



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 525

**ESTUDOS ISOTÓPICOS (Pb E Nd) E DE QUÍMICA MINERAL
DO DEPÓSITO AURÍFERO CIPOEIRO, CINTURÃO GURUPI,
ESTADO DO MARANHÃO**

Dissertação apresentada por:

CHAFIC RACHID EL-HUSNY NETO

Orientador: Prof. Dr. Evandro Luiz Klein (CPRM/UFPA)

**BELÉM
2018**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

El-Husny Neto, Chafic Rachid, 1989-

Estudos isotópicos (Pb e Nd) e de química mineral do depósito aurífero Cipoeiro, Cinturão Gurupi, estado do Maranhão / Chafic Rachid El-Husny Neto. – 2018

xv, 62 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Evandro Luiz Klein

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2018.

1. Geologia isotópica – Maranhão. 2. Metalogenia – Maranhão. 3. Química mineralógica - Maranhão. 4. Ouro - Maranhão. 5. Teluretos – Maranhão. I. Título.

CDD 22. ed.: 541.388098121

Elaborado por
Hélio Braga Martins
CRB-2/698



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**ESTUDOS ISOTÓPICOS (Pb E Nd) E DE QUÍMICA MINERAL
DO DEPÓSITO AURÍFERO CIPOEIRO, CINTURÃO GURUPI,
ESTADO DO MARANHÃO**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

CHAFIC RACHID EL-HUSNY NETO

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

Data de Aprovação: 27 / 04 / 2018

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Evandro Luiz Klein
(Orientador - CPRM/UFPA)

Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura
(Membro - UFPA)

Prof. Dr. José Carlos Frantz
(Membro - UFRGS)

Aos meus pais e avós.

AGRADECIMENTOS

À Deus, pela força ao longo de minha caminhada;

À minha família, principalmente meus pais, Lourdes e Chafic Filho, pelo apoio incondicional que sempre me deram, e aos meus avós Ely e Eduardo, pelo carinho e por me acolherem tanto tempo.

Ao professor Dr. Evandro Luiz Klein, pela orientação, contribuição, paciência e tempo a mim dedicados, indispensável para a concretização deste trabalho;

Ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPa) e ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica-PPGG, pela infraestrutura acadêmica, apoio financeiro e técnico;

À JAGUAR MINING, pelo acesso aos testemunhos;

À Cláudia Ozela, pelo incentivo, paciência, amizade, carinho e compreensão;

Ao professor Dr. Jean Michel Lafon, e ao laboratório Pará-Iso pelo suporte na análise e preparação de amostras;

Ao professor Dr. Cláudio Lamarão, e ao laboratório de Microanálises da UFPA e seus membros Gisele Marques e Ana Paula Correa, pelo apoio técnico durante as etapas laboratoriais;

Aos meus amigos e irmãos Aldemir e Paulo Rodrigues, e aos amigos Carlos Alberto, João Victor, Juvenal, Rafael Estumano, Luísa, Bruna, Renato, e aos demais, que fizeram parte e me ajudaram de alguma forma;

Ao CNPq pela bolsa de estudos durante o desenvolvimento do mestrado;

A todos que contribuíram direta ou indiretamente ao desenvolvimento deste trabalho.

“ Busca conhecimento do berço à sepultura. ”

(Mohammed)

RESUMO

O depósito aurífero orogênico de Cipoeiro, localizado no Cinturão Gurupi, Estado do Maranhão, está hospedado em tonalito da Suíte Intrusiva Tromai (2148 Ma) e possui a maior concentração de ouro conhecida até o momento (61,9 t Au). Visando contribuir com o conhecimento sobre a metalogenia do depósito, este trabalho buscou: definir a composição e sequencia temporal da mineralogia hidrotermal e/ou dos tipos de alteração hidrotermal; investigar a composição química do minério; identificar potenciais fontes do Pb e Nd na mineralização; e estimar a idade do evento mineralizador. Os estudos mostraram que o tonalito hospedeiro está fortemente alterado pelo hidrotermalismo e localmente por deformação dúctil, obliterando suas estruturas primárias. A alteração hidrotermal possui variação distal e proximal e ocorre de forma pervasiva e fissural/venular. A alteração distal é pervasiva e gerou uma assembleia composta por clorita e sericita. A alteração proximal é pervasiva e fissural/venular e gerou assembleia que compreende quartzo, clorita, sericita, calcita, pirita e quantidades subordinadas de calcopirita, esfalerita e galena, além da mineralização aurífera associada a um conjunto de teluretos. O ouro ocorre de três formas: (1) partículas inclusas na pirita, (2) precipitado em fraturas de pirita, e (3) livre, junto aos veios de quartzo. Os teluretos são petzita (Ag-Au), hesita (Ag) e sylvanita (Au-Ag), e em menor quantidade coloradoita (Hg), kochkarita (Pb-Bi) e volynskita (Ag-Bi). As condições de mineralização são compatíveis com a fácies xisto verde (~300°C). A partir do equilíbrio clorita-pirita-esfalerita e da composição dos teluretos foi estimado $\log fO_2$ no intervalo de -29,6 a -33,2 e $\log fS_2$ de -9,6 a -10,6, o que indica fluido relativamente reduzido e, em conjunto com os demais dados físico-químicos disponíveis na literatura, sugere transporte por complexo reduzido de enxofre. Estudos isotópicos, Pb em pirita e Nd em calcita, permitiram considerar que a fonte do fluido é provavelmente originária da mistura de fontes distintas, ocorrida pela interação fluido-rocha durante a ascensão do fluido por estruturas até o local de deposição do minério. A idade para o depósito não pôde ser definida de forma categórica, entretanto, isótopos de Pb e Nd indicam o Paleoproterozoico como idade mais provável da mineralização.

Palavras-chave: Cinturão Gurupi. Metalogênese. Isótopos radiogênicos. Química mineral. Ouro. Teluretos.

ABSTRACT

The Cipoeiro orogenic gold deposit, located in the Gurupi Belt, Maranhão State, Brazil, is hosted by tonalite of the Tromai Intrusive Suite (2148 Ma), and shows the higher concentration of gold known to date (61.9 t Au). In order to contribute to the knowledge of the metallogeny of this deposit, this work looked for: to define the composition and temporal sequence of the hydrothermal mineralogy and/or types of hydrothermal alteration; to investigate the chemical composition of the ore; to identify potential sources of Pb and Nd in the mineralization; and to estimate the age of the mineralizing event. The studies have shown that the tonalite is strongly altered and locally deformed, which caused the obliteration of the primary mineralogy and textures. The hydrothermal alteration has distal and proximal variation and occurs in the pervasive and fissural/venular forms. The distal alteration is pervasive and comprises chlorite and sericite. The proximal alteration is pervasive and fissural/venular and is composed of quartz, chlorite, sericite, calcite, pyrite and subordinate amounts of chalcopyrite, sphalerite and galena, in addition to the gold mineralization and a set of tellurides. The gold occurs in three forms: (1) particles included in pyrite, (2) precipitated in pyrite fractures, and (3) free-milling, in quartz veins. The telluride mineralogy comprises petzite (Ag-Au), hessite (Au) and sylvanite (Au-Ag), and subordinate coloradoite (Hg), kochkarite (Pb-Bi) and volynskite (Ag-Bi). The mineralization are compatible with the greenschist facies conditions. The chlorite-pyrite-sphalerite equilibrium along with the telluride composition allowed the estimation of $\log fO_2$ in the range of -29.6 to -33.2, and $\log fS_2$ ranging from -9.6 to -10.6, indicating relatively reduced fluid conditions. This values, along with available physico-chemical data, suggest gold transportation as a reduced sulfur complex. Isotopic studies, Pb in pyrite and Nd in calcite, allowed considering that the source of the fluid is likely a mixture of different regional sources, caused by the fluid-rock interaction during the ascent of the fluid through structures to the site of ore deposition. The age of mineralization could not be defined unequivocally, but the Pb and Nd isotopes indicate the Paleoproterozoic as the most probable age of the mineralization.

Key words: Gurupi Belt. Metallogenesis. Radiogenic isotopes. Mineral chemistry. Gold. Tellurides.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Localização do depósito Cipoeiro, no contexto do Cinturão Gurupi e do Fragmento Cratônico São Luís..... 3
- Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Cinturão Gurupi e Borda do Fragmento Cratônico São Luís, com a localização do depósito Cipoeiro.. 10
- Figura 3 - Mapa geológico simplificado do Cinturão Gurupi, com a localização dos depósitos e principais ocorrências de ouro. Relação das mineralizações: 1 - Cipoeiro, 2 - Chega Tudo, 3- Cachoeira, 4 - Montes Áureos, 5 - Mina Nova Sul, 6 - Serrinha, 7 - Jiboia, 8 - Ubinzal, 9 - Os Pretos, 10 - Caramujinho, 11 - Pipira, 12 - Sequeiro, 13 - Boa Esperança, 14 - Bom Jardim, 15 - Firmino e 16 - Pico 20. 23
- Figura 4 - Mapa geológico com a localização dos furos de sondagem utilizados neste trabalho; (B) Seção geológica do Depósito Cipoeiro. Observa-se que as rochas atribuídas ao Grupo Gurupi foram redefinidas como Formação Igarapé de Areia (metarenitos) e Formação Chega Tudo (metapelitos)..... 26
- Figura 5 - (A) Fotografia de afloramento (EK 135) do tonalito esverdeado, atribuído à alteração hidrotermal regional distal; (B) Fotografia de afloramento (EK 141) do contato do tonalito com metarenito rico em magnetita, próximo ao depósito Cipoeiro..... 26
- Figura 6 - (A-B) Fotografias do tonalito de cor cinza esverdeada, equigranular a inequigranular, granulação média a grossa e maciço; (C-D) Fotografias do tonalito deformado; estruturas primárias modificadas em virtude da forte deformação. Há inclusive certo paralelismo entre rocha alterada e veios de quartzo e transposição dos mesmos (em C)..... 27
- Figura 7 - Aspecto do tonalito e da alteração hidrotermal no depósito Cipoeiro. (A) Tonalito com estruturas primárias mais preservadas na alteração hidrotermal distal; o plagioclásio encontra-se saussuritizado e o anfibólio cloritizado. (B) Tonalito com deformação e alteração clorítica. Vênulas de quartzo e calcita cortando a rocha, além de stringer (cordão) de pirita, relacionados à alteração hidrotermal proximal. Observar que a deformação é heterogênea, com porções de granulação maior e mais bem formada, mais preservadas, e outras com diminuição do tamanho dos grãos e imposição de leve orientação à rocha na porção central da foto..... 28

Figura 8 - Quadro com a composição e distribuição temporal da mineralogia de alteração e da mineralização.	30
Figura 9 - (A) Fotografia de testemunho de sondagem onde pode ser observado que a deformação dúctil agiu posteriormente à cloritização e sericitização (FCP15 178,2). (B) Veio de quartzo sericitização (superior) em paralelo com a cloritização (centro) (FCP16 72,5).	30
Figura 10 - Imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura mostrando em (A) ouro e petzita inclusos na pirita; (B) ouro e sylvanita inclusos na pirita; (C) ouro em fratura da pirita; e (D) ouro livre em veio de quartzo. Au = ouro; Py = pirita; Ptz = petzita.	31
Figura 11 - Imagem obtida por microscopia eletrônica de varredura mostrando em (A) petzita inclusa na pirita; (B) hessita inclusa na pirita; (C) sylvanita inclusa na pirita; (D) coloradoita em calcita, contato com a pirita; (E) volynskita e kochkarita inclusas na pirita; e (F) ouro e volynskita em fratura de pirita. Au = ouro; Py = pirita; Ptz = petzita; Hs = hessita; Sv = sylvanita; Col = coloradoita; Qtz = quartzo; Cct = calcita; Vol = volynskita; Kch = kochkarita.	33
Figura 12 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de amostra de pirita do depósito Cipoeiro; (A) Amostra EK-16 72,80 pirita em stringer; (B) Amostra EK-16 107,80, correspondente à pirita de veio.	37
Figura 13 - Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de amostras de calcita de veios da alteração hidrotermal do depósito Cipoeiro.	39
Figura 14 - Diagrama do campo de estabilidade de fases dos minerais selecionados em função de $f\text{O}_2 \times f\text{S}_2$, mostrando as condições reduzidas do fluido mineralizante no depósito Cipoeiro, próximo do limite de coexistência pirita-clorita.	41
Figura 15 - Diagramas de plumbotectônica comparados com as razões isotópicas de sulfetos e ouro de depósitos e feldspatos das rochas regionais do Fragmento Cratônico São Luís e do Cinturão Gurupi, e das amostras menos radiogênicas de pirita do depósito Cipoeiro. (A) Comparação da razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (uranogênico); (B) Comparação da razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (torio-gênico). Au = ouro; py = pirita; F = feldspato; CSL = Fragmento Cratônico São Luís; CG = Cinturão Gurupi; Cip = Cipoeiro; LC = crosta inferior; O = orógeno; M = manto; UC = crosta superior.	44

Figura 16 - Diagrama Idade (Ma) vs ϵ_{Nd} para evolução do Nd da calcita hidrotermal do Cipoeiro, comparada com as fontes potenciais para a região estudada 45

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Razões isotópicas obtidas por análises Pb-Pb em pirita (em veio e stringer) do depósito Cipoeiro. (L1, L2, L3... são referentes às alíquotas produzidas nas etapas de lixiviação)..... 36

Tabela 2 - Dados analíticos Sm-Nd em concentrado de calcita de veios do depósito Cipoeiro. 38

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE TABELAS	xi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	2
1.2 OBJETIVOS	3
2 MATERIAIS E MÉTODOS	4
2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	4
2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA CONVENCIONAL	4
2.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV-EDS)	4
2.4 ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS	5
2.4.1 Pb-Pb em pirita	5
2.4.2 Sm-Nd em calcita	5
2.5 QUÍMICA MINERAL	6
3 GEOLOGIA REGIONAL	7
3.1 FRAGMENTO CRATÔNICO SÃO LUÍS	7
3.2 CINTURÃO GURUPI	8
3.3 UNIDADES LITOESTATIGRÁFICAS DO CINTURÃO GURUPI	10
3.3.1 Metatonalito Igarapé Grande	10
3.3.2 Complexo Itapeva	10

3.3.3 Formação Santa Luzia do Pará	11
3.3.4 Suíte Intrusiva Tromai	11
3.3.4.1 Quartzo diorito Canoa	12
3.3.5 Granito Cantão	12
3.3.6 Anfibolito Muriá	12
3.3.7 Anfibolito Cocal	12
3.3.8 Gabro Ubinzal	13
3.3.9 Formação Chega Tudo	13
3.3.10 Suíte Intrusiva Japiim	13
3.3.11 Quartzo Sienito Anelis	14
3.3.12 Granito Timbozal	14
3.3.13 Formação Igarapé de Areia	14
3.3.14 Grupo Gurupi	15
3.3.14.1 Formação Rio Piritoró	15
3.3.14.2 Formação Vila Cristal	16
3.3.14.3 Formação Marajupema	16
3.3.15 Formação Cabeça de Porco	16
3.3.16 Metamicrotonalito Caramujinho	17
3.3.17 Nefelina Sienito Boca Nova	17
3.3.18 Granito Ney Peixoto	17
3.3.19 Formação Piriá	18
3.3.20 Grupo Serra Grande	18
3.3.21 Diabásio Laranjal	19
3.3.22 Microgabro Linha 45	19
3.3.23 Grupo Itapecuru	19
3.3.24 Formação Ipixuna	19
3.3.25 Coberturas Lateríticas Maturas	20

3.3.26 Grupos Barreiras	20
3.3.27 Sedimentos Pós-Barreiras	20
3.3.28 Unidade depósitos detríticos indiferenciados	20
3.3.29 Depósitos Aluvionares	20
3.4 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	21
3.4.1. Geologia Estrutural	22
4 METALOGÊNESE DO CINTURÃO GURUPI	23
5 DEPÓSITO CIPOEIRO	25
5.1 GEOLOGIA LOCAL.....	25
5.2 ROCHAS HOSPEDEIRAS.....	27
5.3 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL.....	28
5.4 MINERALIZAÇÃO.....	31
5.5 QUÍMICA MINERAL.....	34
5.6 ISÓTOPOS DE Pb.....	35
5.7 ISÓTOPOS DE Nd.....	38
6 DISCUSSÃO	40
6.1 ASSOCIAÇÃO METÁLICA-QUÍMICA.....	40
6.2 CONDIÇÕES AMBIENTAIS DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E MINERALIZAÇÃO.....	41
6.3 FONTES DE ELEMENTOS DO FLUIDO.....	43
6.4 IDADE DA MINERALIZAÇÃO.....	45
6.5 COMPARAÇÃO COM DEPÓSITOS SIMILARES.....	46
7 CONCLUSÕES	48
REFERÊNCIAS	50
ANEXO	56
ANEXO A - RESULTADOS DE ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL POR MICROSSONDA ELETRÔNICA EM PIRITA DO DEPÓSITO CIPOEIRO	57

ANEXO B1 - RESULTADOS DE ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL POR MICROSSONDA ELETRÔNICA EM OURO DO DEPÓSITO CIPOEIRO.....	59
ANEXO B2 – RESULTADOS DE ANÁLISE QUÍMICA MINERAL POR MEV/EDS EM OURO DO DEPÓSITO CIPOEIRO.....	59
ANEXO C - RESULTADOS DE ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL POR MICROSSONDA ELETRÔNICA EM CALCOPIRITA DO DEPÓSITO CIPOEIRO.	60
ANEXO D - RESULTADOS DE ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL POR MICROSSONDA ELETRÔNICA EM ESFALERITA DO DEPÓSITO CIPOEIRO.	61
ANEXO E1 - RESULTADOS DE ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL POR MICROSSONDA ELETRÔNICA EM TELURETOS DO DEPÓSITO CIPOEIRO..	62
ANEXO E2 - RESULTADOS DE ANÁLISE QUÍMICA MINERAL POR MEV/EDS EM TELURETOS DO DEPÓSITO CIPOEIRO.....	62

1 INTRODUÇÃO

A descoberta de ouro no Cinturão Gurupi ocorreu no século XVII por colonizadores. No início de 1900, e em meados de 1980, ocorreu a exploração em pequena escala por garimpeiros. O ouro era explorado a partir de material intemperizado oxidado, aluvião, saprólito e veios de quartzo hospedados em saprólito. Registros oficiais não existem, contudo, estima-se que 5 a 6 toneladas foram produzidas (Machado 2011).

Uma das áreas foco dessa garimpagem veio a se tornar o depósito Cipoeiro. Esse depósito está localizado na zona de cisalhamento Tentugal, no limite entre o Cinturão Gurupi e o Fragmento Cratônico São Luís, no nordeste do Brasil, noroeste do Estado do Maranhão (Fig. 1). O minério aurífero está hospedado em tonalitos da Suíte Intrusiva Tromai (2148 Ma) (Klein *et al.* 2007).

Os trabalhos técnicos só foram iniciados em 1994, com a Companhia Nacional de Mineração (CNM), e posteriormente com a TVX Gold (TVX) em 1995, em uma *joint venture* com a Mineração Santa Fé. As primeiras perfurações na região visavam escavações e áreas conhecidas por garimpeiros. De 1994 a 1997 foram feitas pesquisas que compreenderam geoquímica de solo, saprólito, rocha e amostragem de canal, além de informações por fotogrametria aérea, geração de dados topográficos, levantamentos terrestres geomagnéticos, mapeamento geológico e testes metalúrgicos. A partir destes dados, pela primeira vez foram estimados os recursos minerais em Cipoeiro e em Chega Tudo. Em 2003 a Kinross adquiriu 100% da área do depósito, dando continuidade aos projetos anteriores. De 2006 a 2008 prosseguiram com a exploração mineral em outros alvos, buscando aumentar os recursos minerais. Em 2009, a Jaguar Mining adquiriu a área do depósito, dando continuidade ao Projeto Gurupi, com vistas à implantação da primeira mina de ouro industrial no Cinturão Gurupi, em Cipoeiro. Em setembro de 2017, a Jaguar Mining anunciou a assinatura de um “Acordo de Ganhos” com a mineradora australiana Avanco Resources. Desta forma, a Avanco passa a controlar a operacionalização e o desenvolvimento do Projeto Gurupi, com a possibilidade futura de adquirir 100% do direito de exploração das áreas do Projeto, que compreendem os depósitos Cipoeiro e Chega Tudo.

Várias ocorrências e alguns depósitos são conhecidos no Cinturão Gurupi e os recursos auríferos relatados superam 150 t de ouro (~5 milhões de onças). O depósito aurífero Cipoeiro possui a maior concentração de ouro conhecida até o momento no Cinturão Gurupi. Segundo relatórios da mineradora Jaguar Mining, o depósito possui recursos totais de 91,2 Mt

com teores variáveis, totalizando 75 t de ouro contido (Machado 2011), valor revisto em fevereiro de 2018 para 32,6 Mt a 1,9 g/t, com recursos indicados + inferidos de 61,94 t de ouro (www.avancoresources.com), enquanto que Chega Tudo, depósito localizado nas proximidades, mas hospedado em sequência metavulcanossedimentar, possui 37,5 Mt a 0,67 g/t Au de reserva indicada, em um total de 39,2 t de ouro contido (Machado 2011).

Estudos na escala de depósito e de caráter regional (Klein & Lopes 2011, Klein & Moura 2003, Klein *et al.* 2017, Ribeiro 2002) e local (Klein *et al.* 2005a, 2006, 2007, 2008, 2017, Torresini 2000) foram realizados para entender a evolução geológica e metalogenética do Cinturão Gurupi e a mineralização aurífera, incluindo Cipoeiro, foi interpretada como pertencente ao sistema orogênico (Klein 2014 e suas referências).

Muitas informações sobre o depósito Cipoeiro encontram-se em relatórios internos de empresas mineradoras, porém, os dados divulgados nesses relatórios muitas vezes não possuem informações detalhadas e são restritas do ponto de vista geológico e metalogenético. Aspectos geológicos, geofísicos e estruturais desse depósito já foram amplamente discutidos (Klein *et al.* 2007, 2017, Ribeiro 2002, Torresini 2000) e discussão preliminar sobre a gênese também já foi apresentada (Klein *et al.* 2007). Contudo, alguns aspectos críticos sobre a gênese desse depósito ainda não foram abordados. Por exemplo, a definição de uma sequência paragenética e/ou zonalidade para a alteração hidrotermal e mineralização, a composição química e mineralógica (associação metálica) do minério e a idade da mineralização ainda não foram definidas. Desta forma, este trabalho visa produzir dados e informações geológicas e metalogenéticas mais detalhadas sobre o depósito, tentando contribuir com esses três aspectos.

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O depósito aurífero Cipoeiro está localizado no município de Centro Novo do Maranhão, Estado do Maranhão, próximo à divisa com o Pará (Fig. 1) O acesso ao depósito é feito pela estrada estadual MA-306, que liga a cidade de Maracaçumé-MA, na margem da BR-316, às vilas Chega Tudo e Cipoeiro. Maracaçumé é atingida pela BR-316, tanto a partir de Belém como de São Luís-MA. O depósito Cipoeiro está localizado a 380 km da cidade de Belém e 500 km da cidade de São Luís-MA.

