



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FACULDADE DE GEOLOGIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

CARLOS ALBERTO DOS SANTOS SILVA JUNIOR

**ESTUDO PETROGRÁFICO DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS E DE
ISÓTOPOS DE CHUMBO DO MINÉRIO AURÍFERO DO ALVO PAU
DA MERENDA, CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ, PROVÍNCIA
AURÍFERA DO TAPAJÓS, ESTADO DO PARÁ**

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM/PA

ABRIL - 2013

CARLOS ALBERTO DOS SANTOS SILVA JUNIOR

**ESTUDO PETROGRÁFICO DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS E DE
ISÓTOPOS DE CHUMBO DO MINÉRIO AURÍFERO DO ALVO PAU
DA MERENDA, CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ, PROVÍNCIA
AURÍFERA DO TAPAJÓS, ESTADO DO PARÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia
do Instituto de Geociências da
Universidade Federal do Pará –
UFPA, em cumprimento às exigências
para obtenção do grau de Bacharel
em Geologia.

Orientador: Profº. Dr. Evandro Luiz
Klein.

Co-orientador: Profº. Dr. Régis
Munhoz Krás Borges.

BELÉM/PA

ABRIL - 2013

FICHA CATALOGRÁFICA

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

Sistema de Bibliotecas da UFPA

S586e Silva Junior, Carlos Alberto dos Santos

Estudo petrográfico das rochas hospedeiras e de isótopos de chumbo do minério aurífero do alvo Pau da Merenda, campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, estado do Pará/ Carlos Alberto dos Santos Silva Junior; Orientador: Evandro Luiz Klein; Co-orientador: Régis Munhoz Krás Borges.– 2013

70f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2013.

1. Metalogênese. 2. Isótopos de Pb. 3. Província Aurífera Tapajós. I. Klein, Evandro Luiz, *orient.* II. Borges, Régis Munhoz Krás, *co-orient.* III. Universidade Federal do Pará. IV. Título.

CDD 22^a ed.:553.1098115

CARLOS ALBERTO DOS SANTOS SILVA JUNIOR

**ESTUDO PETROGRÁFICO DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS E DE
ISÓTOPOS DE CHUMBO DO MINÉRIO AURÍFERO DO ALVO PAU
DA MERENDA, CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ, PROVÍNCIA
AURÍFERA DO TAPAJÓS, ESTADO DO PARÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia
do Instituto de Geociências da
Universidade Federal do Pará –
UFPA, em cumprimento às exigências
para obtenção do grau de Bacharel
em Geologia.

Data de aprovação: 08/04/2013

Conceito: Bom

Banca Examinadora:



Prof.º Dr. Evandro Luiz Klein – Orientador

Doutor em Geologia

CPRM / Universidade Federal do Pará



Prof.º Dr. Régis Munhoz Krás Borges – Co-
Orientador

Doutor em Geologia

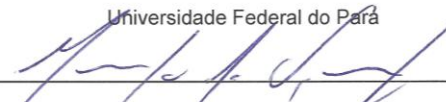
Universidade Federal do Pará



Prof.º Dr. Joel Buenano Macambira – Relator

Doutor em Geologia

Universidade Federal do Pará



Dr. Marcelo Lacerda Vasquez – Relator

Doutor em Geologia

CPRM

AGRADECIMENTOS

A Deus, por ter me dado forças durante essa longa e árdua trajetória.

À minha família, em especial meus pais, Eliana e Carlinhos, pelo incentivo incessante e apoio na minha educação, indispensáveis para a realização deste trabalho, e minha irmã, Carla Heloyana, pelos incentivos e apoio dados até hoje.

Ao professor e orientador, Evandro L. Klein, pela oportunidade de iniciar na pesquisa acadêmica por meio do programa de Iniciação Científica e pela orientação fornecida durante a minha vida acadêmica, em especial neste trabalho.

Aos meus parentes, em especial, meus avós Carlito (*IN MEMORIAM*) e Marina; aos meus tios, Gilmar, Jorge, Nelson, Bel, Edinalva, Eliete, Socorro, Cristina, Mary e Maria Do Carmo; aos meus primos, Sheila, Wilson, Alena, Anderson, Aline, João Fernando, Camila e Cláudia; aos meus “tios”, Elias e Sula e aos meus “primos”, Aline, Alana e Matheus.

À Universidade Federal do Pará, por intermédio da Faculdade de Geologia, pelo apoio financeiro e técnico para a realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Marco Antonio Galarza pela ajuda na interpretação dos dados geocronológicos da área de estudo.

À minha grande amiga e namorada, Luísa Mel, por toda a paciência, compreensão, carinho, amizade, fé, companheirismo e amor.

MAGELLAN MINERALS – acesso aos testemunhos.

Aos técnicos do laboratório (Pará-ISO) que auxiliaram no desenvolvimento da fase laboratorial, em especial às técnicas Iza, Rose Bravo, Etiana, Rosileuda e Vanessa.

Aos meus amigos da Faculdade de Geologia, em especial a turma de 2008, Rafael Estumano, Paulo Roberto, Aldemir, Juvenal, Maurício, Lucas, Renato Sol, Luizinho, Paulo Victor, Chafic, Raphael Neto, Edson, José, Tiago, João Victor, Caio, Felipe, Daniel, Diego Lemos, Bruneca, Ingrid, Rachel, Joaquina, Gabi Kin, Iara, Flora, Haline, Cláudia, Arlete, Marília, Karen, Thamires, Carla Braga e Carla Batista.

RESUMO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) está localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico, e é uma das mais importantes províncias metalogenéticas do Brasil. O campo mineralizado do Cuiú-Cuiú localiza-se aproximadamente na porção central da PAT. Esse campo mineralizado possui várias ocorrências, alvos em exploração e depósitos auríferos (Central, Raimundinha, Pau da Merenda, Guarim, Jerimum de Cima, Jerimum de Baixo, Nhô, Moreira Gomes, Babi, e outros menos conhecidos). O presente estudo objetivou definir a mineralogia sulfetada associada com a mineralização aurífera e suas relações texturais com as rochas hospedeiras, estimar a idade de cristalização dos sulfetos e investigar a fonte de Pb presente nos minerais de sulfetos no alvo Pau da Merenda. Neste alvo foram reconhecidos monzogranitos e granodioritos, brechados e hidrotermalizados, além de rochas fortemente alteradas por hidrotermalismo, de forma que não foi possível identificar o protólito, sendo assim classificadas como hidrotermalitas. Essas rochas são constituídas essencialmente por feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio. O alto grau do hidrotermalismo originou uma assembleia de sericita, clorita, carbonato, minerais opacos e ouro. Os minerais de sulfeto identificados na microscopia por luz refletida são pirita, esfalerita, pirrotita, calcopirita e galena, em ordem decrescente de abundância. O método da lixiviação sequencial Pb-Pb foi aplicado em duas amostras de pirita. Os pontos analíticos desses lixiviados forneceram idades isocrônicas de 2120 ± 62 Ma (MSWD = 19) e 2242 ± 290 Ma (MSWD = 34). Dissolução total foi aplicada em quatro amostras de minerais de sulfetos, três de pirita e uma de pirrotita, indicam uma idade isocrônica $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 1978 ± 43 Ma com MSWD = 0,061. Esses resultados indicam provavelmente a idade da fonte do Pb contido nos sulfetos, o que é consistente com a localização das razões isotópicas acima da curva média de evolução do Pb. Idades modelo calculadas para todas as amostras, segundo o modelo de estágio duplo, situam-se em torno de 1,86 a 1,92 Ga. As idades em torno de 1,86 Ga são assumidas como a idade de formação do minério aurífero, o que pode estar relacionado tanto com a colocação dos granitoides da Suíte Parauari como os da Suíte Maloquinha.

Palavra-chave: Província Aurífera Tapajós. Metalogênese. Isótopos de Pb.

ABSTRACT

The Tapajós Gold Province (TGP) is located in the central-south portion of the Amazonian Craton and is a major metallogenic province in Brazil. The Cuiú-Cuiú goldfield is located approximately in the central sector of this province. The goldfield is composed of several showings, prospects and deposits (Central, Raimundinha, Pau da Merenda, Guarim, Jerimum de Cima, Jerimum de Baixo, Nhô, Moreira Gomes, Babi, and others of minor importance). The goals of this study were to define the sulfide mineralogy associated with gold mineralization, their textural relationships, the age of the ore-forming event and the source of Pb present in the sulfide minerals of the Pau da Merenda target. The host rocks in this target were classified as brecciated and hydrothermally-altered monzogranite and granodiorite. Some specimens are so strongly altered that the protholiths could not be clearly defined and were termed “hidrotermalitos”. All types are basically composed of alkali feldspar, quartz and plagioclase. The strong hydrothermal alteration produced an assemblage composed of chlorite, sericite, carbonate and opaque minerals. The opaque minerals are pyrite, sphalerite, pyrrhotite, chalcopyrite and galena, in decreasing amounts. Pb isotope composition of sulfide minerals was determined through the step leaching (two samples) and isotopic dilution (four samples) techniques. The step leaching results yielded isochronic ages of 2120 ± 62 Ma (MSWD = 19) and 2242 ± 290 Ma (MSWD = 34), whereas the isotopic dilution results produced an isochronic of 1978 ± 43 Ma (MSWD = 0,061). All ages are interpreted as reflecting the source of the Pb in the sulfides, which is consistent with the localization of the analytical points above the Pb growth curve. Model ages were calculated for all samples, according to the two-stage model, yielding ages between 1.86 Ga and 1.92 Ga. The age of 1.86 Ga is assumed as the best approximation to the deposition age of the gold-sulfide ore is consistent with both Parauari and Maloquinha granitic events.

Keywords: Tapajós Gold Province. Metallogenesis. Pb isotopes.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 - Localização e mapa geológico simplificado da Província Aurífera do Tapajós (adaptado de Klein et al. 2001) e localização da região do Cuiú-Cuiú (polígono vermelho).....	15
Figura 1.2 - Mapa de localização do alvo Pau da Merenda (retângulo amarelo) em relação a outros alvos do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú.	20
Figura 2.1 - Províncias geotectônicas elaboradas por Santos et al (2000).....	22
Figura 2.2 - Mapa da Província Tapajós – Parima dividida em quatro domínios. Adaptado de Santos et al. (2004).....	23
Figura 2.3 - Mapa geológico do Domínio Tapajós. Adaptado de Vasquez et al. (2008).	25
Figura 3.1 - Mapa geológico simplificado da região do Cuiú-Cuiú, com localização do alvo Pau da Merenda (adaptado de KLEIN et al., 2013).	42
Figura 4.1 - Aspectos macroscópicos e microscópicos do monzogranito hospedeiro no alvo Pau da Merenda. (A) rocha apresenta textura porfirítica de coloração cinza com tons esbranquiçado; (B) microfraturas observados a olho nu; (C) rocha de granulação grossa, textura granular halotriomórfica, mascarada por forte alteração hidrotermal; (D) plagioclásio fortemente sericitizado, apresentando intercrescimento mirmequítica; (E) maclamento encurvado do plagioclásio, apresentando, também, forte sericitização; (F) intercrescimento mirmequítica e micropertítica. Abreviações: Pl – plagioclásio, Cal – calcita, Qtz – quartzo.....	44
Figura.4.2 - Aspectos macroscópicos e microscópicos do granodiorito hospedeiro no alvo Pau da Merenda. (A) rocha apresenta textura porfirítica de coloração cinza com tons esbranquiçado; (B) rocha é de granulação média e textura granular halotriomórfica; (C) microfraturas preenchidas por sericita e clorita, e forte alreção do plagioclásio para sericita; (D) Calcita preenchendo microfraturas. Abreviações: Qtz – quartzo, Pl – plagioclásio, Afs – feldspato alcalino, Op – mineral opaco.....	47
Figura 4.3 - Aspectos macroscópicos e microscópicos. (A) rocha de coloração cinza esbranquiçada com tons escuros, apresenta textura porfirítica; (B) ocorrência de pirrotita (Po); (C) forte alteração do plagioclásio para sericita; (D) ocorrência de calcita como produto de alteração hidrotermal. Abreviações: Pl – plagioclásio, Cal – calcita, Qtz – quartzo.	49
Figura 4.4 - Aspectos macroscópicos e microscópicos. (A) a rocha apresenta textura porfirítica de coloração cinza escuro com tons esbranquiçado; (B) rocha apresentando pirrotita (destaque em amarelo); (C) rocha apresenta granulação fina, textura inequigranular; (D) forte alteração da rocha, com destaque para sericitização do plagioclásio; (E) forte alteração da rocha, com destaque para cloritização; (F) quartzo formando veios e vênulas, recortando toa a rocha. Abreviações: Pl – plagioclásio; Qtz – quartzo; Cal - calcita; Chl - clorita.....	51

- Figura 4.5** - Macroscopicamente, em (A), pirita preenchendo microfraturas em granodiorito. (B) concentrações de pirrotita próximas a vênulas de quartzo. (C) bolsão irregular de pirita. (D) veios de pirita em monzogranito. Abreviações: Py – pirita, Po – pirrotita.54
- Figura 4.6** – Fotomicrografias de porções sulfetadas no alvo Pau da Merenda. (A) Calcopirita em contato com a pirita. (B) ocorrência de pirita euédrica em vênulas. (C) pirita anédrica com aspecto corroído. (D) Pirita em contato com calcopirita e ouro em contato com pirrotita. (E) Calcopirita em contato com a pirita em grãos isolados. (F) ocorrência de esfalerita em contato com pirrotita. (G) grãos isolados de esfalerita com aspecto corroído. (H) galena isolada, por vezes relacionada a esfalerita. Abreviações: Py – pirita, Ccp – calcopirita, Po – pirrotita, Au – ouro, Esf – esfalerita, Gn – galena.....55
- Figura 5.1** - Razões isotópicas do chumbo das amostras (A) EK-R10F e (B) EK-12E obtidas pela técnica da lixiviação sequencial e “isócronas” calculadas a partir do alinhamento dos pontos analíticos.....57
- Figura 5.2** - Isócrona Pb-Pb calculada a partir das razões isotópicas de sulfetos do alvo Pau da Merenda, obtidas por dissolução total.....58
- Figura 5.3** - Diagrama mostrando as razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de sulfetos do alvo Pau da merenda em relação à curva de evolução de Stacey e Kramers (1975). Para as amostras lixiviadas, somente as composições menos radiogênicas de cada amostra foram plotadas.61
- Figura 5.4** - Distribuição das razões isotópicas do Pb de sulfetos do alvo Pau da Merenda em relação às curvas evolutivas dos reservatórios propostos por Diagramas de Zartman e Doe (1981). Para as amostras lixiviadas, somente as composições menos radiogênicas de cada amostra foram plotadas.62

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 – Sequência empregada na separação do Pb pela técnica de lixiviação sequencial	18
Tabela 1.2 - Sequência empregada na separação do Pb pela técnica de diluição total.....	19
Tabela 2.1 – Unidades litoestratigráficas do domínio Tapajós (segundo compilação de Vasquez et al. 2008).....	26
Tabela 5.1 - Razões isotópicas de Pb das amostras do alvo Pau da Merenda.	56
Tabela 5.2 - Razões isotópicas de Pb em 4 amostras do alvo Pau da Merenda.	58
Tabela 5.3 - Idades modelo para sulfetos do alvo Pau da Merenda.....	59

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
1.1 JUSTIFICATIVA E OBJETIVO	16
1.2 MATERIAIS E MÉTODOS	16
1.2.1 Pesquisa bibliográfica	16
1.2.2 Petrografia.....	16
1.2.3 Geoquímica isotópica	17
1.2.3.1 Lixiviação em sulfetos (Pb-Pb).....	17
1.2.3.2 Dissolução total (Pb-Pb)	18
1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	19
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	20
2.1 PROVÍNCIA TAPAJÓS – PARIMA	23
2.1.1 Domínio Tapajós	24
2.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO DOMÍNIO TAPAJÓS (PROVÍNCIA TAPAJÓS – PARIMA)	26
2.2.1 Seqüência Metavulcano-Sedimentar	27
2.2.1.1 Grupo Jacareacanga	27
2.2.2 Magmatismo Orogênico (orogênese Cuiú-Cuiú)	28
2.2.2.1 Complexo Cuiú-Cuiú.....	28
2.2.2.2 Formação Vila Riozinho	28
2.2.2.3 Suíte Intrusiva Creporizão	29
2.2.3 Magmatismo Pós - Orogênico (orogênese Cuiú-Cuiú).....	30

2.2.3.1 Suíte Intrusiva Tropas	30
2.2.3.2 Suíte Intrusiva Parauari.....	31
2.2.3.3 Suíte Intrusiva Ingarana.....	32
2.2.3.4 Grupo Iriri.....	32
2.2.3.5 Formação Bom Jardim	33
2.2.3.6 Olivina Gabro Rio Novo	34
2.2.3.7 Anortosito Jutai	34
2.2.3.8 Gabro São Domingos	34
2.2.3.9 Gabro Serra Comprida	35
2.2.3.10 Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo	35
2.2.4 Magmatismo Intracontinental.....	35
2.2.4.1 Suíte Intrusiva Maloquinha.....	35
2.2.4.2 Granito Pepita.....	36
2.2.4.3 Granito Caróçal	36
2.2.4.4 Granito Porquinho	37
2.2.4.5 Diabásio Crepori	37
2.2.5 Coberturas Sedimentares	37
2.2.5.1 Formação Novo Progresso	37
2.2.5.2 Formação Buiúçu	38
2.2.6 Magmatismo Máfico Intracontinental	38
2.2.6.1 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca.....	38

3 METALOGENIA DO DOMÍNIO TAPAJÓS	39
3.1 GEOLOGIA DO CAMPO MINERALIZADO DE CUIÚ-CUIÚ	41
4 PETROGRAFIA	43
4.1 ROCHAS HOSPEDEIRAS	43
4.1.1 Monzogranito brechado	43
4.1.2 Granodiorito brechado	44
4.1.3 Granodiorito hidrotermalizado brechado	47
4.1.4 Hidrotermalito	49
4.2 MINÉRIO AURÍFERO SULFETADO	52
5 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	56
5.1 LIXIVIAÇÃO EM SULFETOS (Pb-Pb)	56
5.2 DISSOLUÇÃO TOTAL (Pb-Pb)	58
5.3 DISCUSSÃO	59
6 CONCLUSÕES	63
REFERÊNCIAS	64

1 INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) está localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico (Figura 1.1), e é uma das mais importantes províncias metalogenéticas do Brasil. Com isso, tornou-se um grande foco das mineradoras durante a última década. A PAT apresenta uma extensa ocorrência aurífera primária, supergênica e aluvionar. Algumas companhias mineradoras estão instaladas em depósitos diferentes. De acordo com modelos metalogenéticos preliminares há a possibilidade de ocorrência de uma ou mais classes de depósito na província, como depósitos relacionados a intrusões, epitermais, pórfiros e orogênicos, e a existência de uma ou mais épocas metalogenéticas (KLEIN et al., 2001; SANTOS et al., 2001; JULIANI et al., 2005; COUTINHO, 2008).

