



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**O DEPÓSITO AURÍFERO PIABA NO FRAGMENTO
CRATÔNICO SÃO LUÍS (NW-MARANHÃO): PETROGRAFIA
DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS E FLUIDOS
MINERALIZADORES**

Dissertação apresentada por:

**SANEY CECÍLIO FERREIRA DE FREITAS
Orientador: Prof. Dr. Evandro Luiz Klein (UFPA)**

**BELÉM
2012**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

F866d Freitas, Saney Cecílio Ferreira de

O Depósito Aurífero Piaba no fragmento Cratônico São Luis (NW-Maranhão): petrografia das rochas hospedeiras e fluidos mineralizadores / Saney Cecílio Ferreira de Freitas; Orientador: Evandro Luiz Klein – 2012

xiv, 70 f.: il.

Dissertação (mestrado em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2012.

1. Ouro – minas e mineração. 2. Jazidas - Maranhão. 3. Petrologia. 4. Depósito Aurífero Piaba. I. Klein, Evandro Luiz, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22° ed.: 622.3422098121



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**O DEPÓSITO AURÍFERO PIABA NO FRAGMENTO
CRATÔNICO SÃO LUÍS (NW-MARANHÃO): PETROGRAFIA
DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS E FLUIDOS
MINERALIZADORES**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

SANEY CECÍLIO FERREIRA DE FREITAS

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA**

Data de Aprovação: 29 / 08 / 2012

Banca Examinadora:

Prof. EVANDRO LUIZ KLEIN
(Orientador - UFPA)

Prof. RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS
(Membro - UFPA)

Prof. FRANCISCO JAVIER RIOS
(Membro - CDTN/CNEN)

*À minha família:
Sávio, filho.
Amanda, esposa.
Maria Deuzarina, mãe.*

AGRADECIMENTOS

Faço aqui os meus sinceros agradecimentos a todos aqueles que deram alguns minutos e dias de suas vidas para que eu pudesse desenvolver e terminar esta dissertação.

À Universidade Federal do Pará – Instituto de Geociências, em especial ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, que forneceu todas as condições técnicas e estruturais para a confecção deste trabalho.

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de estudo.

À Luna Gold, detentora da permissão de lavra do Depósito Piaba, pela permissão e fornecimento de amostras de testemunhos, assim como as valiosas informações fornecidas gentilmente pelo Dr. Titus Haggan.

Ao Prof. Dr. Evandro Luiz Klein, paciente e atencioso orientador, que vem me assistindo desde meu último ano de graduação em 2008 e do qual tive a honra de receber um pouco de seu grande conhecimento geológico.

Aos Profs. Drs. Cláudio Lamarão, Netuno Villas, Rômulo Angélica e Hilton Túlio, pela ajuda prestada nas análises das amostras nos laboratórios (MEV, Raios – X e Microtermometria).

Ao Dr. Kazuo Fuzikawa (CDTN/CNEN) e Dra. Maria Sylvia Dantas (UFMG) pelo apoio com as análises Raman.

Aos meus colegas de graduação e pós-graduação Williams, Luís Daniel, Lívio, Ana Tayla e Gilberto, que foram bons companheiros ao longo desses anos de Universidade e continuam sendo ótimos colegas de profissão.

A toda minha família, especialmente minha esposa Amanda, meu filho Sávio, minha mãe Maria Deuzarina, minha tia Teresinha e meus irmãos Sandro, Sidney e Saulo, que são meus grandes amigos e incentivadores.

RESUMO

O depósito aurífero Piaba tornou-se, em 2010, a primeira mina em operação no Fragmento Cratônico São Luís, noroeste do Maranhão. Seu ambiente geológico compreende rochas metavulcanossedimentares do Grupo Aurizona e granitoides da Suíte Tromai, entre outras unidades menores, formadas em ambiente orogênico, de arcos de ilhas entre 2240 e 2056 Ma. A mineralização em Piaba se hospedou em um granodiorito granofírico fino (Granófiro Piaba) e em rocha subvulcânica andesítica do Grupo Aurizona. Os corpos de minério estão encaixados na falha Piaba de orientação ENE-WSW rúptil-dúctil e consistem em uma trama *stockwork* de veios e vênulas de quartzo com seus halos de alteração hidrotermal. O estudo petrográfico realizado em amostras obtidas em testemunhos de sondagem na zona mineralizada mostrou que as rochas hospedeiras do minério foram afetadas por intensa alteração hidrotermal, que provocou a transformação quase que por completo dessas rochas. Os produtos dessas modificações são minerais micáceos formados durante a sericitização e cloritização do granodiorito granofírico e da rocha andesítica, as quais ocorreram de forma pervasiva e fissural. Além disso, carbonatação, silicificação e sulfetação ocorreram em consequência da percolação de fluidos em condutos (fratura e falhas) ao longo da falha Piaba, formando as venulações. Esses últimos tipos aparentam estar associados com a precipitação do ouro. Estudos petrográficos, microtermométricos e por espectroscopia microRaman em grãos de quartzo das vênulas de uma zona *stockwork* definiram inclusões aquo-carbônicas bifásicas e trifásicas, produzidas por aprisionamento heterogêneo durante separação de fases, e fluidos aquosos tardios. O fluido aquo-carbônico, responsável pela mineralização, é composto por CO₂ (5 – 24 mol %, densidade de 0,96-0,99 g/cm³), H₂O (74 – 93 mol%), N₂ (≤1 mol%), CH₄ (≤1mol%) e 5,5% em peso equivalente de NaCl. O minério depositou a 267-302°C e 1,25-2,08 kbar, correspondendo a profundidades de 4 a 7 km. A composição e intervalo de P-T de atuação do fluido mineralizador, combinadas com o caráter redutor (log *f*O₂ -31,3 a -34,3) e a sulfetação das rochas hospedeiras, sugerem que o ouro foi transportado como um complexo sulfetado e que foi depositado em consequência da separação de fases, redução da atividade de enxofre e da *f*O₂ por interação fluido-rocha. Essas condições são consistentes com a formação do depósito em regime rúptil, portando em condições mesozonais a epizonais. Por comparação com outras ocorrências auríferas similares já estudadas na região, as características geológicas e do fluido permitem atribuir a classe de depósitos de ouro orogênico para Piaba.

Palavras – chave: Ouro – minerais e mineração, Jazidas – Maranhão, Petrologia, Depósito aurífero Piaba.

ABSTRACT

The Piaba gold deposit became, in 2010, the first gold mine in operation in the São Luís Cratonic Fragment, northwestern of the State of Maranhão, Brazil. The tectonic setting comprises the metavolcano-sedimentary rocks of the Aurizona Group and the granitoids of the Tromaí Intrusive Suite, along with minor units. All these rocks formed in island arc setting between 2240 and 2056 Ma. Gold mineralization at Piaba is hosted in a fine-grained granophyric granodiorite (Piaba Granophyre) and in a subvolcanic andesitic rock belonging to the Aurizona Group. The ore bodies are hosted in the Piaba fault, which is an ENE-WSW-trending brittle-ductile structure. These ore bodies consist of stockwork veins and veinlets and their hydrothermal haloes. The petrographic study was undertaken in drill cores of the mineralized zone. This study has shown that the host rocks have been affected by strong hydrothermal alteration that provoked intense mineralogical transformations of the rocks. The most prominent alteration processes have been the sericitization and chloritization of the host rocks, occurring in pervasive and fissure-filling modes. In addition, carbonatization, silicification and sulfidation occurred in response to fluid flow and veining along fractures and small faults associated with the Piaba fault. These latter types of alteration appear to be associated with gold precipitation. Petrographic, microthermometric and Raman microspectroscopic studies have been undertaken in quartz from mineralized veins from a stockwork zone. These studies identified two and three phase aqueous-carbonic fluid inclusions that have been interpreted as produced by heterogeneous trapping during immiscible phase separation. Late aqueous inclusions have also been identified. The mineralizing aqueous-carbonic fluid is composed of CO₂ (5 – 24 mol%, density of 0.96-0.99 g/cm³), H₂O (74 – 93 mol%), N₂ (≤1 mol%), CH₄ (≤1mol%), and has 5.5 wt. % NaCl equivalent. The gold ore deposited at 267-302°C and 1.25-2.08 kbar, corresponding to depths of 4 to 7 km. Fluid composition and the P-T interval of the mineralizing fluid, its relatively reduced character (log f_{O_2} -31.3 to -34.3), and the strong sulfidation of the host rocks indicate that gold has been transported as a sulfur complex and was deposited in response to phase separation and lowering of f_{O_2} and of the sulfur activity during fluid-rock interaction. These conditions are consistent with the brittle regime and mesozonal to hypozonal conditions. Comparing the geological and fluid P-T-X characteristics of Piaba with those of other gold prospects already investigated in the same region, it is possible to define Piaba as an orogenic gold deposit.

Key words: Gold – minerals and mining, Maranhão, Petrology, Piaba auriferous deposit.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 – Localização da vila de Aurizona no Município de Godofredo Viana - Maranhão, onde se localiza o depósito Piaba e os principais acessos rodoviários à área	2
Figura 1.2 - Mapa geológico simplificado do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. A geologia do polígono que contém a vila de Aurizona é detalhada na Figura 1.3.....	4
Figura 1.3 - Mapa geológico da Folha Cândido Mendes, na porção central do Fragmento Cratônico São Luís. (As unidades Diabásio Laranjal e as Formações Superficiais Intempéricas não estão representadas). A Suíte Tracuateua aflora a oeste desta área (vide Fig. 1.2).....	12
Figura 1.4 – Sumário das idades de cristalização (barras brancas) e idades modelo Sm-Nd (barras pretas) dos eventos magmáticos reconhecidos no Fragmento Cratônico São Luís.....	14
Figura 1.5 – Modelo evolutivo esquemático para as rochas do Fragmento Cratônico São Luís e borda retrabalhada do Cinturão do Gurupi.....	15
Figura 1.6 – Mapa geológico simplificado da porção norte do Fragmento Cratônico São Luís e localização dos depósitos e ocorrências minerais da região, incluindo Piaba.	17
Figura 2.1 – Localização do depósito Piaba e demais jazimentos auríferos, em relação à falha Piaba.....	22
Figura 2.2 – geológica do depósito Piaba, mostrando a localização de furos de sonda e seus teores médios.....	23
Figura 2.3 – Fragmentos de testemunhos de sondagem da rocha hospedeira menos alterada (A) e porção cinza com presença de sulfetos (B).....	24
Figura 2.4 – Fotomicrografias da rocha hospedeira, com porção menos alterada (A) com textura granofírica preservada presente em algumas amostras (B e D); em (C) ilmenita em treliça.....	25

Figura 2.5 – (A) Testemunho de sondagem de possível andesito basáltico muito alterado, recortado por fraturas preenchidas por material carbonoso (a porção brilhante no centro da foto é reflexo do flash da câmera fotográfica). (B) Rocha laminada, possível tufito..... 26

Figura 2.6 – Exemplos da silicificação no depósito Piaba. (A) Veio de quartzo leitoso com aglomerado de pirita grossa. (B) Veio centimétrico cortando zona sulfetada. (C) Bolsões de quartzo em rocha alterada fina. (D) Veios e vênulas de quartzo em trama stockwork em afloramento (Klein et al. 2008a). (E e F) Testemunhos de sondagem com veios de quartzo e pirita; (G) vênula de quartzo com textura em pente e fratura preenchida por mica branca; (H) veio de quartzo fraturado com cristais de pirita. qtz: quartzo – py: pirita – ms: mica branca (sericita).....28

Figura 2.7 – Formas texturais dos sulfetos: (A) cristais de pirita aglomerados em veio de quartzo; (B e C) preenchendo fraturas da rocha hospedeira; (D) cristais euédricos e subédricos de pirita disseminados e em fratura; (E) pirita substituindo ilmenita; e (F) cristais compostos de calcopirita e pirita disseminados na rocha hospedeira, juntamente com ilmenita. Abreviaturas: qtz: quartzo – py: pirita – ccp: calcopirita; ilm: ilmenita..... 30

Figura 2.8 – Amostras de mão (A e B) e Fotomicrografias (C-F) mostrando produtos e aspectos texturais provocados pela alteração sofrida pelas rochas hospedeiras. (A e C) granodiorito granofírico com forte sericitização; (B) cloritização, tons esverdeados; (D, E e F) ocorrência lado a lado de grãos de clorita, sericita e pirita em porção alterada py – pirita, qtz – quartzo, cl – clorita e ms – mica branca (sericita)..... 31

Figura 2.9 – Fotomicrografias sob luz refletida NC// mostrando a associação mineral pirita (py), carbonato (cb) e ouro (Au)..... 32

Figura 2.10 – Imagem de elétrons retroespalhados mostrando grande grão de pirita com disseminações de ouro (Tabela 1) e três grãos de ouro (branco). 1 – Pirita; 2 – Pirita; 3 – Calcopirita e 4 – Ouro 33

Figura 4.1 - A) Mapa de localização e (B) mapa geológico simplificado da porção norte do Fragmento Cratônico São Luís com localização das principais ocorrências auríferas e do depósito de Piaba 42

Figura 4.2 – (A) Mapa geológico simplificado do depósito Piaba, com a locação do furo 204, abordado neste estudo. (B) Seção geológica do depósito (localização na figura A) mostrando a localização de furos de sonda e teores médios de interseções mineralizadas 44

Figura 4.3 – Testemunhos de sondagem e fotomicrografias das rochas hospedeiras. (A) Rocha vulcânica cloritizada e (B) Granodiorito granofírico, com porção menos alterada, onde maclas de feldspatos se encontram preservadas (C) e textura granofírica preservada em alguns pontos em amostras brechadas (D). qtz: quartzo; fds: feldspato e ser: sericita 46

Figura 4.4 – Aspecto macroscópico do tufo (A) sem alteração hidrotermal e (B) com vênulas de carbonato. Detalhe microscópico com sulfetos e carbonatos ocupando fraturas e espaços entre as camadas (C e D). ccp: calcopirita; ilm: ilmenita; cb: carbonato; qtz: quartzo; py: pirita 47

Figura 4.5 – Imagens macro e microscópicas mostrando forma, modo de ocorrência e associação mineral no depósito de Piaba. (A e B) Veios de quartzo com sulfetos; (C e D) ouro em associação: Au + py + cb; (E e F) Associação de alteração: sulfetação + cloritização. Au: ouro; qtz: quartzo; py: pirita; ms: muscovita; cl: clorita e cb: carbonato 49

Figura 4.6 – Imagens mostrando tipos de inclusões fluidas em veios de quartzo (A) com suas diversas formas, tamanhos e modos de distribuição. Inclusões tipo I (D), tipo II (B, E e F) e III (C) 52

Figura 4.7 – Espectro obtido a partir de espectroscopia microRaman mostrando a presença de CH₄ e N₂ nas fases voláteis das inclusões 53

Figura 4.8 – Histogramas de frequência mostrando a relação das temperaturas de fusão (A) e homogeneização (B) do CO₂ em inclusões aquo-carbônicas 54

Figura 4.9 – Histogramas de frequência mostrando relação e distribuição das inclusões aquo-carbônicas. (A) temperaturas de homogeneização final e temperaturas de fusão do clatrato nas IFs tipo I e II 54

Figura 4.10 - Histogramas de frequência mostrando a distribuição e variações nas medidas microtermométricas da fusão do eutético (A) e fusão do gelo (B), nas inclusões aquosas 55

Figura 4.11 – Diagrama mostrando ausências de correlação entre temperatura de homogeneização final (T_{HF}) e salinidade das inclusões aquo-carbônicas dos tipos I (Bifásicas) e II (Trifásicas) 57

Figura 4.12 – Diagrama mostrando a estimada condição de P-T para mineralização em Piaba. A curva tracejada do solvus para os sistema $CO_2-H_2O-NaCl$ (10 mol % CO_2 e 6% NaCl) é de Bowers e Helgeson (1983) 59

Figura 4.13 – Diagrama T- fO_2 mostrando a condição redox estimada para a mineralização em Piaba em relação aos tampões sólidos e líquidos (referências em Ohmoto e Goldhaber 1997). Py = pirita, Po = pirrotita, H = hematita, M = magnetita 59

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Resultados obtidos por análise pontual semi-quantitativa (MEV/EDS)	33
Tabela 4.1. Composição das fases voláteis de inclusões Tipo I do depósito Piaba, com base em análises microtermométricas e por microespectrometria Raman	58
Tabela 4.2 – Relação dos depósitos auríferos do Fragmento Cratônico São Luís (Klein et al. 2005b*)	61

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.3 ESTADO DA ARTE	3
1.3.1 Contexto geotectônico	3
1.3.2 Litoestratigrafia do Fragmento Cratônico São Luís	5
1.3.3 Aspectos estruturais do Fragmento Cratônico São Luís	13
1.3.4 Evolução geológica do Fragmento Cratônico São Luís	14
1.3.5 Metalogênese do ouro no Fragmento Cratônico São Luís	16
1.3.5.1 Modelo metalogenético vigente	21
2 DEPÓSITO PIABA	22
2.1 ESTRUTURA	22
2.2 ROCHAS HOSPEDEIRAS	24
2.3 ALTERAÇÃO HIDROTÉRMAL E MINERALIZAÇÃO	27
3 METODOLOGIA	34
3.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	34
3.2 MATERIAIS E MÉTODOS UTILIZADOS	34
3.3 PETROGRAFIA	35
3.4 ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS	35
3.4.1 Petrografia	35
3.4.2 Microtermometria	36
3.4.3 Microespectroscopia Raman	36
3.4.4 Redução, integração e interpretação dos dados	37
4 ARTIGO CIENTÍFICO	38
4.1 INTRODUÇÃO	40
4.2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	41
4.3 GEOLOGIA DO DEPÓSITO PIABA	43

4.3.1 Rochas encaixantes e hospedeiras	43
4.3.2 Alteração hidrotermal	47
4.4 ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS	50
4.4.1 Procedimentos analíticos	50
4.4.2 Petrografia, classificação e distribuição das inclusões	51
4.4.3 Microtermometria e microespectroscopia Raman	53
4.5 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DAS INCLUSÕES FLUIDAS	56
4.5.1 Composição e densidade	56
4.5.2 Origem das inclusões fluidas (separação de fases)	56
4.5.3 O efeito do CH ₄ e N ₂	58
4.5.4 P-T-fO ₂	58
4.6 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	60
4.7 AGRADECIMENTOS	61
4.8 REFERÊNCIAS	62
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	65
REFERÊNCIAS	67

1 INTRODUÇÃO

O Fragmento Cratônico São Luís, NW do Maranhão-NE do Pará, destaca-se por possuir importantes ocorrências auríferas identificadas já no século XVII, e que até os dias de hoje são alvos de atividade garimpeira, especialmente em ocorrências secundárias, aluvionares e supergênicas. Mais recentemente, empresas de mineração têm desenvolvido trabalhos exploratórios, o que permitiu a descoberta, entre outros, do depósito Piaba e o início de sua operação, no ano de 2010, como a primeira mina de ouro nesta área cratônica e no estado do Maranhão. O depósito Piaba localiza-se próximo à vila de Aurizona, no município de Godofredo Viana – MA (Fig. 1.1). Possui reservas medidas e indicadas de 78 milhões de toneladas a 1,26 g/t, e inferidas de 15,2 milhões de toneladas a 1,47 g/t de ouro, totalizando recursos da ordem de 100 t Au (Luna Gold, 2012).

Já existem estudos genéticos para algumas ocorrências auríferas do Fragmento Cratônico São Luís, como nos garimpos Caxias, Areal e Pedra de Fogo, em que aspectos da alteração hidrotermal foram descritas e as características físico-químicas dos fluidos mineralizadores investigadas com base em inclusões fluidas e isótopos estáveis (Klein & Fuzikawa, 2005; Klein et al. 2000; 2002, 2005a). Em Piaba, até o momento, somente o minério oxidado (supergênico) foi alvo de investigação (Souza, 2001), porém ainda nada se conhece sobre a gênese do minério primário. Uma contribuição ao entendimento do processo mineralizador deste depósito é, portanto, a proposta global desta dissertação de Mestrado.

A dissertação está estruturada na forma de um artigo científico, corpo principal da monografia, contendo os resultados alcançados e as interpretações e conclusões deles advindos. Esse artigo é precedido por capítulos que abordam em maior detalhe os métodos empregados no estudo e o estado da arte do conhecimento geológico e metalogenético da região em que se localiza o depósito Piaba, temas que foram abordados de forma sintética no artigo científico; e é sucedido por texto conclusivo.

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

O depósito Piaba está localizado na porção norte do Fragmento Cratônico São Luís, nas adjacências da vila de Aurizona, município de Godofredo Viana-MA. O acesso rodoviário à área, a partir de Belém, é feito pela rodovia BR316 até a localidade de Quatro Bocas no Maranhão, a partir de onde, ruma-se para o norte pela rodovia MA206 até Luís Domingues e, então, pela MA101 até Godofredo Viana (Fig. 1.1).

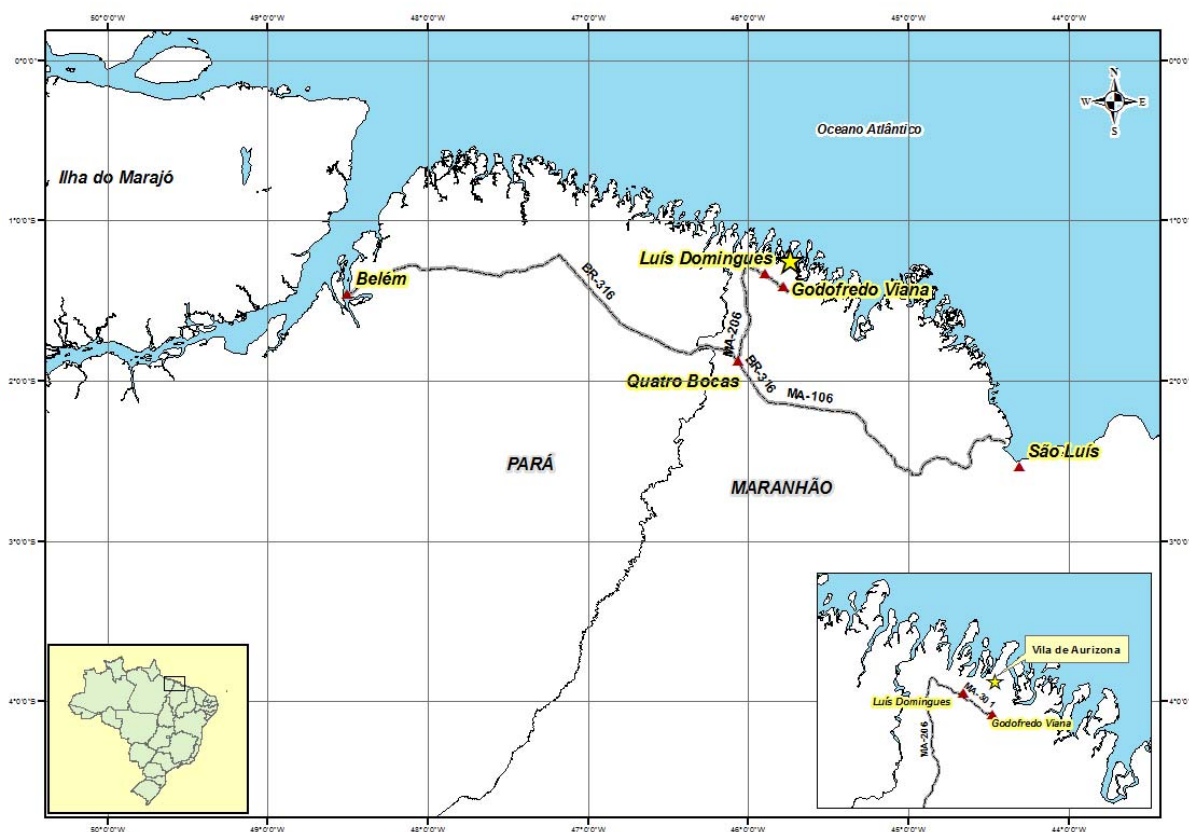


Figura 1.1 – Localização da vila de Aurizona no Município de Godofredo Viana - Maranhão, onde se localiza o depósito Piaba e os principais acessos rodoviários à área.

1.2 OBJETIVOS

O depósito aurífero Piaba, considerado o mais importante atualmente no Fragmento Cratônico São Luís, ainda não dispõe de descrição consistente sobre alguns de seus aspectos geológicos e genéticos: tipo de rocha encaixante e hospedeira, mineralogia hidrotermal e do minério, sítio de deposição do ouro, condições de deposição do minério e fontes dos fluidos, possíveis transportadores dos componentes do minério.

Sabe-se que a principal rocha hospedeira é um granitoide de textura granofírica, granulação fina e coloração cinza, que foi denominado genericamente de granófiro pela empresa que efetuou os primeiros estudos deste depósito (Lopes, 2000) e definido informalmente como Granófiro Piaba em mapa da CPRM-Serviço Geológico do Brasil (Klein et al. 2008a).

Deste modo, visando contribuir com o conhecimento desse depósito, esta dissertação propõe os seguintes objetivos específicos:

- 1) caracterizar as rochas hospedeiras e encaixantes imediatas da mineralização;

- 2) conhecer o efeito provocado pela alteração hidrotermal nessas rochas (mineralogia hidrotermal e de minério, texturas); e
- 3) caracterizar os fluidos responsáveis por essa alteração e pela deposição do ouro, no que se refere aos seus aspectos físico-químicos (temperatura, pressão, composição).

1.3 ESTADO DA ARTE

1.3.1 Contexto geotectônico

A área de estudo está localizada na província estrutural do Parnaíba (Hasui et al. 1984) e se concentra na porção norte do Fragmento Cratônico São Luís, que é margeado ao sul e sudoeste pelo Cinturão do Gurupi (Fig. 1.2). Esses dois domínios geotectônicos foram definidos a partir de estudos geocronológicos baseados nos métodos Rb-Sr (idade convencional) e K-Ar em minerais (Hurley et al. 1967; Almeida et al. 1976) que mostraram a existência de dois domínios distintos, um com rochas paleoproterozoicas e outro com rochas cujos sistemas isotópicos Rb-Sr e K-Ar refletem imposição de evento(s) no Neoproterozoico. Os domínios foram definidos como Cráton São Luís e Cinturão Gurupi, respectivamente, por Almeida et al. (1976). Posteriormente, considerando que São Luís é na verdade um fragmento do Cráton Oeste Africano que permaneceu no continente Sul-americano após a quebra do supercontinente Pangea (Torquato e Cordani, 1981; Lesquer et al. 1984; Klein & Moura 2008), passou a ser utilizada a denominação Fragmento Cratônico São Luís (Klein et al. 2008b; Vasquez et al. 2008).

O Fragmento Cratônico São Luís e o Cinturão Gurupi são limitados pela zona de cisalhamento Tentugal (Hasui et al. 1984), além dos outros limites encobertos por sedimentação fanerozoica (Fig.1.2). O Fragmento Cratônico São Luís é tido como parte de um orógeno maior, predominantemente acrescionário, com evolução no Riáciano entre 2240 e 2056 Ma (Klein et al. 2008b), mas com uma fase colisional desenvolvida há 2100 Ma (Klein et al. 2005a; Palheta et al. 2001).

O Cinturão do Gurupi corresponde a uma faixa alongada segundo a direção NW-SE, com extensão aflorante aproximada de 160 km de comprimento e 50 km de largura, que ocorre a sudoeste da zona de cisalhamento Tentugal. É um cinturão plutônico-metamórfico composto por sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares, gnaisses e várias gerações de granitoides. Os litotipos presentes neste cinturão incluem unidades de

embasamento, parte da borda cratônica retrabalhada e poucas unidades conhecidas geradas durante a orogenia neoproterozoica que formou o cinturão.