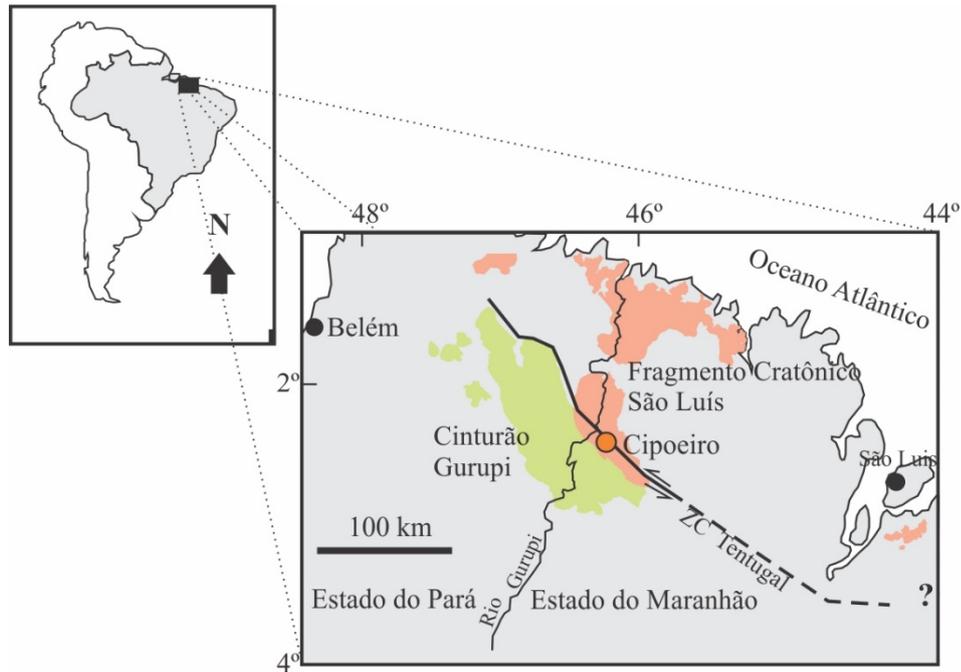


Figura 1 - Localização do depósito Cipoeiro, no contexto do Cinturão Gurupi e do Fragmento Cratônico São Luís. Fonte: Adaptado de Klein & Lopes 2011.

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho tem como principal objetivo fornecer informações mais detalhadas para melhor compreender os processos que atuaram na mineralização aurífera e contribuir com o conhecimento sobre a metalogenia do depósito aurífero Cipoeiro.

Desta forma, como objetivos específicos busca-se:

- 1) Definir a composição e sequência temporal da mineralogia hidrotermal e/ou dos tipos de alteração hidrotermal e eventual zoneamento desses tipos;
- 2) Investigar a composição química (associação metálica) do minério;
- 3) Identificar as fontes potenciais do Pb e Nd na mineralização;
- 4) Estimar a idade do evento mineralizador.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

As atividades realizadas neste estudo envolveram pesquisa bibliográfica e estudos laboratoriais (petrografia, microanálise e geocronologia). As amostras foram coletadas pelo orientador com o apoio da mineradora Jaguar Mining, que forneceu o material utilizado neste trabalho, o qual consiste em amostras de quatro furos de sondagem efetuados nos dois corpos de minério do depósito (vide capítulo 4).

2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Consistiu na leitura e análise de publicações científicas, teses, dissertações e levantamentos geológicos e metalogenéticos, subsidiando o conhecimento acerca da geologia regional do Cinturão Gurupi, além de aspectos geológicos relacionados ao depósito Cipoeiro, e também, materiais científicos referentes à conceitos e procedimentos sobre as técnicas analíticas e aplicação de métodos empregados no trabalho.

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA CONVENCIONAL

Foi feita a descrição macroscópica de testemunhos de sondagem, foram selecionados intervalos representativos, confeccionadas 26 lâminas delgadas polidas, e utilizadas 9 do acervo do orientador. A caracterização petrográfica e minerográfica do minério e da rocha hospedeira foi realizada no microscópio Zeiss Axioplan 2, em luz transmitida e refletida, do laboratório de petrografia do Grupo de Pesquisa em Geologia Econômica (GPGE) e do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), ambos no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPA). Assim, determinando a composição mineralógica das rochas hospedeiras e dos corpos mineralizados.

2.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV-EDS)

A microscopia eletrônica de varredura (MEV) com o sistema de dispersão de energia (EDS) acoplado foi realizada no equipamento LEO 1430, no Laboratório de Microanálises do IG-UFPA, com o objetivo de descrever mais detalhadamente o conteúdo mineralógico e caracterizar minerais não identificados durante a petrografia e minerografia. Foram utilizadas

10 lâminas delgadas polidas, metalizadas com carbono, já que o ouro é um dos elementos de interesse. O equipamento operou nas seguintes condições de trabalho: feixe de corrente de elétrons de 80 μ A, voltagem de aceleração constante de 20 kv e distância de trabalho de 15 mm.

2.4 ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS

2.4.1 Pb-Pb em pirita

As análises foram efetuadas no laboratório Para-Iso da UFPA. Foi utilizado o método da lixiviação sequencial, baseado em Frei & Kamber (1995). Para esta análise foram utilizados cerca de 400 mg de concentrados de pirita. Os concentrados de pirita passaram por processos de abertura e separação química, e suas composições isotópicas foram medidas no espectrômetro de massa VG ISOMASS 54E.

No processo de lixiviação as amostras foram progressivamente dissolvidas para produzir soluções, no total de até sete alíquotas (L1-L7) das várias etapas da lixiviação. Os ácidos utilizados na etapa de lixiviação foram: L1: HBr (4N) + HCl (2N); L2: HBr (4,5N); L3: HCl (6N); L4: HCl (concentrado); L5: HCl (6N) + HNO₃ (7N); L6: HCl (6N) + HNO₃ (7N); L7: HCl (6N) + HNO₃ (7N). Depois da separação química do Pb, houve a concentração com HCl (concentrado) contendo 2 μ l de H₃PO₄ e o concentrado final foi depositado em filamentos de Re, utilizando-se também sílica gel como agente ativador, a qual forma uma película vítrea de Pb no filamento. Esses filamentos são colocados no tambor do espectrômetro de massa para a análise isotópica.

2.4.2 Sm-Nd em calcita

As análises de Sm-Nd em rocha total foram efetuadas no laboratório Para-Iso (UFPA). Foram selecionadas três amostras representativas de concentrados de calcita hidrotermal pura oriunda de vênulas e veios. As amostras foram trituradas e pulverizadas à uma granulometria fina. O procedimento de análise aplicado na metodologia Sm-Nd está descrito em Gioia & Pimentel (2000), sendo realizado pelo Para-Iso em três etapas: dissolução de amostras, separação química e depósito dos elementos Sm e Nd nos filamentos. Foram misturados em torno de 250 a 300 mg da amostra com 100 mg de traçador misto ¹⁵⁰Nd – ¹⁴⁹Sm em cadinho de teflon e a abertura química foi realizada através dos ácidos HNO₃, HF e HCl, recuperando

os elementos terras raras (ETR), onde os elementos Sm e Nd estão presentes. A extração de Sm e Nd a partir da solução de ETR ocorre utilizando-se colunas de teflon contendo resina Ln-Spec. A última etapa é o depósito dos concentrados de Sm e Nd, que são dissolvidos em solução de 1 ml de HNO₃, e depositados em filamento duplo de Ta-Re, utilizando-se o espectrômetro Finnigan MAT 262.

2.5 QUÍMICA MINERAL

As análises químicas por microsonda eletrônica foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília. Foram analisadas oito lâminas delgadas representativas do minério, com o objetivo de determinar a composição química dos sulfetos e minerais opacos. Foi utilizado o equipamento modelo JEOL JXA 8230, com amperagem de $20,1 \pm 0,1$ A, voltagem de 15 KV e diâmetro de feixe de 5 μ m para a maioria dos minerais analisados. Foram analisados os seguintes elementos: Au, Ag, As, Zn, S, Fe, Pb, Bi, Te, Cd, Co, Cu, Sb, Hg, Ni, Pt, Mo.

2.6 INCLUSÕES FLUIDAS

A proposta original deste trabalho previa a realização de análises de inclusões fluidas, estudo ainda inédito no Cipoeiro. Contudo, a avaliação petrográfica de veios de quartzo mostrou que as inclusões são extremamente pequenas e são prováveis remanescentes das inclusões originais que foram modificadas e/ou eliminadas pela deformação tectônica. Esse fato já foi observado por Klein *et al.* (2007) e mesmo com a amostragem realizada neste trabalho, utilizando veios mais espessos e sem evidências mesoscópicas de deformação, o estudo não foi possível e não será mais mencionado aqui.

3 GEOLOGIA REGIONAL

O Cinturão Gurupi, onde se localiza o depósito Cipoeiro, possui, em seu domínio externo, unidades que se formaram durante a evolução do Fragmento Cratônico São Luís, que foram retrabalhadas em evento orogênico posterior que moldou o Cinturão Gurupi. Desta forma a geologia e evolução deste fragmento serão abordadas brevemente.

3.1 FRAGMENTO CRATÔNICO SÃO LUÍS

O Fragmento Cratônico São Luís é constituído por três associações principais, compostas por rochas metavulcanossedimentares, granitoides e rochas vulcânicas de idade paleoproterozoica. As rochas mais antigas pertencem ao Grupo Aurizona, que compreende uma sucessão metavulcanossedimentar, composta por xistos, rochas metavulcânicas ácidas a básicas e subordinados quartzitos e metachert com idade de 2240 ± 5 Ma (Klein *et al.* 2009). A Suíte Intrusiva Tromaí, unidade mais expressiva em termos de área aflorante, é formada por tonalitos, granodioritos, quartzo dioritos e granitos, interpretados como uma série cálcico-alcalina juvenil formada em ambiente de arcos de ilha intraoceânicos a transicional, de idade entre 2168 e 2148 Ma (Klein & Moura 2001, Klein *et al.* 2005b). Rochas vulcânicas, com idades similares às da Suíte Tromaí foram incluídas nas unidades Serra do Jacaré e Rio Diamante, com características químicas que configuram arco transicional a margem continental ativa (Klein *et al.* 2009). Outros conjuntos de granitoides, de ocorrência mais restrita, são representados pela Suíte Intrusiva Tracuateua, que aflora na porção noroeste da área do fragmento cratônico, e é parcialmente recoberta por sedimentos fanerozoicos. Esta suíte é composta por granitos peraluminosos com idades entre 2086 e 2091 Ma. O Granito Serra Velha é composto por pequenos corpos de granitos tardios, sem deformação tectônica, intrudidos nos granitoides da Suíte Intrusiva Tromaí entre 2056 e 2076 Ma, aos quais se associam rochas vulcânicas e piroclásticas félsicas com a mesma idade (Klein *et al.* 2008, 2009). A atividade magmática mais recente conhecida no fragmento cratônica é representada pela intrusão do Microtonalito Garimpo Caxias em 2009 ± 11 Ma (Klein *et al.* 2014, 2017).

Klein *et al.* (2017) interpretaram o Fragmento Cratônico São Luís como parte de um orógeno, com evolução no Riáciano, em torno de 2240 e 2000 Ma, relacionando as sequências supracrustais e os granitoides cálcicoalcalinos a uma fase acrescionária da orogenia, os

granitoides peraluminosos à fase colisional e os granitoides evoluídos e as rochas vulcânicas mais jovens a fases tardi- a pós-orogênicas.

3.2 CINTURÃO GURUPI

O Cinturão Gurupi (Fig. 2) é considerado um orógeno neoproterozoico de orientação NNW-SSE desenvolvido na margem sul-sudoeste do Fragmento Cratônico São Luís (Almeida *et al.* 1976, Costa 2000, Klein *et al.* 2005c). Possui aproximadamente 160 km de extensão e 50 km de largura em área aflorante, com parte dos limites encobertos por sedimentos fanerozoicos. Segundo Klein & Lopes (2011) os conjuntos litológicos tendem a formar corpos alongados, paralelos à maior dimensão do cinturão, sendo também orientação da maioria das estruturas que afetam as unidades rochosas.

É composto por sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares, gnaisses e várias gerações de rochas plutônicas. Entretanto, por estarem relacionadas com o desenvolvimento do Fragmento Cratônico São Luís, parte dessas rochas possui idade paleoproterozoica. Klein *et al.* (2005c) descrevem essas porções como fragmentos retrabalhados da borda cratônica e porções do embasamento do qual se originou o Cinturão Gurupi.

Embora algumas descrições dos conjuntos litológicos do embasamento já tenham sido discutidas e estabelecidas (Klein & Lopes 2011, Klein & Moura 2001, Klein *et al.* 2005b, 2005c, 2005d, 2012), as definições dos ambientes tectônicos ainda são objeto de discussão. Klein *et al.* (2017) atribuem nova proposta à assembleia de embasamento:

Um complexo granito-gnáissico arqueano lenticular composto por metagranitoides e ortognaisses com pequenas lentes de anfibólio de 2594 ± 3 Ma (Metatonalito Igarapé Grande);

Suítes plutônicas de orógeno Riaciano agrupados em associações pré- a pós-colisionais, compostas pelos granitoides cálcico-alcalinos do Complexo Itapeva (2167 ± 3 Ma) e Granito Cantão (2163 ± 4 Ma), rochas de magmatismo de arco de ilhas da Suíte Intrusiva Tromaí (2165-2148 Ma), Quartzo-diorito Canoa (2154 ± 6 Ma) e do Anfibolito Muriá (2150 ± 8 Ma), corpos graníticos de derivação crustal e peraluminosos da Suíte Intrusiva Japiim (2116 ± 12 e 2089 ± 12 Ma), granitoides potássicos do Quartzo-sienito Anelis (2100 ± 21 Ma) e Granito Timbozal (2084 ± 5 Ma) (Klein & Lopes 2011, Klein *et al.* 2005c, 2012, 2017, Palheta 2001);

Bacias de orógeno Riaciano compostas por xistos associados às suítes plutônicas orogênicas das Formações Chega Tudo (2148-2160 Ma), Igarapé de Areia (<2078 Ma), Santa Luzia do Pará (>2163 Ma) e Vila Cristal (<2016 Ma) e pelo Anfibolito Cocal (~2106 Ma);

Sequência de margem continental passiva do Neoproterozoico que compreendem rochas metassedimentares com metamorfismo de baixo grau à fácies xisto verde do Grupo Gurupi (<2062 Ma), rochas de grau metamórfico muito baixo e de natureza pelítica e quartzosa da Formação Cabeça de Porco (<2119 Ma) e rochas de natureza quartzítica da Formação Marajupema (<1100 Ma);

Suíte plutônica pré-colisional do Neoproterozóico representada pelo corpo intrusivo do Metamicronalito Caramujinho (624 ± 16 Ma);

Suítes plutônicas que correspondem à intrusão alcalina do Nefelina Sienito Boca Nova de 732 ± 7 Ma, e o granito peraluminoso Ney Peixoto (549 ± 4 Ma);

Klein *et al.* (2017) identificaram um corpo granítico de 582 ± 84 Ma (Granito Pantoja), para o qual sugerem associação ao magmatismo do Granito Ney Peixoto;

Bacia de rifte continental do Neoproterozoico que inclui sedimentos siliciclásticos da Formação Piriá (<591 Ma);

Bacias e coberturas sedimentares fanerozoicas, que incluem coberturas superficiais cenozoicas.

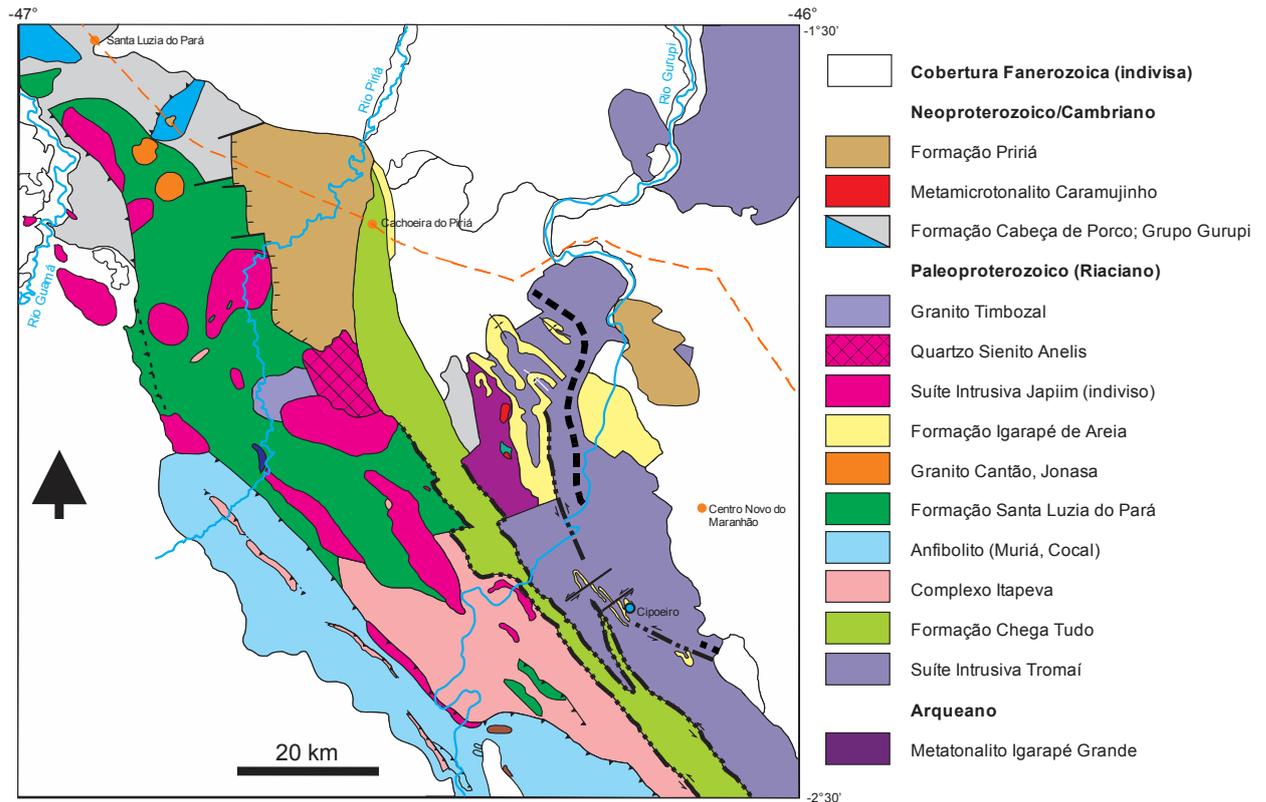


Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Cinturão Gurupi e Borda do Fragmento Cratônico São Luís, com a localização do depósito Cipoeiro. Fonte: Adaptado de Klein *et al.* 2017.

3.3 UNIDADES LITOESTATIGRÁFICAS DO CINTURÃO GURUPI

3.3.1 Metatonalito Igarapé Grande

O Metatonalito Igarapé Grande, identificada inicialmente por Klein *et al.* (2005c), que obteve idade pelo método de evaporação de chumbo em zircão de 2594 ± 3 Ma, sendo posteriormente descrita por Klein *et al.* (2017) como metatonalitos cinza escuros que variam de estruturas sem trama tectônica mesoscópica evidente a variedades bandadas, além de um possível enclave representado por um hornblendito.

3.3.2 Complexo Itapeva

O Complexo Itapeva (Klein *et al.* 2005c) é composto predominantemente por gnaisses ortoderivados com predominância de tonalitos e quartzo dioritos, sendo observados também a existência de metatonalitos e gnaisses paraderivados, além de alguns corpos alongados de xistos, posteriormente atribuídos a Formação Santa Luzia do Pará (Klein *et al.* 2017). Estruturalmente, as rochas variam de foliadas a bandadas, são frequentemente dobradas e

possuem bolsões e veios de quartzo e quartzo-feldspato, geralmente concordantes, alguns ricos em mica (biotita ou muscovita). As dobras formam localmente padrões complexos associados com migmatização. A foliação e o bandamento possuem orientação geral NW-SE, com mergulhos acentuados para SW ou NE, variando em função das dobras ou de estruturas transcorrentes (Klein & Lopes 2011). Klein *et al.* (2005c) obtiveram idade pelo método U-Pb (ID-TIMS) em zircão de gnaiss tonalítico de 2167 ± 2 Ma, interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo. Os mesmos autores, com base em isótopos de Nd, indicaram fontes juvenis para os magmas.

3.3.3 Formação Santa Luzia do Pará

A Formação Santa Luzia do Pará (Klein *et al.* 2015a) foi proposta para agrupar parte de sequências metassedimentares do Cinturão Gurupi que eram anteriormente incluídas no Grupo Gurupi, além dos corpos alongados de micaxistos, anteriormente descritos como xistos, no maciço principal do Complexo Itapeva, por Klein & Lopes (2011). Klein *et al.* (2017) obtiveram idade em torno de 2150 Ma, a partir de dados U-Pb (LA-ICM-MS) em zircão detrítico, devido à dificuldade em se obter afloramentos, sugerem sequência quartzo-feldspática ou grauvaquiana, com contribuição pelítica.

3.3.4 Suíte Intrusiva Tromai

É a maior unidade do Fragmento Cratônico São Luís, composta por batólitos de tonalito, trondhjemitó, granodiorito e monzogranito com aspectos estruturais e texturais variáveis. Klein *et al.* (2008) subdividiram a suíte na porção norte do Fragmento Cratônico São Luís em três subunidades faciológicas (Tonalito Cavala, Granodiorito Igarapé Bom Jesus e Granito Areal). Klein *et al.* (2017) também incluem o Quartzó diorito Canoa.

Segundo Klein *et al.* (2017) as rochas possuem granulação média a grossa e são equigranulares a inequigranulares, raramente porfíricas, de tonalidade acinzentada, esverdeada e rosada. Possui texturas ígneas primárias bem preservadas, mesmo com a atividade hidrotermal e metamórfica. Idades obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão variam entre 2147 ± 3 Ma e 2168 ± 4 Ma (Klein & Moura 2001, Klein *et al.* 2008). Klein *et al.* (2005b) e Klein *et al.* (2017) interpretaram a formação desses granitoides, a partir de protólitos juvenis em sistema de arco intraoceânico com possível transição para margem continental.

3.3.4.1 Quartzo diorito Canoa

O Quartzo diorito Canoa foi individualizado do batólito da Suíte Intrusiva Tromai por Klein *et al.* (2017), que levaram em consideração as diferenças geofísicas, geoquímicas e isotópicas. Descreveram a unidade como quartzo diorito e subordinado tonalito, inequigranulares, de granulação média a grossa, com enclaves máficos microgranulares e variedades ricas em anfibólio, com texturas ígneas preservadas.