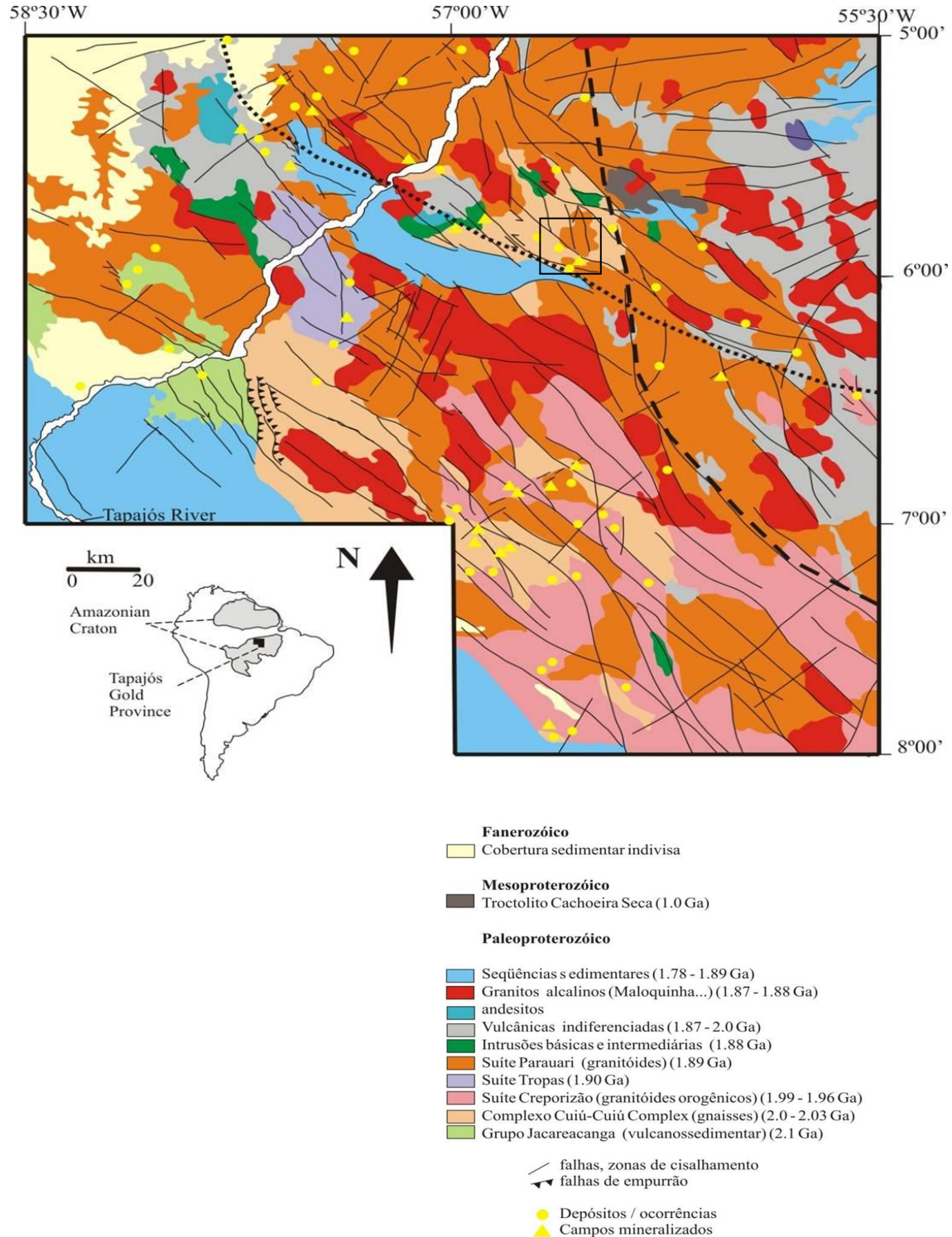
A atividade mineradora artesanal (garimpeira) foi desenvolvida a partir das décadas de 1980 e 1990, quando mais de 200.000 pessoas trabalhavam na lavra de ouro, tornando-se, assim, conhecida como Província Aurífera do Tapajós (SILVA, 1984; FARACO et al., 1997). No entanto, o ouro foi descoberto na região do Tapajós no ano de 1958, nas mediações do Rio das Tropas. Segundo recentes trabalhos de pesquisa mineral das empresas mineradoras atuantes na região indicam existência de depósitos primários importantes, destacando-se, relevante a ouro: Tocantinzinho (74t), Coringa (34t), Cuiú-Cuiú (40t), Palito (21t), São Jorge (31t) e Ouro Roxo (20t) (PEREIRA, 2012).

O campo mineralizado do Cuiú-Cuiú está inserido próximo da porção central da Província Aurífera de Tapajós. Este campo é uma das áreas garimpeiras mais antigas da província e, possui várias ocorrências, alvos em exploração e depósitos auríferos (Central, Raimundinha, Pau da Merenda, Guarim, Jerimum de Cima, Jerimum de Baixo, Nhô, Moreira Gomes, Babi, e outros menos conhecidos). Segundo Magellan Minerals (2010), apresenta produção histórica entre 46-62 toneladas de ouro. Entretanto, o campo do Cuiú-Cuiú carece ainda de estudos geológicos e metalogenéticos relevantes que permitam o entendimento de sua formação.

Portanto, como forma de contribuir com o entendimento metalogenético do Cuiú-Cuiú, alguns trabalhos acadêmicos estão sendo efetuados na área, abordando aspectos petrográficos, isotópicos e condições físico-químicas dos fluidos

mineralizadores (ARAÚJO et al., 2012; ASSUNÇÃO et al., 2012; QUEIROZ; KLEIN, 2012; SILVA JR. et al., 2012). Nessa linha, este trabalho tem o objetivo de contribuir para o conhecimento da metalogênese desse campo mineralizado, investigando a mineralogia sulfetada e a idade da deposição do minério.

Figura 1.1 - Localização e mapa geológico simplificado da Província Aurífera do Tapajós (adaptado de Klein et al. 2001) e localização da região do Cuiú-Cuiú (polígono preto).



1.1 JUSTIFICATIVA E OBJETIVO

O campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, mesmo com a produção mineral histórica e atividade mineradora na área, recebeu apenas estudos de reconhecimento. Com isso, este estudo teve como objetivo maior contribuir com o entendimento da metalogênese desse campo mineralizado. Para atingir esse objetivo maior, foram eleitos os seguintes objetivos específicos desenvolvidos nos estudos do alvo Pau da Merenda:

- a definição da mineralogia sulfetada associada com a mineralização aurífera e de suas relações (texturais) com as rochas hospedeiras;
- a estimativa da idade de cristalização dos sulfetos e, em consequência, da deposição do ouro.
- investigação da fonte de Pb presente nos sulfetos.

1.2 MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais utilizados foram amostras de testemunhos de sondagens disponibilizados pela empresa de mineração Magellam Minerals.

1.2.1 Pesquisa bibliográfica

Consistiu na leitura e análise de publicações, dentre os quais, aqueles referentes à geologia e metalogenia da região da Província Aurífera do Tapajós, ao campo mineralizado do Cuiú-Cuiú (relatórios internos da Magellam Minerals), alteração hidrotermal, aplicação dos isótopos de Pb na metalogenia do ouro. Esta fase se estendeu durante todo o trabalho.

1.2.2 Petrografia

A partir da descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem, foram selecionadas 21 amostras para confecção de lâminas polidas para o estudo petrográfico sob a luz transmitida e refletida. A análise microscópica foi realizada nos Laboratórios de Petrografia da Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará (IG-UFGPA) e considerou as relações entre os minerais, como textura e limites entre os cristais, proporções de cada um deles, além dos processos de alteração

presentes. Os dados obtidos para as rochas granitoides foram recalculados e plotados em diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (STRECKEISEN, 1976; LE MAITRE, 2002), a fim de classificar as rochas conforme estabelecido pela Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Ígneas da *International Union of Geocientists* (IUGS).

Os minerais opacos foram descritos sob a luz refletida no Laboratório de Petrografia do Grupo de Pesquisa da Metalogênese do IG-UFPA.

1.2.3 Geoquímica isotópica

As análises de isótopos de Pb em sulfetos foram efetuadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-ISO), da UFPA. Foram selecionadas seis amostras de minério aurífero para estudo. Duas amostras foram analisadas pela técnica de lixiviação sequencial e, quatro por dissolução total. A separação dos minerais de sulfeto, após cuidadosa britagem dos testemunhos de sondagem, foi efetuada por catação manual, com auxílio de lupa binocular. Os cristais foram lavados com HCl (6N) para remover impurezas superficiais.

As razões isotópicas do Pb foram medidas em Espectrômetro de Massa de plasma acoplado (ICP-MS, na sigla em inglês) modelo Finnigan Neptune. As composições isotópicas do Pb foram corrigidas do efeito de discriminação de massa utilizando um fator de $0,12 \pm 0,03$ % por u.m.a. Os cálculos de regressão e idade foram feitos segundo o algoritmo de York (1969) e Ludwig (1980) com auxílio do programa Isoplot (v.2.70) de Ludwig (1993).

1.2.3.1 Lixiviação em sulfetos (Pb-Pb)

A metodologia Pb-Pb baseia-se na desintegração radioativa em cadeia dos isótopos radioativos ^{238}U e ^{235}U , originando respectivamente dois isótopos urogênicos de Pb (^{206}Pb e ^{207}Pb), e do ^{232}Th para o isótopo toriogênico ^{208}Pb . Além desses, existe o isótopo ^{204}Pb , normalmente expresso em razões em relação aos demais isótopos de Pb, pois ele é considerado relativamente estável, com uma meia vida muito elevada ($t^{1/2} = 1,4 \times 10^{17}$ anos), segundo Faure (1977). Desse modo, o ^{204}Pb é usado como isótopo de referência para a avaliação dos acréscimos sofridos pelos outros três, já que sua abundância é considerada inalterada desde a formação da Terra (Pb primordial). A técnica de lixiviação de Pb tem sido empregada em

sulfetos, óxidos e outros minerais para a obtenção de idades isotópicas, por meio das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (FREI; KAMBER, 1995).

As idades das rochas podem ser determinadas quando as razões isotópicas atuais de um conjunto de amostras cogenéticas são plotadas em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e definem um alinhamento cuja inclinação é dada por uma expressão matemática correspondente à equação de uma reta linear $(Y - Y_0)/(X - X_0) = A$, obtida pela divisão da equação 2 pela equação 1, gerando a equação abaixo:

$$(1) (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_h = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_h (e^{\lambda_{8t}} - 1)$$

$$(2) (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_h = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})_h (e^{\lambda_{5t}} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = ^{235}\text{U}/^{238}\text{U} \times (e^{\lambda_{5t}} - 1)/(e^{\lambda_{8t}} - 1) \text{ ou, considerando que } ^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 137,88$$

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 137,88 \cdot (e^{\lambda_{5t}} - 1)/(e^{\lambda_{8t}} - 1)$$

Foram empregados aproximadamente 400 mg de sulfetos atacados com HBr e HCl (Tabela 1.1), combinados ou isolados, em concentrações e tempos de reação variáveis, gerando cinco alíquotas de lixiviação (L1-L5). O resíduo da amostra analisada foi solubilizado com HCl (2N) e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1X8 (50-100 mesh), condicionada com HBr (0,5N). A coleta de Pb foi feita com HCl (6N), concentrado com 2µl de HNO₃ (13N). O concentrado final de Pb foi depositado em filamento simples de rênio para a análise isotópica no ICP-MS.

Tabela 1.1–Sequência empregada na separação do Pb pela técnica de lixiviação sequencial.

Lixiviados	Reagentes	Tempo	Temperatura
L1	4ml 12:1 HBr*** 4N + HCl*** 2N	15 minutos	~110 °C
L2	4ml de HBr*** 2N	4 horas	~110 °C
L3	4ml de HCl*** 4N	12 horas	~110 °C
L4	4 ml HCl*** de 6N	6 horas	~110 °C
L5	4 ml de água régia	24 horas	~110 °C

1.2.3.2 Dissolução total (Pb-Pb)

O método Pb-Pb por diluição isotópica possui rotina similar à descrita em McNaughton e Bickle (1987). De acordo com a técnica, o mineral de sulfeto (< 50

mg) foi aberta com HCl (6N) + HNO₃ (13N) + HBr (8N) (Tabela 1.2). O resíduo da amostra foi solubilizado com HBr (0,7N) e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1 x 8, 50 - 100 mesh, condicionada com HBr (0,7N). O Pb foi coletado com HCl (6N) e concentrado com HNO₃ (13N). O concentrado final foi depositado em filamento simples de rênio para análise.

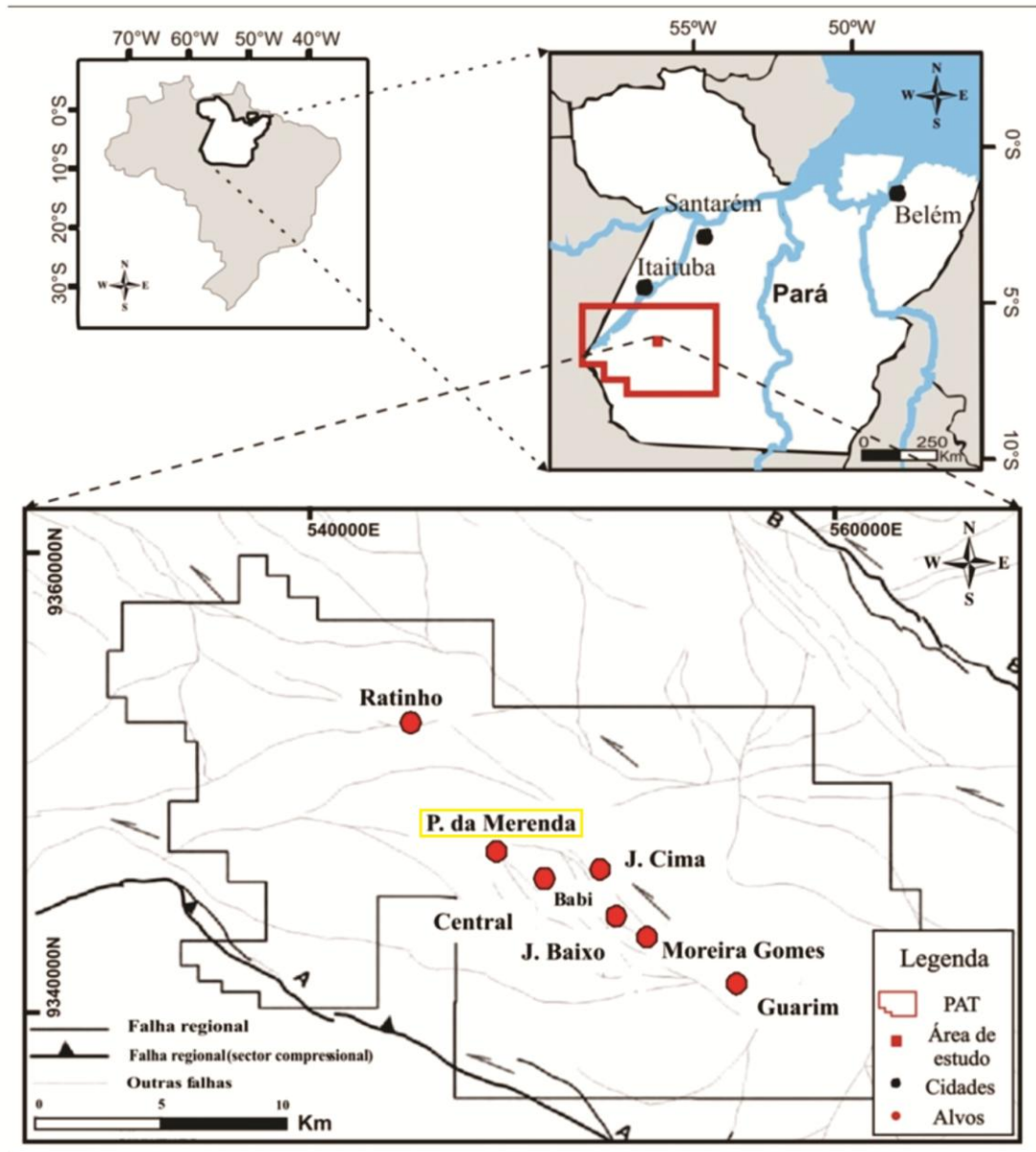
Tabela 1.2 - Sequência empregada na separação do Pb pela técnica de diluição total.

LAVAGEM	Lavar com H ₂ O Mille (1m)
	Ultrason por 5 minutos
	Lavar com HCl (6N)
	Adicionar H ₂ O Mill (4ml)
	Ultrason por 5 minutos
	Adicionar H ₂ O (4ml)
ABERTURA	Ultrason por 5 minutos
	HCl (6N) + HNO ₃ (13N) (1:1) (2ml) + 1 gota de HBr (8N)
	Ultrason por 5 minutos
	Digestão a frio (24h)
	Evaporação (80° C)
	HCl (6N) + HNO ₃ (13N) (1:1) (2ml) + 1 gota de HBr (8N)
	Ultrason por 5 minutos
	Digestão a frio por 6 horas
	Evaporação (80° C)

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O Distrito de Cuiú-Cuiú, onde está localizado o campo mineralizado de estudo (Figura 1.2), está localizado, a sudoeste, a 180 quilômetros do município de Itaituba, estado do Pará, norte do Brasil. O município de Itaituba está localizado, aproximadamente, a meio caminho entre as cidades de Manaus e Belém, ambas são cidades de mais de dois bilhões de pessoas situadas no rio Amazonas. O acesso se dá por dois meios de transporte, avião ou barco. Este último ocorre pelos rios Tapajós e Crepori.

Figura 1.2 - Mapa de localização do alvo Pau da Merenda (retângulo amarelo) em relação a outros alvos do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú (adaptado de Assunção, 2011).



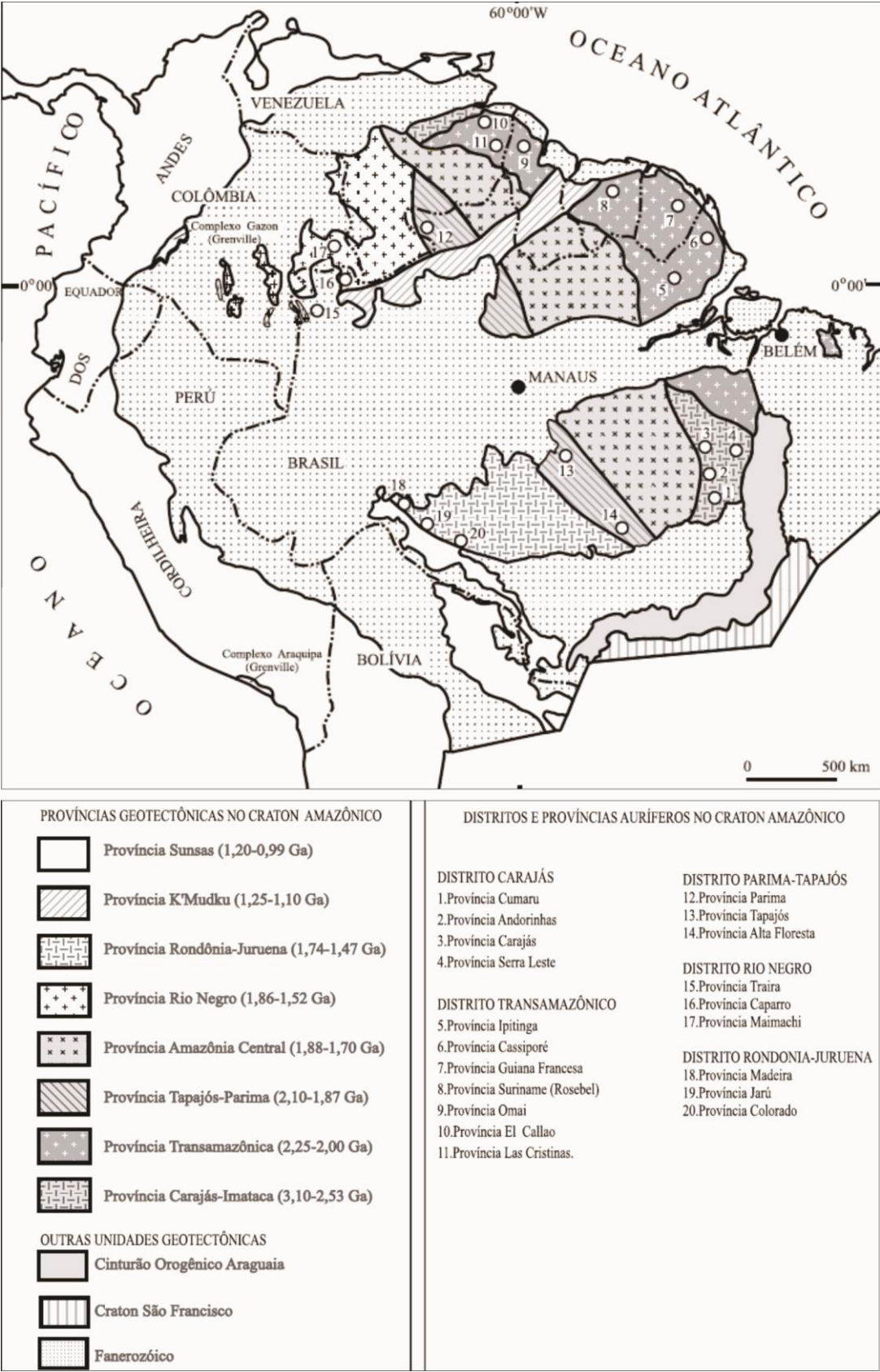
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Crátão Amazônico representa uma das principais unidades tectônicas da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA et al., 2000) e é formado pelos escudos das Guianas e do Brasil Central, separados pelas bacias paleozoicas do Amazonas e Solimões (TASSINARI et al., 2000). O Crátão Amazônico abrange parte do norte do Brasil, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia. É limitado a leste, a sul e a sudeste por rochas geradas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro de idade 930-540 Ma (PIMENTEL; FUCK, 1992 apud SANTOS, 2003).

Com o avanço das datações pelo método Rb-Sr, o Cráton Amazônico foi novamente dividido, agora em seis províncias geocronológicas, que são: Província Amazônia Central (2,3 Ga), Província Maroni - Itacaúnas (2,2-2,95 Ga), Província Ventuari - Tapajós (1,95-1,8 Ga), Província Rio Negro - Juruena (1,8-1,55 Ga), Província Rondoniana - San Ignacio (1,5-1,3 Ga) e Província Sunsás (1,25-1,0 Ga) (TASSINARI, 1996). Com base nesses dados, sugeriu-se uma evolução crustal com núcleos de idade Arqueana.