Considerando que, por definição, o Fragmento Cratônico São Luís representa a porção de rochas pré-cambrianas não afetadas por eventos no Neoproterozoico, e que o depósito Piaba localiza-se na área cratônica bem distante da zona limítrofe entre o fragmento cratônico e o Cinturão Gurupi, não é esperada nenhuma influência dos eventos do Neoproterozoico na área do depósito. Portanto, somente a geologia e evolução do Fragmento Cratônico São Luís serão abordadas a seguir.

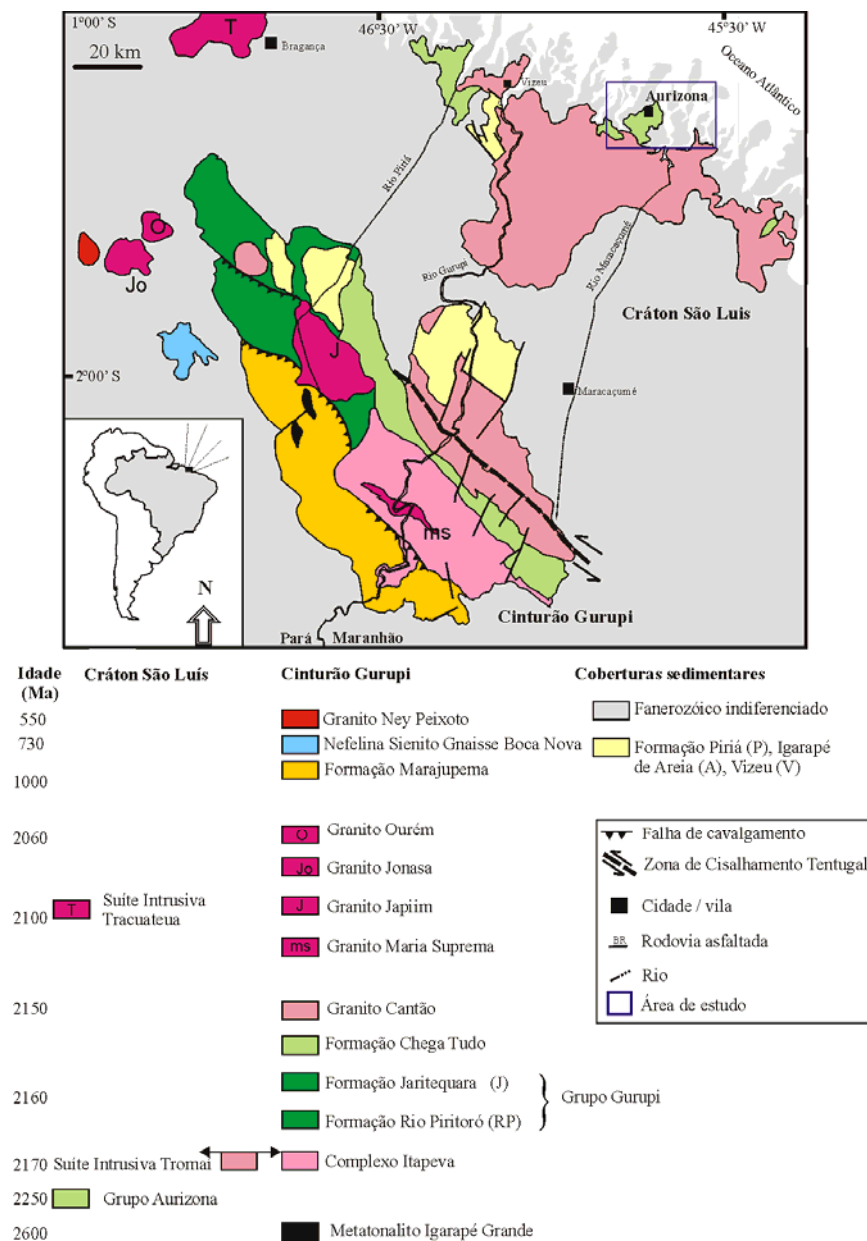


Figura 1.2 - Mapa geológico simplificado do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. A geologia do polígono que contém a vila de Aurizona é detalhada na Figura 1.3.

Fonte: Adaptado de (Pastana, 1995; Almeida et al. 2000; Klein et al. 2005c)

1.3.2 Litoestratigrafia do Fragmento Cratônico São Luís

O Fragmento Cratônico São Luís é composto por uma sequência metavulcanossedimentar e diversas gerações de granitoides e de rochas vulcânicas (Pastana, 1995; Costa, 2000, Klein et al. 2008b) (Figs. 1.2 e 1.3). Um sumário das características litológicas, estruturais, químicas e idade das unidades litoestratigráficas pré-cambrianas conhecidas é apresentado a seguir.

Grupo Aurizona

Corresponde à sequência supracrustal de origem metavulcanossedimentar (Pastana, 1995) que contém as rochas mais antigas do fragmento cratônico (Klein et al. 2005a). Estruturalmente, as rochas possuem alinhamento preferencial na direção NE-SW (Fig. 1.3). O grupo é composto por xistos de naturezas diversas, quartzitos, *metachert* e rochas metavulcânicas e metapiroclásticas, metamorfisados em condições de fácies xisto-verde e localmente anfíbolito (Pastana, 1995; Klein et al. 2008a). Estudos geocronológicos por evaporação de Pb em zircão dataram a deposição dos protólitos vulcânicos deste grupo em 2240 ± 5 Ma (Klein & Moura, 2001), que juntamente com dados de isótopos de Nd, padrões de ETR e de outros elementos traços, foram interpretados como compatíveis com ambiente orogênico ligado a arcos de ilha (Klein et al. 2009). Klein et al. (2008a) subdividiram o grupo em três formações (Fig. 1.3).

Formação Pirocaua: Contemplam as rochas piroclásticas e vulcânicas ácidas metamorfisadas, como metatufo félsico/riolítico, tufo cinerítico e aglomerados vulcânicos. São rochas de coloração acinzentada, em grande parte, além de mostrar tons rosados e cinza escuro com uma foliação bem visível (Klein et al. 2008a).

Formação Matará: segundo Klein et al. (2008a), são rochas vulcânicas básicas e ultrabásicas, nas quais são verificados anfíbolitos, metabasaltos, tremolita xisto e talco-tremolita xisto. São rochas de coloração cinza-escuro a preta, com porções esverdeadas frequentes, de granulação fina e com xistosidade característica.

Os metabasaltos são xistos de matriz fina rica em actinolita e actinolita-tremolita. Essa matriz possui manchas brancas compostas por clorita, epidoto, zoisita e em menor quantidade sericita.

Os tremolita-xistos e talco-tremolita xistos possuem textura decussada, com cristais de tremolita entrecruzados, localmente substituídos por clorita, e interstícios preenchidos por agregados de zoizita, talco, titanita e clorita.

As rochas metabásicas e as metaultrabásicas apresentam características metamórficas de baixo a médio grau, de fácies xisto verde a epidoto-anfibolito e paragênese clinozoizita-actinolita/tremolita.

Em menores quantidades, estão os anfibolitos, que se caracterizam pelos seus longos cristais de hornblenda dispostos radialmente e interstícios ocupados por grãos de quartzo, além de plagioclásio e raros opacos.

Formação Ramos: É a formação que agrega as rochas metassedimentares do Grupo Aurizona, em que os tipos petrográficos predominantes são quartzitos, xistos com quartzo e/ou muscovita e/ou clorita, filito, filito grafitoso, metachert, metarenito e grauvaça lítica.

Os xistos e os filitos possuem coloração variada, de ocre a esverdeada, granulação fina nos filitos e média nos xistos. Ambas possuem foliações definidas por minerais micáceos como muscovita e biotita. Muitos desses xistos e filitos são grafitosos e quartzosos oriundos de protólito pelítico.

Os quartzitos e metarenitos possuem coloração esbranquiçada, granulação média a fina e possuem como estruturas xistosidade e bandamento. Seus principais constituintes são quartzitos puros, que são compostos quase totalmente por quartzo recristalizado com pequenas porções de muscovita e opacos; os quartzitos ferruginosos com pequenas e médias quantidades de hematita; e por fim os quartzitos manganésíferos.

Os *metachert* são rochas laminadas a finamente bandadas definidas pela mudança do tamanho dos grãos de quartzo e na concentração de opacos; além disso, possuem textura granoblástica (Klein et al. 2008a).

Granófiro Piaba

Reconhecido primeiramente pela Mineração Aurizona S.A (1995) e designado posteriormente por Klein et al. (2008a) como Granófiro Piaba (Fig. 1.3), é um granitoide de granulação fina, com textura granofírica e composição tonalítica a granodiorítica. Este corpo granitoide hospeda a importante mineralização aurífera objeto deste estudo. Este litotipo se encontra, em parte, foliado em função de ter sido seccionado pela falha Piaba, que também deformou as rochas do Grupo Aurizona.

Para este granitóide foi determinada idade de 2214 ± 3 Ma (Klein et al. 2008a) pelo método da evaporação de chumbo em zircão. Esta idade concorda com o seu caráter intrusivo na sequência metavulcanossedimentar do Grupo Aurizona com idade de 2240 Ma.

Unidade Vulcânica Serra do Jacaré

Segundo Klein et al. (2008a), esta unidade (Fig. 1.3) corresponde às rochas vulcânicas e subordinadamente vulcanoclásticas de composições ácidas, intermediárias e básicas. É composta pelos seguintes litotipos: dacito pórfiro, andesito/basalto, tufo e brecha vulcânica. Essas rochas possuem coloração variando do cinza claro ao cinza escuro e macroscopicamente não estão deformadas.

Os dacitos possuem textura porfirítica, com fenocristais de quartzo e plagioclásio dispersos em matriz quartzo-feldspática fina a microcristalina. Já os dacitos/andesitos apresentam também fragmentos líticos ao lado de fenocristais de plagioclásio e, em menores quantidades, de quartzo com formas cuspidadas.

Os tufos líticos e brechas são compostos por fragmentos angulosos de dacito porfirítico e, subordinadamente, de tufo, em meio a uma matriz quartzo-feldspática rica em clorita e calcita.

Para esta unidade foi determinada uma idade de 2164 ± 3 Ma, obtida pelo método da evaporação de Pb em cristais de zircão (Klein et al. 2009). As rochas tholeiíticas andesíticas são rochas cálcico-alcálica de médio e alto-K. Com base nos dados químicos e em isótopos de Nd, Klein et al. (2009) interpretaram a unidade como formada em arco maduro ou margem continental ativa a partir de protólitos juvenis com alguma contribuição de material paleoproterozoico mais antigo.

Suíte Intrusiva Tromai

É a unidade aflorante dominante no fragmento cratônico (Fig. 1.3). É formada por tonalitos portadores de anfibólio ou biotita, apresentando também granodioritos e granitos, predominantemente portadores de biotita (Pastana, 1995; Klein et al. 2008a). Esta suíte é representada pelos seguintes granitoides: Tonalito Cavala, Granodiorito Igarapé Bom Jesus e Granito Areal (Fig. 1.3), do mais primitivo ao mais evoluído (Klein et al. 2008a).

O *Tonalito Cavala* forma corpos batolíticos. Em geral, aparecem como blocos decimétricos a métricos, rolados, e raros lajeiros. São rochas de coloração escura, com tons

cinza e esverdeado, granulação média a grossa, equigranulares a inequigranulares, com pequenas porções porfíricas. Possuem aspecto maciço, entretanto, em vários pontos foliações magmáticas estão presentes e algumas desenvolveram estruturas protomiloníticas a miloníticas quando seccionadas por zonas de cisalhamento discretas.

Petrograficamente, as composições modais posicionam-se predominantemente nos campos do tonalito e quartzo-diorito, com variações raras nos campos do diorito, quartzo-monozodiorito e granodiorito. São constituídas por plagioclásio (40-55%), quartzo (5-25%) e anfibólio (10-35%), e em quantidades subordinadas feldspato alcalino (<5%). Orto e clinopiroxênio foram identificados em concentrações de 30% em amostra diorítica/gabroica, talvez de um termo mais primitivo, pouco diferenciado ou cumulático da série (Klein et al. 2008a).

O *Granodiorito Igarapé Bom Jesus* também ocorre em batólitos e as rochas são de coloração cinza escura, com variações rosadas e esverdeadas. Possuem granulação média, equigranular e porfírica, podendo chegar a inequigranular grossa; a textura predominante é granular hipidiomórfica, formada pelo arranjo de prismas subédricos a euédricos de plagioclásio e de feldspato alcalino, além de quartzo anédrico e agregados de minerais máficos.

Segundo Klein et al. (2008a), a composição é predominantemente granodiorítica, com variações para tonalítica, monzogranítica e, subordinadamente, quartzo-monozodiorítica. Tem plagioclásio (40-50%), quartzo (20-30%), feldspato alcalino (20%) como os minerais essenciais e a biotita como máfico predominante (4-15%).

O *Granito Areal* forma pequenos corpos maciços, exceto quando cortados por raras zonas de cisalhamento. Petrograficamente, apresentam-se como rochas equigranulares a inequigranulares finas de coloração rosa. Como minerais essenciais foram observados microclínio (30-50%), plagioclásio (25-40%) e quartzo (20-30%) (Klein et al. 2008a).

Os três tipos foram datados, principalmente por evaporação de Pb em zircão, mas também pelo método U-Pb SHRIMP em zircão (Klein & Moura, 2001, 2003, Klein et al. 2008b). Os resultados indicaram idades de cristalização entre 2168 ± 4 Ma e 2149 ± 4 Ma para as rochas da suíte.

Klein et al. (2008b) definiram a Suíte Intrusiva Tromaiá como uma suíte magmática cálcico-alcalina expandida, que segue um trend enriquecido em sódio, com raros termos máficos, e predominantemente intermediária a ácida, metaluminosa a fracamente peraluminosa, de baixo a alto potássio. Os mesmos autores, com base na associação de rochas, geoquímica, geocronologia e isótopos de Nd entendem que a suíte se formou a partir

de magmas derivados de protólitos juvenis (placa oceânica, cunha do manto, sedimentos subductados) modificados por cristalização fracionada. Também interpretaram o ambiente tectônico como arcos de ilhas intraoceânicos, possivelmente transicionais para margem continental.

Formação Rio Diamante

De distribuição limitada (Fig. 1.3), foi definida por Klein et al. (2008a) e é composta por rochas vulcânicas ácidas que formam predominantemente derrames e, em menor quantidade, depósitos vulcanoclásticos. Ocorrem como rochas maciças, mas pontualmente mostram estruturas de fluxo sub-horizontais, que são realçadas nas porções mais intemperizadas. Fraturas e zonas de cisalhamento rúptil são bastante comuns nos afloramentos.

São rochas de coloração cinza-escura, com tonalidades esverdeadas a azuladas e texturalmente são porfíricas. Com base na composição dos fenocristais, essas rochas foram classificadas como riolitos e dacitos, além de tufos dacíticos.

Dados geocronológicos obtidos em zircão de dacito pórfiro desta formação, forneceram idade de cristalização de 2160 ± 7 Ma e os dados de isótopos de Nd indicam protólitos paleoproterozoicos com mínima contribuição arqueana na geração dos magmas da unidade (Klein et al. 2009). Os mesmos autores determinaram uma assinatura química cálcico-alcalina metaluminosa de médio-K e interpretaram o ambiente tectônico de formação como sendo margem continental.

Suíte Intrusiva Tracuateua

A Suíte Intrusiva Tracuateua (Lowell, 1985; Costa, 2000; Palheta, 2001) aflora em pequena janela entre coberturas fanerozoicas na porção oeste do Fragmento Cratônico São Luís (Fig. 1.2). Consiste em sienogranitos e monzogranitos de granulação variada e seriada, maciços a foliados quando cortados por zonas de cisalhamento. São constituídos por quartzo, microclínio, plagioclásio, muscovita e biotita, tendo minerais opacos, zircão, apatita, rutilo e granada como fases acessórias. Os granitoides apresentam enclaves de xistos, gnaisses e migmatitos e são cortados por aplitos e pegmatitos com quartzo, muscovita, albita, turmalina, berilo e molibdenita (Lowell, 1985).

Lowell (1985) definiu a unidade como fortemente peraluminosa, tipo-S e descreveu efeitos tardios de albitização, feldspatização e graisenização. Palheta (2001) efetuou datação em zircão pelo método de evaporação de Pb, obtendo idades de 2086 ± 10 Ma e 2091 ± 5 Ma para a unidade. O mesmo autor determinou idades modelo (T_{DM}) Sm-Nd de 2,31 a 2,50 Ga, com valores de $\epsilon Nd(t)$ entre -1,33 e +1,15, o que demonstra a participação de crosta mais antiga na geração dos magmas.

Granito Negra Velha

Corresponde a dois corpos graníticos (Fig. 1.3) com rochas de coloração rósea a acinzentada, textura porfírica e granulação média a grossa que eram, anteriormente, englobados no Granito Areal, mas que apresentam características petrográficas, assinatura geoquímica e idades entre 2056 e 2076 Ma (Klein et al. 2008b) distintas da Suíte Intrusiva Tromai.

A composição monzogranítica é predominante, também ocorrendo a sienogranítica e quartzo-monzonítica. Os minerais essenciais são: feldspato alcalino (30-45%), plagioclásio (25-35%) e quartzo (20-25%). A biotita e o anfibólio são os máficos mais abundantes, ambos em quantidades inferiores a 10%.

O Granito Negra Velha apresenta assinatura fortemente evoluída, alcalina, com enriquecimentos em Rb-Ba-Sr que lembram as associações shoshoníticas, o que, juntamente com a idade, levou Klein et al. (2008b) a interpretar a unidade como pós-orogênica.

Unidade Vulcânica Rosilha

De acordo com Klein et al. (2008a), que cartografaram tentativamente um pequeno corpo da unidade (Fig. 1.3), trata-se de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas semelhantes às rochas da Formação Rio Diamante. Apesar das semelhanças, a unidade Vulcânica Rosilha difere pela predominância de corpos tufáceos e pelas diferenças geoquímicas, idade e composição isotópica do Nd (Klein et al. 2009).

As rochas da unidade foram classificadas petrograficamente como riolito, dacito, tufo lítico e tufo de cristal. Os riolitos e dacitos são rochas de cor cinza e porfíricas, com fenocristais de plagioclásio, que localmente estão substituídos por sericita, epidoto, clorita e calcita. Já os tufos líticos possuem textura fragmentária definida por fragmentos de rocha vulcânica e de fenocristais de plagioclásio (70%) e quartzo (30%) em uma matriz quartzo-

feldspática microcristalina. Os tufos de cristal possuem texturas de difícil definição, porfírica ou fragmentária. Apresentam fenocristais de quartzo e plagioclásio, localmente feldspato alcalino e biotita, em meio a uma matriz quartzo-feldspática microscópica (Klein et al. 2008a).

Dados químicos em rocha total definiram a unidade como cálcico-alcalina de médio-K e fracamente peraluminosa. Embora imprecisa, uma idade próxima a 2068 Ma, determinada por evaporação de Pb em zircão, foi atribuída a essa unidade, assim como idades modelo Sm-Nd de 2,42 e 2,50 Ga (Klein et al. 2009). Esse conjunto levou os autores a interpretar a unidade como gerada a partir do retrabalhamento de protólitos crustais e ser associada ao mesmo evento em que foi colocado o Granito Negra Velha.

Microtonalito Garimpo Caxias

Segundo Klein et al. (2008a), corresponde à rocha hospedeira do minério aurífero do Garimpo Caxias (Fig. 1.3). Klein et al. (2002) procuraram fazer uma classificação mais específica para esta rocha e a descreveram como sendo uma rocha equigranular, maciça, mas com certa orientação quando cortada por zonas de cisalhamento. Sua coloração varia de cinza azulada a verde, quando afetada por hidrotermalismo. Mineralogicamente é composta por plagioclásio, quartzo, pouco feldspato alcalino e biotita.

Em suas porções mais alteradas hidrotermalmente, o plagioclásio é de difícil identificação, pois está quase inteiramente pseudomorfizado e recoberto por carbonato, sericita e epidoto. Os minerais de alteração são o epidoto, sericita, carbonato e pirita, e como acessórios primários estão zircão e apatita.

Ainda no estudo de Klein et al. (2002) foi determinada, pelo método da evaporação de Pb em monocristais de zircão, idade de 1985 ± 4 Ma para esta unidade, sendo esta posicionada no período Orosiriano da era Paleoproterozoica.

Unidades Fanerozoicas

Além das unidades pré-cambrianas descritas acima, relacionadas com a evolução orogênica e metalogenética do Fragmento Cratônico São Luís, ainda ocorrem na região, diques básicos mesozoicos, reunidos na unidade Diabásio Laranjal (Costa et al. 1977; Klein et al. 2008a); restos de rocha carbonáticas relacionadas por Costa et al. (1977) à Formação Alcântara; as coberturas sedimentares do Grupo Barreiras; formações superficiais intempéricas e sedimentos costeiros (Klein et al. 2008a).

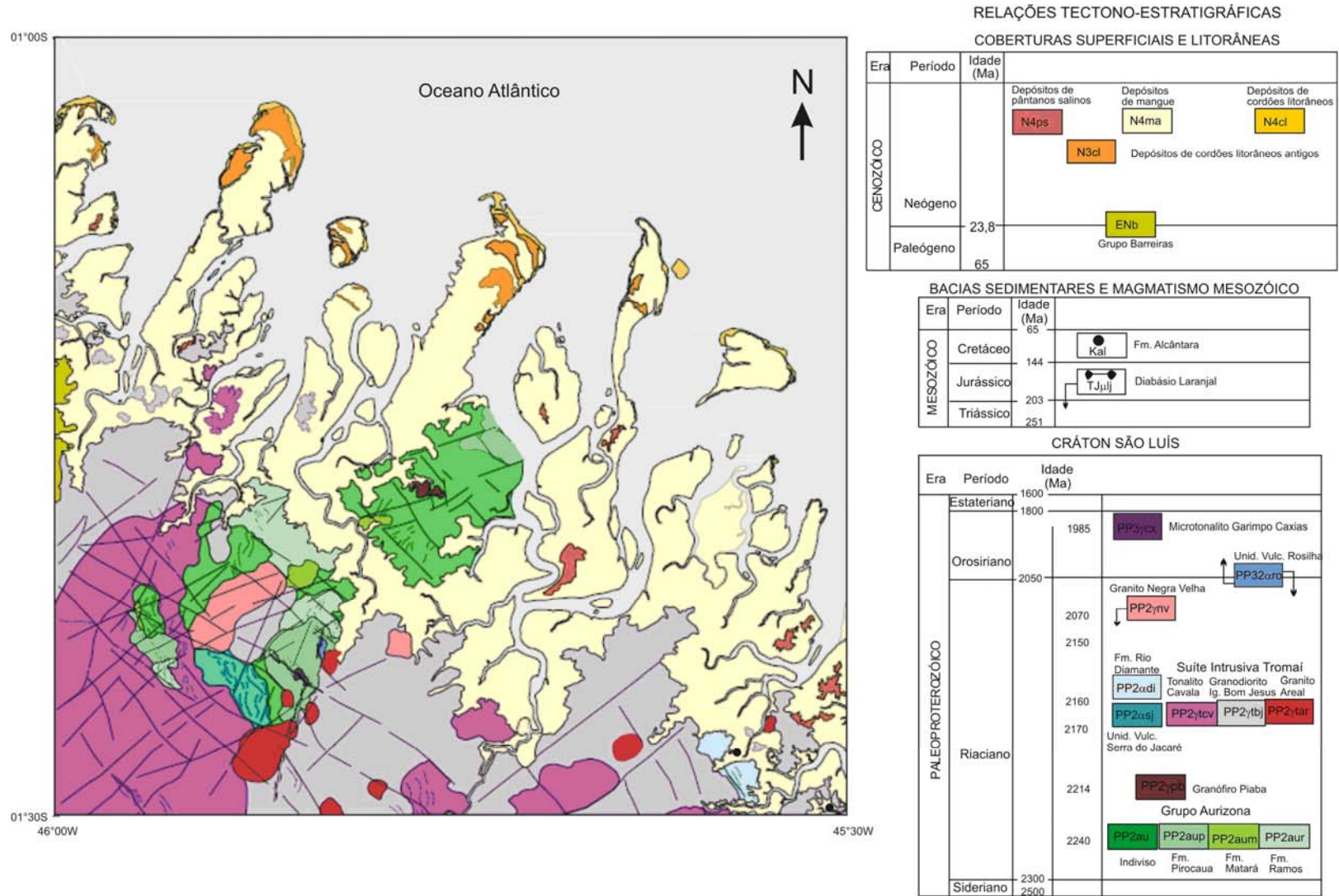


Figura 1.3 - Mapa geológico da Folha Cândido Mendes, na porção central do Fragmento Cratônico São Luís. (As unidades Diabásio Laranjal e as Formações Superficiais Intempéricas não estão representadas). A Suíte Tracuateua aflora a oeste desta área (vide Fig. 1.2).
 Fonte: Adaptado de (Klein et al. 2008a).

1.3.3 Aspectos estruturais do Fragmento Cratônico São Luís

A região exposta do Fragmento Cratônico São Luís é uma área na qual as feições estruturais não estão bem evidentes, assim como não possuem domínios bem estruturados, quando comparados ao Cinturão Gurupi, que possui forte orientação estrutural e dos corpos litológicos (Figs. 1.2 e 1.3). No entanto estruturas com direções principais NE-SW e NW-SE são razoavelmente bem marcadas tanto em caráter rúptil quanto dúctil (Pastana 1995, Klein et al. 2008a).

Segundo Klein et al. (2008a), essas estruturas são representadas principalmente pela xistosidade, que ocorre na maior parte das rochas metavulcanossedimentares, foliações miloníticas e lineações de estiramento associadas às zonas de cisalhamento dúctil-rúptil de pequeno porte, bandamentos ígneos, falhas e fraturas diversas.

Nas rochas do Grupo Aurizona, por exemplo, a xistosidade tem direção dominante NW-SE com mergulhos variando de 30° a 70° para NE e SW, com variação para NE-SW, também com mergulhos variáveis para os quadrantes NW e SE. Estas últimas são bem evidenciadas pela falha Piaba. Esta falha corta as rochas do Grupo Aurizona e o Granófiro Piaba, com direção principal N70°E, passando pelos depósitos auríferos Piaba e Tatajuba. De acordo com a Mineração Aurizona S/A (1995), esta estrutura desenvolveu uma movimentação sinistral e sua direção principal é cortada por pequenas estruturas rúpteis oblíquas de orientação NNW-SSE.

Outro lineamento importante é a zona de cisalhamento Caxias com atitude dominante N15-25°E; 75°SE e aproximadamente 12 km de extensão, desde o Garimpo Areal, até o Garimpo Pedra de Fogo. Esta estrutura geológica possui uma idade máxima estimada de 1985 ± 4 Ma (Klein et al. 2002), visto que provocou modificações no Microtonalito Caxias.

1.3.4 Evolução geológica do Fragmento Cratônico São Luís

Estudos recentes a respeito do Fragmento Cratônico São Luís mostram, com base em associações de rocha, dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos, que sua evolução ocorreu a partir de movimentações tectônicas com a geração de bacias oceânicas, zonas de subducção, arcos de ilhas e possível colisão continental ocorridas no Riáciano, mais ou menos entre 2260 e 2056 Ma (Klein et al. 2005a, 2005b, 2008b, 2009). Segundo estes autores, vários estágios magmáticos marcam as diferentes fases evolutivas dessa evolução, conforme sumário da Figura 1.4. Num estágio inicial, precoce, anterior a 2260 Ma, após abertura de bacia oceânica (ou margem continental) arcos de ilha teriam se formado, o que é materializado pela sequência metavulcanossedimentar do Grupo Aurizona, de 2240 Ma. Após essa fase, grandes massas de granitoides cálcico-alcálicos juvenis (Suíte Intrusiva Tromai, 2167 a 2147 Ma) formaram-se em resposta à subducção de placa oceânica, provavelmente em ambiente intraoceânico. A esse estágio principal de arco, associam-se rochas vulcânicas félsicas a intermediárias da Unidade Vulcânica Serra do Jacaré (2164 Ma) e félsicas da Formação Rio Diamante (2160 Ma), já denunciando possível transição para sistema de arco maduro ou arco continental. Esses eventos magmáticos caracterizam a fase acrescionária da orogenia riáciana.