3.3.5 Granito Cantão

Definido por Borges *et al.* (1988), aflora na porção noroeste do Cinturão Gurupi. É composto por biotita granodiorito cinza claro, subordinadamente monzogranito e sienogranito esbranquiçado com tonalidades esverdeadas quando alterados. A rocha é de granulação fina a grossa, equigranular e inequigranular com variedades porfíricas. Enclaves microgranulares e de minerais máficos são também comuns. Palheta *et al.* (2009) obtiveram, pelo método de evaporação de Pb em zircão, a idade de 2163 ± 4 Ma e assinatura de isótopos de Nd indicativa de participação de crosta arqueana na gênese dos magmas. Segundo Klein *et al.* (2012) o granito é cálcio-alcálico de alto K, com assinatura similar à de granitos de arcos magmáticos.

3.3.6 Anfibolito Muriá

O Anfibolito Muriá, descrito por Klein & Lopes (2011) como uma rocha cinza escura a preta, de granulação fina a média, foliada, localmente bandada, comumente cortada por venulações descontínuas de plagioclásio e anfibólio, localizado em meio ao maciço do Quartzo diorito Canoa. Definiram também a idade do protólito em 2150 ± 8 Ma.

3.3.7 Anfibolito Cocal

Klein & Lopes (2011) identificaram dois corpos de anfibolitos (Anfibolito Cocal), mas não identificaram relações de contato com unidades próximas, entretanto afirmam que os dois corpos são cercados por unidade metassedimentar mais jovem, e que os dois corpos se associam com corpos magnéticos orientados à direção leste-oeste, descreveram rochas de cor preta a cinza-escuro e cinza-esverdeado, granulação média, bandadas na direção N0°E/70E e obtiveram idades entre 2162 ± 8 Ma e 2146 ± 17 Ma.

3.3.8 Gabro Ubinzal

O Gabro Ubinzal (Klein & Lopes 2011) é atribuído a um conjunto de rochas máficas e ultramáficas plutônicas identificadas em testemunhos de sondagem e que afloram com elevado grau de intemperismo. Foram descritas como rochas de coloração cinza esverdeada, granulação média a grossa, geralmente porfiríticas, deformadas e comumente hidrotermalizadas. Ocorrem de forma intercalada na sequência metavulcanossedimentar da Formação Chega Tudo, desta forma Klein & Lopes (2011) sugeriram que o Gabro Ubinzal é contemporâneo ou intrusivo na Formação Chega Tudo, de 2160 Ma (esse corpo não é mostrado na Fig. 2, baseada em Klein *et al.* 2017).

3.3.9 Formação Chega Tudo

A Formação Chega Tudo (definida por Klein *et al.* 2005d) foi caracterizada como uma sequência metavulcanossedimentar localizada no limite entre o Cinturão Gurupi e o Fragmento Cratônico São Luís. A sequência é composta por uma alternância de rochas metavulcânicas, metavulcanoclásticas e metassedimentares. As rochas metavulcânicas são metadacitos e andesitos, as rochas metavulcanoclásticas correspondem a tufos ácidos e filitos com possível contribuição vulcanogênica, e as metassedimentares são representadas por xistos diversos, em que predominam variedades micáceas, quartzosas, grafitosas e hematíticas. O metamorfismo da unidade varia de xisto verde baixo até anfíbolito baixo, predominando a fácies xisto verde médio a alto. Klein & Moura (2001) obtiveram em metadacitos idades de 2148 ± 1 e 2160 ± 3 Ma por evaporação de Pb em zircão. Dados químicos e de isótopos de Nd sugerem deposição da unidade em bacia associada a arco de ilhas (talvez *back-arc*) e formação a partir de magmas juvenis (Klein & Lopes 2011, Klein *et al.* 2005c).

3.3.10 Suíte Intrusiva Japiim

Klein *et al.* (2017) agruparam as unidades relacionadas ao magmatismo riaciano peraluminoso, de características colisionais, que anteriormente eram abordados de forma individualizada: Granito Maria Suprema (Pastana 1995), Granito Moça (Klein & Lopes 2011), Granito Japiim (Costa 2000), Granito Tamancuoca e outros Granitos Indiferenciados (Klein *et al.* 2015a), além de terem identificado novos corpos, passando a integrar essa Suíte. Os granitos são compostos predominantemente por sienogranitos além de monzogranitos com muscovita e biotita. Klein *et al.* (2017) descreveram rochas de coloração cinza claro a rósea, equigranulares a inequigranulares médias a grossas, maciças ou foliadas, e cortadas por veios e diques graníticos e veios quartzo-feldspáticos e de quartzo. Klein *et al.* (2012) obtiveram

idades de 2116 ± 12 Ma para o corpo Japiim, 2100 ± 12 Ma para Maria Suprema, 2099 ± 19 Ma Moça e 2079 ± 12 Ma para Tamancuoca, e propondo magmatismo em aproximadamente 2100 Ma. Segundo Klein *et al.* (2012, 2017) estudos isotópicos de Nd para esses corpos sugerem participações variáveis de fontes paleoproterozoicas e arqueanas (subordinadas) na geração desses magmas.

3.3.11 Quartzo Sienito Anelis

Definido por Klein *et al.* (2012), a unidade aflora na região central do Cinturão Gurupi, e é composta por rochas rosa a cinza, inequigranular, localmente porfirítica, granulação média a grossa, maciça a foliada e apresentam enclaves máficos microgranulares centimétricos e de anfibolito. Klein *et al.* (2012) descreveram tipos petrográficos comuns como augita quartzo sienito, biotita ou hornblenda sienogranito e hornblenda quartzo monzonito. Quimicamente, as rochas são bastante evoluídas, com alto teor de potássio, incluindo variedades shoshoníticas. A idade de cristalização obtida foi de 2100 ± 21 Ma (Riaciano) pelo método U–Pb (LA-ICP-MS) e os dados de Nd indicam predominância de fontes paleoproterozoicas na geração dos magmas (Klein *et al.* 2012).

3.3.12 Granito Timbozal

O Monzogranito Timbozal (Klein *et al.* 2012) aflora na porção central do Cinturão Gurupi. As rochas são cinza e róseas, com distribuição aleatória dos fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio e a matriz possui foliação descontínua. Diques sin-plutônicos são comuns e enclaves/xenólitos de feldspato alcalino quartzo sienito, monzogranito e rochas sedimentares cálcio-silicáticas foram identificadas (Klein *et al.* 2012). Posteriormente Klein *et al.* (2015a) descreveram como granitoides que formam maciço em contato intrusivo com o Quartzo sienito Anelis, com corpo de granito peraluminoso da Suíte Intrusiva Japiim, e com a Formação Santa Luzia do Pará. A idade obtida por U-Pb LA-ICP-MS em zircão é de 2084 ± 5 Ma (Palheta *et al.* 2009), enquanto que isótopos de Nd sugerem participação de quantidades variadas de fontes paleoproterozoicas e arqueanas para os magmas (Klein *et al.* 2012).

3.3.13 Formação Igarapé de Areia

A Formação Igarapé de Areia, definida por Abreu *et al.* (1980), é composta por rochas sedimentares depositadas sobre rochas do Fragmento Cratônico São Luís e do Cinturão Gurupi, no limite entre os terrenos. No cinturão, forma corpos alongados em contato por

falhas e zonas de cisalhamento com a Suíte Intrusiva Tromai e Formação Chega Tudo. A borda desses corpos, muitas vezes, possui relevo mais elevado, formando cristas, com estruturação NNW-SSE. Os corpos, no cinturão, são bastante estreitos e descontínuos em razão de sua associação com lineamentos tectônicos importantes. Alguns desses corpos estreitos estão dobrados, como nas proximidades do depósito aurífero de Cipoeiro, por exemplo, onde ocorre novamente o contato com a Suíte Tromai (Klein & Lopes 2011). Teixeira *et al.* (2007) indicaram idades superiores a 2110 Ma para cristais de zircão detrítico, indicando que a sedimentação da Formação Igarapé de Areia ocorreu imediatamente após a deposição da Formação Chega Tudo. Segundo Klein & Lopes (2011) o ambiente de sedimentação é continental fluvial com rios entrelaçados de alta mobilidade e energia.

3.3.14 Grupo Gurupi

O Grupo Gurupi foi definido inicialmente por Francisco *et al.* (1971), em substituição à Série Gurupi (Moura 1936), para englobar as rochas supracrustais de idade supostamente pré-cambriana que ocorriam no Fragmento Cratônico São Luís e no Cinturão Gurupi. Pastana (1995) restringiu a ocorrência do Grupo Gurupi aos limites do Cinturão Gurupi, separando as ocorrências da área cratônica no Grupo Aurizona. Costa *et al.* (1996) mantiveram essa separação e propuseram a subdivisão estratigráfica do Grupo Gurupi em três formações, Rio Piritoró, Jaritequara e Vila Cristal, que afloram de NE para SW, com grau metamórfico variando de anquimetamórfico até fácies anfíbolito. Entretanto Klein *et al.* (2017) propõem novo arranjo, em virtude das várias discussões acerca de problemas estratigráficos e conceituais, dividindo em três formações (Rio Piritoró, Vila Cristal e Marajupema).

3.3.14.1 Formação Rio Piritoró

Descrita por Costa *et al.* (1996) como um conjunto metassedimentar alongado à NW-SE, localizado na porção noroeste do Cinturão Gurupi, representando o topo do Grupo Gurupi. Segundo Costa & Ricci (2000) e Klein *et al.* (2015a) as litologias que definem a formação incluem filito carbonosos e quartzosos, sericita filito/xisto, quartzo-mica xistos e raramente ardósia, quartzito feldspático com pouca mica e rocha vulcânica ultramáfica, indicando metamorfismo variado de grau muito baixo ou anquimetamórfico até xisto verde. A idade do Grupo Gurupi é incerta e tem sido atribuída ao Paleoproterozoico e Neoproterozoico, necessitando de mais investigação para seu posicionamento. Costa *et al.* (1996) sugerem que o ambiente de formação seja atribuído a margem passiva.

3.3.14.2 Formação Vila Cristal

Costa *et al.* (1996) definiram a Formação Vila Cristal como uma unidade alongada à NW-SE na região sudoeste do Cinturão Gurupi. Klein & Lopes (2011) descrevem como quartzo-mica xistos e subordinados xistos argilosos, filito e chert ferruginoso, além de contato com o Complexo Itapeva, em parte, por zona de cisalhamento transpressiva sinistral, com mergulho das foliações de alto ângulo a subvertical.

3.3.14.3 Formação Marajupema

A Formação Marajupema, anteriormente individualizada, definida por Pastana (1995), e incluída por Klein *et al.* (2017) no Grupo Gurupi, com a inserção de novas ocorrências, é uma sucessão siliciclástica composta por quartzitos, quartzitos feldspáticos ricos em muscovita, biotita e plagioclásio, granada e rara cordierita, e por muscovita-quartzitos. Klein *et al.* (2005c), com base na paragênese mineral indicam a compatibilidade com a fácies anfíbolito alto. Ainda, estes mesmos autores analisaram cristais detríticos de zircão obtidos de amostras de muscovita quartzito feldspático com cordierita e de quartzo-muscovita xisto, pelo método de evaporação de Pb, que forneceram populações com idades de 2635, 2140-2164, 2016-2084, 1830, 1690, 1245 e 1100 Ma. Segundo Klein & Lopes (2011) estes dados demonstram que rochas de idades variadas serviram como fonte para os sedimentos que formaram a unidade, e o zircão detrítico mais novo estabelece a idade máxima para a deposição da Formação Marajupema. Klein *et al.* (2017) obtiveram dados similares em estudo posterior e estabeleceram o Toniano como idade máxima de sedimentação.

3.3.15 Formação Cabeça de Porco

Klein *et al.* (2015a) agruparam na Formação Cabeça de Porco rochas sedimentares não metamorfizadas, ou metamorfizadas em grau muito baixo, que correspondem às descritas em Costa *et al.* (1996) e Costa & Ricci (2000) como a parte anquimetamórfica e sem trama tectônica do Grupo Gurupi (parte da Formação Rio Piritoró). Segundo Klein *et al.* (2015a), a diferença no grau metamórfico e relações de campo indicam que a deposição da Formação Cabeça de Porco foi posterior a dos xistos argilosos e mica xistos muito deformados do Grupo Gurupi, sob os quais repousam discordantemente. Dados de campo, no entanto, sugerem que a unidade possui o mesmo conjunto de famílias de estruturas do Grupo Gurupi. Os autores identificaram sete litofácies, que interpretaram como depositado em ambiente subaquoso, em regime de fluxo de baixa energia, com transporte predominantemente suspensivo. Obtiveram

dados de cristais detríticos de zircão datados por U-Pb (LA-ICP-MS) onde o cristal concordante mais jovem, de 2119 ± 7 Ma, estabeleceu o limite máximo para a idade de sedimentação.

3.3.16 Metamicrotonalito Caramujinho

A unidade Metamicrotonalito Caramujinho, descrita pela primeira vez por Klein & Lopes (2011), que descrevem como uma rocha subvulcânica, em que observações de sensores remotos indicam contato por falha e/ ou intrusivo com a Formação Igarapé de Areia, sendo provavelmente intrusiva na Suíte Intrusiva Tromai. O Metamicrotonalito Caramujinho é uma rocha cinza esverdeada clara de granulação fina, com foliação incipiente, por vezes com aspecto bandado sutil, cortada por vênulas e bolsões quartzo-feldspáticos, alguns deles contendo concentrações de anfibólio, e localmente sulfetada. Tonalito é o tipo petrográfico dominante seguido de quartzo diorito. O metamorfismo é indicado pela presença de actinolita, às vezes isolada, mas em geral formada pela desestabilização da hornblenda, e pela associação desta com clorita e clinozoizita. A idade obtida para a unidade é de 624 ± 16 Ma, pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão, o que caracteriza um evento magmático no Neoproterozoico.

3.3.17 Nefelina Sienito Boca Nova

O Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova (Costa 2000, Jorge-João 1980) é um corpo isolado coberto em sua maior parte por sedimentos fanerozoicos. É composto por nefelina, albita, pertita, plagioclásio e biotita, além de fases acessórias como pirocloro, apatita, zircão, carbonato, sodalita, mica branca e pirita. A rocha é homogênea e foi deformada e metamorfisada em condições de fácies anfíbolito, resultando em uma textura gnáissica e migmatização local. É considerada uma intrusão anorogênica, indicativa de rifte continental na área e estudos geocronológicos revelaram a idade de posicionamento, pelo método U-Pb (LAM-ICP-MS), em 732 ± 7 Ma (Klein *et al.* 2005c).

3.3.18 Granito Ney Peixoto

Trata-se de um pequeno corpo arredondado coberto por rochas sedimentares fanerozoicas, descrito em Hasui *et al.* (1984) e Costa (2000). É um biotita-muscovita granito que apresenta certa similaridade petrográfica com os granitoides peraluminosos do paleoproterozoico. Entretanto, Palheta *et al.* (2009) indicaram idade de 549 ± 4 Ma pelo método Pb-Pb em zircão. Villas (2001) com uso de informações químicas e isotópicas indicou

uma mistura de fontes sedimentares e ígneas para esse granito e ambiente colisional para sua formação.

3.3.19 Formação Piriá

Definida por Abreu *et al.* (1980), aflora em uma pequena bacia sedimentar que discordantemente recobre sequências supracrustais do Cinturão Gurupi. É composta por arcósios, pelitos laminados, grauvacas e conglomerados depositados em ambiente fluvial proximal ou lagos rasos e siltitos depositados em ambiente transicional ou águas marinhas (Klein & Sousa 2012, Truckenbrodt *et al.* 2003). Lopes *et al.* (2016) descreveram três segmentos para a Bacia do Piriá, e quatro litofácies foram definidas, com todas as rochas apresentando elevado grau de diagênese, epidoto neoforado em arenitos, grande quantidade de sericita em pelitos, sendo assim interpretado como anquimetamorfismo. Essas associações são interpretadas por Lopes *et al.* (2016), como formadas em leques aluviais e em sistema fluvial que se estabeleceu e evoluiu à medida que a subsidência avançou e sofreu anquimetamorfismo e deformação tectônica muito leve. A idade máxima determinada para a sedimentação foi de 591 Ma (Lopes *et al.* 2016), segundo Klein *et al.* (2017) os zircões indicam fontes detríticas com idades do Neoproterozoico ao Arqueano e fontes principais do Riaciano.

3.3.20 Grupo Serra Grande

O Grupo Serra Grande inicialmente denominado “série” por Small (1914), e “grupo” por Carozzi *et al.* (1975), foi descrito por Caputo & Lima (1984) com formações Ipu, Tianguá e Jaicós e pelo Arenito Guamá. Klein *et al.* (2017) abordam o grupo como Grupo Serra Grande indiviso e Arenito Guamá, e descrevem contato por falhas normais de direção N-S e E-W com as formações Igarapé de Areia e Chega Tudo. Os autores ainda descrevem as rochas como siltitos verde escuros bem litificados, com laminação plano-paralela e padrões de faturamento quase ortogonais, sendo a porção basal mais argilosa com lentes carbonáticas e a porção superior contendo paraconglomerados polimíticos muito alterados, compostos por seixos e matacões de quartzo, granitos, rochas máficas e matriz argilosa com distribuição caótica dos seixos, correlacionando à parte média (Formação Tianguá) do Grupo Serra Grande. Segundo observações de Klein *et al.* (2017), com base em outros autores, o Grupo Serra Grande é de idade siluriana, e suas fácies sedimentares indicam deposição em grande variedade de ambientes, de glacial proximal e glacio-fluvial a leque deltaico e marinho raso.

3.3.21 Diabásio Laranjal

Klein & Lopes (2011) englobaram ao Diabásio Laranjal, diques de diabásio, distinguíveis em imagens geofísicas cortando granitoides da Suíte Intrusiva Tromai, arenitos da Formação Igarapé de Areia e xistos da Formação Chega Tudo. Segundo Klein *et al.* (2017) as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em plagioclásio entre 193 ± 10 e 207 ± 9 Ma obtidas por Klein *et al.* (2013) posicionam o Diabásio Laranjal no limite Triássico-Jurássico, associando-o temporalmente aos diques e sills de diabásio e raros derrames da Formação Mosquito, intrusivos nas unidades da Bacia do Parnaíba, e ao magmatismo tholeiítico ligado à abertura do oceano Atlântico equatorial.

3.3.22 Microgabro Linha 45

Denominado por Klein & Lopes (2011) para definir diques de microgabros que cortam rochas da Suíte Intrusiva Tromai e das formações Chega Tudo e Igarapé de Areia. Assim como o Diabásio Laranjal, não possui metamorfismo e deformação, o que indica intrusão posterior ao metamorfismo e deformação do Neoproterozoico. Ainda de idade indefinida, Klein & Lopes (2011) indicaram idade contemporânea ao Diabásio Laranjal, contudo Klein *et al.* (2013) discutiram a possibilidade de ser mais antigo (limite Ediacarano-Cambriano).

3.3.23 Grupo Itapecuru

Klein *et al.* (2017), com base em diversos autores, descrevem o Grupo Itapecuru, anteriormente caracterizado como “camada” e “formação”, se refere aos arenitos com siltitos e folhelhos intercalados além dos limites geológicos da Bacia do Parnaíba, assentando, de forma descontínua, diretamente sobre o embasamento (Fragmento Cratônico São Luís e Cinturão Gurupi) e sobre as unidades paleozoicas. Com base em estudos paleontológicos e na correlação com depósitos faciologicamente similares da Formação Alcântara na Bacia de São Luís, os autores posicionaram a unidade no Albiano Superior-Cenomaniano.

3.3.24 Formação Ipixuna

A Formação Ipixuna (Francisco *et al.* 1971) corresponde a camadas de argilas e arenitos caulínicos com estratificação cruzada, sotopostas ao Grupo Barreiras e sobrepostas ao Grupo Itapecuru. Klein *et al.* (2015a) descreveram contato discordante erosivo sobre as unidades do Cinturão Gurupi e que frequentemente a unidade está recoberta pelos depósitos aluvionares. Francisco *et al.* (1971) propuseram para a unidade uma deposição em ambiente

exclusivamente fluvio-lacustre. Entretanto, Santos Jr. (2002) reconheceu duas associações de fácies siliciclásticas atribuídas a complexos fluvial e estuarino. Klein *et al.* (2017) afirmam que estudos paleontológicos e correlação estratigráfica, sugerem o posicionamento da unidade no Cretáceo Superior-Paleógeno Inferior.

3.3.25 Coberturas Lateríticas Maturas

Costa (1991) caracterizou como lateritos maduros aqueles com perfil laterítico completo, constituído, da base para o topo, pelos horizontes pálido ou transicional, argiloso, bauxítico e/ou fósfatado e crosta ferruginosa.

3.3.26 Grupos Barreiras

Segundo Rossetti (2006) o Grupo Barreiras é composto por conglomerados intercalados com areias e argilas. Ainda, descreve o ambiente deposicional da Formação Barreiras dominado por canal de maré, com tendência progressivamente continental para o topo.

3.3.27 Sedimentos Pós-Barreiras

Os sedimentos acima da discordância do topo do Grupo Barreiras foram denominados por Silva & Loewenstein (1968) como Pós-Barreiras. Oliveira & Silva (2011) limitaram a deposição destes sedimentos do Pleistoceno tardio até o Holoceno médio.

3.3.28 Unidade depósitos detríticos indiferenciados

Klein *et al.* (2017) descreveram uma unidade representada principalmente por paraconglomerados, e o associaram ao desmantelamento e transporte subaquoso do material desagregado dos níveis de arenito ferruginizado do Grupo Barreiras e das unidades metamórficas e ígneas, correlacionando esta Unidade aos Sedimentos Pós-Barreiras.

3.3.29 Depósitos Aluvionares

Klein *et al.* (2017) atribuíram aos Depósitos Aluvionares a unidade correspondente aos sedimentos clásticos arenosos e argilosos inconsolidados, com níveis de cascalho, modernos. Determinaram origem fluvial, relacionadas às planícies aluvionares atuais dos rios maiores e das drenagens de pequeno porte, constituindo depósitos de canais e de planícies de inundação.

Descreveram a forma de ocorrência em faixas estreitas e descontínuas e pequenos terraços, quase no nível da água.

3.4 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A evolução geológica da região do Gurupi é descrita a partir da divisão dos terrenos tectono-estratigráficos: Fragmento Cratônico São Luís, Cinturão Gurupi e bacias sedimentares e coberturas fanerozoicas (Klein & Sousa 2012 e suas referências).

O Fragmento Cratônico São Luís faz parte de um orógeno do Riachão, desenvolvido entre 2240 e 2000 Ma, onde sequências supracrustais e granitoides cálcico-alcálicos são relacionados a uma fase acrescionária a transicional da orogenia, em ambiente de subducção. Granitoides peraluminosos são relacionados a uma fase colisional, e granitoides evoluídos e rochas vulcânicas mais jovens fazem parte de fases tardi- a pós-orogênicas. Klein & Moura (2008) evidenciam que o Fragmento Cratônico São Luís faz parte do Cráton Oeste Africano, e que seu desmembramento ocorreu em virtude da quebra continental que gerou América do Sul e África, ocorrida no Mesozoico.