Com o avanço nas datações geocronológicas, utilizando as metodologias de U-Pb em zircões e Sm-Nd, pôde-se sugerir uma nova divisão no Cráton Amazônico, agora dividido em oito províncias geotectônicas (SANTOS et al., 2000) (Figura 2.1). Ainda de acordo com Santos et al. (2000), a evolução do Cráton Amazônico foi atribuída a processo de acreção, relacionados ao desenvolvimento de arcos magmáticos (províncias Carajás - Imataca, Transamazônica, Tapajós - Parima e Rondônia Juruena) ou à reciclagem de crosta continental. As oito novas províncias são: Província Carajás - Imataca (3,10-2,53 Ga), Província Transamazônica (2,25-2,00 Ga), Província Tapajós - Parima (2,01-1,87 Ga), Província Amazônia Central (1,88-1,70 Ga), Província Rio Negro (1,86-1,52 Ga), Província Rondônia - Juruena (1,75-1,47 Ga), Província K'Mudku (1,25-1,10 Ga) e a Província Sunsás (1,20-0,99 Ga).

Figura 2.1 - Províncias geotectônicas elaboradas por Santos et al (2000).



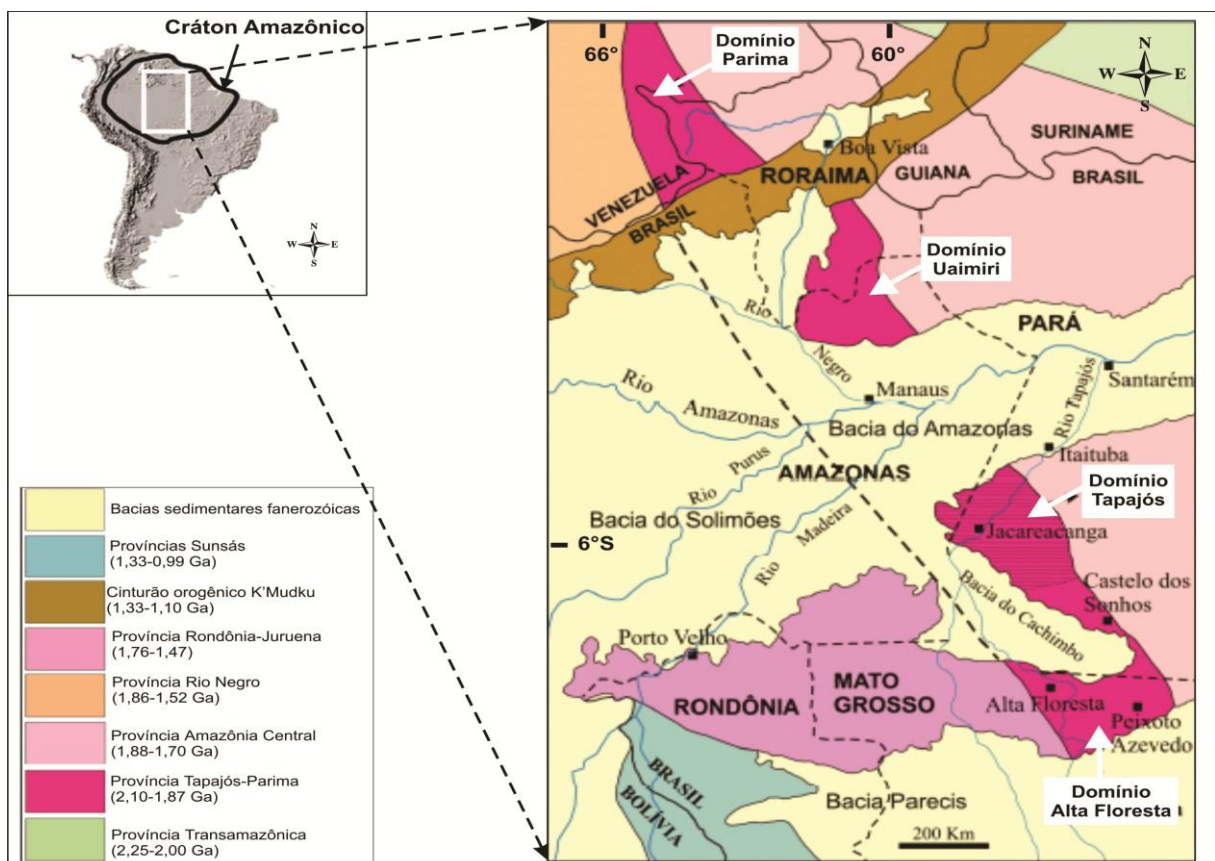
Fonte: Coutinho (2008).

2.1 PROVÍNCIA TAPAJÓS – PARIMA

Esta província localiza-se na porção mais central do Cráton Amazônico, estendendo-se da porção noroeste de Roraima até o sudeste do estado do Mato Grosso, e é limitada a leste pela Província Amazônia Central e a oeste pela Província Rio Negro (Figura 2.2). Quatro domínios foram definidos por Santos et al. (2001) para essa província: localizados ao norte da bacia do Amazonas, os domínios Parima e Uaimiri, e localizados ao sul da bacia, os domínios Tapajós e Alta Floresta. Rochas plutônicas e vulcânicas cálcico-alcalinas e alcalinas paleoproterozoicas compõem predominantemente a província.

Santos et al. (2000) dataram rochas na Província Mineral do Tapajós, obtendo idade que variam de 2,10 Ga a 1,87 Ga. Portanto, indicando que a província tenha se originado por processos acrescionários, desenvolvendo arcos magmáticos e, gerando crosta acrescida aos cinturões orogenéticos com *trend* de aproximadamente N20° - 30°W.

Figura 2.2 - Mapa da Província Tapajós – Parima dividida em quatro domínios. Adaptado de Santos et al. (2004).

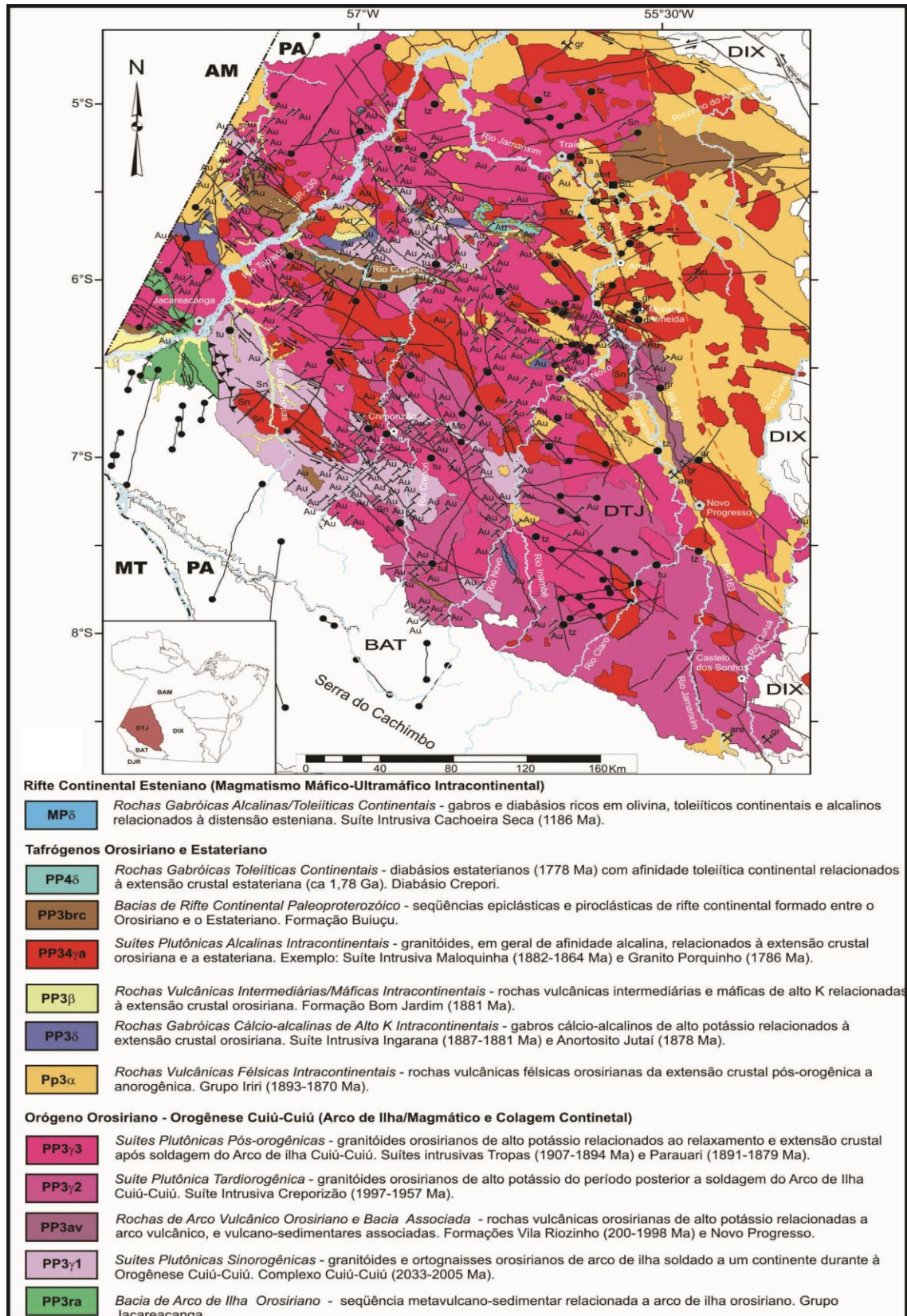


2.1.1 Domínio Tapajós

O Domínio Tapajós é o segmento central da Província Tapajós-Parima, e se limita a leste com o Domínio Iriri-Xingu, sendo recoberto a norte e a sul respectivamente pelas bacias fanerozoicas do Amazonas e Alto Tapajós (Figura 2.3) (VASQUEZ et al., 2008). É composto por associações tectônicas de um Orógeno Orosiriano, Trafógenos Orosiano e Estateriano, coberturas sedimentares e de Rifte Continental Estateriano.

A evolução geológica para esse domínio apresenta dois modelos, o primeiro, elaborado por Santos et al. (2000), indica acreção de arcos magmáticos entre 2050 e 1877 Ma e, o segundo, sugerido por Vasquez et al. (2002; 2008), sugere um único arco magmático orosiriano ($> 2,0$ Ga) e a geração de sucessivos pulsos magmáticos pós-colisionais que se estenderam ao estágio pós-orogênico, há cerca de 1,88 Ga. O Domínio Tapajós apresenta zonas de cisalhamento transcorrente de direção NW-SE que, possivelmente, controlou o posicionamento da maioria das intrusões ígneas e dos depósitos vulcânicos, tardi- a pós-orogênicos.

Figura 2.3 - Mapa de associações tectônicas do Domínio Tapajós elaborado por Vasquez et al. (2008).



Fonte: Vasquez et al. (2008)

2.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO DOMÍNIO TAPAJÓS (PROVÍNCIA TAPAJÓS – PARIMA)

As unidades litoestratigráficas do domínio Tapajós está representada na tabela 2.1.

Tabela 2.1–Unidades litoestratigráficas do Domínio Tapajós (segundo compilação de Vasquez et al. 2008).

ASSOCIAÇÃO	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	IDADE DE FORMAÇÃO/FONTE DENTRÍTICA	MÉTODO
Magmatismo Máfico Intracontinental	Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	1072±18, 1046±27 ¹²	K-Ar rt, pl
		1186±12 ¹³	U-Pb S bd
Coberturas Sedimentares	Formação Buiucu	-	-
	Formação Novo Progresso	-	-
Magmatismo Intracontinental	Diabásio Crepori	1780±7 ¹³	U-Pb S bd
	Granito Porquinho	1786±14 ⁵	U-Pb S zr
	Granito Caroçal	1870±4 ⁵	U-Pb S zr
	Granito Pepita	1872±4 ⁵	U-Pb S zr
	Suíte Intrusiva Maloquinha	1877±12, 1874±7, 1871±8, 1874±18 ³	U-Pb S zr
		1880±9 ⁴ , 1882±4 ⁸	U-Pb S zr
Magmatismo Pós-Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)	Anortosito Jutai	1878±8 ³	U-Pb S ti
	Olivina Gabro Rio Novo	1878±3 ⁷	Pb-Pb zr
	Suíte Intrusiva Ingarana	1881±11 ⁵	U-Pb S bd
		1881±3, 1880±7 ⁵	U-Pb S zr
		1887±3 ⁶	Pb-Pb zr
	Suíte Intrusiva Parauari	1883±4 ³	U-Pb S zr
		1883±8 ¹⁴ , 1883±2 ⁷	Pb-Pb zr
		1879±11 ¹	U-Pb T zr
	Formação Bom Jardim	1881±4 ⁴	Pb-Pb zr
	Grupo Iriri	1870±8 ⁴	U-Pb S zr
		1893±3, 1888±2 ⁹ , 1888±2 ⁸ , 1888±6 ¹⁰	Pb-Pb zr
	Suíte Intrusiva Tropas	1897±2, 1893±3	U-Pb T zr, ti
		1892±6, 1907±9, 1896±5 ⁵	U-Pb S zr
		1898±5 ³	U-Pb S zr
Magmatismo Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)	Suíte Intrusiva Creporizão	1997±3, 1984±1 ⁶	Pb-Pb zr
		1974±6, 1970±12, 1957±6 ³	U-Pb S zr
	Formação Vila Riozinho	2000±4, 1998±3 ⁴	Pb-Pb zr
	Complexo Cuiú-Cuiú	2011±23	U-Pb T zr

		2033±7, 2016±5, 2015±9, 2012±8, 2005±7 ³	U-Pb S zr
Sequência Metavulcanossedimentar	Grupo Jacareacanga	2125, 2106, 2098, 2875 ¹	U-Pb T zrd

Referências: 1 – Santos et al. (2000); 2 – Almeida et al. (2001b); 3 – Santos et al. (2001); 4 – Lamarão et al. (2002); 5 – Santos et al. (2004); 6 – Vasquez et al. (2000a); 7 – Vasquez et al. (2000c); 8 – Vasquez et al. (1999); 9 – Dall'Agnol et al. (1999); 10 – Moura et al. (1999); 11 – Brito et al. (1999); 12 – Pessoa et al. (1977); 13 – Santos et al. (2002); 14 – Teixeira et al. (2002a); 15 – Teixeira et al. (2002b); 16 – Vasquez (2006).

2.2.1 Sequência Metavulcano-Sedimentar

2.2.1.1 Grupo Jacareacanga

Definido por Melo et al. (1980) e redefinido por Ferreira et al. (2000), compreende rochas supracrustais distribuídas segundo um *trend* NW-SE a NNW-SSE, exibindo dobras apertadas e grau metamórfico na facies xistos verde. Este grupo é constituído por duas unidades distintas, que são: Unidade Xisto e Unidade Quartzito. A Unidade Xisto apresenta rochas metassedimentares pelíticas e psamíticas, e rochas metavulcânicas máfico-ultramáficas, apresentando quartzomica xistos, mica xisto, talcoclorigita-tremolita xisto e actinolita xisto, com hornblenda e epidoto, além de filitos, metargilitos e metagrauvacas. A Unidade Quartzito é caracterizada pela ocorrência de quartzitos, formações ferríferas bandadas e metacherts.

Com as paragêneses identificadas nos xistos máficos, Melo et al. (1980) definiram que o metamorfismo atingiu a fácies xisto verde a epidoto-anfibolito, enquanto que, Ferreira (2000a, b), apontou que o anquimetamorfismo está associado à formação das metagrauvacas e metargilitos.

A sequência foi intrudida por granitoides da Suíte Intrusiva Parauari e, em parte apresenta contato tectônico com as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, definido por falhas ou zonas de cisalhamento, oblíquas e sinistrais (FERREIRA et al, 2000), como também, encontram-se parcialmente recobertos por rochas sedimentares proterozoicas da Formação Buiúçu e fanerozoicas do Grupo Jatuarana (FERREIRA, 2000b)

Santos et al. (2000) dataram amostras da sequência turbidítica, do Grupo Jacareacanga, procedente da região da vila Sai Cinza, revelando idades U-Pb em

zircões, de aproximadamente 2,1 Ga, indicando que a fonte desses sedimentos são rochas de idade relacionada ao ciclo Transamazônico.

2.2.2 Magmatismo Orogênico (orogênese Cuiú-Cuiú)

2.2.2.1 Complexo Cuiú-Cuiú

O Complexo Cuiú-Cuiú, definido por Pessoa et al. (1977), localiza-se predominantemente na porção oeste do Domínio Tapajós. Representa o embasamento regional da província. Este complexo é formado por rochas metamórficas de médio a alto grau e rochas plutônicas associadas, consistindo, litologicamente, em gnaisses de composição variada, anfibolitos e por granitoides, predominantemente por, granodioritos a tonalitos, ocorrendo subordinadamente, monzogranitos a dioritos (KLEIN et al., 2001).

Os corpos de gnaisses mostram uma orientação segundo o *trend* regional NW-SE. O bandamento composicional está orientado segundo N10°-20°E/60°-80°SE, transposto localmente por uma foliação milonítica de atitude N35°E/subvertical (estruturas S-C) (ALMEIDA, 2000a,b; BAHIA; QUADROS, 2000; KLEIN et al., 2000a,b). Este padrão estrutural é comum, porém localmente ocorrem inflexões da foliação para NW-SE e NNW-SSE. Feições microtexturais e migmatíticas e de enclaves de anfibolito e gnaisses pelíticos, sugerem que as rochas desse complexo foram submetidas a metamorfismo de alto grau, sob condições metamórficas de fácies anfibolito superior (FERREIRA; ALMEIDA, 2000a,b; VASQUEZ et al., 2000b,c).

Santos et al. (2000, 2001) obtiveram idades entre 2033 ± 7 e 2005 ± 7 Ma (U-Pb em zircão) para ortognaisses e granitoides. Dados de isótopos de Nd ($\epsilon_{Nd2,01Ga}$ de +2,6 e +1,8 e TDM de 2,09 e 2,16 Ga – Sato & Tassinari, 1997) para tonalitos supostamente relacionados a este complexo marcam uma assinatura juvenil paleoproterozoica.

2.2.2.2 Formação Vila Riozinho

Lamarão et al. (2002) identificaram, nas proximidades da Vila Riozinho e do rio Jamaxim, um conjunto de rochas vulcânicas intermediárias e félsicas, com idades maiores do que as das rochas vulcânicas do Domínio Tapajós atribuídas ao Grupo

Iriri. Sendo assim, Lamarão et al. (2002), classificaram como pertencentes a Formação Vila Riozinho.

A formação é constituída por andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos e riolitos (LAMARÃO et al., 2002). As rochas andesíticas contêm fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio, anfibólio tardio e biotita. Os traquitos apresentam fenocristais de plagioclásio, feldspato alcalino (subordinado) e são pobres em quartzo. Os riolitos mostram fenocristais de feldspatos, subordinadamente de quartzo. Biotita e pseudomorfos de anfibólio são os principais minerais máficos nos traquitos e riolitos.

Apresentam afinidades cálcio-alcalina de alto K a shoshonítica, similar a rochas geradas em arcos magmáticos maduros, e idades de cristalização de 2000 ± 4 e 1998 ± 3 Ma. Dados isotópicos de Nd sugerem gênese a partir da mistura de magma juvenil paleoproterozoico, contaminado por assimilação de rochas arqueanas ou por interação com magma derivado de uma fonte arqueana, o que é corroborado pela presença de zircões de idades arqueanas, interpretados como herdados. Outra hipótese seria de as rochas representarem a refusão de uma crosta sílica com cerca de 2,2 Ga, a partir de *underplating* por magmas máficos (Lamarão et al., 2005).

2.2.2.3 Suíte Intrusiva Creporizão

Ricci et al. (1999) classificaram como pertencentes a Suíte Intrusiva Creporizão granitoides milonitizados que ocorrem nas porções centro-leste e sudeste do Domínio Tapajós.

A Suíte Intrusiva Creporizão é constituída por sieno e monzogranitos, por vezes hornblenda-granodioritos, tonalitos e quartzo-monzodioritos subordinados. Segundo Klein et al. (2000a,b), a foliação milonítica tem direção N10°-20°W, com mergulhos (70° - 80°) para ENE e WSW, a qual, associada à lineação de estiramento mineral sub-horizontal, define o caráter transcorrente das zonas de cisalhamento que controlaram o alojamento dos corpos graníticos desta suíte. Ricci et al. (1999) e Vasquez et al. (2002), com base nos aspectos microtexturais dos granitoides da suíte, sugerem que os mesmos foram alojados e deformados em condições de fácies anfibolito. A assinatura geoquímica destas rochas é cálcio-

alcalina, mais evoluída que a dos granitoides Cuiú-Cuiú e foi interpretada como reflexo de ambiente pós-colisional (VASQUEZ et al., 2002).

Santos et al.(2001) e Vasquez et al. (2000a) obtiveram idades de granitoides entre 1984 ± 1 Ma e 1957 ± 6 Ma e uma de 1997 ± 3 Ma (U-Pb e Pb-Pb em zircão). Lamarão et al. (2002) apresentaram idades (Pb-Pb em zircão) de 1981 ± 2 e 1983 ± 8 Ma para o Granito São Jorge Velho, que pode ser correlacionado a esta suíte (VASQUEZ et al., 2008). Santos et al. (2004) obtiveram uma idade de 1997 ± 5 Ma (U-Pb/SHRIMP) em zircão de rocha que chamaram, sem cartografar, de Monzogranito Jamanxim. Segundo estes autores, este magmatismo de 2,0 Ga, representaria um arco magmático intermediário entre os arcos Cuiú-Cuiú e o da Suíte Intrusiva Creporizão. Lamarão et al. (2005) apresentaram dados de isótopos de Nd ($\epsilon Nd_{1,98 Ga}$ de - 1,03 a - 2,68 e TDM de 2,41 a 2,26 Ga) para o Granito São Jorge Velho, os quais indicam derivação a partir de magmas de fontes paleoproterozoicos com participação de crosta arqueana.