O próximo estágio magmático identificado é o peraluminoso, materializado nos granitos com duas micas da Suíte Tracuateua (~2100 Ma), que indica possível fase colisional. Por fim, um estágio pós-orogênico/pós-colisional se reflete na intrusão do Granito Negra Velha e extrusão das rochas vulcânicas félsicas da unidade Rosilha, ambas com características crustais, entre 2056 e 2076 Ma (Fig. 1.5).

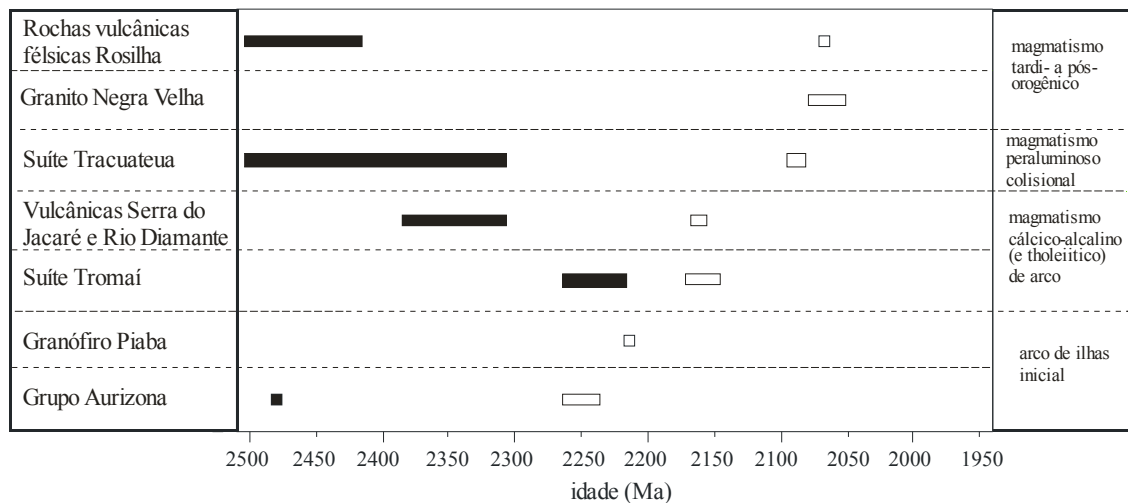


Figura 1.4 – Sumário das idades de cristalização (barras brancas) e idades modelo Sm-Nd (barras pretas) dos eventos magmáticos reconhecidos no Fragmento Cratônico São Luís.

Fonte: Adaptado de (Klein et al. 2008b).

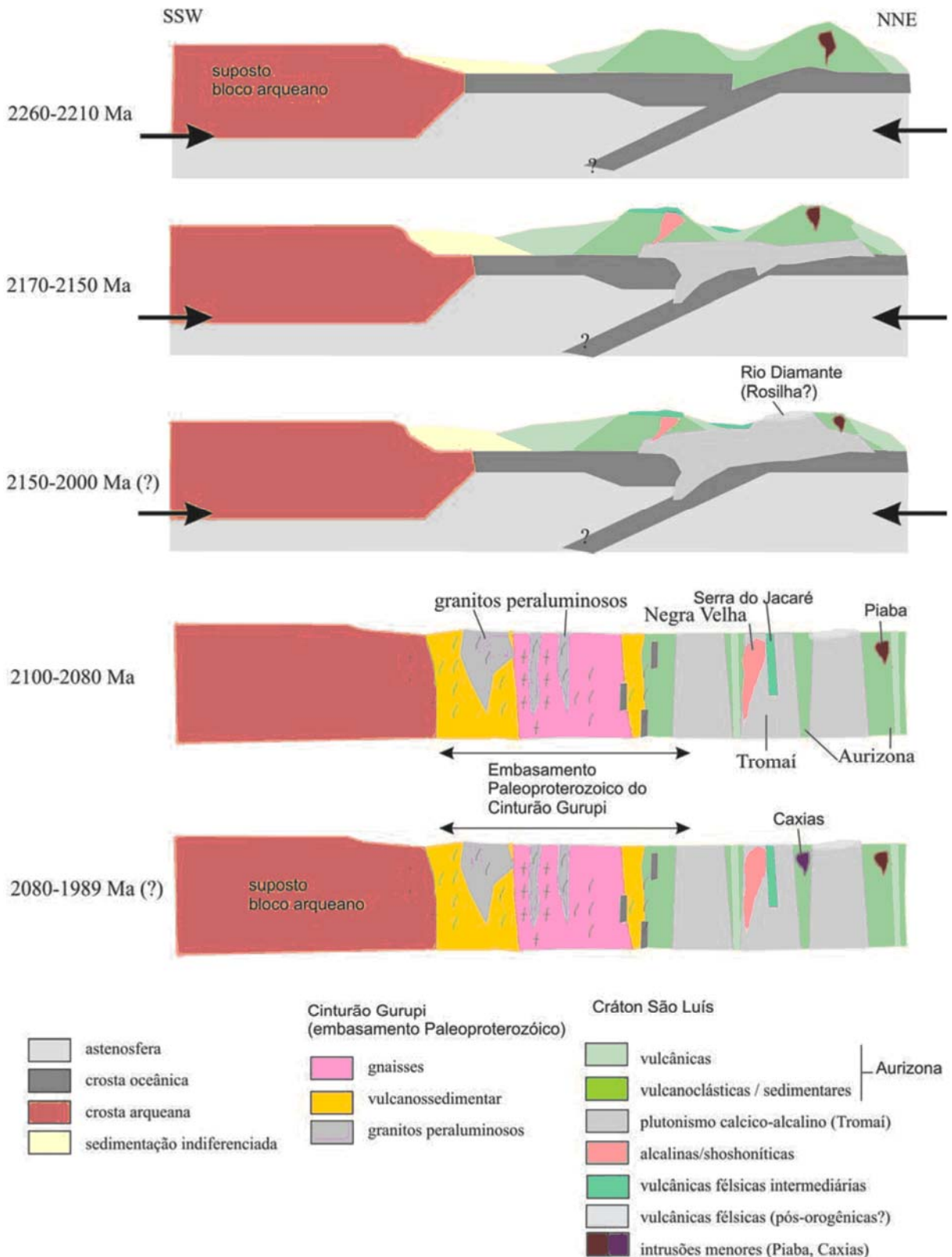


Figura 1.5 – Modelo evolutivo esquemático para as rochas do Fragmento Cratônico São Luís e borda retrabalhada do Cinturão do Gurupi.

Fonte: Adaptado de (Klein et al. 2005a, 2008a).

1.3.5 Metalogênese do ouro no Fragmento Cratônico São Luís

Ocorrências auríferas são conhecidas no Fragmento Cratônico São Luís desde o século XVII. Desde aquela época, a região é foco de garimpagem nas ocorrências aluvionares e supergênicas e, mais recentemente, no final do século 20, porções oxidadas e até frescas do minério primário passaram a ser exploradas de forma rudimentar. Também trabalhos exploratórios de companhias de mineração permitiram a descoberta de alguns depósitos (ou transformação de ocorrências em depósitos, pelo maior conhecimento das características geológicas e aspectos econômicos dessas ocorrências), como Piaba e Tatajuba, melhoria no conhecimento de alguns garimpos, como Areal, e geração de novos prospectos, como Ônix. No total, cerca de quatro dezenas de jazimentos são conhecidas (Klein et al. 2008a; Luna Gold, 2012).

Algumas dezenas de jazimentos foram cadastrados por Klein et al. (2008a) (Fig. 1.6). Alguns possuem características similares no que diz respeito ao seu modo de ocorrência e rochas hospedeiras. Estes depósitos ocorrem hospedados nas rochas paleoproterozoicas da Suíte Intrusiva Tromai e, principalmente, nas rochas do Grupo Aurizona, em que se têm como principais exemplos os seguintes depósitos.

Depósito Piaba

Corresponde ao mais importante depósito de ouro na região (Fig. 1.6). Tornou-se mina em 2010 e atualmente o minério está sendo lavrado a céu aberto. As reservas totalizam 52,6 t de Au contido, sendo 22,6 t de Au as reservas provadas e prováveis (Lopes 2000, Mach et al. 2010, Luna Gold, 2012). Sendo este depósito o objeto deste trabalho, seu detalhamento ocorrerá mais abaixo, no Capítulo 2.

Depósito Tatajuba

Localiza-se a sudoeste do depósito Piaba, na continuação da mesma estrutura que hospeda aquele depósito (Fig. 1.6), se estendendo por cerca de 800 m ao longo da falha. As reservas indicada e inferida somam 1,5 Mt de minério com 1,3 g/t de teor médio, totalizando 2,02 t de Au de ouro contido, e recursos totais de 3,8 t Au (Porto 2006; Mach et al. 2010).

Em Tatajuba, o minério está hospedado em rochas máficas e ultramáficas que pertencem ao Grupo Aurizona.

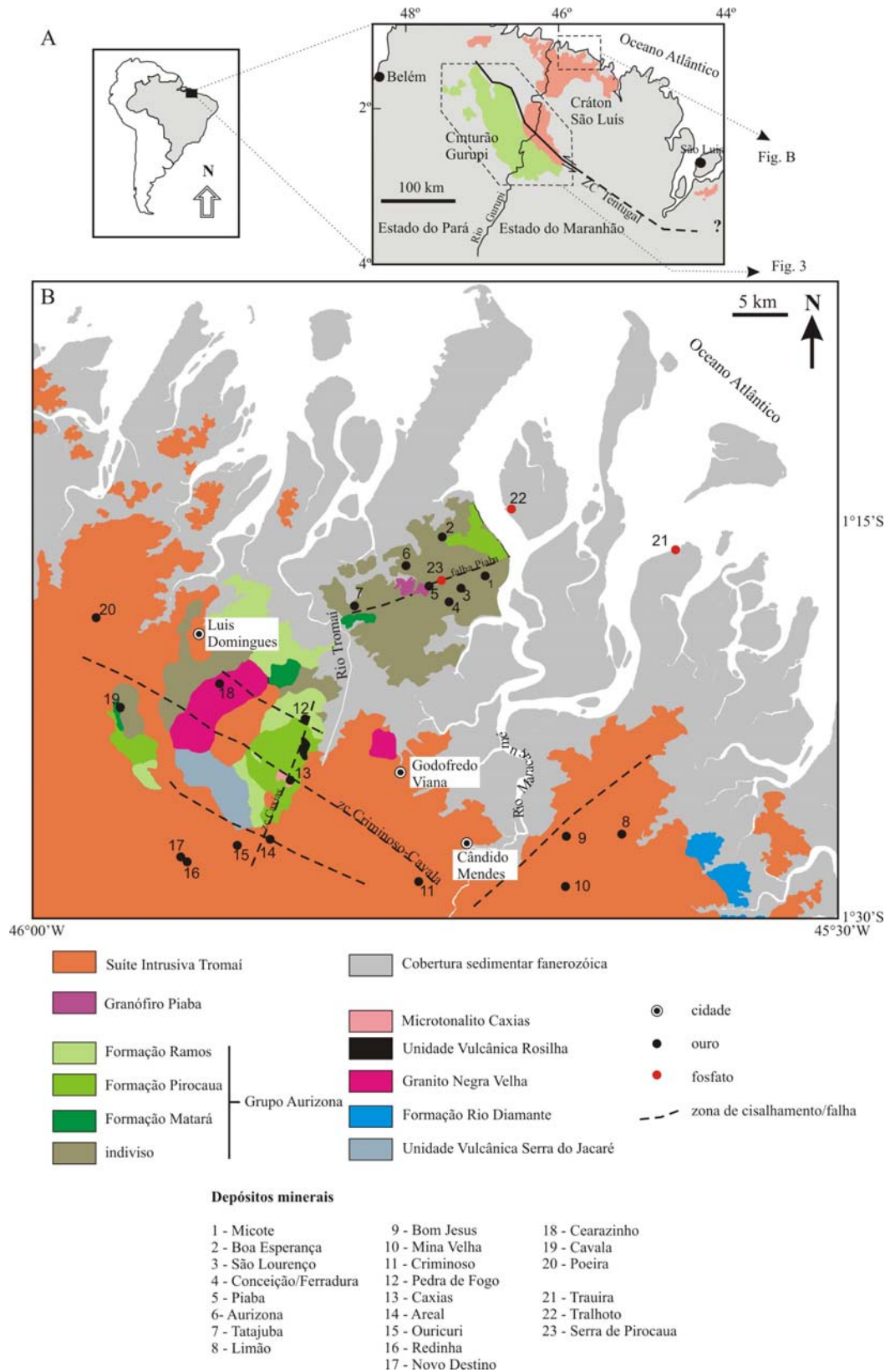


Figura 1.6 – Mapa geológico simplificado da porção norte do Fragmento Cratônico São Luís e localização dos depósitos e ocorrências minerais da região, incluindo Piaba. Fonte: Klein et al. (2008a).

A alteração hidrotermal gerou clorita, albita, vênulas de carbonato, pirita e arsenopirita. Também foram observadas fraturas preenchidas por grafita que foram posteriormente superpostas por alteração tardia de clorita e carbonato de ferro. Em geral, a alteração hidrotermal e o minério foram fortemente afetados por intemperismo e, no solo, foi identificada associação entre ouro e arsênio (Mineração Aurizona S/A, 1995; Mach et al. 2010).

Garimpo Caxias

Assim como o depósito Piaba, o garimpo Caxias (Fig. 1.6) possui elevada importância na região, pois é lavrado pela atividade garimpeira há quase um século. A porção supergênica está associada a um platô laterítico, com aproximadamente 30 m de espessura.

A atividade garimpeira secular revelou a zona onde se pode observar estrutura dúctil-rúptil dextral, de atitude N15°E/75°SE, que hospeda o minério primário e corta o Microtonalito Caxias, xistos máficos e pelitos do Grupo Aurizona. Ao longo desta estrutura, hospedam-se veios e vênulas de quartzo, em zonas altamente hidrotermalizadas com efeitos de cloritização, sulfetação (pirita e esfalerita) e subordinadas sericitização e carbonatação.

O ouro ocorre disseminado nas rochas alteradas, associado a sulfetos (pirita e esfalerita) e clorita, e no estado livre em veios de quartzo leitoso. Teores de ouro nesses veios variam entre 3 e 369 ppb, localmente atingindo 2000 ppb. As e Sb são elementos químicos associados, embora em baixos teores, enquanto que altos valores de Ni, Co, V e Cr estão relacionados a teores maiores de Au e As, quando o minério está hospedado em xistos máficos (Klein et al. 2002).

Estudos de inclusões fluidas realizados por Klein et al. (2000) mostraram a presença de três tipos principais de inclusões em cristais de quartzo. São inclusões carbônicas (tipo I), aquo-carbônicas (tipo II) e aquosas (tipo III), dentre estas, as dos tipos I e II são as mais representativas e consideradas como inclusões primárias.

Os resultados microtermométricos revelaram temperaturas de fusão do CO₂, em grande parte próximo ao ponto tríplice (-56,6°C), com poucos resultados abaixo de -57,5°C. A homogeneização da fase carbônica, sempre para o estado líquido, ocorre entre -3,2 e 27,7°C e 7,9 e 30,9°C para inclusões dos tipos I e II, respectivamente. Nas inclusões do tipo II a fusão do clatrato ficou em torno de 7,5°C, com pequenas variações próximas a este valor. Os valores de densidades se situam entre 0,7 e 1,0 g/cm³ e a salinidade média é de 4,5% em peso

de NaCl equivalente. Por fim, a homogeneização final mostrou ampla variação de temperatura, entre 205 e 378°C.

O estudo de isótopos estáveis desenvolvido em amostras do garimpo Caxias mostrou valores de $\delta^{18}\text{O}$ do fluido entre +3,2 a -5,5‰, $\delta^{18}\text{D}$ do fluido entre -25 e -53‰, $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 -5,3 a -10,9‰ e $\delta^{34}\text{S}$ em sulfeto -11‰. Para estes grupos de valores, Klein et al. (2005d) atribuíram uma fonte metamórfica para o fluido mineralizador.

Garimpo Areal

Garimpo também de importância histórica, principalmente na lavra aluvionar, teve garimpadas porções supergênicas e o entorno de veios de quartzo em pequenas escavações que raramente ultrapassavam 1m de espessura. Está localizado na parte sul da zona de cisalhamento Caxias, formando alinhamento com este e com o garimpo Pedra de Fogo (Fig. 1.6).

Na maior parte das exposições verificou-se a ocorrência de um granito fino fortemente hidrotermalizado e localmente foliado, resultante da atuação de uma zona de cisalhamento rúptil-dúctil com orientação N20°-40°E/75°SE (orientação similar à encontrada no garimpo Caxias), com espessura desconhecida, mas de no mínimo 5 m. O estilo estrutural da zona mineralizada é caracterizado por um enxame de veios de quartzo leitoso e maciço, com espessuras variáveis entre poucos centímetros a alguns decímetros. Esses veios se orientam segundo as direções N45°W/40°-65°NE e N20°E/30°-40°SE e NW. Um estreito halo hidrotermal desenvolveu-se em torno dos veios mineralizados, produzindo alteração sericítica e potássica intensas e sulfetação. A sericita é bastante fina nesses halos e a pirita varia de fina a grossa e euédrica (Klein et al. 2008a).

Estudos realizados por Klein et al. (2005d) nos veios de quartzo revelaram o enriquecimento de Au e de As, Mo, Sb e Br. Intersecções com 1,68 a 18,77 g/t Au foram reportadas por Mach et al. (2010).

Os estudos geotectônicos, mineralógicos, litológicos, geoquímicos e de inclusões fluidas revelaram que o minério teve origem a partir de fluidos metamórficos (Klein et al. 2000, 2005d).

Garimpo Pedra de Fogo

Pedra de Fogo (Fig. 1.6) é um pequeno garimpo com atividade intermitente que ocorre em área de poucos afloramentos de rochas do Grupo Aurizona, como xistos, rochas piroclásticas, rochas metavulcânicas, metarenitos e quartzitos. A xistosidade impressa nos xistos é orientada segundo N15°-75°W/50°-70°NE (Klein & Fuzikawa, 2005).

O minério aflorante consiste em veios de quartzo leitoso aurífero com 20 a 50 cm de espessura, subvertical e orientado segundo N45°W, margeado por estreita faixa de alteração potássica. As rochas hospedeiras dos veios mineralizados são aglomerado vulcânico e metadacito, ambos foliados, com vênulas submilimétricas e disseminações de pirita, calcopirita e magnetita (Klein & Fuzikawa, 2005). Análises geoquímicas em veios de quartzo mineralizados mostraram associação entre ouro e arsênio (Klein et al. 2005d).

Estudos de inclusões fluidas realizados no referido depósito revelaram a presença de quatro tipos principais. 1 – Inclusões monofásicas carbônicas; 2 – bifásicas aquo-carbônicas (CO₂-H₂O-sais), com salinidade < 15% em peso equivalente de NaCl e homogeneização final entre 330° e 400°C; 3 – bifásicas compostas por CH₄±(N₂)-H₂O, com homogeneização final entre 430° e 497°C; 4 – bifásicas (H₂O-sais) e bifásicas ± monofásicas subdividas em três gerações com salinidade variável, todas com homogeneização final em temperaturas inferiores às dos tipos portadores de CO₂ e CH₄, que, segundo Klein & Fuzikawa (2005), não possuem relação com a mineralização.

Dados obtidos a partir do estudo de isótopos estáveis mostraram valores de δ¹⁸O do quartzo de +16,2 ‰, δ¹⁸D do fluido -70 ‰, δ¹³C no fluido -3,1 ‰ e δ³⁴S em pirita -2,8 ‰ (Klein et al. 2005d). Além dos resultados microtermométricos e de isótopos estáveis, dados obtidos com estudos de geotermômetro da clorita, que teve temperatura média de formação de 334 ± 8°C (Klein & Fuzikawa, 2005), levaram Klein et al. (2005d) a atribuir uma fonte metamórfica, em que o aprisionamento ocorreu sob condições de temperatura entre 330°-380°C e pressões entre 1,2 e 3,5 kb, assumidas como o intervalo mais provável para a deposição do ouro.

1.3.5.1 Modelo metalogenético vigente

As ocorrências auríferas do Fragmento Cratônico São Luís discutidas acima possuem características geológicas e genéticas condizentes com aquelas definidas para depósitos de ouro orogênico, de acordo com os conceitos de Groves et al. (1998). Para estes autores, essa classe reúne depósitos auríferos formados ao longo do tempo geológico, em qualquer profundidade crustal, juntamente com o metamorfismo, deformação e magmatismo granitoide, nas porções acrescionárias ou colisionais de margens convergentes, durante os estágios finais das orogenias, que coincidem com a fase principal de encurtamento crustal em regimes compressivos ou transpressivos.

A classe de depósitos auríferos relacionados às intrusões graníticas poderia ser relacionada à classe que ocorre neste fragmento cratônico, devido à expressiva ocorrência de magmatismo félsico (granitoide e vulcânico) e do ambiente tectônico favorável a estes tipos de depósito. Contudo, esta classe não se aplica favoravelmente, pois os dados obtidos mostram fonte tipicamente metamórfica, além da composição, como por exemplo, as baixas salinidades dos fluidos associados aos depósitos e composição dos minerais e metais associados (ausência de metais base, por exemplo).

Além das características mostradas anteriormente, dados geocronológicos obtidos pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovita e sericita hidrotermais revelaram idade de 1980 ± 20 Ma, para o minério nos garimpos Caxias e Micote (Klein et al. 2008b), este último localizado no mesmo *trend* estrutural Piaba (Fig. 1.6). Isto sugere que a mineralização é posterior ao posicionamento do magmatismo cálcico-alcálico (Klein et al. 2008b).

2 DEPÓSITO PIABA

2.1 ESTRUTURA

O depósito aurífero Piaba é, até o momento, o mais importante de uma série de jazimentos associados à sequência metavulcanossedimentar do Grupo Aurizona. Este depósito e outros menores (Tatajuba, São Lourenço, Boa Esperança) e diversos prospectos em avaliação por mineradoras, se encontram distribuídos ao longo e no entorno da Falha Piaba (Fig. 2.1). Esta Falha possui orientação N70°E, com mergulho subvertical, e caráter transcorrente sinistral (Mineração Aurizona, 1995).

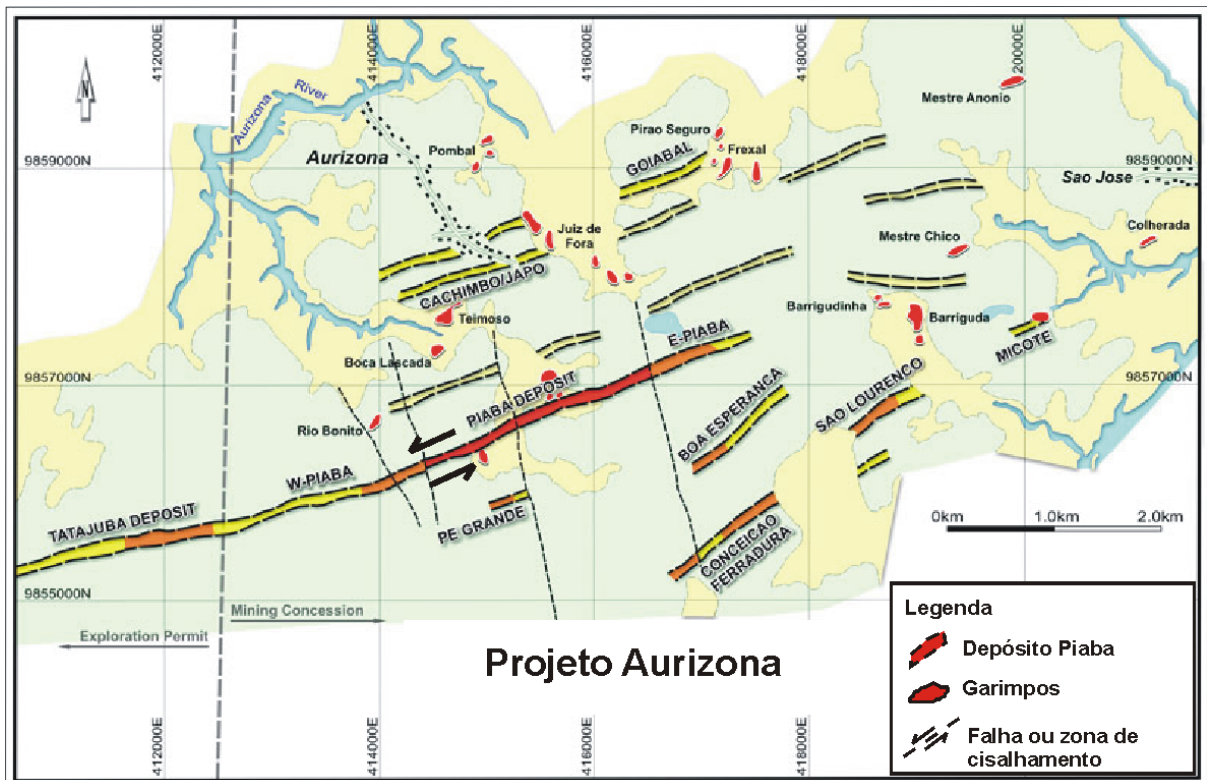


Figura 2.1 – Localização do depósito Piaba e demais jazimentos auríferos, em relação à falha Piaba.
Fonte: Luna Gold, 2012.

Segundo a Mineração Aurizona S/A (1995), o minério no depósito Piaba está hospedado em uma sequência metavulcanossedimentar intrudida por um corpo granitoide de composição tonalítica a granodiorítica, ao qual denominaram granófiro, posteriormente descrito informalmente como Granófiro Piaba (Klein et al. 2008a). As rochas metavulcanossedimentares são representadas por xistos e *metacherts* grafitosos, tufos, quartzo-sericita-clorita xistos e rochas máficas e ultramáficas, que Klein et al. (2008a) atribuem ao Grupo Aurizona.

Estruturalmente a área do depósito é cortada por zonas de cisalhamento verticais e subverticais. Foliações, entretanto, são restritas a áreas discretas, sendo a deformação predominantemente rúptil a rúptil-dúctil (Mach et al. 2010). São observados também veios sub-horizontais, estando estes também mineralizados (Fig. 2.2).

