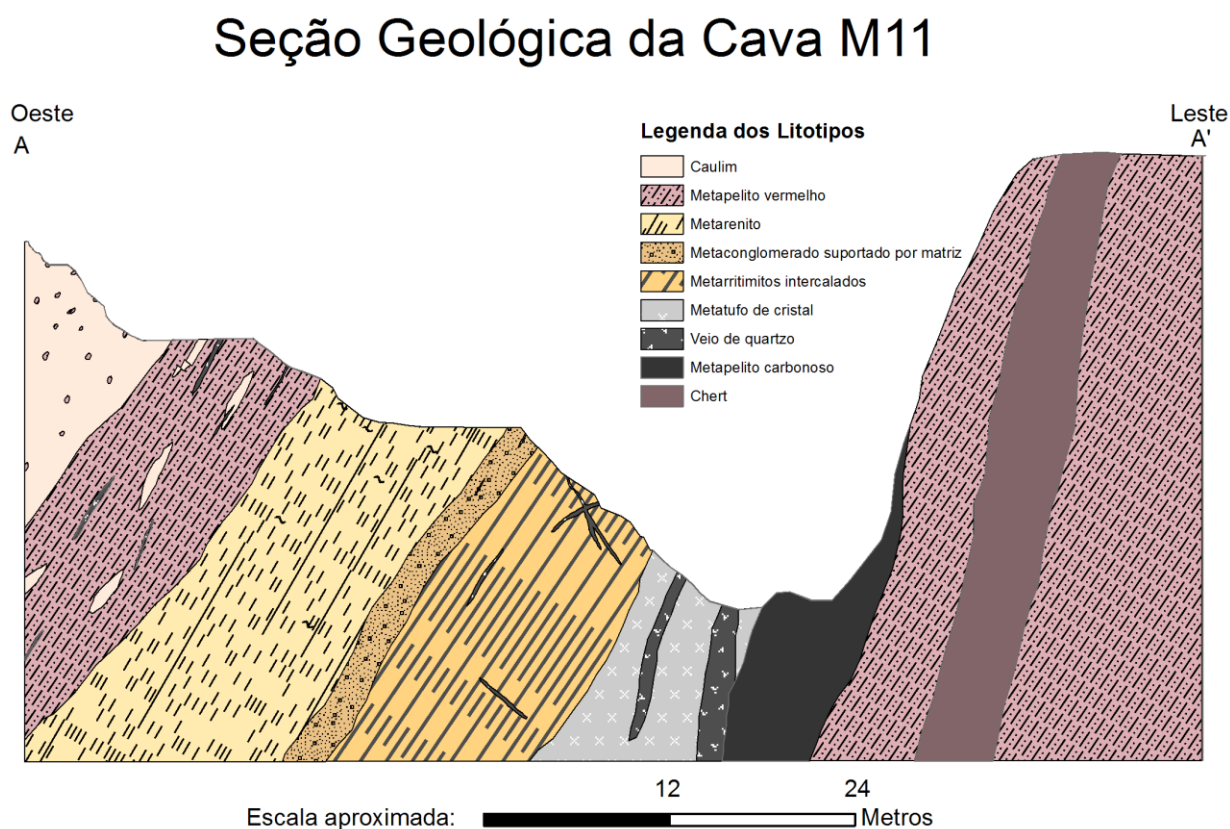
Fonte: O autor (2017).

de cristal no depósito M-3 e um pacote de origem turbidítica na antiga cava da Rio Salitre no depósito M-11 (Figura 3.1).

O pacote de origem turbidítica é representado por uma sequência estratigráfica de leste para oeste (Figura 3.2). A sequência de rochas do topo para a base se dá sendo como: pacote com cerca de 10 metros de espessura de caulinita bege clara com nódulos de concreções pelíticas avermelhadas, com diâmetro variando entre 5 e 20 cm (Fotografia 3.4A). Gradativamente, a rocha muda para um pacote com cerca de 7 metros de pelito vermelho com veios de quartzo centimétricos e lentes de caulinita bege clara, que podem apresentar estruturas em dominó com evidência de movimento sinistral, e diâmetros e espessuras medias de 1 a 2 metros e 10 a 40 cm respectivamente (Fotografia 3.4B). Seguindo em direção a leste encontra-se um pacote com espessura de 8 metros de arenito com grãos suportados pela matriz de cor cinza clara e

granulometria de arenito grosso a muito grosso. Veios de quartzo fumê com formato em *echelon*, com características de movimento dextral são encontrados nessa camada (Fotografia 3.4C). Na base do arenito encontra-se uma camada com cerca de 30 centímetros de conglomerado com clastos compostos principalmente de quartzo fumê e tamanho máximo de 2 cm suportados pela matriz (Fotografia 3.4D). Abaixo do conglomerado encontra-se um pacote com aproximadamente 10 metros de espessura de ritmitos com bandas centimétricas intercaladas de pelitos avermelhados e beges, esses últimos apresentando grãos de quartzo dispersos (Fotografia 3.4E).

Figura 3.2 - Seção geológica da antiga cava da Rio Salitre representando uma sequência turbidítica



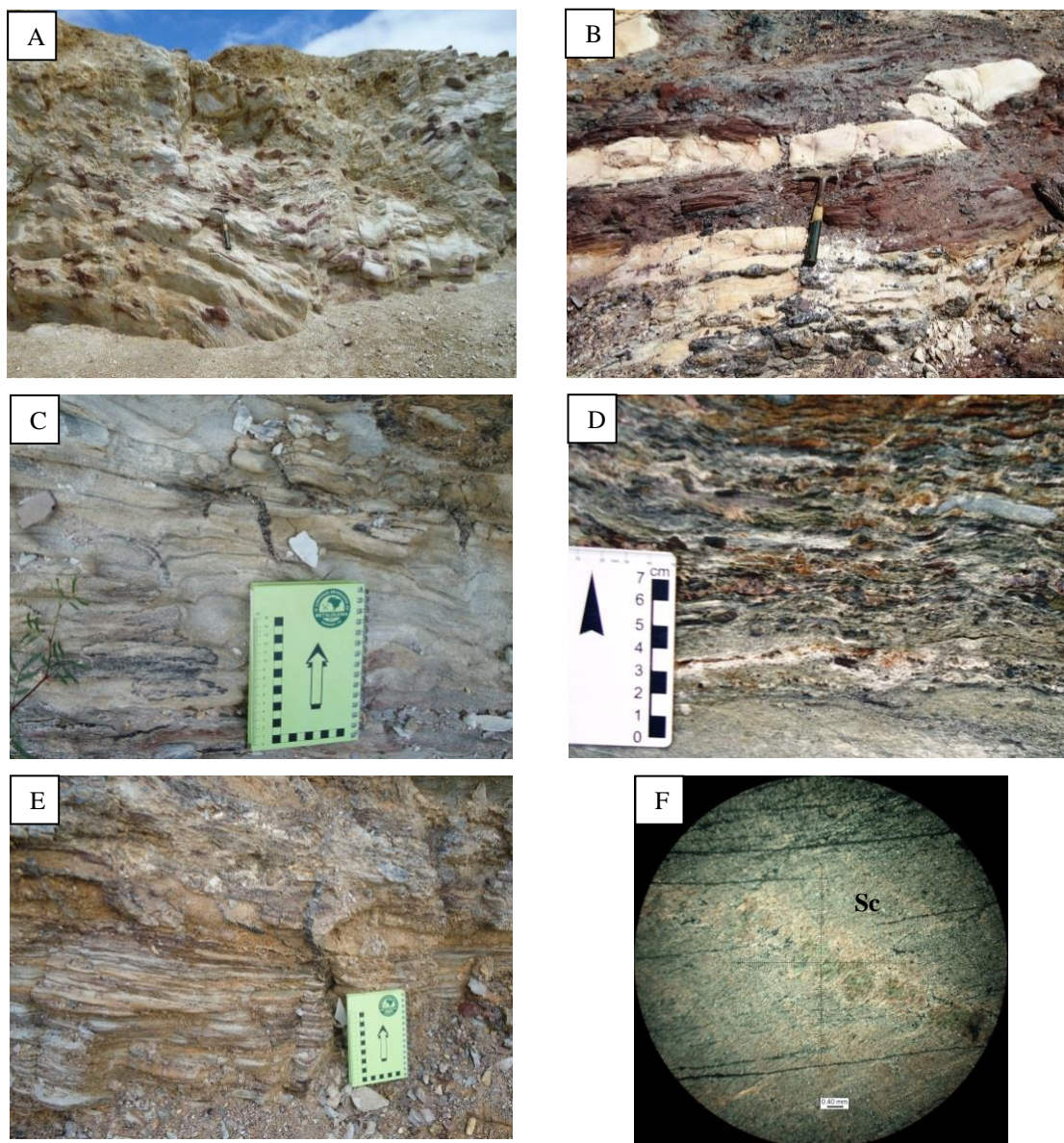
Fonte: O autor (2017).

Microscopicamente observa-se sericita + moscovita + quartzo + carbonato + opacos nessas rochas pelíticas. A textura predominante é lepidoblástica (Fotografia 3.4F) tanto nos metapelitos quanto nos metarenitos com grãos suportados pela matriz. Vênulas de quartzo paralelas à foliação são comuns, podendo se apresentar falhadas, com movimento sinistral.

3.5 METAPELITOS CARBONOSOS

Representados por 2 corpos com formatos lentiformes próximos aos veios de quartzo mineralizados (Figura 3.1). O maior corpo encontra-se na antiga cava da Rio Salitre, no depósito

Fotografia 3.4: A) Caulinita bege com nódulos de pelito, DR-35. B) pelito avermelhado com lentes de caulinita bege com estrutura em dominó, DR-35. C) arenito com grãos suportados pela matriz e veios de quartzo em *echelon*, DR-35. D) conglomerado com clastos suportados pela matriz na base dos arenitos, DR-35. E) Ritmitos intercalados na base da seqüência, DR-35. F) Fotomicrografia dos metapelitos compostos de sericita e moscovita com textura lepidoblástica.

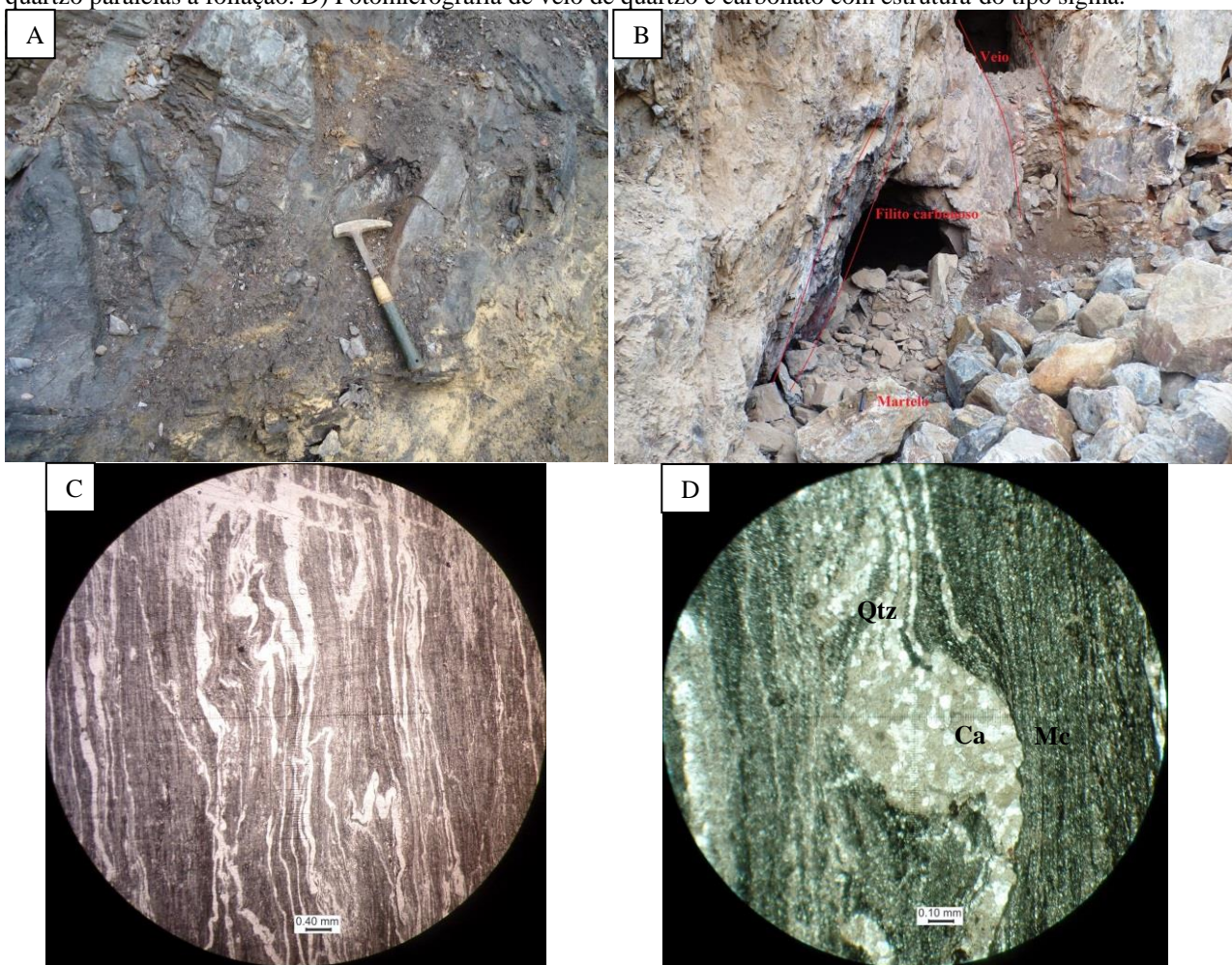


Fonte: O autor (2017).

M-11, com comprimento aproximado de 300 metros e espessura máxima de 5 metros (Fotografia 3.5A), e o corpo menor, localizado na porção norte, apresenta comprimento aproximado de 50 metros e espessura máxima de 50 centímetros (Fotografia 3.5B), ambos orientados no *trend* regional e mergulhos entre 60° e 80° para W.

A paragênese mineral é constituída de material carbonoso + sericita + quartzo + carbonato + opacos, com textura lepidoblástica (Fotografia 3.5C) e estrutura do tipo sigma desenvolvida em certos veios de quartzo e carbonato paralelos a foliação com movimento sinistral (Fotografia 3.5D).

Fotografia 3.5: A) metapelito carbonoso do depósito M-11, DR-35. B) Lente de metapelito carbonoso próximo ao veio de quartzo principal no depósito M-3, DR-51. C) Fotomicrografia do metapelito carbonoso com vênulas de quartzo paralelas a foliação. D) Fotomicrografia de veio de quartzo e carbonato com estrutura do tipo sigma.



Fonte: O autor (2017).

3.6 VEIOS DE QUARTZO MINERALIZADOS

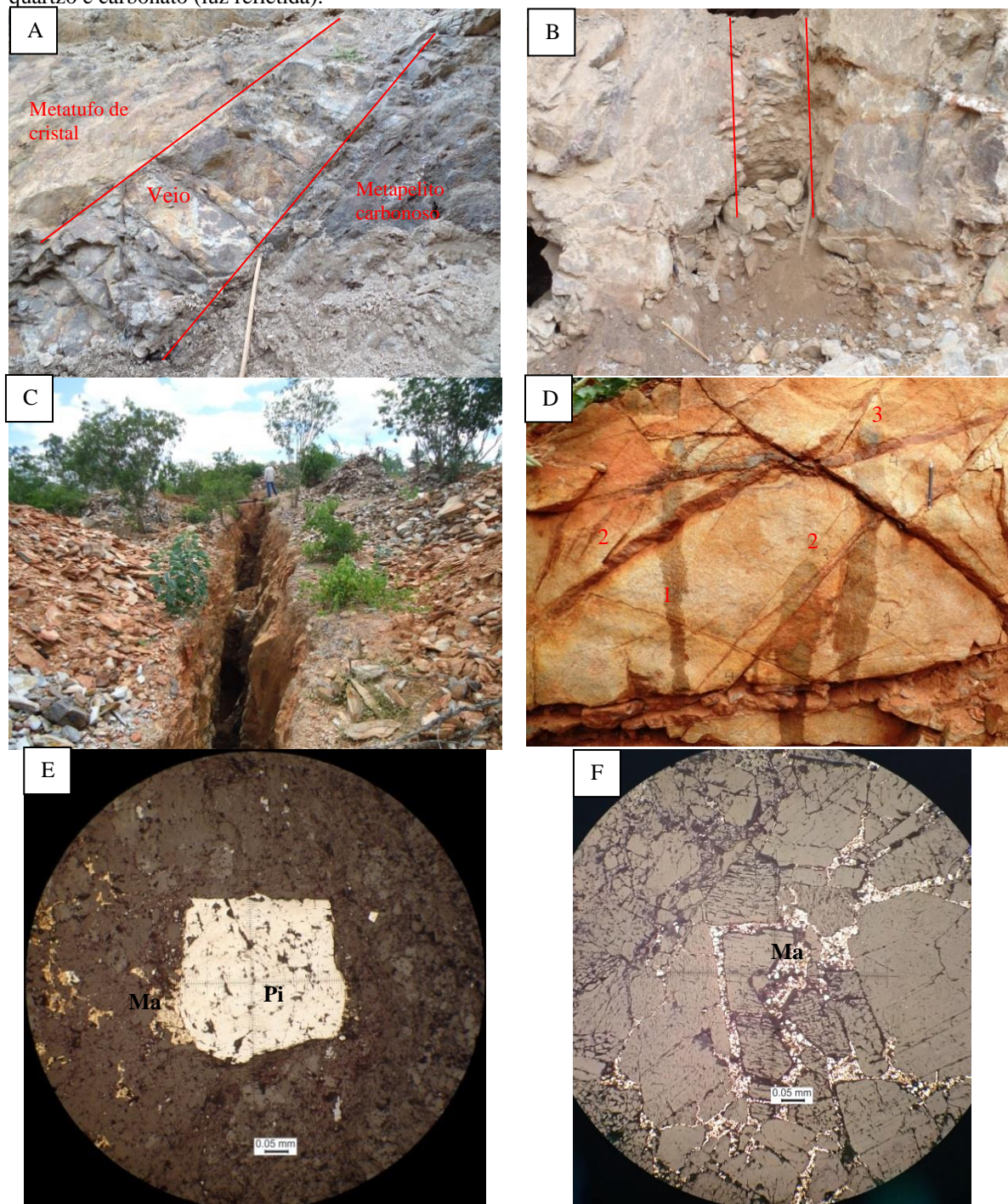
Os veios de quartzo apresentam dois padrões genéticos: tabulares e stockwork. Aqueles com formatos tabulares, encontrados na antiga cava da Rio Salitre no depósito M-11 e de forma abundante no depósito M-3, tem espessura que varia de 4 centímetros a 2 metros, e comprimento de poucos centímetros a mais de 500 metros. Aqueles com padrão de *stockwork* são encontrados na porção norte da área, sem evidências de relação com os veios tabulares.