2.2.3 Magmatismo Pós - Orogênico (orogênese Cuiú-Cuiú)

2.2.3.1 Suíte Intrusiva Tropas

Santos et al. (2001) ao datar diorito previamente incluso no Complexo Cuiú-Cuiú, encontrou idade incompatível com esta última unidade e propôs a Suíte Tropas, sem apresentar cartografia da unidade. Ferreira et al. (2004) cartografaram um corpo na porção central da província e a redefiniram como Suíte Intrusiva Tropas.

A Suíte Intrusiva Tropas é composta por tonalitos, quartzo dioritos, granodioritos e monzogranitos. Os granitóides da suíte comumente hospedam xenólitos de basalto e andesito. São hidrotermalmente alterados para clorita, epídoto, albita, leucoxênio e pirita (Santos et al. 2001).

Santos et al. (2001, 2004) obtiveram idades (U-Pb) que variam entre 1907 ± 9 e 1892 ± 6 Ma em zircão e titanita de rochas dessa suíte. Santos et al. (2004) interpretam a assinatura cálcio-alcalina das rochas da Suíte Intrusiva Tropas como relacionada a ambiente de arco de ilha, formado em torno de 1,9 Ga. Os mesmos autores advogam também que as formações Abacaxis e Sequeiro (cartografadas

como Grupo Jacareacanga, no Amazonas) seriam remanescentes das bacias relacionadas a este arco.

2.2.3.2 Suíte Intrusiva Parauari

A Suíte Intrusiva Parauari é a unidade litoestratigráfica de ocorrência mais expressiva do Domínio Tapajós. Inicialmente, esses granitoides foram denominados por Santos et al. (1975) de Granito Parauari. Posteriormente, Melo et al. (1980) denominaram-no de Granodiorito Parauari, tendo-lhes sido atribuído origem relacionada a produtos resultantes da remobilização total ou parcial do Complexo Xingu. Posteriormente, Klein et al. (2000) redefiniram esses granitoides como Suíte Intrusiva Parauari, tomando em consideração o amplo espectro composicional, reunindo diversas intrusões desde dioritos até feldspato alcalino granitos (BRITO, 2000a).

Segundo Klein et al. (2000), os granitoides da Suíte Intrusiva Parauari ocorrem em forma de batólitos ou *stocks* elípticos, alongados segundo *trend* NW-SE, formando segmentos irregulares e retangulares resultantes da interseção dos lineamentos NW-SE com NS e NE-SW. Os granitoides da Suíte Intrusiva Parauari intrudiram o Complexo Cuiú- Cuiú e a Suíte Intrusiva Creporizão, e foram intrudidos por granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha e gabros da Suíte Intrusiva Ingarana (VASQUEZ et al., 2008).

Santos et al. (2000) dataram os granitoides da Suíte Intrusiva Parauari pelo método U-Pb em zircão e titanita, indicando idades de 1897 ± 2 Ma e 1880 ± 14 Ma. Lamarão et al. (2005) a partir dos dados de isótopos de Nd obtidos nos granitos São Jorge Novo e Jardim do Ouro ($\epsilon\text{Nd}_{1,90 \text{ Ga}}$ de - 5,21 a - 1,82 e TDM de 2,43 a 2,32 Ga) sugerem a interação de uma fonte juvenil com uma fonte crustal mais antiga. Segundo Almeida (2000b), os granitoides dessa suíte são cálcio-alcálicos de médio a alto potássio. Para Vasquez et al. (2002), essas rochas estão relacionadas ao estágio tardio da colisão do arco Cuiú-Cuiú, mas com preservação da assinatura de arco magmático de sua fonte. Já Santos et al. (2004) atribuem esta assinatura cálcio-alcálica a um arco magmático continental.

2.2.3.3 Suíte Intrusiva Ingarana

Pessoa et al (1977) propôs, inicialmente, a terminologia Gabro Ingarana para as rochas gabroicas que ocorrem na região do igarapé Bom Jardim e seu afluente Ingarana. Posteriormente, Bahia e Quadros (2000), durante o projeto PROMIN-TAPAJÓS, redefiniram esta unidade como Suíte Intrusiva Ingarana, após identificarem outros corpos gabroicos correlatos a esta unidade.

Segundo Bahia e Quadros (2000), a Suíte Intrusiva Ingarana está intrudida em litótipos do Complexo Cuiú-Cuiú e em granitoides da Suíte Intrusiva Parauari. Rochas graníticas da Suíte Intrusiva Maloquinha cortam a unidade Ingarana.

Os corpos da Suíte Intrusiva Ingarana são compostos por augita-gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios e microgabros, com monzonitos, dioritos e monzodioritos subordinados; apresentam formas irregulares, orientadas segundo a direção E-W e NW-SE.

A suíte apresenta assinatura cálcio-alcálica de alto K com enriquecimento em alumínio (BAHIA; QUADROS, 2000; MONTEIRO, 2000a). Vasquez et al. (2000a) dataram um leuconorito dessa suíte, que forneceu idade de cristalização de 1887 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircão). Santos et al. (2004) apresentaram idades de cristalização entre 1880 ± 7 e 1881 ± 11 Ma (U-Pb em zircão e baddeleyita). Com base em dados de isótopos de Nd ($\epsilon_{Nd_{1,9 Ga}}$ de -0,87 e TDM de 2,24 Ga) para um gabro. Santos et al. (2000) sugerem uma fonte juvenil paleoproterozoica com uma contaminação crustal pequena.

2.2.3.4 Grupo Iriri

O Grupo Iriri é dividido em duas formações: Formação Salustiano e Formação Aruri (PESSOA et al., 1977). A primeira é constituída por riolitos, riodacitos e dacitos, pórfiros e porfíricos, geralmente isotrópicos e com matriz afanítica ou microcristalina. Também foram identificados riolitos com faialita e hedenbergita na porção nordeste do Domínio Tapajós (DALL'AGNOL et al., 1999b). A Formação Aruri é composta por ignimbritos, brechas vulcânicas, tufos félsicos, conglomerados, arenitos e siltitos vulcânicos.

O Grupo Iriri apresenta assinatura cálcio-alcálica a alcalina aluminosa (meta e peraluminosa), localmente peralcalina (BAHIA et al., 2001a). O caráter dúbio para filiação geoquímica dessas rochas indica que diferentes conjuntos são reunidos no Grupo Iriri. De modo geral, os riolitos apresentam uma assinatura alcalina aluminosa de ambiente intraplaca (FERNANDES, 2005; LAMARÃO et al., 2002).

O Grupo Iriri apresenta idades entre 1870 ± 8 e 1893 ± 3 Ma (VASQUEZ et al., 1999; LAMARÃO et al., 2002). Dados de isótopos de Nd para rochas vulcânicas (chamadas de Formação Moraes Almeida por Lamarão et al., 2002, mas mantidas no Grupo Iriri, por Vasquez et al., 2008) sugerem fontes crustais paleoproterozoicas.

2.2.3.5 Formação Bom Jardim

Esta formação foi denominada por Ferreira (2000c) com o propósito de reunir as rochas andesíticas a basálticas que afloram nas porções central e oeste do Domínio Tapajós. A Formação Bom Jardim é composta de andesitos, com subordinados basaltos, traquitos e latitos (VASQUEZ et al., 2008). Diques andesíticos e lamprófios também são descritos nessa unidade, denominados informalmente como Andesitos Joel-Mamoal (VASQUEZ et al., 2008) e Lamprófios Jamanxim (ALMEIDA et al., 1977), que ocorrem na porção leste e central do Domínio Tapajós, orientados segundo ENE-WSW e NNE-SSW.

As rochas da Formação Bom Jardim correspondem quimicamente a traquibasaltos, traquiandesitos basálticos, andesitos basálticos, traquiandesitos e traquitos. Estas rochas apresentam uma assinatura cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica (FERREIRA, 2000c; VASQUEZ; RICCI, 2002). As rochas vulcânicas e subvulcânicas de composição intermediária a básica são possivelmente contemporâneas ao expressivo magmatismo félsico do Grupo Iriri (VASQUEZ et al., 2008).

Os zircões datados pelo método de evaporação de Pb, de um traquito próximo à localidade de Moraes Almeida, forneceram idade de cristalização de 1881 ± 4 Ma (LAMARÃO et al., 2002). Dados isotópicos de Nd obtidos para diques andesíticos e traquito de Moraes Almeida sugerem fontes paleoproterozoicas com pequena contribuição crustal (LAMARÃO et al., 2005).

2.2.3.6 Olivina Gabro Rio Novo

Inicialmente, Andrade e Urdininea (1972) identificaram um corpo rochoso máfico, localizado na foz do rio Novo, afluente do rio Jamanxim. Vasquez et al. (2000c) classificaram esse corpo como Olivina Gabro Rio Novo. Esse corpo é alongado, com direção NW-SE, isotrópico, com granulação média a grossa, intrusivo na Suíte Intrusiva Parauari, e recoberto por rochas vulcanoclásticas do Grupo Iriri. As rochas apresentam uma frequente alteração hidrotermal e cataclase (VASQUEZ et al., 2008).

Vasquez et al. (2000c) obtiveram idades médias de 1999 ± 3 e 1967 ± 3 Ma, e um cristal com idade de 1878 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircão). Para esses autores os resultados são pouco conclusivos para caracterizar um magmatismo máfico mais antigo que 1,88 Ga, além disso, são conflitantes com as relações de campo. Provavelmente, os cristais mais antigos que 1,88 Ga podem ser herdados e os mais jovens podem estar mais próximos da idade mínima de cristalização do corpo.

2.2.3.7 Anortosito Jutai

Esta unidade é composta por anortositos e magnetita gabros, geralmente equigranulares, médios e isotrópicos, e forma elipsoidal (VASQUEZ et al., 2008). Está localizado ao norte do Domínio Tapajós.

Frequentemente estas rochas apresentam alteração hidrotermal, com substituição de hornblenda por actinolita e biotita, bem como cloritização, com pirita e ouro disseminados em pequenos veios de quartzo. Santos et al. (2001) apresentaram uma idade de 1878 ± 8 Ma (U-Pb SHRIMP em titanita) para o Anortosito Jutai.

2.2.3.8 Gabro São Domingos

O Gabro São Domingos foi identificado a partir de expressivas anomalias magnéticas, que sugerem a existência de um corpo máfico em subsuperfície, e de um perfil de alteração intempérica, típico deste tipo de rocha.

Vasquez e Rosa-Costa (2008) sugeriram a denominação deste corpo e atribuíram a ele uma idade paleoproterozoica, por correlação com o magmatismo máfico da região que deu origem à Suíte Intrusiva Ingarana e ao Anortosito Jutáí.

2.2.3.9 Gabro Serra Comprida

Vasquez et al (2000b) classificaram um expressivo corpo em forma de dique como Gabro Serra Comprida. Esse corpo apresenta uma crista orientada segundo direção NNW-SSE, com platôs lateríticos no topo. A unidade é formada por gabros (litotipo dominante), dioritos inequigranulares, de granulação média a grossa, e isótopos.

Devido à falta de dados geocronológicos, uma idade de aproximadamente 1,88 Ga foi atribuída para este corpo por correlação com outros corpos máficos datados na região (VASQUEZ; KLEIN, 2000), como o anortosito Jutáí.

2.2.3.10 Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo

Corresponde a uma pequena intrusão orientada em torno da direção E-W, marcado por uma anomalia magnética. Vasquez et al (2000c) denominaram de Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo, descrevendo como um corpo de rochas plutônicas intermediárias, intrusivo nos granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão.

Apresenta intensa alteração hidrotermal, como cloritização, sericitização, carbonatação e saussuritização, provavelmente relacionadas às mineralizações de ouro filonianas, com sulfetos associados, que ocorrem nas proximidades.

2.2.4 Magmatismo Intracontinental

2.2.4.1 Suíte Intrusiva Maloquinha

Os granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha ocorrem como *stocks* e batólitos com formas circulares, elipsoidais a irregulares, geralmente orientados segundo direções que variam de N-S a NW-SE (VASQUEZ et al., 2008).

Apresenta afinidade alcalina (tipo A), típica de ambiente extensional intracontinental e idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 1882 ± 4 e 1880 ± 9 Ma (LAMARÃO et al., 2002; VASQUEZ et al., 2002). Idades U-Pb em zircão entre 1877

± 12 e 1864 ± 18 Ma também foram identificadas (SANTOS et al., 2001), assim como populações de cristais de zircão herdados neoarqueanas e orosirianas. Lamarão et al. (2005) identificaram assinatura de Nd, indicando a presença de fontes paleoproterozoicas, enquanto Santos et al. (2000) encontraram uma assinatura que mostra participação de crosta arqueana na origem destes corpos, o que explicaria a presença de zircões herdados.

2.2.4.2 Granito Pepita

Brito (2000b), baseado na ocorrência de anfibólios e piroxênios sódicos em granito anteriormente incluído na Suíte Intrusiva Maloquinha (MELO et al., 1980), distinguiu esse granito daquela suíte denominando-o de Granito Pepita.

O Granito Pepita é constituído de feldspato alcalino granitos, hololeucocráticos, de cores rosa avermelhada e creme, geralmente equigranulares de granulação média (BRITO, 2000a). Apresenta assinatura alcalina a subalcalina, de ambiente intraplaca continental (BRITO, 2000a). Santos et al. (2004) obtiveram uma idade de alojamento para o Granito Pepita de 1872 ± 4 Ma (U-Pb/SHRIMP em zircão). A idade obtida é semelhante a dos granitos relacionados à Suíte Intrusiva Maloquinha, apesar desses serem granitos *hipersolvus* com anfibólios sódicos.

2.2.4.3 Granito Caroyal

Almeida et al. (1999) individualizaram o Granito Caroyal após investigar a área-tipo dos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha, onde foi observado um corpo rochoso com características composicionais diferentes das desta suíte. O batólito está orientado segundo a direção NW-SE.

O Granito Caroyal é composto de sienito e monzogranitos com biotita, leucocráticos, de cor vermelha a cinza rosada, com textura equigranular grossa a porfirítica, e isótipos.

Exibe assinatura cálcio-alcalina alto potássio (ALMEIDA et al., 1999) e idade de cristalização de 1870 ± 4 Ma, pelo método U-Pb SHRIMP em zircão (SANTOS et al., 2004). Também foram identificadas populações de zircões herdados de 2,71 e 1,94 Ga.

2.2.4.4 Granito Porquinho

Prazeres et al. (1979) denominaram o batólito granítico, localizado no interflúvio dos rios Branco e Aruri, de Granito Porquinho. O Granito Porquinho apresenta uma forma elíptica, relevo mais acidentado e radiação mais alta que suas rochas encaixantes, as rochas vulcanoclásticas do Grupo Iriri e rochas sedimentares da Formação Buiúçu.

Apresenta assinatura geoquímica subalcalina a alcalina (PRAZERES et al., 1979, BAHIA; QUADROS; RIZZOTO, 1998). A idade de cristalização U-Pb SHRIMP em zircão para o corpo é de 1786 ± 14 Ma (SANTOS et al., 2004), o que levou à correlação deste com o magmatismo da Suíte Intrusiva Teles Pires, no Mato Grosso.

2.2.4.5 Diabásio Crepori

Pessoa et al. (1977) denominaram de Sill Crepori as intrusões de diabásio nas rochas sedimentares da Formação Buiúçu, localizados na bacia do rio Crepori. Posteriormente, Santos e Loguércio (1984) classificaram como Diabásio Crepori.

O Diabásio Crepori é composto por rochas como, diabásios, olivina-diabásios e microgabros. Ocorrem na forma de soleiras orientadas segundo E-W e diques segundo N10°E, com espessuras entre 10 e 50 m, intrusivos na Formação Buiúçu. Monteiro (2000b) identificou uma assinatura alcalina para essas rochas, entretanto a ocorrência de quartzo, tanto normativo quanto modal, indica afinidade quartzo toleítica, típica de basaltos toleíticos intracontinentais. A idade de cristalização U-Pb SHRIMP em baddeleyita é de 1780 ± 7 Ma (SANTOS et al., 2002).

2.2.5 Coberturas Sedimentares

2.2.5.1 Formação Novo Progresso

Na Formação Novo Progresso são descritos conglomerados polimíticos, com seixos subangulosos a subarredondados de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas, e, em menor proporção, seixos arredondados de granito em matriz arcoseana. Aflora como cristas e *cuestas* (relevo assimétrico) orientadas segundo NNW-SSE, com atitudes de acamamento variando de N25°W a N05°E, e mergulhos de 18° a 60° para SW ou NE (VASQUEZ et al., 2000b).

A proximidade das rochas dessa formação com as rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho sugere que a mesma está relacionada a este vulcanismo mais antigo, e não ao Grupo Iriri.

2.2.5.2 Formação Buiucu

A área-tipo da Formação Buiucu, está localizada na borda noroeste da bacia do Alto Tapajós. Os mais expressivos segmentos da Formação Buiucu ocorrem na bacia do rio Crepori. Na bacia do rio Crepori predominam arcóseos, arcóseos líticos e arenitos ortoquartzíticos, com subordinados conglomerados polimíticos, siltitos e argilitos. Este conjunto foi intrudido por soleiras e diques do Diabásio Crepori, datado em 1780 ± 7 Ma (Santos et al. 2002). Este segmento constitui uma bacia sigmoidal, controlada por falhas extensionais e transcorrentes, orientadas segundo WNW-ESE e NWSE, o acamamento mergulha entre 5° e 35° para N e NE, com paleocorrentes para $N15^\circ$ - 20° E. Nos demais segmentos, além da sucessão siliciclástica, Bahia & Quadros (2000) individualizaram uma sucessão vulcanoclástica, composta de tufos félsicos, arenitos e conglomerados com seixos de rochas vulcânicas, que por sua vez, foi seccionado pelo Granito Porquinho, datado em 1786 ± 14 Ma (Santos et al. 2004). Este segmento está orientado aproximadamente E-W, acamamento NW-SE, mergulhando de 5° a 25° NE.

Bahia et al. (2001b), baseados na baixa maturidade mineralógica, texturas e estruturas primárias das rochas, sugerem ambiente continental de deposição, relacionado a canais fluviais entrelaçados. O fato da Formação Buiucu ser seccionada pelo Granito Porquinho e pelo Diabásio Crepori, datados em torno de 1,78 Ga (Santos et al. 2002, 2004), sugere que os sedimentos desta formação foram depositados antes do Estateriano.

2.2.6 Magmatismo Máfico Intracontinental

2.2.6.1 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca

Pessoa et al (1977) denominaram um corpo máfico, localizado na porção centro-norte do Domínio Tapajós, de Troctolito Cachoeira Seca. No entanto, Quadros et al. (1998) propuseram denominar esse corpo de rochas máficas de Suíte Intrusiva Cachoeira Seca.

As rochas da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca são predominantemente olivina-gabros, olivina-gabronoritos, olivina-diabásios e troctolitos (ANDRADE; URDININEA, 1972; PESSOA et al., 1977). São rochas melanocráticas, cinza esverdeadas, isotrópicas e de granulação média.

A natureza química delas ainda não foi bem definida. Pessoa et al. (1977) a definem como basaltos de afinidade alcalina, em parte subsaturados em sílica, e Quadros, Bahia e Almeida (1998), como rochas de afinidade toleítica saturada em sílica. Um troctolito desta unidade forneceu idade 1186 ± 12 Ma, pelo método U-Pb SHRIMP em baddeleyita (SANTOS et al., 2002).

3 METALOGENIA DO DOMÍNIO TAPAJÓS

Segundo Klein et al. (2002), a Província Aurífera do Tapajós possui mais de 100 ocorrências minerais primárias. Atualmente poucos depósitos apresentam dados suficientes que permitam classificá-los com mais precisão ou não nas classes de depósitos como depósitos orogênico, associados com intrusão, pórfiro e epitermal que são as mais discutidas na literatura geológica dessa província. Alguns estudos apresentam um enfoque mais regional (SANTOS et al., 2001; KLEIN et al., 2002; JULIANI et al., 2005, COUTINHO, 2008; ECHEVERRI-MISAS, 2010). Coutinho (2008) classifica cerca de duas dezenas de depósitos e ocorrências no modelo de depósitos de ouro orogênico do tipo mesozonais e epizonais com duas fases de mineralização, uma em 1,96 Ga, outra em 1,88 Ga (Pb-Pb em sulfetos). Dados de inclusões fluidas e isotópicos (O, H) indicariam fontes profundas (magmática ou mantélica) com contribuição de água meteórica nos mais rasos. Os depósitos são interpretados como depositados a partir de fluidos mineralizantes similares em diferentes níveis crustais. Com base na estrutura e textura dos veios, os autores atribuem T em torno de 500 °C sob regime dúctil-rúptil para a primeira fase e condições de T de formação < 270°C na segunda fase, sob condições rúptil.