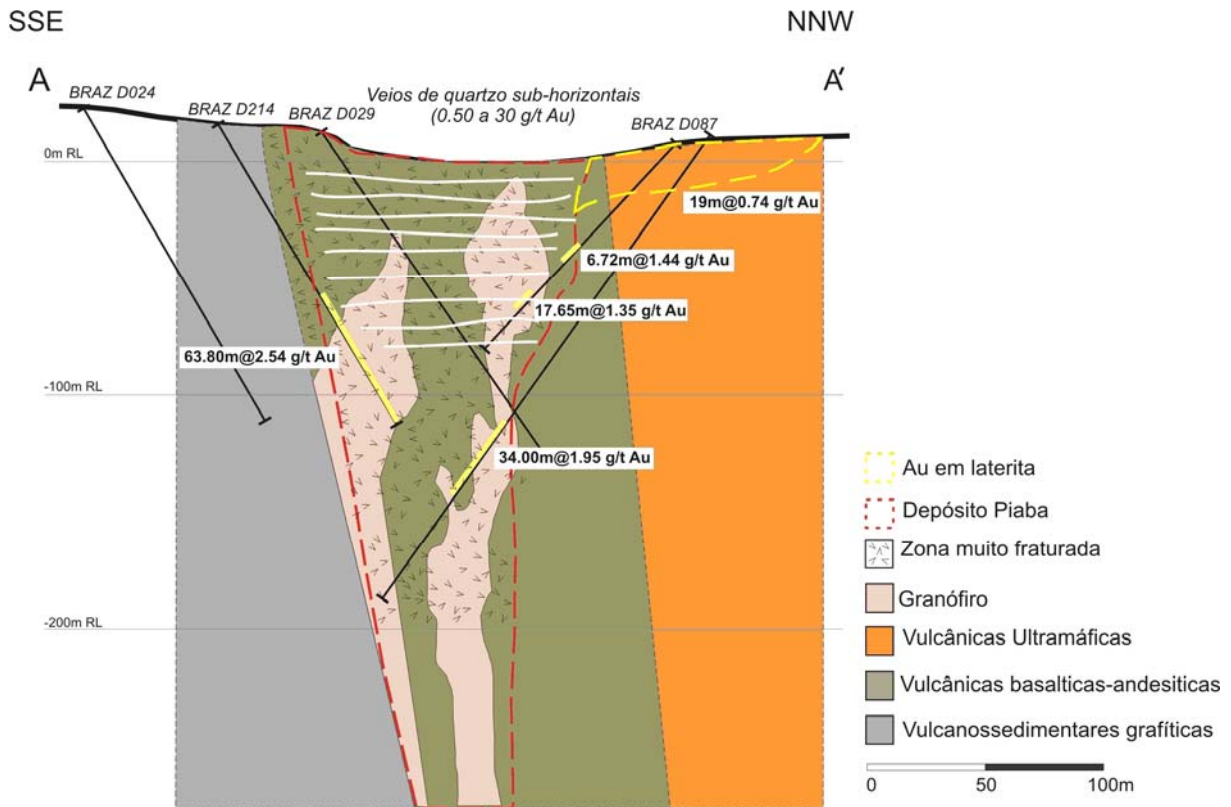


Figura 2.2 – Seção geológica do depósito Piaba, mostrando a localização de furos de sonda e seus teores médios. Fonte: Modificado de (Luna Gold, 2009).

O minério no Piaba se encontra hospedado em zonas de cisalhamento de orientação WNW-ESE, algumas com movimento dextral, portanto em uma direção oblíqua (R' – Modelo de Riedel) em relação à orientação da falha Piaba, que possui comprimento mapeado de aproximadamente 2,9 km na direção NE-SW (Mach et al. 2010).

Este minério se distribui em uma faixa alongada de mais de 2 km de comprimento paralela à estrutura da falha Piaba e por cerca de 300 m de largura. Até o momento, a profundidade do depósito é estimada em 300 m, sendo sua continuação em profundidade considerada possível (Luna Gold, 2012). Internamente, os corpos de minério consistem em sistemas de estreitos veios de quartzo distribuídos em geometria *stockwork* e disseminações em rochas alteradas (Mineração Aurizona S/A, 1995). Veios mais espessos, com ouro visível, são também descritos (Klein et al. 2008a)

2.2 ROCHAS HOSPEDEIRAS

As rochas estudadas encontram-se fortemente alteradas por hidrotermalismo, o que dificultou bastante sua caracterização petrográfica e definição de protólitos. Mesmo assim, observações macroscópicas e microscópicas em testemunhos de sondagem de uma seção mineralizada revelaram a presença de pelo menos três tipos de rocha.

O primeiro litotipo corresponde a uma rocha cinzenta, fina a média, pouco fraturada, localmente com sutil orientação tectônica e com grãos de pirita disseminados (Fig. 2.3 A e B).

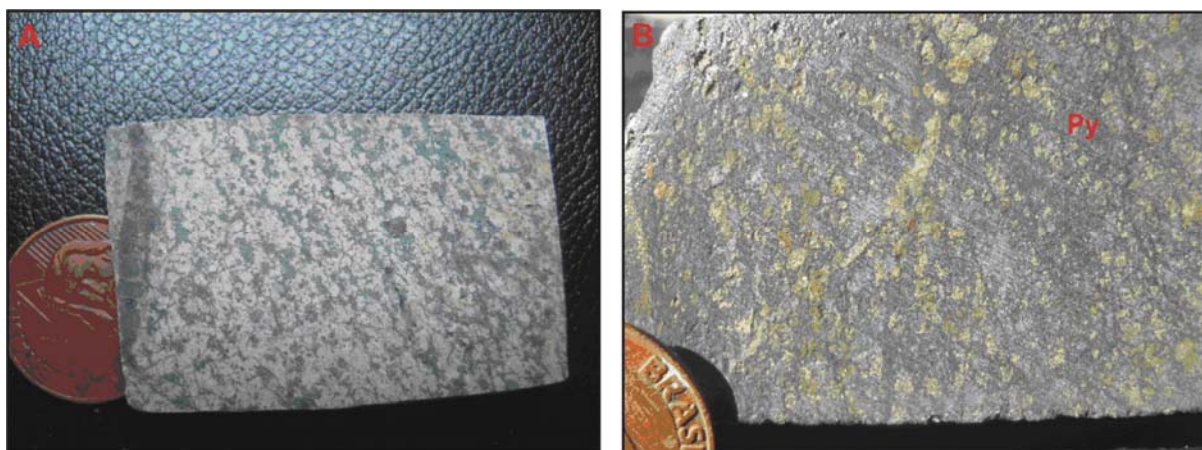


Figura 2.3 – Fragmentos de testemunhos de sondagem da rocha hospedeira menos alterada (A) e porção cinza com presença de sulfetos (B).

Sua estruturação é marcada por porções deformadas em caráter dúctil, geralmente apresentando fraturas de dimensões milimétricas a centimétricas, que são na maioria das vezes preenchidos por clorita, quartzo e alguma sericita. Existem vários padrões de fraturas, mas dentre esses padrões apenas dois são bem marcantes. O primeiro é caracterizado por grupos de fraturas quase paralelas ao comprimento do testemunho, portanto verticalizados ou de alto ângulo de mergulho, e o segundo se mostra com fraturas transversais ao comprimento do testemunho, portanto sub-horizontais. Esses padrões ocorrem truncando uns aos outros, onde há grande quantidade de veios e vênulas de quartzo e sulfetos.

Na observação microscópica feita nas porções menos alteradas dessa rocha foi possível observar que os minerais essenciais são quartzo (25-35%), feldspato alcalino (25%) e plagioclásio (40%), arranjados em textura granular alotriomórfica (Fig. 2.4 A), além de apatita e zircão como acessórios. A textura granofírica é comum (Fig. 2.4 B e D) e vem daí, provavelmente, a designação de granófiro em descrições passadas (Mineração Aurizona S/A, 1995). Os cristais de quartzo são anédricos, pouco deformados, mas, localmente, mostram extinção ondulante e forma de sub-grãos. Possuem contatos curvos com os cristais adjacentes. Os cristais de feldspatos são subédricos e apresentam contatos retos entre si; os mais

preservados já mostram pequenas lamelas de sericita, sendo este um dos principais minerais de alteração dessa rocha. Pirita é mineral comum de alteração hidrotermal e a ilmenita se apresenta nas amostras menos alteradas com sua textura em treliça (Fig. 2.4 C). Os dados texturais e a composição mineralógica indicam tratar-se de um granodiorito fino. Entretanto, na maioria dos casos, as amostras encontram-se muito alteradas ao ponto de não ser possível a distinção entre feldspato alcalino e plagioclásio (Fig. 2.4 B), não permitindo a sua classificação petrográfica.

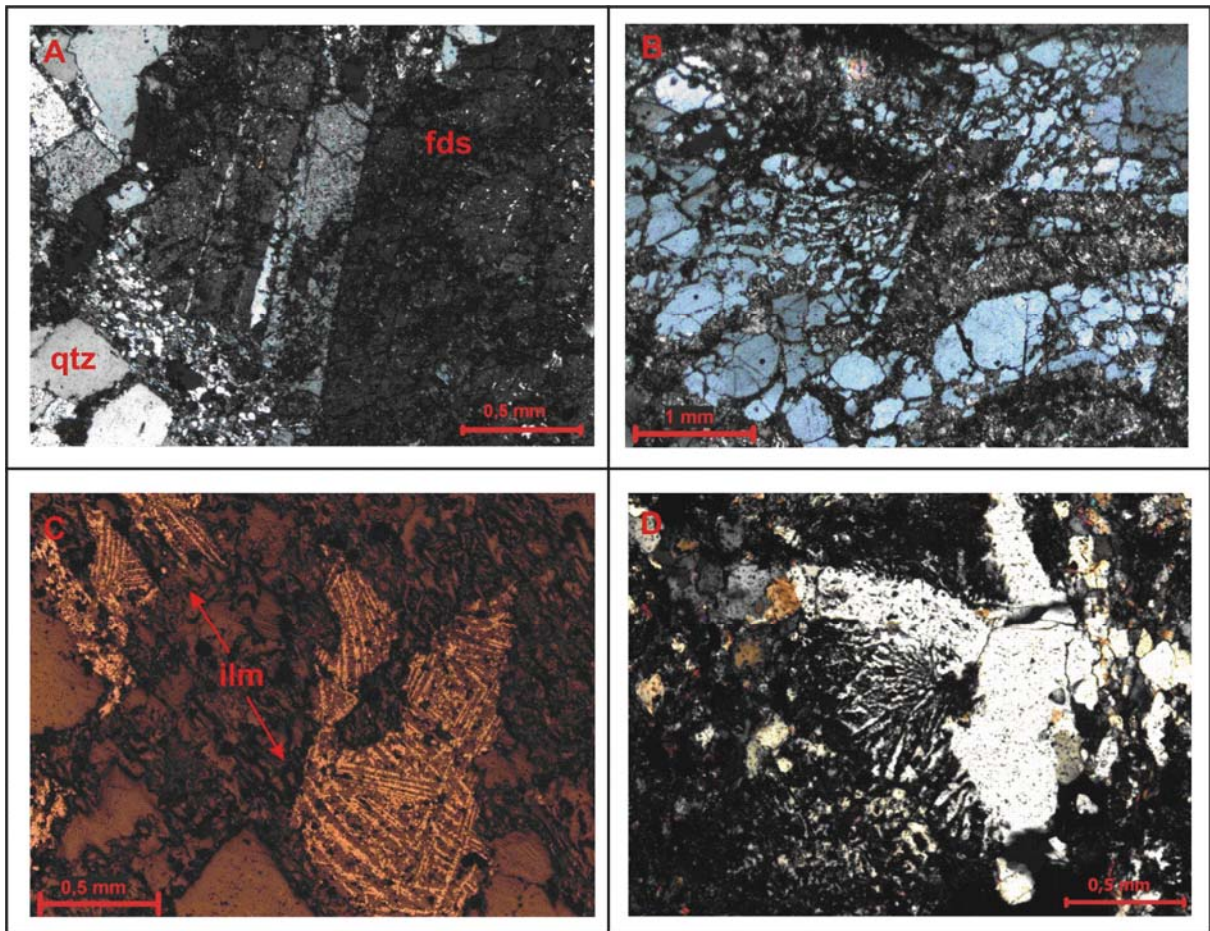


Figura 2.4 – Fotomicrografias da rocha hospedeira, com porção menos alterada (A) com textura granofírica preservada presente em algumas amostras (B e D); em (C) ilmenita em treliça.

O segundo litotipo possui granulação mais fina do que o granodiorito granofírico e está muito alterado. Possui coloração verde, produzida por cloritização e possível alteração de feldspatos, e é recortado por fraturas preenchidas por material escuro (Fig. 2.5 A). Esse material escuro deve tratar-se de carbono amorfo, pois não foi identificada cristalinidade em análise efetuada por difração de raios-X.

Ao microscópio, quartzo e algum plagioclásio são visíveis, além de clorita. A granulação fina, a predominância de plagioclásio e quartzo e de mineral máfico alterado

(clorita), indicam tratar-se de dacito ou andesito. Análise química em rocha total, baseada em elementos traços imóveis, mostrou que são andesitos basálticos (E.L. Klein, dados inéditos, comunicação verbal).

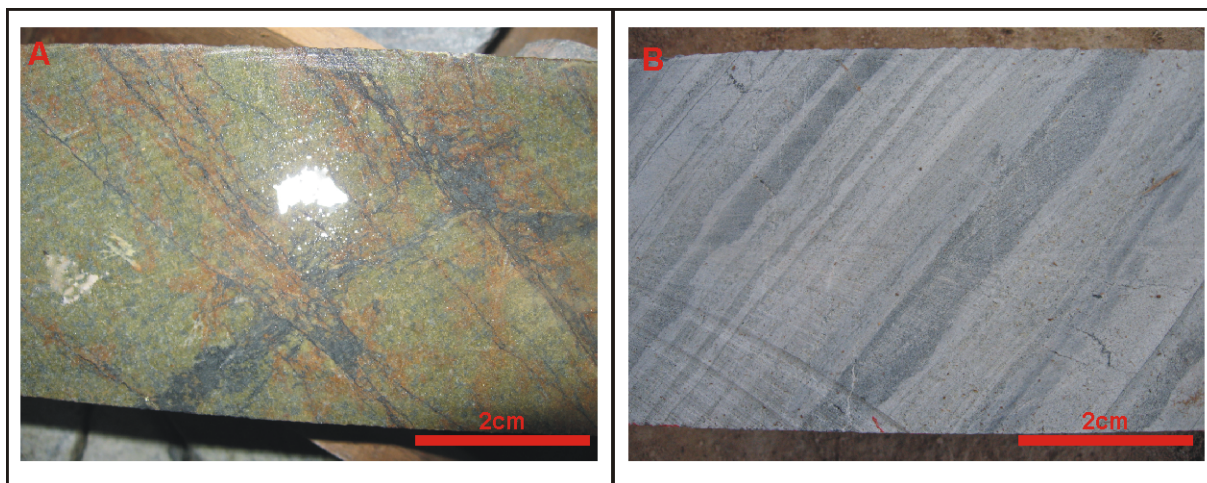


Figura 2.5 – (A) Testemunho de sondagem de possível andesito basáltico muito alterado, recortado por fraturas preenchidas por material carbonoso (A porção brilhante no centro da foto é reflexo do *flash* da câmera fotográfica). (B) Rocha laminada, possível tufito.

A terceira rocha ocorre na parte mais profunda da seção estudada e está apenas fracamente mineralizada. Possui coloração cinza clara, estrutura caracterizada por alternância de lâminas finas e muito finas (Fig. 2.5 B), localmente perturbadas por pequenas fraturas preenchidas por quartzo e sulfetos e até carbonato (Fig. 4.4 B no artigo científico – Capítulo 4).

Microscopicamente, a rocha é composta por porções formadas essencialmente por quartzo microcristalino, situados em meio a camadas de uma rocha foliada, muito fina, formada por plagioclásio, clorita, sericita e raro quartzo.

Carbonato ocorre disseminado, em finos leitos paralelos à estratificação e em vênulas discordantes. As vênulas contêm, além de carbonato, quartzo, clorita, turmalina marrom, pirita e calcopirita (Fig. 4.4 C, no artigo científico). Além dos minerais citados acima, uma poeira escura, talvez de material carbonoso, impregna a rocha. O caráter extremamente fino da rocha também dificulta sua correta classificação, mas o nível de quartzo pode ser interpretado como *chert* ou pode ser um tufito depositado em ambiente subaquoso, que se misturou com material epiclástico.

2.3 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO

As rochas hospedeiras do minério em Piaba apresentam, claramente, feições deformacionais como fraturas, brechas e pequenas bandas de cisalhamento que foram preenchidas por minerais hidrotermais. Além disso, as modificações composicionais se deram também de forma pervasiva, provavelmente a partir dessas estruturas, e imprimiram nas rochas colorações acinzentadas e esverdeadas. Essas modificações são representadas neste depósito pelos seguintes tipos de alteração hidrotermal: silicificação, sericitização, cloritização, sulfetação e carbonatação. As quatro primeiras estão geralmente associadas e todas ocorrem, indistintamente, ao longo de todo o perfil estudado.

- Silicificação

Dentre os diversos tipos de alteração, a silicificação é mais volumosa e evidente no depósito. É representada por veios e vênulas de quartzo (Fig. 2.6 A e B), que são os principais hospedeiros de grande parte do minério, e por bolsões milimétricos a centimétricos (Fig. 2.6 C). Os veios possuem espessuras que variam de milimétricas (vênulas) a centimétricas, atingindo até 4 cm. Em muitos locais são orientados em várias direções, formando *stockworks* (Fig. 2.6 D). A ocorrência de veios mais espessos (5-15 cm) com ouro visível foi mostrada por Klein et al. (2008a).

Na apreciação microscópica, os cristais de quartzo estão geralmente associados a preenchimento de fraturas na rocha hospedeira, possuem formas anédricas e subédricas, são pouco a moderadamente fraturados e associados com sulfetos (Fig. 2.6 E e F) e são levemente deformados, com alguma extinção ondulante. É possível que haja distintas gerações de quartzo ou, pelo menos, que a precipitação do quartzo deu de forma sequencial, pois há cruzamento entre algumas vênulas (Fig. 2.6 E). Essas possíveis gerações diferem principalmente pelas formas dos cristais, ora anédricos preenchendo fraturas milimétricas, ora subédricos em veios mais espessos. Diferem também pelas relações de cruzamento das gerações de veios e vênulas. Localmente, vênulas de quartzo mostram textura em pente (Fig. 2.6 G), indicando, possivelmente, formação em condições não muito profundas (Dowling e Morrison, 1989), o que será discutido juntamente com os dados de inclusões fluidas (vide capítulo 4).

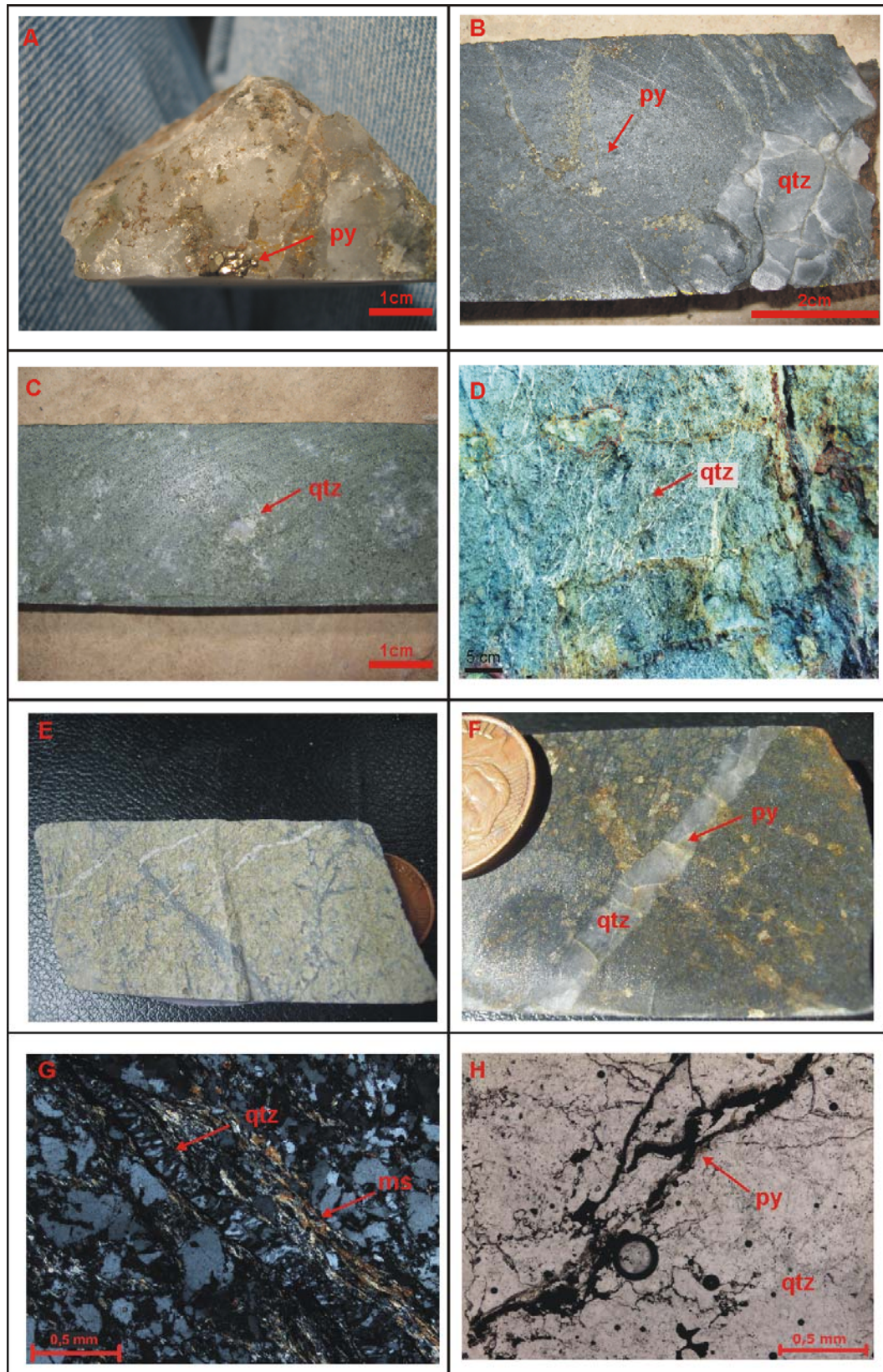


Figura 2.6 – Exemplos da silicificação no depósito Piaba. (A) Veio de quartzo leitoso com aglomerado de pirita grossa. (B) Veio centimétrico cortando zona sulfetada. (C) Bolsões de quartzo em rocha alterada fina. (D) Veios e vênulas de quartzo em trama *stockwork* em afloramento (Klein et al. 2008a). (E e F) Testemunhos de sondagem com veios de quartzo e pirita; (G) vênula de quartzo com textura em pente e fratura preenchida por mica branca; (H) veio de quartzo fraturado com cristais de pirita. qtz: quartzo – py: pirita – ms: mica branca (sericita).

- Sulfetação

Este tipo de alteração é observado ao longo de todo perfil estudado, porém com diferentes quantidades e formas de ocorrência. O principal sulfeto é a pirita e, minoritariamente, ocorre a calcopirita. A pirita ocorre predominantemente na forma de agregados preenchendo fraturas em veios de quartzo e ocupam em média 3% destes veios (Figs. 2.7 A e B). Outro modo de ocorrência se dá na forma de disseminação na rocha hospedeira, onde atinge até 2% do volume total da rocha (Figs. 2.7 D, E e F).

Ao microscópio, sob luz refletida, os cristais de pirita se mostram em formas subédricas e euédricas (Fig. 2.7 C e D) e ocorrem, também, substituindo a ilmenita e intercrescidos com calcopirita na parte mais profunda da seção estudada (Fig. 2.7 E).

Em pequenas quantidades, a calcopirita foi observada em associação com pirita, carbonato, quartzo e ouro (Fig. 2.10). Nos níveis mais profundos do perfil estudado há um aumento no percentual de calcopirita, onde a mesma deixa de ocorrer como pequenas inclusões em cristais de pirita e ilmenita, e passa a se apresentar principalmente na forma disseminada e intercrescida com pirita e ilmenita na rocha hospedeira (Fig. 2.7 F).

- Sericitização e Cloritização

Mica branca (sericita) e clorita são minerais que ocorrem na maioria das vezes em associação. Estes minerais de alteração são observados lado a lado, e são responsáveis pelos tons em cinza e esverdeado que as rochas hospedeiras apresentam. Os tons em cinza estão em menores quantidades em relação aos tons esverdeados, correspondem às porções da rocha em que a sericita é dominante, e também ocorrem nas porções menos alteradas e deformadas da seção (Fig. 2.8 A). Por outro lado, a cloritização é o tipo de alteração hidrotermal mais volumosa em profundidades mais rasas, que estão relacionadas às áreas mais fraturadas e com maiores teores de sulfetos (pirita) do depósito. Esta elevada quantidade de clorita em várias porções da rocha alterada é bem mostrada pela coloração esverdeada na mesma (Fig. 2.8 B). Microscopicamente, a clorita se encontra principalmente nas formas disseminadas e em lamelas orientadas bordejando cristais de pirita, ilmenita e veios de quartzo, e também como materiais de preenchimentos de fraturas em espaços intergranulares na rocha hospedeira (Fig. 2.8 D, E e F). Este mineral perfaz em média 6% da rocha hospedeira alterada. Já a sericita é observada, na maioria das vezes, como mineral de substituição do feldspato e em menores proporções é vista em microbandas de cisalhamento e no preenchimento de fraturas juntamente com quartzo, clorita e pirita (Fig. 2.8 C, E e F).

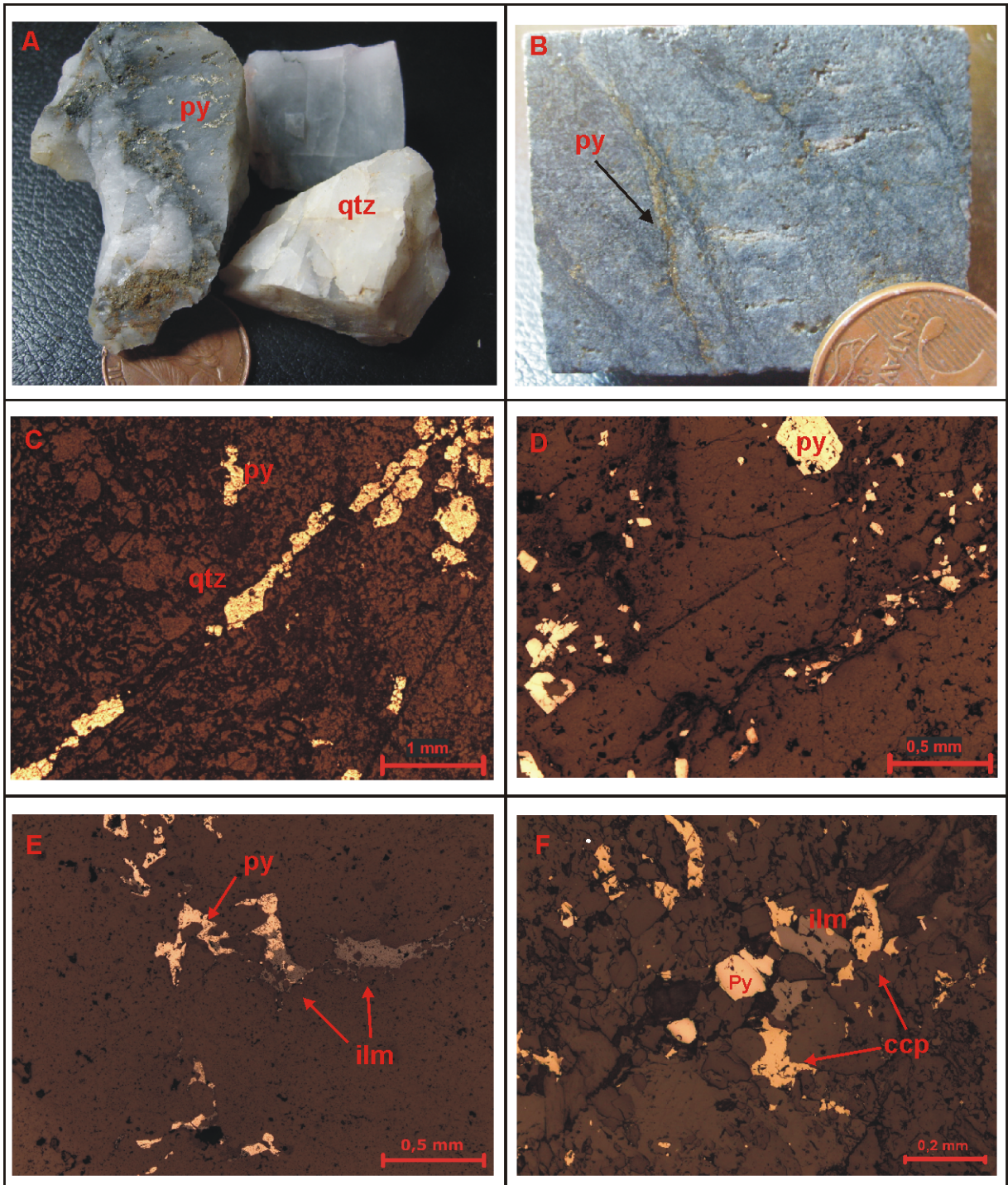


Figura 2.7 – Formas texturais dos sulfetos: (A) cristais de pirita aglomerados em veio de quartzo; (B e C) preenchendo fraturas da rocha hospedeira; (D) cristais euédricos e subédricos de pirita disseminados e em fratura; (E) pirita substituindo ilmenita; e (F) cristais compostos de calcopirita e pirita disseminados na rocha hospedeira, juntamente com ilmenita. Abreviaturas: qtz: quartzo – py: pirita – ccp: calcopirita; ilm: ilmenita.