Evidências estruturais de corte permitem a definição de quatro gerações de veios de quartzo tabulares. A primeira tem um *trend* preferencial N-S com mergulho sub-vertical (Figura 3.3A), apresentam-se na área de estudo, na forma de 3 veios, sendo um localizado na antiga cava da Rio Salitre Mineração, com comprimento de 500 metros e espessura variando de 1,5 a 2 metros (Fotografia 3.6A). Na porção centro norte localizam-se os outros dois veios paralelos, um com comprimento de 200 metros (Fotografia 3.6B) e outro com 50 metros (Fotografia 4.6C), com distância de 10 metros entre eles, e espessura máxima de 1m. A segunda geração tem orientação N225 e mergulho entre 40° e 70° para NW (Figura 3.3B), formada por veios com espessura máxima de 40 cm. A terceira geração orienta-se à N300, com mergulho entre 35° e 60° NE (figura 3.3C). A quarta geração tem orientação preferencial N320 e mergulho entre 20° e 40° (figura 3.3D). A interação dos veios de quartzo da 2ª, 3ª e 4ª geração pode ser observado da fotografia 3.6D.

Todas as gerações apresentam paragênese quartzo + carbonato + plagioclásio + marcassita + pirita + arsenopirita + goethita + ouro livre. Os veios tabulares são maciços com indícios de uma abertura rápida no sistema formado por faturamento hidráulico. Essa gênese é fortalecida pelo sistema de veios em *stockwork* na porção norte.

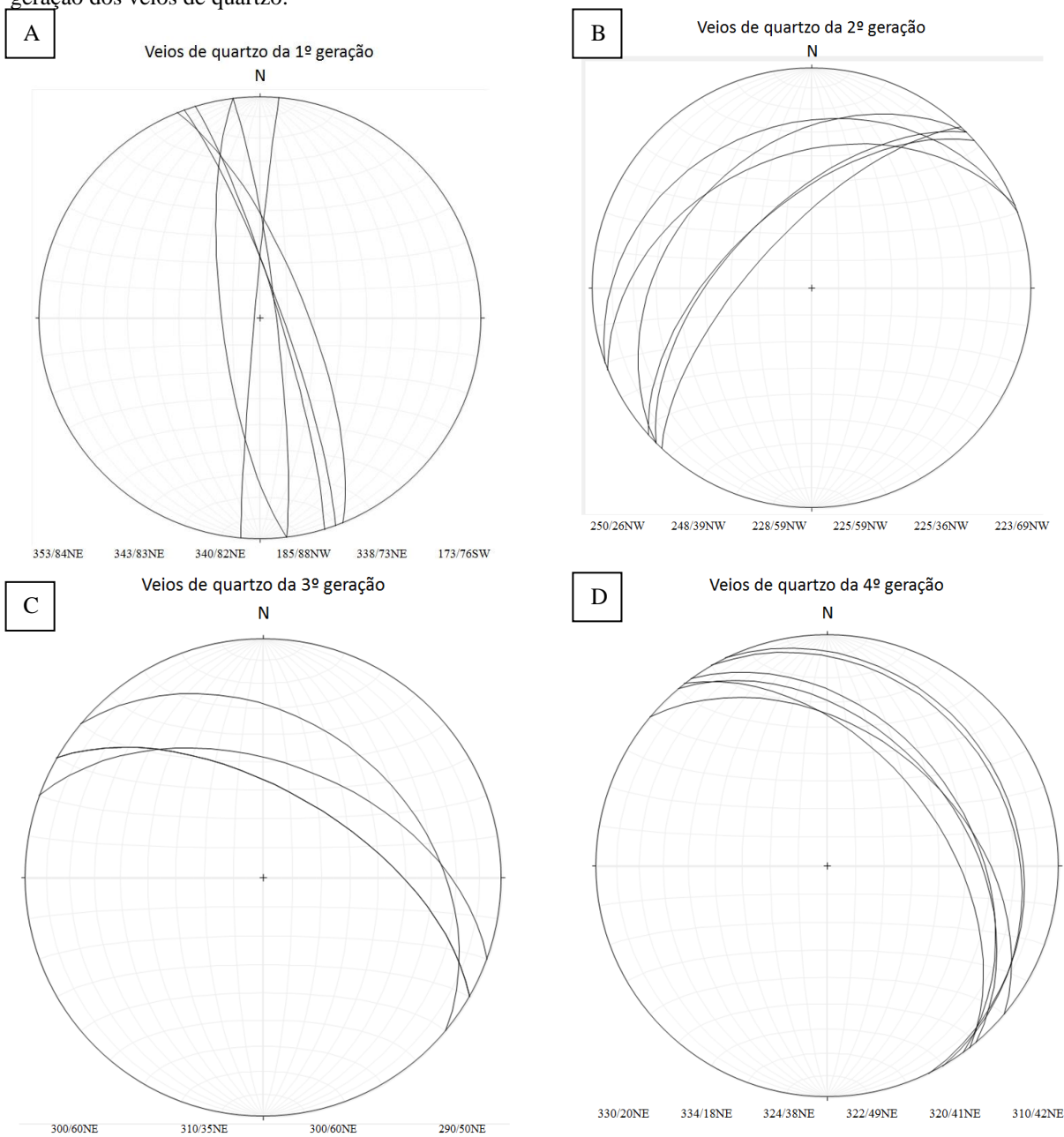
Através da análise de microscopia esse litotipo apresenta uma textura inequigranular em série, granoblástica granular, com cristais idióblásticos a subidioblásticos. Os cristais maiores de quartzo tendem a apresentar textura mortor. Arsenopirita, pirita e titanita costumam apresentar cristais idióblásticos, formados durante a cristalização junto com os cristais de quartzo e carbonato (Fotografia 3.6E) e cristais xenoblásticos localizados em fraturas e contornando limites de cristais de quartzo, evidenciando uma segunda fase de cristalização (Fotografia 3.6F).

Fotografia 3.6: A) Veio da 1ª geração na cava da M11 em contato com os metatufos de cristal a esquerda e metapelitos carbonosos a direita. Foto com visada para NW, DR-47. B) Veio da 1ª geração em cava de garimpo no alvo M3, intrusivo em metatufos de cristal, DR-51. C) Cava de garimpo em que houve extração exclusiva do veio de quartzo de 1ª geração, preservando o molde, DR-38. D) relação de 3 gerações de veios de quartzo, segundo a numeração da imagem: 1) veio de quartzo de 2ª geração; 2) veios de quartzo de 3ª geração; 3) veios de quartzo de 4ª geração, DR-46. E) Cristal de pirita euédrico em veio de quartzo, com presença de cristais anédricos de marcassita, com presença de cristais anédricos de marcassita. F) Cristais de marcassita preenchendo fraturas e contornos de cristais de quartzo e carbonato (luz refletida).



Fonte: O autor (2017).

Figura 3.3: A) Orientação preferencial da 1ª geração dos veios de quartzo. B) Orientação preferencial da 2ª geração de veios de quartzo. C) Orientação preferencial da 3ª geração dos veios de quartzo. D) Orientação preferencial da 4ª geração dos veios de quartzo.



Fonte: O autor (2017).

CAPÍTULO 4

GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS

Nesse capítulo é tratado da classificação e características geoquímicas dos metadacitos, metatufos líticos e metatufos de cristal.

Para isto, foram realizadas análises químicas de rochas para elementos maiores, utilizando o método de Fluorescência de Raio X, e para elementos traços e terras raras, utilizando-se da técnica de ICP-MS, ambas no laboratório da SGS- Geosol na região metropolitana de Belo Horizonte. Análises de ouro também foram realizadas através da técnica de Absorção Atômica, mas serão abordados no próximo capítulo.

4.1 METADACITO E METATUFO LÍTICO

As rochas estudadas do GBRI, segundo Silva (2001), sofreram metamorfismo de assoalho oceânico e posteriormente um metamorfismo dinamotermal. Evidências macro e microscópicas descritas no capítulo anterior também revelaram alterações hidrotermais presentes nesses litotipos como sericitização, carbonatação, silicificação e cloritização.

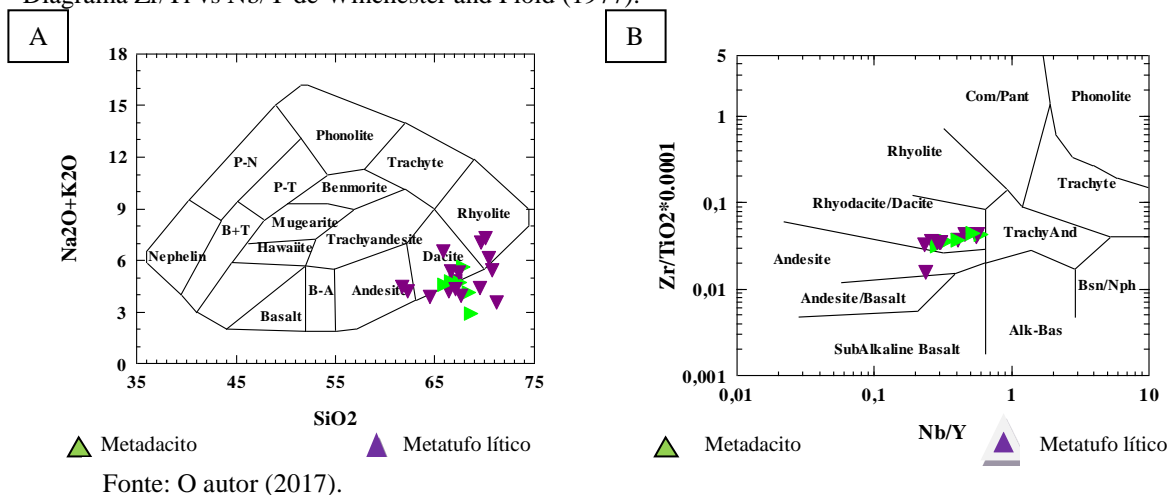
Com uso do diagrama de classificação Cox et al (1979) para rochas vulcânicas (Figura 4.1A) que utiliza elementos maiores (Anexo B), fica evidente o enriquecimento em sílica nos metadacitos, porém há um padrão de relação entre os metadacitos e os metatufos líticos. Quando utilizado o diagrama de Winchester & Floyd (1977) para rochas vulcânicas, que aborda elementos-traço e imóveis (Figura 4.1B), percebe-se uma concentração tanto dos metadacitos quanto dos metatufos líticos no campo dos dacitos.

O metamorfismo e o hidrotermalismo que atuaram nessas rochas provavelmente não mobilizaram elementos como Zr, Ti, Nb e Y, o que possibilitaria concluir a existência de uma relação de fonte comum entre esses dois litotipos. Dados geoquímicos, petrográficos e de campo possibilitaram a interpretação de que ocorreram seqüências de derrames dacíticos e tufos líticos de origem dacítica.

Análise de elementos terras raras (ETR) (Anexo B) embasam a relação dos dois litotipos, que apresentam o mesmo comportamento. Com enriquecimento de ETR leves e teores mais baixos de ETR pesados, característicos de rochas félsicas (Figura 4.2). Também é possível observar uma leve anomalia negativa no európio (Eu) que pode ser justificado pelo

hidrotermalismo posterior, o qual gerou textura de substituição em cristais reliquiares de plagioclásio por cristais de carbonato com predomínio de dolomita.

Figura 4.1: Diagramas de classificação. A) Diagrama total álcalis vs Silica de Cox-Bell-Pank (1979). B) Diagrama Zr/Ti vs Nb/Y de Winchester and Floyd (1977).



Os metadacitos e metatufos líticos também apresentam comportamento semelhante quando lançado em diagrama de multi-elementos normalizados para o manto primitivo (Figura 4.3). Ambos litotipos apresentam anomalias negativas de Sr e Zr, interpretadas aqui como sendo características da sua fonte, já que o Sr tende a substituir o K em K-feldspatos e micas ou o Ca em plagioclásios, e petrograficamente observa-se rochas ricas em plagioclásios sódicos.

4.2 METATUFO DE CRISTAL

Este litotipo subdivide-se em bandas porfíricas e afaníticas resultantes do processo de deposição que formou um sistema de gradação normal múltipla. Devido a este processo de formação, cada camada apresenta características mineralógicas e geoquímicas distintas. As bandas porfíricas apresentam-se como um litotipo mais coeso, menos friável e com menores alterações hidrotermais, enquanto que as bandas afaníticas têm como característica uma menor coesão e maior alteração hidrotermal, com predominância da carbonatação. Essa variação entre as camadas impossibilita uma classificação da origem ígnea desse litotipo tanto relacionado com elementos maiores quanto por elementos traços mais imóveis.

Figura 4.2: Diagrama de elementos terras raras dos metadacitos e metatufos líticos normalizados para manto primitivo de McDonough et al (1995)

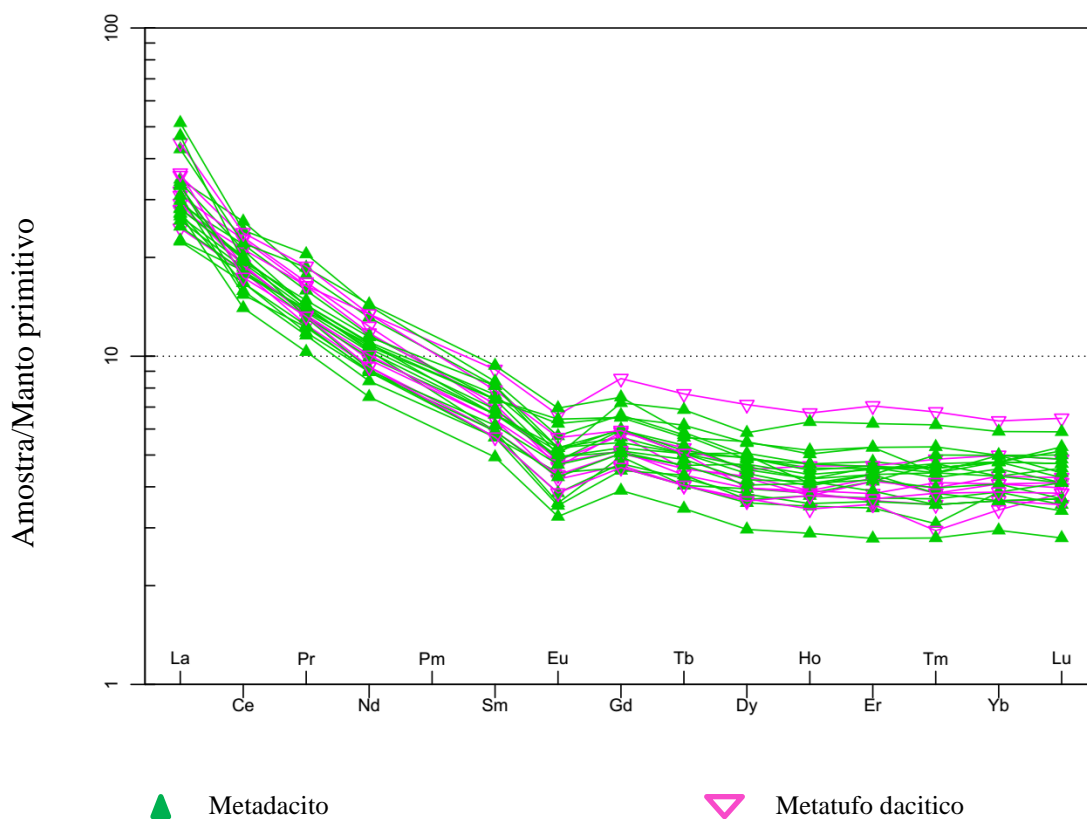
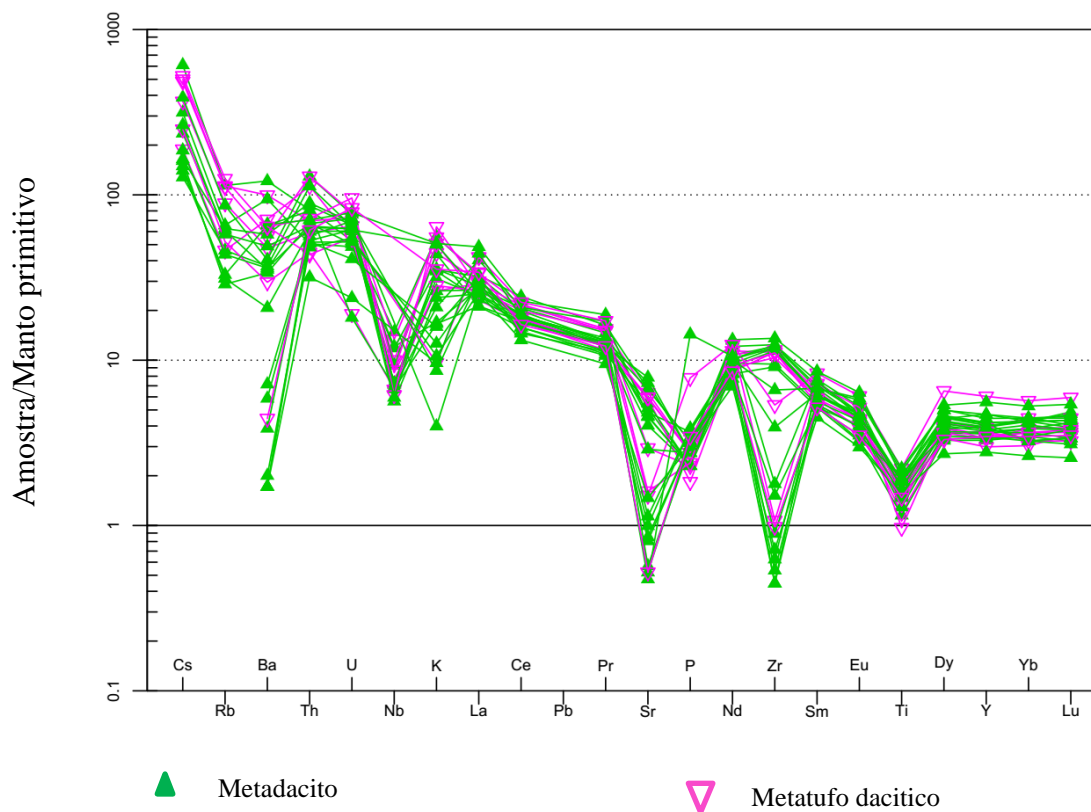


Figura 4.3: Diagrama de multi-elementos dos metatufos líticos e metadacitos normalizados para manto primitivo de Sun and McDonough (1989).