Echeverri-Misas (2010) destaca ocorrências de veios e bolsões de sulfetos maciços de calcopirita da Mina do Palito. Os depósitos auríferos do Domínio Tapajós têm sido relacionados a modelos magmático-hidrotermais, incluindo-se os epitermais *high-* e *low-sulfidation*, os do tipo pórfiro e os relacionados a intrusões e a modelos

metamórficos-hidrotermais, correspondentes aos de ouro orogênico localizados em zonas de cisalhamento (JULIANI et al., 2008).

Santos et al. (2001) classificaram algumas dezenas de depósitos. Os autores descrevem dois tipos principais: (1) Orogênico e, (2) Relacionado com intrusões. Esses tipos foram subdivididos em quatro categorias: (1.1) Orogênico, hospedado em turbiditos e alojado em estruturas dúcteis (p. ex., Buiúçu); (1.2) Orogênico, hospedado em arco-magmático sobre regime dúctil-rúptil (p. ex., Ouro Roxo); (2.3) Relacionado com intrusão, epizonal, consistindo em veios de quartzo posicionados em falhas rúpteis extensionais (p. ex., Sequeiro); (2.4) Relacionada à intrusão, epizonal, depósito disseminado/*stockwork* (p. ex., São Jorge). Análises isotópicas em galena (Pb-Pb) e muscovita (Ar-Ar) indicam 1860 Ma para mineralização relacionada com intrusões. Isótopos de Pb em feldspato alcalino indicam que a fonte do Pb tenham sido as unidades Jacareacanga, Cuiú-Cuiú e Tropas.

Santos et al. (2001) considera que houve apenas uma fase de mineralização na província que teria ocorrido por volta de 1,86 Ga (Pb e Ar), contrapondo a hipótese de Coutinho (2008), que considera duas fases de mineralizações. Klein et al. (2002), com base nos estilos estruturais dos depósitos da porção sul da Província Aurífera do Tapajós propõem a existência de dois eventos distintos. O mais antigo, estaria relacionado ao regime transcorrente que afetou a Suíte Intrusiva Creporizão (1,97-1,95 Ga), o que é corroborado pelos dados isotópicos (COUTINHO, 2008; VASQUEZ et al., 2008) e se encaixariam no modelo de depósitos de ouro orogênico; e o mais jovem, possivelmente do tipo relacionado a intrusões, no que concordam com parte da proposta de Santos et al. (2001).

Estudos em depósitos individuais também adotam alguns desses modelos para a gênese do minério. Alguns depósitos foram estudados na região do Cuiú-Cuiú por Klein et al. (2001) e Coutinho (2008). Em outras áreas da Província Aurífera do Tapajós, estudos em escala de depósito também foram realizados. Borges et al. (2009) realizaram estudos dos processos hidrotermais no depósito de ouro São Jorge. Estes autores identificaram quatro associações minerais, sendo duas relacionadas aos processos hidrotermais responsáveis pela mineralização. Os dados obtidos pelo geotermômetro da clorita sugerem temperaturas de $300 \pm 40^\circ \text{C}$ para as associações relacionadas com a mineralização. O geobarômetro do Al

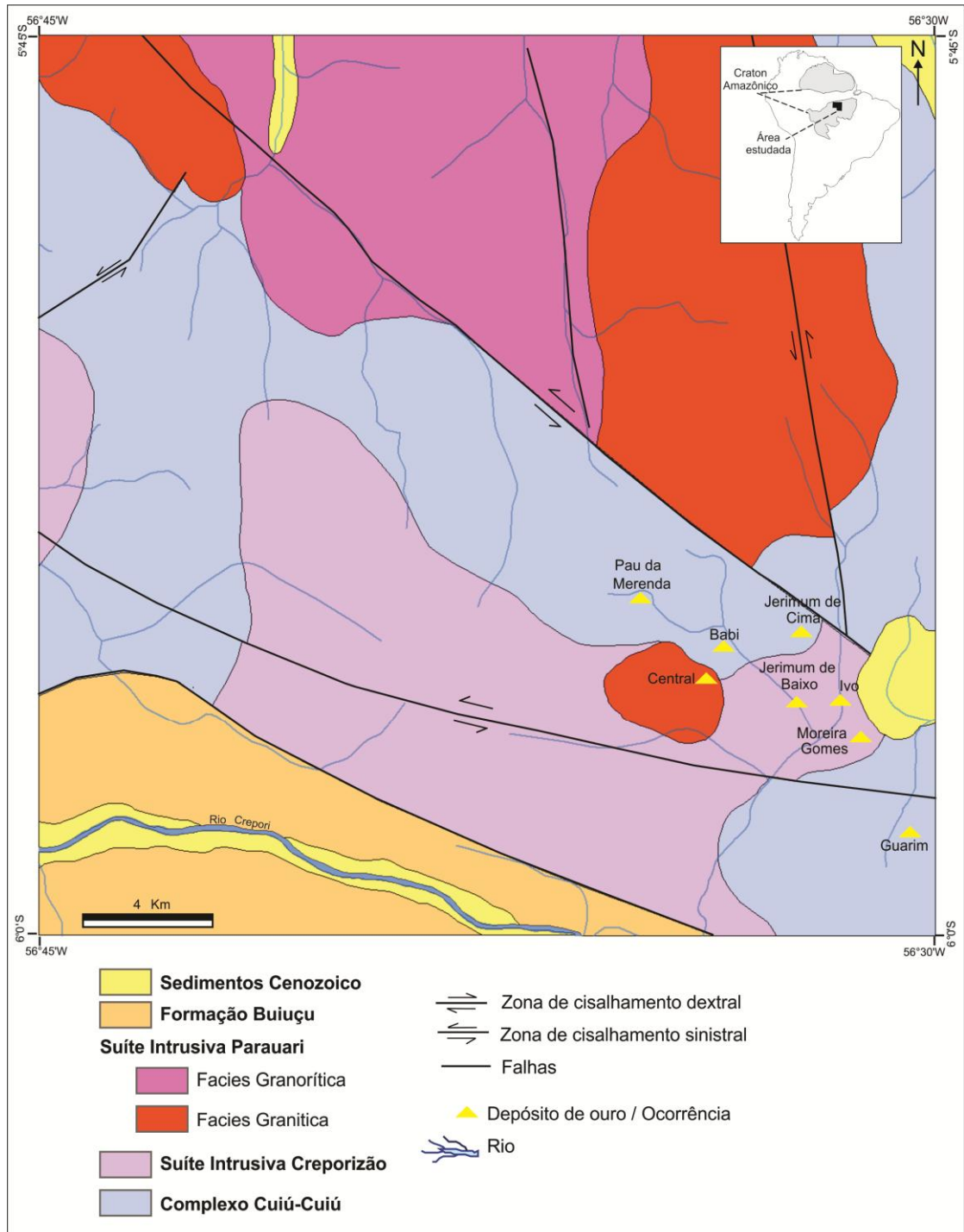
(hornblenda) indica pressões de cristalizações em torno de 1 kbar para os granitos mineralizados. Condições oxidantes (acima do tampão NNO) prevaleceram durante a gênese dos depósitos. Borges et al. (2009) sugerem para o depósito São Jorge um modelo pórfiro ou relacionado a intrusões.

3.1 GEOLOGIA DO CAMPO MINERALIZADO DE CUIÚ-CUIÚ

Os depósitos e ocorrências auríferas do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú estão associados a granitoides grossos, podendo ser porfiríticos, que em mapas anteriores eram atribuídas ao Complexo Cuiú-Cuiú (BAHIA; QUADROS, 2000). Essas rochas são intensamente cortadas por diques andesíticos de granulação fina, e diques aplíticos e pegmatíticos. Contudo, os dados geocronológicos obtidos por Silva Junior e Klein (2011) para granitoides hospedeiros nos depósitos Central e Moreira Gomes indicam que as rochas datadas se relacionam, respectivamente, às suítes intrusivas Parauari e Creporizão (Figura 3.1). Estes autores obtiveram uma idade média de 1884.1 ± 3.3 Ma (MSWD=1,9) (Pb-Pb em zircão) em um granito do alvo Central e de $1997,3 \pm 1.8$ Ma (MSWD = 1,4), em Moreira Gomes.

Em termos estruturais, são identificados dois sistemas de falhas regionais (*trend* NW-SE). Um está localizado ao norte e outro ao sul da área que concentra os depósitos e ocorrências do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú (Figura 3.1). Esses sistemas são parte do mega sistema de falha transcorrentes NW-SE do Tapajós, conforme definição de Santos e Coutinho (2008). De acordo com McMahon (2011), a maioria das estruturas hospedeiras dos depósitos auríferos estaria relacionada com o movimento diferencial entre as duas falhas regionais. O campo mineralizado em si ocorre em uma anomalia estrutural distinta, interpretado como uma zona dilatacional, hospedado dentro de uma zona de cisalhamento NW-SE de grande escala (*trend* Tocantinzinho - MCMAHON, 2011). Ao longo desse *trend* estão localizados muitos dos depósitos de ouro mais importantes e garimpos na parte centro-norte da Província Aurífera do Tapajós (p. ex., São Jorge, Palito, Tocantinzinho, Mamoal, Bom Jardim e Cuiú-Cuiú).

Figura 3.1 - Mapa geológico simplificado da região do Cuiú-Cuiú, com localização do alvo Pau da Merenda (adaptado de KLEIN et al., 2013).



4 PETROGRAFIA

As amostras descritas, macroscopicamente e microscopicamente, foram reunidas em quatro litotipos, de acordo com as suas feições texturais e composição mineralógica. Foram classificadas em: Monzogranito brechado, Granodiorito brechado, Granodiorito hidrotermalizado brechado e Hidrotermalito.

4.1 ROCHAS HOSPEDEIRAS

4.1.1 Monzogranito brechado

Macroscopicamente a rocha é porfírica, de coloração cinza com tons esbranquiçado, holocristalina, mesocrática e granulação fina a média (Figura 4.1A, B). Microscopicamente, observa-se a textura granular alotriomórfica, mascarada por forte alteração hidrotermal (Figura 4.1C). Mineralogicamente é constituída por plagioclásio, quartzo, calcita, clorita e sulfetos.

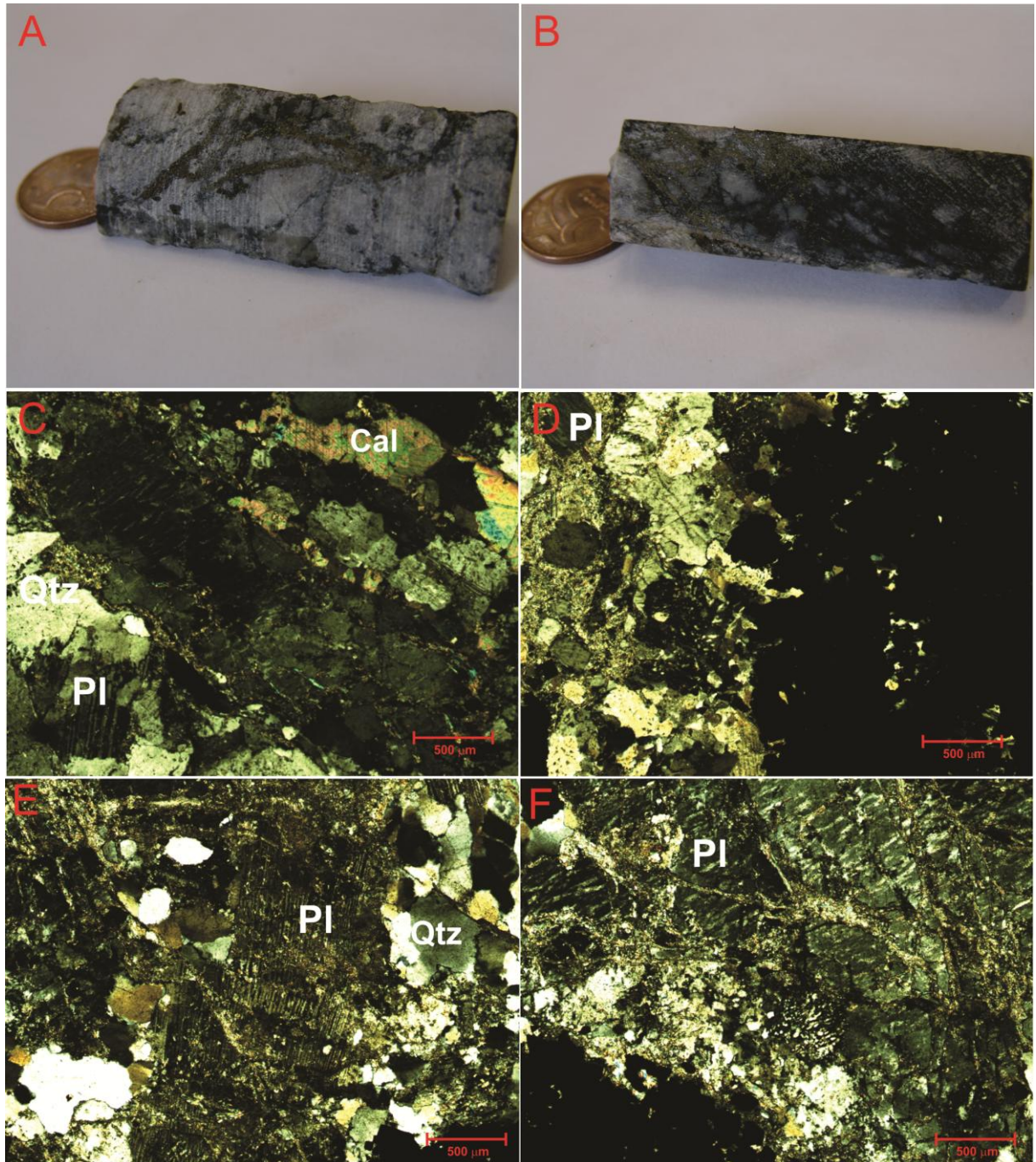
Os cristais de plagioclásio são subédricos a anédricos, estando bastante sericitizados (Figura 4.1D). Apresentam maclamento albita e, mais raramente, albita-periclina, por vezes o maclamento está encurvado (Figura 4.1E). São cortados por microvênulas de calcita. Localmente, alguns cristais de plagioclásio exibem textura mirmequítica e micropertítica (Figura 4.1F).

O quartzo é anédrico, muito fraturado e apresenta extinção ondulante forte, formando subgrãos (quartzo policristalino). Os contatos com o plagioclásio são irregulares.

Clorita e calcita estão associadas. A calcita se apresenta de duas formas texturais: uma bem cristalizada, com cristais subédricos a anédricos, e outra venular e pervasiva em toda a rocha. A clorita ocorre preferencialmente nas bordas ou sobre os cristais de calcita. Sulfetos se colocam nas clivagens da calcita. Clorita e sericita estão associadas preenchendo fissuras.

Sulfetos ocorrem de maneira irregular e descontínua, preenchendo microfraturas. Em algumas porções há agregados de pirita com alteração para calcopirita.

Figura 4.1 - Aspectos macroscópicos e microscópicos do monzogranito hospedeiro no alvo Pau da Merenda. (A) rocha apresenta textura porfirítica; (B) microfraturas observados a olho nu; (C) rocha de granulação grossa, textura granular alotriomórfica, mascarada por forte alteração hidrotermal; (D) plagioclásio fortemente sericitizado, apresentando intercrescimento mirmequítica; (E) maclamento encurvado do plagioclásio, apresentando, também, forte sericitização; (F) intercrescimento mirmequítica e micropertítica. Abreviações: Pl – plagioclásio, Cal – calcita, Qtz – quartzo.



4.1.2 Granodiorito brechado

Macroscopicamente, a rocha apresenta textura porfirítica média, de coloração cinza com tons esbranquiçado, holocristalina, leucocrática, de granulação média a

grossa e pouco alterada (Figura 4.2A). Microscopicamente, a rocha apresenta textura granular alotriomórfica (Figura 4.2B). Mineralogicamente é composta por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, calcita, clorita, sulfetos, epidoto, biotita e muscovita.

O quartzo apresenta extinção ondulante forte, formando subgrãos com contatos serrilhados e irregulares entre si. Ocorre preenchendo fraturas, formando veios e vênulas que cortam a rocha (cristais de plagioclásio). A granulação diminui onde está muito recristalizado.

O plagioclásio é anédrico a subédrico, ocorre bastante alterado para sericita em algumas porções (Figura 4.2C). Raros cristais apresentam resquícios de maclamento polissintético.

O feldspato alcalino ocorre como grandes cristais tabulares alterados em alguns pontos para sericita.

A calcita ocorre como cristais intergranulares, geralmente subédricos ou de forma fissural (Figura 4.2D), alguns cristais têm as clivagens levemente encurvadas.

A clorita é rara, está associada a sulfetos e restos de biotita e muscovita, e ainda nas bordas da biotita.

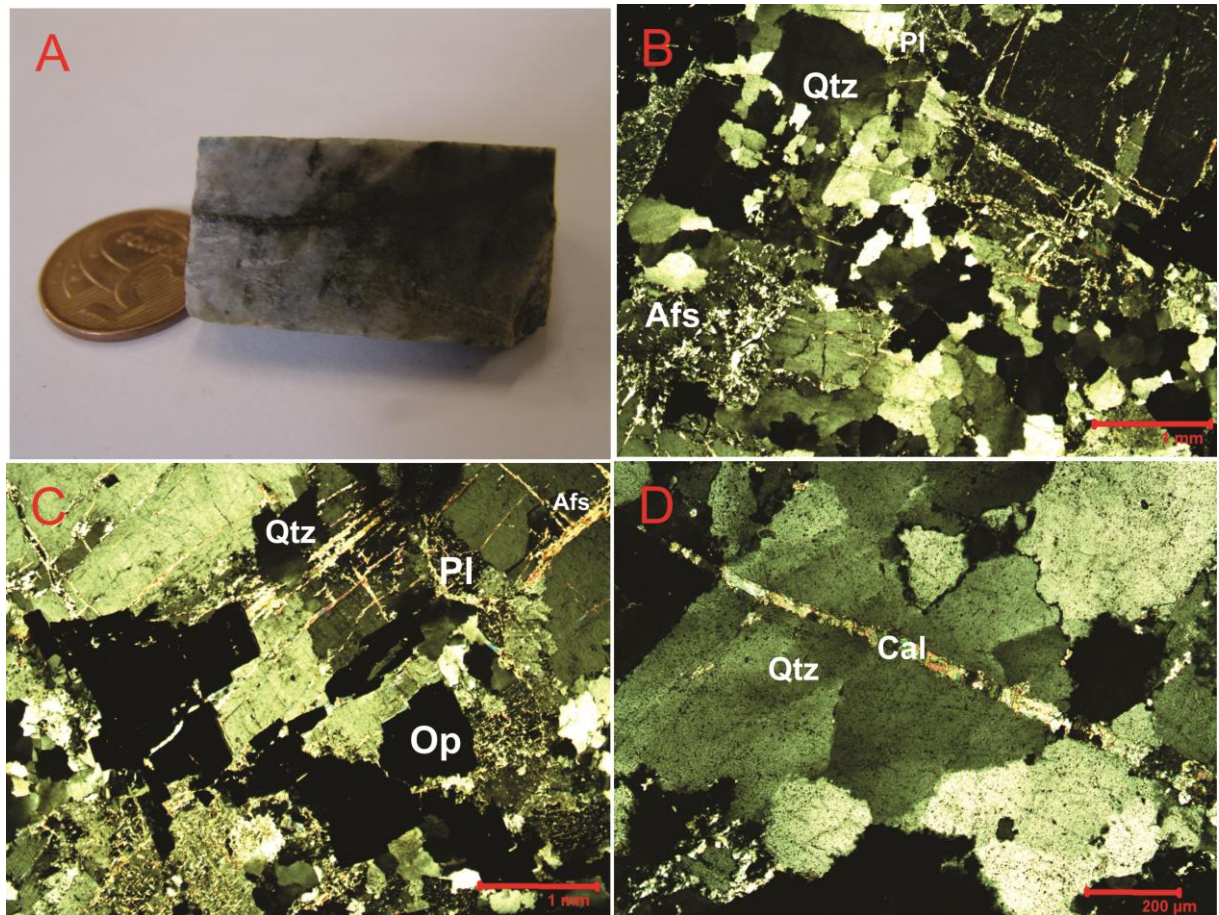
Sulfetos ocorrem como cristais subédricos a anédricos, formando aglomerados com calcita, epidoto, clorita e sericita. Também preenchendo fraturas e fissuras junto com a sericita. Também ocorrem nas bordas ou como inclusões na calcita. Às vezes formando aglomerados com restos de biotita e muscovita.

Epidoto é fissural, preenchendo fissuras no quartzo e plagioclásio, e também disseminado, e está associado a sulfetos e sericita.

Restos de biotita, com pleocroísmo castanho claro a marrom escuro, e muscovita formam aglomerados em algumas porções, ocorrendo como lamelas radiais, às vezes com aspecto fibroso.

A sericita é abundante, também é fissural formando microvênulas que cortam toda a rocha, ocorre também associada a opacos, restos de biotita e muscovita, formando agregados.