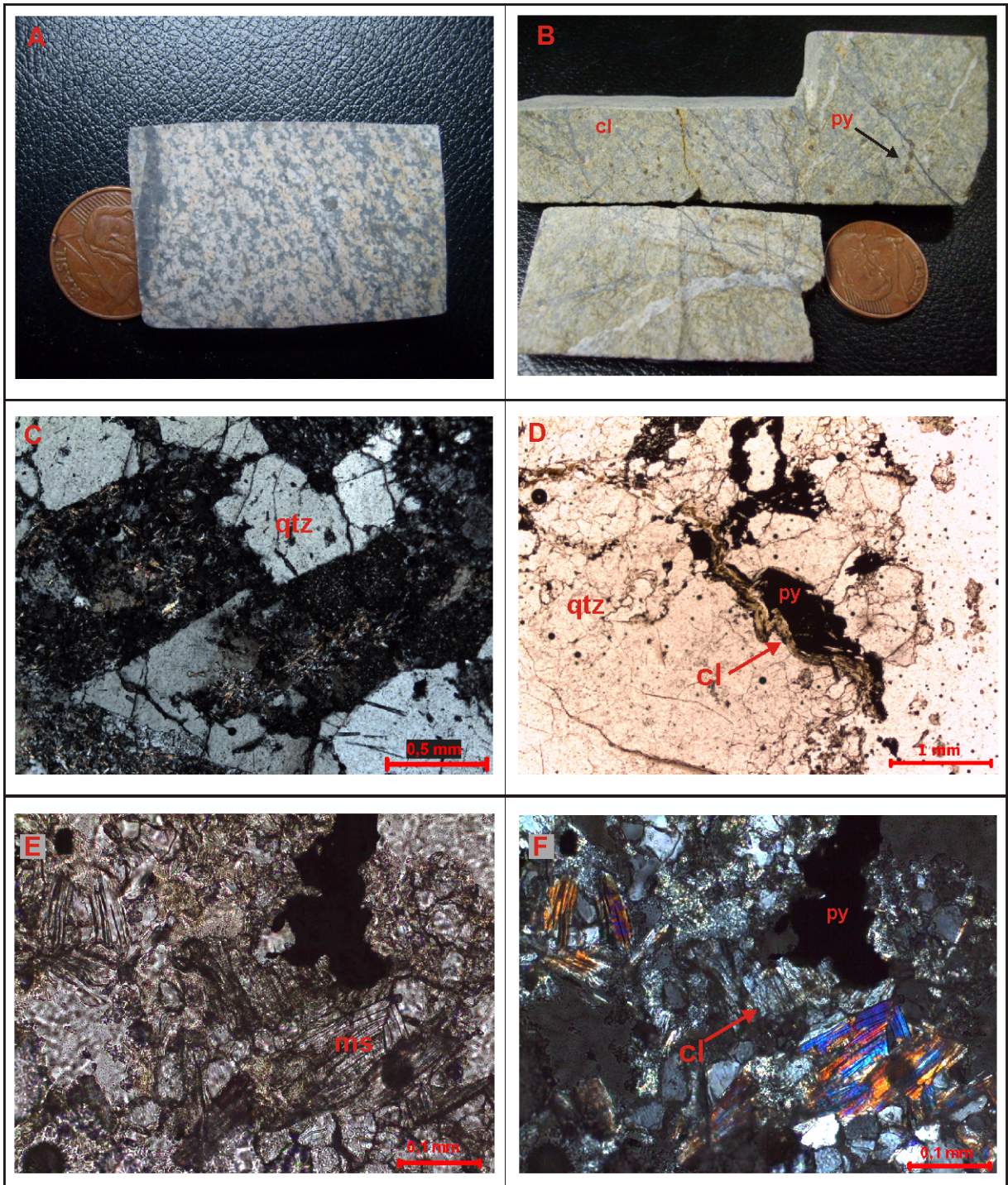


Figura 2.8 – Amostras de mão (A e B) e Fotomicrografias (C-F) mostrando produtos e aspectos texturais provocados pela alteração sofrida pelas rochas hospedeiras. (A e C) granodiorito granofírico com forte sericitização; (B) cloritização, tons esverdeados; (D, E e F) ocorrência lado a lado de grãos de clorita, sericita e pirita em porção alterada py – pirita, qtz – quartzo, cl – clorita e ms – mica branca (sericita).

Além de clorita e sericita, outros minerais micáceos como a paragonita, chamosita, flogopita e vermiculita foram identificados pelo método da difração de raios-X, mas em quantidades traço.

- *Carbonatação*

A precipitação de calcita é comumente associada com a presença de sulfetos. Localmente, a calcita substitui a pirita e está espacialmente associada com a precipitação de ouro (Fig. 2.9 A).

Na parte mais profunda do depósito, o carbonato ocorre de duas maneiras: (1) como disseminações no tufito e (2) vênulas de carbonato-quartzo-sulfeto-clorita-turmalina paralelas à, ou cortando a laminação do tufito fracamente mineralizado (Fig. 4.4B – vide capítulo 4).

- *Ouro*

Segundo Luna Gold (2009), o minério com maiores teores está contido em veios de quartzo nas partes mais rasas do depósito Piaba (Fig. 2.9 e Tabela 2.1). Com as observações microscópicas efetuadas neste estudo, pôde-se constatar que a principal associação mineral com o ouro é composta por quartzo + pirita + carbonato. O ouro é observado em associação com pirita e carbonato (Fig. 2.9) e é muito provável que a precipitação do ouro esteja relacionada com a carbonatação. Como alternativa, a carbonatação seria tardia e substituiria a pirita, sem afetar, obviamente, as partículas de ouro.

Poucas análises semi-quantitativas por MEV (microscopia eletrônica de varredura) e EDS (espectroscopia por energia dispersiva) foram efetuadas de modo a investigar a presença de outros elementos metálicos associados ao ouro e verificar a presença, ou não, de ouro nos sulfetos (Fig. 2.10). As análises pontuais nos grãos de pirita confirmaram a existência de quantidades traços de Au (1,6 a 2,5%) nesses grãos (Tabela 2.1). Em associação com a pirita, partículas de ouro revelaram teores inferiores a 5% de Ag, Bi e Pb (Tabela 2.1).

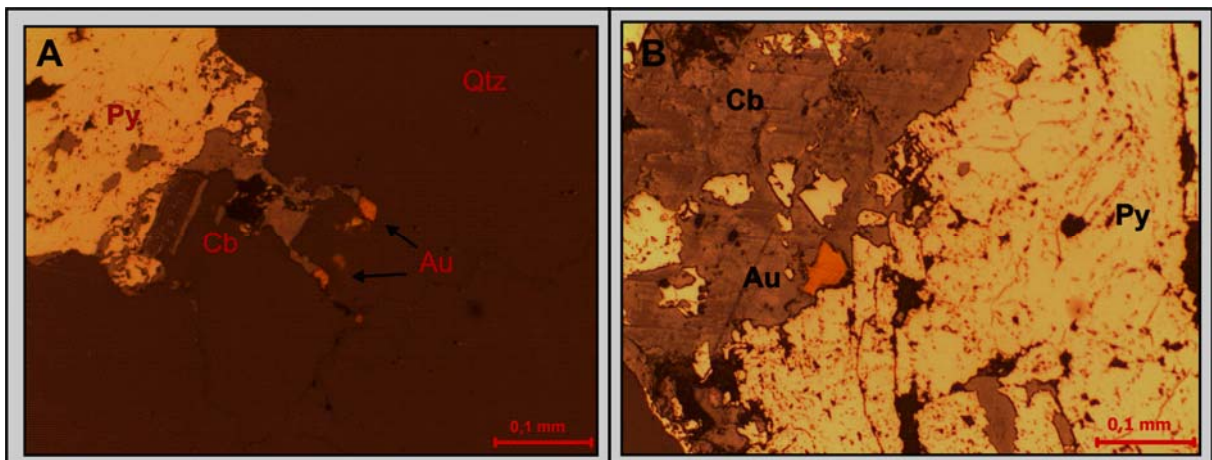


Figura 2.9 – Fotomicrografias sob luz refletida NC// mostrando a associação mineral pirita (py), carbonato (cb) e ouro (Au).

Tabela 2.1 – Resultados obtidos por análise pontual semi-quantitativa (MEV/EDS).

Concentração (%)					
Ponto	Au	Ag	Bi	Pb	Mineral
1	2,5	-	-	-	Pirita
2	2,3	-	-	-	Pirita
3	1,6	-	-	-	Calcopirita
4	85	4	5	3	Ouro

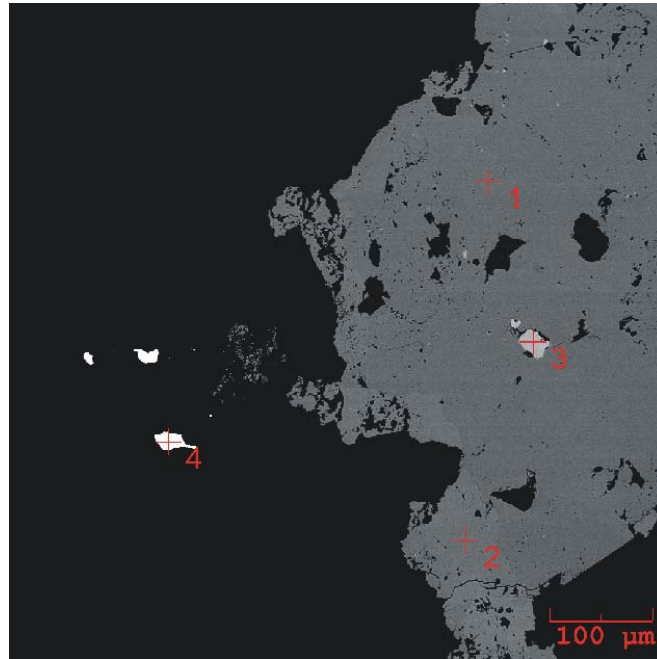


Figura 2.10 – Imagem de elétrons retroespalhados mostrando grande grão de pirita com disseminações de ouro (Tabela 1) e três grãos de ouro (branco). 1 – Pirita; 2 – Pirita; 3 – Calcopirita e 4 – Ouro.

3 METODOLOGIA

Para o desenvolvimento desta dissertação foram adotadas várias metodologias analíticas relacionadas ao estudo de depósitos auríferos, com ênfase no estudo das alterações hidrotermais e fluidos mineralizadores. As fases do trabalho, os materiais usados e as metodologias aplicadas são descritas abaixo.

3.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Esta fase do trabalho se primou pela pesquisa e leitura de obras que discorrem sobre estudos metalogenéticos de depósitos auríferos em zonas de cisalhamento em geral, mas pontualmente sobre as ocorrências do Fragmento Cratônico São Luís, onde o depósito estudado se localiza. Além da metalogenia, também foi feito um levantamento bibliográfico sobre geologia básica regional e local da área, de modo a entender as suas relações com o depósito de Piaba. Também foram enfatizados estudos sobre os métodos analíticos aqui empregados, como o estudo petrográfico e microtermométrico das inclusões fluidas e da identificação das fases gasosas, por meio da espectroscopia microRaman.

3.2 MATERIAIS E MÉTODOS UTILIZADOS

A área enfocada foi fortemente afetada por intemperismo laterítico, de modo que afloramentos são raros na região. Por esse motivo, apenas testemunhos de sondagem efetuada em zona mineralizada e cedidos pela empresa proprietária dos direitos minerários do depósito (Luna Gold), contendo somente rochas não intemperizadas, foram utilizados no trabalho. Os materiais analisados foram retirados de testemunhos relativos ao furo de sonda BRAZ-D-204, que cobre o minério primário aproximadamente entre 99 m e 170 m de profundidade. A partir destes, foram confeccionadas seções polidas e bipolidas usadas, respectivamente, para estudos petrográficos e de inclusões fluidas.

3.3 PETROGRAFIA

Nesta fase do trabalho foi efetuada, primeiramente, a descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem e obtenção de informações como textura e estruturas das rochas hospedeira do minério. Posteriormente, foram selecionadas as partes dos testemunhos que se destinaram à confecção de 31 seções polidas e 16 seções bipolidas.

Na sequência, as seções delgadas polidas foram utilizadas no estudo microscópico. A descrição buscou a classificação das rochas hospedeiras do minério, assim como a definição das fases minerais presentes nas alterações hidrotermais e suas relações paragenéticas com o ouro. Estes estudos foram desenvolvidos no Laboratório de Petrografia do PPGG (Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica) da UFPA, usando microscópios das marcas Zeiss e Leica, ambos operando com sistemas de luz transmitida e refletida.

Por fim, algumas amostras (lâminas polidas) foram selecionadas para estudo mais detalhado, por microscopia eletrônica de varredura (MEV) com espectroscopia por energia dispersiva (EDS) acoplado, o que permite a obtenção de imagens de grande definição e aumento e a determinação semi-quantitativa da composição química dos minerais. O foco foram minerais de sulfeto para identificação/confirmação da composição de algumas inclusões observadas na microscopia ótica e verificação da presença de ouro e/ou outros elementos traços que ajudassem a entender a composição química do minério. Este estudo foi realizado no LABMEV – Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da UFPA.

3.4 ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS

O estudo de inclusões fluidas foi efetuado em lâminas bipolidas elaboradas a partir de veios de quartzo relacionados à mineralização aurífera e envolveu três etapas analíticas sequenciais: petrografia microscópica, microtermometria e microespectroscopia Raman. A preparação das lâminas bipolidas e as análises microtermométricas foram executadas segundo as recomendações de Roedder (1984) e Shepherd et al. (1985).

3.4.1 Petrografia

O estudo petrográfico foi realizado no Laboratório de Petrografia da UFPA. Nesta fase, das 16 lâminas bipolidas avaliadas, oito mostraram presença de inclusões fluidas com dimensões suficientes para visualização microscópica ($> 0,3 \mu\text{m}$). Primeiramente, o quartzo

hospedeiro foi avaliado, para observação da forma e dimensão dos cristais e, principalmente, de seus aspectos deformacionais, como presença ou não de extinção ondulante, lamelas de deformação e formação de subgrãos. As inclusões fluidas foram então identificadas e descritas quanto às seguintes características: número (e, quando possível, tipo – líquido, gás, vapor, sólido) de fases presentes em temperatura ambiente e sob leve resfriamento, frequência, morfologia, dimensões, e suas possíveis relações temporais em relação ao cristal hospedeiro (associação ou não com fraturas, posição relativa ao cristal etc.) e também entre os diferentes tipos.

3.4.2 Microtermometria

No estudo microtermométrico, realizado no Laboratório de Microtermometria do Instituto de Geociências da UFPA, as inclusões mapeadas no estudo petrográfico das seções bipolidas foram submetidas a resfriamento e aquecimento em platina Linkam THMSG 600 acoplada a um microscópio petrográfico. A calibração do equipamento foi efetuada com padrões sintéticos de água pura (fusão do gelo em 0°C) e CO₂ puro (fusão em -56,6°C). A precisão das medidas é estimada em $\pm 0,3^\circ\text{C}$ para mudanças de fase ocorridas abaixo de 30°C e $\pm 5^\circ\text{C}$ para aquelas ocorridas acima de 100°C. Além disso, a platina se encontra acoplada a um microcomputador que, por meio do aplicativo específico da platina utilizada, gerencia o trabalho microtermométrico e permite o registro em planilha digital das temperaturas das mudanças de fase das inclusões fluidas.

Nesta fase, foram observadas e registradas as seguintes temperaturas de mudanças de fase: ponto eutético, fusão do gelo, fusão do CO₂ e do clatrato, homogeneização do CO₂ e homogeneização final da inclusão. A partir dessas mudanças de fases, foram calculadas e/ou inferidas as condições físico-químicas, como composição da fase líquida, salinidade, densidade, temperatura e pressão, sob as quais esses fluidos foram aprisionados.

3.4.3 Microespectroscopia Raman

A microespectroscopia Raman foi utilizada com o objetivo de identificar a composição das fases voláteis nas inclusões. Para isso, foi utilizado o espectrômetro XY Dilor com multicanais da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), em Belo Horizonte. A fonte é um laser a argônio com comprimento de onda de 514,53 nm e potência de 700 mW. As proporções molares foram calculadas usando a equação de Plackzek (equação 1) e os

fatores de quantificação relativos aos perfis de espalhamento Raman, de 1,21 para CO₂, 8,7 para CH₄ e 1 para N₂ (Burke, 2001), que consiste na comparação entre as áreas dos picos (intensidades integradas), por meio da equação (modificada):

$$X_a = (A_a/F_a) / \Sigma (A_i/F_i) \quad (1)$$

onde X_a, A_a e F_a, são respectivamente, fração molar, área do pico e fator de quantificação do componente a; A_i e F_i são, respectivamente, área do pico e fator de quantificação para todos os componentes presentes; Σ é a soma.

3.4.4 Redução, integração e interpretação dos dados

Cerca de 380 inclusões fluidas forneceram dados na microtermometria. A redução dos dados e cálculos composicionais e de densidades, bem como pressão e temperatura e determinação de isócoras foram efetuadas com auxílio do aplicativo Fincor (Brown, 1989).

Os resultados obtidos a partir dos dados microtermométricos foram então relacionados aos estudos petrográficos com o objetivo de apresentar as condições físico-químicas em que se deu a alteração hidrotermal e a deposição do ouro em Piaba.

4 ARTIGO CIENTÍFICO:

O FLUIDO MINERALIZADOR NO DEPÓSITO AURÍFERO PIABA, FRAGMENTO CRATÔNICO SÃO LUÍS (NW-MARANHÃO) COM BASE NO ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS EM VEIOS DE QUARTZO

SANEY C. F. DE FREITAS

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – Universidade Federal do Pará (UFPA)

Caixa postal 8608. Belém-PA. CEP: 66075-110

saney.freitas@vale.com

EVANDRO L. KLEIN

CPRM/Serviço Geológico do Brasil. Av. Dr. Freitas, 3645, Belém-PA, CEP: 66095-110

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – Universidade Federal do Pará (UFPA)

evandro.klein@cprm.gov.br

ABSTRACT THE MINERALIZING FLUID IN THE PIABA GOLD DEPOSIT, SÃO LUÍS CRATONIC FRAGMENT (NW-MARANHÃO), BASED ON FLUID INCLUSION STUDIES OF QUARTZ

Piaba is the first gold mine to operate in the São Luís Cratonic Fragment, NW-Maranhão, northern Brazil. The geological setting comprises chiefly metavolcano-sedimentary sequences (Aurizona Group) and subduction-related granitoids (Tromai Intrusive Suite), formed in island arc between 2240 and 2150 Ma. Gold mineralization is hosted in a fine-grained granophyric granodiorite (Piaba Granophyre) and in a subvolcanic andesite of the Aurizona Group. The mineralized zone is limited by an ENE-WSW-trending brittle-ductile shear zone and consists of quartz veins and veinlets and accompanying hydrothermal haloes (chlorite + muscovite + carbonate + pyrite + chalcopyrite + gold) disposed in a stockwork geometry. Petrographic, microthermometric and microRaman studies of quartz have defined two- and three-phase aqueous-carbonic fluid inclusions produced by heterogeneous trapping during phase separation, in addition to late aqueous fluids. The mineralizing low salinity (5.5 wt.%

NaCl equiv.) aqueous-carbonic fluid is composed of CO₂ (5 – 24 mol%, with a density of 0.96-0.99 g/cm³), H₂O (74 – 93 mol%), N₂ (≤1 mol%) and CH₄ (≤1mol%). Ore deposition occurred at 267-302 °C and 1.25-2.08 kbars, corresponding to 4-7 km in depth, in keeping with the structural information. The P-T-X and reduced (log f_{O_2} -31.3 to -34.3) characteristics of the fluid, combined with host rock sulfidation indicate that gold has been transported as a sulfur complex and that ore deposition occurred in response to phase separation, and lowering of the sulfur activity and f_{O_2} during fluid-rock interaction.

Keywords: fluid inclusions, gold, São Luís Craton, metallogeny, CO₂

RESUMO

O depósito aurífero de Piaba tornou-se a primeira mina em operação no Fragmento Cratônico São Luís, noroeste do Maranhão. Seu ambiente geológico compreende rochas metavulcanossedimentares do Grupo Aurizona e granitoides da Suíte Tromai, entre outras unidades menores, formadas em ambiente de arcos de ilhas entre 2240 e 2150 Ma. A mineralização em Piaba se hospedou em um granodiorito granofírico fino (Granófiro Piaba) e em rocha subvulcânica andesítica do Grupo Aurizona encaixadas em zona de cisalhamento ENE-WSW rúptil-dúctil e é composta por uma trama *stockwork* de veios e vênulas de quartzo com seus halos de alteração (clorita + muscovita + carbonato + pirita + calcopirita e ouro). Estudos petrográficos, microtermométricos e por espectroscopia microRaman no quartzo definiram inclusões aquo-carbônicas bifásicas e trifásicas, produzidas por aprisionamento heterogêneo durante separação de fases, e fluidos aquosos tardios. O fluido aquo-carbônico, responsável pela mineralização, é composto por CO₂ (5 – 24 mol %, densidade de 0,96-0,99 g/cm³), H₂O (74 – 93 mol%), N₂ (≤1 mol%), CH₄ (≤1mol%) e 5,5 % em peso NaCl equivalente. O minério depositou a 267-302 °C e 1,25-2,08 kbar, correspondendo a profundidades de 4 a 7 km, em consonância com o regime estrutural. A composição e intervalo de P-T do fluido mineralizador, combinadas com o caráter redutor (log f_{O_2} -31,3 a -34,3) e a sulfetação da rocha hospedeira, sugerem que o ouro foi transportado como um complexo sulfetado. O minério foi depositado em consequência da separação de fase, redução da atividade de enxofre e da f_{O_2} pela interação fluido-rocha.

Palavras chave: inclusões fluidas, ouro, Cráton São Luís, metalogênese, CO₂

4.1 INTRODUÇÃO

O Fragmento Cratônico São Luís, NW do Maranhão-NE do Pará, destaca-se por possuir importantes ocorrências auríferas identificadas já do século XVII, e que até os dias de hoje são alvos de atividade garimpeira, especialmente em ocorrências secundárias, aluvionares e supergênicas. Mais recentemente, empresas de mineração têm desenvolvido trabalhos exploratórios, o que permitiu a descoberta, entre outros, do depósito de Piaba e o início de sua operação, a partir de 2010, com a primeira mina de ouro nesta área cratônica e no estado do Maranhão. O depósito de Piaba localiza-se próximo à Vila de Aurizona, no município de Godofredo Viana – Ma (Fig. 4.1). Possui reservas medidas e indicadas de 78 milhões de toneladas a 1,26 g/t e inferidas de 15,2 milhões de toneladas a 1,47 g/t de ouro (Luna Gold, 2012).

Já existem estudos genéticos para algumas ocorrências auríferas do Fragmento Cratônico São Luís, como nos garimpos Caxias, Areal e Pedra de Fogo, em que aspectos de alteração hidrotermal foram descritos e os fluidos mineralizadores investigados com base em inclusões fluidas e isótopos estáveis (Klein et al. 2005a e suas referências). Em Piaba, até o momento somente o minério oxidado (supergênico) foi alvo de investigação (Souza, 2001), porém ainda nada se conhece sobre a gênese do minério primário. Desse modo, este trabalho tem por objetivo contribuir com o entendimento do processo mineralizador deste depósito, no que diz respeito aos aspectos físico-químicos dos fluidos transportadores e precipitadores do minério. Essa abordagem é feita por meio do estudo de inclusões fluidas em veios e vênulas de quartzo associados ao minério aurífero. Embora seja de contribuição local, o trabalho se reveste de importância maior em razão do ineditismo em tratar da primeira operação mineira industrial no Maranhão e no Fragmento Cratônico São Luís.

4.2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A área de estudo está localizada na porção norte do Fragmento Cratônico São Luís (Fig. 4.1). Nesta área cratônica, as rochas mais antigas são representadas pelo Grupo Aurizona (2240 ± 5 Ma, Klein & Moura, 2001), composto por uma sequência metavulcanossedimentar constituída por xistos diversos, rochas metavulcânicas ácidas a básicas, filitos, quartzitos e metachert (Pastana, 1995; Klein et al. 2005b). Dados geoquímicos e isotópicos levaram Klein et al. (2009) a interpretar a sequência como relacionada a ambiente de arco de ilhas e/ou bacia do tipo retroarco.

Esta sequência foi intrudida pelos granitóides (predominantemente tonalitos, granodioritos e monzogranitos) da Suíte Intrusiva Tromai. Esta suíte possui natureza cálcico-alcalina, metaluminosa a fracamente peraluminosa, de baixo a alto K e assinatura isotópica juvenil, interpretada como relacionada a arcos de ilha e formada entre 2168 ± 4 Ma e 2149 ± 4 Ma (Klein et al. 2005a, 2008a, 2008b). Unidades vulcânicas contemporâneas à Suíte Intrusiva Tromai e de menor expressão aflorante englobam basaltos tholeiíticos e andesitos cálcico-alcalinos da unidade Serra do Jacaré e riolitos e dacitos cálcico-alcalinos da Formação Rio Diamante, representantes de magmatismo de arco maturo a continental (Klein et al. 2009). Outros granitóides afloram na porção oeste do fragmento cratônico e são atribuídos à Suíte Intrusiva Tracuateua, constituída por granitos peraluminosos a duas micas, de 2080 ± 2 Ma a 2091 ± 5 Ma, interpretados como de natureza colisional (Costa, 2000; Palheta, 2001). As unidades mais jovens do Fragmento Cratônico São Luís consistem no Granito Negra Velha, shoshonítico, com idade entre 2076 e 2056 Ma (Klein et al. 2008b) e a Unidade Vulcânica Rosilha, composta por dacitos e tufos formados em torno de 2068 Ma (Klein et al. 2009).

O Fragmento Cratônico São Luís é interpretado como parte de um orógeno riaciano maior, que envolveria também o Cráton Oeste Africano (Klein & Moura, 2008). Sua evolução envolveria uma fase acrescionária entre 2240 e 2140 Ma, materializada principalmente pelo Grupo Aurizona e pela Suíte Intrusiva Tromai, e uma fase colisional peraluminosa em torno de 2100 Ma, representada pela Suíte Tracuateua. As unidades Negra Velha e Rosilha estariam relacionadas a evento tardi a pós-orogênico (Klein et al. 2008b, 2009 e suas referências).