Fonte: O autor (2017).

Utilizando dados de elementos terras raras (Anexo A) as camadas porfiríticas e afaníticas apresentam certa semelhança quando lançadas no diagrama de elementos terras raras normalizados para manto primitivo (Figura 4.4). Enriquecimento em ETR leves e teores mais baixos de ETR pesados são parecidos em ambas às camadas.

Cinco amostras coletadas das camadas afaníticas em contato com os veios de quartzo apresentam uma anomalia negativa de ETR leves e um leve enriquecimento em ETR pesados, justificados pela intensa carbonatação e sulfetação nessas rochas.

O diagrama de multi-elementos normalizados para manto primitivo (Figura 4.5) que utilizam elementos traços (Anexo A) reforçam a interpretação dos diagramas de elementos terras raras. Nesses diagramas percebe-se padrões em comuns em ambas as camadas, com anomalias negativas em Cs, Ba, Rb, Th e U nas amostras coletadas em contato com os veios de quartzo. Os valores empobrecidos de Ba e Rb, que costumam substituir o K nos K-feldspatos e micas, são justificados pela diminuição de sericita nessas amostras e aumento da concentração de dolomita.

Correlacionando as descrições macroscópicas e microscópicas com dados geoquímicos torna-se possível concluir que essa intercalação de camadas com texturas e mineralogia diferentes faz parte de um mesmo contexto geológico com uma fonte em comum, caracterizado aqui como material piroclástico tufáceo oriundos de uma mesma fonte ígnea.

Figura 4.4: Diagrama de elementos terras raras dos metatufos de cristal normalizados para manto primitivo de McDonough et al (1995).

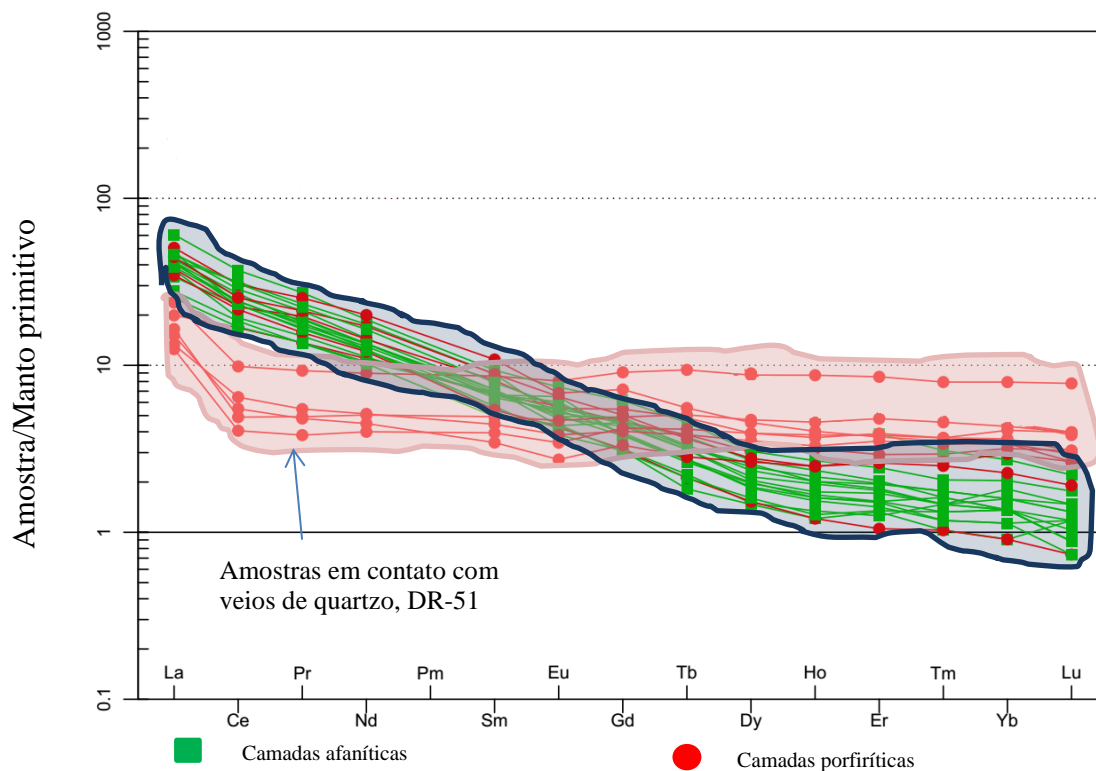
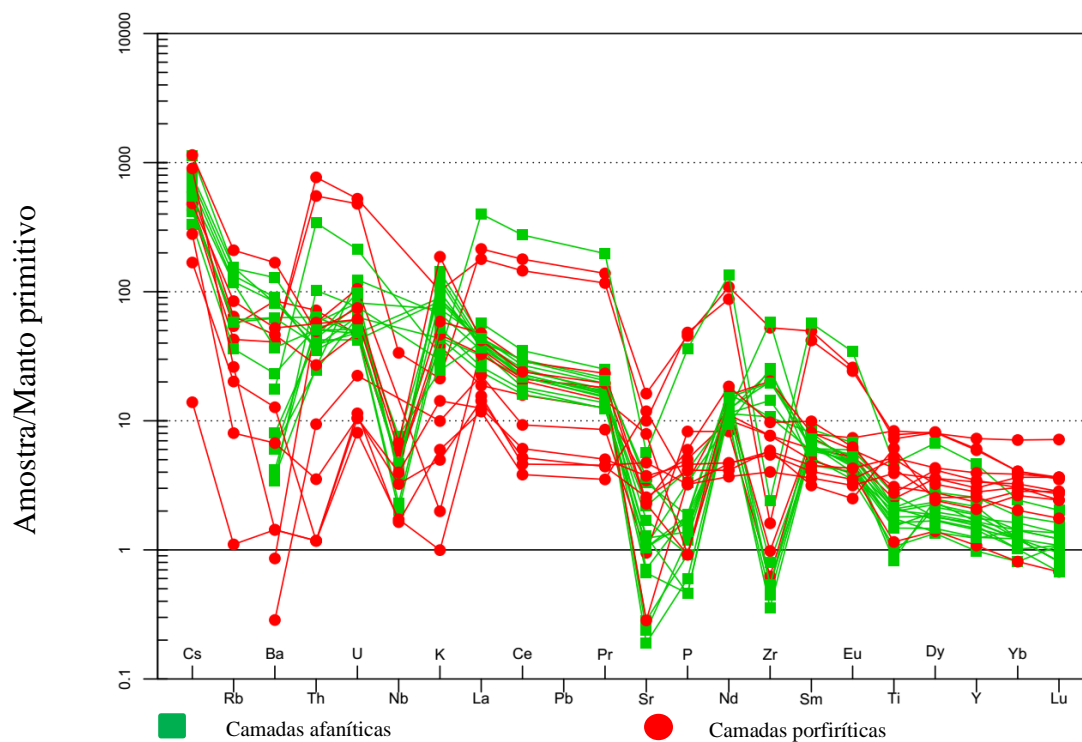


Figura 4.5: Diagrama de multi-elementos dos metatufos de cristal normalizados para manto primitivo de Sun and McDonough (1989).



Fonte: O autor (2017)

CAPÍTULO 5

MINERALIZAÇÃO

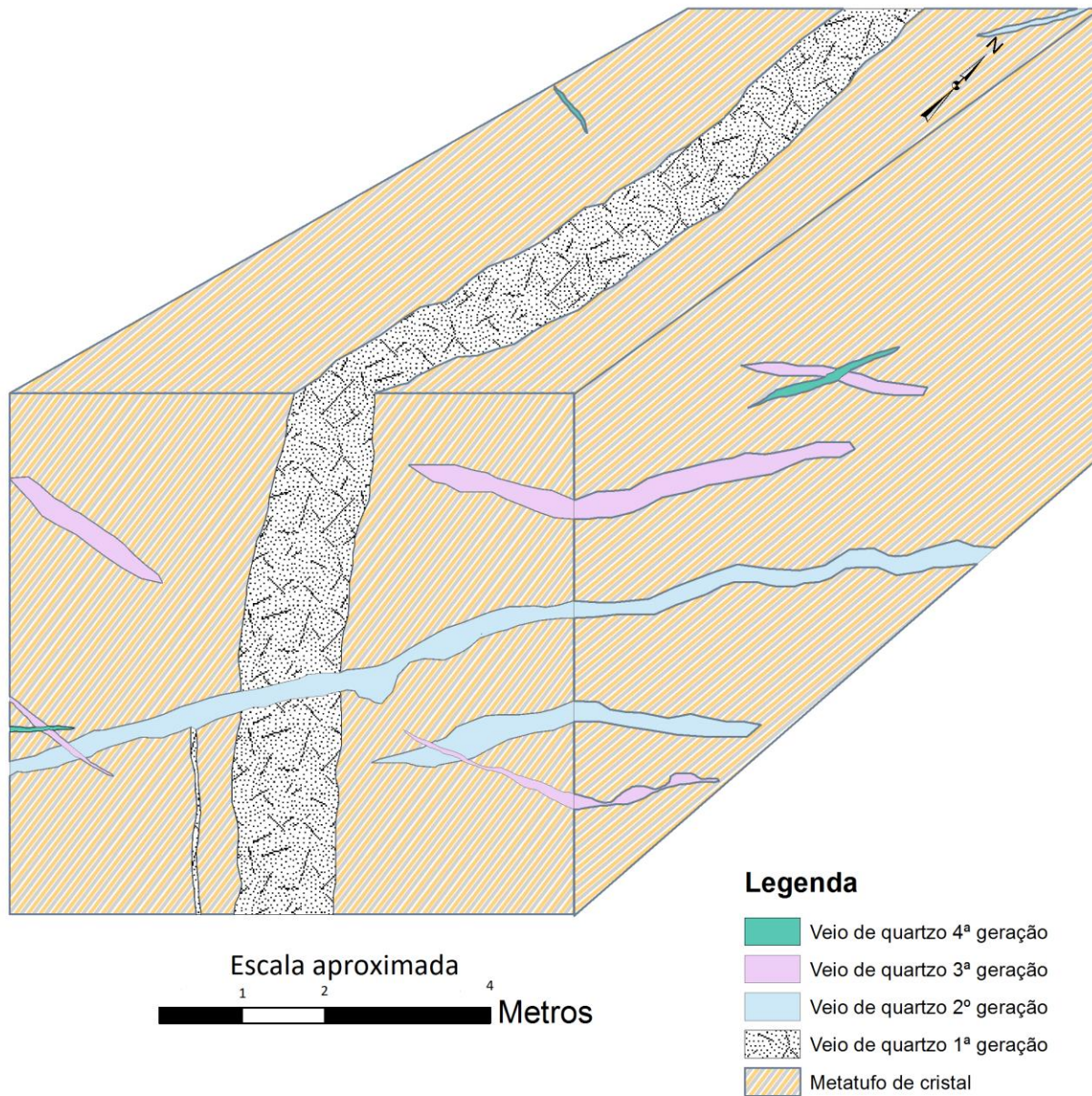
A mineralização aurífera da área de estudo esta contida em veios hidrotermais de quartzo encaixados principalmente nos metatufos de cristal e de forma menos predominante, em rochas da unidade metassedimentar. Essas rochas estão localizadas em uma zona de cisalhamento com movimento sinistral (COELHO, 1998) deduzido pela observação de diversas estruturas que representam esse movimento.

Os veios mineralizados são subdivididos em três tipos diferentes, sendo eles:

- i) Veio tabular maciço subparalelo à foliação das rochas encaixantes no depósito M11 com mergulho preferencial entre 76 e 88° para W, mas também encontrado com mergulhos subverticais com tendências para E. Constituído por quartzo fumê, carbonato, sulfetos e ouro livre, com comprimento aproximado de 500 metros e espessura entre 1 e 2 metros, em contato a W com os metatufos de cristal e a E com o metapelito carbonoso. No mesmo depósito também são observados veios centimétricos não concordantes com a foliação da encaixante além de apresentar em estruturas *en échelon* com movimento dextral.
- ii) No depósito M3 existem 4 gerações de veios tabulares e maciços de quartzo, onde a primeira geração consiste em 2 veios paralelos com comprimento máximo de 300 metros e espessura variando entre 50 cm e 1,5 m, paralelos à foliação dos metatufos de cristal que englobam os veios. As outras gerações de veios cortam a foliação da rocha encaixante com ângulos perpendiculares a oblíquos em relação à sua foliação, podendo apresentar em alguns casos boudinagem e presença de xenólitos da encaixante. Todas as quatro gerações são formadas por veios de quartzo leitoso com presença de carbonato, plagioclásio, ouro livre e teores menores de sulfetos que o veio do depósito M11. A distribuição espacial e interação entre as gerações de veios podem ser observadas na figura 5.1.
- iii) Localizado no setor extremo norte da área de estudo, acima do depósito M3, encontra-se um sistema *stockwork* de veios de quartzo leitoso com espessura máxima de 7 cm, sem relação observada com os veios tabulares maciços.

Figura 5.1: Bloco diagrama representativo da distribuição das 4 gerações de veios no depósito M3

Bloco diagrama da distribuição dos veios na M3

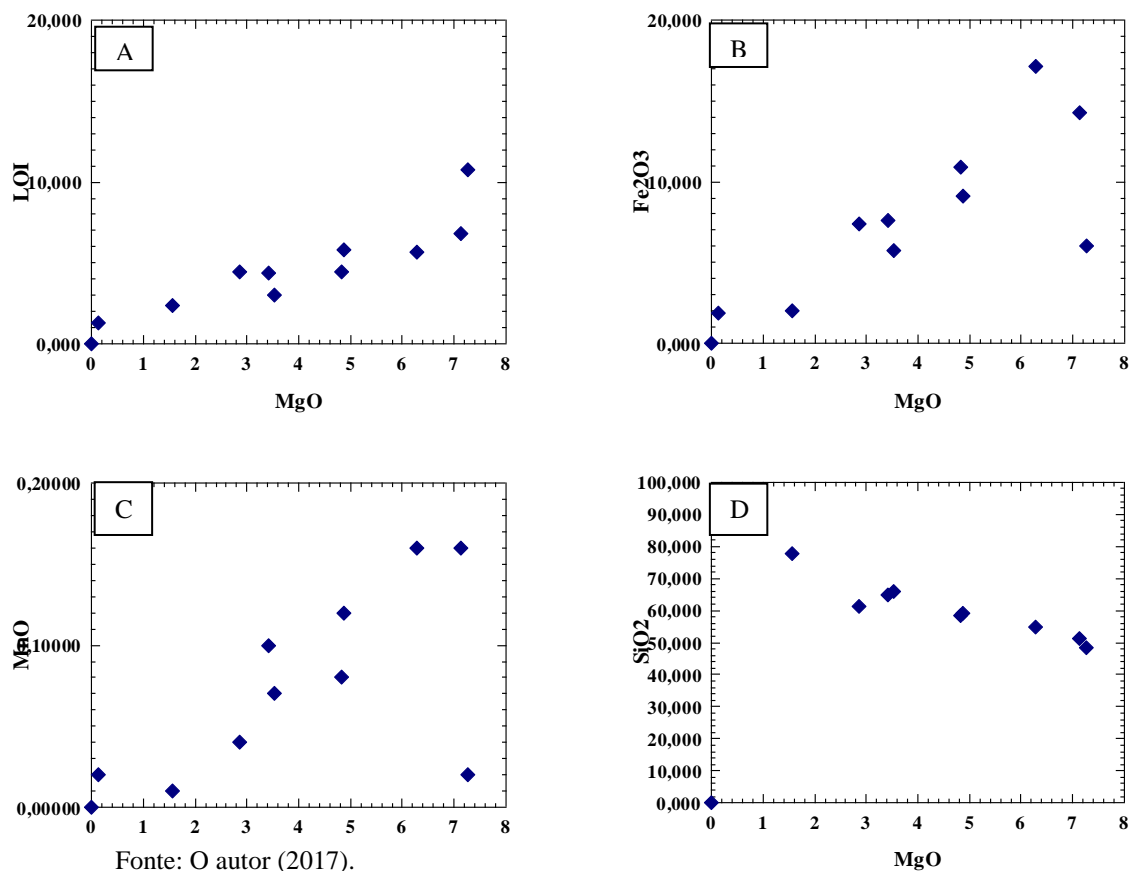


Fonte: O autor (2017).

O hidrotermalismo relacionado à formação dos veios de quartzo gerou intensas modificações nas rochas encaixantes, principalmente o enriquecimento de MgO relacionado à formação de dolomita.

Utilizando dados de elementos maiores (Anexo C), nos metassedimentos associados aos veios de quartzo é possível observar enriquecimento em dolomita que gera teores anômalos de MgO e perda ao fogo nos valores geoquímicos (Figura 5.2A). Associado aos valores crescentes de magnésio há uma correlação direta com teores de Fe_2O_3 (Figura 5.2B) e MnO (Figura 5.2C) que podem estar correlacionados à sericitização que ocorreu nessas rochas, visto que associado à sericita nesse ambiente hidrotermal pode conter piemontita cuja a composição química é $\text{Ca}_2(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_2\text{AlOSi}_3\text{O}_{11}(\text{OH})$. Nesse litotipo a principal alteração hidrotermal foi de carbonatação, com baixa silicificação associada quando se observa o diagrama de SiO_2 vs MgO (Figura 5.2D). Não há valores anômalos de ouro nesse litotipo, o que descarta a possibilidade de mineralização disseminada nessas rochas.