Figura.4.2 - Aspectos macroscópicos e microscópicos do granodiorito hospedeiro no alvo Pau da Merenda. (A) rocha apresenta textura porfirítica de coloração cinza com tons esbranquiçado; (B) rocha é de granulção média e textura granular halotriomórfica; (C) microfaturas preenchidas por sericita e clorita, e forte alteração do plagioclásio para sericita; (D) calcita preenchendo microfraturas. Abreviações: Qtz – quartzo, Pl – plagioclásio, Afs – feldspato alcalino, Op – mineral opaco, Cal - calcita



4.1.3 Granodiorito hidrotermalizado brechado

Macroscopicamente, rocha de coloração cinza esbranquiçada com tons escuros, apresenta textura porfirítica, holocristalina, mesocrática, de granulção média a grossa (Figura 4.3A, B). Microscopicamente, a rocha apresenta granulção grossa, textura reliquiar granular halotriomórfica, composta por quartzo, plagioclásio, calcita, clorita, epidoto e sulfetos.

O quartzo, muito fraturado, apresenta extinção ondulante forte, formando agregados policristalinos anédricos com contatos irregulares com o plagioclásio (Figura 4.3C). Alguns cristais estão estirados.

O plagioclásio apresenta cristais subédricos a anédricos, fraturado, em algumas porções está sericitizado (Figura 4.3C), mas alguns cristais ainda preservam maclamento albita, com as maclas levemente encurvadas.

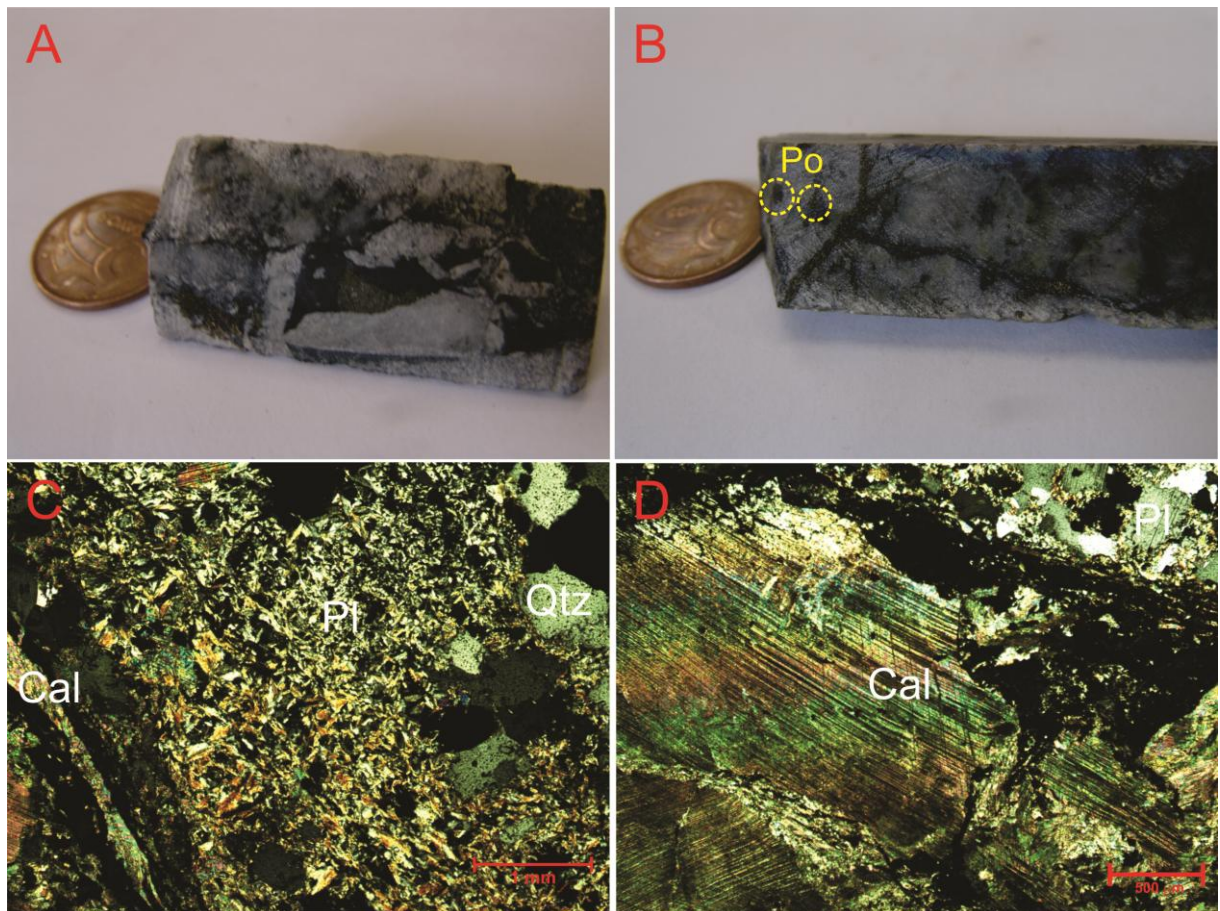
A calcita ocorre em pequena quantidade sob a forma de cristais subédricos fraturados, preenche fraturas no plagioclásio e está associada à sericita (Figura 4.3C, D).

A clorita, também em pequena quantidade, é microvenular ou forma agregados com a sericita, estando associada a sulfetos.

O epidoto ocorre raramente, associando-se a quartzo e sulfetos.

Sulfetos ocorrem como agregados anédricos com raros cristais subédricos associados à sericita e clorita ou como vênulas que cortam o plagioclásio.

Figura 4.3 - Aspectos macroscópicos e microscópicos. (A) rocha de coloração cinza esbranquiçada com tons escuros, apresenta textura porfirítica; (B) ocorrência de pirrotita (Po); (C) forte alteração do plagioclásio para sericita; (D) ocorrência de calcita como produto de alteração hidrotermal. Abreviações: Pl – plagioclásio, Cal – calcita, Qtz – quartzo.



4.1.4 Hidrotermalito

Algumas amostras encontram-se extremamente alteradas hidrotermalmente, de forma que não foi possível a identificação do protólito. Essas rochas são aqui descritas como hidrotermalitos.

Macroscopicamente, a rocha apresenta textura porfirítica de coloração cinza escuro com tons esbranquiçado, holocristalina, leucocrática, de granulação fina a média (Figura 4.4A; B). Microscopicamente, a rocha apresenta granulação fina, textura inequigranular (Figura 4.4C). Composta mineralogicamente por plagioclásio, quartzo, clorita, sericita, sulfetos, zircão, calcita.

O plagioclásio está intensamente sericitizado (Figura 4.4D), indicando forte hidrotermalismo. Em raros cristais observa-se maclamento polissintético encurvado.

O quartzo forma veios e vênulas que recortam toda a rocha (Figura 4.4F). Apresenta extinção ondulante forte, em alguns pontos forma subgrãos.

A clorita é frequente e está associada à sericita (Figura 4.4E). Algumas lamelas são radiais e, por vezes, ocorrem como microvênulas.

Sericita é abundante e forma vênulas pervasivas em toda a rocha ou de alteração do plagioclásio.

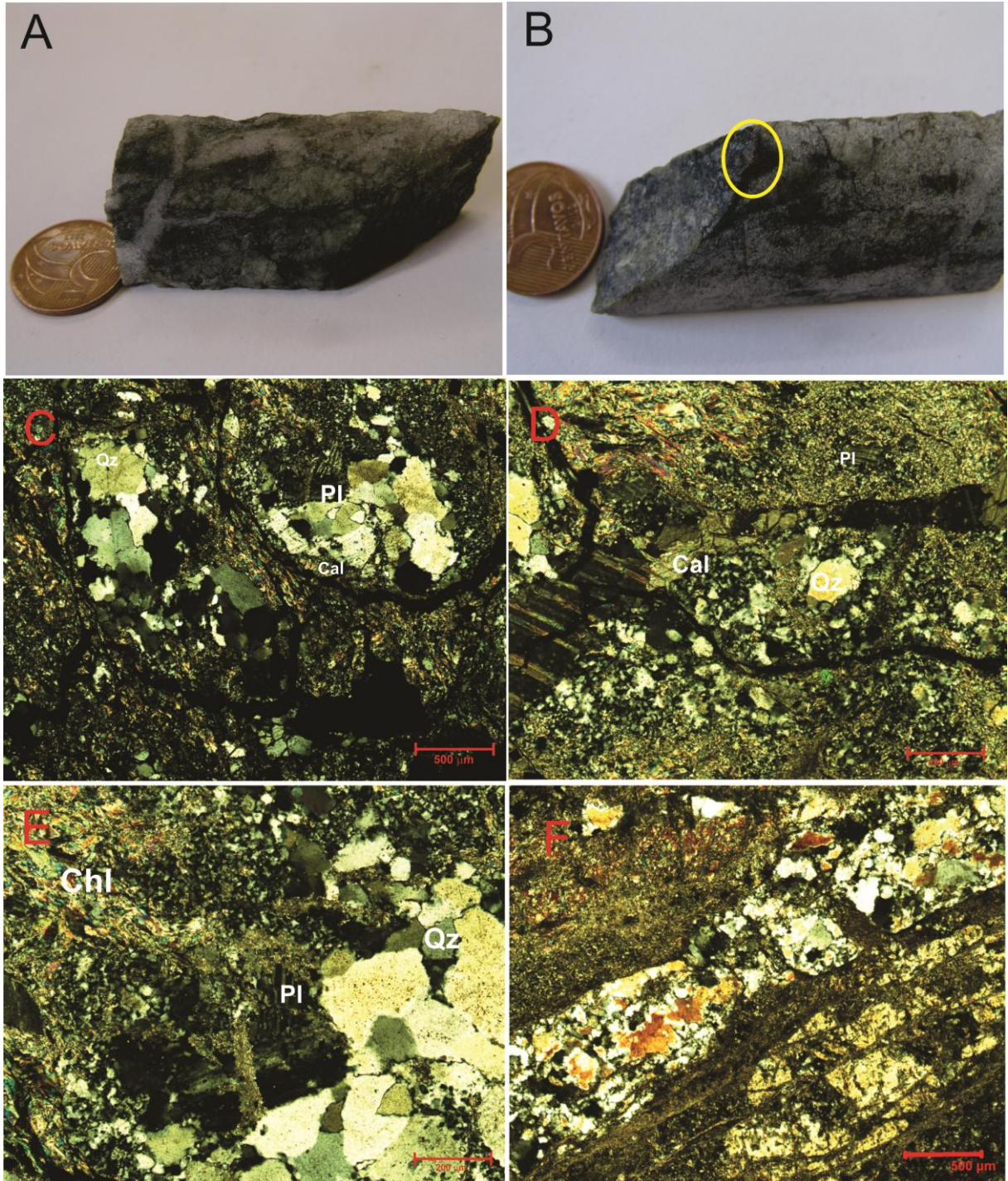
Sulfetos associados à calcita e quartzo, preenchendo fratura. Calcita inclusa nos opacos. Formas irregulares e dispersos em pequena quantidade na rocha. Em aglomerados contatos irregulares com a calcita e clorita.

Calcita é frequente, preenche fraturas junto com sericita e clorita (Figura 4.4D). As clivagens estão encurvadas.

Epidoto é raro, ocorre pontualmente e localmente, associado à calcita, em geral.

A rocha é intensamente fraturada e recortada por vênulas e veios. Aspecto brechoide.

Figura 4.4 - Aspectos macroscópicos e microscópicos. (A) a rocha apresenta textura porfírica de coloração cinza escuro com tons esbranquiçado; (B) rocha apresentando pirrotita (destaque em círculo amarelo); (C) rocha apresenta granulação fina, textura inequigranular; (D) forte alteração da rocha, com destaque para sericitização do plagioclásio; (E) forte alteração da rocha, com destaque para cloritização; (F) quartzo formando veios e vênulas, recortando toda a rocha. Abreviações: Pl – plagioclásio; Qtz – quartzo; Cal - calcita; Chl - clorita



4.2 MINÉRIO AURÍFERO SULFETADO

Os minerais opacos ocorrem como parte da alteração hidrotermal (sulfetação) das rochas hospedeiras do alvo Pau da Merenda, juntamente com ouro. Em geral ocorre em pequenas concentrações, e chega a ocupar cerca 15 a 20% do volume dos fragmentos estudados.

Os minerais de sulfeto identificados na microscopia por luz refletida são pirita, esfalerita, pirrotita, calcopirita e galena, em ordem decrescente de abundância.

Os sulfetos ocorrem de forma disseminada, em microrfraturas e, predominantemente, em veios de dimensões centimétricas constituídos por quartzo (Figuras 4.5A-D). Localmente, os sulfetos formam microvênulas maciças e a ocorrência do ouro está aparentemente associada a essas porções maciças.

Pirita é o opaco mais abundante. Ao microscópio ocorre como cristais subédricos, por vezes, com forma euédrica. Duas gerações de pirita foram identificadas. A primeira geração, representada por cristais anédricos que ocorrem nos veios (Figura 4.6C). A segunda geração de pirita ocorre em cristais euédricos (Figura 4.6B), exibindo seções quadradas, retangulares e triangulares, em vênulas tardias que cortam rochas hidrotermalizadas. Apresenta cor amarelo claro, com dimensões que variam de 0,5 mm a 3,5 mm. A pirita pode ser encontrada na clivagem da biotita (?), em contato com a calcopirita (Figura 4.6A,D e E) ou sendo bordejada por pirrotita.

A esfalerita forma pequenos cristais anédricos, de coloração cinza claro, isotrópicos. Ocorre inclusa na pirita e em contato com a pirrotita e, por vezes está contida em veios (Figura 4.6F e G).

A pirrotita apresenta grãos anédricos, de cor cinza creme. Pode ser observada em grãos isolados (Figura 4.6F) ou em contato com a esfalerita (Figura 4.6G) e pirita. Ocorre tanto na rocha alterada como em cristais isolados, veios ou vênulas.

A calcopirita apresenta formas subédricas a anédricas, de cor amarelo forte, com dimensões entre 0,3mm e 1mm. É observada em fraturas ou disseminadas em bolsões de quartzo. Duas gerações de calcopirita foram reconhecidas nos veios

mineralizados (Figura 4.6A, D e E). A primeira geração ocorre normalmente como diminutos cristais xenomórficos associados com pirita. A segunda geração ocorre normalmente substituindo as bordas de cristais de pirita.

A galena ocorre raramente, isolados, com dimensões entre 0,5 mm e 1mm. Apresenta cristais subédricos isolados hipidiomórficos associados a pirita (Figura 4.6H).

O ouro foi identificado em poucas amostras, onde ocorre como partículas subédricas, com dimensões que não chegam 0,5mm. O ouro está associado a calcopirita, pirita e a pirrotita (Figura 4.6D).

Figura 4.5 - Macroscopicamente, em (A), pirita preenchendo microfraturas em granodiorito. (B) concentrações de pirrotita próximas a vênulas de quartzo. (C) bolsão irregular de pirita. (D) veios de pirita em monzogranito. Abreviações: Py – pirita, Po – pirrotita.

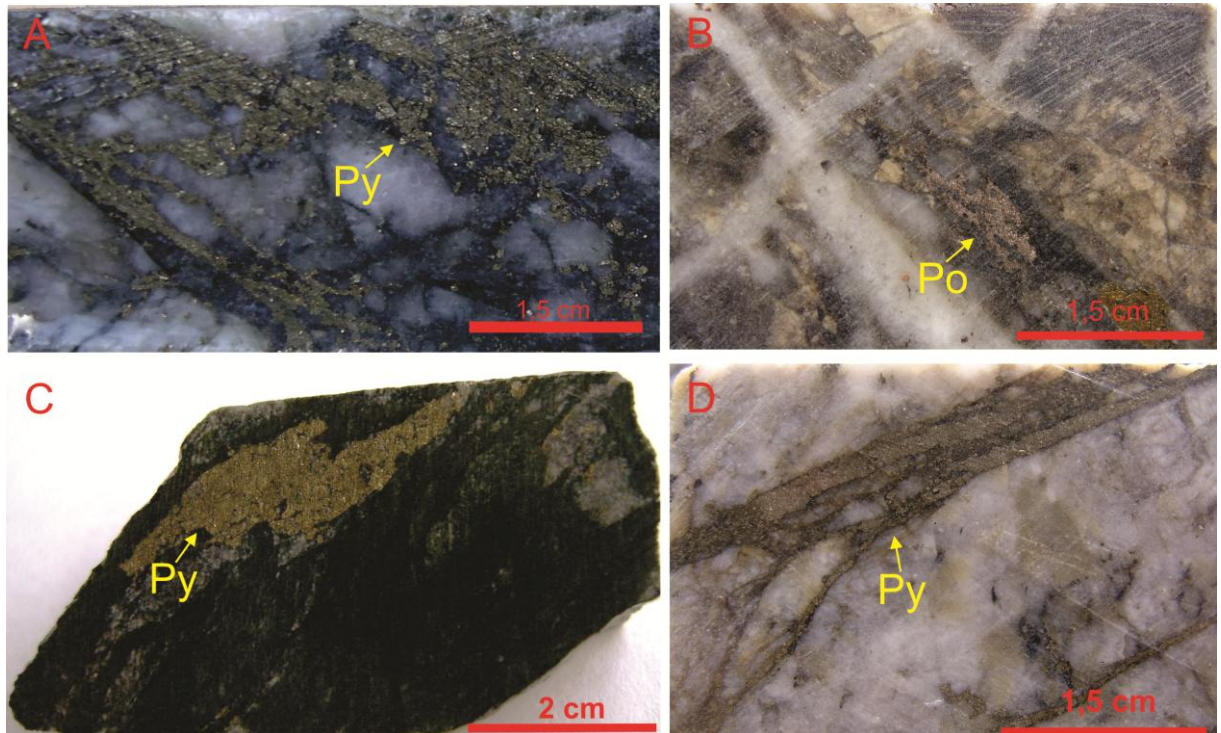
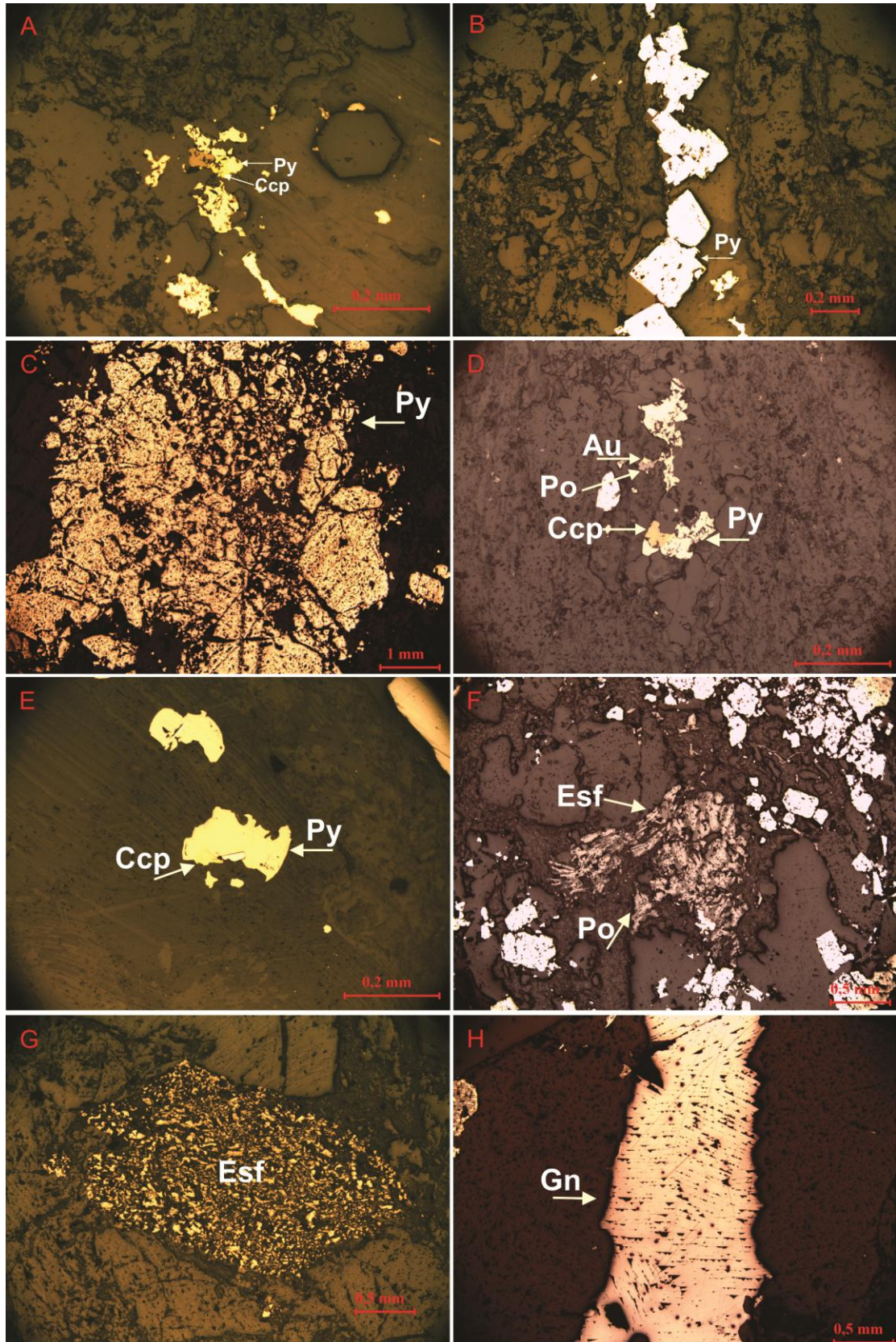


Figura 4.6— Fotomicrografias de porções sulfetadas no alvo Pau da Merenda. (A) calcopirita em contato com a pirita. (B) ocorrência de pirita euédrica em vênulas. (C) pirita anédrica com aspecto corroído. (D) pirita em contato com calcopirita e ouro em contato com pirrotita. (E) calcopirita em contato com a pirita em grãos isolados. (F) ocorrência de esfalerita em contato com pirrotita. (G) grãos isolados de esfalerita com aspecto corroído. (H) galena isolada, por vezes relacionada a esfalerita. Abreviações: Py – pirita, Ccp – calcopirita, Po – pirrotita, Au – ouro, Esf – esfalerita, Gn – galena.



