



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ZONAS MINERALIZADAS DO
DEPÓSITO IOCG PAULO AFONSO, PROVÍNCIA CARAJÁS, CRÁTON
AMAZÔNICO**

Rafaella de Araújo Neves

MONOGRAFIA nº 517

Ouro Preto, junho de 2024

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ZONAS
MINERALIZADAS DO DEPÓSITO IOCG PAULO AFONSO,
PROVÍNCIA CARAJÁS, CRÁTON AMAZÔNICO**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. José Alberto Naves Cocota Junior

Vice-Diretor

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Dr. Geraldo Magela Santos Sampaio

Vice Chefe

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

MONOGRAFIA

Nº 517

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ZONAS MINERALIZADAS DO DEPÓSITO IOCG PAULO AFONSO, PROVÍNCIA CARAJÁS, CRÁTON AMAZÔNICO

Rafaella de Araújo Neves

Orientador

Prof. Dr. Gustavo Henrique Coelho de Melo

Co-Orientador

Fernando de Castro Paula

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2023/2.

OURO PRETO

2024

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

N513p Neves, Rafaella de Araújo.
Petrografia e geoquímica das zonas mineralizadas do depósito IOCG
Paulo Afonso, Província Carajás, Cráton Amazônico. [manuscrito] /
Rafaella de Araújo Neves. - 2024.
84 f.: il.: color., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. Gustavo Henrique Coelho de Melo.
Coorientador: Fernando de Castro Paula.
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto.
Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Metalogenia. 2. Cisalhamento. 3. Cobre. 4. Geoquímica. I. Melo,
Gustavo Henrique Coelho de. II. Paula, Fernando de Castro. III.
Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 553.078

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



FOLHA DE APROVAÇÃO

Rafaella de Araújo Neves

Petrografia e geoquímica das zonas mineralizadas do Depósito IOCG Paulo Afonso, Província Carajás, Cráton Amazônico

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de engenheira geóloga

Aprovada em 11 de junho de 2024

Membros da banca

Prof. Dr. Gustavo Henrique Coelho de Melo - Orientador(a) (Universidade Federal de Ouro Preto)
Prof. MSc. Edison Tazava - (Universidade Federal de Ouro Preto)
MSc. Brener Otávio Luiz Ribeiro - (Universidade Federal de Ouro Preto)

Prof. Dr. Gustavo Henrique Coelho de Melo, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 19/06/2024



Documento assinado eletronicamente por **Gustavo Henrique Coelho de Melo, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 19/06/2024, às 10:45, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0723352** e o código CRC **10E0EBE0**.

Agradecimentos

À minha mãe, Regina, expresso minha profunda gratidão pelo incentivo e apoio incondicional. Aos meus irmãos, Carollayne e Victor, e à minha prima-irmã Paloma, por toda a torcida e consideração. Tenho muita sorte em tê-los.

Ao Vitor, pelos ensinamentos, amizade e momentos inesquecíveis.

Ao Nathan, que esteve ao meu lado no final desta jornada, agradeço pelo apoio, incentivo e compreensão nos momentos desafiadores.

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Gustavo Melo, pela oportunidade, pelos ensinamentos e, principalmente, pela paciência. Ao coorientador, Fernando de Castro Paula, pelo apoio.

Aos grandes amigos que o curso me deu, que compartilharam conhecimentos e experiências ao longo desses anos. Em especial, agradeço à Juliana, à Júlia, à Vanessa, à Alana e ao Luís.

Agradeço aos professores do curso, que tiveram um papel fundamental em minha trajetória acadêmica. Cada um de vocês contribuiu de maneira única para o meu aprendizado.

À VALE e a toda equipe com quem trabalhei, especialmente à Elenir Carmo, ao Fabrício Couto, ao Marcos Freire, ao Eduardo Henrique e à Luana Piermatei. Agradeço pelos ensinamentos e por me acolherem de braços abertos.

Por fim, agradeço ao Departamento de Geologia, à Escola de Minas e à Universidade Federal de Ouro Preto, por terem me proporcionado um ensino público superior de qualidade durante toda a minha graduação.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	viii
SUMÁRIO	x
LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE TABELAS	xiv
RESUMO	xix
ABSTRACT	xvii
INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	2
1.3 OBJETIVOS.....	3
1.4 JUSTIFICATIVA	3
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	5
1.5.1 Revisão bibliográfica.....	5
1.5.2 Estudos petrográficos	5
1.5.3 Litoquímica	6
2 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	9
2.1 PROVÍNCIA CARAJÁS	9
2.1.1 Estratigrafia.....	10
2.1.2 Evolução Estrutural-Metamórfica	12
2.2 GEOLOGIA DA ZONA DE CISALHAMENTO DO CINZENTO	14
3 DEPÓSITOS IOCG DA PROVÍNCIA CARAJÁS.....	17
3.1 CONTEXTUALIZAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DOS DEPÓSITOS IOCG DA PROVÍNCIA CARAJÁS.....	17
3.2 CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS IOCG NA ZONA DE CISALHAMENTO DO CINZENTO	18
3.3 MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DE MINÉRIO	21
4 RESULTADOS	25
4.1 GEOLOGIA DO DEPÓSITO PAULO AFONSO	25
4.1.1 Rochas hospedeiras e estruturas	25
4.1.1 Zonas de alteração hidrotermal.....	27
4.2 PETROGRAFIA DAS ZONAS MINERALIZADAS DO DEPÓSITO PAULO AFONSO	
31	
4.2.1 Mineralização cuprífera maciça, disseminada e brechas	32
4.2.2 Mineralização cuprífera em veios.....	33
4.3 GEOQUÍMICA DE ZONAS HIDROTERMALIZADAS E MINERALIZADAS.....	35

4.3.1 Correlações geoquímicas em todos os litotipos	36
4.3.2 Correlações geoquímicas da zona mineralizada	37
5 DISCUSSÕES	47
5.1 ESTILOS DE MINERALIZAÇÃO DO DEPÓSITO PAULO AFONSO	47
5.2 ASSINATURA GEOQUÍMICA DO DEPÓSITO PAULO AFONSO	49
6 CONCLUSÕES.....	53
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	56

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – A) Mapa de localização da Província Carajás com relação ao Cráton Amazônico. B) Mapa das províncias e domínios tectônicos do Cráton Amazônico no Estado do Pará.....	3
Figura 2.1 – Mapa geológico regional do Domínio Carajás indicando seus principais depósitos	9
Figura 4.1 – Caracterização dos litotipos, zonas de alteração hidrotermal e zonas mineralizadas do depósito Paulo Afonso, descritos a partir do testemunho PAF-PASU-DH00120.....	26
Figura 4.2 – Caracterização dos litotipos, zonas de alteração hidrotermal e zonas mineralizadas do depósito Paulo Afonso, descritos a partir do testemunho HBN-PAGR-DH00138	28
Figura 4.3 – Principais feições macroscópicas das rochas hospedeiras do depósito Paulo Afonso	29
Figura 4.4 – Aspectos macro e microscópicos das alterações hidrotermais do depósito Paulo Afonso	30
Figura 4.5 – Aspectos macroscópicos dos dois estilos de mineralização encontrados no depósito Paulo Afonso.....	31
Figura 4.6 – Aspectos macro e microscópicos do estilo de mineralização cuprífera maciça, disseminada e em brechas.....	33
Figura 4.7 – Aspectos macro e microscópicos do estilo de mineralização cuprífera em veios	35
Figura 4.8 – Gráficos de correlações positivas e linhas de tendências referentes à zona mineralizada.....	39
Figura 4.9 – Teores de Cu, Ca, Fe, P e S ao longo dos furos de sondagem PAF-PASU-DH00120, HBN-PAGR-DH00136 e HBN-PAGR-DH00138	41
Figura 4.10 – Gráfico <i>scree</i> ilustrando os autovalores em relação à quantidade de componentes principais (PCs)	44
Figura 4.11 – Projeção das variáveis nos dois planos fatoriais. A) PC1/PC2 e B) PC1/PC3. .	45