Figura 5.2: Diagramas binários geoquímicos das rochas da Unidade Metassedimentar A) Diagrama binário de MgO vs LOI (perda ao fogo). B) Diagrama binário de MgO vs Fe_2O_3 . C) Diagrama binário de MgO vs MnO. D) Diagrama binário de MgO vs SiO_2 .

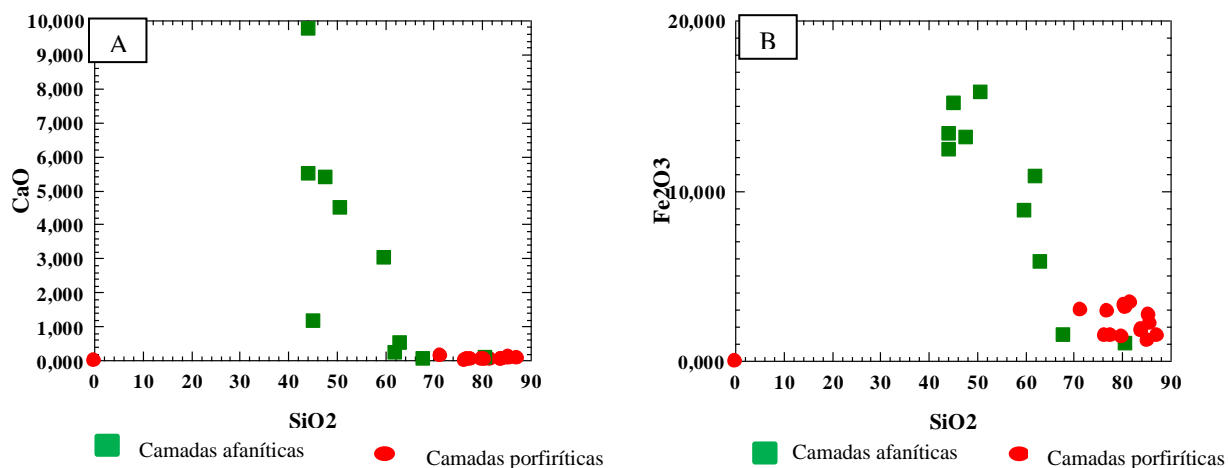


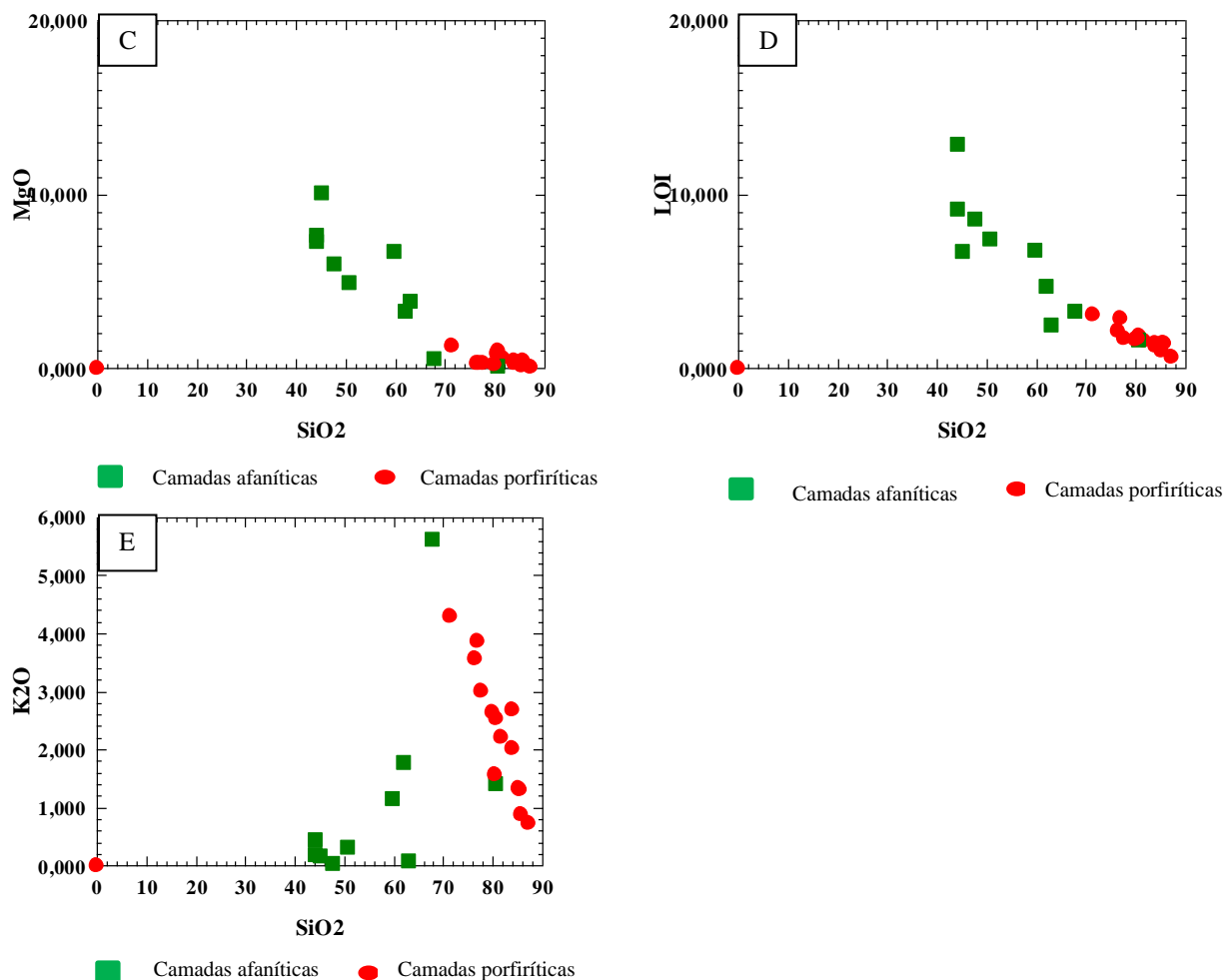
Fonte: O autor (2017).

Os metatufos de cristal são a principal encaixante dos veios de quartzo, e apresentam valores anômalos de ouro quando em contato ou próximo (até 1m) dos veios. Em distâncias superiores, os teores de Au ficam abaixo de 100 ppb. Considerando um raio de 1 metro de distância dos veios de quartzo é possível determinar uma mineralização disseminada nesse litotipo, atingindo teores de até 1,5 ppm.

De forma indireta, utilizando diagramas binários de SiO_2 vs elementos maiores pode-se observar a relação das alterações hidrotermais associadas a mineralização desse litotipo. Quando relacionado SiO_2 vs CaO (Figura 5.4A), observa-se teores maiores de cálcio nas bandas afaníticas dos metatufos de cristal com baixos teores de sílica, associado ao cálcio, há uma relação direta de Fe_2O_3 (Figura 5.4B), MgO (Figura 5.4C) e LOI (perda ao fogo) (Figura 5.4D). O enriquecimento desses elementos na banda afanítica pode ser justificado pelos altos teores de carbonatos que constituem essa rocha, com predomínio da dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) e minerais opacos associados. O diagrama de SiO_2 vs K_2O (Figura 5.4E) representa uma relação direta nas bandas afaníticas e relação inversa nas bandas porfiríticas.

Figura 5.4: Diagramas binários de SiO_2 vs elementos maiores nos metatufos de cristal. A) Diagrama binário de SiO_2 vs CaO . B) Diagrama binário de SiO_2 vs Fe_2O_3 . C) Diagrama binário de SiO_2 vs MgO . D) Diagrama binário de SiO_2 vs LOI (perda ao fogo). E) Diagrama binário de SiO_2 vs K_2O .





Fonte: O autor (2017).

A relação geoquímica das rochas com enriquecimento de elementos devido ao hidrotermalismo pode ser justificado pela paragênese mineral dos litotipos da região. A mineralização aurífera está associada aos veios de quartzo e carbonato sulfetados. O ouro apresenta-se associado à pirita e à arsenopirita como também ocorre como grãos livres entre cristais de quartzo nos veios. Os teores obtidos chegam a 4 ppm. Dados geoquímicos evidenciam teores de ouro de até 1,5 ppm em halos de até 1 metros nos metatufos de cristal em contato com os veios, associado com a sulfetação nessas rochas. Os metapelitos carbonosos quando ricos em vênulas de quartzo, apresentam teores de até 3 ppm, análises em amostras com pouca interação dos veios de quartzo apresentam teores de no máximo 0,3 ppm. Os litotipos da unidade metassedimentar não apresentaram teores superiores a 0,2 ppm devido a sua baixa interação com os veios de quartzo.

A paragénese mineral dos litotipos estudados está representada na figura 5.5 e possibilita a interpretação de zonação das alterações minerais. A figura reforça o conceito de que a alteração hidrotermal mais intensa e que atingiu maiores distancias é a carbonatação, seguida da potassificação justificada pela sericita, enquanto que a cloritização ocorreu principalmente nos metatufos líticos. Sulfetação ocorre em pequenos halos nas rochas em contato com os veios de quartzo e correlaciona-se com teores maiores do minério.

Figura 5.5: Paragénese mineral dos litotipos estudados.

Paragénese Minerais	Metatufolítico	Metadacito	Rochas da Unidade Metassedimentar	Metatufo de cristal		Veios de quartzo	Metapelito carbonoso
				Distante	Próximo		
Quartzo	—	—	- - - - -	—	—	—	—
Plagioclásio	—	—		- - - - -	- - - - -	- - - - -	
Calcita	—	—	—	—	—	—	- - - - -
Sericita	—	—	—	—	—		—
Dolomita	—	—	—	—	—	—	- - - - -
Ankerita	—	- - - - -					
Clorita	—	- - - - -					
Moscovita			- - - - -	- - - - -	- - - - -		
Pirita					- - - - -	—	- - - - -
Marcassita					- - - - -	—	
Arsenopirita					- - - - -	—	- - - - -
Titanita						—	
Ouro			- - - - -	- - - - -	—	—	—

Fonte: O autor (2017).

CAPÍTULO 6

INCLUSÕES FLUIDAS

Para o estudo de inclusões fluidas na Faixa Mansinha foram confeccionadas, na CPRM de Salvador, 7 seções bipolidas de veios de quartzo. Essas amostras correspondem a exemplares das 4 gerações de veios tabulares relacionados à mineralização aurífera. A partir dessas amostras foi realizado o estudo petrográfico com o objetivo de se identificar os principais tipos de inclusões fluidas no interior dos cristais de quartzo e suas formas de ocorrência. Nesse procedimento foram selecionados campos com inclusões fluidas de dimensões adequadas e representativas para posterior obtenção de dados microtermométricos.

A petrografia foi realizada no laboratório de petrologia no IGEO – UFBA em microscópio petrográfico convencional (Microscópio óptico Olympus - modelo BX60) utilizando luz transmitida.

6.1 CONCEITO TEÓRICO DE MICROTERMOMETRIA

O procedimento padrão é congelar o fluido da inclusão seguido da elevação da temperatura a taxas controladas para realizar medidas de temperaturas de mudanças de fases. Essas temperaturas são posteriormente utilizadas para a determinação das propriedades físico-químicas dos fluidos (composição aproximada, salinidade, densidade, condições P-T) bem como sua tendência evolutiva.

As temperaturas de mudanças de fase registradas são:

- 1- Temperatura de fusão do CO_2 ($T_{f\text{CO}_2}$): indica presença de CO_2 no fluido, assim como a possível presença de outros voláteis (e.g. CH_4 , N_2 , H_2S , etc).
- 2- Temperatura do eutético (T_e): marca o aparecimento da primeira fase líquida aquosa após o congelamento completo do fluido da inclusão. Uma vez que cada sistema fluido possui uma T_e característica, essas temperaturas fornecem indicação qualitativa sobre a composição da fase aquosa das inclusões no que se refere ao seu conteúdo de sais (Shepherd *et al.* 1985).
- 3- Temperatura de fusão do gelo ($T_{f\text{gelo}}$): fornece a estimativa de salinidade em porcentagem em peso equivalente de NaCl em fluidos aquosos (Shepherd *et al.* 1985).

- 4- Temperatura de fusão do clatrato ($T_{f_{clatrato}}$): similar à $T_{f_{gelo}}$, também fornece estimativas da salinidade do fluido no caso de inclusões aquosas que contenham gases dissolvidos, como por exemplo CO_2 (Diamond, 1990). Nesses casos, durante a etapa de congelamento da inclusão formam-se hidratos de gases ou clatratos (*e.g.* $CO_2 \cdot nH_2O$) que geralmente fundem a temperaturas mais elevadas que a do gelo. Desta forma, valores de $T_{f_{gelo}}$ em inclusões aquosas com gases fornecem salinidades mais elevadas que a original devido a presença de clatratos que ainda retêm água após a fusão do gelo. Os cálculos referentes à salinidade desse tipo de inclusões podem ser efetuados a partir da equação de Diamond (1990):

$$\text{Salinidade (\% peso eq. NaCl)} = 15,6151 - 0,03627x + 0,00164x^2 - 0,9491y - 0,00287xy - 0,00107xy^2 - 0,00222y^3$$

Equação 01

(para inclusões que se homogenízam para o estado gasoso)

$$\text{Salinidade (\% peso eq. NaCl)} = 15,5131 + 0,065705x - 0,00778x^2 - 1,015135y + 0,02687xy - 0,04717y^2 + 0,00138xy^2 - 0,00411y^3$$

Equação 02

(para inclusões que se homogenízam para o estado líquido)

onde x é a corresponde a temperatura de homogeneização do CO₂ (ThCO₂) e y a temperatura de fusão do clatrato(Tf clat.)

- 5- Temperatura de homogeneização do CO_2 (Th_{CO_2}): esta temperatura é obtida somente para inclusões fluidas contendo fase aquosa (H_2O líquida) e fases carbônicas (CO_2 líquido e CO_2 gás) denominadas de inclusões aquo-carbônicas, e inclusões carbônicas bifásicas (CO_2 líquido e CO_2 gás). Marca o desaparecimento do CO_2 gás e fornece estimativas da densidade da fase carbônica das inclusões.
- 6- Temperatura de homogeneização total (Th_{total}): indica a temperatura mínima de aprisionamento do fluido e sua densidade total. Além disso, marca o momento em que a inclusão torna-se monofásica.

6.2 PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS

Nos veios estudados ocorrem quartzo + carbonato + plagioclásio + pirita + marcassita + arsenopirita + titanita + ouro livre. As inclusões fluidas descritas a seguir foram observadas no

centro de cristais de quartzo maiores que 0,5 mm. Quando em contato com cristais de carbonatos, os cristais de quartzo apresentam um volume muito baixo de inclusões fluidas, gerando problemas na amostra de veio de quartzo da 2ª geração, que contém teores maiores de carbonatos.

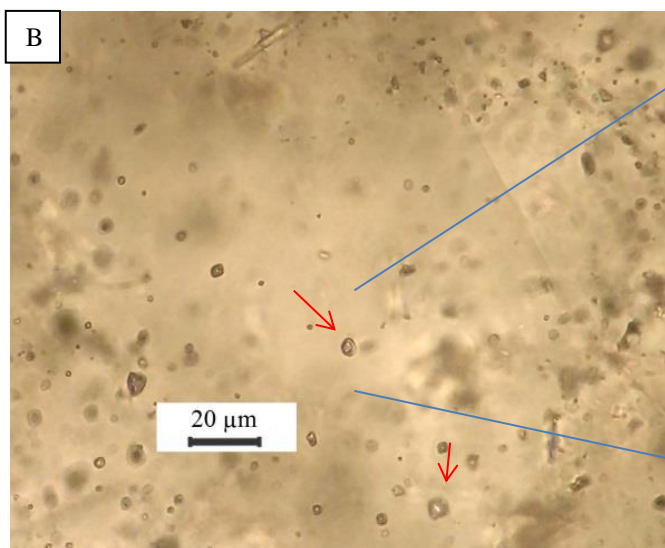
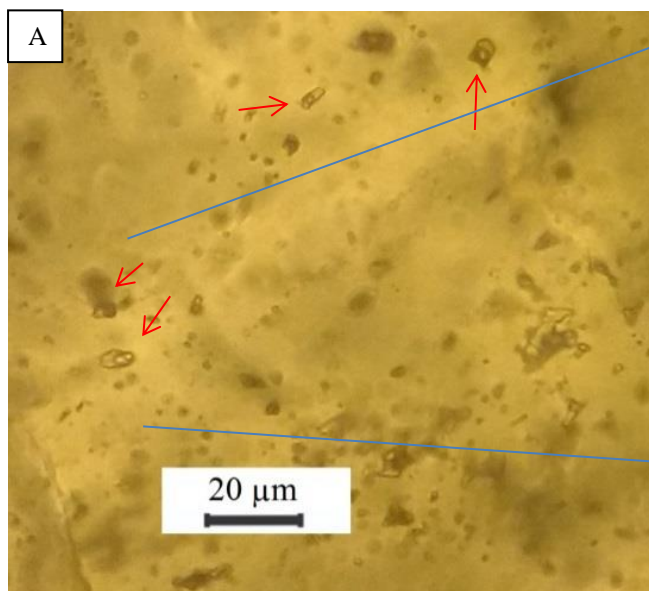
Foram identificados 3 grupos de inclusões primárias nos veios de quartzo, sendo eles i) inclusões carbônicas bifásicas e monofásicas, ii) inclusões aquocarbônicas trifásicas, iii) inclusões aquosas bifásicas. A seguir temos a descrição de cada um desses grupos:

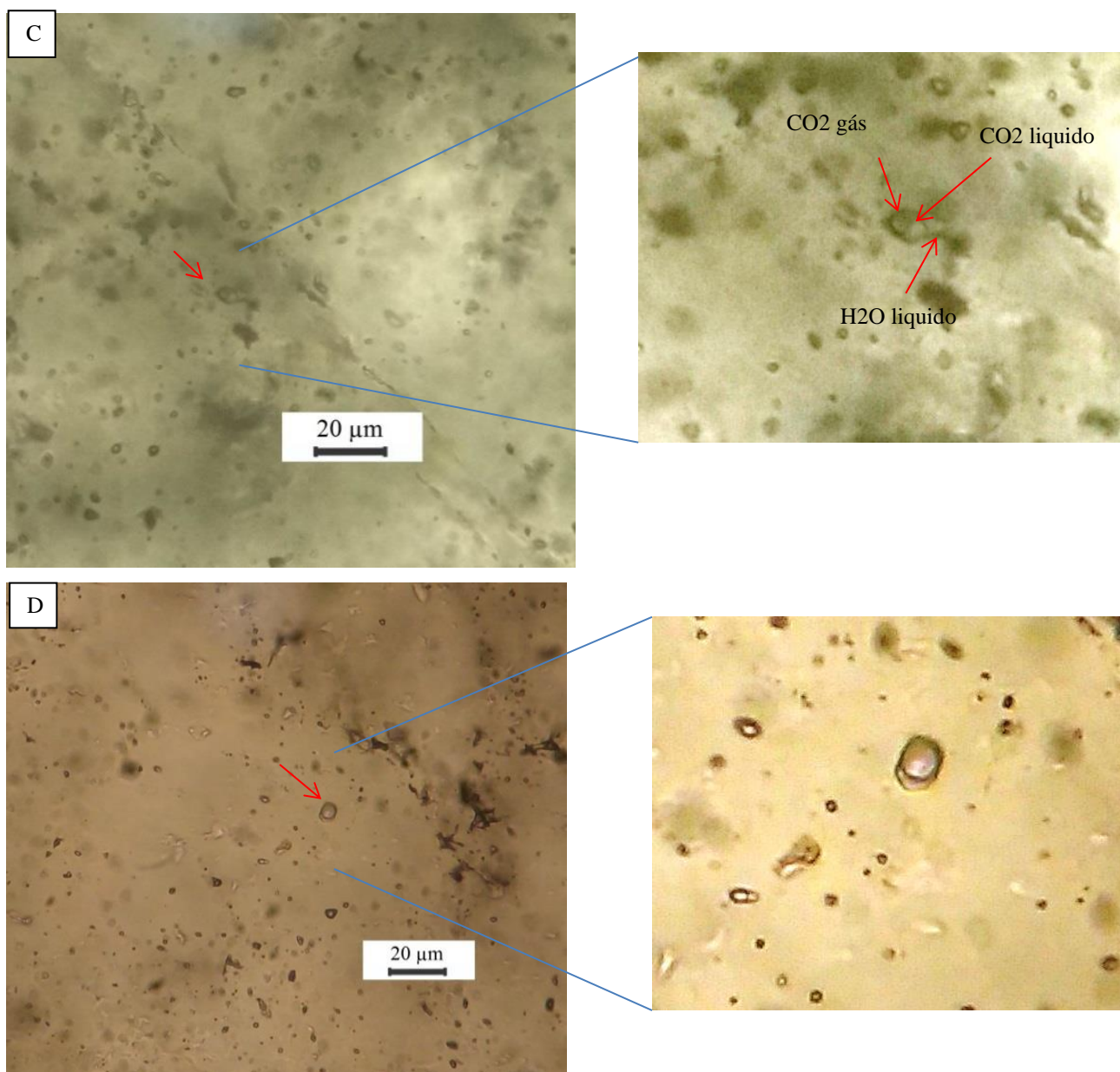
Tipo I: Representada por inclusões monofásicas e bifásicas carbônicas (CO₂ líquido + CO₂ gás) (Fotografia 6.1A, B e D). São amplamente encontradas em todas as gerações de veios de quartzo, sendo o grupo de inclusões mais abundante. Suas dimensões variam de 4 a 10 µm e exibem geralmente formas sub-arredondadas a sub-anguladas. O grau de preenchimento (GP) dado pelo volume da fase líquida, nas inclusões bifásicas, ocupa na inclusão a temperatura ambiente (25°C), estimado visualmente com auxílio de diagramas (Shepherd et al., 1985), é variável e encontra-se na ordem de 10 (Fotografia 6.1D) a 80%, interpretado como fluidos heterogêneos aprisionados no mesmo momento.

Tipo II: Formam inclusões trifásicas aquo-carbônicas constituídas por H₂O líquido + CO₂ líquido + CO₂ gasoso (Fotografia 6.1C). Estão associadas às inclusões do tipo I localizada de forma dispersa no centro dos cristais de quartzo, caracterizadas assim como inclusões primárias. Exibem morfologia sub-arredondadas e dimensões entre 8 e 14 µm. O grau de preenchimento (GP) desse grupo restringe-se entre 40 e 50% a temperatura ambiente (25°), sugerindo que no momento de aprisionamento esses fluidos aquo-carbônicos eram homogêneos. Não foram observadas inclusões desse grupo na amostra da 3ª geração dos veios de quartzo.

Tipo III: São inclusões aquosas bifásicas que contem água líquida e vapor de água. São encontradas de forma escarça nas amostras analisadas, com diâmetro inferior a 5 µm. Os dados obtidos nesse grupo são de natureza duvidosa, por isso não serão tratados aqui.

Fotografia 6.1: A) fotomicrografia de inclusões fluidas bifásicas carbônicas com 70% de preenchimento da fração líquida. B) Inclusões fluidas bifásicas com a fração líquida. C) Inclusão trifásica aquo-carbônica. D) Inclu





Fonte: O autor (2017).

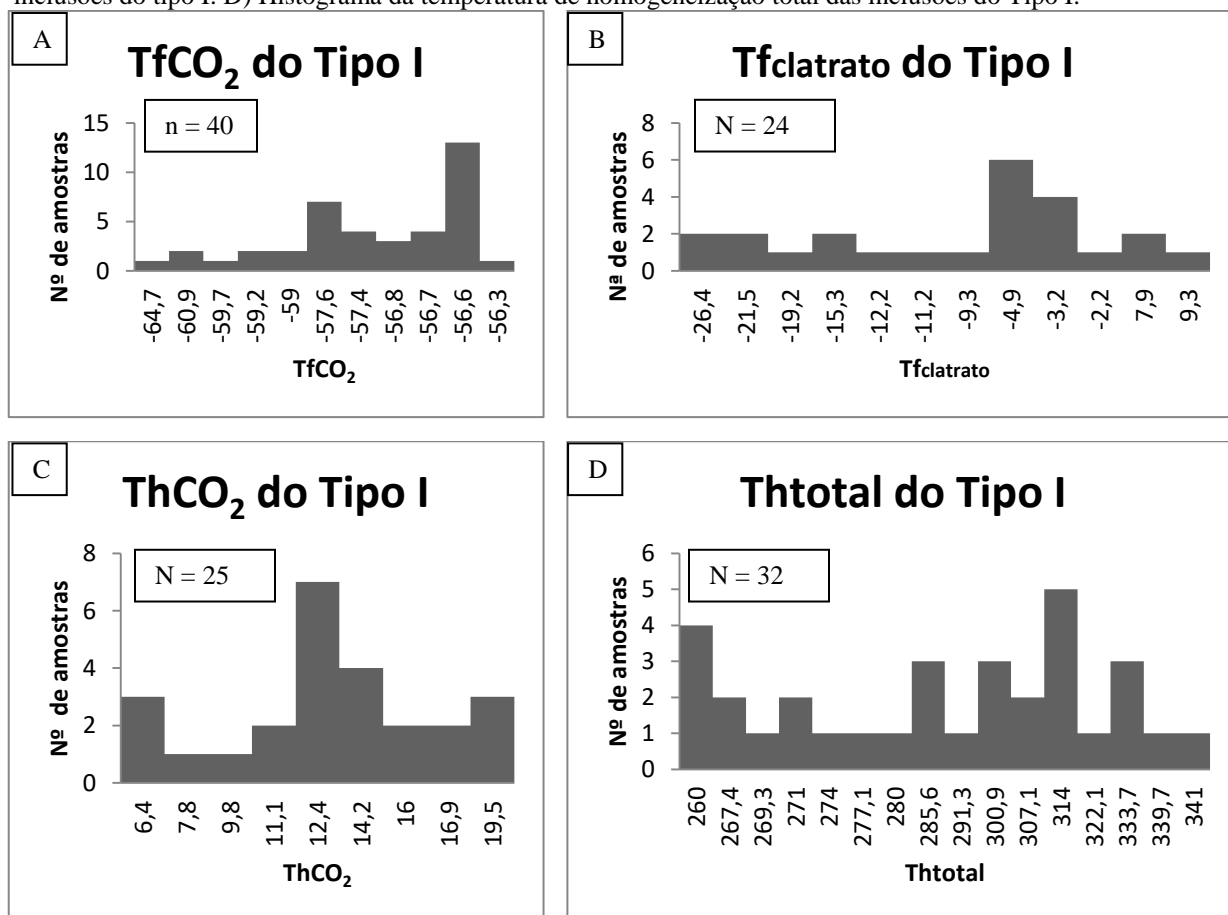
6.3 MICROTERMOMETRIA

As inclusões do Tipo I mostraram temperaturas de fusão do CO_2 ($T_{f\text{CO}_2}$) distribuídas entre $-64,4$ e $-56,6^\circ\text{C}$ com dois picos em $-57,6$ e $-56,6^\circ\text{C}$ (Figura 6.1A). O pico de $-56,6^\circ\text{C}$ indica um fluido composto por CO_2 puro, enquanto que o pico $-57,6^\circ\text{C}$ e valores maiores evidenciam um enriquecimento de outros voláteis (e.g. CH_4 , N_2 , etc), provavelmente responsáveis pelo rebaixamento nos valores de temperatura do ponto triplo do CO_2 puro, que se encontra em $-56,6^\circ\text{C}$. As temperaturas de fusão do clatrato ($T_{f\text{clatrato}}$), formadas durante o aquecimento dessas

inclusões, variam de valores anômalos como $-26,4^{\circ}\text{C}$ até $9,3^{\circ}\text{C}$ com picos entre $-4,9$ e $-3,2^{\circ}\text{C}$ (Figura 6.1B). A homogeneização do CO_2 para o estado líquido (ThCO_2) ocorre entre $6,4$ e $19,5^{\circ}\text{C}$ com pico em $12,4^{\circ}\text{C}$ (Figura 6.1C). Essa homogeneização se processa sempre para o estado líquido, indicando valores de densidade do CO_2 entre $0,63$ e $0,9 \text{ g/cm}^3$. As temperaturas de homogeneização total (Th_{total}) variam entre 260° e 341°C com dois picos, sendo eles em 260° e em 314°C (Figura 6.1D). A homogeneização se ocorre tanto para o estado líquido quanto para o estado gasoso.

Com base nesses dados, foram utilizados gráficos de Shepherd *et al.* (1985) para calcular a porcentagem em mols de CH_4 , utilizando valores de TfCO_2 e ThCO_2 para o estado líquido, encontrando-se valores entre 6 e 17% de CH_4 . Com esses resultados, associados a descrição petrográfica das inclusões do Tipo I, pode-se concluir que dois fluidos heterogêneos carbônicos foram aprisionados ao mesmo tempo durante a cristalização desses veios de quartzo.

Figura 6.1: A) Histograma de temperatura de fusão do CO_2 das inclusões do tipo I. B) Histograma da temperatura de fusão do clatrato das inclusões do Tipo I. C) Histograma da temperatura de homogeneização do CO_2 das inclusões do tipo I. D) Histograma da temperatura de homogeneização total das inclusões do Tipo I.

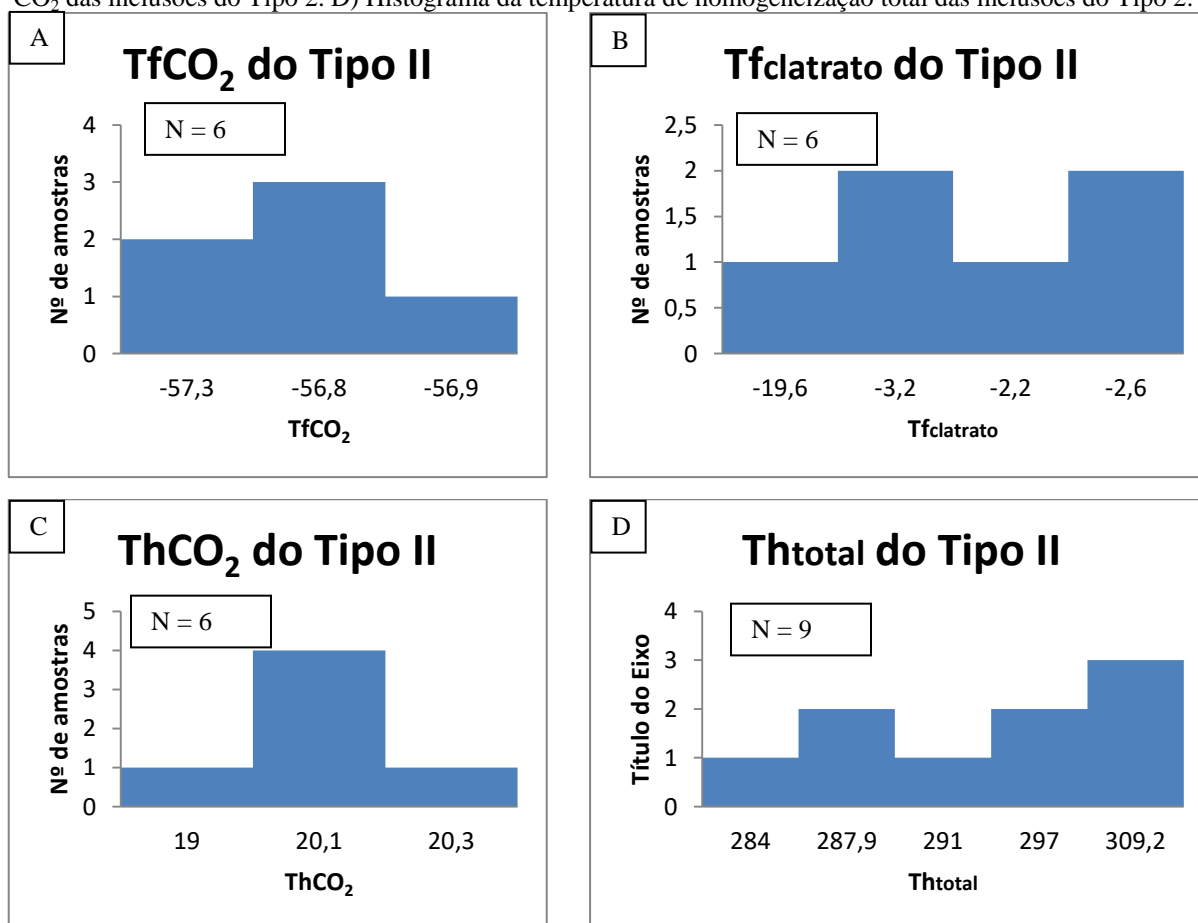


Fonte: O autor (2017).

Inclusões do Tipo II apresentaram T_{fCO_2} entre $-57,3$ e $-56,9^\circ C$ com média em $-57^\circ C$ (Figura 6.2A). Os valores de temperatura de fusão do clatrato ($T_{fclatrato}$) encontrados estão entre $-3,2$ e $-2,6^\circ C$ com uma anomalia de $-19,6^\circ C$ (Figura 6.2B), enquanto que os valores de temperatura de homogeneização do CO_2 (Th_{CO_2}) apresentam-se concentrados em $20,1^\circ C$ (Figura 6.2C). Durante a fase de aquecimento foi possível observar a temperatura de homogeneização total (Th_{total}) que varia entre 284 e $309^\circ C$ (Figura 6.2D).

Por meio dos dados de microtermometria, foi possível calcular a porcentagem em mol de CH_4 na fração carbônica desse tipo de inclusões, obtendo-se valores entre 2 e 3% de CH_4 , caracterizando uma fração carbônica quase pura. Teores de salinidade foram calculados com base nos valores de $T_{fclatrato}$, com resultados obtidos entre 2 e 3% em peso equivalente de NaCl. As inclusões do Tipo II são formadas por um fluido homogêneo pouco salino com preenchimento de 50% de fração de voláteis constituído principalmente por CO_2 .

Figura 6.2: A) Histograma da temperatura de fusão do CO_2 das inclusões do Tipo 2. B) Histograma da temperatura de fusão do clatrato das inclusões do Tipo 2. C) Histograma da temperatura de homogeneização do CO_2 das inclusões do Tipo 2. D) Histograma da temperatura de homogeneização total das inclusões do Tipo 2.



A interpretação dos dados de inclusões fluidas por microtermometria revelaram que os veios de quartzo são amplamente dominados por inclusões primárias e pseudosecundárias de $\text{CO}_2 \pm (\text{CH}_4 + \text{N}_2)$ classificadas como inclusões do Tipo I, e inclusões primárias $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-(\pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2)$ de baixa salinidade ($<3\%$ eq. NaCl) classificadas como do Tipo II. O valor de ThCO_2 indicou uma variação da densidade de CO_2 de 0,6 para $0,93 \text{ g/cm}^3$ para inclusões do tipo I, e variação de $0,75-0,82 \text{ g/cm}^3$ para as inclusões do tipo II. A variação mais ampla da densidade de CO_2 das inclusões carbônicas pode ter sido resultado de um aprisionamento do fluido do veio dentro de um regime de pressão variado, ou pelo seu reequilíbrio durante a deformação contínua dentro do domínio da zona de cisalhamento e redução da pressão durante o soerguimento.

CAPÍTULO 7

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Com o mapeamento de detalhe dos depósitos M11 e M3 foi possível observar que a mineralização aurífera está associada a veios de quartzo encaixados em rochas piroclásticas e/ou metassedimentares com orientação N/S e mergulho em torno de 60° para W. As rochas sedimentares apresentam uma sequência estratigráfica de depósitos turbidíticos, onde foi possível definir a orientação do topo e da base dessa sequência, de oeste para leste (Figura 4.2). As rochas piroclásticas foram classificadas como metatufos de cristal e também apresentam uma sequência deposicional gradacional múltipla, com sistema de deposição de leste para oeste, o que confirma a estratigrafia da área mapeada. Em contato com essas rochas foram encontrados metadacitos e metatufos líticos a sul e oeste, e rochas da Unidade Metassedimentar do GBRI a leste (Figura 4.1). Todo esse sistema encontra-se em uma zona de cisalhamento sinistral formada em um sistema rúptil-dúctil com presença de estruturas em dominó, "en échelon", dobras de arrasto, sigmoides orientados e falhas.