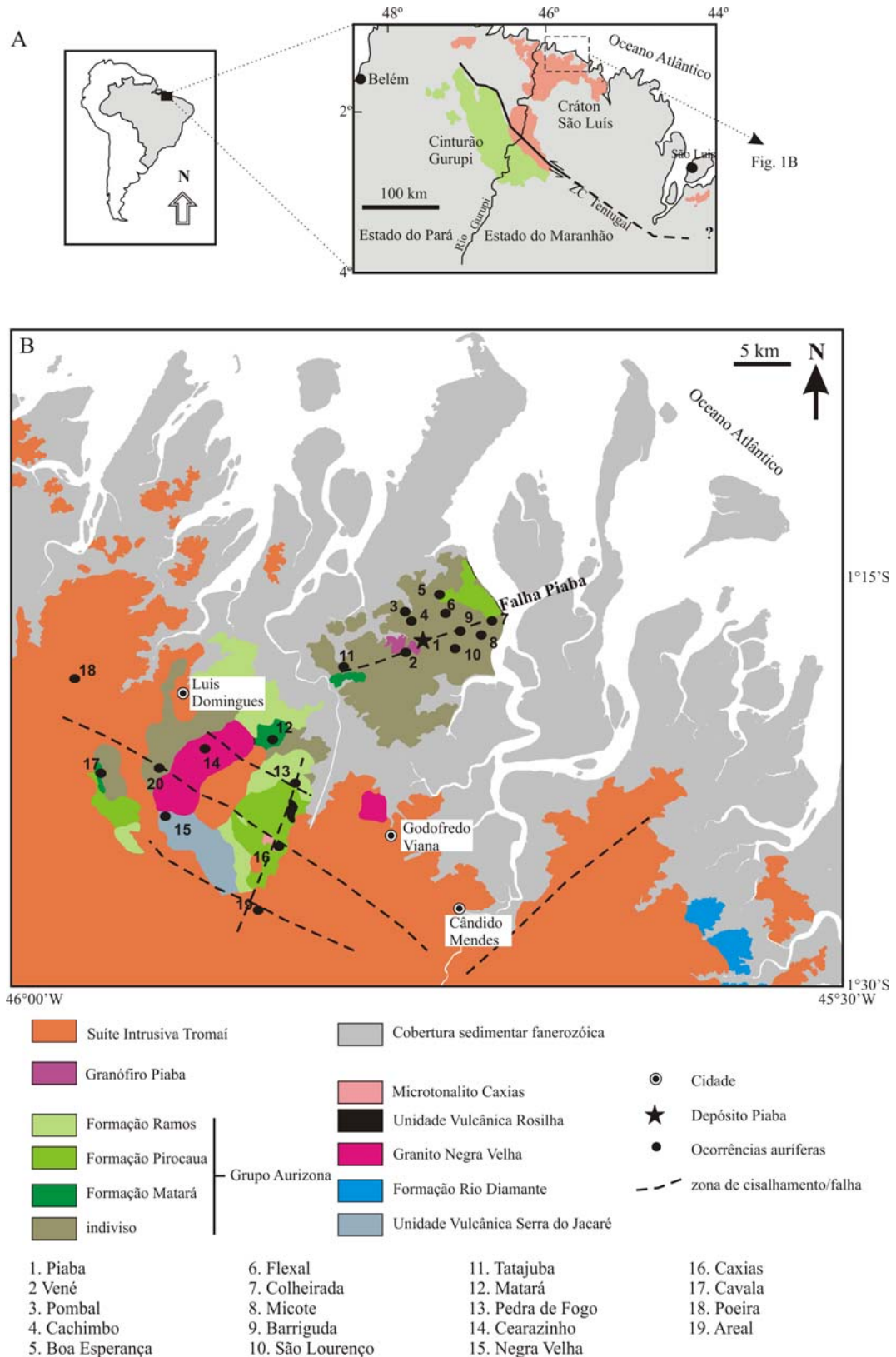


Figura 4.1 - (A) Mapa de localização e (B) mapa geológico simplificado da porção norte do Fragmento Cratônico São Luís com localização das principais ocorrências auríferas e do depósito de Piaba.

Fonte: Adaptado de (Klein et al. 2008a).

4.3 GEOLOGIA DO DEPÓSITO PIABA

4.3.1 Rochas encaixantes e hospedeiras

A região em que se localiza o depósito Piaba foi fortemente afetada por intemperismo laterítico, de modo que exposições de rocha são raras e informações geológicas são mais facilmente obtidas por testemunhos de sondagem. Segundo a Mineração Aurizona (relatório inédito 2000), na área do depósito ocorreria uma sequência metavulcanossedimentar (o Grupo Aurizona, segundo Pastana, 1995 e Klein et al. (2008a) composta por xistos e *metacherts* grafitosos, tufos, quartzo-sericita-clorita xistos e rochas máficas e ultramáficas. Essa sequência seria intrudida por corpos de granófiro de granulação fina e composição tonalítica a granodiorítica (Fig. 4.2 B). A essa suposta intrusão, Klein et al. (2008a) denominaram informalmente de Granófiro Piaba, e determinaram sua idade de colocação em 2214 ± 3 Ma (evaporação de Pb em zircão). Essas rochas finas seriam as principais hospedeiras do minério (Relatório inédito de Mineração Aurizona 2000). Em descrição mais recente, contudo, Mach & Clarke (relatório inédito 2008) não fazem referência a esses corpos granofíricos, mas interpretam as rochas hospedeiras como andesitos e basaltos.

O estilo principal da mineralização é do tipo *stockwork*, em que veios e vênulas de quartzo concentram os maiores teores do minério e ocupam as porções mais fraturadas das rochas hospedeiras. Outra forma de ocorrência, menos observada, apresenta-se disseminada e associada a sulfetos localizados nos halos de alteração hidrotermal nas rochas hospedeiras. Os corpos de minério, com ambas as formas de ocorrência do minério, estão contidos em uma zona de cisalhamento rúptil (Falha Piaba – Fig. 4.1). Esta falha é subvertical, de direção N70E e possui aproximadamente 300 m de largura (Fig. 4.2). Ainda de acordo com Mineração Aurizona (relatório inédito 2000), a falha seria seccionada por estruturas rúpteis menores, de orientação NNW-SSE, materializadas por veios de quartzo cisalhados, brechados e estéreis.

Em escala macroscópica a estruturação das rochas hospedeiras é de caráter rúptil, geralmente apresentando fraturas de dimensões milimétricas a centimétricas, na maioria das vezes com veios de sericita e quartzo mineralizados. Existem vários padrões de fraturas, mas dentre esses padrões dois são bem marcantes. O primeiro é caracterizado por grupos de fraturas verticalizadas ou de alto ângulo de mergulho, e o segundo se mostra com fraturas sub-horizontais. Esses dois grupos ocorrem geralmente truncando uns aos outros.

Neste trabalho foram examinadas amostras de testemunhos de sondagem de zona mineralizada, numa tentativa de melhor caracterizar as rochas hospedeiras. Fato é, entretanto,

que as amostras analisadas encontram-se fortemente alteradas hidrotermalmente, dificultando a identificação dos protólitos.

Na seção estudada, apesar da forte alteração hidrotermal, aparentemente ocorrem três litotipos distintos. O primeiro litotipo corresponde a uma rocha de coloração cinza-clara e tons esverdeados, com granulação variando de fina a média, pouco fraturada e localmente com grãos de pirita disseminados (Fig. 4.3B).

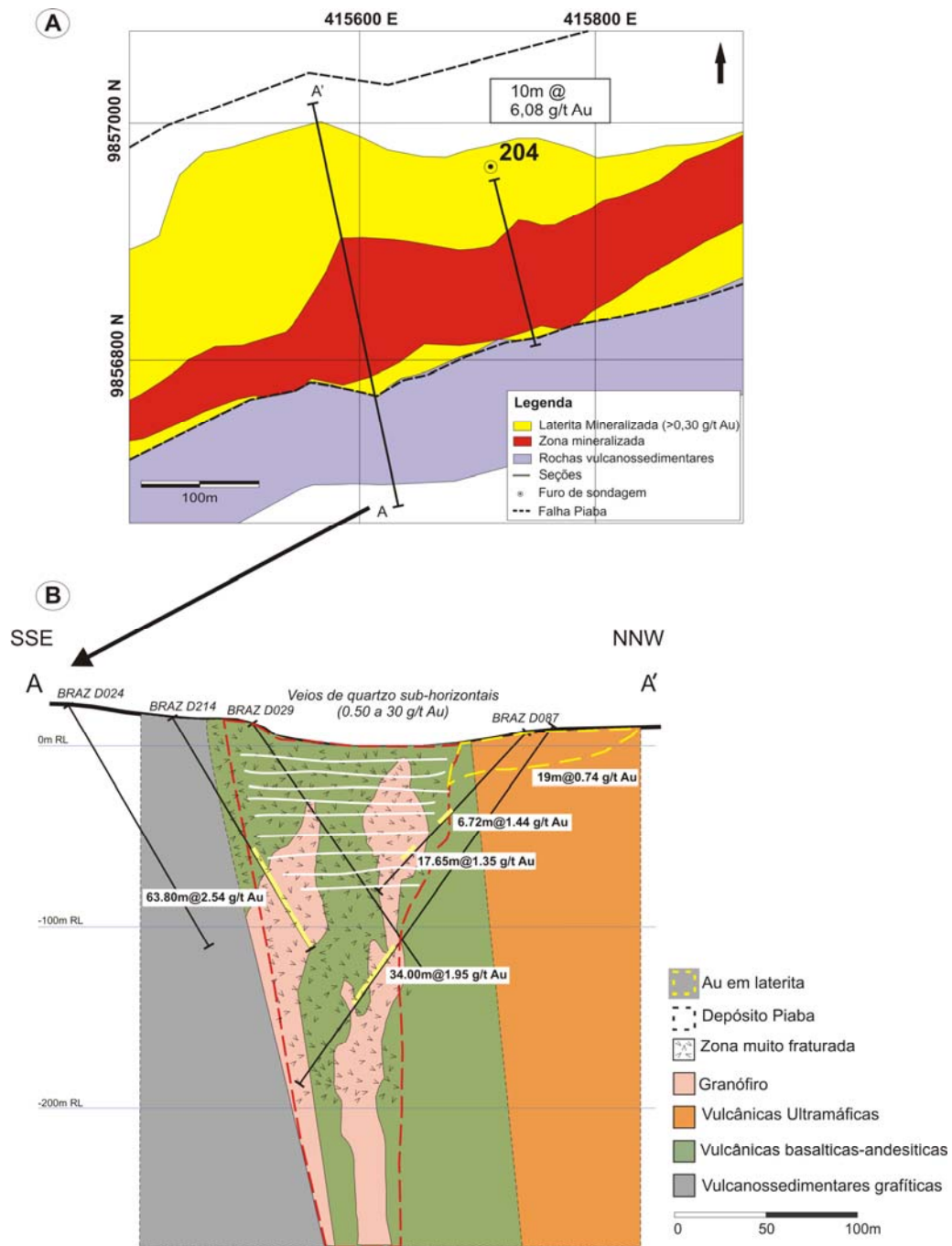


Figura 4.2 – (A) Mapa geológico simplificado do depósito Piaba, com a localização do furo 204, abordado neste estudo. (B) Seção geológica do depósito (localização na figura A) mostrando a localização de furos de sonda e teores médios de interseções mineralizadas.

Fonte: Modificado de (Luna Gold, 2011).

O estudo microscópico feito nas porções menos alteradas dessa rocha permitiu observar que os minerais essenciais são quartzo (25-35%), feldspato alcalino (25%) e plagioclásio (40%), arranjados em textura granular alotriomórfica (Fig. 4.3 C e D). Intercrescimento granofírico é também bem expressivo (Fig. 4.3 D), donde vem, provavelmente, a denominação granófiro, empregada por Mineração Aurizona (relatório inédito 2000). A ilmenita se apresenta nas amostras menos alteradas com sua textura em treliça, enquanto apatita e zircão ocorrem como minerais acessórios. Os grãos de quartzo são anédricos, pouco deformados, mas ocorrem localmente com extinção ondulante e na forma de subgrãos. Possuem contatos curvos com os minerais adjacentes. Os cristais de feldspato são subédricos e apresentam contos retos entre si; os cristais mais preservados já mostram pequenas lamelas de sericita.

Levando-se em consideração os dados texturais e mineralógicos mais ou menos preservados, e assumindo-se que sejam representativos do litotipo estudado, este pode ser caracterizado como um granodiorito de granulação fina. Entretanto, na maioria dos casos, as amostras se encontram muito alteradas ao ponto de não ser possível fazer a distinção entre feldspato alcalino e plagioclásio (Fig. 4.3 B, C e D), não permitindo assim a sua correta classificação petrográfica.

O segundo tipo de rocha está muito alterado hidrotermalmente. Possui coloração verde, produzida por cloritização e possível alteração de feldspatos, e é recortado por fraturas preenchidas por material escuro (Fig. 4.3 A), que corresponde a carbono amorfo. Ao microscópio, quartzo e plagioclásio são visíveis, além de clorita, que provavelmente é produto de alteração de mineral máfico. A granulação fina e a predominância de plagioclásio e quartzo sugerem tratar-se de dacito ou andesito (vulcânico ou subvulcânico).

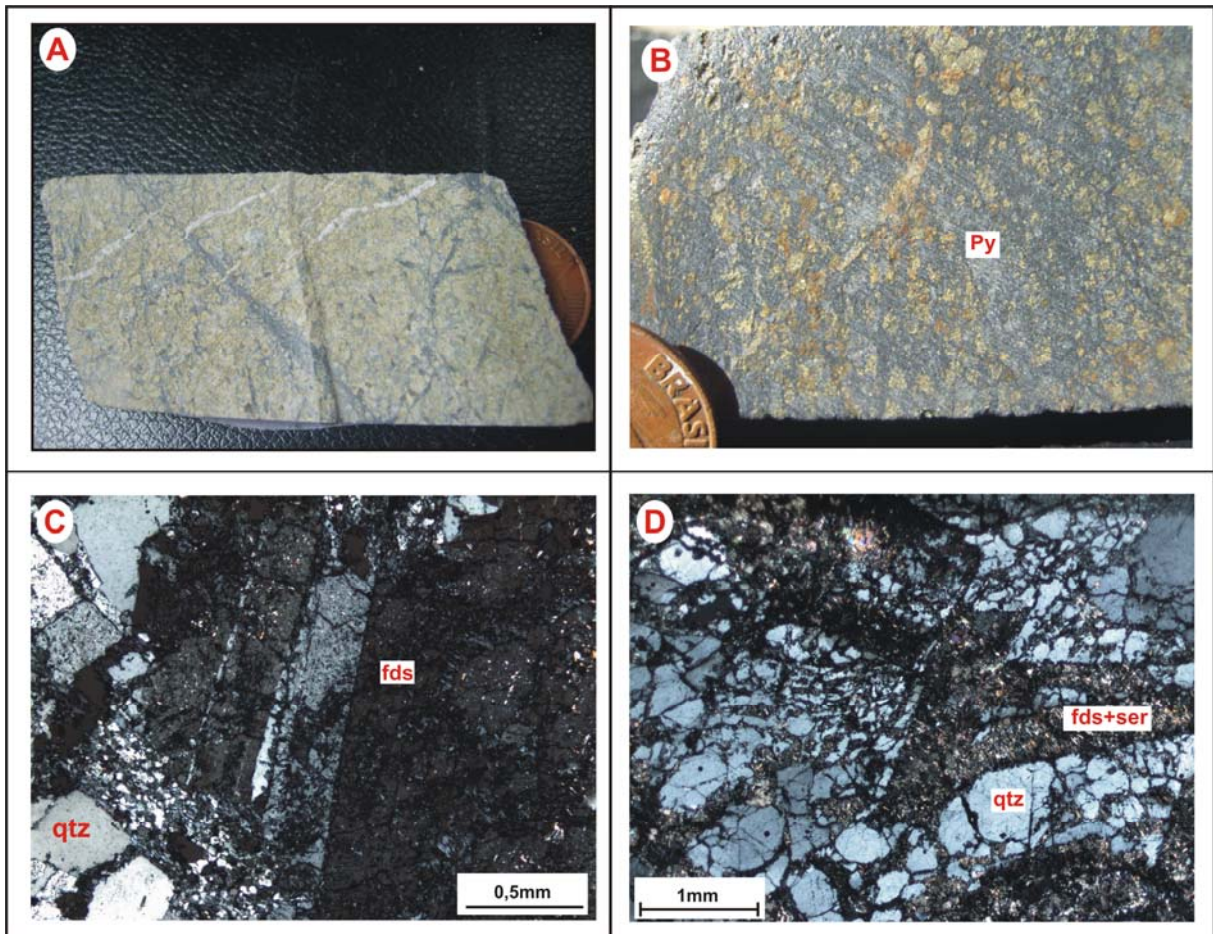


Figura 4.3 – Testemunhos de sondagem e fotomicrografias das rochas hospedeiras. (A) Rocha vulcânica cloritizada e (B) Granodiorito granofírico, com porção menos alterada, onde maclas de feldspatos se encontram preservadas (C) e textura granofírica preservada em alguns pontos em amostras brechadas (D). qtz: quartzo; fds: feldspato e ser: sericita.

Na porção inferior da seção examinada, a partir de 161,2 m ocorre rocha de coloração cinza-clara, finamente laminada e pouco alterada. Localmente, entretanto, a laminação é perturbada por pequenas fraturas de quartzo e carbonato, turmalina e sulfetos (Fig. 4.4). Essa rocha é composta essencialmente por níveis de quartzo microcristalino intercalado com porções finas a muito finas formadas por plagioclásio, clorita, sericita, material carbonoso e raro quartzo.

O caráter extremamente fino da rocha também dificulta sua correta classificação, mas a porção quartzosa pode ser interpretada como chert ou pode ser um tufito depositado em ambiente subaquoso, que se misturou com material epiclástico.

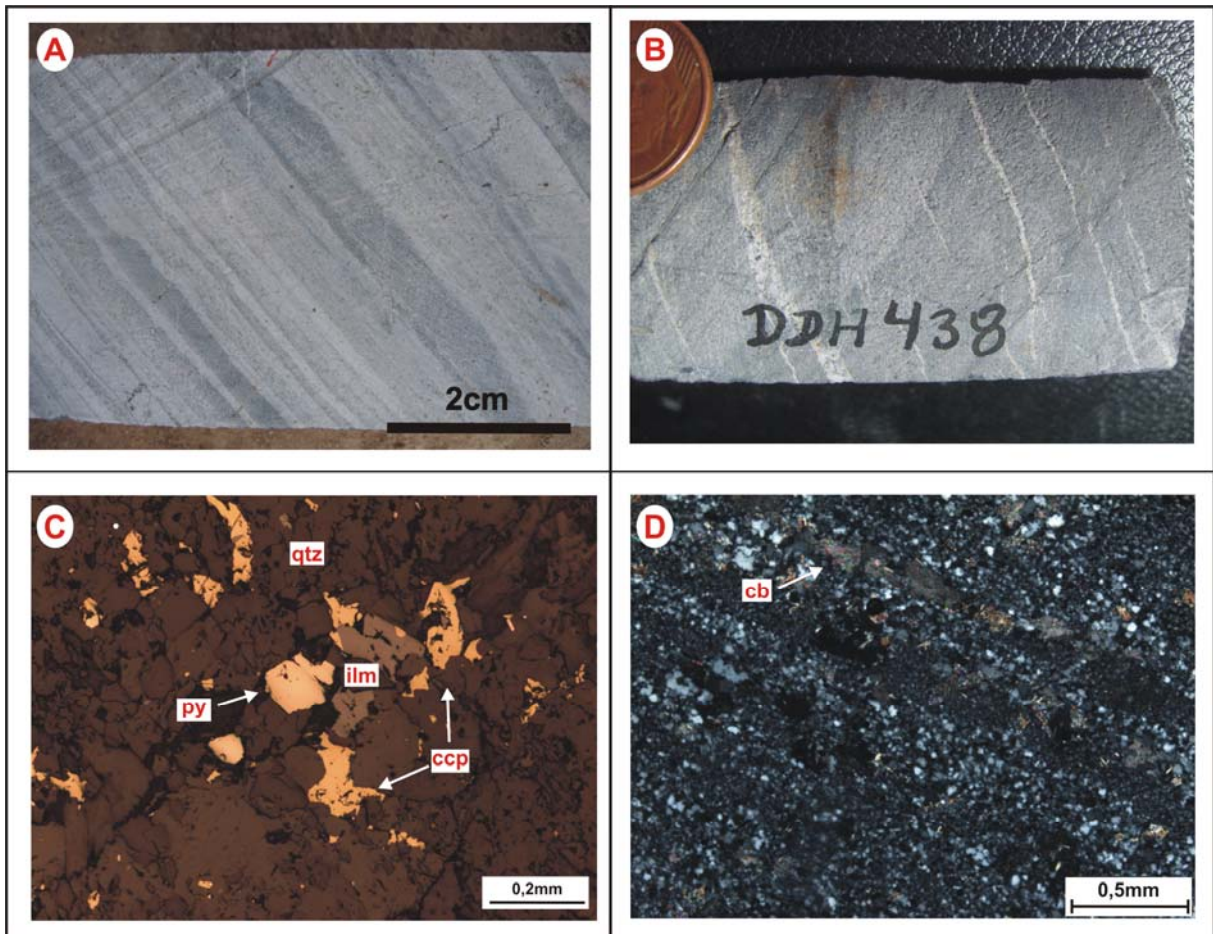


Figura 4.4 – Aspecto macroscópico do tufito (A) sem alteração hidrotermal e (B) com vênulas de carbonato. Detalhe microscópico com sulfetos e carbonatos ocupando fraturas e espaços entre as camadas (C e D). ccp: calcopirita; ilm: ilmenita; cb: carbonato; qtz: quartzo; py: pirita.

4.3.2 Alteração hidrotermal

A silicificação é volumetricamente, a alteração mais importante. É representada por veios e vênulas milimétricas a centimétricas de quartzo, que são os principais hospedeiros de grande parte do ouro no depósito (Fig. 4.5 A e B). Os veios de quartzo são multidirecionais. Ao microscópio, os cristais de quartzo possuem formas anédricas e subédricas, são pouco a moderadamente fraturados, apresentam alguma extinção ondulante e estão associados com sulfetos. Aparentemente existem distintas gerações de quartzo que diferem principalmente pelas formas dos cristais, ora anédricos preenchendo fraturas milimétricas e ora subédricos em veios mais espessos.

Sericitização e cloritização estão sempre associadas. Mica branca predomina nos exemplares com tons em cinza e a cloritização é o tipo de alteração hidrotermal mais volumosa em profundidades mais rasas, que estão relacionadas às áreas mais fraturadas e com maiores teores de sulfetos (pirita) do depósito. Esta elevada quantidade de clorita em várias porções da rocha alterada é bem mostrada pela coloração esverdeada na mesma.

Microscopicamente, a clorita se encontra principalmente na forma disseminada e em lamelas orientadas, bordejando cristais de pirita (Fig. 4.5 E), ilmenita e veios de quartzo, e também preenchendo fraturas e em espaços intergranulares na rocha hospedeira. A mica branca (muscovita/sericita) é observada, na maioria das vezes, como mineral de substituição do feldspato e em menores proporções é vista em microbandas de cisalhamento e no preenchimento de fraturas juntamente com quartzo, clorita e pirita (Fig. 4.5 F).

A sulfetação ocorre geralmente na forma de agregados de sulfetos em veios de quartzo, preenchendo microfraturas na rocha hospedeira, ou como disseminações. Pirita é o sulfeto largamente predominante, com ocorrência muito subordinada de calcopirita. Os cristais de pirita possuem formas subédricas e euédricas. Foi observada também recristalização e substituição da ilmenita pela pirita (Fig. 4.5 C). Nos níveis mais profundos do perfil estudado há um aumento no percentual de calcopirita, que deixa de ocorrer como pequenas inclusões em cristal de pirita e ilmenita e passa a se apresentar na forma disseminada na rocha hospedeira alterada.

Carbonatação ocorre em associação com a sulfetação (ou substituindo a pirita) e espacialmente associada à precipitação de ouro (Fig. 4.5 C). A carbonatação é também evidente na rocha encaixante, onde a calcita preenche espaços intergranulares e microfraturas (Fig. 4.5 D), juntamente com quartzo e sulfetos. Aparentemente, é um efeito tardio em relação à mineralização.

No tufito/chert, efeitos incipientes a moderados de alteração hidrotermal são representados pela presença de carbonato (calcita), que ocorre sob a forma disseminada e também na forma de finos leitos paralelos à estratificação e em vênulas discordantes. As vênulas contêm, além do carbonato, quartzo, clorita, turmalina marrom e sulfetos (pirita, calcopirita e ilmenita. Fig. 4.5 C e D).

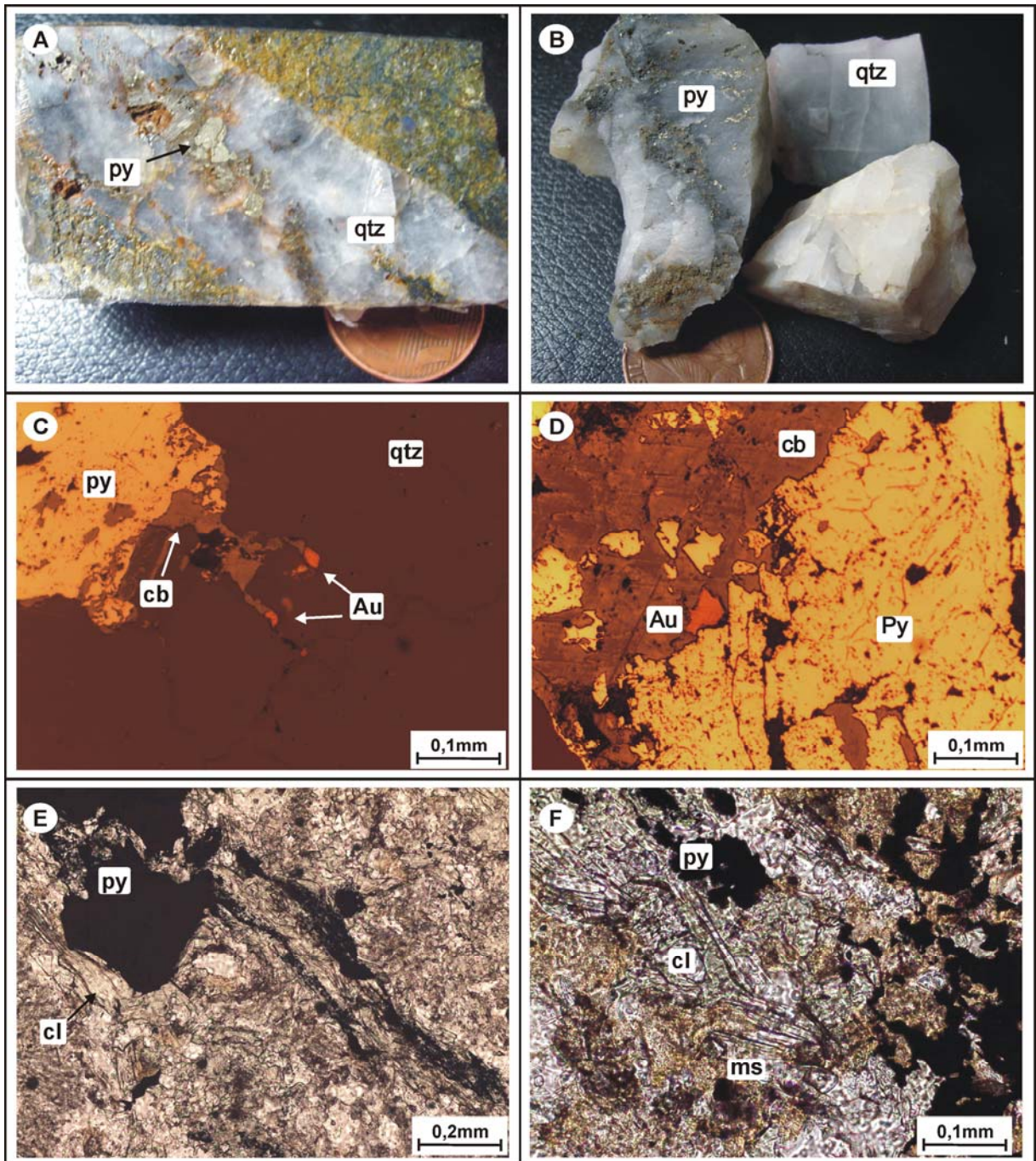


Figura 4.5 – Imagens macro e microscópicas mostrando forma, modo de ocorrência e associação mineral no depósito de Piaba. (A e B) Veios de quartzo com sulfetos; (C e D) ouro em associação: Au + py + cb; (E e F) Associação de alteração: sulfetação + cloritização. Au: ouro; qtz: quartzo; py: pirita; ms: muscovita; cl: clorita e cb: carbonato.