Segundo diversos autores o Cinturão Gurupi é um orógeno neoproterozoico de orientação NNW-SSE desenvolvido na borda sul-sudoeste do Fragmento Cratônico São Luís-Cráton Oeste Africano. De acordo com Klein & Lopes (2011), idades, assinaturas isotópicas do Nd e geoquímica da parte tectonizada da Suíte Intrusiva Tromai e da Formação Chega Tudo indicam evolução ligada a arco de ilhas/ bacias marginais. Esses conjuntos litológicos, juntamente com a Formação Igarapé de Areia, além de unidades menores, representam o retrabalhamento da borda desse fragmento cratônico e constituem o domínio externo do orógeno neoproterozoico. O embasamento do cinturão é representado pelo maciço que engloba os gnaisses do Complexo Itapeva, que foram intrudidos pelos granitos peraluminosos Maria Suprema e Moça. Os granitos peraluminosos materializam uma possível colisão em torno de 2100 Ma, idade também da fase de gnaissificação e dobramento do Complexo Itapeva. A Formação Igarapé de Areia, clástica, de idade inferior a 2100 Ma, foi interpretada como bacia de margem passiva (Teixeira *et al.* 2007), mas Klein & Lopes (2011) sugerem ambiente orogênico, em razão da associação com a Formação Chega Tudo. O fragmento continental paleoproterozoico serviu de plataforma estável para o desenvolvimento de uma possível margem passiva que evoluiu para margem ativa, podendo ter evoluído para bacia oceânica, representados pelo Grupo Gurupi e a Formação Marajupema, de natureza

sedimentar clástica. Dados químicos e isotópicos indicam que a evolução do Cinturão Gurupi ocorreu possivelmente no Toniano e Ediacarano.

Eventos magmáticos neoproterozoicos são relacionados ao Nefelina Sienito Boca Nova, que representa uma intrusão pré-orogênica, ao Metamicronalito Caramujinho, de 624 ± 16 Ma, e o granito peraluminoso Ney Peixoto, que intruiu em 549 ± 4 Ma, representando uma fase colisional neoproterozoica.

A idade do metamorfismo e da deformação que afetaram as rochas do Cinturão Gurupi durante eventos termo-tectônicos no neoproterozoico, considerando que o Microtonalito Caramujinho está metamorfizado e que o Granito Ney Peixoto é considerado um corpo sintectônico, mas não metamorfizado (Villas & Sousa 2007), é estimada a idade do metamorfismo entre 624 e 549 Ma. A zona de cisalhamento transcorrente Tentugal, limite estrutural entre a área cratônica e o Cinturão Gurupi, teve sua evolução no neoproterozoico, sendo a principal responsável pela acomodação da deformação nessa era.

Após a orogenia que soergueu o Cinturão Gurupi houve a deposição dos sedimentos da Formação Piriá numa bacia do tipo molassa ou em rifte precursor. Posteriormente restauraram-se as condições térmicas da litosfera, com conseqüente contração, adensamento das rochas e subsidência térmica que deu início à depressão intracratônica da Bacia do Parnaíba. Com a continuação desses processos associados à carga sedimentar, houve a expansão da área deposicional, o que permitiu a posterior deposição das demais seqüências da Bacia do Parnaíba, posteriormente recobertas por sedimentos cenozoicos (Klein & Lopes 2011).

3.4.1. Geologia Estrutural

Tavares *et al.* (2017) enfatizam a complexa trama tectônica do Cinturão Gurupi e reconhecem conjuntos de estruturas dúcteis a dúcteis-rúpteis com idades paleoproterozoica e neoproterozoicas, relacionadas com a evolução geológica acima descrita.

As estruturas geradas por deformação dúctil e dúctil-rúptil (D1 e D2) são predominantes e estariam associadas com o início e o final da fase orogênica colisional, respectivamente e teriam gerado xistosidade, bandamento e zonas de cisalhamento. No Neoproterozoico os autores observam-se clivagens, crenulações e redobramentos, além da movimentação transcorrente da Zona de Cisalhamento Tentugal, englobadas na fase D3.

4 METALOGÊNESE DO CINTURÃO GURUPI

O Cinturão Gurupi é uma das áreas mais antigas de exploração mineral do Brasil, entretanto nenhuma mina em escala industrial se instalou na região, mesmo com vários registros de títulos minerários requisitados. Cinco depósitos (Cachoeira, Cipoeiro, Chega Tudo, Mina Nova Sul e Montes Áureos) são conhecidos até o momento no Cinturão Gurupi, além de várias dezenas de ocorrências (Fig. 3). Segundo Klein *et al.* (2017) o ouro é o recurso mineral mais explorado no Cinturão Gurupi, possuindo 158,9 t, concentrados majoritariamente nos depósitos Cipoeiro, Cachoeira e Chega Tudo, além de outros recursos minerais para uso agrícola, industrial, ornamental, agregados para a construção civil, gemas e diamante.

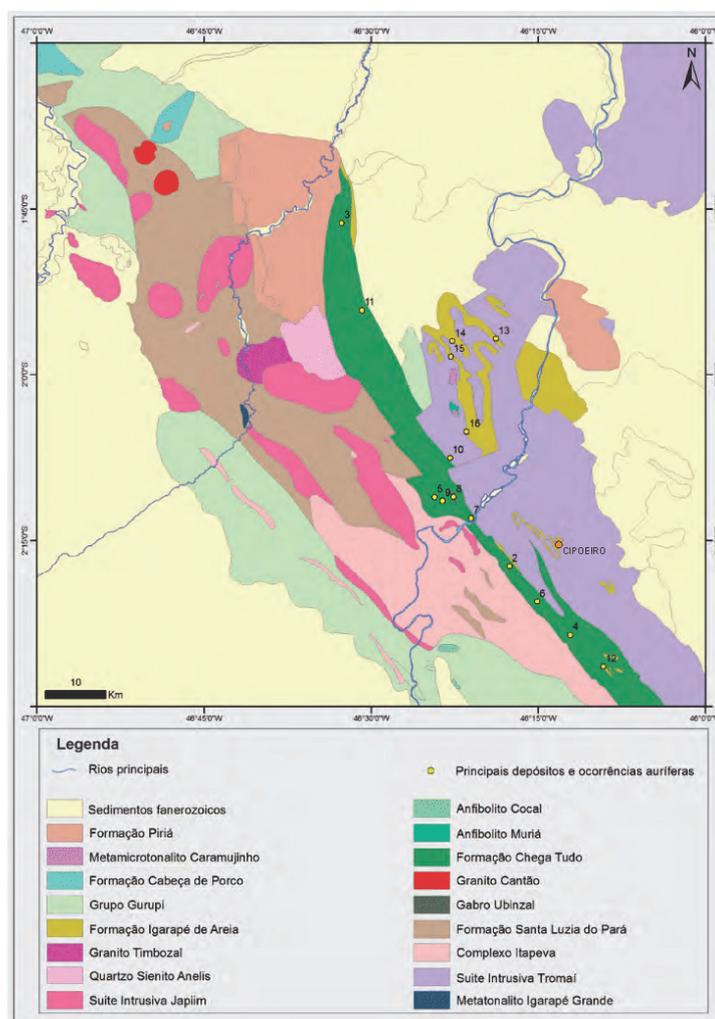


Figura 3 - Mapa geológico simplificado do Cinturão Gurupi, com a localização dos depósitos e principais ocorrências de ouro. Relação das mineralizações: 1 - Cipoeiro, 2 - Chega Tudo, 3 - Cachoeira, 4 - Montes Áureos, 5 - Mina Nova Sul, 6 - Serrinha, 7 - Jiboia, 8 - Ubinzal, 9 - Os Pretos, 10 - Caramujinho, 11 - Pipira, 12 - Sequeiro, 13 - Boa Esperança, 14 - Bom Jardim, 15 - Firmino e 16 - Pico 20. Fonte: Klein *et al.* 2017.

Klein (2014) descreve que os depósitos estão hospedados em rochas metavulcanossedimentares da Formação Chega Tudo e granitoides cálcico-alcálicos da Suíte Intrusiva Tromai (ambos com idade entre 2160-2147 Ma), formados em configurações de arco ou back-arc durante prolongada orogenia no Riacciano (2240-2080 Ma). Klein *et al.* (2017) ainda descrevem mineralizações secundárias em gabros da unidade Umbizal e rochas metassedimentares da Formação Igarapé de Areia (paleoplacer?). Estruturalmente, os depósitos estão localizados em áreas afetadas pela Zona de Cisalhamento Tentugal, limite entre o Fragmento Cratônico São Luís e o Cinturão Gurupi. O ouro ocorre em veios e em associações com a pirita, e subordinadamente com arsenopirita e calcopirita, em rochas hospedeiras fortemente alteradas e deformadas. Estudos metalogenéticos indicam que os fluidos metamórficos são aquo-carbônicos, carbônicos e aquosos, e que a deposição do minério ocorreu em torno de 300-370 °C e até 3 kbars, em resposta à imiscibilidade de fluidos e reações fluido-rocha, mistura local de fluidos e oxidação. A tentativa de estimar a idade absoluta das mineralizações no Cinturão Gurupi por meio de isótopos radiogênicos ainda está em investigação. Contudo, Klein (2014) considera as seguintes perspectivas: a mineralização ocorreu no Paleoproterozoico e remobilização pode ter ocorrido no Neoproterozoico; há duas épocas metalogenéticas (Paleoproterozoico e Neoproterozoico); a mineralização ocorreu no neoproterozoico e os dados isotópicos de sulfetos indicariam fontes paleoproterozoicas de Pb incorporado à mineralização. Segundo Klein *et al.* (2017), os estudos estruturais juntamente com dados de isótopos de Pb, Nd e Ar, e devido ao fato de a mineralização se restringir às rochas hospedeiras riaccianas, houve mineralização orogênica principal no Paleoproterozoico, relacionada com a fase de deformação D2, e remobilização local no Neoproterozoico (D3).

5 DEPÓSITO CIPOEIRO

5.1 GEOLOGIA LOCAL

O depósito Cipoeiro situa-se próximo ao limite entre o Cinturão Gurupi e o Fragmento Cratônico São Luís (Fig. 3) e está hospedado em tonalito da Suíte Intrusiva Tromai (2148 Ma, datação em amostra do próprio depósito, por Klein & Moura 2001), unidade que predomina na região (Fig. 4). Esse tonalito possui cor esverdeada (Fig. 5A), o que foi atribuído por Klein (2014) a uma alteração regional, distal, e ratificado por Perrotta & Klein (2017) com estudos por espectroscopia de reflectância.

Torresini (2000) e Machado (2011) descrevem dois corpos de minério, segmentados por falhas (Fig. 4) e que atingem pelo menos 150 m de profundidade. Segundo Torresini (2000) o minério é controlado estruturalmente e está confinado a porções do tonalito afetadas por cisalhamento dúctil e rúptil-dúctil, no contato marcado por brecha de falha instalada no tonalito, entre esse e um metarenito rico em magnetita (Fig. 5B), que Klein & Lopes (2011) relacionaram à Formação Igarapé de Areia.

As três fases deformacionais regionais reconhecidas por Tavares *et al.* (2017) para o Cinturão Gurupi foram também identificadas por esses autores na região de Cipoeiro. A zona de cisalhamento principal, paralela aos corpos de minério (NW-SE) foi interpretada como sin a tardi-D1; as zonas de falha de direção WNW-ESE, responsáveis pela segmentação dos corpos de minério, foram interpretadas como sin-D2 (deformação orosiriana, tardia à evolução da fase colisional paleoproterozoica); estruturas de orientação N-S (D3), não teriam relação direta com as zonas mineralizadas.

Dois estilos de mineralização foram descritos por Klein *et al.* (2007): (1) o ouro depositado no contato entre veios de quartzo e a rocha encaixante, sendo os veios decimétricos e tanto concordantes como discordantes da orientação geral dos corpos de minério, e (2) disseminações em zonas de cisalhamento pouco espessas.

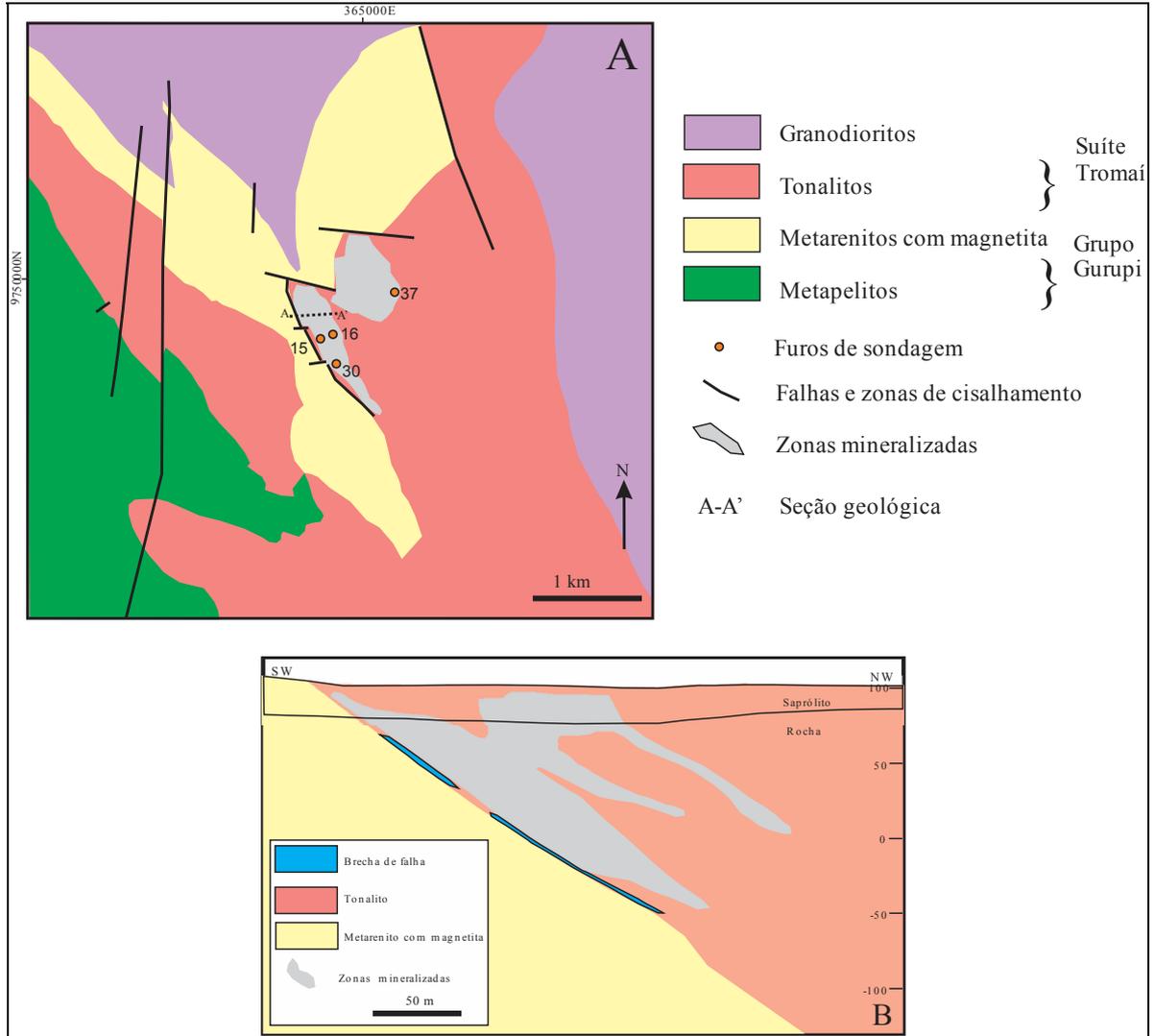


Figura 4 - Mapa geológico com a localização dos furos de sondagem utilizados neste trabalho; (B) Seção geológica do Depósito Cipoeiro (adaptado de Klein *et al.* 2017, Torresini 2000). Observa-se que as rochas atribuídas ao Grupo Gurupi por (Torresini 2000) foram redefinidas como Formação Igarapé de Areia (metarenitos) e Formação Chega Tudo (metapelitos). Fonte: Klein & Lopes 2011.

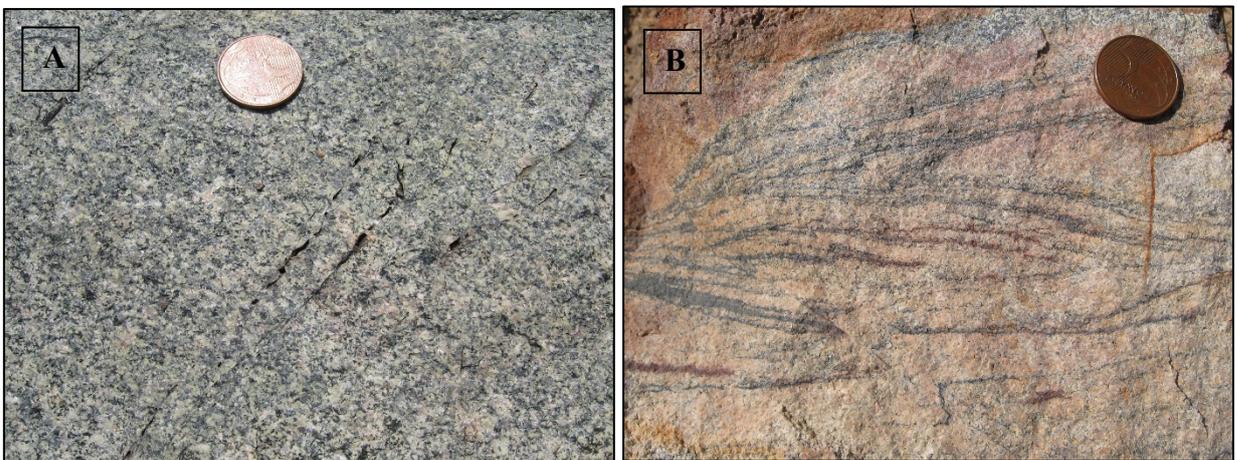


Figura 5 - (A) Fotografia de afloramento (EK 135) do tonalito esverdeado, atribuído à alteração hidrotermal regional distal; (B) Fotografia de afloramento (EK 141) do contato do tonalito com metarenito rico em magnetita, próximo ao depósito Cipoeiro (Fotos do orientador da dissertação).

5.2 ROCHAS HOSPEDEIRAS

Os quatro furos de sondagem (aqui utilizados) realizados nos dois corpos mineralizados (Fig. 4) interceptaram a rocha hospedeira (tonalito), e através das análises petrográficas macroscópicas e microscópicas verificou-se a composição mineralógica das rochas.

A rocha hospedeira principal é um tonalito de coloração cinza esverdeada, maciço (quando não afetada por deformação), inequigranular a equigranular, de granulação média a grossa (Fig. 6A e 6B), ocorrendo também brechas. Em virtude da forte deformação, localmente a rocha possui suas estruturas primárias completamente modificadas, encontrando-se com granulação fina, fortemente foliada e dobrada por cisalhamento. São observadas texturas miloníticas devido ao alto grau de deformação a qual a rocha foi submetida (Fig. 6C e 6D), e quando a deformação é menor, as texturas ígneas originais (granular, fanerítica, porfirítica) encontram-se preservadas.

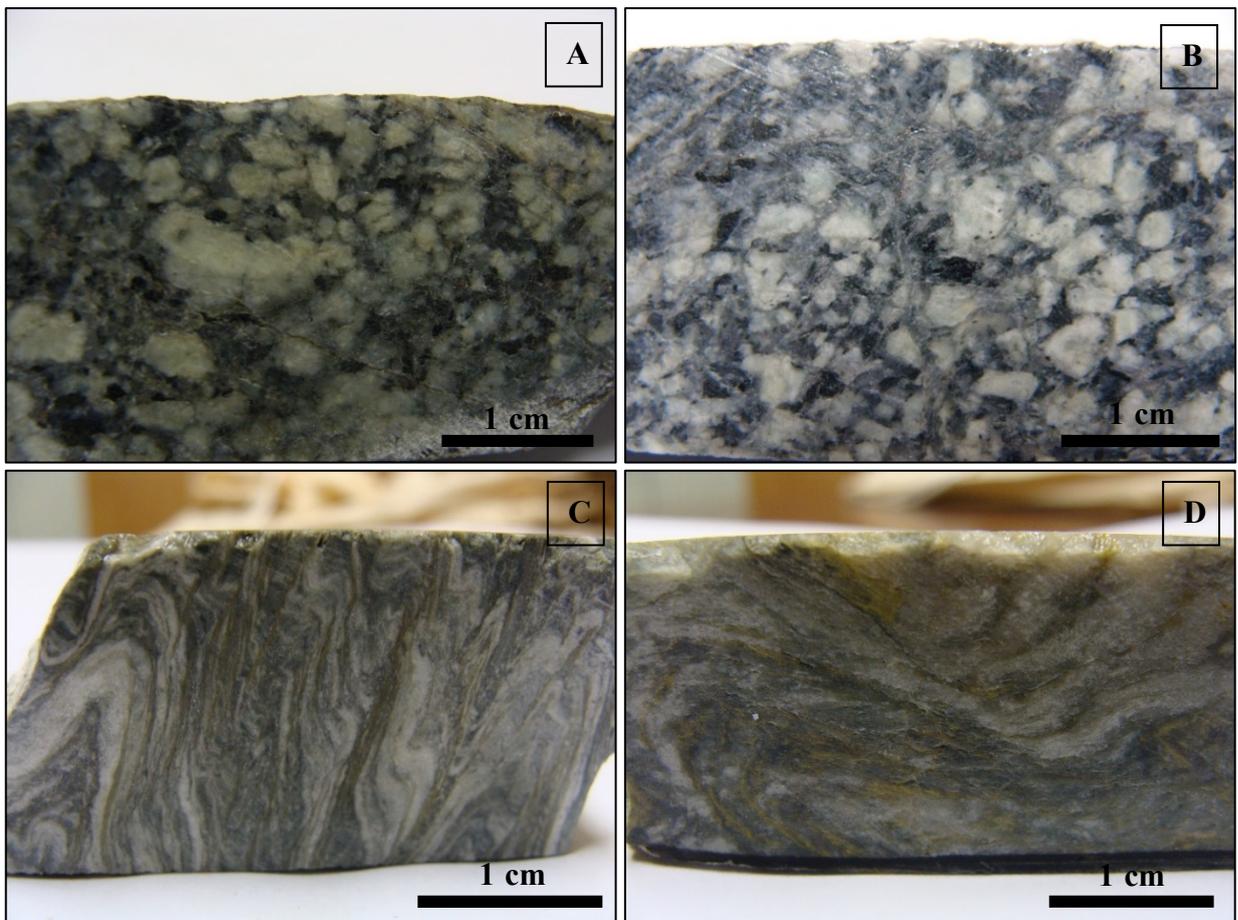


Figura 6 - (A-B) Fotografias do tonalito de cor cinza esverdeada, equigranular a inequigranular, granulação média a grossa e maciço; (C-D) Fotografias do tonalito deformado; estruturas primárias modificadas em virtude da forte deformação. Há inclusive certo paralelismo entre rocha alterada e veios de quartzo e transposição dos mesmos (em C).