A mineralização está associada a veios de quartzo maciços e tabulares nos depósitos M11 e M3 e a veios com sistema de *stockwork* a norte do M3 e de forma disseminada nos metatufos de cristal, com um raio máximo de 1 metro dos veios de quartzo principais. Esses veios apresentam paragênese quartzo + carbonato + plagioclásio + marcassita + pirita + arsenopirita + goethita + ouro livre, podendo ter comprimento máximo de até 500m. No depósito M3 foram definidas 4 gerações de veios com orientações e mergulhos distintos, todas elas mineralizadas.

A partir dos dados litogeoquímicos pode-se concluir que os metadacitos e metatufos líticos são oriundos de uma mesma fonte magmática, enquanto que os padrões dos metatufos de cristal sugerem uma segunda fonte magmática. Indiretamente, pode-se associar o ouro com outros elementos como Fe_2O_3 , MgO e CaO, os quais estão relacionados diretamente com o LOI. As e Cu não foram analisados, não tendo sido possível verificar suas possíveis correlações com o ouro.

A relação geoquímica do ouro com outros elementos químicos é justificada pelas zonas de alteração hidrotermal nas rochas encaixantes, sendo elas de sericitização e carbonatação predominantes em todas as rochas estudadas e sulfetação nos metatufos de cristal, com raio máximo de 1 metro dos veios de quartzo.

A partir das inclusões fluidas investigadas em amostras de veios de quartzo mineralizados, foram caracterizados nos depósitos da Faixa Mansinha dois tipos de fluidos: um fluido composto de $\text{CO}_2 \pm (\text{CH}_4 + \text{N}_2)$, representado por inclusões monofásicas e bifásicas (Tipo I), e um fluido com baixa salinidade ($<3\%$ eq. NaCl) $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-(\pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2)$, representado por inclusões fluidas $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ trifásicas (Tipo II). O fluido carbônico do Tipo I apresenta ampla variação na densidade de CO_2 , entre 0,63 e 0,9 g/cm^3 e dois grupos de inclusões diferentes, com CO_2 puro e com concentrações de até 17% de CH_4 . Essa variação sugere a existência de 2 fluidos carbônicos imiscíveis simultâneos durante a formação dos veios de quartzo onde um aprisionamento do fluido do veio dentro de um regime de pressão variado, ou pelo seu reequilíbrio durante a deformação contínua dentro do domínio da zona de cisalhamento e redução da pressão durante o soerguimento. Não foram observadas mudanças no comportamento do fluido entre as 4 gerações de veios de quartzo encontradas no depósito M3, o que possibilita a interpretação de que os veios foram formados a partir de pulsos de fluidos oriundos da mesma fonte. É necessário maior volume de dados para confirmar esta hipótese.

A Faixa Mansinha situa-se na zona de cisalhamento SZ-IV, de segunda ordem segundo Coelho (1998), associada a uma zona de cisalhamento principal e outras 2 zonas de cisalhamento de segunda ordem que geraram os depósitos de Mari, C1, Antas I, II e III. A mineralização de Au em todos os depósitos está restrita a veios de quartzo tabulares e a sistemas de veios brechados com estrutura *stockwork*, podendo ocorrer disseminada na rocha encaixante em restritos halos ricos em vênulas e em contato com os veios mineralizados (TEIXEIRA *et al.* 2014). As encaixantes dos depósitos C1, Antas I, II e III são metadacitos, metadioritos e metassedimentos, diferente dos metatufos de cristal dos depósitos M11 e M3. A composição e valores das inclusões fluidas encontradas no presente trabalho são compatíveis com dados encontrados por Xavier e Foster (1999) nos depósitos C1, Antas I, II e III. O fluido é predominantemente carbônico com baixo teor de CH_4 e N_2 , e baixa salinidade. Devido ser comum esses depósitos estarem associados com metapelitos carbonosos e a xistos grafitosos, esse trabalho sugere a possível volatilização desse material e enriquecimento em gás carbônico nos fluidos, durante o processo de formação da mineralização. Por meio desses dados é possível interpretar que todos os depósitos façam parte do mesmo sistema e tenham a mesma fonte de fluido hidrotermal.

Depósitos de ouro do tipo *lode* orogenético tem como característica consistente a associação com terrenos metamorficamente deformados de todas as idades representados por sistemas de veios de quartzo com 3 – 5% de sulfetos (com predominância de pirita) e 5 – 15% de

carbonato. Exibem intensa zonação lateral, com faixas de alteração com assembléias proximais à distais em uma escala métrica. Mais comumente, carbonatos incluem ankerita, dolomita ou calcita; sulfetos incluem pirita, pirrotita ou arsenopirita; metassomatismo alcalino envolve sericitização ou, menos comumente, formação de fuchcita, biotita ou K-feldspato e albitização e minerais máficos são altamente cloritizados (GROVES et al. 1998).

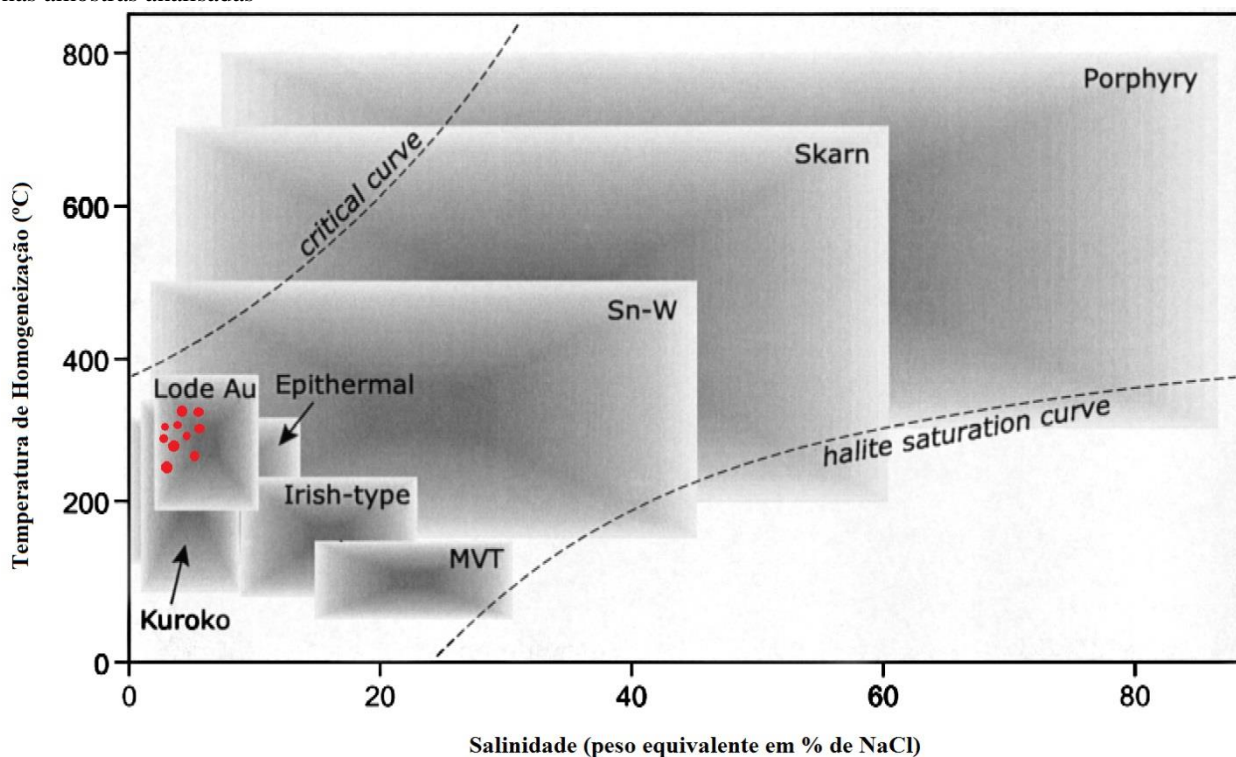
O minério seria comumente transportado por fluidos pouco salinos, com pH próximo a neutro, de composição $H_2O-CO_2 \pm CH_4$, os quais transportaram o ouro como um complexo sulfetado reduzido. Os fluidos associados com este tipo de depósito de ouro são notáveis pela sua consistente concentração elevada de CO_2 , geralmente ≥ 5 mol% (GROVES et al. 1998).

Existem fortes controles estruturais na mineralização em escalas variadas. Os depósitos geralmente estão situados em estruturas de segunda ou terceira ordem, mais comumente em estruturas compressionais de larga escala. Embora o controle estrutural normalmente seja dúctil à rúptil, as estruturas podem variar desde falhas até zonas de cisalhamento de baixo a alto ângulo, com movimentos reversos *strike-slip* ou *oblique-slip*. Também podem ocorrer em fraturas, *stockwork* ou zonas de brechas em rochas mais competentes e charneiras de dobras em sequências turbidíticas dúcteis. Estruturas mineralizadas podem apresentar pequenos deslocamentos sin e pós mineralização, mas os depósitos de ouro comumente tem mergulho contínuo por centenas de metros a quilômetros (GROVES et al. 1998).

Os depósitos M11 e M3 da Faixa Mansinha, assim como os depósitos C1, Antas I, II e III, podem ser classificados dentro do modelo metalogenético de ouro do tipo *lode* orogenético, considerando que: I) estão em zonas de cisalhamento de segunda ordem, em rochas vulcânicas e sedimentares metamorfizadas na fácies xisto verde; II) o minério é representado por veios tabulares de quartzo e carbonato rico em pirita e arsenopirita, e *stockwork* em ambiente rúptil-ductil; III) têm como principais zonações laterais a carbonatação, representada pela ankerita, dolomita e calcita, sulfetação, representada predominantemente pela pirita e arsenopirita e, potassificação, representada pela sericita; IV) foram formados por fluidos carbônicos e aquocarbônicos de baixa salinidade e com alto teor de CO_2 .

Como indicado pela salinidade das inclusões do Tipo II e pela temperatura de homogeneização total, as inclusões fluidas dos depósitos M11 e M3 caem no campo de ouro do tipo *lode* (Figura 7.1) na classificação de Wilkinson (2001).

Figura 7.1: Diagrama sumário de temperatura de homogeneização-salinidade ilustrando os típicos campos de diferentes tipos de depósitos. Os círculos vermelhos indicam valores obtidos a partir do estudo de inclusões fluidas nas amostras analisadas



Fonte: Wilkinson (2001).

Uma continuidade no estudo de inclusões fluidas é necessária para melhor entendimento da variação ou não do fluido durante as formações das diversas gerações de veios de quartzo. O desenvolvimento desses trabalhos irá contribuir para o entendimento do processo metalogenético da Faixa Mansinha e de todos os depósitos da Unidade Maria Preta.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 4, p.349-364. 1977.
- BARBOSA, J. S. F. (Coordenador) et. al. Mapeamento geológico e levantamentos de recursos minerais da folha Caetité, escala 1:100.000, Salvador. 1 mapa color. 176 p. Convênio UFBA/CPRM/FAPEX. 2009.
- BARBOSA, J.S.F., CRUZ, S.S.P., SOUZA, J.S. Terrenos Metamórficos do Embasamento. In: BARBOSA, J.S.F. (Coordenação Geral). *Geologia da Bahia. Pesquisa e Atualização*. Salvador. Volume 1. pag. 101-201. 2012.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R.F. Evolução geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Sec. Minas do Estado da Bahia. Textos Básicos*, v.1, p.1-101. 1980.
- CARVALHO, M.J.; OLIVEIRA, E.P. Geologia do Tonalito Itareru, Bloco Serrinha, Bahia: Uma Introdução Sin-tectônica do Início da Colisão Continental no 58 Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *Revista Brasileira de Geociências*. Ed.33(1-Suplemento). 2003.
- COSTA, F.G., Petrogênese do granodiorito Fazenda Gavião: registro de uma colisão arco-continente no *greenstone belt* do Rio Itapicuru, Bahia. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 2008.
- COX K.G., BELL J.D. & PANKHURST R.J. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London. 1979.
- 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*. Precambrian. 1988.
- DIAMOND, L. W. Stability of CO₂ clathrate hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapour + aqueous KCl-NaCl solutions: Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol 56, pp.: 273-280. 1990.
- EBERT H. Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. *Anais Acade. Nras. Ciênc.*, 40 (suplemento): 215-229. Rio de Janeiro. 1968.

- GRISOLIA, M. F. P. Proveniência de rochas metassedimentares do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. Masters dissertation, Instituto de Geociências. UNICAMP. Campinas. 2010.
- GROVES, D.I., GOLDFARB, R.J., GEBRE-MARIAM, H., HAGEMANN, S.G., ROBERT, F., Orogenic gold deposits—a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit type. *Ore Geol. Rev.* 13, 7–27. 1998.
- KISHIDA, A. Característica Geológica e Geoquímica da sequência vulcano-sedimentar do Medio Rio do Itapicuru Bahia. Salvador. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Dissertação de Mestrado. 98p. 1979.
- KISHIDA, A.; RICCIO, L. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru *greenstone belt*, Bahia, Brazil. Precambrian. 1980.
- MASCARENHAS, J.F.; GARCIA, T.W. Mapa geocronológico do Estado da Bahia. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Secretaria das Minas e Energia, Bahia. Texto Explicativo. 1989.
- MCDONOUGH, W.F. AND SUN, S.-S. Composition of the Earth. *Chemical Geology 120: 223-253*. 1995.
- MELO, R.C. Folha Pintadas – SC.24-Y-D-V, 1:100.000, Estado da Bahia. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Brasília. DNPM/CPRM. 1991.
- MYERS, J.S., Preface: regional overview of Archaean granite-greenstone geology of the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton. *Precambrian Res.* 83, 1-10. 1997.
- OLIVEIRA E.P. MCNAUGHTON N.J., ARMSTRONG R. Mesoarchaean to Palaeoproterozoic Growth of the Northern Segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil. *In: Kusky T., Mingguo Z., Xiao W.(eds.) The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth*”, Geological Society of London Special Publication, 338. 2010.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19:290-300. 1973.
- PEREIRA, L.H.M.; Serrinha. Folha SC 24-Y-D-VI, 1/100.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. DNPM/CPRM. 1992.
- PETFORD, Nick; JERRAM, Dougal. Descrição de rochas ígneas: guia de descrição de campo. 2. ed. Porto Alegre: Bookman, 2014.
- PIMENTEL, M.M., SILVA, M.G., Sm-Nd Age of the Fazenda Brasileiro Gabbro, Bahia, Brazil: Example of Robust Behavior of the Sm-Nd Isotopic System Under Extreme Hydrothermal Alteration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Pp. 383-392. *Research* 42, 1-17. 2003.

- RUGGIERO, A. A unidade Maria Preta: Geologia, geoquímica e petrogênese de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas intermediárias a félsicas no greenstone belt do Rio Itapicuru. Bahia. Masters dissertation, Instituto de Geociências. UNICAMP. Campinas. 2008
- RUGGIERO, A., OLIVEIRA E.P., Caracterização de Vulcânicas Adakíticas e Cálcio-Alcalinas no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, Bahia: petrogênese e implicações geodinâmicas. *Revista Brasileira de Geociências* 40. 2010.
- SABATÉ, P. Estruturas e tectônica do embasamento arqueano/ Proterozóico inferior do estado da Bahia. Mapa geológico da Bahia – Texto explicativo. Superintendência de geologia e recursos minerais – SGM. Capítulo X. 1996.
- SHEPHERD, T., RANKIN, A., & ALDERTON, D.H.M., A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie and Son, Glasgow, 239p. 1985.
- SILVA M.G. *A Sequência Vulcano sedimentar do Médio Rio Itapicuru, Bahia: Caracterização Petrográfica, Considerações petrogenéticas Preliminares e Zoneamento Metamórfico*. Salvador. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 88p. 1983.
- SILVA M.G. Evidências de uma tectônica de colisão-subducção no Proterozóico Inferior no Nordeste do Estado da Bahia. Simpósio Geologia do Nordeste, 19, *Atas*, 216-219. 1991.
- SILVA, M.G. Síntese e interpretação dos dados geocronológicos do terreno granito-greenstone do Rio Itapicuru (BA), vol. 6. *Anais XXXIX Congr. Bras Geo*, SBG, Salvador. 1996.
- SILVA M.G. Geoquímica, geocronologia e isótopos (Sm-Nd e Pb-Pb) da Sequência Vulcano-Sedimentar do Rio Itapicuru (Bahia, Brasil) revelando uma parte da história da evolução crustal, proterozóica inferior, do Cráton do São Francisco. In: X Semana de Geoquímica / IV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Braga, Portugal, *Actas*, 409-412. 1997.
- SILVA, M.G. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal Transamazônico no Craton São Francisco, estado da Bahia. 37th Congr. Bras. Geol. SBG, São Paulo. *Anais II*, pp. 181-182. 1992.
- SILVA, M.G., COELHO, C.E.S., TEIXEIRA, J.B.G. SILVA, F.C.A., SILVA, R.A., SOUZA, J.A.B. The Rio Itapicuru *greenstone belt*, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of gold mineralization. *Mineralium Deposita*. 36: 345-357. 2001.
- SUN, S.S. AND MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*.

- Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors), *Geological Society of London, London. 42: 313-345. 1989.*
- TEIXEIRA, J. B. G.. Geologia e Controles da Mineralizaco Aurifera Em Fazenda Brasileiro, Serrinha (Ba). GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DA BAHIA, TEXTOS BASICOS, v. 06, p. 9-49, 1985.
- TEIXEIRA, J.B.G.; COELHO, C.E.S., Deposito de ouro c1 Santa luz – bahia – brasil. Serie Arquivos Abertos 40. CBPM. 2014.
- THORMAN, C.H.; DEWITT, E.; MARON, M.A.C. LADEIRA E. A., Major Brazilian Gold Deposits - 1982 to 1999. *Mineralium Deposita*, 36: 218-227. 2001
- WILKINSON, J. J., Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1), 229-272. 2001.
- WINCHESTER, J.A. AND FLOYD, P.A., Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. 1977.
- WYMAN, D. KERRICH, R., Alkaline Magmatism, major structures, and gold deposits: Implications for *greenstone belt* gold metallogeny. *Econ. Geol.* 83, 451- 458. 1988.
- XAVIER, R.P. & FOSTER, R.P. Fluid evolution and chemical control in the Fazenda Maria Preta (FMP) gold deposit, Rio Itapicuru *Greenstone Belt*, Bahia, Brazil. *Chemical Geology*, 154, 133-154. 1999.
- XAVIER, R.P., Principais domínios metalogenéticos do ouro: representatividade no tempo geológico, sua distribuição espacial e importância econmica. *Rev. IG, São Paulo*, 6(1/2):69-90, jan./dez. 1985.

ANEXO A- TABELA DE DADOS GEOQUÍMICOS DOS METATUFOS DE CRISTAL

ELEMENTOS MAIORES – METATUFOS DE CRISTAL															
AMOSTRA	LITOTIPO	OBS	Al2O3	CaO	Cr2O3	Fe2O3T	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	TiO2	LOI	Total
DR-19B	metatufu de cristal	banda fanerítica	15.46	0.03	0.01	2.93	3.88	0.33	0.01	0.24	0.04	76.88	0,45	2.9	103.15
DR-20	metatufu de cristal	banda afanítica	10.39	3	0.03	8.85	1.14	6.66	0.11	0.21	0.11	59.92	0,67	6.78	97.87
DR-21B	metatufu de cristal	banda afanítica	9.94	9.05	0.05	6.45	0.64	6.3	0.15	0.93	0.99	52.63	1,57	10.22	98.9
DR-22A	metatufu de cristal	banda fanerítica	5.86	0.07	0.01	1.26	1.33	0.22	0.01	0.14	0.01	85.17	0,23	1	95.3
DR-28A	metatufu de cristal	banda afanítica	13.1	1.3	0.01	7.59	3.06	5.4	0.03	0.16	1.051	62.6	1,69	3.9	99.9
DR-30A	metatufu de cristal	banda fanerítica	10.2	0.03	0.01	1.87	2.7	0.43	0.01	0.15	0.013	84.1	0,35	1.32	101.4
DR-35C	metatufu de cristal	banda fanerítica	8.4	0.13	0.01	2.75	1.31	0.18	0.01	0.36	0.072	85.4	0,2	1.46	98.4
DR-35J	metatufu de cristal	banda afanítica	13.7	4.47	0.01	15.8	0.3	4.91	0.22	1.97	0.18	50.7	1,81	7.38	101.6
DR-36B	metatufu de cristal	banda fanerítica	11.6	0.05	0.01	3.2	2.54	1.04	0.02	0.15	0.02	80.8	0,33	1.88	101.4
DR-38B	metatufu de cristal	banda fanerítica	9.3	0.04	0.01	1.79	2.03	0.28	0.01	0.16	0.036	84	0,18	1.46	99.9
DR-39B	metatufu de cristal	banda fanerítica	9.76	0.06	0.01	3.42	2.21	0.57	0.01	0.1	0.026	81.8	0,43	1.6	100
DR-40C	metatufu de cristal	banda fanerítica	15.3	1.21	0.01	6.28	0.99	6.68	0.04	3.12	0.783	60.5	1,01	5.14	101.1
DR-43	metatufu de cristal	banda afanítica	18.1	0.5	0.01	5.83	0.06	3.78	0.04	6.96	0.073	63.2	0,54	2.42	101.5
DR-44A	metatufu de cristal	banda fanerítica	9.26	0.09	0.01	2.25	0.89	0.41	0.02	0.92	0.041	85.7	0,46	1.46	101.5
DR-46A	metatufu de cristal	banda fanerítica	4.16	0.09	0.01	1.49	0.74	0.06	0.02	0.21	0.02	87.28	0,38	0.69	95.13
DR-46B	metatufu de cristal	banda afanítica	10.89	0.07	0.01	1	1.4	0.11	0.01	1.09	0.02	80.64	0,25	1.62	97.1
DR-47D	metatufu de cristal	banda fanerítica	16.01	0.15	0.01	3.02	4.3	1.3	0.05	0.21	0.09	71.49	0,39	3.09	100.11
DR-47G	metatufu de cristal	banda fanerítica	7.81	0.05	0.01	3.31	1.57	0.89	0.04	0.1	0.04	80.49	0,32	1.74	96.36
DR-48A	metatufu de cristal	banda fanerítica	10.94	0.04	0.01	1.51	3.02	0.31	0.01	0.12	0.01	77.6	0,46	1.76	95.79
DR-48C	metatufu de cristal	banda fanerítica	12.58	0.02	0.01	1.51	3.58	0.31	0.01	0.15	0.03	76.45	0,58	2.18	97.41
DR-48D	metatufu de cristal	banda afanítica	19.33	0.03	0.02	1.5	5.62	0.55	0.01	0.21	0.02	68	0,93	3.24	99.45
DR-49A	metatufu de cristal	banda afanítica	14.79	0.22	0.03	10.83	1.77	3.25	0.1	0.39	0.13	62.06	0,6	4.68	98.86
DR-49B	metatufu de cristal	banda fanerítica	11.29	0.06	0.01	1.48	2.64	0.2	0.01	0.56	0.03	80.02	0,44	1.69	98.43

ELEMENTOS MAIORES – METATUFOS DE CRISTAL															
AMOSTRA	LITOTIPO	OBS	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	LOI	Total
DR-50A	metatufo de cristal	banda afanítica	16.8	1.17	0.03	15.1	0.15	10.01	0.16	2.68	0.09	45.26	1,33	6.68	99.47
DR-50B	metatufo de cristal	banda afanítica	10.35	9.76	0.02	12.37	0.18	7.6	0.32	1.21	0.07	44.14	0,85	12.83	99.7
DR-51D	metatufo de cristal	banda afanítica	14.88	5.5	0.03	13.36	0.43	7.26	0.18	2.51	0.1	44.26	1,1	9.14	98.74
DR-52B	metatufo de cristal	banda afanítica	13.31	5.36	0.04	13.09	0.03	5.98	0.26	2.8	0.07	47.68	1,12	8.5	98.24

ELEMENTOS TRAÇOS – METATUFOS DE CRISTAL																							
AMOSTRA	LITOTIPO	OBS	Au	Ba	Co	Cs	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
DR-19B	metatufu de cristal	banda fanerítica		570	1.4	8.93	13	19.5	2.47	2	2.9	11	98.1	1	70	0.05	3.7	1.65	68	29.3	7.52	28	119
DR-20	metatufu de cristal	banda afanítica		594	26.1	3.73	28	16.2	1.76	2	3.32	129	34.4	1.4	73	0.05	6.1	0.98	167	53.1	10.65	109	86
DR-21B	metatufu de cristal	banda afanítica		285	33.7	3.39	9	15.9	16.55	2	23.97	232	27.1	6.5	343	1.07	46.9	10.08	98	147.4	26.93	109	589
DR-22A	metatufu de cristal	banda fanerítica		440	4.1	3.52	5	8.2	3.68	2	1.45	17	38.6	0.3	14	0.05	5.4	1	32	16.2	4.45	14	161
DR-28A	metatufu de cristal	banda afanítica	459	281	9		130					65		10	211		65.4	11.03	45	10	27.58	89	18
DR-30A	metatufu de cristal	banda fanerítica	91	42	3		12					4		10	4		4.3	1	5	10	6.48	7	6
DR-35C	metatufu de cristal	banda fanerítica	183	44	3		14					11		10	23		2.1	1.33	3	10	8.5	12	5
DR-35J	metatufu de cristal	banda afanítica	47	2	43		101					50		10	20		0.8	0.47	278	10	33.15	111	7
DR-36B	metatufu de cristal	banda fanerítica	8	56	3		16					16		10	6		3.6	0.89	6	10	7.97	22	6
DR-38B	metatufu de cristal	banda fanerítica	445	26	3		13					5		10	22		2.2	2.6	3	10	9.84	10	4
DR-39B	metatufu de cristal	banda fanerítica	1537	29	3		16					14		10	5		4.9	1.72	6	24	8.7	21	9
DR-40C	metatufu de cristal	banda fanerítica	180	123	21		49					118		10	120		29	4.46	48	10	21.01	131	27
DR-43	metatufu de cristal	banda afanítica	6	6	10		52					87		10	6		4.9	2.21	77	10	13.72	74	11
DR-44A	metatufu de cristal	banda fanerítica	15	24	4		9					15		10	15		8.7	1.6	7	10	11.59	15	6
DR-46A	metatufu de cristal	banda fanerítica	17	162	1.6	2.64	6	5.1	12.8	2	5.44	5	22.9	0.3	36	0.05	4.5	1.28	10	16.8	5.59	5	653
DR-46B	metatufu de cristal	banda afanítica	5	324	1.3	4.66	5	11.5	1.95	2	3.33	5	40.8	0.3	167	0.05	2.3	1	19	10.4	4.92	8	86
DR-47D	metatufu de cristal	banda fanerítica	563	899	10.2	6.3	10	20.6	2.51	2	2.56	29	96.3	0.3	46	0.05	3.8	2.06	93	32.4	7.01	60	120
DR-47G	metatufu de cristal	banda fanerítica	16	436	5.3	3.32	5	8.6	5.6	2	1.64	19	36.8	0.3	22	0.05	3.3	1.01	15	4.4	5.69	46	284
DR-48A	metatufu de cristal	banda fanerítica	524	582	2.9	5.16	5	13.8	4.41	2	5.08	6	75.9	0.3	27	0.05	3.2	1.35	39	580.7	6.67	5	225
DR-48C	metatufu de cristal	banda fanerítica	242	633	4.6	5.76	6	13.1	5.02	2	3.34	6	84.5	0.3	26	0.05	3	1.1	33	48.6	7.32	5	270
DR-48D	metatufu de cristal	banda afanítica	152	1175	3.4	9.05	6	24.1	4.33	2	4.8	11	133.1	0.3	48	0.05	4.2	1.57	97	39.9	11.67	13	227
DR-49A	metatufu de cristal	banda afanítica	36	366	12.4	3.82	48	17.6	2.44	2	4.16	90	53.7	0.3	50	0.05	4.8	1.28	83	11.7	15.7	99	109
DR-49B	metatufu de cristal	banda fanerítica	7	258	1.2	4.35	5	11.7	4.16	2	3.08	5	74.1	0.3	77	0.05	4.3	1.07	23	10.2	7.43	7	221

ELEMENTOS TRAÇOS – METATUFOS DE CRISTAL																							
AMOSTRA	LITOTIPO	OBS	Au	Ba	Co	Cs	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
DR-50A	metatupo de cristal	banda afanítica	186	47	37.5	2.21	48	18.3	1.44	2	2.31	93	5.1	0.3	54	0.05	0.3	0.22	361	40.4	9.41	152	66
DR-50B	metatupo de cristal	banda afanítica	6	10	33.7	7.13	48	12.7	0.79	2	1.17	62	16.6	0.3	250	0.05	0.1	0.24	266	20.9	15.28	69	45
DR-51D	metatupo de cristal	banda afanítica	648	89	34.4	1.33	85	20.8	1.08	2	2.84	72	12.8	0.3	79	0.05	0.1	0.22	266	28.9	12.77	141	61
DR-52B	metatupo de cristal	banda afanítica	30	10	39.5	0.11	88	14.1	1.08	2	1.23	97	0.7	0.3	100	0.05	0.1	0.17	309	8.5	17.97	114	65

ELEMENTOS TERRAS RARAS – METATUFOS DE CRISTAL																
AMOSTRA	LITOTIPO	OBS	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
DR-19B	metatufu de cristal	banda fanerítica	28	52.8	5.94	22	3.6	0.76	2.66	0.32	1.73	0.3	0.85	0.12	0.7	0.09
DR-20	metatufu de cristal	banda afanítica	12.9	28.1	3.47	13.7	2.7	0.88	2.5	0.38	2.05	0.47	1.28	0.2	1.4	0.21
DR-21B	metatufu de cristal	banda afanítica	147.3	317.1	38.28	147.5	22	4.35	13.73	1.39	5.98	1.03	2.65	0.34	2	0.27
DR-22A	metatufu de cristal	banda fanerítica	21.9	38.6	4.27	15.5	2.3	0.59	1.68	0.18	0.99	0.18	0.58	0.07	0.4	0.08
DR-28A	metatufu de cristal	banda afanítica	122.9	258.3	32.21	118.6	18.6	4.08	12.68	1.51	6.03	1.01	2.42	0.34	2	0.26
DR-30A	metatufu de cristal	banda fanerítica	27	43.1	4.85	16.9	2.8	0.77	2.06	0.27	1.24	0.23	0.62	0.08	0.5	0.08
DR-35C	metatufu de cristal	banda fanerítica	16.4	28.4	3.47	13.1	2.8	0.84	2.55	0.33	1.58	0.3	0.8	0.1	0.6	0.07
DR-35J	metatufu de cristal	banda afanítica	15.4	16.5	2.36	11.2	3.5	1.24	4.94	0.93	5.89	1.3	3.74	0.54	3.5	0.53
DR-36B	metatufu de cristal	banda fanerítica	27.1	37.9	4.76	16.8	2.9	0.74	2.35	0.31	1.45	0.29	0.78	0.1	0.8	0.1
DR-38B	metatufu de cristal	banda fanerítica	24.2	32.3	3.8	14	2.7	0.8	2.49	0.37	1.82	0.35	0.89	0.11	0.6	0.08
DR-39B	metatufu de cristal	banda fanerítica	30.4	47.8	5.38	18.1	2.9	0.67	2.47	0.32	1.66	0.32	0.86	0.12	0.7	0.1
DR-40C	metatufu de cristal	banda fanerítica	274.9	488	54.54	182.6	25.3	5.76	14.74	1.57	4.95	0.76	1.7	0.21	1.2	0.15
DR-43	metatufu de cristal	banda afanítica	24.6	37.5	4.99	17.9	3.3	0.85	2.97	0.48	2.64	0.55	1.71	0.25	1.8	0.27
DR-44A	metatufu de cristal	banda fanerítica	39.3	62.1	6.92	23.5	3.8	1.14	3.35	0.45	2.06	0.4	1.07	0.14	0.9	0.12
DR-46A	metatufu de cristal	banda fanerítica	27.9	45	4.59	15.6	2.2	0.65	1.72	0.22	1.01	0.2	0.55	0.1	0.7	0.09
DR-46B	metatufu de cristal	banda afanítica	22.5	36.2	3.99	15.1	2.2	0.66	1.7	0.21	1.03	0.18	0.46	0.07	0.4	0.05
DR-47D	metatufu de cristal	banda fanerítica	30.7	38.8	4.19	15.4	2.6	0.83	2.15	0.27	1.34	0.24	0.66	0.08	0.5	0.05
DR-47G	metatufu de cristal	banda fanerítica	18	30.8	3.43	12.8	2	0.68	1.65	0.21	1.08	0.19	0.59	0.09	0.6	0.06
DR-48A	metatufu de cristal	banda fanerítica	25.2	40.3	4.53	16.8	2.7	0.93	2.09	0.27	1.26	0.24	0.67	0.09	0.6	0.06
DR-48C	metatufu de cristal	banda fanerítica	26.2	40.7	4.41	16.2	2.7	1	2.07	0.26	1.32	0.25	0.67	0.11	0.6	0.06
DR-48D	metatufu de cristal	banda afanítica	28.9	42.6	5.39	21.4	3.6	1	2.74	0.36	1.87	0.37	1.14	0.17	1	0.13
DR-49A	metatufu de cristal	banda afanítica	32.8	51	6.43	25	4.4	1.05	3.9	0.55	3.06	0.6	1.63	0.24	1.5	0.18
DR-49B	metatufu de cristal	banda fanerítica	30	51.8	5.65	20.5	3.2	0.88	2.41	0.31	1.38	0.26	0.75	0.1	0.6	0.06

ELEMENTOS TERRAS RARAS – METATUFOS DE CRISTAL																
AMOSTRA	LITOTIPO	OBS	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
DR-50A	metatufo de cristal	banda afanítica	9.8	9.2	1.22	5.6	1.4	0.42	1.81	0.28	1.78	0.37	1.18	0.18	1.3	0.18
DR-50B	metatufo de cristal	banda afanítica	8.1	6.8	0.97	5	1.6	0.53	2.29	0.41	2.64	0.57	1.67	0.25	1.6	0.21
DR-51D	metatufo de cristal	banda afanítica	8.6	10.8	1.39	6.4	1.8	0.59	2.19	0.38	2.38	0.49	1.54	0.23	1.5	0.2
DR-52B	metatufo de cristal	banda afanítica	10.7	8.2	1.25	6.3	2	0.72	2.67	0.5	3.18	0.68	2.1	0.31	1.9	0.27