5 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

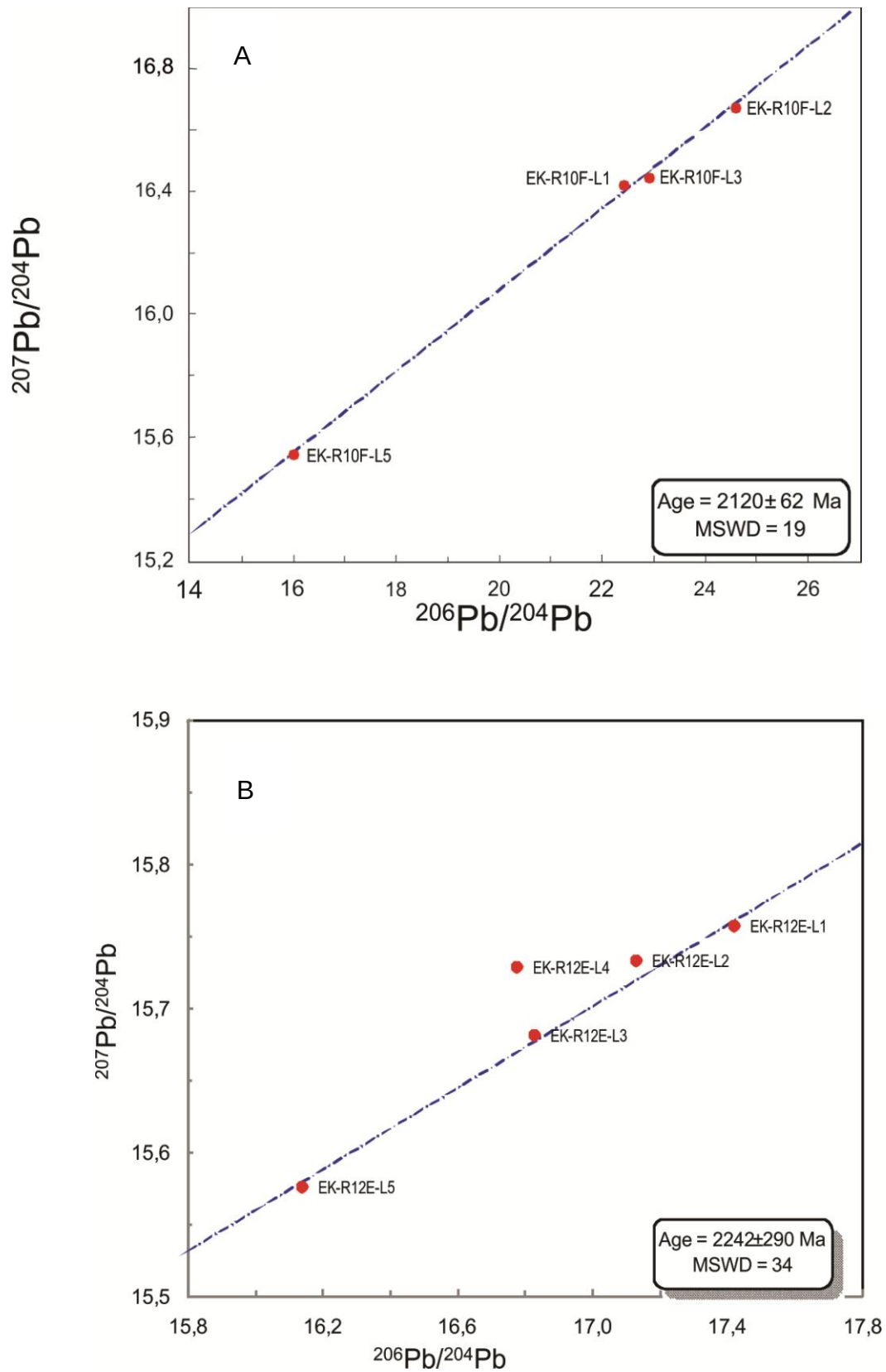
5.1 LIXIVIAÇÃO EM SULFETOS (Pb-Pb)

O método da lixiviação sequencial Pb-Pb foi aplicada em duas amostras de pirita do alvo Pau da Merenda (EK-R10F e EK-R12E). O objetivo da aplicação desse método foi estimar a idade dos sulfetos e, por consequência, a formação do minério desse alvo. As análises dos lixiviados da amostra EK-R10F apresentam razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 16,008 e 24,601; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15,545 e 16,668 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 35,722 e 64,083 (Tabela 5.1). As razões isotópicas da amostra EK-R12E indicam razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com valores próximos de 17,130; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com valores de 15,681 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com valores próximos de 36,587 (Tabela 5.1). Os pontos analíticos desses lixiviados foram lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, e seu alinhamento define idade de 2120 ± 62 Ma com MSWD = 19 para amostra EK-R10F (Figura 5.1A) e 2242 ± 290 Ma com MSWD = 34 (Figura 5.1B) para amostra EK-R12E. O elevado valor do parâmetro MSWD mostra que as linhas são errôneas.

Tabela 5.1 - Razões isotópicas do Pb em amostras do alvo Pau da Merenda, obtidas pela técnica de lixiviação sequencial.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ
EK-R10F-L1	22,430	0,009	16,420	0,010	57,655	0,046
EK-R10F-L2	24,601	0,007	16,668	0,007	64,083	0,034
EK-R10F-L3	22,916	0,043	16,444	0,026	58,019	0,107
EK-R10F-L4	22,916	0,043	16,444	0,026	58,019	0,107
EK-R10F-L5	16,008	0,002	15,545	0,003	35,722	0,009
EK-R12E-L1	17,423	0,002	15,757	0,002	37,644	0,007
EK-R12E-L2	17,130	0,003	15,733	0,004	37,081	0,012
EK-R12E-L3	16,829	0,004	15,681	0,004	36,587	0,008
EK-R12E-L4	16,776	0,084	15,728	0,079	36,498	0,188
EK-R12E-L5	16,140	0,002	15,576	0,003	35,737	0,009

Figura 5.1 – Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das amostras (A) EK-R10F e (B) EK-R12E obtidas pela técnica da lixiviação sequencial e “isócronas” calculadas a partir do alinhamento dos pontos analíticos.



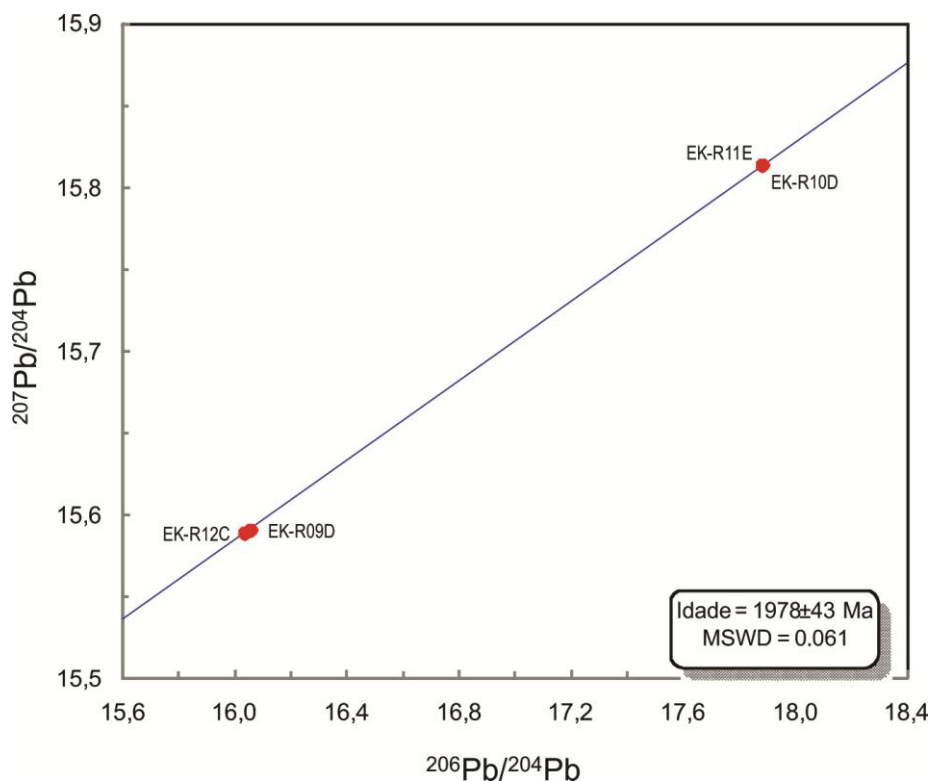
5.2 DISSOLUÇÃO TOTAL (Pb-Pb)

O método Pb-Pb com dissolução total foi aplicada em quatro amostras de minerais de sulfetos, três de pirita e uma de pirrotita, previamente selecionadas, do alvo Pau da Merenda, também com o objetivo de definir a idade de formação do minério deste alvo, além de especular sobre a fonte do Pb. Os minerais de sulfetos encontram-se associados a veios de quartzo e às hospedeiras sulfetada. As amostras analisadas apresentam-se bastante radiogênicas com razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 16,036 e 17,885; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15,589 e 15,814 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 35,773 e 37,849 (Tabela 5.2). Os resultados obtidos foram lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 5.2) e formam um bom alinhamento, indicando uma idade isocrônica de 1978 ± 43 Ma com MSWD = 0,061.

Tabela 5.2 - Razões isotópicas de Pb em sulfetos de quatro amostras do alvo Pau da Merenda, obtidas por dissolução total.

Amostra	Mineral	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
EK-R09D	Pirita	16,058	0,006	15,590	0,009	35,881	0,026
EK-R10D	Pirita	17,885	0,012	15,814	0,009	37,849	0,029
EK-R11E	Pirrotita	17,884	0,009	15,813	0,007	37,846	0,024
EK-R12C	Pirita	16,036	0,003	15,589	0,003	35,773	0,006

Figura 5.2 - Isócrona Pb-Pb calculada a partir das razões isotópicas de sulfetos do alvo Pau da Merenda, obtidas por dissolução total.



5.3 DISCUSSÃO

Este trabalho tem como um dos objetivos estimar a idade de formação do minério aurífero no alvo Pau da Merenda e, por conseguinte, do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú como um todo. As rochas hospedeiras conhecidas no campo, até o momento (Figura 3.1), são associadas ao Complexo Cuiú-Cuiú (~2033 Ma) e às suítes intrusivas Creporizão (1997-1957 Ma) e Parauari (1887-1883 Ma). Além disso, plutons da Suíte Intrusiva Maloquinha (~1880 Ma) estão cartografados e/ou interpretados na região (Figura 3.1).

Em trabalhos anteriores, idades modelo em sulfetos variando entre 1888 e 2012 Ma foram obtidas para cinco alvos do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú (LAFON e COUTINHO, 2008) e idades de formação do minério foram também estimadas para os depósitos Central (1886-1907 Ma) e Moreira Gomes (1858 Ma) por Silva Junior e Klein (2012). Sendo a rocha hospedeira do depósito Central pertencente à Suíte Intrusiva Parauari ($1880,8 \pm 3,8$ Ma; Silva Junior; Klein, 2012), enquanto que a rocha hospedeira do depósito Moreira Gomes é pertencente à Suíte Intrusiva Creporizão ($1997,3 \pm 1,8$ Ma; Silva Junior; Klein, 2012). É provável que as idades de 1858 e 1886 Ma melhor representem a precipitação do ouro nesses depósitos.

Idades modelo foram calculadas neste trabalho para cada amostra da dissolução e para as duas composições menos radiogênicas da lixiviação (Figura 5.3), fornecendo três grupos de valores (Tabela 5.3): (1) 918 Ma, (2) 1862 – 1867 Ma e (3) 1906 – 1927 Ma.

Tabela 5.3 - Idades modelo para sulfetos do alvo Pau da Merenda.

Amostra	Mineral	Material	Idade modelo (Ma)*
EK-R09D	Pirita	Veio de quartzo-sulfeto	1906
EK-R10D	Pirita	Granito sulfetado	918
EK-R11E	Pirrotita	Brecha sulfetada	918
EK-R12C	Pirita	Granito sulfetado	1927
EK-R10F-L5**	Pirita	Veio de quartzo-sulfeto	1867
EK-R12E-L5**	Pirita	Granito sulfetado	1862

*Calculada segundo o modelo de estágio duplo de Stacey e Kramers (1975)

**Alíquota menos radiogênica obtida por lixiviação

As razões isotópicas das amostras EK-R10D e EK-R11E são muito mais radiogênicas que as das demais (Figuras 5.3 e 5.4) e as idades modelo de 918 Ma são muito “jovens” e provavelmente não tem significado geológico, visto que a evolução do Domínio Tapajós se deu entre aproximadamente 2,03 e 1,78 Ga. Portanto, os dados dessas amostras devem representar abertura do sistema isotópico em épocas mais recentes. O único evento com idade próxima a isso conhecido no Tapajós é a intrusão da Suíte Cachoeira Seca em 1186 ± 12 Ma (SANTOS et al., 2002), mas não há certeza se esse evento localizado possa ter sido responsável por essa abertura. As demais idades modelos poderiam, a princípio, representar a deposição do minério, especialmente as em torno de 1,86 Ga, que concordam com as anteriormente obtidas.

A idade isocrônica (dissolução total), dentro dos limites de erro analítico, é consistente tanto com a Suíte Intrusiva Creporizão como o Complexo Cuiú-Cuiú. Isso pode indicar que uma dessas unidades pode ter fornecido o Pb incorporado nos sulfetos analisados.

As idades obtidas nas amostras lixiviadas apresentam erros analíticos e valores de MSWD muito altos, não produzindo resultados de interpretação fácil. Podem representar Pb herdado de fontes mais antigas que 2,2 Ga, mas não conhecidas na Província Aurífera do Tapajós, embora zircões herdados e idades modelo Sm-Nd sejam reportadas na literatura (SANTOS et al., 2000; LAMARÃO et al., 2005).

Todos os dados analíticos plotam acima da curva evolutiva média de Stacey e Kramers (1965) (Figura 5.3) e acima da curva da crosta superior no diagrama de Zartman e Doe (1981) (Figura 5.4), indicando proveniência de Pb de fonte mais antiga (podendo ser consistente com os dados de lixiviação) ou evolução em ambiente rico em U (devido a alta razão U/Pb). O mesmo fato foi relatado por Lafon e Coutinho (2008) para a Província Aurífera do Tapajós. Isso também indica que o Pb desta província evoluiu segundo um modelo distinto do de Stacey e Kramers (1975) e que, portanto, as idades modelo apontadas acima podem ser uma aproximação. Para melhor avaliar essa a evolução do Pb seria necessário um estudo amplo da composição isotópica do Pb em feldspatos alcalinos das rochas regionais.

Levando esses fatores em consideração, é assumida aqui, como hipótese de trabalho, uma idade em torno de 1,86 Ga para a formação do ouro no alvo Pau da Merenda, o que pode estar relacionado tanto com a colocação dos granitoides da Suíte Parauari como os da Suíte Maloquinha.

Figura 5.3 - Diagrama mostrando as razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de sulfetos do alvo Pau da Merenda em relação à curva de evolução de Stacey e Kramers (1965). Para as amostras lixiviadas, somente as composições menos radiogênicas de cada amostra foram plotadas.

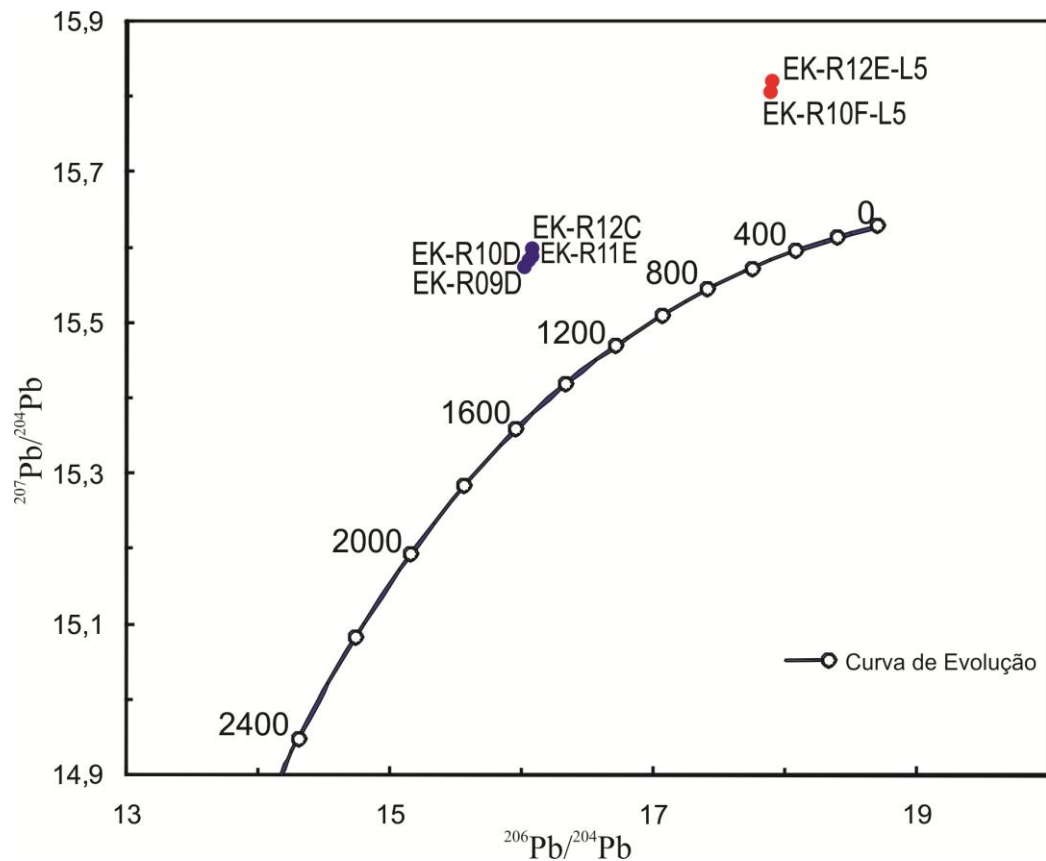
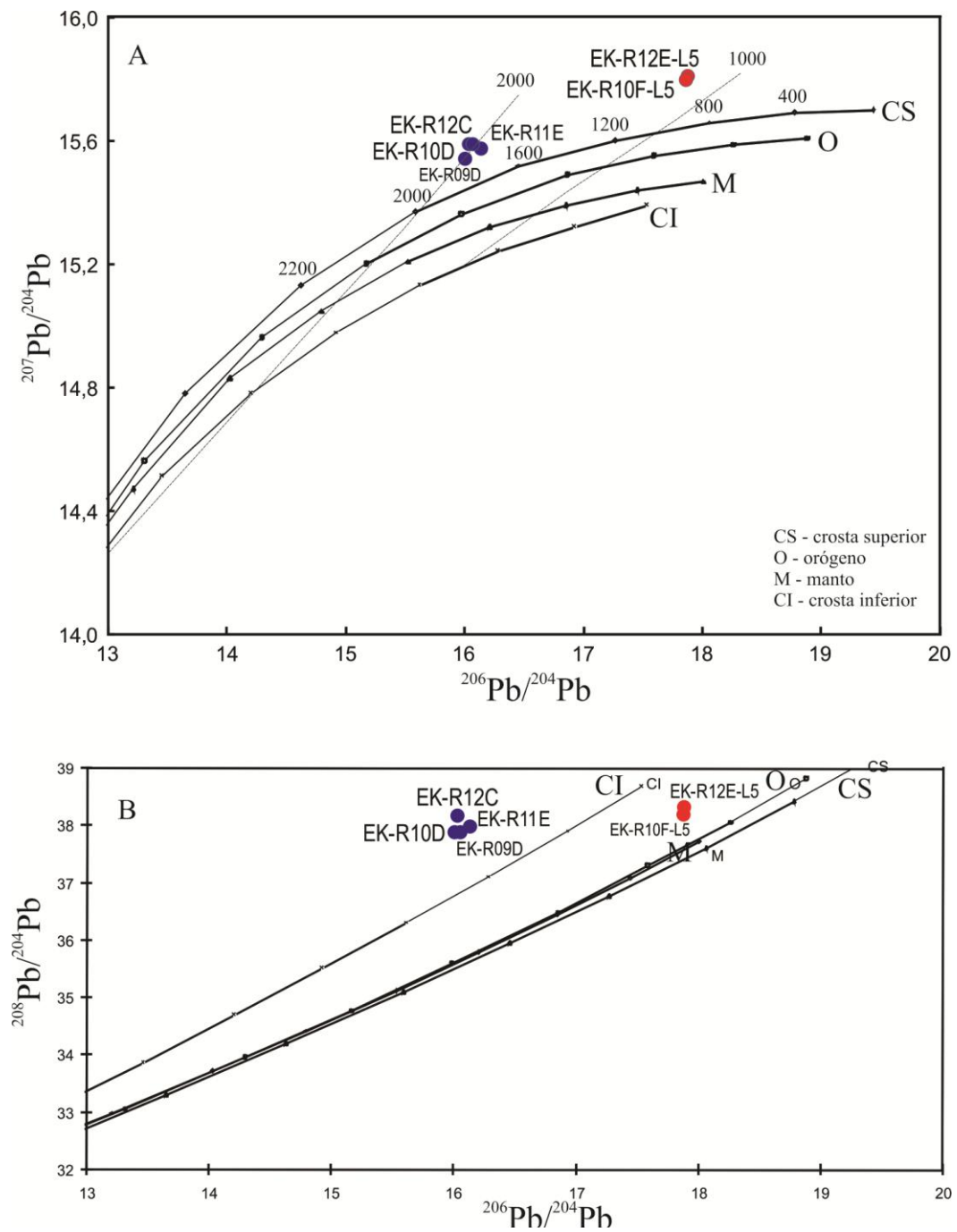


Figura 5.4 - Distribuição das razões isotópicas do Pb de sulfetos do alvo Pau da Merenda em relação às curvas evolutivas dos reservatórios propostos por Diagramas de Zartman e Doe (1981). Para as amostras lixiviadas, somente as composições menos radiogênicas de cada amostra foram plotadas.