Quartzo, plagioclásio, anfibólio \pm apatita e zircão são observados no tonalito. O quartzo forma cristais anédricos e possui contatos irregulares com calcita e clorita hidrotermais/metamórficas. O plagioclásio é anédrico e em geral está bastante corroído e alterado. O anfibólio é verde e é encontrado levemente deformado e alterado para clorita. Esse anfibólio é a hornblenda, o que foi confirmado em estudos de espectroscopia por reflectância (Perrotta & Klein 2017). Apatita e zircão são encontrados inclusos no quartzo, de forma pontual, como minerais acessórios da rocha hospedeira.

5.3 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

Em estudos anteriores no depósito Cipoeiro a alteração hidrotermal foi definida em seus grandes elementos. Klein *et al.* (2007) sugeriram alteração fissural (veios de quartzo \pm pirita) precoce, seguida de alteração pervasiva + fissural (vênulas de quartzo-carbonato-sulfeto), na qual identificaram assembleia composta por quartzo, clorita, fengita, calcita, albita, pirita e ouro. Machado (2011) identificou zonas de alteração compostas por quartzo, sericita e pirita sobreposta a uma alteração mais esparsa (mais precoce?) que produziu saussuritização do plagioclásio e cloritização dos minerais máficos. Perrotta & Klein (2017) apontaram a existência de clorita ferromagnésiana distal, muscovita intermediária a proximal e fengita proximal.

Neste trabalho verificou-se que a alteração hidrotermal efetivamente possui variação distal e proximal e que ocorre de forma pervasiva (disseminada) e fissural/venular (Fig. 7A-B).

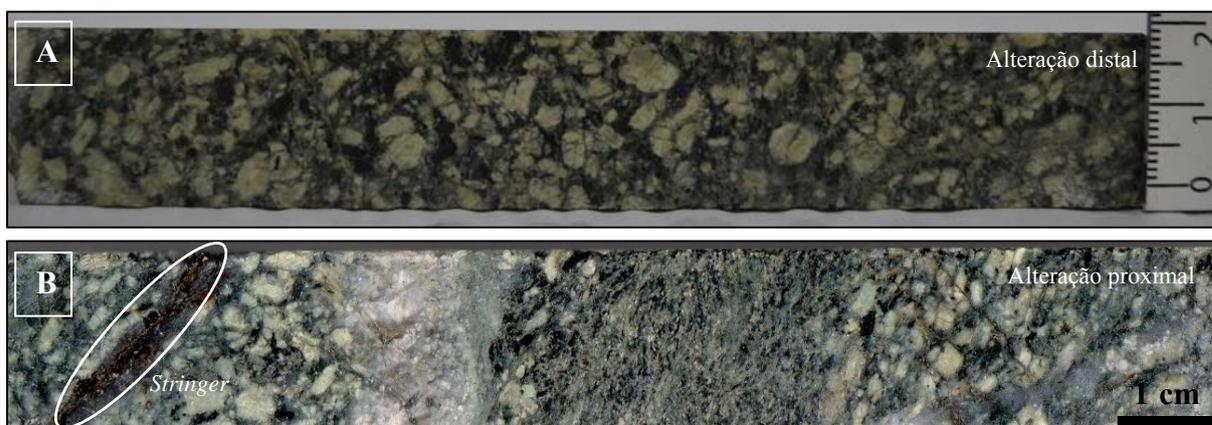


Figura 7- Aspecto do tonalito e da alteração hidrotermal no depósito Cipoeiro. (A) Tonalito com estruturas primárias mais preservadas na alteração hidrotermal distal; o plagioclásio encontra-se saussuritizado e o anfibólio cloritizado. (B) Tonalito com deformação e alteração clorítica. Vênulas de quartzo e calcita cortando a rocha, além de stringer (cordão) de pirita, relacionados à alteração hidrotermal proximal. Observar que a deformação é heterogênea, com porções de granulação maior e mais bem formada, mais preservadas, e outras com diminuição do tamanho dos grãos e imposição de leve orientação à rocha na porção central da foto.

A tentativa de estabelecer uma sequência paragenética (Fig. 8) foi feita de forma simplificada, pois devido à natureza forte da deformação algumas relações estão obliteradas impossibilitando uma definição bem clara.

A alteração distal e também mais precoce é pervasiva e compreende clorita e sericita (sericita é aqui utilizado de maneira ampla, referindo-se a uma mica branca de granulação fina e pode corresponder tanto a muscovita como a fengita, conforme determinado por métodos analíticos apropriados em trabalhos anteriores – Klein *et al.* 2007, Perrotta & Klein 2017). A clorita é abundante na rocha e segue a foliação, onde esta está presente. Essa clorita é percebida também regionalmente (Fig. 5A), e é possível que dois tipos estejam presentes, a “regional” produzida por metamorfismo ou circulação de fluidos ao longo das zonas de cisalhamento, e a distal/precoce, relacionada com a mineralização. Outros estudos são necessários, entretanto, para a comprovação. Fato que também se observa em testemunhos de sondagem é que a deformação dúctil intensa que atingiu certas porções das zonas alteradas e mineralizadas foi posterior à cloritização e sericitização precoces (Fig. 9A). A sericita, mais pontual, é encontrada seguindo a foliação.

A alteração proximal ocorre de forma pervasiva e fissural/venular (Fig. 7B). O quartzo é encontrado em veios, tanto mais espessos (30-40 cm) e monominerálicos, como em vênulas centimétricas, quando, em geral, está associado com outros minerais hidrotermais, como calcita, sulfetos, sericita e clorita. A clorita é pervasiva, abundante na rocha, e está em contato com quartzo e quartzo-calcita-sericita, e também especialmente associada à pirita. A sericita é encontrada seguindo a foliação, em contato com cristais de calcita, clorita e pirita. A calcita está associada com o quartzo, com clorita-sericita e também forma pequenos veios. A pirita é encontrada distribuída ao longo de toda a rocha, anédrica a euédrica, pode estar disseminada ou em veios e vênulas concordantes ou não com a foliação (Fig. 9B). Possui cristais de tamanhos variados e também forma agregados que em alguns casos estão corroídos e fraturados. A calcopirita ocorre de forma subordinada, é anédrica a subédrica, está associada com a pirita (contato reto), e alguns cristais estão dispersos em veios de calcita. A esfalerita forma pequenos cristais dispersos nos veios de quartzo-calcita. A galena é representada por poucos cristais inclusos na pirita, por vezes preenchendo fraturas da pirita.

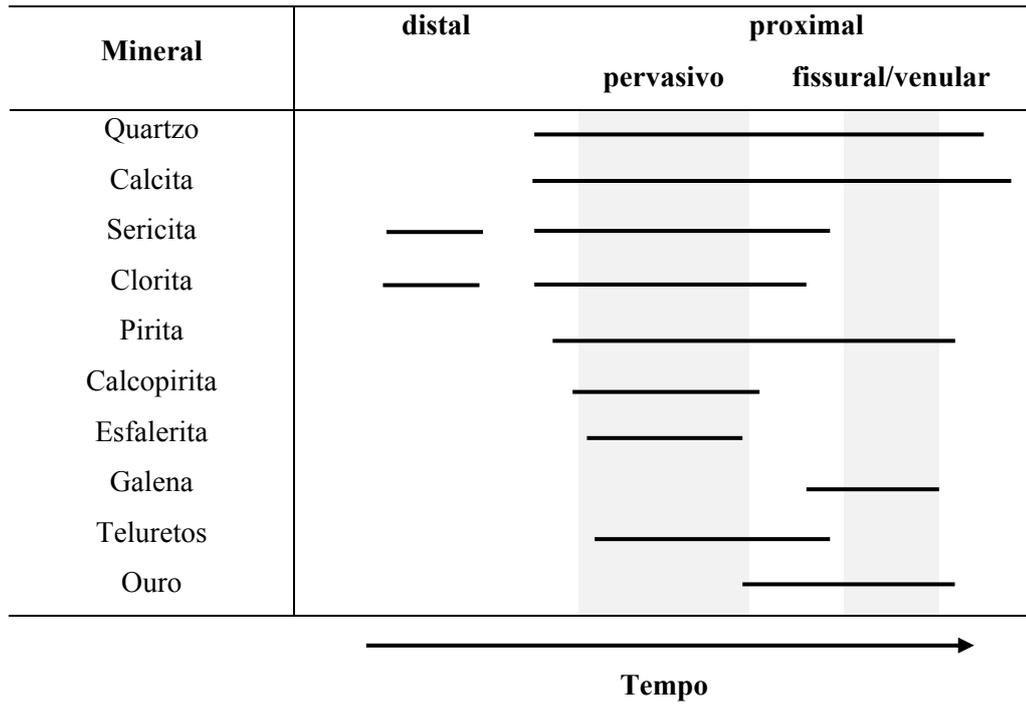


Figura 8 - Quadro com a composição e distribuição temporal da mineralogia de alteração e da mineralização (ver também o item Mineralização, a seguir).

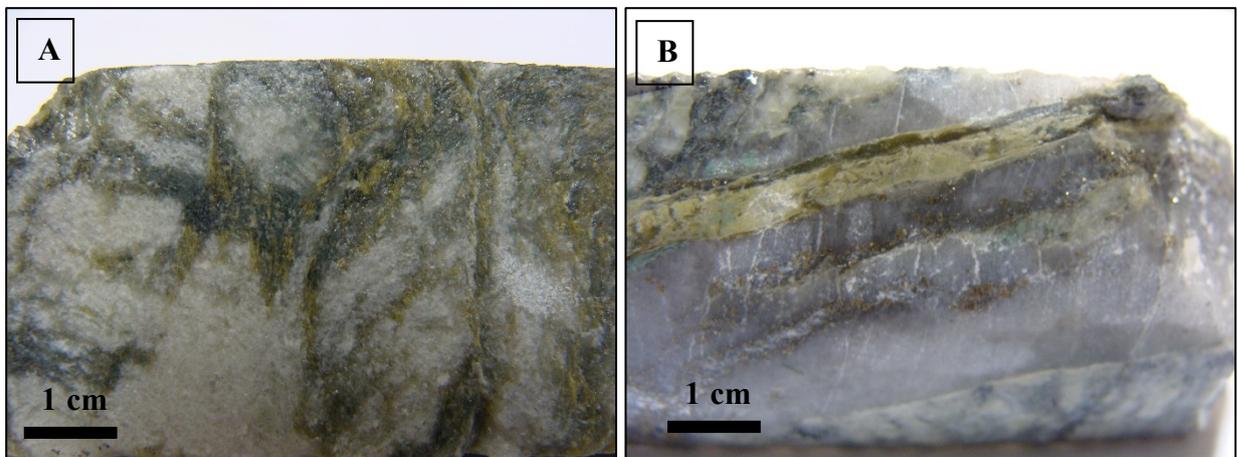


Figura 9 - (A) Fotografia de testemunho de sondagem onde pode ser observado que a deformação dúctil agiu posteriormente à cloritização e sericitização (FCP15 178,2). (B) Veio de quartzo sericitização (superior) em paralelo com a cloritização (centro) (FCP16 72,5).

5.4 MINERALIZAÇÃO

Ribeiro (2002) descreve a associação do ouro com concentrações de sulfetos e sua precipitação em microfraturas de pirita contida em vênulas de quartzo-carbonato-sulfeto, enquanto que Klein *et al.* (2007) relatam que o ouro é raramente visível e detectado normalmente por análise química, com teores maiores associados a concentrações de sulfetos.

Neste trabalho, também se pode observar que a mineralização aurífera está relacionada intimamente à ocorrência de sulfetos, predominantemente pirita, mas obtiveram-se avanços no que concerne às formas de precipitação do ouro e sua associação mineralógica e metálica, em razão da utilização de microscopia eletrônica de varredura e microsonda eletrônica.

O ouro ocorre de três formas: (1) partículas inclusas na pirita (Fig. 10A, 10B), associado ou não a teluretos, (2) precipitado em fraturas da pirita (Fig. 10C), e (3) algumas ocorrências em sua forma livre, em veios de quartzo, ainda nas proximidades de sulfetos (Fig. 10D). Isso indica provavelmente mais de uma geração de precipitação do ouro (vide Discussões).

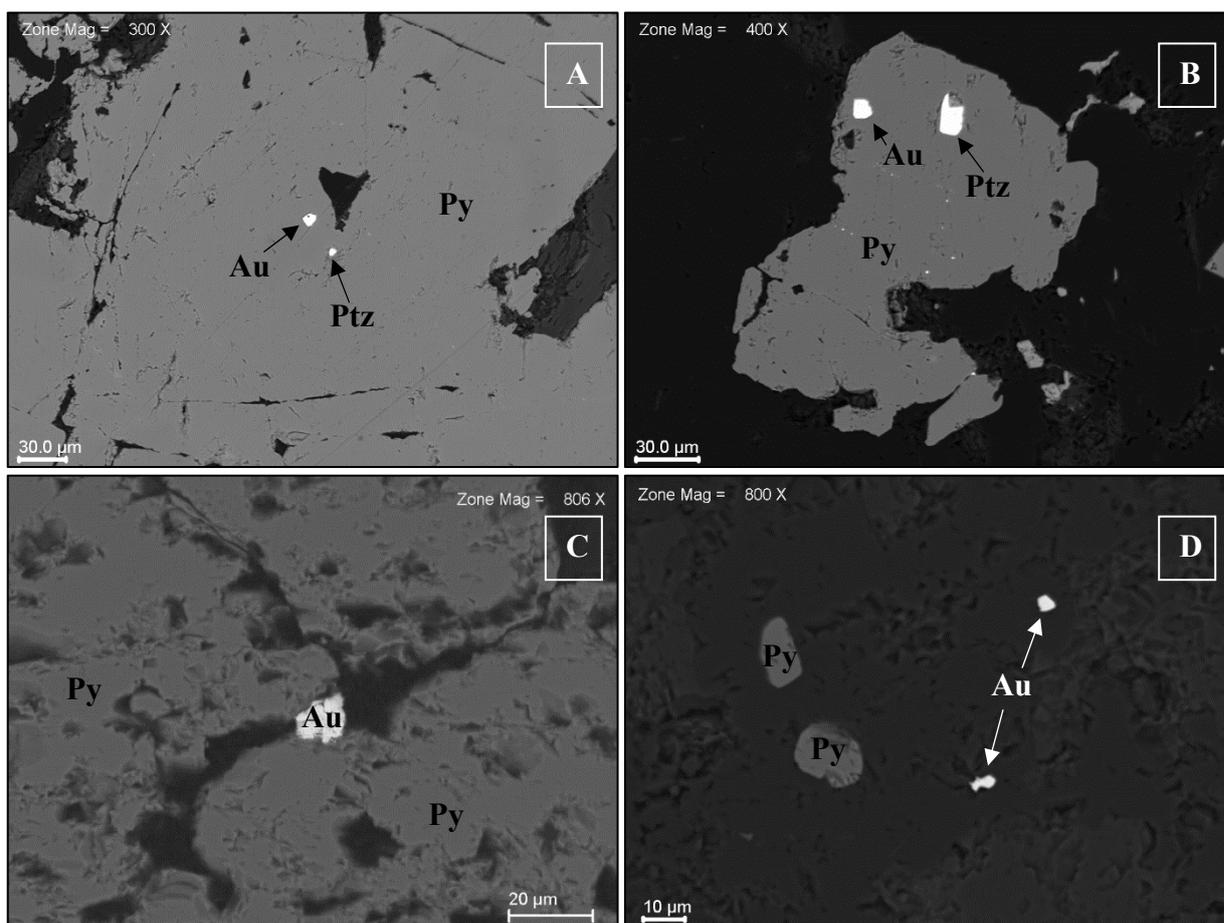


Figura 10 - Imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura mostrando em (A) ouro e petzita inclusos na pirita; (B) ouro e sylvanita inclusos na pirita; (C) ouro em fratura da pirita; e (D) ouro livre em veio de quartzo.

Au = ouro; Py = pirita; Ptz = petzita.

Os teluretos, além da forma predominante de ocorrência, inclusos na pirita, ocorrem como pequenos cristais observados dispersos em concentrações de quartzo-calcita, entretanto esta forma de ocorrência é de difícil identificação e quantificação. Conforme identificado por microsonda eletrônica e MEV/EDS (vide detalhamento no item Química Mineral), os teluretos são predominantemente de Au e Ag e são provavelmente representados por petzita (Ag_3AuTe_2) (Fig. 11A), hessita (Ag_2Te) (Fig. 11B) e sylvanita ($(\text{Au,Ag})_2\text{Te}_4$) (Fig. 11C). Outros teluretos encontrados em menor quantidade são provavelmente coloradoita (HgTe), kochkarita (PbBi_4Te_7) e volynskita (AgBiTe_2). A coloradoita ocorre como alguns pequenos cristais dispersos na calcita, e em contato com a pirita (Fig. 11D). A kochkarita ocorre inclusa na pirita e dispersa no quartzo, associada com outros teluretos (Fig. 11E). A volynskita ocorre inclusa na pirita e também pode estar associada com a ocorrência de ouro (Fig. 11E e 11F).

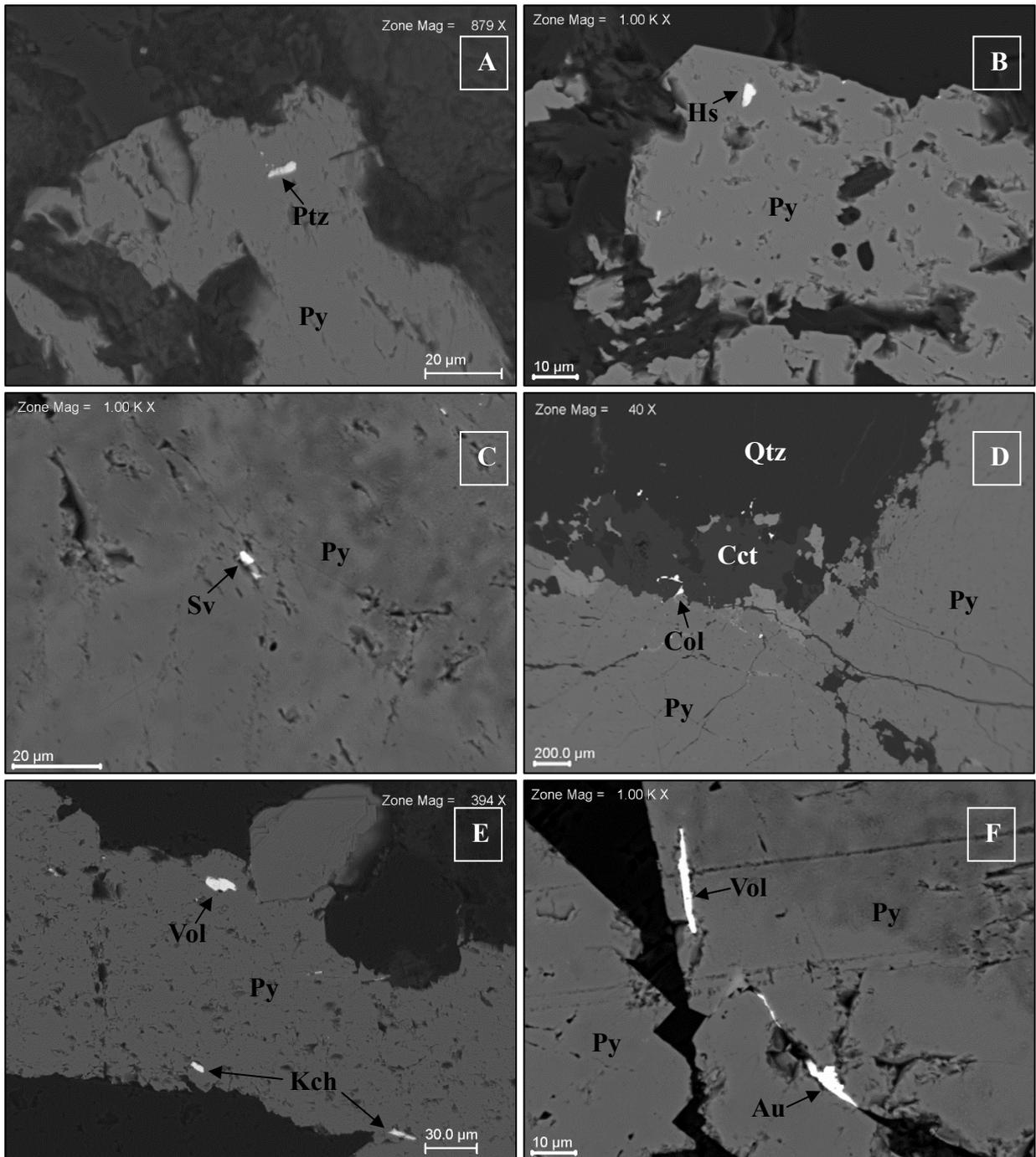


Figura 11 - Imagem obtida por microscopia eletrônica de varredura mostrando em (A) petzita inclusa na pirita; (B) hessita inclusa na pirita; (C) sylvanita inclusa na pirita; (D) coloradoita em calcita, contato com a pirita; (E) volynskita e kochkarita incluídas na pirita; e (F) ouro e volynskita em fratura de pirita. Au = ouro; Py = pirita; Ptz = petzita; Hs = hessita; Sv = sylvanita; Col = coloradoita; Qtz = quartzo; Cct = calcita; Vol = volynskita; Kch = kochkarita.

5.5 QUÍMICA MINERAL

Os dados de química mineral foram obtidos por microsonda eletrônica e microscopia eletrônica de varredura em ouro, pirita, calcopirita, esfalerita e teluretos. Ressalta-se que mesmo sendo semi-quantitativo, os dados referentes a microscopia eletrônica de varredura corroboram ao que foi encontrado pela microsonda eletrônica, obtendo-se bons resultados para identificação e composição dos minerais. Os resultados obtidos nas análises com microsonda e microscopia estão nas tabelas no Anexo 1.

A pirita não possui teores significativos de elementos traço, a soma desses elementos é no máximo de 0,56%, com exceção de uma amostra que possui teores de Au e Ag de quase 2% cada. Foram observadas duas gerações de pirita em relação aos conteúdos de S e Fe. Com exceção da única amostra com teores altos de Au e Ag, todas as outras obtiveram resultados similares. Observa-se que a pirita mais rica em Fe e pobre em S, possui teores médios de Bi, Co e Ni maiores. Não é observada covariação entre elementos e nem identificada a presença de ouro.

A calcopirita possui teores normais em relação a sua proporção estequiométrica para Cu, Fe, S, apresentando apenas uma variação pequena em Pb 0,09-0,24%, Zn 0,02-0,03%, Ag 0,01-0,04% e Co 0,03-0,07%. Não possui teores significativos de outros elementos, incluindo Au.