Figura 5.1 – Seção transversal esquemática ilustrando o zoneamento de alteração em depósitos IOCG formados em rochas vulcânicas e plutônicas hospedeiras 49

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 4.1 – Correlações positivas mais marcantes levando em consideração todos os litotipos.	36
Tabela 4.2 – Correlações negativas mais marcantes levando em consideração todos os litotipos.	37
Tabela 4.3 – Correlações positivas mais marcantes para os dados obtidos da zona mineralizada.	37
Tabela 4.4 – Correlações negativas mais marcantes para os dados obtidos da zona mineralizada.	38
Tabela 4.5 – Matriz de correlação de autovalores e relação estatística.	42
Tabela 4.6 – Análise dos componentes principais.....	42

Resumo

O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) Paulo Afonso está localizado ao longo da Zona de Cisalhamento Cinzento (ZCC), na Província Carajás (Cráton Amazonas). Ele é hospedado principalmente por rochas graníticas, nas quais as estruturas, texturas e mineralogia primárias se mostram preservadas em locais de menor deformação e menos hidrotermalizados. Setores com intensa deformação são marcados por milonitos, nas proximidades da zona de cisalhamento associados a alteração hidrotermal. A descrição macroscópica e os estudos microscópicos permitiram caracterizar a zona mineralizada do depósito Paulo Afonso e detalhar a assembleia mineral e texturas do minério. De modo geral, os estágios incluem zonas de alteração sódica (albita) e silicificação, seguida por alteração ferro-potássica (biotita+magnetita) e alteração cálcica (actinolita±albita±epidoto), que envelopa as zonas mineralizadas. A mineralização é marcada pela presença de calcopirita-magnetita associada a uma alteração rica em actinolita-clorita-epidoto-allanita-apatita e pode ser observada ao longo da extensão dos testemunhos em dois padrões distintos: mineralização disseminada, maciça e brechas, controladas por um regime mais dúctil; e mineralização associada a veios, controlada por estruturas rúpteis, com zonas bruscas que cortam a rocha hospedeira. Nos dois padrões de mineralização, além da presença da calcopirita e magnetita, a associação mineralógica ainda contém pirita e pirrotita, que são mais abundantes no segundo padrão. A mineralização no depósito está sempre associada a um alto grau de alteração hidrotermal e sulfetação, e essas zonas geralmente se mostram intensamente deformadas. Os intervalos de zonas mineralizadas ($Cu > 2.000$ ppm) mostram correlação positiva de S, Sn, Co, Fe, Au, Zn e P. Isso pode ser atribuído à formação de minerais como calcopirita ($CuFeS_2$), pirita (FeS_2) e pirrotita ($Fe(1-x)S$), bem como ao estágio principal de mineralização cuprífera, que apresenta semelhanças com a classe de depósitos IOCG e possivelmente está relacionado à reativação da ZCC. O controle estrutural do depósito é bastante significativo, onde a zona de cisalhamento teve um papel essencial na evolução do depósito.

Palavras-chave: Depósito IOCG; Província Carajás; Zona de Cisalhamento do Cinzento; Mineralização Cuprífera.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O Domínio Carajás, situado ao norte da Província Carajás no Cráton Amazônico, abriga algumas das maiores reservas de cobre do Brasil (Xavier *et al.* 2017). A diversidade de depósitos minerais presentes torna essa área um dos principais focos de pesquisa e exploração mineral no país atualmente. Entre esses depósitos, destacam-se aqueles classificados como óxido ferro-cobre-ouro, também conhecidos como *Iron Oxide-Copper-Gold* (IOCG).

Os depósitos estão distribuídos ao longo de três principais zonas de cisalhamento no Domínio Carajás. Com direção predominante de WNW-ESE, essas zonas de cisalhamento são identificadas como Zona de Cisalhamento Cinzento e Carajás, ao norte, e Zona de Cisalhamento Canaã, ao sul (Monteiro *et al.* 2008, Xavier *et al.* 2012, Pinheiro *et al.* 2013, Moreto *et al.* 2015). Neste contexto, são reconhecidos dois cinturões cupro-auríferos no Domínio Carajás: o Cinturão Sul do Cobre ao longo da Zona de Cisalhamento Canaã, e o Cinturão Norte do Cobre ao longo da Zona de Cisalhamento do Cinzento, onde estão localizados os principais depósitos IOCG da província (Moreto *et al.* 2015).

Enquanto a Zona de Cisalhamento Canaã hospeda os depósitos Sossego (Lancaster Oliveira *et al.* 2000, Moreto 2015), Cristalino (NCL Brasil 2005, Craveiro *et al.* 2019) e Alvo 118 (Rigon *et al.* 2000, Torresi *et al.* 2012); a Zona de Cisalhamento do Cinzento hospeda os depósitos Salobo (Vale 2012, Melo 2016), Furnas (Jesus 2016), Grota Funda (Hunger *et al.* 2018), GT 46/Igarapé Cinzento (Toledo *et al.* 2019). O depósito Paulo Afonso, foco deste estudo, também se encontra ao longo deste importante *trend* cuprífero.

Neste cenário, o depósito Paulo Afonso encontra-se em falhas secundárias da Zona de Cisalhamento do Cinzento e tem sua principal ocorrência em rochas graníticas de idade até então desconhecida. A mineralização observada no depósito está principalmente associada a veios, vênulas e brechas, além de ocorrer também de forma disseminada nos planos de foliação das rochas. Este depósito parece representar uma mineralização de cobre distinta daquelas reconhecidas nos principais depósitos de cobre da Zona de Cisalhamento do Cinzento. Os depósitos IOCG localizados nesta zona foram formados em um evento mineralizante há 2,55 Ga (Réquia *et al.* 2003, Hunger *et al.* 2018, Melo *et al.* 2019, Toledo *et al.* 2019) e exibem zonas de alteração hidrotermal de alta temperatura com a presença de granada, grunerita e magnetita, que envelopam os corpos mineralizados de cobre. Isso não parece o mesmo observado no depósito Paulo Afonso.

O depósito Paulo Afonso exhibe predominantemente halos de alteração sódico-cálcica e cálcica, acompanhados por zonas mineralizadas de cobre que foram controladas tanto por processos dúcteis quanto rúpteis. Esses halos de alteração se mostram de forma distinta aos demais depósitos IOCG da Zona de Cisalhamento do Cinzento, e estes dois estilos de mineralização podem apresentar ainda assinaturas geoquímicas distintas. São reconhecidos tanto mineralização ao longo de planos discretos de foliação quanto mineralização em veios e vênulas. Isso sugere que a evolução metalogenética do depósito pode diferir significativamente de outros depósitos localizados na região, como o depósito Salobo por exemplo.

Essas características ainda suscitam questionamentos acerca da possível formação do depósito durante um evento Neoarqueano (2,7 Ga ou 2,5 Ga) ou Paleoproterozoico (1,88 Ga), ou se houve sobreposição desses eventos em escala do depósito. A evolução temporal desse depósito permanece uma questão em aberto e requer uma compreensão mais aprofundada.