ANEXO B- TABELAS GEOQUÍMICAS DOS METADACITOS E METATUFOS LÍTICOS

ELEMENTOS MAIORES – METADACITOS E METATUFOS LÍTICOS														
AMOSTRA	LITOTIPO	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	LOI	Total
DR-4A	metadacito	13.45	3.23	0.01	4.46	1.68	1.52	0.03	3.12	0.07	67.08	0.34	3.04	98.03
DR-4B	metatufo lítico	11.92	3.62	0.01	4.27	1.67	1.14	0.03	2.92	0.05	65.95	0.29	4.69	96.56
DR-5	metadacito	13.28	0.98	0.01	3	0.51	0.93	0.01	6.79	0.05	70.14	0.32	1.21	97.22
DR-5B	metadacito	9.93	1.46	0.01	2.41	1.06	0.55	0.04	3.86	0.05	75.24	0.25	1.96	96.79
DR-6	metatufo lítico	11.36	4.13	0.01	4.48	1.34	2.07	0.04	1.56	0.04	68.6	0.26	3.07	96.97
DR-7	metadacito	11.48	4.99	0.01	4.59	1.32	2.13	0.05	2.58	0.05	64.51	0.28	3.85	95.82
DR-7B	metatufo lítico	12.41	3.62	0.01	4.45	1.53	1.39	0.04	3.2	0.06	67.57	0.34	2.01	96.63
DR-8	metatufo lítico	13.3	4.87	0.01	5	0.79	1.29	0.08	3.97	0.06	66.65	0.36	3.34	99.72
DR-9A	metadacito	13.32	3.84	0.01	6.89	0.79	1.58	0.05	3.54	0.06	67.04	0.4	2.72	100.24
DR-9B	metadacito	13.5	5.68	0.01	5.23	1.04	0.84	0.06	2.91	0.06	67.59	0.37	2.56	99.84
DR-9C	metadacito	13.5	4.3	0.01	5.35	0.94	1.01	0.05	4.38	0.07	67.45	0.39	2.21	99.65
DR-10	metatufo lítico	14.01	4.06	0.01	6.04	0.85	2.04	0.02	2.73	0.17	66.11	0.48	2.63	99.14
DR-11	metadacito	12.97	3.81	0.01	4.95	0.72	1.47	0.05	3.85	0.06	64.71	0.38	2.35	95.32
DR-12	metadacito	13.88	4.61	0.01	5.86	0.5	1.23	0.03	3.73	0.08	62.23	0.48	2.77	95.41
DR-15	metadacito	14.77	1.65	0.01	4.84	0.63	1.44	0.02	5.89	0.05	65.84	0.43	2.61	98.17
DR-16	metatufo lítico	13.98	4.17	0.01	4.91	1.93	2.19	0.06	2.22	0.06	68.45	0.39	2.9	101.26
DR-17	metadacito	14.57	2.36	0.01	5.13	1.07	1.52	0.03	4.37	0.05	70.79	0.41	1.66	101.96
DR-23A	metadacito	15.8	0.2	0.01	4.44	1.53	1.42	0.03	4.59	0.065	70.4	0.36	1.83	100.7
DR-23B	metatufo lítico	10.5	1.61	0.01	3.67	0.29	1.18	0.04	4.25	0.052	75.4	0.21	2.15	99.4
DR-23C	metadacito	15.1	3.98	0.01	5.89	0.48	1.05	0.02	4.2	0.069	67.1	0.42	1.25	99.6
DR-24	metadacito	13.7	6	0.01	5.64	1.51	1.35	0.06	2.67	0.066	66.4	0.34	3.96	101.8
DR-25	metadacito	15.7	3.89	0.01	4.92	0.38	1.1	0.02	4.99	0.084	66.6	0.41	3.38	101.5
DR-26A	metadacito	15.6	1.63	0.01	3.45	0.12	2.16	0.04	6.93	0.07	69.6	0.32	1.7	101.6

ELEMENTOS MAIORES – METADACITOS E METATUFOS LÍTICOS														
AMOSTRA	LITOTIPO	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	LOI	Total
DR-31	metadacito	16.2	8.15	0.01	5.83	0.26	1.22	0.05	4.19	0.084	61.7	0.46	3.4	101.4
DR-32	metadacito	13.1	2.89	0.01	5.96	0.29	1.73	0.04	3.27	0.312	71.2	0.4	1.86	99.3
DR-33	metadacito	14.5	4.84	0.01	5.37	0.32	1	0.03	4.06	0.069	69.5	0.33	1.34	100
DR-42	metatufu lítico	14.9	2.04	0.01	4.63	1.07	1.99	0.03	4.58	0.075	67.9	0.32	3.12	100.7

ELEMENTOS TRAÇOS – METADACITOS E METATUFOS LÍTICOS																						
AMOSTRA	LITOTIPO	Au	Ba	Co	Cs	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
DR-4A	metadacito		848	12.8	4.82	10	18.5	3.63	2	10.57	46	72.4	3.1	141	0.32	6.9	1.11	15	0.6	19.12	61	139
DR-4B	metatufo lítico		696	13.9	3.95	20	16.6	3.06	2	9.52	45	71.8	2.6	62	0.27	5.9	1.54	25	2	15.95	53	125
DR-5	metadacito		236	16	1.27	24	15.8	3.5	2	8.63	40	18.3	3	108	0.36	5.7	1.06	38	0.8	19.03	58	136
DR-5B	metadacito		658	8.8	2.49	12	12.2	2.46	2	8.43	23	41.6	1.9	85	0.27	4.3	1.02	33	0.8	14.92	29	106
DR-6	metatufo lítico		333	16.8	2.9	12	15.1	2.91	2	7.14	48	56.5	2.4	124	0.2	5	1.36	57	0.7	13.6	74	116
DR-7	metadacito		283	15.9	3.07	10	15.2	4.35	2	6.63	25	54.9	4.2	116	1.89	11	1.6	12	1.1	16.35	65	102
DR-7B	metatufo lítico		391	11.6	3.83	13	17.1	4.42	2	6.19	23	70.7	3.6	124	1.12	11	1.65	30	0.5	15.23	63	125
DR-8	metatufo lítico		496	16.7	1.49	11	17.1	4.19	2	5.99	28	29.3	2.9	134	0.9	9.6	1.14	24	0.8	17.73	59	129
DR-9A	metadacito		259	17.5	1.01	28	17.2	4.07	2	5.17	29	29.3	3.2	154	0.64	9.6	1.35	49	0.5	17.25	76	138
DR-9B	metadacito		403	12	1.3	16	17.6	3.69	2	5.15	23	39.7	2.7	166	0.72	7.6	1.43	23	0.7	17.86	59	128
DR-9C	metadacito		247	12	1.86	17	16.6	3.81	2	5.08	29	38.6	2.9	141	0.66	7.3	1.38	45	0.5	16.84	54	133
DR-10	metatufo lítico		207	13.4	1.97	20	17.5	3.74	2	4.74	33	33.1	1.7	32	0.3	3.8	0.4	17	0.6	27.49	10	60
DR-11	metadacito		252	13.1	1.47	5	17.1	3.63	2	4.02	27	27.7	2.4	61	0.24	5.4	1.31	5	0.7	17.92	5	44
DR-12	metadacito		145	8.3	1.18	24	19.6	4.06	2	4.78	20	19.8	2.2	102	0.16	5.1	1.27	7	0.3	20.23	5	74
DR-15	metadacito		458	6.4	1.11	19	15.3	3.9	2	4.89	21	20.9	2.4	97	0.15	6.8	0.38	39	0.7	18.76	54	152
DR-16	metatufo lítico		448	15.3	4.14	13	17.8	3.26	2	4.39	36	79.4	2.8	126	0.32	6.1	2.01	50	0.7	15.29	41	124
DR-17	metadacito		342	11.7	2.09	5	17.4	3.62	2	4.24	24	36.7	2.7	96	0.16	5.5	1.31	50	0.4	18.34	49	134
DR-23A	metadacito	5	463	11		29					48		10	12		6	1.64	14	10	21.39	48	20
DR-23B	metatufo lítico	5	450	13		26					52		10	34		3.7	1.16	17	10	16.87	35	12
DR-23C	metadacito	5	41	9		8					26		10	18		4.4	0.86	16	10	15.59	45	5
DR-24	metadacito	5	50	7		29					17		10	31		4.5	1.29	15	10	12.65	51	8
DR-25	metadacito	5	12	5		22					10		10	21		4.4	1.09	13	10	17.92	41	10
DR-26A	metadacito	5	27	7		19					23		10	11		5.7	1.51	16	10	15.28	48	17

ELEMENTOS TRAÇOS – METADACITOS E METATUFOS LÍTICOS																						
AMOSTRA	LITOTIPO	Au	Ba	Co	Cs	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
DR-31	metadacito	5	12	6		24					15		10	24		4.8	1.46	13	10	21.38	36	7
DR-32	metadacito	5	12	5		22					16		10	10		2.7	0.5	18	10	25.36	42	5
DR-33	metadacito	5	14	7		23					18		10	17		4.1	1.15	10	10	16.65	32	6
DR-42	metatufo lítico	5	31	10		25					35		10	11		5.2	1.75	14	10	15.7	50	11

ELEMENTOS TERRAS RARAS – METADACITOS E METATUFOS LÍTICOS															
AMOSTRA	LITOTIPO	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
DR-4A	metadacito	22.4	43.1	4.49	16.4	3.3	0.81	3.08	0.5	3.41	0.7	2.09	0.31	2.1	0.36
DR-4B	metatufo lítico	23	38.6	4.27	15.4	2.8	0.74	3.12	0.45	2.9	0.58	1.86	0.26	1.8	0.27
DR-5	metadacito	18.8	36.7	4.03	14.5	3	0.74	3.24	0.5	3.31	0.68	1.99	0.31	2.1	0.29
DR-5B	metadacito	22	35.3	3.61	13	2.4	0.55	2.69	0.4	2.41	0.52	1.51	0.21	1.7	0.24
DR-6	metatufo lítico	20.6	31.8	3.39	12.2	2.6	0.65	2.53	0.4	2.48	0.51	1.55	0.2	1.5	0.26
DR-7	metadacito	14.5	28.1	3	11.2	2.3	0.68	2.49	0.4	2.66	0.57	1.82	0.32	1.9	0.31
DR-7B	metatufo lítico	15.9	30.4	3.17	11.6	2.4	0.67	2.75	0.45	2.87	0.56	1.82	0.27	1.9	0.29
DR-8	metatufo lítico	20	38	4.16	14.7	2.9	0.71	3.19	0.52	3.04	0.69	2.03	0.33	2.2	0.33
DR-9A	metadacito	18.3	33.1	3.64	13.8	3.1	0.81	3.24	0.53	3.04	0.63	2.01	0.29	2	0.28
DR-9B	metadacito	16.1	30.5	3.34	12.4	2.7	0.76	2.86	0.5	3.11	0.63	1.91	0.34	2.2	0.33
DR-9C	metadacito	16.8	31.2	3.46	12.9	2.7	0.81	2.97	0.5	2.96	0.6	1.91	0.3	1.9	0.28
DR-10	metatufo lítico	18.1	35.5	4.16	16.8	3.7	1.02	4.65	0.76	4.8	1	3.09	0.46	2.8	0.44
DR-11	metadacito	17.3	32.2	3.55	13.2	2.8	0.76	2.78	0.46	3.16	0.65	1.98	0.32	2.1	0.35
DR-12	metadacito	14.6	30.5	3.48	13.6	3	0.99	3.54	0.56	3.7	0.75	2.31	0.3	2.2	0.3
DR-15	metadacito	27.7	37	4.73	18	3.8	1.07	4.08	0.58	3.36	0.61	1.91	0.26	1.6	0.25
DR-16	metatufo lítico	18.9	31.6	3.39	12.6	2.6	0.73	2.8	0.43	2.67	0.58	1.67	0.28	1.8	0.28
DR-17	metadacito	19.3	33.1	3.63	13.7	2.7	0.79	3.26	0.51	3.3	0.67	2.03	0.3	2.1	0.32
DR-23A	metadacito	33.3	40.5	5.2	17.8	3.4	0.88	3.6	0.57	3.27	0.7	2.02	0.31	2.1	0.32
DR-23B	metatufo lítico	28.9	39.8	4.77	16.8	3.2	0.87	3.23	0.5	2.68	0.57	1.59	0.24	1.6	0.24
DR-23C	metadacito	21.6	26.5	2.94	10.5	2.3	0.59	2.56	0.42	2.56	0.53	1.58	0.24	1.6	0.25
DR-24	metadacito	17.6	23.5	2.62	9.4	2	0.5	2.12	0.34	2	0.43	1.22	0.19	1.3	0.19
DR-25	metadacito	20	25.8	3.11	11.3	2.5	0.72	2.8	0.48	2.83	0.62	1.7	0.24	1.6	0.23
DR-26A	metadacito	18.2	33.8	3.33	11.4	2.3	0.54	2.44	0.43	2.47	0.56	1.62	0.25	1.7	0.28

ELEMENTOS TERRAS RARAS – METADACITOS E METATUFOS LÍTICOS															
AMOSTRA	LITOTIPO	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
DR-31	metadacito	21.4	29.8	3.54	13.4	3	0.96	3.54	0.61	3.67	0.77	2.31	0.36	2.2	0.34
DR-32	metadacito	30.4	32.5	3.76	14.3	3.3	0.77	3.92	0.68	3.94	0.94	2.73	0.42	2.6	0.4
DR-33	metadacito	17.7	28	3.15	11.2	2.4	0.66	2.75	0.46	2.73	0.61	1.84	0.27	1.8	0.25
DR-42	metatufo lítico	23.4	29.1	3.36	11.6	2.3	0.59	2.49	0.4	2.44	0.56	1.61	0.26	1.7	0.26

ANEXO C- TABELA DE DADOS GEOQUÍMICOS DA UNIDADE METASSEDIMENTAR

ELEMENTOS MAIORES –UNIDADE METASSEDIMENTAR														
AMOSTRA	LITOTIPO	Al2O3	CaO	Cr2O3	Fe2O3	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	TiO2	LOI	Total
DR-13	Unidade Metassedimentar	16.66	0.19	0.06	7.58	3.15	3.42	0.1	0.52	0.05	64.92	0.61	4.35	101.61
DR-14B	Unidade Metassedimentar	13.55	0.1	0.01	2.05	3.79	1.56	0.01	1.46	0.05	77.74	0.21	2.35	102.88
DR-29	Unidade Metassedimentar	15.3	1.41	0.01	5.76	1.65	3.52	0.07	2.42	0.187	66	0.73	3.05	100.1
DR-35H	Unidade Metassedimentar	17.4	0.28	0.01	10.9	2.2	4.82	0.08	1.23	0.124	58.4	0.9	4.47	101.4
DR-36A	Unidade Metassedimentar	1.01	0.05	0.01	1.88	0.18	0.13	0.02	0.1	0.01	97	0.04	1.27	101.5
DR-36C	Unidade Metassedimentar	20.2	0.11	0.01	7.37	3.91	2.85	0.04	0.46	0.08	61.4	0.65	4.45	101.5
DR-40D	Unidade Metassedimentar	17.8	5.26	0.01	6.06	3.97	7.26	0.02	0.2	0.134	48.3	0.68	10.78	100.5
DR-45A	Unidade Metassedimentar	14.6	0.29	0.01	17.1	0.04	6.27	0.16	0.67	0.064	54.8	1.89	5.67	101.6
DR-37	Unidade Metassedimentar	14.8	3.41	0.01	14.3	0.02	7.13	0.16	2.17	0.124	51.1	1.48	6.85	99.2
DR-54	Unidade Metassedimentar	13.53	3.93	0.04	9.11	0.03	4.86	0.12	4.44	0.09	59.12	0.89	5.84	102

ELEMENTOS TRAÇOS – UNIDADE METASSEDIMENTAR																						
AMOSTRA	LITOTIPO	Au	Ba	Co	Cs	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
DR-13	Unidade Metassedimentar	-	746	28.4	3.33	24	18	2.41	2	5.22	160	99.7	0.6	62	0.05	6.7	1.26	95	0.5	13.4	86	94
DR-14B	Unidade Metassedimentar	-	1078	4	5.39	13	20.6	5	2	11.26	22	111.5	5.3	70	0.63	10.5	4.03	5	1.2	34.75	41	189
DR-29	Unidade Metassedimentar	12	124	15	-	40	-	-	-	-	83	-	10	19	-	3.2	1.57	46	10	14.47	56	11
DR-35H	Unidade Metassedimentar	284	35	11	-	88	-	-	-	-	66	-	10	10	-	3.8	1.08	86	10	19.31	108	12
DR-36A	Unidade Metassedimentar	9	26	3	-	23	-	-	-	-	6	-	10	6	-	0.2	1.23	6	10	3.71	11	2
DR-36C	Unidade Metassedimentar	10	90	3	-	26	-	-	-	-	39	-	10	9	-	6.2	1.42	17	10	18.38	67	14
DR-40D	Unidade Metassedimentar	1183	122	11	-	79	-	-	-	-	100	-	10	59	-	5.5	1.48	15	10	12.97	94	17
DR-45A	Unidade Metassedimentar	5	68	28	-	57	-	-	-	-	55	-	10	13	-	1.8	0.34	319	10	33.11	118	8
DR-37	Unidade Metassedimentar	5	6	27	-	95	-	-	-	-	73	-	10	23	-	0.3	0.31	272	10	25.17	101	6
DR-54	Unidade Metassedimentar	12	32	33.1	0.07	103	12.9	1.33	2	2.22	67	0.5	0.3	118	0.05	0.9	0.73	175	0.6	16.33	88	71

ELEMENTOS TERRAS RARAS – UNIDADE METASSEDIMENTAR															
AMOSTRA	LITOTIPO	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
DR-13	Unidade Metassedimentar	22.3	50.4	5.08	18.4	3.2	1.02	2.86	0.46	2.59	0.52	1.45	0.22	1.5	0.2
DR-14B	Unidade Metassedimentar	58.5	103.7	11.99	43.9	8.2	0.79	7.7	1.12	6.63	1.35	3.86	0.55	3.4	0.51
DR-29	Unidade Metassedimentar	24.9	32.6	4.73	17.8	3.6	1.1	3.45	0.48	2.59	0.53	1.43	0.22	1.4	0.21
DR-35H	Unidade Metassedimentar	22.5	38.7	4.88	18.8	3.9	1.1	4.04	0.62	3.62	0.74	2.1	0.31	2.1	0.32
DR-36A	Unidade Metassedimentar	9.3	4.2	0.63	2.1	0.4	0.08	0.49	0.09	0.55	0.13	0.38	0.05	0.3	0.05
DR-36C	Unidade Metassedimentar	42.2	52.2	7.62	29.2	5.5	1.43	4.96	0.68	3.37	0.69	1.89	0.3	1.8	0.29
DR-40D	Unidade Metassedimentar	27.4	47.9	5.96	22.2	3.9	0.86	3.2	0.45	2.3	0.47	1.43	0.21	1.4	0.21
DR-45A	Unidade Metassedimentar	10.9	19.5	2.68	11.5	3.5	1.12	4.8	0.9	5.94	1.37	3.84	0.63	4	0.65
DR-37	Unidade Metassedimentar	9.6	13.9	2.27	10.2	3.2	1.08	4.14	0.74	4.6	1.02	2.89	0.43	2.7	0.4
DR-54	Unidade Metassedimentar	10.9	15	2.09	9.3	2.3	0.7	2.76	0.45	2.74	0.58	1.68	0.26	1.5	0.22