6 CONCLUSÕES

A análise petrográfica das rochas hospedeiras no alvo Pau da Merenda do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú indica que são granitoides como, monzogranito e granodiorito. Alguns exemplares apresentam forte alteração hidrotermal que mascarou as feições originais, impedindo a sua classificação, e são classificadas nesse trabalho como hidrotermalitos. As rochas alteradas são cortadas por fraturas preenchidas por carbonato, muscovita, sericita, clorita e sulfetos que, na maioria das vezes, mascaram as feições texturais primárias.

Os granitoides do alvo foram afetados por ação tectônica de caráter rúptil, fraturando e deformando os corpos rochosos da área e, com isso, desenvolveram feições cataclásticas e brechas. Possivelmente os fluidos hidrotermais percolaram por essas estruturas.

A pirita é o mineral de sulfeto dominante no corpo mineralizado, ocorrendo de forma isolada ou, relacionada com calcopirita, esfalerita e pirrotita. Apresenta-se em duas formas, euédrica e anédrica. A pirrotita apresenta-se isolada, principalmente em veios ou vênulas, ou associada com pirita e esfalerita. Essa diversidade de ocorrência pode indicar diferentes estágios de precipitação em um único evento.

As composições isotópicas do Pb em sulfetos mostram dois padrões, ambos radiogênicos e com valores acima da curva evolutiva média do Pb na Terra. Isso indica fontes antigas para o Pb incorporado nos sulfetos. Idades modelo próximas de 1,86 Ga, similares a outras já encontradas na área, são assumidas como uma boa aproximação para a formação do minério aurífero no campo mineralizado do Cuiú-Cuiú. Evento com essa idade pode estar associado à colocação dos granitoides Parauari ou Maloquinha.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, C.A.S., COLLYER, T.A., PEREIRA, J.A.L., SEABRA, A.S., FURTADO, A.M.M., SOUBÉS, L.F. 1977. *Projeto Santarém-Cachimbo*. Pesquisa Mineral. Pólo Amazônia/Pólo Tapajós. Convênio SUDAM/IDESP.(Relatório final de reconhecimento-1).
- ALMEIDA, M.E., BRITO, M.F.L., FERREIRA, A.L., MONTEIRO, M.A.S.. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará*. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIM). Brasília: CPRM, 2000a.
- ALMEIDA, M.E., BRITO, M.F.L., FERREIRA, A.L., MONTEIRO, M.A.S (orgs.). *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas*. Escala 1:250.000. Nota explicativa e mapas. Brasília: CPRM, 2000b. CD-ROM.
- ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; MACAMBIRA, M.J.B. Caróçal Granite: 207Pb/206Pb evaporation age in postcollisional granitoids of Tapajós Gold Province, Amazonian region, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999, Córdoba. *Actas*. Córdoba, 1999. p. 3-6.
- ANDRADE, F.G.; URDININEA, J.S.A. *Pesquisa Mineral no Tapajós/Jamanxim: relatório preliminar*. Belém: Sudam/Departamento de Recursos Naturais, 1972. 162 p., il.
- ARAÚJO, A.C.S., KLEIN, E.L., ASSUNÇÃO, R.F.S.. Petrografiadas rochas alteradas hidrotermalmente do depósito Central do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú da Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará. In: SBG, CONG. BRAS. GEOL., 46, Santos, 2012.
- ASSUNÇÃO, R.F.S., KLEIN, E.L., ARAÚJO, A.C.S.. Inclusões fluidas e petrografia das rochas hospedeiras do depósito Moreira Gomes (campo mineralizado do Cuiú-Cuiú), Província Aurífera do Tapajós, Pará. In: SBG, CONG. BRAS. Geol., 46, Santos, 2012.
- BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L.E.S. *Projeto especial Província Mineral do Tapajós. PROMIN-Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol - SB.21-X-C. Estado do Pará*. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000. Nota explicativa em CD-ROM.
- BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L.E.S.; RIZZOTTO, G. *Caracterização petrográfica e geoquímica da Suíte Intrusiva Porquinho – região oeste do Pará*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 502.

BAHIA, R.B.C. et al. *Grupo Iriri - Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas*. In: KLEIN, E.L. et al. (Org.). *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C), Estados do Pará e Amazonas, Escala 1:500.000*. Brasília: CPRM, 2001a.1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

BAHIA, R.B.C. et al. *Formação Buiúçu - Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas*. In: KLEIN, E.L. et al. (Org.). *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C), Estados do Pará e Amazonas, Escala 1:500.000*. Brasília: CPRM, 2001b. 1 CD-ROM. Programam Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).

BORGES, R.M.K., DALL'AGNOL, R., LAMARÃO, C. N., FIGUEIREDO, M.A.B. M., LEITE, A.A.S., BARROS, C.E.M., COSTI, H.T. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39, p. 375-393, 2009.

BRITO, M.F.L. *Suíte Intrusiva Parauari*. In: ALMEIDA, M.E. et al. (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D); Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000*. Nota explicativa. Brasília: CPRM, 2000a.1 CD-ROM. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

BRITO, M.F.L. Granito Pepita. In: ALMEIDA M.E. et al. (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D); Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000*. Nota explicativa. Brasília: CPRM, 2000b. 1 CD-ROM. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

COUTINHO, M.G.N. 2008. *Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa preliminar para ouro em SIG*. Rio de Janeiro, CPRM, 420 p.

DALL'AGNOL, R.; SCAILLET, B.; PICHAVANT, M. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, v. 40, p. 1673-1698, 1999.

ECHEVERRI-MISAS, C.M. 2010. *Geologia e gênese do depósito de Au-(Cu) do Palito, Província Aurífera do Tapajós*. Dissertação de Mestrado, IG/USP.

FARACO, M.T.L. *Evolução petroquímico-metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)*. 1997. 245 f. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1997.

FAURE, G. 1977. *Principles of isotope geology*. London, J. Wiley & Sons, 464 p.

FERNANDES, C.M.D. *Geologia, geoquímica e geocronologia das rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás*. 2005. 130f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2005.

FERREIRA, A.L. Formação Bom Jardim. In: ALMEIDA, M.E. et al. (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000*. Brasília: CPRM, 2000c. 1 CD-ROM. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós.

FERREIRA, A.L.; ALMEIDA, M.E. Complexo Cuiú-Cuiú. In: FERREIRA A.L. et al.(Org.). *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000*. Brasília: CPRM, 2000a.1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

FERREIRA, A.L.; ALMEIDA, M.E. Complexo Cuiú-Cuiú. In: ALMEIDA, M.E. et al. (Org.). *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000*. Brasília: CPRM, 2000b. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

FERREIRA, A.L., ALMEIDA, M.E., BRITO, M.F.L., MONTEIRO, M.A.S. (orgs.). 2000a. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21- -B). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000*. Nota explicativa e mapas, CPRM, Brasília. [CD ROM].

FERREIRA, A.L.; ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; MONTEIRO, M.A.S. 2000b. *Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B), Estados do Amazonas e Pará, Escala 1: 250.000*. Nota explicativa, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Manaus, PROMIM Tapajós/CPRM. 1 CD-ROM.

FREI, R.; KAMBER, B.S. 1995. *Single mineral Pb-Pb dating*. Earth Planetary Science Letters, 129: 261-268.

JULIANI, C., MONTEIRO, L.V.S., BETTENCOURT, J.S., FERNANDES, C.M.D. 2008. *Epithermal and porphyry-related Au and base-metal mineralizations in the Paleoproterozoic Uatumã magmatism - Tapajós Gold Province, Amazonian craton*. In: Inter. Geol. Congr., 33, IUGS, General Proceedings, [CD-ROM].

JULIANI, C., RYE, R.O., NUNES, C.M.D., SNEE, L.W., SILVA, R.H.C., MONTEIRO, L.V.S., BETTENCOURT, J.S. NEUMANN, R., ALCOVER NETO, A. 2005 *Paleoproterozoic high-sul dation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable isotope constraints*. Chemical Geology, 215:95-125.

KLEIN, E.L., ASSUNÇÃO, R.F.S., ARAUJO, A.C.S., SILVA Jr, C.A.S., QUEIROZ, J.D.S., CHAVES, C.L., PINHEIRO, F.G.R., MOURA, E.M., MOORE, D.J. 2013 *The Cuiú-Cuiú Goldfield, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil*. 12th SGA Biennial Meeting. Upsalla.

KLEIN, E.L.; ARAÚJO, O.B.; MARTINS, R.C. Geologia Estrutural e Tectônica. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L. (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A: Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Brasília: CPRM, 2000a. CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

KLEIN, E.L.; ARAÚJO, O.B.; MARTINS, R.C. Geologia Estrutural e Tectônica. In: VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L. (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo – SB.21-Z-C: Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Brasília: CPRM, 2000b. CD-ROM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

KLEIN, E.L., SANTOS, R.A., FUZIKAWA, K., ANGÉLICA, R.S. 2001. *Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarim gold mineralization, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil*. *Miner. Depos.*, 36(2):149-164.

KLEIN, E.L., VASQUEZ, M.L., ROSA-COSTA, L.T., CARVALHO, J.M.A. 2002. *Geology of Paleoproterozoic gneiss- and granitoid-hosted gold mineralization in Southern Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil*. *Intern. Geol. Rev.*, 44:544-558.

LAFON J.M. e COUTINHO M.G.N. 2008. *Isótopos radiogênicos de chumbo*. In: M.G.N.Coutinho (org) *Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG*. CPRM, p. 249-262.

LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; LIMA, E.F., 2002. *Geology, geochemistry and Pb–Pb zircon geochronology of the paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province Amazonian Craton, Brazil*. *Precambrian Research*, 119: 189-23.

LAMARÃO, C.N., DALL'AGNOL, R., PIMENTEL, M.M. 2005. *Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: Implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton*. *J. South Am. Earth Sci.*, 18:277-292.

LE MAITRE, R. W. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 2002. 193 p.

LUDWIG, K.R. 1980. *Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data*. *Earth Planet. Sci Letters*, 46: 212-220.

LUDWIG, K. R. 1993. *Isoplot: A plotting and regression program for radiogenic isotope data, version 2.70*. Openfile Report 91445. United States Geological Survey. 42p.

MAGELLAN MINERALS, 2010. *Cuiú Cuiú Project*. Disponível em <http://www.magellanminerals.com/s/CuiuCuiu.asp>.

MCMAHON, A.M. (2011) *Resource Estimate and Technical Report for the Cuiú Cuiú Project Tapajos Region, North-Central Brazil*. 134 pp (internal report).

MCNAUGHTON, N.J., BICKLE, M.J. 1987. *K-feldspar Pb-Pb isotope systematics of Archaean post-kinematic granitoid intrusions of the Diemals area, central Yilgarn Block, Western Australia*. Chemical geology (Isotope Geoscience section), 66: 193-208.

MELO, A.F.F., ANDRADE, A.F., YAMAGUTI, H.S., OLIVEIRA, J.R., CARMONA, J.R.M., D'ANTONA, R.J.G., LOPES, R.C. 1980. *Projeto Tapajós-Sucunduri*. CPRM/DNPM, v. 1A, pg 1-356.

MONTEIRO, M.A.S. 2000a. *Suíte Intrusiva Ingarana*. In: ALMEIDA, M.E., SOARES, M.E., BRITO, M.F.L., FERREIRA, A.L. & MONTEIRO, M. A. S. 2000. *PROMIN - Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Mamãe Anã, SB. 21-V-D. Estado do Amazonas e Pará. Escala 1: 250.000*. Nota Explicativa. Manaus: CPRM.

MONTEIRO, M.A.S. 2000b. *Diabásio Crepori*. In: ALMEIDA, M.E., SOARES, M.E., BRITO, M.F.L., FERREIRA, A.L. & MONTEIRO, M.A.S. 2000. *PROMIN - Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Mamãe Anã, SB. 21-V-D. Estado do Amazonas e Pará. Escala 1: 250.000*. Nota Explicativa. Manaus: CPRM.

PEREIRA, E.L.S. 2012. *Panoramic view of the prospects & investments in the Tapajós-Xingu provinces*. V Brazilian Symposium on Mineral Exploration – SIMEXMIN. <<http://www.adimb.com.br/simexmin2012>>.

PESSOA, M.R., SANTIAGO, A.F., ANDRADE, A.F., BARRETO, E.L., NASCIMENTO, J.O., SANTOS, J.O.S., OLIVEIRA, J.R., LOPES, R.C., PRAZERES, W.V. 1977. *Projeto Jamanxim*. CPRM/ DNPM, v. 1-3, 614 p.

PRAZERES, W.V. 1979. *Projeto Estanho dos Granitos Maloquinha: relatório nal. Texto*. Manaus: DNPM/CPRM, v. 1-A, 301, p.

QUADROS, M.L.E.S., BAHIA, R.B.C., ALMEIDA, M.E. 1998. *Geologia, petrografia e geoquímica preliminar da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, Província Mineral do Tapajós, sudoeste do Pará*. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, Anais p. 468.

QUEIROZ, J.D.S. e KLEIN, E.L. 2012. *Estudo de inclusões fluidas em veios de quartzo sulfetado do alvo Pau da Merenda, campo mineralizado Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós*. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 46, Santos.

RICCI, P. DOS S.F., VASQUEZ, M.L., SANTOS, A., KLEIN, E.L., JORGE JOÃO, X.S., MARTINS, R.C. 1999. *Suíte Intrusiva Creporizão – Província Tapajós: proposta e critérios de definição*. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Bol. Res., 519-522.

SANTOS, D.B. DOS, FERNANDES, P.E.C.A., DREHER, A.M., CUNHA, F.M.B. DA, BASEI, M.A.S., TEIXEIRA, J.B.G. 1975. *Geologia da Folha SB.21-Tapajós*. In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap. I - Geologia. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 7).

SANTOS, J.O.S. 2003. *Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central*. In: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília p.169-226.

SANTOS, J.O.S. e LOGUERCIO, S.O.C. 1984. *A parte meridional do Cráton Amazônico (escudo Brasil-Central e as bacias do Alto-Tapajós e Parecis-Alto Xingu)*. In: SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D. DE A., DERZE, R.G. & ASMUS, H.E. (eds), *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais*. Brasília: DNPM, 93- 127.

SANTOS, J.O.S., GROVES, D.I, HARTMANN, L.A., MOURA, M.A., MCNAUGHTON, N.J. 2001. *Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil*. *Miner.Depos.*, 36:278-299.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E., 1997. *Reconnaissance U–Pb in zircon, Pb–Pb in sulfides and review of Rb–Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil*. In: *Proceedings of The first South American Symposium on isotope Geology, Extended Abstracts*, Campos do Jordão, Brazil, p. 280–282.

SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H.E, GROVES, D.I., MCNAUGHTON, N.J., FLECHER, I.R. 2000. *New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data*. *Gondwana Res.*, 3: 453-488.

SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., MCNAUGHTON, N.J., FLECHER, I.R. 2002. *Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implication for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U–Pb SHRIMP geochronology*. *J. South Am. Earth Sci.*, 15: 409-429.

SANTOS, J.O.S., VAN BREEMEN, O.B., GROVES, D.I., HARTMANN, L.A., ALMEIDA, M.E., MCNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. 2004. *Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology*. *Precamb. Res.*, 13: 73-109.

SANTOS, R.A. e COUTINHO, M.G.N. 2008. *Geologia estrutural*. In: M.G.N. COUTINHO (ed.) *Província Mineral do Tapajós: Geologia, metalogenia e mapa provisional para ouro em SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 97-135 p.

SILVA, A.R.B. 1984. *Províncias auríferas do Estado do Pará e Território Federal do Amapá*. In: SBG, *Cong. Bras. Geol.* 33, p. 3945-3948.

SILVA JÚNIOR, C.A.S., KLEIN, E.L., GALARZA, M.A., MOORE, D.J. 2012. *Petrografia e geocronologias das rochas hospedeiras do minério aurífero sulfetado no depósito Central (Cuiú-Cuiú), Província Aurífera do Tapajós, Pará*. In: *Cong. Bras. Geol.*, 46, Santos, SBG.

STACEY, J.S. e KRAMERS, J.D. 1975. *Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a twostage model*. *Earth Planetary Science Letters*, v. 26, 207-221.

STRECKEISEN, A.L. *To each plutonic rock its proper name*. *Earth Science Reviews*, v 12, p. 1-33. 1976.

TASSINARI, C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. USP, Instituto de Geociências, São Paulo. Tese de Livre-Docência, 139p.

TASSINARI, C.C. G., BETTENCOURT, J. S., GERALDES, M. C., MACAMBIRA, M. J. B., LAFON, J. M. *The Amazonian Craton*. In: CORDANI U. G., THOMAZ FILHO A., CAMPOS D. A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro-RJ, p. 41-95, 2000.

VASQUEZ, M.L., KLEIN, E.L. (orgs.) 2000. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha Rio Novo (SB.21-Z-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Nota explicativa e mapas, CPRM, Brasília. [CD ROM].

VASQUEZ, M.L, KLEIN, E.L, MACAMBIRA, M.J.B., SANTOS, A., BAHIA, R.B.C., RICCI, P. DOS S.F., QUADROS, M.L.E.S. 2000a. *Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province – Amazonian Craton – Brazil*. In: Inter. Geol. Congr. 31, Abstracts, [CD-ROM].

VASQUEZ, M.L., KLEIN, E.L., QUADROS, M.L.E.S., BAHIA, R.B.C., SANTOS, A., RICCI, P. DOS S.F., SACHETT, C.R., SILVA, C.M.G., MACAMBIRA, M.J.B. 1999. *Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos*. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Bol. Res. Pp. 471-474.

VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; RICCI, P.S.F. 2001. *Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós*. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia. 1 CD-Rom.

VASQUEZ, M.L., KLEIN, E.L., RICCI, P.S.F. 2002. *Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós*. In: E.L. KLEIN, M.L.VASQUEZ, L.T. ROSA-COSTA L.T. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém v.3, p. 67-84.

VASQUEZ, M.L.; RICCI, P.S.F. 2002. *Caracterização dos lampróros da Província Tapajós*. In: Simp. Vulcan e Ambientes Associados, 2, Belém. Resumos, p. 91.

VASQUEZ, M. L.; RICCI, P. S. F., KLEIN, E. L. et al. *Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas* In: VASQUEZ, M. L.; KLEIN, E. L. (Org.) *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós: geologia e recursos minerais da folha Rio Novo (SB.21-Z-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Nota explicativa. Belém: CPRM, 2000b.

VASQUEZ, M.L. et al. *Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas*. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L. (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A: Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Brasília: CPRM, 2000c. CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

VASQUEZ, M.L., ROSA-COSTA, L.T., SILVA, C.M.G., KLEIN, E.L. 2008. *Compartimentação Tectônica*. In: M.L. VASQUEZ; L.T. E ROSA-COSTA (orgs.) *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. p. 39-112.

YORK, D. 1969. *Least-squares fitting of a straight line with correlated errors*. Earth Planet. SciLetters, 5: 320-324.

ZARTMAN, R. E. e DOE, B. R. 1981. *Plumbotectonics-the model*. Tectonophysics, v. 75, n. 1/2, 135-162.