Assim, este trabalho de conclusão de curso apresenta um estudo detalhado das zonas mineralizadas do depósito IOCG Paulo Afonso, com ênfase na caracterização petrográfica e geoquímica dessas zonas. A análise das características mineralógicas e assinaturas geoquímicas das diversas zonas mineralizadas com diferentes controles estruturais pode oferecer informações essenciais sobre os processos genéticos que deram origem ao depósito. Após os tratamentos estatísticos que permitiram estabelecer correlações geoquímicas entre os elementos de interesse, comparou-se os resultados com outros depósitos IOCG da região. Esta comparação contribui significativamente para uma compreensão mais profunda da evolução metalogenética dessas áreas e, ao mesmo tempo, proporciona uma base sólida para futuras campanhas de prospecção geoquímica.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A Província Carajás (Figura 1.1A) está localizada na porção sudeste do estado do Pará, na região norte do Brasil, a uma distância de cerca de 800 km da capital Belém. O acesso rodoviário a partir de Belém é feito pela PA-150 e PA-275 até a Serra dos Carajás.

A província é limitada ao norte pelo Domínio Bacajá, ao sul pelo Domínio Santana do Araguaia, ao leste pelo Cinturão Araguaia, e ao oeste pelo Domínio Iriri-Xingu (Figura 1.1B).

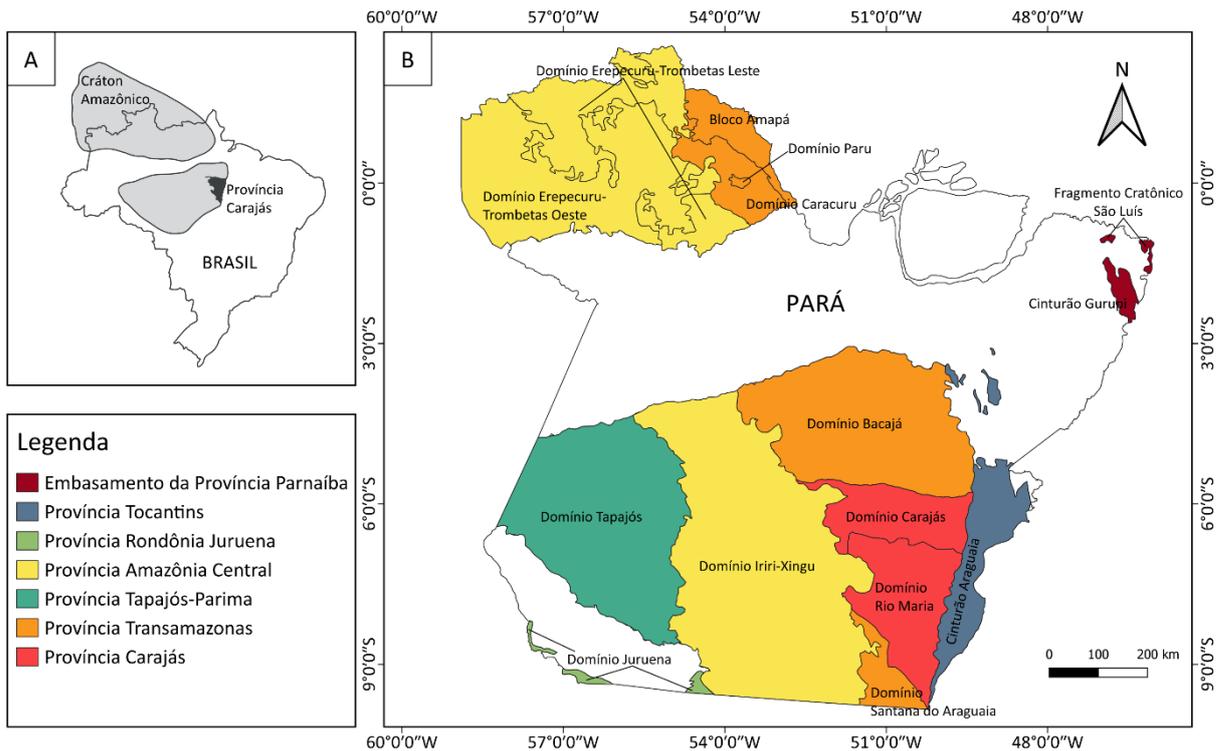


Figura 1.1 – A) Mapa de localização da Província Carajás com relação ao Cráton Amazônico. B) Mapa das províncias e domínios tectônicos do Cráton Amazônico no Estado do Pará. Modificado de Vasquez *et al.* (2008).

O depósito Paulo Afonso encontra-se inserido no setor norte do Domínio Carajás, onde está a maior concentração de depósitos IOCG da Província Carajás (Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008, Dall’Agnol *et al.* 2013).

1.3 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é a compreensão da assinatura geoquímica e mineralogia de zonas mineralizadas do depósito Paulo Afonso. Os objetivos específicos são:

- a. Identificação de rochas hospedeiras inalteradas, zonas hidrotermalizadas e zonas mineralizadas;
- b. Caracterização mineralógica e microestrutural das zonas mineralizadas em cobre;
- c. Caracterização das assinaturas geoquímicas das zonas mineralizadas a partir de análises estatísticas univariada, bivariada e multivariada;
- d. Comparação da assinatura geoquímica do depósito Paulo Afonso com outros depósitos IOCG.

1.4 JUSTIFICATIVA

Os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) da Província Carajás possuem estilos variados em termos de alteração hidrotermal e mineralização, a depender da idade de sua formação.

Ainda não há um modelo genético consensual para essa classe de depósitos, uma vez que a diversidade de características de depósitos IOCG e evidências indicativas da origem dos fluidos hidrotermais, das altas salinidades e dos metais sugerem que distintos processos geológicos desenvolvidos em diferentes ambientes e condições físico-químicas poderiam ser responsáveis pela gênese dos depósitos nos vários distritos (Hitzman 2000, Williams *et al.* 2005).

Na Província Carajás, os principais eventos mineralizantes foram registrados em torno de 2,71-2,68 Ga, 2,55 Ga e 1,88 Ga, que são cronocorrelatos à colocação de corpos graníticos em escala regional (Tallarico *et al.* 2005, Moreto *et al.* 2015). Atualmente, vários estudos têm destacado o papel crucial da colocação de corpos graníticos e a exsolução de fluidos hidrotermais no processo de formação dos depósitos IOCG (Melo *et al.* 2019, Pestilho *et al.* 2020, Previato *et al.* 2020).

Enquanto os depósitos neoarqueanos formados em 2,71-2,68 Ga e 2,55 Ga exibem alteração hidrotermal de mais alta temperatura e controle mais dúctil, aqueles formados durante o Paleoproterozoico, em 1,88 Ga, apresentam alteração hidrotermal de mais baixa temperatura e controle mais rúptil. Essas características parecem se reproduzir também na mineralogia e assinatura geoquímica das zonas mineralizadas, ainda que esta questão seja incerta. De acordo com Carneiro (2012), os depósitos IOCG neoarqueanos são geralmente marcados por um forte enriquecimento em Ni, Co e U, ao passo que os depósitos paleoproterozoicos exibem teores mais elevados de Sn, Nb e Ag.

A porção norte do Domínio Carajás revela uma evolução tectono-magmática complexa, que resultou em diversas mineralizações do tipo IOCG ao longo da Zona de Cisalhamento do Cinzento, de idade *ca.* 2,55 Ga (Réquia *et al.* 2003, Hunger *et al.* 2018, Toledo *et al.* 2019).