A análise de esfalerita mostrou teores comuns em sua proporção estequiométrica para Zn, Fe e S, sem teores significativos de elementos traço. Apenas uma análise foi feita em razão da pequena quantidade e tamanho dos minerais.

Os teluretos são encontrados inclusos na pirita e em alguns poucos casos dispersos em veios de quartzo-calcita. Análises de microsonda eletrônica puderam quantificar dois tipos de telureto, de Ag e Bi e outro de Hg. Entretanto, a microscopia eletrônica de varredura forneceu bons resultados, permitindo a identificação e quantificação de outros três tipos de telureto, de Au e Ag, Ag, e Pb e Bi, além dos anteriores quantificados pela microsonda eletrônica. Observam-se em alguns resultados teores significativos de S e Fe, isso ocorre devido a forma de ocorrência (inclusão em pirita) e ao pequeno tamanho do telureto, o que não invalida sua identificação.

O telureto de Ag e Bi não apresentou teores significativos para elementos traço, em análises de microsonda eletrônica, apenas uma variação em Hg e Sb. Entretanto, dados de MEV/EDS mostraram teores significativos de Pt, Hg e Pb, além da variação de Au 0,93-

1,24%. O telureto de Hg em microsonda eletrônica, não apresentou teores significativos de elementos traços, apenas pequena variação em Ga e Sb. Dados de MEV/EDS mostraram teores significativos para Ag, Pt, Sb, Pb e Bi, com teor de Au de 1,12%. O telureto de Au e Ag apresenta para os dados de MEV/EDS, teores significativos de Hg, Pb e Bi. O telureto de Ag identificado por MEV/EDS possui teores significativos de Pt, Hg, Pb e Bi, além da variação de Au 0,90-1,3%. O telureto de Pb e Bi em MEV/EDS apresentou teores significativos de Ag, Sb, Pt e Hg, além da variação de Au 0,75-1,56%.

O ouro apresentou duas composições distintas. As análises feitas em ouro livre (junto aos veios de quartzo) apresentaram composição média de 89,6% de Au, além de teores significativos de Ag, com média de 8,65%. O ouro incluído na pirita apresentou teor de 77,4% de Au e 10,24% de Ag, além de teores significativos de Bi, Te e Hg.

Análises feitas por microscopia eletrônica de varredura, também mostram essas duas variações composicionais para o ouro. O ouro livre possui composição variando de 82,3-94,0% de Au e Ag variando de 6,97-8,2% além de teores significativos de Hg, Pb e Bi, e teores menores de Te. O ouro incluído ou em fratura da pirita possui composição entre 71,5-83,7%, e teores significativos de Ag 6,16-19,35%, Te, Hg, Pb e Bi. Observa-se também que quando ocorrem inclusões conjuntas de ouro e teluretos na mesma pirita hospedeira, a composição do ouro passa a apresentar teores mais significativos de Te. Podem ocorrer teores significativos de S e Fe, mas isso pode ser justificado devido a forma de ocorrência e o tamanho da partícula de ouro, refletindo o teor relacionado à pirita hospedeira.

5.6 ISÓTOPOS DE Pb

Para identificar fontes potenciais de Pb e tentar definir a idade da mineralização, foi aplicado o método Pb-Pb em pirita, usando a técnica de lixiviação. Foram selecionadas três amostras de pirita (veio e *stringer*), as amostras são de diferentes profundidades e relacionadas a alteração hidrotermal proximal. Cada amostra gerou entre seis e sete lixiviados, porém, duas das amostras não tiveram abertura completada (por motivos que não se sabe / resultados em cinza), o que impossibilitou a realização de análises. As composições isotópicas de Pb são apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1 - Razões isotópicas obtidas por análises Pb-Pb em pirita (em veio e stringer) do depósito Cipoeiro. (L1, L2, L3... são referentes às alíquotas produzidas nas etapas de lixiviação).

Amostra	Ocorrência	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
EK-16 72,50 L1	Veio	19,508	0,005	15,733	0,004	38,194	0,010
EK-16 72,50 L2	Veio	19,304	0,009	15,684	0,007	37,823	0,018
EK-16 72,50 L3	Veio	19,363	0,007	15,724	0,006	37,816	0,014
EK-16 72,50 L4	Veio	21,307	0,034	15,823	0,025	37,519	0,059
EK-16 72,50 L5	Veio	18,501	0,087	15,487	0,071	36,814	0,175
EK-16 72,50 L6	Veio	19,192	0,021	15,750	0,016	37,705	0,040
EK-16 72,80 L1	Stringer	18,999	0,007	15,639	0,006	37,780	0,014
EK-16 72,80 L2	Stringer	19,015	0,008	15,672	0,006	37,799	0,015
EK-16 72,80 L3	Stringer	19,167	0,004	15,707	0,003	37,844	0,008
EK-16 72,80 L4	Stringer	19,012	0,007	15,670	0,006	37,735	0,014
EK-16 72,80 L5	Stringer	18,050	0,003	15,560	0,003	37,109	0,007
EK-16 72,80 L6	Stringer	18,267	0,011	15,545	0,009	37,203	0,022
EK-16 72,80 L7	Stringer	21,649	0,038	15,981	0,028	38,257	0,069
EK-16 107,80 L1	Veio	19,047	0,005	15,717	0,004	38,684	0,010
EK-16 107,80 L2	Veio	18,943	0,001	15,690	0,001	38,491	0,001
EK-16 107,80 L3	Veio	18,768	0,001	15,669	0,001	38,293	0,003
EK-16 107,80 L4	Veio	18,798	0,001	15,670	0,001	38,266	0,003
EK-16 107,80 L5	Veio	17,634	0,002	15,497	0,002	37,191	0,004
EK-16 107,80 L6	Veio	17,844	0,006	15,471	0,005	37,222	0,012
EK-16 107,80 L7	Veio	20,886	0,008	15,806	0,006	38,177	0,014

Os resultados são bastante radiogênicos, como podem ser verificadas, as razões isotópicas para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ estão entre 18,050 e 21,649, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15,471 e 15,981 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 36,814 e 38,684.

As alíquotas menos radiogênicas nas amostras EK-16 72,50, EK-16 72,80 e EK-16 107,80 mostram razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente de, 19,192, 18,267 e 17,634, e razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,487, 15,545 e 15,471. Esses valores mostram covariação inversa com a profundidade, ou seja, quanto mais profundo, menos radiogênico.

A regressão linear dos dados analíticos gerou alinhamentos em geral pobres (MSWD muito alto), cujas inclinações definem idades de 2004 ± 270 Ma para a pirita da amostra EK-16 72,80 (stringer), sendo que a linha intercepta a curva evolutiva de Stacey & Kramers (1975) em 2020 e -37 Ma (Fig. 12A), e 1828 ± 870 Ma para o concentrado de pirita da amostra EK-16 107,80 (veio), com interceptos em 1822 e 11 Ma (Fig. 12B). A amostra EK-16 72,50, referente a um concentrado de pirita de veio, definiu idade de 2249 ± 1800 Ma, com interceptos em 2372 e -307 Ma, demonstrando resultado com erro extremamente alto.

O cálculo de idades modelo foram definidas pelo modelo em estágio duplo de Stacey & Kramers (1975) para as alíquotas menos radiogênicas das amostras, sendo de -78 Ma para

EK-16 72,50, 354 Ma para EK-16 72,80 e 543 Ma para EK-16 107,80. As duas primeiras idades (-78 e 354 Ma) não possuem significado geológico relevante para a área estudada. Entretanto, a última (543 Ma) é uma idade possível dentro da evolução geológica do Cinturão Gurupi.

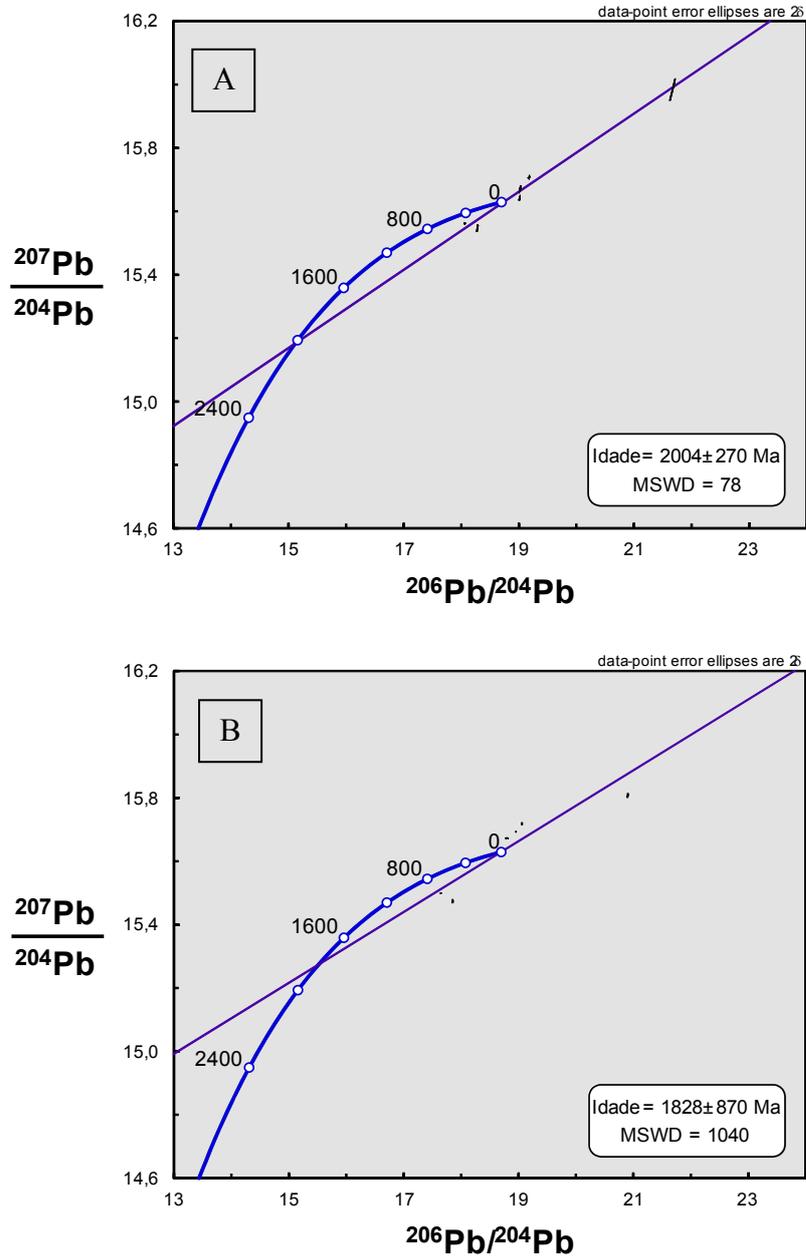


Figura 12 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de amostra de pirita do depósito Cipoeiro; (A) Amostra EK-16 72,80 pirita em stringer; (B) Amostra EK-16 107,80, correspondente à pirita de veio.

5.7 ISÓTOPOS DE Nd

A mobilidade de elementos terras raras (ETR) em ambientes hidrotermais permite que haja um fracionamento das razões Sm-Nd tanto nas rochas como nos minerais de minério, possibilitando o cálculo de isócronas em minerais de minério e nas rochas encaixantes, podendo assim obter idades modelo, datar a mineralização e determinar possíveis fontes dos fluidos hidrotermais.

Desta forma, para determinar a assinatura isotópica de Sm-Nd no depósito Cipoeiro, foram analisadas três amostras de concentrados de calcita de veios da alteração hidrotermal proximal do tonalito. Os dados analíticos são apresentados na Tabela 2.

Tabela 2 - Dados analíticos Sm-Nd em concentrado de calcita de veios do depósito Cipoeiro.

Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2 σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ
EK-15	3,06	22,82	0,08094	0,01805	0,511254	0,000158
EK-16	0,22	1,01	0,12875	0,00037	0,511757	0,000049
EK-16(A)	0,62	2,48	0,15111	0,00070	0,512054	0,000069

As amostras de calcita apresentam razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em torno de 0,5112-0,5120, e razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,08-0,15. Os valores da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são normais para calcita hidrotermal (Baker *et al.* 2009, Peng *et al.* 2002, Su *et al.* 2009), enquanto que um dos valores da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (amostra EK-15) possui valor inferior aos reportados na literatura, 0,11 a $>1,0$ (Baker *et al.* 2009, Peng *et al.* 2002, Su *et al.* 2009). Foi observado também que a amostra de baixa razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ apresentou erro analítico muito elevado.

A partir dos dados analíticos foi calculada a regressão linear dos valores, relacionando as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, obtendo assim um alinhamento pobremente definido dos pontos em torno da linha que corresponde a idade de 1893 ± 460 Ma, com razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51016 \pm 0.00042$ (Fig. 13). Se retirada a amostra que apresenta baixa razão e alto erro (EK-15), os dois pontos restantes fornecem uma idade de 2017 ± 560 Ma, com razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51005 \pm 0.00051$. Contudo, mesmo que se retire a amostra com alto erro, nos dois casos o erro analítico é muito grande, o que não permite determinar a idade de forma correta.

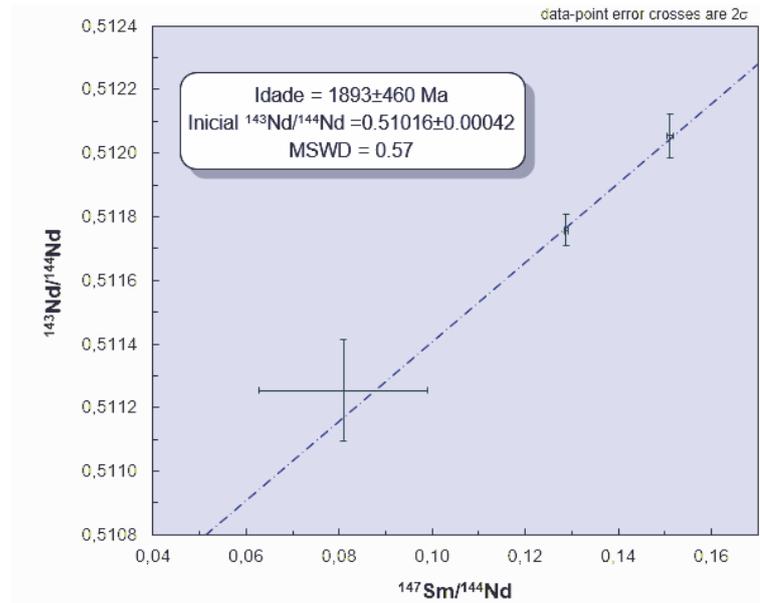


Figura 13 - Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de amostras de calcita de veios da alteração hidrotermal do depósito Cipoeiro.

6 DISCUSSÃO

6.1 ASSOCIAÇÃO METÁLICA-QUÍMICA

A sequência paragenética da mineralogia de alteração e da mineralização não foi definida de forma bem clara, pois a complexidade da natureza deformacional obliterou as relações entre os minerais. Entretanto, foi observado o que Klein *et al.* (2017) e Machado (2011) sugeriram, indicando variação distal (mais precoce) e proximal da alteração hidrotermal. A assembleia composicional relacionada à alteração distal compreende clorita e sericita, a alteração proximal produziu assembleia composta por quartzo, clorita, sericita, calcita, pirita e quantidades subordinadas de calcopirita ± esfalerita e galena além da mineralização aurífera e a presença de um conjunto de teluretos.

Em geral, os minerais não possuem diferença química relevante, o que se destaca é diferença composicional de duas gerações de pirita, e alguns teores distintos de ouro. As duas supostas gerações de pirita estão relacionadas aos conteúdos de S e Fe. A pirita mais comum possui teores de S maiores do que de Fe, e está ligada à alteração proximal. A outra pirita mostra teores de Fe maiores que S, apresentando também teores médios de Bi, Co e Ni maiores. Esta segunda pirita é possivelmente mais precoce em relação à outra geração, em virtude de sua ocorrência ser disseminada, e não em veios e vênulas como a pirita proximal, mais rica em S. A causa dessa diferença não pode ser estabelecida.

A ocorrência de ouro no depósito Cipoeiro está, geralmente, relacionada a ocorrência de pirita (mais rica em S), apresentando duas composições distintas. Essas composições se devem ao fato da forma com que o ouro ocorre. Se encontrado de forma livre, em veios de quartzo, não ligado espacialmente aos sulfetos, apresenta composição que varia de 88,8-90,7% de ouro, diferente do ouro que está relacionado à pirita (incluso ou em contato), que apresenta teor de 77,4%, além de maior teor de Ag, e teores significativos de Te, Bi e Hg. Dados de MEV/EDS também atestam essa diferença composicional. É interessante salientar também que quando a ocorrência de ouro coincide, espacialmente, com a de teluretos, geralmente inclusos em pirita, é maior o teor de Te no ouro.

Pode ser que variações nos fatores físico-químicos do fluido hidrotermal durante a formação do minério, mudança nas condições do mecanismo de deposição dos metais, ou até a origem distinta de fontes, justifiquem essa diferença composicional nos minerais.

6.2 CONDIÇÕES AMBIENTAIS DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E MINERALIZAÇÃO

A alteração hidrotermal que compreende a associação clorita-sericita, relacionada à rocha hospedeira, configura condições de P-T compatíveis com a fácies xisto verde, e a alteração hidrotermal relacionada à mineralização, composta por quartzo-clorita-sericita-calcita-pirita, também se caracteriza por equivalência ao metamorfismo de fácies xisto verde. Isso está de acordo com a interpretação de Klein *et al.* (2007), baseada na química da clorita, que estabeleceu a temperatura de alteração em $305 \pm 15^\circ\text{C}$. No âmbito do cinturão Gurupi, outras mineralizações apresentam paragénese indicativa de fácies xisto verde (Klein *et al.* 2017).

A coexistência de pirita e clorita nas condições de temperatura estabelecidas permite estimar valores de $\log f\text{O}_2$ no intervalo de -29,6 a -33,2 e $\log f\text{S}_2$ de -9,6 a -10,6 (Fig. 14). Esses valores são similares aos do depósito Caxias, no Fragmento Cratônico São Luís (Klein & Koppe 2000), inclusive com assembleia hidrotermal semelhante (clorita, quartzo, carbonato, mica branca, pirita e esfalerita), e indicam condições relativamente reduzidas para o fluido mineralizante. Nessas condições, e considerando a ausência de teores significantes de Cu, Pb e Zn, é possível que o ouro tenha sido transportado a partir de complexos reduzidos de enxofre (p.ex., Shenberger & Barnes 1989).

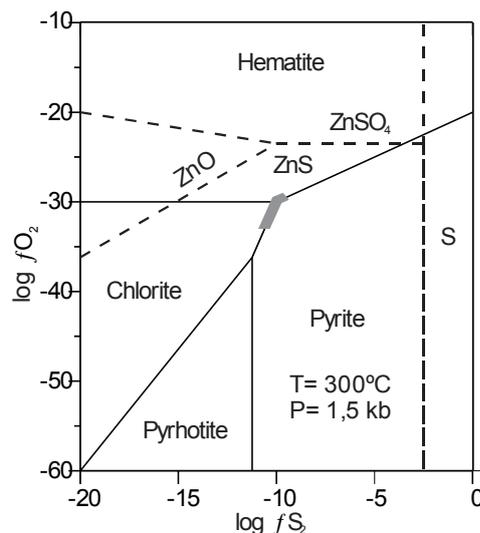


Figura 14 - Diagrama do campo de estabilidade de fases dos minerais selecionados em função de $f\text{O}_2 \times f\text{S}_2$, mostrando as condições reduzidas do fluido mineralizante no depósito Cipoeiro, próximo do limite de coexistência pirita-clorita. Fonte: Adaptado de Klein & Koppe 2000 e suas referências.

Embora em pequena quantidade, a presença de teluretos em Cipoeiro é fato algo distintivo em relação aos demais depósitos auríferos orogênicos descritos no Cinturão Gurupi (p.ex., Klein 2014).

Segundo Cabri (1965), a assembleia de teluretos formada por Au-Ag-Te, indica fluido relativamente reduzido e temperatura de formação em torno de 210 ± 10 °C. Em estudos experimentais ele obteve a temperatura do campo de estabilidade da Petzita e Hessita em uma variação de 210 a 319 °C. Voicu *et al.* (1999) afirmam que os teluretos se tornam estáveis em temperaturas entre 140 e 310 °C, e fluido mineralizante comumente formado nos últimos estágios do sistema Au-Ag mesotermal (equivalente ao ouro orogênico).

Shackleton & Spry (2003), em estudos de teluretos no depósito de Au-Te de Golden Mile, na Austrália, indicam que a temperatura de formação do minério é de <300 °C, e que o limite superior de temperatura (~ 300 °C) é o mesmo proposto por estudos de inclusões fluidas, isótopos estáveis e alteração hidrotermal no mesmo depósito. Assumindo temperatura de 300 °C, para a estabilidade aproximada dos minerais do sistema Au-Ag-Te, os autores inferiram valores para $\log fTe_2$ entre -11,4 e -6,8, e $\log fS_2$ entre -12,6 e -5,5. Esses valores de $\log fS_2$ concordam com o $\log fS_2$ na faixa de -9,6 a -10,6, inferido anteriormente a partir do equilíbrio pirita-clorita. Shackleton & Spry (2003) ainda descrevem que a fonte para a precipitação do minério é incerta devido à complexidade interpretativa das condições físico-químicas e do grande volume de fluido para formar a mineralização aurífera, descartando uma única fonte ou um único mecanismo de deposição do minério. Assim, descrevem que a mineralização provém de uma variedade de rochas máficas e ultramáficas próximas ao depósito, além de fluidos que interagiram com uma grande variedade de rochas.

Desta forma, os teluretos encontrados no depósito do Cipoeiro, mesmo em pequenas quantidades, principalmente os do sistema Au-Ag-Te (sylvanita, petzita e hessita), indicam fluido relativamente reduzido, compatível com as condições estimadas acima pela coexistência pirita-clorita-esfalerita, temperatura relativamente baixa (dentro das condições de fácies xisto verde), conforme também já proposto por Klein *et al.* (2007). A origem desses teluretos, contudo, é incerta, podendo ser provenientes da interação do fluido hidrotermal com uma variedade de rochas da região ao longo de sua ascensão por estruturas.

6.3 FONTES DE ELEMENTOS DO FLUIDO

Klein *et al.* (2007) estudaram isótopos estáveis em silicatos, carbonatos e sulfetos no depósito Cipoeiro. As composições isotópicas de O e H indicaram fontes de origem metamórfica, enquanto que as fontes de C e S não puderam ser diagnosticadas, em virtude de apresentarem composições compatíveis com reservatórios mantélico, magmático e crustal médio, que os autores justificam como reflexo da lixiviação desses elementos das rochas pelo qual o fluido passou durante sua migração.