4.4 ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS

4.4.1 Procedimentos analíticos

O estudo de inclusões fluidas foi efetuado em cristais de quartzo das vênulas e veios associados ao minério. A preparação das amostras e as análises microtermométricas foram executadas tomando como orientação as recomendações de Roedder (1984) e Shepherd et al. (1985). A petrografia e a microtermometria foram desenvolvidas, respectivamente, nos laboratórios de petrografia e microtermometria no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em Belém. Uma platina modelo THMSG 600 da marca Linkham foi o equipamento utilizado para o resfriamento e aquecimento. A calibração foi efetuada com padrões sintéticos de CO₂ puro (-56,6°C) e água pura (0°C). A precisão das medidas é estimada em ± 0,3°C para temperaturas tomadas abaixo de 30°C e ± 5°C para aquelas acima de 100°C.

A microespectroscopia Raman foi utilizada com o objetivo de identificar a composição das fases voláteis nas inclusões. Para isso, foi utilizado o espectrômetro XY Dilor com multicanais da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), em Belo Horizonte. A fonte é um laser a argônio com comprimento de onda de 514,53 nm e potência de 700 mW. As proporções molares foram calculadas usando a equação de Plackzek (equação 1) e os fatores de quantificação relativos aos perfis de espalhamento Raman, de 1,21 para CO₂, 8,7 para CH₄ e 1 para N₂ (Burke, 2001), que consiste na comparação entre as áreas dos picos (intensidades integradas), com base na equação (modificada):

$$X_a = (A_a/F_a) / \Sigma (A_i/F_i) \quad (1)$$

onde X_a , A_a e F_a , são respectivamente, fração molar, área do pico e fator de quantificação do componente a; A_i e F_i são, respectivamente, área do pico e fator de quantificação para todos os componentes presentes; Σ é a soma.

Nos estudos foram utilizadas oito seções bipolidas (de um total de 16 seções previamente avaliadas), cobrindo aproximadamente 68 m em profundidade da zona mineralizada, e cerca de 380 inclusões fluidas foram examinadas microtermometricamente. A redução dos dados e cálculos composicionais e de densidades, bem como pressão e temperatura e determinação de isócoras foram efetuadas com auxílio do aplicativo Fincor (Brown, 1989). As seguintes abreviaturas são utilizadas no texto, tabelas e figuras: T_{FCO_2} :

Temperatura de fusão do CO₂; T_{FCLAT} : Temperatura de fusão do clatrato; T_{HP} : Temperatura de homogeneização parcial do CO₂; T_{HF} : Temperatura de

homogeneização final; T_{FH2O} : Temperatura de fusão do gelo; T_{EU} : Temperatura do ponto eutético. As denominações monofásicas, bifásicas, trifásicas se referem ao número de fases observado em temperatura ambiente ($\sim 22-24^{\circ}C$)

4.4.2 Petrografia, classificação e distribuição das inclusões.

Texturalmente, os cristais de quartzo hospedeiros se mostram levemente deformados em regime rúptil (Fig. 4.6 A), apresentando microfraturas e também poucas feições dúcteis como extinção ondulante e formação de subgrãos. Sabendo-se que essas feições de deformação podem acarretar problemas pós-aprisionamento das inclusões, como vazamento e estrangulamento, priorizou-se a análise de inclusões contidas em grãos de quartzo pouco ou não deformados, de modo a obter informações originais do fluido transportador do minério.

Foi possível determinar, pelo menos, quatro tipos de inclusões fluidas, na seguinte ordem de abundância:

Tipo I – inclusões bifásicas, compostas por uma fase líquida aquosa de tonalidade clara e outra fase líquida carbônica (bolha) de tonalidade cinza claro. Estas inclusões se encontram distribuídas, na maioria das vezes, em agrupamento e isoladas, e em menor quantidade formando trilhas de inclusões.

Suas dimensões variam de 10 a 30 μm e possuem formas elipsoidais e irregulares na maioria das vezes. A fase carbônica ocupa de 20 a 50% do total do volume das inclusões. Quando submetidas a pequeno resfriamento ($T \sim 0^{\circ}C$) nucleiam uma terceira fase, gasosa. São inclusões do tipo aquo-carbônica (Fig. 4.6 B, E e F).

Tipo II – inclusões trifásicas, compostas por uma fase aquosa de tonalidade clara, outra fase líquida carbônica e, no interior desta, uma fase carbônica gasosa de tonalidade mais escura. Estas inclusões possuem características morfológicas, de distribuição e proporções entre as fases similares às do Tipo I, com as quais coexistem, diferindo apenas no número de fases em temperatura ambiente (Fig. 4.6 D). Estas são também inclusões aquo-carbônicas.

Tipo III – inclusões monofásicas com tons em cinza a cinza escuro. Ocorrem em menores quantidades com formas retangulares e poligonais, distribuindo-se de forma isolada no centro de cristais e, localmente, bordejando microfraturas. Durante pequeno resfriamento geraram uma segunda fase. Correspondem a inclusões carbônicas. Este tipo de inclusão não foi analisado por apresentar indícios de vazamento, sobretudo as localizadas próximos às microfraturas.

Tipo IV – inclusões bifásicas, com fase líquida de tonalidade bastante clara, contendo bolhas mais escuras (vapor). Possuem dimensões inferiores a $10\ \mu\text{m}$, estão geralmente dispostas em trilhas, que na maioria das vezes bordejam microfraturas no quartzo. São inclusões aquosas com grau de preenchimento em torno de 90-95%.

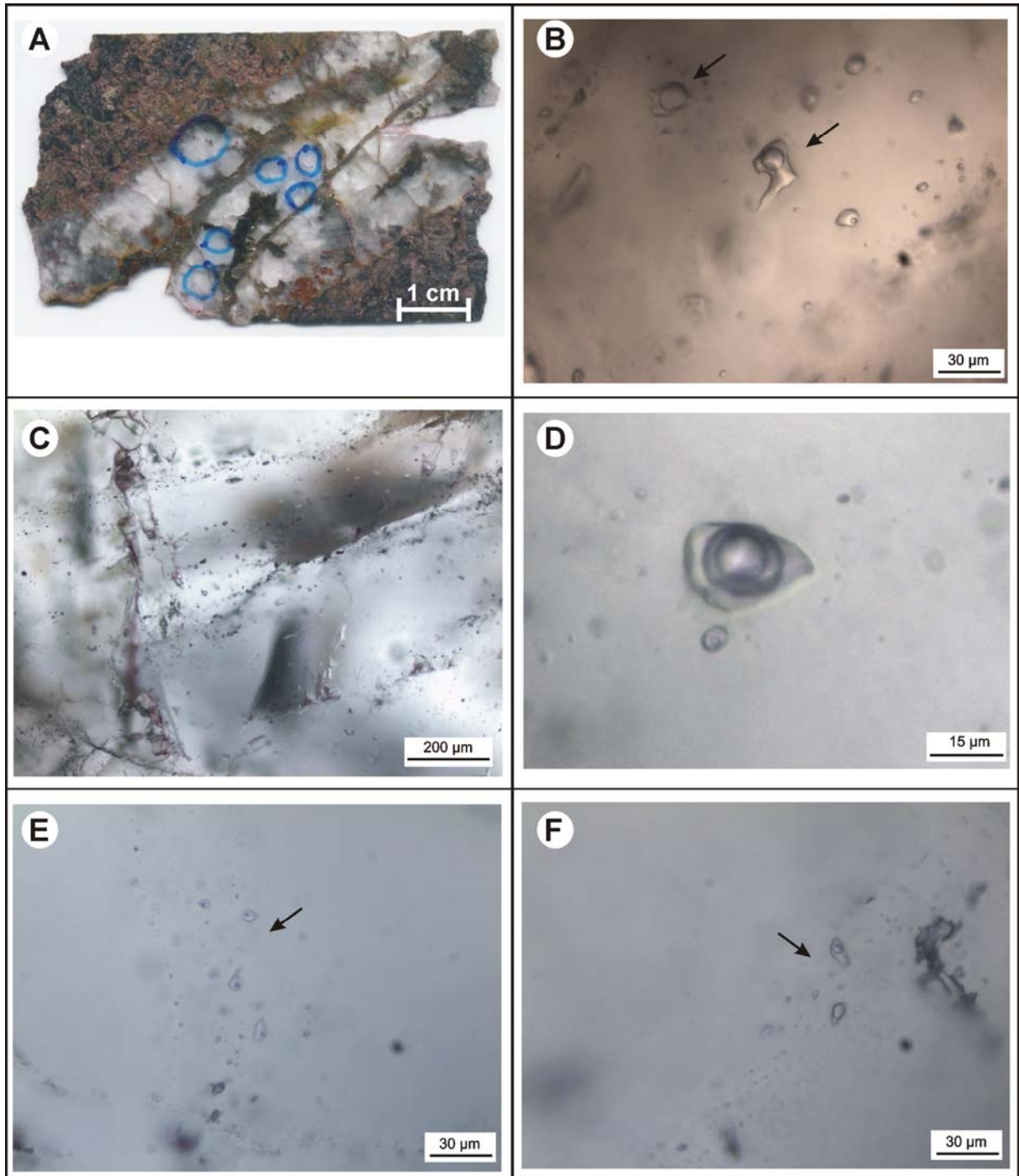


Figura 4.6 – Imagens mostrando tipos de inclusões fluidas em veios de quartzo (A) com suas diversas formas, tamanhos e modos de distribuição. Inclusões tipo I (D), tipo II (B, E e F) e III (C).

4.4.3 Microtermometria e microespectroscopia Raman

As temperaturas de fusão do CO₂ registradas para os tipos I e II ficaram no intervalo entre -56,6 e -58,9 °C (Fig. 4.8 A). Estes valores mostram que o CO₂ é a fase volátil predominante nas inclusões, mas que outras fases devem estar presentes em quantidades subordinadas. Isto foi confirmado pela análise de inclusões selecionadas por espectroscopia microRaman (Tabela 4.1 e Fig. 4.7), que revelou a presença de CO₂ (100 - 97 mol%), N₂ (máximo de 1 mol%) e CH₄ (máximo de 1 mol%) na fase volátil das inclusões.

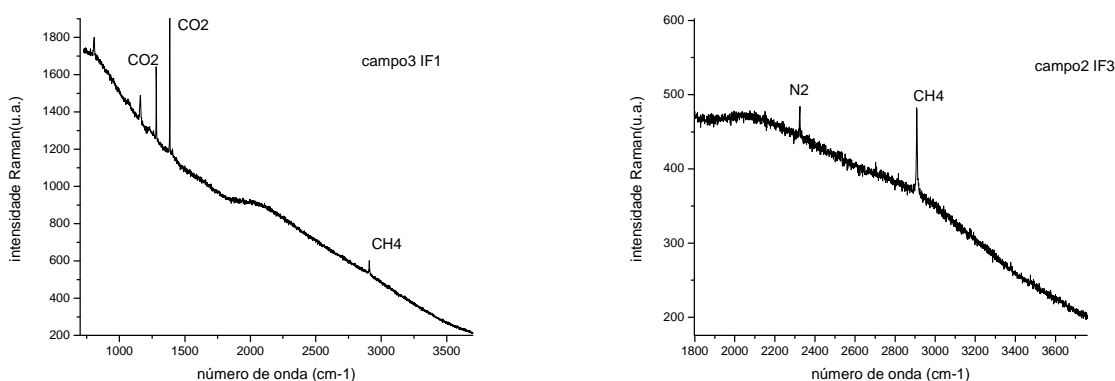


Figura 4.7 – Espectro obtido a partir de espectroscopia microRaman mostrando a presença de CH₄ e N₂ nas fases voláteis das inclusões.

As temperaturas de homogeneização parcial do CO₂ em inclusões do tipo I variam de 4 a 29 °C, com predomínio de temperaturas entre 6 e 10 °C. Nas inclusões do tipo II, a variação também foi ampla, com temperaturas entre 7,4 e 28 °C (Fig. 4.8 B). Vale lembrar que esta ampla variação na temperatura de homogeneização ocorre na maioria das vezes em um único campo microscópico analisado. A homogeneização da fase carbônica ocorre para o estado líquido: CO₂(L) + CO₂(V) → CO₂(L).

A fusão do clatrato nas inclusões tipos I e II ocorreu entre 5,2 e 8,8 °C, com predomínio de temperaturas entre 6 e 8 °C (Fig. 4.9A). Estes valores definem salinidade variando de 2,4 a 11,5 em % peso equiv. de NaCl, com a maioria das medidas entre 5 e 7 e valor médio de 5,5 em % peso equiv. NaCl.

As temperaturas de homogeneização final também foram registradas em um amplo intervalo de temperaturas que variaram de 183 a 377 °C, com predomínio de valores entre 250 a 300 °C para as inclusões bifásicas (Tipo I), Já as inclusões trifásicas mostraram temperaturas entre 190 a 200 °C, 220 e 340 °C, além de outro menor entre 360 e 370°C, com domínio

também entre 250 e 300 °C (Fig. 4.9 B), ambas com homogeneização sempre no estado líquido.

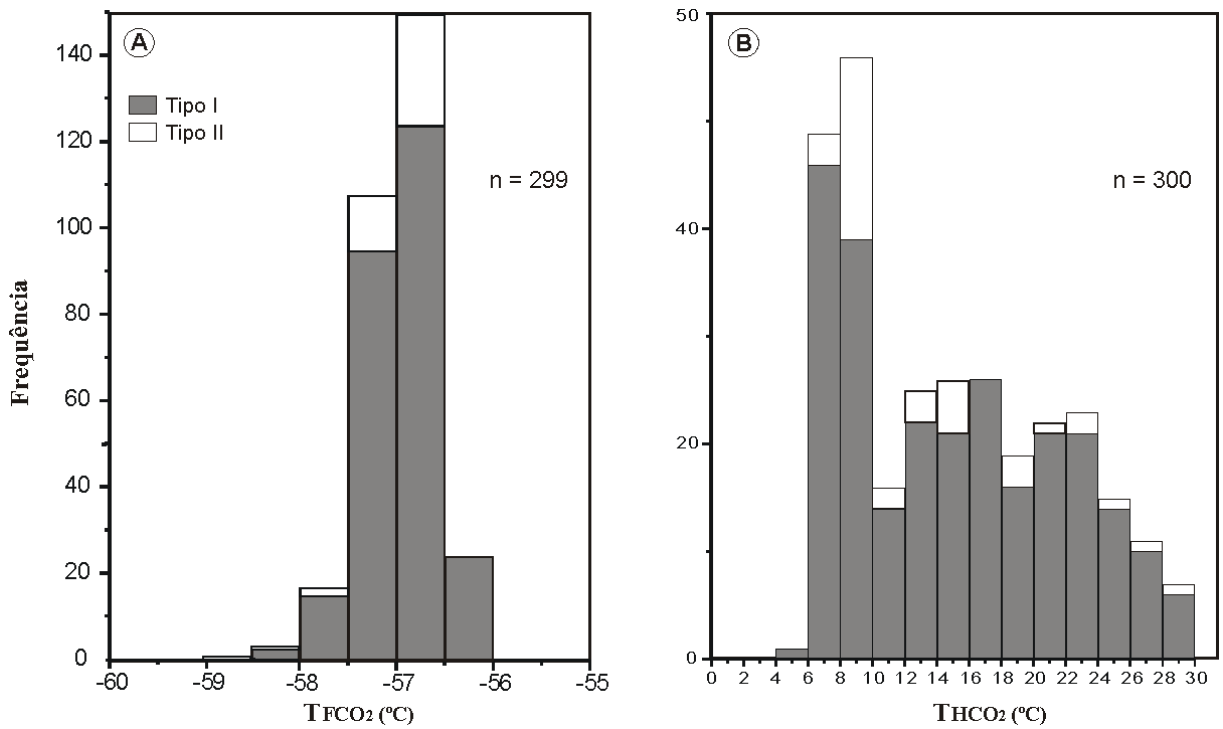


Figura 4.8 – Histogramas de frequência mostrando a relação das temperaturas de fusão (A) e homogeneização (B) do CO₂ em inclusões aquo-carbônicas.

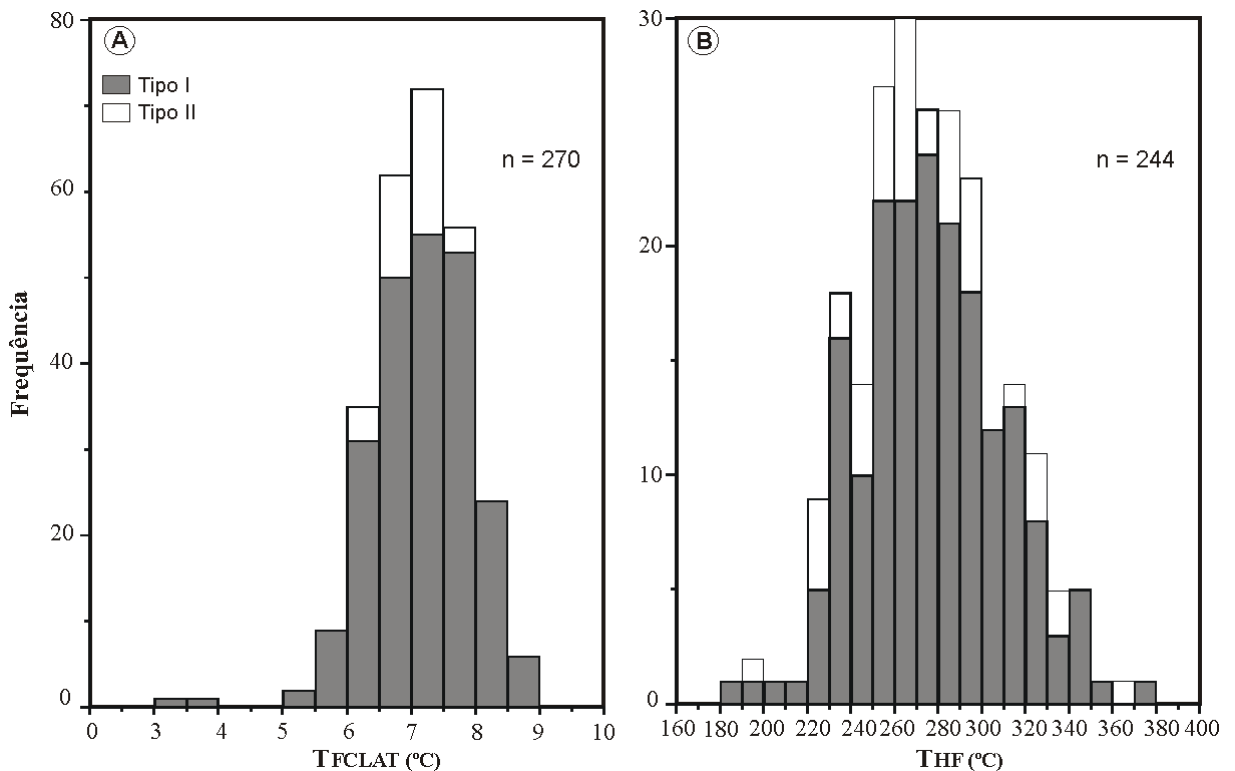


Figura 4.9 – Histogramas de frequência mostrando relação e distribuição das inclusões aquo-carbônicas. (A) temperaturas de homogeneização final e temperaturas de fusão do clatrato nas IFs tipo I e II.

As medidas microtermométricas em um pequeno grupo de inclusões aquosas mostraram temperaturas eutéticas entre -58 e $-31,1^{\circ}\text{C}$. Estes valores indicam a presença de outros sais, além do NaCl, na fase aquosa, que podem ser CaCl_2 e FeCl_2 (Shepherd et al. 1985). Os valores de $T_{\text{FH}_2\text{O}}$ variaram de $-28,3$ a -2°C e T_{HF} de 123 a 166°C (Fig. 4.10). A salinidade para este grupo de inclusões baseada na fusão do gelo varia de $3,3$ a $> 23,1\%$ peso equiv. NaCl.

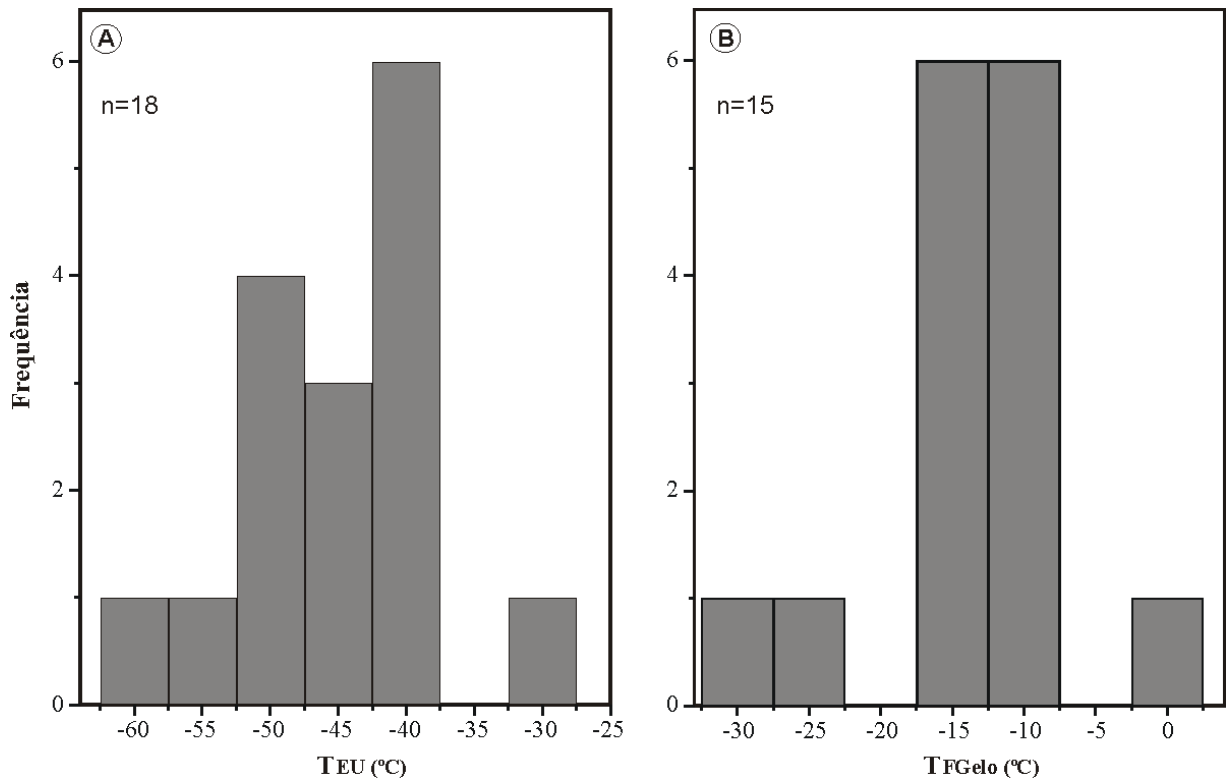


Figura 4.10 - Histogramas de frequência mostrando a distribuição e variações nas medidas microtermométricas da fusão do eutético (A) e fusão do gelo (B), nas inclusões aquosas.

4.5 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DAS INCLUSÕES FLUIDAS

4.5.1 Composição e densidade

Composição, densidade e isócoras foram determinadas a partir dos dados obtidos pela microtermometria e pela análise microRaman com a utilização do programa Flincor (Brown, 1989). Os cálculos foram feitos com uso da equação de Bowers & Helgeson (1983) para fluidos aquo-carbônicos, que são os mais expressivos e os que mais provavelmente atuaram no transporte e precipitação do minério.

Foram obtidos os seguintes valores composicionais: X_{CO_2} : 5 – 24 mol%, com intervalo dominante de 10 – 20 mol%; X_{H_2O} : 74 – 93 mol%, com intervalo dominante de 80 – 90 mol%; X_{NaCl} : 0 – 1 mol%; X_{N_2} : máximo de 1 mol% e X_{CH_4} : máximo de 1 mol%, estes dois últimos na fase volátil das inclusões. As densidades de CO_2 variaram de 0,63 a 0,88 g/cm³, com dominância entre 0,81 a 0,88 g/cm³; as densidades globais se distribuem no intervalo de 0,82 – 1,00 g/cm³, com dominância no intervalo de 0,96 – 0,99 g/cm³. Para estas inclusões, a salinidade média foi de 5,5 % peso NaCl equivalente.

4.5.2 Origem das inclusões fluidas (separação de fases)

No estudo petrográfico das inclusões fluidas foi possível identificar em alguns cristais de quartzo feições deformacionais produzidas principalmente em regime rúptil-dúctil, tais como fraturas, extinção ondulante, formação de subgrãos, as quais poderiam propiciar mudanças significativas nas características físico-químicas originais das inclusões fluidas. Procurou-se, portanto, analisar as inclusões em domínios microscópicos onde processos pós-aprisionamentos não fossem intensos a ponto de modificar essas características, o que é reforçado pelo gráfico T_{HF} x Salinidade (Fig. 4.11), que geralmente mostra casos em que ocorreram estrangulamento e vazamento sob aquecimento (Shepherd et al. 1985). Além destas observações, as inclusões que poderiam ou mostraram algum tipo de modificações pós-aprisionamento foram descartadas no momento de compor os dados estatísticos deste trabalho.

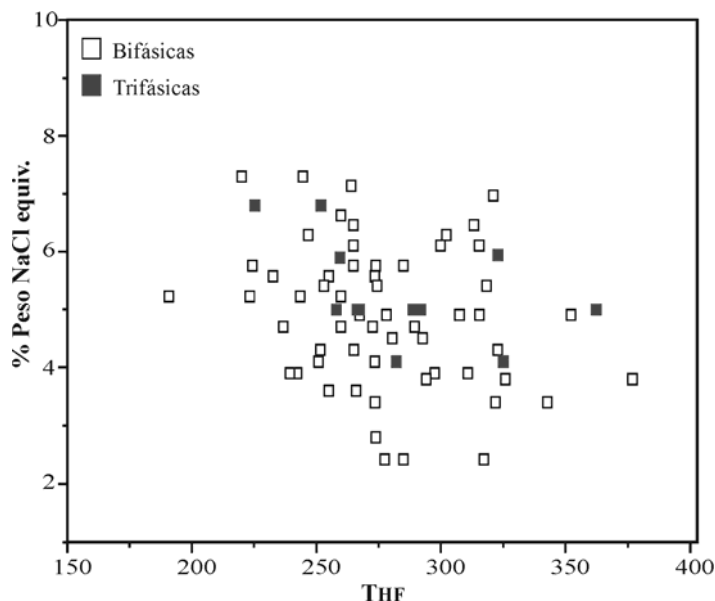


Figura 4.11 – Diagrama mostrando ausências de correlação entre temperatura de homogeneização final (T_{HF}) e salinidade das inclusões aquo-carbônicas dos tipos I (Bifásicas) e II (Trifásicas).

Assumindo que modificações pós-aprisionamento não definiram os dados aqui apresentados, as diferenças físicas e químicas observadas remetem a outros processos de aprisionamento de fluidos, que podem ser, aprisionamento heterogêneo (Ramboz et al. 1982), desmistura de um fluido homogêneo inicial ou mistura parcial e aprisionamento heterogêneo de dois fluidos homogêneos distintos (Anderson et al. 1992).