Esses depósitos estão distribuídos em duas grandes zonas de cisalhamento no Domínio Carajás, na parte norte da província. A Zona de Cisalhamento do Cinzento compreende diversos depósitos IOCG de importância global, como Salobo, Furnas e GT-46 (Xavier *et al.* 2012, Jesus 2016, Melo *et al.* 2016). Conforme Melo *et al.* (2021), os depósitos IOCG encontrados nessa região foram formados em um evento mineralizante em 2,55 Ga. Eles exibem zonas de alteração hidrotermal de alta temperatura, caracterizadas pela presença de granada, grunerita e magnetita, que envolvem os corpos mineralizados de cobre.

O depósito de cobre Paulo Afonso exibe halos de alteração sódica-cálcica e cálcica de forma distinta aos demais depósitos IOCG da Zona de Cisalhamento do Cinzento. Dentro deste depósito parece existir dois estilos de mineralização principal controlada por estruturas dúcteis e rúpteis, que por sua vez podem apresentar também assinaturas geoquímicas distintas. A assinatura geoquímica de depósitos minerais é fator primordial na pesquisa mineral e busca por novos depósitos minerais.

Assim, a caracterização desse depósito é de extrema importância para o estudo dos depósitos IOCG na Província Carajás, especialmente no Domínio Carajás. Os dados obtidos são de grande

relevância, pois vão ajudar a compreender a origem das zonas hidrotermalizadas e mineralizadas presentes nessa região. A compreensão da sua assinatura geoquímica revelará não apenas aspectos sobre sua gênese, como também guias prospectivos regionais para a busca de outros depósitos similares.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

As etapas para a realização deste trabalho estão descritas nos tópicos subsequentes. Os trabalhos de campo e a coleta de amostras foram conduzidas previamente pelo orientador do projeto, Prof. Dr. Gustavo Henrique Coelho de Melo, em colaboração com o coorientador, Fernando de Castro Paula. Os testemunhos de sondagem e análises químicas foram disponibilizados pela empresa Vale.

1.5.1 Revisão bibliográfica

Ao longo de todo o desenvolvimento do projeto, a revisão bibliográfica foi uma etapa crucial da metodologia. Durante o desenvolvimento do trabalho foi feito um levantamento bibliográfico dos materiais referentes à evolução geológica e metalogenética da Província Carajás, dos depósitos IOCG e geoquímica na caracterização de sistemas hidrotermais.

A revisão bibliográfica enfatizou principalmente publicações acerca da evolução crustal e metalogênese do Domínio Carajás, em especial relacionadas ao contexto geológico regional e local do depósito Paulo Afonso, na Zona de Cisalhamento Cinzento.

1.5.2 Estudos petrográficos

Os estudos petrográficos foram realizados no laboratório de microscopia do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto. Foram utilizados microscópios petrográficos binoculares Olympus BXP-40 com acessório para análise por luz polarizada refletida, visando a caracterização mineralógica, textural e estrutural dos litotipos, bem como da alteração hidrotermal e mineralizações associadas. As fotomicrografias foram feitas nos microscópios Leica DM750 P e AX2, utilizando o *software* LAS.

Foram utilizadas amostras de testemunhos de sondagem previamente coletadas e confeccionadas em lâminas delgadas-polidas. Essas análises foram realizadas em luz transmitida e luz refletida em seções delgadas-polidas e seções polidas. No total, foram analisadas 8 lâminas das zonas mineralizadas do depósito Paulo Afonso. O objetivo desses estudos foi caracterizar essas zonas mineralizadas e analisar detalhadamente a mineralogia, as texturas, as microestruturas de deformação, relações de alteração hidrotermal sobre a mineralogia primária e as possíveis inclusões minerais. Além

disso, visou-se identificar as rochas hospedeiras das mineralizações, a evolução paragenética, as relações texturais entre minerais de minério e de ganga, as sobreposições de feições tectônicas e os eventos hidrotermais. Essas informações foram fundamentais para a estruturação do projeto e o avanço das etapas seguintes de pesquisa.

1.5.3 Litoquímica

Os dados geoquímicos foram obtidos a partir de três testemunhos de sondagem do depósito Paulo Afonso, PASU-DH00120, HBN-PAGR-DH00138 e HBN-PAGR-DH00136, com estilos distintos de mineralização. As amostras foram selecionadas e enviadas para o Laboratório ALS, onde foram medidos os conteúdos de elementos maiores, menores e traços. No total, foram avaliadas 782 amostras: 372 do furo PASU-DH00120, 209 do furo HBN-PAGR-DH00138 e 201 do furo HBN-PAGR-DH00136.

No laboratório, as amostras dos testemunhos foram analisadas quimicamente via Espectrometria de Massa com Plasma Indutivamente Acoplada (ICP-MS – *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) e Espectrometria de Emissão Ótica com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-AES – *Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy*). Enquanto o ICP-MS utiliza a análise de massa atômica dos elementos pela carga dos íons excitados a partir do plasma acoplado, o ICP-AES utiliza a análise dos comprimentos de onda de fótons gerados a partir dessa excitação dos átomos. Foram obtidos dados para os seguintes elementos: Ag, Al, As, Au, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Cl, Co, Cr, Cs, Cu, F, Fe, Ga, Ge, Hf, In, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Rb, Re, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Th, Ti, Tl, U, V, W, Y, Zn e Zr.

Todas as amostras foram analisadas pelo laboratório ALS utilizando um método de digestão de quatro ácidos, que usa uma combinação de ácidos nítrico, perclórico e fluorídrico, com uma fase final de dissolução utilizando ácido clorídrico. Posteriormente, seguiu-se para a determinação das abundâncias elementares de 48 elementos por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS; método ME-MS61). Esse método fornece resultados robustos a níveis muito abaixo dos antecedentes regionais mais baixos para a maioria dos elementos, permitindo um nível de detalhe sem precedentes na geoquímica dos principais e dos vestígios em cada amostra.

As técnicas das análises químicas utilizadas também compreenderam enxofre total por forno Leco e espectroscopia de infravermelho (S-IR08); Cu com digestão por quatro ácidos (Cu-AA62); cloro por fusão com metaborato ou tetraborato de lítio e determinação por Fluorescência de Raios X (XRF, Cl-XRF20); análise de Au por ensaio de fogo e espectroscopia de absorção atômica (Au-AA23); e flúor por fusão de hidróxido de potássio e eletrodo seletivo de íons (F-ELE81). Para os valores expressos em

unidades diferentes, em porcentagem, foi feita uma conversão para ppm, o que não afetou na interpretação do *footprint* geoquímico da área.

Posteriormente, os dados geoquímicos de rocha total foram tratados utilizando os *softwares* Microsoft Excel e ioGas-64-8.1®. A partir deles, foram efetuadas análises estatísticas univariada, bivariada e multivariada. Finalmente, os dados foram comparados com outros depósitos IOCG da Província Carajás.

2.1 PROVÍNCIA CARAJÁS

Localizada na porção sudeste do Cráton Amazônico (Figura 2.1), a Província Carajás (Santos *et al.* 2000, Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008) abriga os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) mais significativos do Brasil. Caracterizada como o bloco arqueano do Cráton Amazônico (Vasquez *et al.* 2008), a província possui um imenso potencial mineral que tem atraído diversos estudos, especialmente em relação ao seu potencial metalogênico.