As mesmas constatações foram feitas por Klein (2014), através de estudos de isótopos estáveis em silicatos, carbonatos, sulfetos, além de água e CO₂ em inclusões fluidas aquo-carbônicas, para o conjunto de depósitos do Cinturão Gurupi.

Neste trabalho foram analisados isótopos de Pb e Nd na mineralização, para tentar identificar possíveis fontes desses elementos no fluido hidrotermal. Para avaliar as prováveis fontes de Pb os dados das amostras de pirita do depósito Cipoeiro foram lançados nos diagramas uranogênico (Fig. 15A) e toriogênico (Fig. 15B) propostos por Zartman & Doe (1981). As razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostram que duas amostras se posicionam entre manto e orógeno e uma (a mais rasa) próxima a crosta superior. Já as razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ apresentam uma amostra de fonte indefinida, pois plota sobre três curvas, outra tendendo a crosta superior, e a direita da curva (a mais rasa) indicando maior influência da crosta superior. O que pode ser observado é que ambos os diagramas mostram que não há influência da crosta inferior como possível fonte para o Pb presente nos sulfetos.

Comparando os resultados isotópicos deste trabalho com os dados isotópicos de Pb em sulfetos e ouro de depósitos auríferos e feldspatos das rochas regionais do Fragmento Cratônico São Luís e do Cinturão Gurupi (Fig. 15A-B). Observa-se que as amostras de Cipoeiro tem composição que se aproxima ao campo das razões isotópicas, bastante radiogênicas, obtidas por Klein *et al.* (2015b) para o ouro no Fragmento Cratônico São Luís. Pequenas quantidades de urânio no ouro podem causar esses valores muito radiogênicos. Essa composição muito radiogênica também dificulta o estabelecimento de ligação com as fontes conhecidas na região e estabelecidas em Klein *et al.* (2015b), ou seja, os tonalitos juvenis da Suíte Tromai (~2148 Ma) e os granitoides colisionais da Suíte Japiim (~2100), que aparentemente contribuíram com Pb para as mineralizações estudadas por Klein *et al.* (2015b) no adjacente Fragmento Cratônico São Luís.

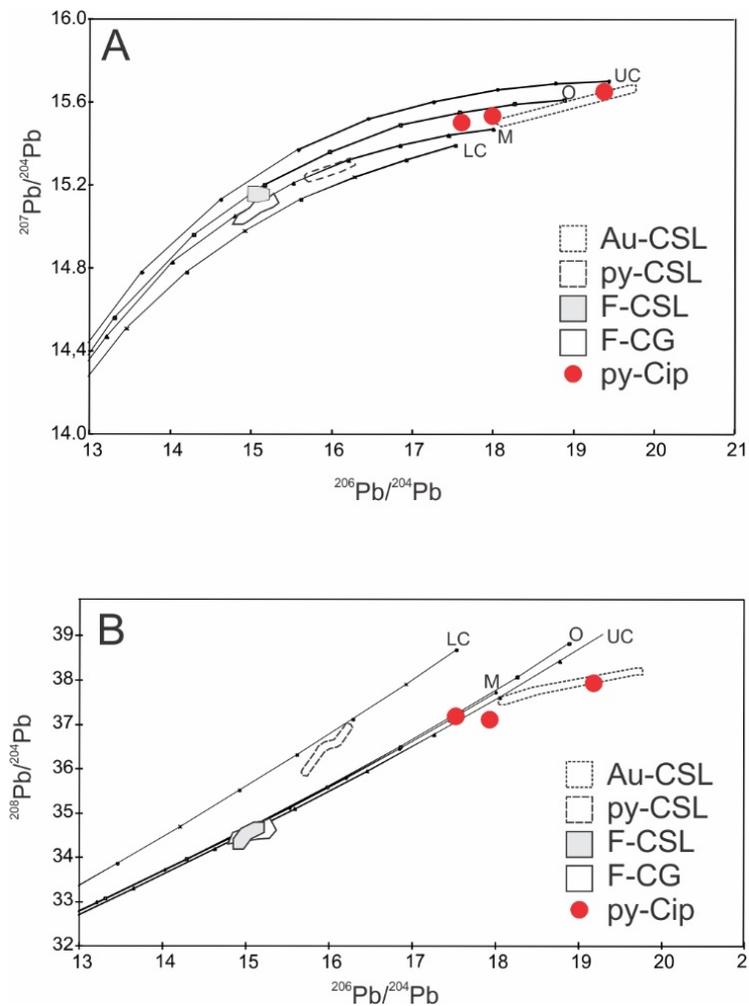


Figura 15 - Diagramas de plumbotectônica comparados com as razões isotópicas de sulfetos e ouro de depósitos e feldspatos das rochas regionais do Fragmento Cratônico São Luís e do Cinturão Gurupi, e das amostras menos radiogênicas de pirita do depósito Cipoeiro. (A) Comparação da razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (uranogênico); (B) Comparação da razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (torio-gênico). Au = ouro; py = pirita; F = feldspato; CSL = Fragmento Cratônico São Luís; CG = Cinturão Gurupi; Cip = Cipoeiro; LC = crosta inferior; O = orógeno; M = manto; UC = crosta superior.

Fonte: Conforme Zartman & Doe (1981).

Os isótopos de Nd em calcita no depósito Cipoeiro mostram que provavelmente as fontes dos ETR (incluindo Sm e Nd) foram heterogêneas, ou, mesmo que homogênea (no fluido), a interação variável com as rochas durante a passagem do fluido desde a fonte até o sítio de deposição da calcita e da alteração hidrotermal pode ter provocado essa alteração (p.ex., Barker *et al.* 2009). Mesmo assim, os dados comparados com os de calcita + sulfeto de Klein *et al.* (2017) apresentam razões isotópicas similares em cerca de 2100 Ma (Fig. 16) e esses valores são consistentes com fonte a partir de rochas da região, riácianas juvenis (Klein *et al.* 2005b) e, subordinadamente, com granitoides colisionais e potássicos de 2100 Ma (Klein *et al.* 2012), ou seja com a maioria das rochas da região, o que reforça a possibilidade de mistura de Sm e Nd de fontes distintas.

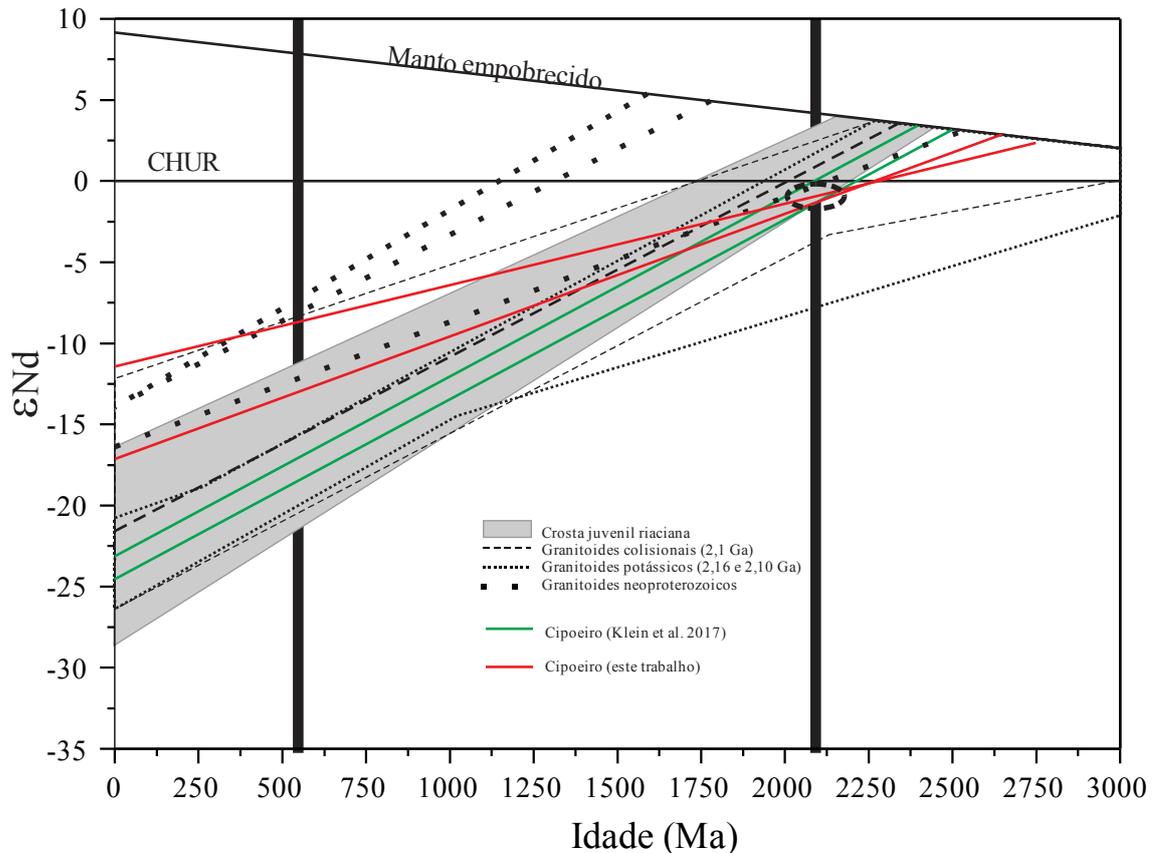


Figura 16 - Diagrama Idade (Ma) vs ϵNd para evolução do Nd da calcita hidrotermal do Cipoeiro, comparada com as fontes potenciais para a região estudada.

Fonte: Conforme Klein *et al.* 2017 e suas referências.

6.4 IDADE DA MINERALIZAÇÃO

Segundo Klein *et al.* (2017) os depósitos de ouro orogênico do Cinturão Gurupi estão hospedados somente em rochas paleoproterozoicas, especialmente metavulcanossedimentares e granitoides cálcico-alcálicos (2160-2147 Ma), formadas em configurações de arco ou back-arc durante orogenia no Riáciano (2240-2080 Ma), com posterior retrabalhamento dessas rochas durante o Neoproterozoico, afetando tectonicamente e isotopicamente sua composição, representando a margem retrabalhada do Fragmento Cratônico São Luís. Essa superposição de eventos orogênicos e a ausência de mineralogia hidrotermal que tivesse permitido datação da mineralização por um método robusto (p.ex., zircão, monazita ou rutilo de origem hidrotermal, para datação por U-Pb). Usando métodos menos robustos (Pb-Pb em sulfetos e Ar-Ar em muscovita) e por comparação com a mineralização aurífera do Fragmento Cratônico São Luís, Klein *et al.* (2017) sugeriram que a mineralização principal ocorreu no Paleoproterozoico, em algum momento entre 2110 e 2000 Ma, com eventual remobilização

no Neoproterozoico. Essa interpretação foi também sustentada pelo estudo estrutural de Tavares *et al.* (2017) que indica que a mineralização está associada com estruturas sin-D1, interpretadas como relacionadas à fase colisional da evolução geológica regional (ca. 2100 Ma, Klein *et al.* 2012).

Conforme discutido anteriormente, os resultados isotópicos aqui gerados não permitiram determinar a idade de forma indiscutível para Cipoeiro. As idades isocrônicas calculadas com isótopos de Pb possuem erros analíticos muito elevados. Contudo, o centro das idades (desconsiderados os erros analíticos) são paleoproterozoicos e, sobretudo, utilizando o conceito de isócrona secundária, os interceptos superiores de duas amostras em 2020 Ma (EK-16 72,80) e 1822 Ma (EK-16 107,80), e o inferior tendendo a zero (na curva evolutiva de Stacey & Kramers 1975 - Fig. 12), podem ser interpretados como uma aproximação da idade da mineralização, que teria ocorrido no Paleoproterozoico.

As idades Nd em calcita hidrotermal também não apresentaram bons resultados, mesmo considerando as amostras com menor erro, que fornecem idade de 2017 ± 560 Ma, o erro analítico ainda é grande, impossibilitando determinar a idade de forma correta. Mesmo assim, pode ser considerado que o centro da idade tende ao Paleoproterozoico.

Portanto, apesar das dificuldades em estabelecer a idade inequívoca da mineralização em Cipoeiro, com base no que foi observado e discutido acerca dos isótopos de Pb e Nd, podemos estimar que essa mineralização é paleoproterozoica, concordando com os dados já existentes para o Cinturão Gurupi.

6.5 COMPARAÇÃO COM DEPÓSITOS SIMILARES

Os depósitos orogênicos do Cinturão Gurupi em sua maioria estão hospedados em estruturas relacionadas à Zona de Cisalhamento Tentugal, com mineralizações desenvolvidas em deformação dúctil e dúctil-rúptil em condições de fácies xisto verde. As deformações dúcteis proporcionaram às rochas hospedeiras certa xistosidade e milonitização em suas texturas. Entretanto, diferentemente da maioria dos depósitos que estão hospedados em sequências metavulcanossedimentares da Formação Chega Tudo (2160 Ma), o depósito Cipoeiro está hospedado em tonalito da Suíte Intrusiva Tromai (2148 Ma).

Em geral, a maioria dos depósitos auríferos do Gurupi possuem aspectos similares acerca da alteração hidrotermal e sua composição mineralógica, estilo e intensidade, e entre os estilos de mineralização é comum a ocorrência do minério em veios de quartzo sulfetados. No

Cipoeiro, estudos anteriores já descreviam aspectos sobre a mineralização e seus estilos e alteração hidrotermal, o que foi confirmado por este trabalho, contudo, uma nova associação metálica, que ainda não havia sido descrita em outros depósitos do Gurupi, foi relatada, em especial a presença de teluretos no sistema, diferenciando o Cipoeiro aos demais depósitos orogênicos do Cinturão Gurupi.

É interessante observar várias semelhanças que guardam os depósitos Cipoeiro e Julie, depósito localizado no Cráton Oeste-Africano, em Gana (Amponsah *et al.* 2015, Salvi *et al.* 2016). As rochas hospedeiras são tonalitos e granodioritos riacianos, associados com sequência metavulcanossedimentar contemporânea. Os granitoides variam de maciços, fora da zona mineralizada, a fortemente deformados, quando cortados pela estrutura que hospeda a mineralização. A assembleia de alteração identificada em Julie é composta por sericita, quartzo, ankerita, calcita, turmalina e pirita, cercada por uma segunda assembleia, que consiste em albita, sericita, calcita, clorita, pirita e rutilo. O ouro ocorre associado com bismuto, telúrio, chumbo e prata. A mineralização principal consiste em uma rede de veios de quartzo situadas ao longo da principal zona de cisalhamento da região. Da mesma forma que ocorre no Cipoeiro, em Julie no principal “corredor” de veios de quartzo, o ouro ocorre quase que exclusivamente junto com a pirita, como inclusões, em fraturas e ao longo de suas bordas, tanto em veios como em disseminações.

7 CONCLUSÕES

O depósito Cipoeiro, localizado no Cinturão Gurupi, está hospedado em tonalito da Suíte Intrusiva Tromai (2148 Ma). O tonalito hospedeiro possui coloração cinza esverdeada, e é maciço, contudo, em virtude da forte deformação as estruturas primárias foram completamente modificadas.

Verificou-se, neste estudo, que a alteração hidrotermal possui variação distal e proximal e ocorre de forma pervasiva e fissural/venular. A alteração distal é mais precoce, ocorre de forma pervasiva e compreende clorita e sericita. A alteração proximal ocorre de forma pervasiva e fissural/venular e compreende quartzo, clorita, sericita, calcita, pirita e quantidades subordinadas de calcopirita, esfalerita e galena, além da mineralização aurífera e um conjunto de teluretos.

A mineralização aurífera está relacionada com a associação de sulfetos, ocorrendo de três formas: (1) partículas inclusas na pirita, associado ou não a teluretos, (2) precipitado em fraturas de pirita, e (3) algumas ocorrências em sua forma livre, junto aos veios de quartzo. Os teluretos encontrados são predominantemente de Au e Ag (petzita, hessita e sylvanita), e em menor quantidade coloradoita, kochkarita e volynskita.

A variação na composição química dos minerais não possui diferença relevante, ressalta-se apenas duas composições distintas para os teores de ouro, que se deve ao fato de sua forma de ocorrência, que pode indicar diferentes mecanismos de precipitação.

Em virtude da presença de teluretos e pela comparação com outros depósitos de assembleia hidrotermal semelhante no Cinturão Gurupi, as condições de mineralização são compatíveis com a fácies xisto verde do metamorfismo regional. A partir disso foi possível também estimar $\log fO_2$ no intervalo de -29,6 a -33,2 e $\log fS_2$ de -9,6 a -10,6, indicando fluido relativamente reduzido e transporte por complexo reduzido de enxofre.

Estudos isotópicos, Pb em pirita e Nd em calcita, permitiram considerar alguns pontos em relação às fontes e a idade da mineralização no depósito. Isótopos de Pb, em geral, não permitem definir potenciais fontes para o fluido mineralizador, contudo, observa-se que não há influência da crosta inferior. Isótopos de Nd mostram que provavelmente houve mistura de Sm e Nd de fontes distintas, provavelmente as rochas regionais. Essa mistura deve ter ocorrido por interação fluido-rocha durante a ascensão do fluido por estruturas até o sítio de deposição do minério.

A idade para o depósito não pôde ser definida de forma correta, em virtude dos grandes erros analíticos associados com o estudo por isótopos de Pb e Nd. Contudo, esses estudos indicam o Paleoproterozoico como idade mais provável da mineralização, em concordância com o que a literatura aponta para o Cinturão Gurupi.

REFERÊNCIAS

- Abreu F.A.M., Villas R.N.N., Hasui Y. 1980. Esboço estratigráfico do pré-cambriano da região do Gurupi; Estados do Pará e Maranhão. *In: SBG, 31º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú. Resumos*, v. 2, p. 647-658.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. 1976. The upper precambrian of South America. *Boletim IG-USP*, São Paulo, 7: 45-80.
- Amponsah P.O., Salvi S., Beziat D., Siebenaller L., Baratoux L., Jessell M.W. 2015. Geology and geochemistry of the shear-hosted Julie gold deposit, NW Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 112: 515-523.
- Barker S.L.L., Bennett V.V., Cox S.F., Norman M.D., Gagan M.K. 2009. Sm–Nd, Sr, C and O isotope systematics in hydrothermal calcite–fluorite veins: Implications for fluid–rock reaction and geochronology. *Chemical Geology*, 268: 58-66.
- Borges M.S., Angélica R.S., Costa M. L. 1988. Contribuição à geologia da região de Santa Luzia do Pará, nordeste do Pará. *In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Anais...*, v. 6, p. 2689-2703.
- Cabri L.J. 1965. Phase relations in the Au-Ag-Te system and their mineralogical significance. *Economic Geology*, 60: 1569-1606.
- Caputo M.V. & Lima E.C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. *In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. Anais...*, v. 2, p. 740-753.
- Carozzi A.V. *et al.* 1975. *Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão*. Rio de Janeiro, Petrobras. (Série Ciência Técnica do Petróleo, 7).
- Costa J.L. (Org.). 2000. *Castanhal*: Folha SA.23-V-C; Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília,DF, CPRM. 1 CD-ROM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).
- Costa J.L., Almeida H.G.G., Ricci P.S.F. 1996. Metamorfismo e divisão tectono-estratigráfica do Grupo Gurupi no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. *In: SBG-Núcleo Norte, 5º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Boletim de resumos expandidos e Guia de excursões*, p. 110-112.
- Costa J.L. & Ricci P.S.F. 2000. Estratigrafia. *In: Costa J.L. (Org.). Castanhal*: Folha SA.23-V-C; Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília,DF, CPRM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).
- Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2): 146-160.

Francisco B.H.R., Loewenstein P., Silva O.F., Silva G.G. 1971. Contribuição à geologia da Folha São Luís (SA.23) no Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Série Geologia, v. 17, 40 p.

Frei R. & Kamber B.S. 1995. Single mineral Pb Pb dating. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **129**: 261-268.

Gioia S.M.L.C. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd method in the geochronology laboratory of the University of Brasilia. *Academia Brasileira de Ciências, Anais*, **72**(2): 219-245.

Hasui Y., Abreu F.A.M., Villas R.N.N. 1984. Província Parnaíba. In: Almeida F. F. M. & Hasui Y. (Coord.). *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 36-45.

Jorge-João X.S. 1980. *O Litchfieldito Boca Nova no nordeste do Estado do Pará*: aspectos petroquímicos e implicação econômica. Internal Report. Belém, CPRM.

Klein E.L. 2014. Ore fluids of orogenic gold deposits of the Gurupi Belt, Brazil: a review of the physico-chemical properties, sources, and mechanisms of Au transport and deposition. In: Garofalo P.S. & Ridley J.R. (eds). *Gold-transporting hydrothermal fluids in the Earth's Crust*. p. 147-175. (Geological Society, London, Special Publications, 402).

Klein E.L. & Koppe J.C. 2000. Chlorite geothermometry and physicochemical conditions of gold mineralization in the Paleoproterozoic Caxias deposit, São Luís Craton, Northern Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, **14**: 219-232.

Klein E.L. & Lopes E.C.S. 2011. *Geologia e recursos minerais da Folha Centro Novo do Maranhão – SA.23-Y-D-I, Estados do Maranhão e Pará, Escala 1:1.000.000*. Belém, CPRM.

Klein E.L. & Moura C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís Craton and Gurupi belt, Northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, **43**: 237-253.

Klein E.L. & Moura C.A.V., 2003. Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi na região do rio Gurupi (NEPara/ NW-Maranhão). *Geologia USP, Série Científica*, **3**: 97-112.

Klein E.L. & Moura C.A.V. 2008. São Luís craton and Gurupi belt (Brazil): possible links with the West-African craton and surrounding Pan-African belts. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., Wit M.J. de (eds). *West Gondwana: pre-cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society, London, *Special Publication*, **294**: 137-151.

Klein E.L. & Sousa C.S. 2012. *Geologia e recursos minerais do Estado do Maranhão: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Maranhão. Escala 1:750.000*. Belém, CPRM, 152 p.

Klein E.L., Lopes E.C.S., Chaves C.L. 2015a. *Geologia e recursos minerais da Folha. Santa Luzia do Pará – SA.23-V-C-VI, Estado do Pará, Escala 1:100.000*. Belém, CPRM. (Programa Geologia do Brasil – PGB).

Klein E.L., Harris C., Giret A., Moura C.A.V. 2007. The Cipoeiro gold deposit, Gurupi Belt, Brazil: geology, chlorite geochemistry, and stable isotope study. *Journal of South American Earth Sciences*, **23**: 242-255.

Klein E.L., Harris C., Giret, A., Moura C.A.V., Angélica R.S. 2005a. Geology and stable isotope (O, H, C, S) constraints on the genesis of the Cachoeira gold deposit, Gurupi Belt, northern Brazil. *Chemical Geology*, **221**: 188-206.

Klein E.L., Moura C.A.V., Pinheiro B.L.S. 2005b Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Gondwana Research*, **8**(2): 177-186.

Klein E.L., Moura C.A.V., Krymsky R.S., Griffin W.L. 2005c. The Gurupi belt in northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. *Precambrian Research*, **141**(3-4): 83-105.