Os estudos petrográficos e microtermométricos mostram que as inclusões aquo-carbônicas em Piaba possuem características que são atribuídas a condições de aprisionamento em que duas ou mais fases fluidas estão presentes, ou seja, aprisionamento heterogêneo (Ramboz et al. 1982). Essas características incluem coexistência entre os tipos I, II e III com diferenças nas relações CO_2/H_2O , variação na densidade, temperaturas de homogeneização final ($L + V \rightarrow L$, na maioria das análises) e composição global. Estas diferenças são observadas em pequenos domínios de um mesmo cristal e ao longo de todas as amostras analisadas. O aprisionamento heterogêneo pode dar-se por mudanças de temperatura, pressão e interação com a rocha encaixante, o que deve ter levado o fluido em Piaba à separação de fase.

4.5.3 O efeito do CH₄ e N₂

Alguns compostos voláteis podem modificar e superestimar as medidas microtermométricas das inclusões, que não são puramente aquo-carbônicas como é caso do depósito de Piaba. Contudo, neste caso as baixas concentrações molares destes compostos não provocaram mudanças significativas nas temperaturas obtidas.

Nas inclusões em que a presença de CH₄ e N₂ (Fig. 4.7) foi observada, foram notadas pequenas diferenças nas salinidades e densidades, que teve aumento inversamente proporcional às T_{FCO₂}, mas de forma aleatória ao longo das seções analisadas. Já as T_{HP} não tiveram uma relação evidente com estas observações.

Como possível fonte para a contaminação dos fluidos aquo-carbônicos, têm-se as rochas encaixantes e/ou hospedeiras carbonosas do depósito de Piaba, as quais são reconhecidas na sequência metavulcanossedimentar do Grupo Aurizona. Esse efeito já foi relatado para outros depósitos auríferos hospedados em regiões de zonas de cisalhamentos (ex. Shepherd et al. 1991; Klein, et al. 2006).

Tabela 4.1. Composição das fases voláteis de inclusões Tipo I do depósito Piaba, com base em análises microtermométricas e por microespectrometria Raman.

Amostra	Tipo	VCO ₂ (%)	T _{FCO₂} (°C)	T _{HP} (°C)	T _{FCLAT} (°C)	T _{HF} (°C)	CO ₂ (%)	CH ₄ (%)	N ₂ (%)
1022 B - 1	I	30	-57,5	8,5	7,0	274	99	≤1	-
1022 B - 2	I	30	-57,5	16,8	8,2	291	98	≤1	0
1022 B - 3	I	25	-57,4	22,1	8,1	285	97	≤1	≤1

4.5.4 P-T-fO₂

Para estimar o intervalo de temperatura, pressão e nível crustal no qual o depósito de Piaba foi gerado, na ausência de geotermômetro externo para comparar os dados, e assumindo separação de fases, foi utilizado o método sugerido por Hagemann & Brown (1996). Assim, foram utilizadas as temperaturas mínimas e máximas do principal intervalo de homogeneização final das inclusões aquo-carbônicas (267-302 °C – Fig. 4.12) e as isócoras foram calculadas para os limites de variação da densidade de CO₂. No diagrama P×T, o cruzamento dessas isócoras com a curva solvus do sistema CO₂-H₂O-NaCl definem pressões entre 1,25 e 2,08 kbar (Fig. 4.12). Estes valores mostram que o depósito em questão se

formou em condições de temperaturas e pressão referentes a profundidades hipozonais a mesozonais de 4 km a 7 km, o que é consistente com o regime de deformação rúptil-dúctil evidenciado pelo estudo petrográfico.

A fugacidade de oxigênio foi calculada para todo intervalo de X_{CO_2} e intervalo de T e P calculados neste trabalho, utilizando-se as equações e constantes de equilíbrio de Ohmoto & Kerrick (1977) e o coeficiente de fugacidade de Ryzhenko & Volkov (1971). A partir destes cálculos foram encontrados valores de f_{O_2} variando entre - 31,3 e - 34,3 (Fig. 4.13). Estes valores se situam entre os tampões pirita + magnetita/pirrotita e hematita/magnetita, acima do tampão CO_2-CH_4 e abaixo do tampão SO_2-H_2S . Estes valores definem um fluido relativamente reduzido no processo de mineralização deste depósito.

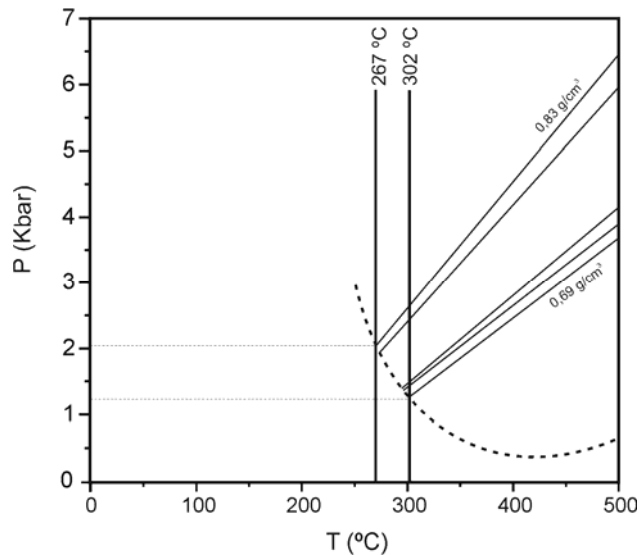


Figura 4.12 – Diagrama mostrando a estimada condição de P-T para mineralização em Piaba. A curva tracejada do solvus para os sistema $CO_2-H_2O-NaCl$ (10 mol % CO_2 e 6% NaCl) é de Bowers & Helgeson (1983).

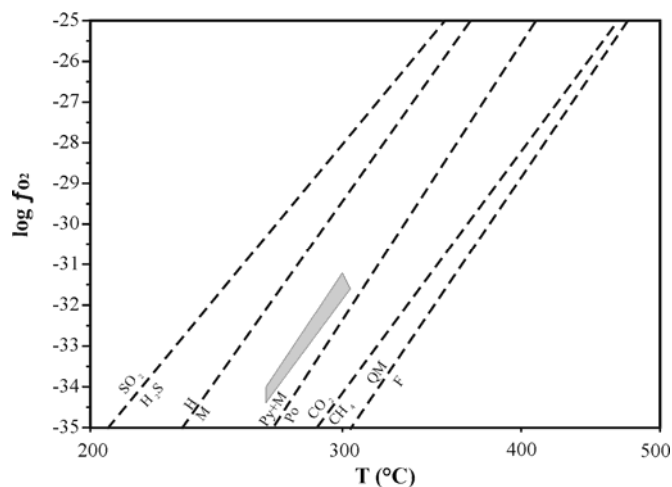


Figura 4.13 – Diagrama T- f_{O_2} mostrando a condição redox estimada para a mineralização em Piaba em relação aos tampões sólidos e líquidos (referências em Ohmoto & Goldhaber 1997). Py = pirita, Po = pirrotita, H = hematita, M = magnetita.

4.6 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

As rochas hospedeiras e os veios e vênulas de quartzo em Piaba revelaram informações importantes acerca da paragênese do minério e principalmente as características físico-químicas dos fluidos transportadores e precipitadores do minério deste depósito.

O estudo petrográfico sugere que as rochas hospedeiras em Piaba passaram por uma intensa alteração hidrotermal, quando da passagem dos fluidos mineralizantes, formando como principais minerais de alteração micas (sericita e clorita), carbonato, sulfetos (calcopirita e pirita) e o ouro.

O estudo de inclusões fluidas mostrou que a maior parte das inclusões são aquo-carbônicas, as quais são aqui consideradas como primárias e, desse modo, as mais importantes para o processo de formação do depósito de Piaba.

As observações petrográficas, microtermométricas e de espectrometria microRaman, combinadas com a paragênese mineral de alteração e de minério indicam que os fluidos transportadores possuem a composição: XCO_2 : entre 10 – 20 mol%; XH_2O : 80 – 90 mol%; $XNaCl$: 0 – 1 mol% e XN_2 e XCH_4 : ambos com máximo de 1 mol%. Algumas variações observadas nas $T_{HP}CO_2$ e $T_{HF}CO_2$ das inclusões podem ser explicadas como produto do aprisionamento heterogêneo durante a separação de fase de dois fluidos imiscíveis, visto que alterações pós-aprisionamentos são pouco expressivas neste depósito.

As condições de precipitação do minério, baseadas nas condições em que o fluido foi aprisionado são de temperaturas entre 267 e 302°C e pressões variando de 1,25 a 2,08 kbar. Essas condições são consistentes com a formação do depósito em regime rúptil, portanto em condições mesozonais a epizonais.

Levando-se em consideração as condições de T , P , V , X , e fO_2 , durante a precipitação do minério e a presença de pirita como o principal sulfeto da assembléia de alteração, é provável que o H_2S estivesse presente no fluido e que o ouro tivesse sido transportado por um complexo sulfetado como $Au(HS)_2^-$ ou $HAu(HS)_2^0$ (Benning & Seward 1996). A perda de estabilidade deste complexo que transportava o ouro pode ter ocorrido em consequência da separação de fases, da reação com as rochas hospedeiras, parcialmente portadoras de matéria carbonosa, a que pode ter provocado a sulfetação da rocha hospedeira e redução do fluido por essa interação com a rocha hospedeira

Tabela 4.2 – Relação dos depósitos auríferos do Fragmento Cratônico São Luís (Klein *et al.* 2005b*).

Depósito	Ass. Mineral	Comp. Fluidos	Pressão (Kbar)	fO_2	Temperatura °C
Piaba	Qtz + Cb + Cl + Ser + Py + Ccp + Au	CO ₂ + H ₂ O + N ₂ + CH ₄	1,25 – 2,08	- 31,3 a - 34,3	267 – 302
Areal*	Qtz + Cb + Cl + Ser + Sph + Ep + Py + Au	CO ₂ + H ₂ O + N ₂	1,6 – 3,7	-29,8 a - 34,2	262 – 307
Caxias*	Qtz + Cb + Cl + Ser + Sph + Ep + Py + Au	CO ₂ + H ₂ O + N ₂ + CH ₄	2,4 – 4,6	-29,8 a - 34,2	262 – 307
Pedra de Fogo*	Qtz + Cl + Ser + Py + As + Au	CO ₂ + H ₂ O + N ₂ + CH ₄	2	n.d	330 - 400

Legendas: n.d = não determinado; Cb = carbonato; Cl = clorita; Ser = sericita; Ep = epidoto; Sph = esfalerita, Py = pirita; Ccp = calcopirita e Au = ouro.

As características geológicas, tais como: rochas hospedeiras, paragênese mineral e de alteração e as características dos fluidos no depósito de Piaba, são bastante similares às descritas para outras ocorrências auríferas na mesma região (Tabela 4.2) por Klein *et al.* 2005b (e suas referências). Aqueles autores interpretaram as ocorrências como pertencentes à classe dos depósitos orogênicos de ouro (cf., Groves *et al.* 1998), o que é aqui, também, assumido para o depósito Piaba.

4.7 AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi tornado possível pelo acesso aos testemunhos de sondagem do depósito Piaba, gentilmente fornecidos pelo Dr. Titus Haggan (Luna Gold) e pelo apoio financeiro do CNPq (Edital Universal, MCT/CNPq 14/2009, processo 481.189/2009-2). Dr. Kazuo Fuzikawa (CDTN/CNEN) e Dra. Maria Sylvia Dantas (UFMG) são agradecidos pelo apoio com as análises Raman. SCFF agradece ao CNPq pela bolsa de estudos durante o desenvolvimento de dissertação de Mestrado. ELK agradece ao CNPq pela bolsa de produtividade em pesquisa.

4.8 REFERÊNCIAS

- Anderson M.R, Rankin A.H, Spiro B.1992. Fluid mixing in the generation of mesothermal gold mineralization in the Transvaal sequence, Transvaal, South Africa. *Eur J Mineral* 4:933–948.
- Benning L.G, Seward T.M. 1996. Hydrosulphide complexing of Au (I) in hydrothermal solutions from 150 to 400°C and 500 to 1,500 bars. *Geochim Cosmochim Acta* 60:1849–1871.
- Bowers T.S, Helgeson H.C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geological systems: equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochim Cosmochim Acta* 47:1247–1275.
- Brown P.E. 1989. Flnacor: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Am Mineral* 74:1390–1393.
- Burke E.A.J. 2001. Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos* 55:139–158.
- Costa J.L. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Castanhal. Folha SA. 23-V-C. Estado do Pará. Belém, CPRM.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol Rev.* 13:7–27.
- Hagemann S.G, Brown P.E. 1996. Geobarometry in Archean lode–gold deposits. *Eur J Mineral* 8:937–960.
- Klein E.L., Moura C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luis Craton and Gurupi belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review.* 43:237-253.
- Klein E. L., Moura C.A.V., Pinheiro B.L.S. 2005a. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Godwana Research.* 8, n. 2:177-186.
- Klein E.L., Moura, C.A.V., Harris C., Giret A. 2005b. Reconnaissance Stable Isotope (C, O, H, S) Study of Paleoproterozoic Gold Deposits of the São Luis Craton and Country Rocks, Northern Brazil: Implications for Gold Metallogeny. *International geology Review.* 47: 1131-1143.
- Klein E. L., Harris, C., Renac C., Giret A., Moura C.A.V., Fuzikawa K. 2006. Fluid inclusion and stable isotope (O, H, C, and S) constraints on the genesis of the Serrinha gold deposit, Gurupi Belt, northern Brazil. *Miner Deposita*, p. 160-178.
- Klein E. L., Moura C. A. V. 2008. São Luís Craton and Gurupi Belt (Brazil): possible links with the West African Craton and surrounding Pan-African belts. *West Gondwana: Pre-*

- Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B. & De Wit, M. J. (eds). Geological Society, London, Special Publications, 294, 137–151.
- Klein E. L., Marinho P. A. C., Rosa-Costa L. T. Da., Larizzatti J. H., Faraco M. T. L. 2008a. Geologia e Recursos Minerais da Folha Cândido Mendes – SA.23-V-D-II, Estado do Maranhão, Escala 1:100.000. Belém: CPRM. 150 p.
- Klein E. L., Luzardo R., Moura C. A. V., Armstrong R. A. 2008b. Geochemistry and zircon geochronology of paleoproterozoic granitoids: Further evidence on the magmatic and crustal evolution of the São Luís cratonic fragment, Brazil. *Precambrian Research*, 165: 221-242.
- Klein E. L., Luzardo R., Moura C. A. V., Lobato D. C., Brito R. S. C., Armstrong R. A. 2009. Geochronology, Nd isotopes, and reconnaissance geochemistry of volcanic and metavolcanic rocks of the São Luís Craton, northern Brazil: implications for tectonic setting and crustal evolution. *Journal of South American Earth Sciences*. 27: 129-145.
- Luna Gold. Disponível em: <<http://www.lunagold.com/s/Aurizona.asp>. Acessado em junho de 2011.
- Luna Gold. Disponível em <http://www.lunagold.com/en/>. Acessado em abril de 2012.
- Ohmoto H., Kerrick D. 1977. Devolatilization equilibria in graphitic systems. *Am J Sci*. 277:1013–1044.
- Ohmoto H., Goldhaber M.B. 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3rd edition. Wiley, New York, pp 517–611.
- Palheta E.S.M. 2001. Evolução geológica da região nordeste do estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides. Tese de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. p.18-29.
- Pastana J.M. do N. 1995. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Turiaçu/Pinheiro, folhas AS.23-V-D/AS.23-Y-B. Estado do Pará e Maranhão. Brasília, CPRM, 205p.
- Ramboz C., Pichavant M., Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chem Geol.*, 37:29–48.
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. Mineral Soc of America. *Reviews in Mineralogy*, 12:644p.
- Ryzhenko B.N., Volkov V.P.1971. Fugacity coefficients of some gases in a broad range of temperature and pressures. *Geochem Int*. 8:468–481
- Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Glasgow, Blackie and Son, 239 p.

Shepherd T.J., Bottrell S.H., Miller M.F. 1991. Fluid inclusion volatiles as an exploration guide to black shale-hosted gold deposits, Dollgelau gold belt, North Wales, UK. *J Geochem Explor.*, 42:5–24.

Souza S.L.A. 2001. Distribuição do ouro no perfil laterítico do depósito Piaba, Aurizona, Estado do Maranhão. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil. 161p.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Estudos por petrografia macroscópica e microscópica em testemunhos de sondagem de zona aurífera e estudos petrográficos, microtermométricos e por microespectroscopia Raman efetuados nesse mesmo material, permitiram, não sem alguma dificuldade, em função do grande grau de alteração hidrotermal imposto, a satisfação dos objetivos propostos para esta dissertação de Mestrado, para avançar no entendimento da gênese do depósito aurífero Piaba (Fragmento Cratônico São Luís, NW do Maranhão), a saber:

- reconhecer as rochas hospedeiras do minério;
- caracterizar os tipos de alteração hidrotermal que afetaram as rochas, participando da formação do minério e
- definir características físico-químicas do fluido mineralizador.

Foram identificados três litotipos distintos, um de composição granodiorítica e granulação fina, de ambiente plutônico a subvulcânico, sendo o principal hospedeiro do minério; outro, também fino, de ambiente vulcânico ou subvulcânico, de composição dacítica/andesítica; e o último corresponde a um tufo muito fino ou chert, unidade basal apenas marginalmente mineralizada. O granodiorito fino e o andesito estão fortemente alterados e mostram grau de deformação essencialmente rúptil, com pequenas porções com feições dúcteis. No primeiro, observam-se porções bastante fraturadas e brechadas, com fragmentos da rocha moderadamente preservada. Há grande quantidade de veios e vênulas de quartzo com sulfetos, que na maioria das vezes exhibe uma trama em *stockwork*, como hospedeiros do minério aurífero.

Os principais processos hidrotermais que atuaram nestas rochas foram silicificação, cloritização, sericitização, carbonatação e a sulfetação. A silicificação formou veios, vênulas e pequenos bolsões. A cloritização foi pervasiva e fissural e a sericitização predominantemente fissural. A carbonatação foi fissural e também associada com a precipitação do ouro. A sulfetação se deu em disseminação e em fraturas, e se mostrou espacialmente associada à precipitação do ouro. Percentuais de ouro inferiores a 2,5 foram detectados em grão de pirita e o ouro possui teores detectáveis de Ag, Bi e Pb.

Petrografia e microtermometria feitas em inclusões fluidas nos grãos de quartzo revelaram a presença de fluidos aquo-carbônicos. Dentre essas inclusões, as bifásicas e trifásicas são as mais abundantes e representativas dos fluidos transportadores do minério. Inclusões aquosas estão presentes, no entanto, em pequenas quantidades e representam estágios posteriores ao processo mineralizador.

Com base nos estudos microtermométricos e espectroscópicos, os fluidos preservados nas inclusões apresentaram as seguintes características: 1 – correspondem ao sistema CO₂-H₂O-NaCl (\pm CH₄ \pm N₂); 2 – possui salinidade média de 5,5 % em peso equivalente de NaCl; 3 – densidades dominantes entre 0,96 – 0,99 g/cm³; 4 - temperaturas de aprisionamento entre 267° e 302°C e pressão entre 1,25 e 2,08 kbar (correspondendo a profundidade entre 4 e 7 km); 5 – caráter redutor.

Os dados obtidos são consistentes com a formação do depósito em regime rúptil, em condições mesozonais a epizonais. Esses dados, aliados ao ambiente tectônico ligado a subducção em que se formaram as rochas hospedeiras, e por comparação com outras ocorrências já estudadas na região, permitem atribuir Piaba à classe dos depósitos auríferos orogênicos.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South América. *Boletim Instituto de Geociências USP*, 7: 45-80.
- Almeida, F.F.M.; Brito Neves, B.B.; Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American platform: *Earth Science Review*, v. 50, n.1-2, p. 77-111.
- Anderson M.R, Rankin A.H, Spiro B.1992. Fluid mixing in the generation of mesothermal gold mineralization in the Transvaal sequence, Transvaal, South Africa. *Eur J Mineral* 4:933–948.
- Benning L.G, Seward T.M. 1996. Hydrosulphide complexing of Au (I) in hydrothermal solutions from 150 to 400°C and 500 to 1,500 bars. *Geochim Cosmochim Acta* 60:1849–1871.
- Bowers T.S, Helgeson H.C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geological systems: equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochim Cosmochim Acta* 47:1247–1275.
- Brown P.E. 1989. Flincor: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Am Mineral* 74:1390–1393.
- Burke E.A.J. 2001. Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos* 55:139–158.
- Costa, J. L.; Araújo, A. A. F.; Villas Boas, J. M.; De Faria, C. A. S.; Silva Neto, C. S.; Wanderley, V. J. R. 1977. Projeto Gurupi. Belém: DNPM/CPRM. 258 p., v. 1.
- Costa J.L. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Castanhal. Folha SA. 23-V-C. Estado do Pará. Belém, CPRM.
- Dowling K., Morrison G. 1989. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. *Econ Geol Monograph* 6: 342-355.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol Rev.* 13:7–27.
- Hasui, Y.; Abreu, F.A.M.; Villas, R.N.N. 1984. Província Parnaíba. In: Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. (Coord.). *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo: Edgard Blücher, p. 36-45.
- Hagemann S.G, Brown P.E. 1996. Geobarometry in Archean lode–gold deposits. *Eur J Mineral* 8:937–960.
- Hurley P.M., Almeida F.F.M., Meicher G.G., Cordani V.G., Rand J.R., Kawashita K., Vandomos P., Pinson W. H., Fairbairn H. W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*, 157:495-500.

- Klein E.L., Fuzikawa K., Koppe, J. C. 2000. Fluid inclusion studies on Caxias and Areal gold mineralizations, São Luís Craton, northern Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*. 71:51–72
- Klein E.L., Moura C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís Craton and Gurupi belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*. 43:237-253.
- Klein, E. L.; Koppe, J. C.; Moura, C. A. V., 2002. Geology and geochemistry of the Caxias gold deposit, and geochronology of the gold-hosting Caxias Microtonalite, São Luís Craton, northern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, v. 14, n. 8, p. 837-849.
- Klein E. L., Fuzikawa K. 2005. A mineralização aurífera do prospecto Pedra de Fogo, Cráton São Luís: aspectos geológicos e evolução do sistema hidrotermal com base em estudo de inclusões fluidas e química de clorita. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, n. 1, p. 59-68.
- Klein E. L., Moura C.A.V., Pinheiro B.L.S. 2005a. Paleoproterozóic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Godwana Research*. 8, n. 2:177-186.
- Klein E.L., Moura, C.A.V., Harris C., Giret A. 2005b. Reconnaissance Stable Isotope (C, O, H, S) Study of Paleoproterozoic Gold Deposits of the São Luís Craton and Country Rocks, Northern Brazil: Implications for Gold Metallogeny. *International Geology Review*. 47: 1131-1143.
- Klein, E.L., Palheta, E.M.S., Pinheiro, B.L.S., Moura, C.A.V., Abreu, F.A.M. 2005c. Sistematização da litoestratigrafia do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, n. 3, p. 415-418, 2005c.
- Klein E.L., Moura, C.A.V., Harris C., Giret A. 2005d. Reconnaissance Stable Isotope (C, O, H, S) Study of Paleoproterozoic Gold Deposits of the São Luís Craton and Country Rocks, Northern Brazil: Implications for Gold Metallogeny. *International Geology Review*, Vol. 47, p. 1131–1143.
- Klein E. L., Harris, C., Renac C., Giret A., Moura C.A.V., Fuzikawa K. 2006. Fluid inclusion and stable isotope (O, H, C, and S) constraints on the genesis of the Serrinha gold deposit, Gurupi Belt, northern Brazil. *Miner Deposita*, p. 160-178.
- Klein E. L., Moura C. A. V. 2008. São Luís Craton and Gurupi Belt (Brazil): possible links with the West African Craton and surrounding Pan-African belts. *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B. & De Wit, M. J. (eds). Geological Society, London, Special Publications, 294, 137–151.
- Klein E. L., Marinho P. A. C., Rosa-Costa L. T. Da., Larizzatti J. H., Faraco M. T. L. 2008a. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Cândido Mendes – SA.23-V-D-II, Estado do Maranhão, Escala 1:100.000*. Belém: CPRM. 150 p.

- Klein E. L., Luzardo R., Moura C. A. V., Armstrong R. A. 2008b. Geochemistry and zircon geochronology of paleoproterozoic granitoids: Further evidence on the magmatic and crustal evolution of the São Luís cratonic fragment, Brazil. *Precambrian Research*, 165: 221-242.
- Klein E. L., Luzardo R., Moura C. A. V., Lobato D. C., Brito R. S. C., Armstrong R. A. 2009. Geochronology, Nd isotopes, and reconnaissance geochemistry of volcanic and metavolcanic rocks of the São Luís Craton, northern Brazil: implications for tectonic setting and crustal evolution. *Journal of South American Earth Sciences*. 27: 129-145.
- Lesquer, A., Beltrão, J. F. & Abreu, F. A. M. 1984. Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, 110, 9–26.
- Lopes, R.F. 2000. Projeto Aurizona. Depósito Piaba. Reavaliação de reservas. Portaria de Lavra nº 1.201/88. v.1 (relatório inédito).
- Lowell, G.R. 1985. Petrology of the Bragança batholith. São Luís Craton, Brazil. In: *The crust – the significance of granites-gneisses in the lithosphere*. Theophrastus Pub., Athens, pp. 13-34.
- Luna Gold. Disponível em: <<http://www.lunagold.com/s/Aurizona.asp>>. Acessado em agosto de 2009.
- Luna Gold. Disponível em: <<http://www.lunagold.com/s/Aurizona.asp>>. Acessado em junho de 2011.
- Luna Gold. Disponível em: <<http://www.lunagold.com/en/>>. Acessado em abril de 2012.
- Mach, L., Swanson, B., Olin E. 2010. NI 43-101 Technical Report Mineração Aurizona S.A. Aurizona Project, Maranhão, Brazil. SRK Consulting, relatório inédito. Disponível em <<http://www.lunagold.com/en/projectsoperations/resources/TechAurizona.pdf>>, acesso em 12.07.2012
- Mineração Aurizona S/A. 1995. Aurizona Project. 34 p. Relatório inédito.
- Ohmoto H., Kerrick D. 1977. Devolatilization equilibria in graphitic systems. *Am J Sci*. 277:1013–1044.
- Ohmoto H., Goldhaber M.B. 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley, New York, pp 517–611.
- Palheta E.S.M. 2001. Evolução geológica da região nordeste do estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides. Tese de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. p.18-29.
- Pastana J.M. do N. 1995. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Turiaçú/Pinheiro, folhas AS.23-V-D/AS.23-Y-B. Estado do Pará e Maranhão. Brasília, CPRM, 205p.

- Porto B.L.G. 2006. Mineração Aurizona S.A. Relatório parcial de pesquisa. DNPM 806042/03. (Inédito).
- Ramboz C., Pichavant M., Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chem Geol.*, 37:29–48.
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. Mineral Soc of America. *Reviews in Mineralogy*, 12:644 p.
- Ryzhenko B.N., Volkov V.P. 1971. Fugacity coefficients of some gases in a broad range of temperature and pressures. *Geochem Int.* 8:468–481
- Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Glasgow, Blackie and Son, 239 p.
- Shepherd T.J., Bottrell S.H., Miller M.F. 1991. Fluid inclusion volatiles as an exploration guide to black shale-hosted gold deposits, Dollgelau gold belt, North Wales, UK. *J Geochem Explor.*, 42:5–24.
- Souza S.L.A. 2001. Distribuição do ouro no perfil laterítico do depósito Piaba, Aurizona, Estado do Maranhão. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil. 161p.
- Torquato, J. R. & Cordani, U. G. 1981. Brazil-Africa geological links. *Earth-Science Reviews*, 17, 155–176.
- Vasquez, M.L.; Rosa-Costa, L.T.; Silva, C.M.G.; Klein, E.L. 2008. Compartimentação tectônica. In: Vasquez, M.L.; Rosa-Costa, L.T. (org). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000.* Belém, CPRM.