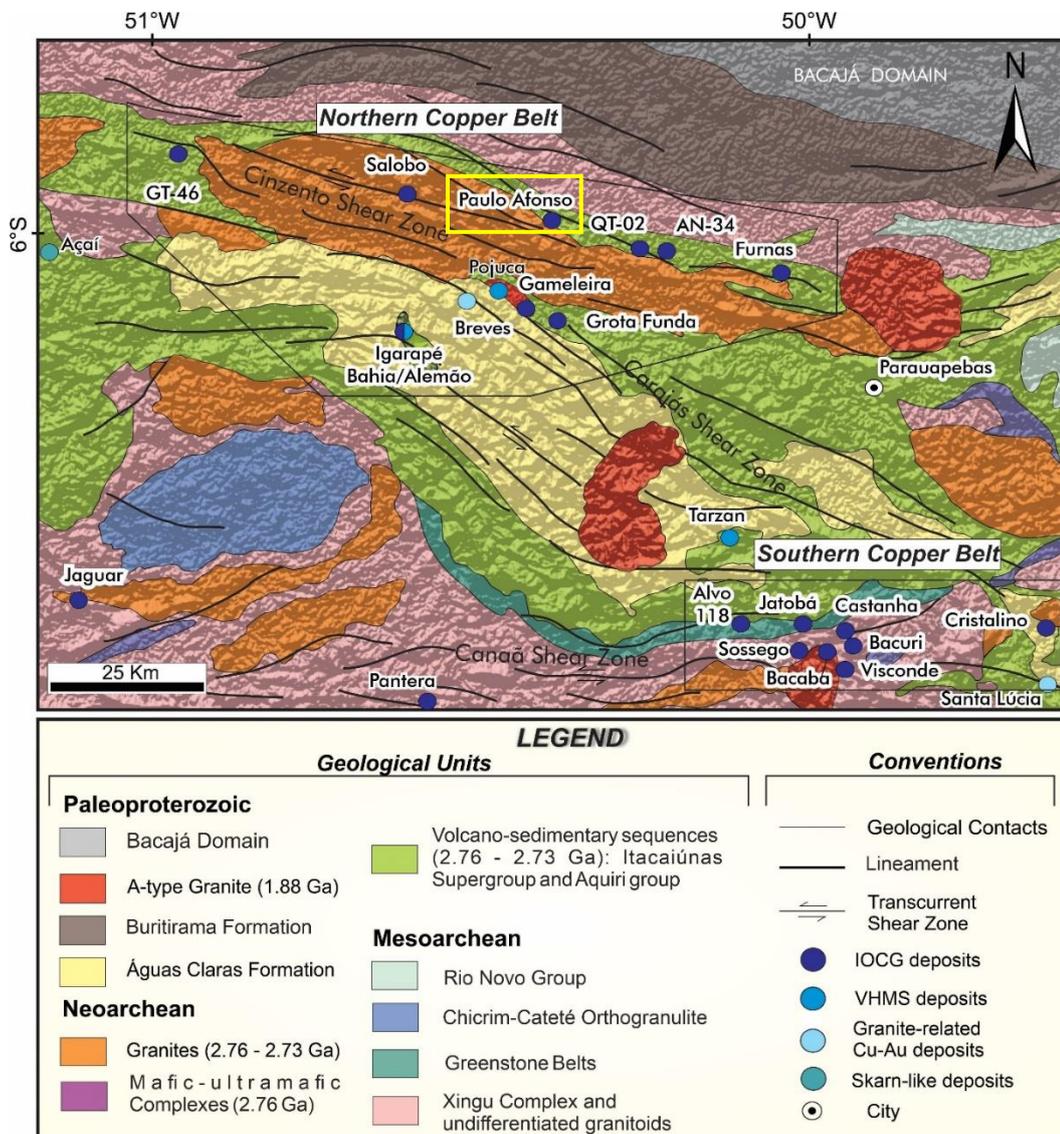


Figura 2.1 – Mapa geológico regional do Domínio Carajás indicando seus principais depósitos, incluindo Depósito Paulo Afonso, destacado em amarelo. Modificado de Vasquez *et al.* (2008).

A Província Carajás corresponde ao núcleo crustal mais antigo e bem preservado do Cráton Amazônico (DOCEGEO 1988, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari & Macambira 1999). Essa região foi tectonicamente formada e estabilizada durante o Arqueano e, posteriormente, foi afetada por um extenso magmatismo Paleoproterozoico, que se caracterizou pela ocorrência de intrusões graníticas anorogênicas, bem como de diques máficos e félsicos (Macambira *et al.* 1995).

Ao norte, é delimitada pelo Domínio Bacajá (Cordani *et al.* 1984; Macambira *et al.* 2003, 2007; Monteiro 2006), e ao sul pelo Domínio Santana do Araguaia (Vasquez *et al.* 2008), ambos com idade Paleoproterozoica. A fronteira leste é delimitada pelos cavalgamentos do Cinturão Araguaia, pertencente à Província Tocantins. Por fim, a delimitação a oeste é constituída pelas rochas ígneas e sedimentares paleoproterozoicas da Província Amazônia Central, que podem cortar e sobrepor-se às seqüências da Província Carajás (Vasquez *et al.* 2008).

2.1.1 Estratigrafia

Santos (2003) divide a Província Carajás em dois blocos tectônicos: o Domínio Rio Maria, a sul, e o Domínio Carajás, a norte. Os dois domínios são separados por uma descontinuidade regional de direção aproximada E-W, definida com base em anomalias magnetométricas e estruturas regionais (Vasquez *et al.* 2008).

Segundo Vasquez *et al.* (2008), o Domínio Rio Maria é caracterizado por uma crosta juvenil mesoarqueana, onde ocorrem seqüências de *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas (2,98 a 2,86 Ga; Almeida *et al.* 2011), complexos máfico-ultramáficos, granitoides e ortognaisses da série TTG (throndjemito-tonalito-granodiorítico), além de sanukitoides e leucogranitos potássicos (Oliveira *et al.* 2009, 2010; Almeida *et al.* 2010, 2016). O metamorfismo presente nas rochas vulcanossedimentares deste domínio foi classificado por Souza *et al.* (1990) como sendo de fácies xisto verde a anfibolito inferior.

O Domínio Carajás, por sua vez, é subdividido em duas partes distintas: a Bacia Carajás, ao norte, e o subdomínio Canaã dos Carajás, ao sul (Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008, Dall’Agnol *et al.* 2013). O domínio abriga grande concentração de depósitos IOCG da província e compreende tanto embasamento quanto seqüências supracrustais (Moreto *et al.* 2011).

Seu embasamento mesoarqueano é representado pelo Complexo Xingu ($3066 \pm 5,6$ Ma; Delinardo da Silva 2014) composto de gnaisses tonalíticos a trondhjemíticos e migmatitos. Além disso, também fazem parte desse embasamento o Complexo Pium (ortogranulito Chicrim-Cateté), constituído por ortogranulitos máficos a félsicos de idades 3002 ± 14 Ma (U–Pb em zircão; Pidgeon *et al.* 2000), bem como granitoides considerados partes do Complexo Xingu, que posteriormente foram individualizados através de estudos isotópicos (U–Pb em zircão). São incluídos nesta unidade: o

complexo tonalítico Campina Verde, os granitos Serra Dourada, Cruzadão e Bom Jesus (2,87 – 2,83 Ga; Feio *et al.* 2013), o tonalito Bacaba (3,05 – 3,0 Ga; Feio *et al.* 2013) e o granito Sequeirinho (3,0 – 2,99 Ga; Moreto *et al.* 2015), o Trondhjemitó Rio Verde e os granitos Canaã dos Carajás (2,96 – 2,93 Ga; Feio *et al.* 2013), e as suítes graníticas Pedra Branca e Planalto e rochas charnockíticas associadas (2,75 – 2,73 Ga; Feio *et al.* 2013).