Klein E.L., Palheta E.M.S., Pinheiro B.L.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2005d. Sistematização da litoestratigrafia do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(3): 415-418.

Klein E.L., Harris C., Renac C., Giret A., Moura C.A.V., Fuzikawa K. 2006. Fluid inclusion and stable isotope (O, H, C, and S) constraints on the genesis of the Serrinha gold deposit, Gurupi Belt, Northern Brazil. *Mineralium Deposita*, **41**: 160-178.

Klein E.L., Luzardo R., Moura C.A.V., Armstrong R. 2008. Geochemistry and zircon geochronology of paleoproterozoic granitoids: further evidence on the magmatic and crustal evolution of the São Luís cratonic fragment, Brazil. *Precambrian Research*, **165**: 221-242.

Klein E.L., Luzardo R., Moura C.A.V., Lobato D.C., Brito R.S.C., Armstrong R. 2009. Geochronology, Nd isotopes and reconnaissance geochemistry of volcanic and metavolcanic rocks of the São Luís Craton, northern Brazil: implications for tectonic setting and crustal evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**: 129-145.

Klein E.L., Rodrigues J.B., Lopes E.C.S., Soledade G.L. 2012. Diversity of Rhyacian granitoids in the basement of the Neoproterozoic-Early Cambrian Gurupi Belt, northern Brazil: geochemistry, U-Pb zircon geochronology, and Nd isotope constraints on the Paleoproterozoic magmatic and crustal evolution. *Precambrian Research*, **220-221**: 192-216.

Klein E.L., Tassinari C.C.G., Vasconcelos P.M. 2014. U-Pb SHRIMP and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the timing of mineralization in the Paleoproterozoic Caxias orogenic gold deposit, São Luís cratonic fragment, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(2): 277-288.

Klein E.L. *et al.* 2008. *Geologia e recursos minerais da Folha Cândido Mendes SA.23-V-D-II, Estado do Maranhão, escala 1:100.000*. Belém, CPRM, 150 p.

Klein E.L. *et al.* 2013. Mafic dykes intrusive into Pre-Cambrian rocks of the São Luís cratonic fragment and Gurupi Belt (Parnaíba Province), north-northeastern Brazil: Geochemistry, Sr-Nd-Pb-O isotopes, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, and relationships to CAMP magmatism. *Lithos*, **172-173**: 222-242.

Klein E.L. *et al.* 2015b. Metallogenesis of the paleoproterozoic Piaba orogenic gold deposit, São Luís cratonic fragment, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **65**(1): 1-25.

Klein E.L. *et al.* [Orgs.] 2017. *Áreas de relevante interesse mineral: Cinturão Gurupi, Estados do Pará e Maranhão*. Informe de Recursos Minerais, Série Províncias Minerais do Brasil, Nº11. Brasília,DF, CPRM, 206 p.

Lopes E.L. *et al.* 2016. U-Pb (LA-ICP-MS) of detrital zircon and whole rock Nd and geochemical constraints on the provenance, depositional age and tectonic setting of the metasedimentary Piriá Basin, northern Brazil: implications for the evolution of the Gurupi Belt. *Brazilian Journal of Geology*, **46**: 123-144.

Machado I.C. 2011. Gurupi gold project. *Cipoeiro and Chega Tudo properties. Feasibility study*. TechnoMine Services LLC.

Moura P. 1936. Rio Gurupi (Maranhão). *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, Rio de Janeiro, v. 78, 66 p.

Oliveira J.G.F. & Silva R.C.S. 2011. *Geologia e recursos minerais da folha Belém, SA.22-X-D-III. Estado do Pará, escala: 1: 100.000*. Belém, CPRM, 91 p. (Programa Geologia do Brasil - PGB, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB).

Palheta E.S.M. 2001. *Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides*. DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 144 p.

Pastana J.M.N. (Org.). 1995. *Turiaçu: folha SA.23-V-D, Pinheiro SA.23-Y-B, Estados do Pará e Maranhão, escala 1:250.000*. Brasília,DF, CPRM, 205 p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).

Peng J., Hu R.Z., Burnard P. 2002. Samarium-neodymium isotope systematics of hydrothermal calcites from the Xikuangshan antimony deposit (Hunan, China): The potential of calcite as a geochronometer. *Chemical Geology*, **200**: 129-136.

Perrotta M.M. & Klein E.L. 2017. Espectroscopia de reflectância na identificação de assembleias minerais de alteração hidrotermal associadas a depósitos auríferos orogênicos no Cinturão Gurupi (MA/PA) - Brasil. In: INPE, 18º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Santos. *Anais*, On-Line.

Ribeiro J.W.A. 2002. *O arcabouço estrutural da região de Chega Tudo e Cedral, NW do Maranhão, com base em sensores geofísicos*. DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 155 p.

Rossetti D.F. 2006. Evolução sedimentar miocênica nos Estados do Pará e Maranhão. *Geologia USP*, **6**(2): 7-18. (Série Científica).

Santos Jr. A.E. 2002. *Reconstrução paleoambiental e estratigráfica de depósitos cretáceos e terciários expostos na borda Sudeste da Sub-bacia de Cametá, Norte do Brasil*. DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 131 p.

- Salvi S., Amponsah P.O., Siebenaller L., Béziat D., Baratoux L., Jessell M. 2015. Shear-related gold mineralization in Northwest Ghana: The Julie deposit. *Ore Geology Reviews*, **78**: 712-717.
- Shackleton J.M. & Spry P.G. 2003. Telluride mineralogy of the Golden Mile Deposit, Kalgoorlie, Western Australia. *The Canadian Mineralogist*, **41**: 1503-1524.
- Shenberger D.M. & Barnes H.L. 1989. Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**: 269-278.
- Silva C.F. & Loewenstein P. 1968. Contribuição à geologia da folha de São Luís (AS-23), no Estado do Pará – II – Novas localidades e razão magnésio/calcário do calcário Pirabas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Nova Série de Geologia, **13**: 1-17.
- Small H.L. 1914. *Geologia e supprimento d'água subterrânea no Piauhy e parte do Ceará*. Rio de Janeiro, Inspectoria Federal de Obras Contra as Seccas. 146 p. (Serie I. D – Geologia, n. 32).
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**(2): 207-221.
- Su W., Hu R., Xia B., Xia Y., Liu Y. 2009. Calcite Sm-Nd isochron age of the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China. *Chemical Geology*, **258**: 269-274.
- Tavares F.M., Klein E.L., Campos E.L. 2017. Tectônica. In: Klein E.L. *et al.* [Orgs.] 2017. *Áreas de relevante interesse mineral: Cinturão Gurupi, Estados do Pará e Maranhão*. Informe de Recursos Minerais. Brasília,DF, CPRM, p. 59-74. (Série Províncias Minerais do Brasil, n.11).
- Teixeira K.S., Moura C.A.V., Truckenbrodt W., Klein E.L., Chemale Jr. F. 2007. Petrografia, geoquímica e geocronologia da Formação Igarapé de Areia, NE – Pará. In: SBGq, 11º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Atibaia. *Anais...* 1 CD-ROM.
- Torresini C. 2000. *The Gurupi gold deposits (Cipoeiro and Chega Tudo), Gurupi belt, Pará, Brazil; geology and mineralization*. In: SPG, 4th International Gold Symposium, Lima, Peru. *Anais...* 1 CD-ROM.
- Truckenbrodt W., Góes A.M., Nascimento M.S. 2003. Minerais pesados em depósitos fanerozoicos no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. In: 8º Simpósio de Geologia da Amazônia, *Resumos Expandidos*. 1 CD-ROM.
- Villas R.N.N. 2001. O granito de duas micas Ney Peixoto, Nordeste do Estado do Pará: caracterização petrográfico-petroquímica e contexto tectônico. In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, *Resumos Expandidos*. 1 CD-ROM.
- Villas R.N.N. & Sousa F.D.S. 2007. O granito de duas micas Ney Peixoto, nordeste do Pará: aspectos petrológicos e significado tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**: 3-16.

Voicu G., Bardoux M., Jébrak, M. 1999. Tellurides from the Paleoproterozoic Omai Gold Deposit, Guiana Shield. *The Canadian Mineralogist*, **37**: 559-573.

Zartman R.E. & Doe B.R. 1981. Plumbotectonics - The model. *Tectonophysics*, **75**: 135-162.

ANEXO

ANEXO A - RESULTADOS DE ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL POR MICROSSONDA ELETRÔNICA EM PIRITA DO DEPÓSITO CIPOEIRO.

(continua)

Amostra	Ocorrência	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Au	Ag	Bi	Co	Ni	Total	soma traços	Ni/Co
EK-16_C1_Py 1	Veio	52,18	44,60	0,00	0,12	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,02	97,03	0,25	0,45
EK-16_C1_Py 3	Veio	52,34	45,82	0,00	0,14	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	100,075	0,23	0,92
EK-16_C2_Py 4	Stringer	52,49	45,18	0,00	0,19	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	99,092	0,27	0,00
EK-16_C2_Py 5	Stringer	52,50	45,11	0,00	0,19	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	100,459	0,29	0,84
EK-16_C2_Py 6	Stringer	52,71	44,76	0,00	0,20	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,04	100,991	0,33	0,88
16-108_C1_Py 1	Veio	52,24	45,77	0,00	0,09	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	100,66	0,23	0,45
16-108_C1_Py 2	Veio	52,21	45,46	0,00	0,20	0,02	0,09	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	100,541	0,35	0,00
16-108_C1_Py 3	Veio	52,09	45,47	0,00	0,17	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	100,027	0,28	0,27
DED-412_C1_Py 1	Disseminada	51,71	44,70	0,00	0,19	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,07	0,02	100,342	0,36	0,26
DED-412_C1_Py 2	Disseminada	51,59	44,55	0,00	0,19	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	100,567	0,27	0,55
DED-412_C1_Py 3	Disseminada	49,16	41,84	0,00	0,21	0,07	0,01	1,96	1,77	0,00	0,01	0,00	100,672	4,03	0,00
DED-412_C1_Py 4	Disseminada	51,74	44,72	0,00	0,13	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	100,826	0,20	0,09
DED-412_C1_Py 5	Disseminada	50,83	44,56	0,00	0,28	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	100,405	0,38	0,76
DED-412_C1_Py 6	Disseminada	51,38	44,77	0,00	0,15	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,01	99,84	0,26	0,15
EK-37_C1_Py 1	Disseminada	51,00	45,17	0,00	0,15	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	99,65	0,23	0,17
EK-37_C2_Py 2	Disseminada	51,14	44,56	0,00	0,24	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	100,30	0,31	0,00
EK-37_C2_Py 3	Disseminada	50,93	44,54	0,00	0,27	0,00	0,06	0,01	0,02	0,00	0,04	0,01	99,54	0,42	0,32
EK-37_C2_Py 4	Disseminada	51,07	45,19	0,00	0,22	0,02	0,07	0,00	0,02	0,02	0,03	0,03	99,92	0,40	1,04
EK-37_C2_Py 5	Disseminada	50,45	45,03	0,00	0,26	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,07	0,01	99,36	0,36	0,08
EK-37_C2_Py 6	Disseminada	51,04	44,78	0,00	0,26	0,04	0,05	0,00	0,00	0,01	0,08	0,01	100,24	0,46	0,18
EK-37_C2_Py 7	Disseminada	50,54	44,46	0,00	0,13	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	99,71	0,19	1,87
EK-37_C3_Py 8	Disseminada	50,84	44,55	0,00	0,07	0,04	0,09	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	100,12	0,30	0,61
EK-37_C3_Py 10	Disseminada	50,63	44,65	0,02	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	99,38	0,30	0,28
EK-37_C3_Py 11	Disseminada	50,78	45,08	0,00	0,22	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	0,03	0,00	98,65	0,35	0,00
EK-15_C1_Py 1	Disseminada	50,41	44,45	0,00	0,16	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00	0,14	0,02	97,91	0,42	0,12
EK-15_C2_Py 5	Disseminada	49,88	44,76	0,00	0,21	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	97,17	0,35	1,04
EK-15_C3_Py 7	Disseminada	50,49	44,95	0,00	0,16	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,04	96,44	0,35	0,40

(conclusão)

Amostra	Ocorrência	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Au	Ag	Bi	Co	Ni	Total	soma traços	Ni/Co
DED-413_C1_Py 1	Disseminada	49,93	44,71	0,00	0,09	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	95,70	0,20	0,00
média		51,22	44,79	0,00	0,18	0,03	0,02	0,07	0,07	0,00	0,05	0,02	99,49	0,44	0,42
DED-411_C1_Py 1	Disseminada	38,94	55,97	0,00	0,24	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,11	100,776	0,54	0,63
DED-411_C2_Py 2	Disseminada	38,89	56,39	0,00	0,11	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,17	0,07	99,78	0,44	0,41
DED-411_C2_Py 3	Disseminada	38,89	56,84	0,00	0,19	0,09	0,00	0,00	0,01	0,00	0,15	0,08	100,247	0,52	0,57
DED-411_C2_Py 4	Disseminada	38,43	56,78	0,00	0,11	0,05	0,02	0,00	0,02	0,05	0,18	0,11	100,059	0,52	0,60
DED-411_C2_Py 5	Disseminada	39,31	56,21	0,00	0,16	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,18	0,19	100,361	0,56	1,05
média		38,89	56,44	0,00	0,16	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,17	0,11	100,24	0,52	0,65

ANEXO B1 - RESULTADOS DE ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL POR MICROSSONDA ELETRÔNICA EM OURO DO DEPÓSITO CIPOEIRO.

Amostra	Ocorrência	As	Zn	Se	S	Pb	Bi	Cd	Te	Sb	Fe	Co	Cu	Hg	Pt	Au	Mo	Ag	Ni	Total	soma traços
16-108_C1_Au 1	Livre	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,09	0,07	0,04	0,12	0,41	0,00	90,70	0,11	9,01	0,00	100,66	9,96
16-108_C1_Au 2	Livre	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,07	0,02	0,11	0,17	0,00	88,84	0,03	9,07	0,01	98,38	9,54
16-108_C1_Au 3	Livre	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,08	0,25	0,04	0,20	0,00	0,00	89,28	0,20	9,32	0,00	99,42	10,15
16-108_C1_Au 4	Livre	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,30	0,02	0,05	0,47	0,00	89,48	0,17	7,20	0,02	97,73	8,25
media		0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,17	0,03	0,12	0,26	0,00	89,57	0,13	8,65	0,01		9,48
DED-413_C2_Py 7	Inclusão	0,00	0,00	0,00	4,73	0,00	1,35	0,11	1,50	0,00	3,85	0,00	0,20	2,00	0,03	77,44	0,19	10,24	0,01	101,65	24,21

ANEXO B2 – RESULTADOS DE ANÁLISE QUÍMICA MINERAL POR MEV/EDS EM OURO DO DEPÓSITO CIPOEIRO.

Amostra	Ocorrência	S	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Ag	Sb	Te	Pt	Au	Hg	Pb	Bi	Total
DED-412 5-1	Inclusão	0,00	1,513	0,153	0,131	0,233	0,397	0,00	0,00	6,16	0,03	0,417	0,00	83,724	3,296	1,849	2,099	100,002
DED-412 6-1	Inclusão	0,00	1,152	0,122	0,268	0,317	0,203	0,00	0,00	13,894	0,00	3,543	0,00	72,271	2,337	2,589	3,304	100
DED-412 7-1	Em fratura	0,00	2,14	0,107	0,152	0,191	0,179	0,00	0,00	19,355	0,00	1,167	0,00	71,559	2,193	1,219	1,737	99,999
EK-15 13-1	Livre	0,00	0,292	0,105	0,198	0,195	0,206	0,00	0,00	7,397	0,00	0,339	0,00	84,939	3,497	1,561	1,271	100
EK-15 14-1	Livre	0,00	0,454	0,153	0,198	0,178	0,093	0,00	0,00	8,188	0,032	0,359	0,00	82,275	4,124	1,988	1,958	100
EK-15 14-2	Livre	0,00	0,487	0,17	0,129	0,34	0,441	0,00	0,00	7,153	0,013	0,495	0,00	84,711	2,96	1,345	1,755	99,999
EK-15 15-1	Livre	0,00	0,578	0,18	0,135	0,232	0,253	0,00	0,00	6,968	0,085	0,615	0,00	82,355	4,051	2,8	1,748	100
EK-15 15-2	Livre	0,00	0,53	0,137	0,187	0,202	0,161	0,00	0,00	8,79	0,456	0,725	0,00	81,76	3,543	1,898	1,609	99,998
EKRS37 1-1	Livre	0,00	0,00	0,189	0,141	0,16	0,045	0,078	0,00	0,00	0,248	0,47	0,00	94,012	2,544	1,037	1,076	100
EKRS37 2-1	Em fratura	0,00	0,00	0,335	0,181	0,408	0,259	0,00	0,00	14,951	0,00	0,41	0,00	75,647	2,615	2,597	2,597	100
EKRS37 2-2	Em fratura	0,00	0,00	0,116	0,273	0,336	0,127	0,00	0,00	15,27	0,00	0,61	0,00	76,635	1,886	2,61	2,135	99,998
EKRS37 3-1	Livre	0,00	0,00	0,231	0,152	0,306	0,384	0,00	0,00	0,00	0,25	1,076	0,00	92,953	1,894	1,292	1,463	100,001

ANEXO C - RESULTADOS DE ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL POR MICROSSONDA ELETRÔNICA EM CALCOPIRITA DO DEPÓSITO CIPOEIRO.

Amostra	Ocorrência	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Au	Ag	Bi	Co	Ni	Total	soma traços	Ni/Co
16-108_C1_Cpy 1	Veio	33,13	30,89	0,00	0,14	33,77	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	97,98	0,19	0,00
16-108_C1_Cpy 2	Veio	33,33	30,47	0,00	0,24	34,28	0,00	0,00	0,04	0,02	0,07	0,00	98,44	0,36	0,00
16-108_C1_Cpy 3	Veio	33,54	30,66	0,00	0,09	34,16	0,02	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	98,53	0,17	0,29

ANEXO D - RESULTADOS DE ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL POR MICROSSONDA ELETRÔNICA EM ESFALERITA DO DEPÓSITO CIPOEIRO.

Amostra	Ocorrência	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Au	Ag	Bi	Co	Ni	Total
DED-411_C1_Esf 1	Veio	32,52	6,99	0,00	0,11	0,14	61,83	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	101,63

ANEXO E1 - RESULTADOS DE ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL POR MICROSSONDA ELETRÔNICA EM TELURETOS DO DEPÓSITO CIPOEIRO.

Amostras	Ocorrência	As	Zn	Ga	Se	S	Pb	Bi	Cd	Te	Sb	Fe	Co	Cu	Hg	Pt	Au	Mo	Ag	Ni	Total
EK-16_C1_Py 2	Inclusão	0,00	0,04	0,00	0,00	11,37	0,14	30,30	0,00	36,68	0,18	11,27	0,00	0,02	0,28	0,01	0,00	0,07	13,71	0,00	104,06
16-108_C1_X 1	Inclusão	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	35,53	0,11	43,32	0,07	1,17	0,01	0,08	0,49	0,01	0,02	0,05	17,64	0,02	98,70
16-108_C1_X 2	Inclusão	0,00	0,01	0,72	0,00	0,11	0,00	0,07	0,00	36,20	0,21	0,04	0,04	0,00	60,95	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	98,41

ANEXO E2 - RESULTADOS DE ANÁLISE QUÍMICA MINERAL POR MEV/EDS EM TELURETOS DO DEPÓSITO CIPOEIRO.

Amostra	Ocorrência	S	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Ag	Sb	Te	Pt	Au	Hg	Pb	Bi	Total
16-108-10 1-2	Veio	2,413	0,104	0,173	0,175	0,282	0,126	0,297	0,083	1,289	0,363	41,318	1,397	1,124	40,189	8,62	2,046	99,999
16-108-10 1-3	Veio	0,146	0,11	0,117	0,238	0,212	0,127	0,054	0,079	60,205	0,00	32,299	0,722	1,295	1,63	1,761	1,003	99,998
16-108-10 1-4	Veio	0,00	0,124	0,105	0,167	0,199	0,12	0,00	0,00	41,923	0,00	33,749	0,00	19,286	1,059	1,372	1,895	99,999
16-108-10 1-5	Veio	0,00	0,135	0,13	0,111	0,19	0,207	0,00	0,00	42,507	0,00	33,515	0,017	19,669	1,4	0,993	1,127	100,001
16-108-10 2-5	Contato	2,667	0,231	0,081	0,119	0,325	0,06	0,00	0,083	0,00	0,559	44,438	0,579	0,00	49,239	0,741	0,879	100,001
16-109-10 11-1	Inclusão	4,091	4,16	0,101	0,145	0,133	0,126	0,00	0,345	53,886	0,00	31,397	0,762	1,094	0,825	1,244	1,691	100
DED-412 4-1	Inclusão	0,495	2,671	0,103	0,141	0,209	0,143	0,00	0,00	15,081	0,00	50,507	0,00	26,297	1,044	2,196	1,113	100
DED-412 5-2	Inclusão	0,00	2,37	0,114	0,192	0,203	0,168	0,00	0,00	36,24	0,00	31,486	0,067	23,625	1,291	2,288	1,957	100,001
DED-412 6-2	Inclusão	0,00	0,825	0,103	0,081	0,15	0,14	0,00	0,00	31,554	0,00	38,685	0,00	19,518	0,916	1,157	6,87	99,999
DED-412 7-2	Inclusão	2,375	2,951	0,059	0,158	0,127	0,255	0,022	0,024	17,505	0,00	46,731	0,836	0,927	1,318	0,758	25,953	99,999
DED-412 8-1	Inclusão	0,317	3,964	0,00	0,145	0,579	0,116	3,444	0,00	0,856	1,463	48,625	1,125	0,748	0,558	15,016	23,047	100,003
DED-412 8-2	Inclusão	3,785	2,594	0,108	0,151	0,181	0,236	0,00	0,00	60,211	0,00	27,526	0,927	0,91	0,928	1,082	1,36	99,999
DED-412 8-3	Inclusão	2,174	0,747	0,077	0,195	0,241	0,086	0,00	0,194	58,318	0,00	31,473	0,647	1,195	1,395	1,583	1,675	100
DED-412 8-6	Inclusão	0,847	4,313	0,00	0,055	0,309	0,119	0,00	0,00	58,676	0,00	31,205	0,724	0,852	0,748	1,045	1,106	99,999
EKRS37 4-1	Inclusão	0,00	0,00	0,331	0,107	0,113	0,187	0,00	0,00	40,255	0,00	33,124	0,15	20,005	1,634	1,522	2,571	99,999
EKRS16 1-1	Inclusão	0,00	0,00	0,168	0,178	0,199	0,23	0,139	0,00	12,728	0,00	50,386	0,943	1,244	1,907	1,724	30,153	99,999
EKRS16 1-2	Inclusão	0,00	0,00	0,235	0,261	0,144	0,226	0,197	0,00	0,443	0,209	53,756	1,39	1,554	1,26	4,576	35,747	99,998