Sobrepostas ao embasamento encontram-se as sequências metavulcanossedimentares atribuídas ao: i) Grupo Rio Novo (Hirata *et al.* 1982), caracterizado por anfibolitos, xistos, metagrauvacas, metavulcânicas toleíticas e gabros; ii) Grupo Aquiri (Macambira & Vale 1997), situado na porção oeste do Domínio Carajás, e constituído por metavulcânicas máficas a ácidas e metassedimentares (quartzitos, filitos e formações ferríferas); e iii) Supergrupo Itacaiúnas (*ca.* 2,76 – 2,73 Ga; Wirth *et al.* 1986, DOCEGEO 1988, Machado *et al.* 1991), que foi dividido por DOCEGEO (1988) em quatro unidades aproximadamente cronocorrelatas: i) Igarapé Pojuca; ii) Igarapé Bahia; iii) Grão Pará e iv) Igarapé Salobo.

O Grupo Igarapé Salobo, unidade mais antiga (2761 ±3 Ma, U-Pb em zircão; Machado *et al.* 1991) e que hospeda o depósito IOCG Salobo, é caracterizado por uma sequência de paragneisses, rochas metavulcanossedimentares (metagrauvacas, quartzo-clorita xistos, granada-biotita xistos e quartzitos), além de anfibolitos e formações ferríferas (DOCEGEO 1988).

O Grupo Grão Pará é caracterizado por uma sequência de rochas metavulcânicas máficas e félsicas, brechas, quartzitos e conglomerados da Formação Parauapebas (2757 ±7 Ma e 2760 ±11 Ma; U-Pb em zircão; Wirth *et al.* 1986, Machado *et al.* 1991, Trendall *et al.* 1998) além de uma espessa sequência de rochas metassedimentares químicas, dolomitos e formações ferríferas jaspilíticas da Formação Carajás (Meirelles 1986, Lindenmayer *et al.* 2001, Macambira & Schrank 2002) que hospedam as mineralizações de ferro de alto teor (DOCEGEO 1988, Justo 2018).

O Grupo Igarapé Bahia (2748 ± 31 Ma; U-Pb em zircão; Tallarico *et al.* 2005) é caracterizado, em sua unidade inferior, por rochas metavulcânicas máfico-intermediárias, metapiroclásticas e metassedimentares, incluindo formações ferríferas subordinadas (DOCEGEO 1988). Em sua unidade superior ocorrem rochas metassedimentares turbidíticas classificadas metamorficamente como fácies xisto verde inferior (DOCEGEO 1988, Dreher *et al.* 2005).

O Grupo Igarapé Pojuca (2732 ±3 Ma; U-Pb em zircão; Machado *et al.* 1991) é composto por rochas metavulcânicas básico-intermediárias, com sedimentos clásticos e químicos intercalados, além de metapelitos, anfibolitos e formações ferríferas, metamorfizados em fácies xisto verde a anfibolito (DOCEGEO 1988).

A Formação Águas Claras é encontrada sobreposta, com discordância angular, ao Supergrupo Itacaiúnas, e é constituída por sequências metavulcanossedimentares depositadas em um ambiente que

varia de fluvial a marinho raso (Nogueira *et al.* 1995). Araújo Filho *et al.* (2020) propuseram uma subdivisão na Formação Águas Claras: sua porção basal foi denominada Formação Azul e é composta por depósitos de ritmitos com enriquecimento de manganês; enquanto a porção superior, que corresponde à redefinida Formação Águas Claras, é composta por conglomerados e arenitos.

Intrudindo toda a sequência metavulcanossedimentar e o embasamento do Domínio Carajás ocorrem os corpos máficos e ultramáficos do Complexo Luanga (2763 ± 6 Ma; Machado *et al.* 1991), da Suíte Intrusiva Cateté (Macambira & Vale 1997), o Gabro Santa Inês (DOCEGEO 1988) e Diopsídio-Norito Pium (2745 ± 1 Ma; Santos *et al.* 2013).

No Domínio Carajás houve três eventos principais de granitogênese. O primeiro deles, contemporâneo à formação das sequências metavulcanossedimentares (2,76 – 2,74 Ga), é representado por granitos subalcalinos tipo A e cálcico-alcalinos, sin-tectônicos em relação ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento (Araújo e Maia 1991), além de granitos com afinidade cálcio-alcalina (Huhn *et al.* 1999, Barbosa 2004). Eles são representados pelo Complexo Granítico Estrela (Barros *et al.* 2001), além dos granitos Plaquê, Planalto, Serra do Rabo (Sardinha *et al.* 2001), Igarapé Gelado, Diorito Cristalino, Cristalino (Huhn *et al.* 1999) e Sossego (Moreto *et al.* 2015).

O segundo evento corresponde ao magmatismo granítico de 2,57 Ga, o qual ocorre preferencialmente na porção norte do Domínio Carajás. É representado por corpos graníticos deformados que ocorrem ao longo da Zona de Cisalhamento Cinzento, representados pelos granitos *Old Salobo*, Itacaiúnas e pelo granito isotrópico do depósito GT-46 (Machado *et al.* 1991, Souza *et al.* 1996, Melo *et al.* 2016, 2019, Toledo *et al.* 2019).

Por fim, o último evento compreende os granitos tipo A alcalinos a subalcalinos de 1,88 Ga, incluindo os granitos Central de Carajás, *Young Salobo*, Cigano, Pojuca e Breves (Cordani 1981, Machado *et al.* 1991, Lindenmayer & Teixeira 1999, Tallarico 2003, Tallarico *et al.* 2004).

2.1.2 Evolução Estrutural-Metamórfica

A Província Carajás apresenta uma evolução estrutural-metamórfica complexa, influenciada por diversos eventos que moldaram a região ao longo do tempo.

Estudos propõem a divisão do Domínio Carajás em três domínios estruturais, representados pelas zonas de cisalhamento transcorrentes Cinzento e Carajás, ao norte, e Canaã, ao sul (Monteiro *et al.* 2008, Xavier *et al.* 2012, Pinheiro *et al.* 2013, Moreto *et al.* 2015). Os sistemas Carajás e Cinzento correspondem a grandes zonas de transcorrência de direção NW-SE marcadas por intensa deformação, e ao sul desses sistemas, a Zona de Cisalhamento Canaã é caracterizada por transpressão sinistral de direção E-W (Pinheiro *et al.* 2013). Holdsworth e Pinheiro (2000) propõem que os sistemas de falhas

Carajás e Cinzento guardam evidências de diversas fases de reativações dextrais e sinistrais a partir de 2,70 Ga.

Inicialmente definida por Beisiegel *et al.* (1973), a configuração estrutural predominante da província foi descrita como um sinclinório com eixo WNW-ESE. Rosière *et al.* (2006) sugerem que as estruturas das serras Norte e Sul são relacionadas a um par antiformal-sinormal em forma de "S", denominado de Dobra Carajás. Araújo e Maia (1991) atribuem a configuração estrutural complexa da área ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento com direção regional E-W e WNW-ESE, como os sistemas de falha Carajás e Cinzento.

No embasamento cristalino do Domínio Carajás há evidências de um evento metamórfico que afetou suas rochas, cuja idade foi obtida através de datação de bordas de zircão das rochas do Complexo Pium ($2,859 \pm 9$ Ma; U-Pb em zircão; Pidgeon *et al.* 2000), possivelmente associada à colisão do Domínio Carajás com o Domínio Rio Maria. Posteriormente, alguns autores sugerem que as sequências metavulcanossedimentares sobrejacentes, pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas teriam sido metamorfozadas em fácies xisto verde (Tavares *et al.* 2018). Por outro lado, há autores que sugerem que as sequências vulcanosedimentares do Supergrupo Itacaiúnas não registram essas condições (Dreher *et al.* 2008, Melo *et al.* 2019).

Sob regime de extensão regional (transtração rúptil) em ca. 2,80-2,70 Ga, as rochas vulcanossedimentares presentes na região teriam sido acomodadas por subsidência tectônica ao formato atual da estrutura sigmoidal de Carajás. Os sistemas de falha Carajás e Cinzento teriam se formado durante esse evento (Domingos 2009).

A interação entre a evolução estrutural e metamórfica é notável, com as deformações regionais associadas aos eventos tectônicos responsáveis pelo desenvolvimento das estruturas sigmoidais e pelo forte contraste no grau metamórfico em diferentes áreas da província.

A região norte é marcada por diversos eventos metamórficos-deformacionais, como o desenvolvimento (ca. 2,7 Ga) e sucessivas reativações (ca. 2,5 – 2,4 Ga) da Zona de Cisalhamento Cinzento (Machado *et al.* 1991, Melo *et al.* 2016, Toledo *et al.* 2019) e a colocação de corpos graníticos (em ca. 2,76 – 2,73 Ga; Sardinha *et al.* 2006, Feio *et al.* 2012 e ca. 2,57 Ga; Réquia *et al.* 2003, Tallarico *et al.* 2005). Isso se reflete diretamente na metalogênese, como é evidenciado pela ocorrência de múltiplos eventos hidrotermais em ca. 2,7, 2,5 e 2,4 Ga (Melo *et al.* 2016, Hunger *et al.* 2019, Toledo *et al.* 2019).

As zonas de cisalhamento de Carajás e Cinzento apresentam movimentação transcorrente e cinemática predominante sinistral, de caráter rúptil-dúctil, comumente acompanhadas de silicificação das rochas por elas cortadas. Apresentam forma sigmoidal e orientação variando entre E-W e ESE-NNW, sub-paralelas ao plano axial de dobras de escala regional (Rosière *et al.* 2005). A zona de

cisalhamento de Carajás acompanha o flanco rompido que divide o par antiformal-sinfomal da Dobra Carajás definida por Rosière *et al.* (2005). Segundo Holdsworth & Pinheiro (2000) a deformação associada à falha Carajás ocorre em níveis crustais relativamente rasos (< 5 km), e sua orientação seria controlada pela trama dúctil das rochas do embasamento. Segundo Costa *et al.* (2007), o domínio norte da falha contém corpos de minério de ferro dobrados, falhados e rotacionados na Serra Norte, e várias ramificações lítricas do tipo *splay* de orientação aproximada N-S controlam o posicionamento desses corpos. Segundo o autor, o domínio meridional na região da Serra Sul inclui corpos de minério com mergulho para norte.

Estudos recentes sugerem que um evento metamórfico regional seria reconhecido na parte norte do Domínio Carajás resultado da colisão do Domínio Carajás e do Domínio Bacajá no Paleoproterozoico (ca. 2,1 – 2,0 Ga), gerando paragêneses minerais de alto grau e toda a estruturação WNW-ESE atualmente observada na transição entre os domínios (Tavares *et al.* 2018, Salgado *et al.* 2019, Prado 2019).

2.2 GEOLOGIA DA ZONA DE CISALHAMENTO DO CINZENTO

A Zona de Cisalhamento do Cinzento (ZCC) é uma importante estrutura geológica localizada na porção norte do Domínio Carajás. Essa zona desempenha um papel fundamental na evolução tectônica e metamórfica da região. A ZCC apresenta uma orientação geral de WNW-ESE e é marcada por intensa deformação ao longo de seus segmentos estruturais (Pinheiro e Holdsworth 2000, Tavares *et al.* 2018, Salgado *et al.* 2019, Prado 2019).

No setor norte do Domínio Carajás, importantes depósitos cupríferos estão situados ao longo dessa extensa zona de cisalhamento, a qual representa a transição para o Domínio Bacajá e envolve a justaposição de diferentes tipos de rochas (Vasquez *et al.* 2008). Alguns dos depósitos mais significativos desse setor estão localizados ao longo dessa zona, como Salobo, Furnas, Paulo Afonso e GT-46.

De forma geral, no Cinturão Norte, os depósitos localizados próximo ao limite com o Domínio Bacajá (e.g. Salobo, Melo *et al.* 2016; GT46/ Igarapé Cinzento, Silva *et al.* 2005) são caracterizados por zonas de intensa alteração potássica, desenvolvidas em condições dúcteis e elevadas temperaturas, acompanhadas por significativo enriquecimento em ferro, seguidos por estágios tardios de cloritização (Toledo *et al.* 2019). Ademais, associações minerais com almandina e grunerita, além da grande presença de turmalina próxima às zonas mineralizadas, são características comuns desses depósitos (Lindenmayer 2003, Tallarico *et al.* 2005, Silva *et al.* 2005, Xavier *et al.* 2008, Melo *et al.* 2016, Jesus 2016, Toledo *et al.* 2019).

A Zona de Cisalhamento do Cinzento apresenta uma história geológica abrangente, na qual os principais eventos mineralizantes ocorrem de forma cronocorrelata à colocação de corpos graníticos em uma escala regional (Tallarico *et al.* 2005, Moreto *et al.* 2015). O primeiro deles, contemporâneo à formação das sequências metavulcanossedimentares presentes na Província Carajás (2,76 – 2,74 Ga), é representado por granitos subalcalinos tipo A e cálcico-alcalinos, *sin*-tectônicos em relação ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento, incluindo a ZCC (Araújo e Maia 1991), além de granitos com afinidade cálcio-alcalina (Huhn *et al.* 1999, Barbosa 2004). O segundo, correspondente ao magmatismo granítico de 2,57 Ga, ocorre preferencialmente na porção norte do Domínio Carajás de forma mais restrita ou pouco caracterizada, e é representado por corpos graníticos deformados que ocorrem ao longo da ZCC, representados pelos granitos *Old Salobo*, *Itacaiúnas* e pelo granito isotrópico do depósito GT-46 (Machado *et al.* 1991, Souza *et al.* 1996, Melo *et al.* 2016, 2019, Toledo *et al.* 2019). A idade (2,72 Ga) marca um período em que ocorreu uma deformação dúctil ao longo da ZCC, onde Toledo *et al.* (2019) sugerem que a região passou por intensa reativação da zona de cisalhamento. Finalmente, o último evento compreende os granitos de 1,88 Ga, incluindo os granitos *Central de Carajás*, *Young Salobo*, *Cigano*, *Pojuca* e *Breves* (Cordani 1981, Machado *et al.* 1991, Lindenmayer & Teixeira 1999, Tallarico 2003, Tallarico *et al.* 2004). Ademais, as mineralizações de cobre-ouro polimetálicas associadas ao magmatismo granítico paleoproterozoico (1,88 Ga) também fazem parte dessa história (Xavier *et al.* 2017).

Dessa forma, a ZCC tem uma influência direta na gênese dos depósitos minerais presentes na região, resultando em uma evolução complexa. Diferentes fases de reativação da zona de cisalhamento (entre 2,58 e 2,45 Ga) podem ter funcionado como controle para a circulação e atividade de fluidos, bem como para colocação e deformação de rochas, favorecendo a formação dos diversos depósitos neoarqueanos e paleoproterozoicos de Carajás (Botelho *et al.* 2005, Melo *et al.* 2016, Xavier *et al.* 2017, Toledo *et al.* 2019).

CAPÍTULO 3

DEPÓSITOS IOCG DA PROVÍNCIA CARAJÁS

3.1 CONTEXTUALIZAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DOS DEPÓSITOS IOCG DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Após a descoberta do depósito *Olympic Dam* na Austrália, em 1975, que apresentava características geológicas distintas de todas as classes já conhecidas, depósitos semelhantes passaram a ser alvo de pesquisa mineral. Hitzman *et al.* (1992) cunharam o termo *Iron Oxide-Copper-Gold* (IOCG) para esse tipo de depósito, que agora é amplamente utilizado para descrever uma grande variedade de depósitos ricos em óxido de ferro com teores variáveis de cobre e ouro. Os depósitos IOCG têm ocorrido ao longo de um amplo intervalo temporal na história evolutiva da Terra, desde o Arqueano até o Fanerozoico.

Embora muitos estudos tenham sido conduzidos sobre os depósitos dessa classe, ainda não existe um modelo genético consensual devido à diversidade nas características entre eles. Essa diversidade inclui diferenças nos ambientes geotectônicos em que se formaram, tipos de rochas hospedeiras, idades e padrões de alteração hidrotermal, sugerindo que diversos processos geológicos podem ser responsáveis por sua gênese (Hitzman 2000, Williams *et al.* 2005). O estilo de mineralização nesses depósitos é altamente variável, podendo ocorrer em veios e disseminações, formando corpos alongados ou lenticulares e preenchendo espaços na matriz de brechas (Hitzman 2000).

A Província Carajás possui uma das maiores concentrações de depósitos de IOCG de alta tonelagem do mundo (Monteiro *et al.* 2008). Além disso, esses depósitos são os únicos de idade arqueana conhecidos mundialmente (Tallarico *et al.* 2005).

Embora algumas características distintivas nos depósitos IOCG de Carajás sejam reconhecidas, eles compartilham algumas características em comum (Hitzman *et al.* 1992, Williams *et al.* 2005, Monteiro *et al.* 2008, Groves *et al.* 2010, Xavier *et al.* 2010, 2012, Barton 2014), sendo as principais: i) mineralização associada a veios, brechas, e/ou zonas de substituição com forte controle estrutural (depósitos relacionados às zonas de cisalhamento regionais com tendência W-NW e SW); ii) intensa alteração hidrotermal alcalina, comumente com estágios iniciais de alteração sódicas, sódica-cálcica e potássica, além de cloritização, turmalinização e silicificação tardias nos depósitos de nível crustal mais raso; iii) minério associado a brechas hidrotermais; iv) formação de magnetita precedente à formação de sulfetos; v) fluidos com elevadas e baixas temperaturas de homogeneização (100 a 570°C), além da presença de alta salinidade; vi) assinatura geoquímica com enriquecimento em ETRs leves, U, P, Ni,

Co, Pd, W, Sn) e vii) Relação espacial com intrusões ígneas de diferentes idades e composições químicas.

Todavia, conforme destacado por Xavier *et al.* (2012), os depósitos na porção norte do Domínio Carajás exibem características distintas em relação aos encontrados na porção sul. Essas diferenças incluem a natureza das rochas hospedeiras, os tipos e padrões de alteração hidrotermal, além da influência da estruturação e do metamorfismo regional. Essas evidências indicam que a evolução desses depósitos ocorreu em condições crustais diferentes e a partir de distintas histórias de interação fluido-rocha e fluido-fluido (Melo 2011).

3.2 CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS IOCG NA ZONA DE CISALHAMENTO DO CINZENTO

A Zona de Cisalhamento do Cinzento, de orientação WNW-ESE e 130 km de extensão (Melo *et al.* 2016), hospeda os depósitos Salobo, Furnas, Alvo GT 46/Igarapé Cinzento, Grota Funda e QT02/AN-34, além do depósito Paulo Afonso, foco de estudo deste trabalho.

Descoberto em 1978, o depósito de Cu-(Au-Mo-Ag) do Salobo (1,112 Gt @ 0,69 wt% Cu, 0,43 g/t Au, 55 g/t Ag, Vale 2012) representa o maior depósito de cobre do Brasil, e somente teve a operação mineira iniciada em 2012 (Melo *et al.* 2016). De acordo com Souza e Vieira (2000), os corpos de minério de cobre-ouro no depósito estão distribuídos em uma extensão de 4 km, com larguras variando de 100 a 600 m, e são reconhecidos a uma profundidade de 750 m abaixo da superfície. Eles estão espacialmente relacionados a rochas miloníticas contendo quantidades variáveis de magnetita, fayalita, grunerita, almandina, biotita e turmalina (Lindenmayer 1990, 2003, Réquia *et al.* 2003).

De acordo com Melo *et al.* (2016), o depósito Salobo é hospedado por ortognaisses do Complexo Xingu (2950 ± 25 e 2857 ± 6.7 Ma) e da suíte Igarapé Gelado (2763 ± 4.4 Ma), que são intrudidos pelo granito *Old* Salobo (2547 ± 5.3 Ma). Essa última idade estaria relacionada à reativação da Zona de Cisalhamento Cinzento e poderia representar a idade de cristalização ou refletir o total reajuste do sistema isotópico U-Pb durante um importante evento tectono-termal.

Segundo os mesmos autores, os dados geocronológicos do depósito indicam um sistema hidrotermal complexo, com sobreposição de múltiplos pulsos hidrotermais. Além disso, eles concluíram que os conteúdos significativos de Co, Ni, As, Ag, Au, Mo, F, ETRs e U são características distintivas do minério de Salobo. O evento principal de mineralização cuprífera no depósito foi registrado em 2576 ± 8 Ma (Re-Os em molibdenita; Réquia *et al.* 2003), o que levou à identificação de que a fase principal de mineralização em Salobo difere dos eventos mineralizantes reconhecidos na Zona de Cisalhamento Canaã (Moreto *et al.* 2015).

O depósito cupro-aurífero de Furnas (500 Mt @ 0,7% Cu; Jesus 2016) configura uma zona mineralizada de aproximadamente 9 km de extensão (Vale 2010). De acordo com Jesus (2016), o depósito é hospedado por diferentes litotipos, os quais sugerem uma associação com uma sequência metavulcanossedimentar, além da presença do Granito Furnas, exposto na porção WNW do depósito.

Semelhante a outros depósitos localizados ao longo da Zona de Cisalhamento do Cinzento, o controle estrutural do depósito é bastante significativo, onde a zona de cisalhamento teve um papel essencial na evolução do depósito. Ela possibilitou a circulação dos fluidos hidrotermais e o desenvolvimento de um complexo sistema hidrotermal, que apresenta uma história evolutiva com evidências de registros de evolução metamórfica sobreposta e fortemente obliterada por estágios pervasivos e recorrentes de alteração hidrotermal (Jesus 2016).

Segundo a autora, a mineralização de Cu e Au constitui frentes de substituição nas rochas ricas em granada-grunerita-magnetita, veios e vênulas que configuram *stockworks*, além brechas hidrotermais com clastos angulosos a subangulosos de magnetita ou de quartzo com *infill* de sulfetos. Ela ainda aponta que a evolução hidrotermal do depósito está associada a: i) circulação regional de fluidos quentes e salinos ao longo de zonas de cisalhamento, responsáveis pelo transporte de metais associados à mineralização cupro-aurífera; ii) um sistema hidrotermal de alta temperatura em todos os estágios identificados iii) colocação de corpos graníticos anorogênicos tipo A, resultando em evento mineralizante tardio e iv) níveis crustais pouco profundos a intermediários, com exumação do sistema e desenvolvimento de alteração tardia associada a níveis crustais mais rasos (Jesus 2016).

O depósito Grota Funda situa-se ao longo de uma zona de cisalhamento regional de direção WNW-ESE, denominada Sistema Transcorrente Pojuca, na porção noroeste do Domínio Carajás (Hunger 2017, Hunger *et al.* 2018). Segundo Hunger *et al.* (2018), a sequência de alteração hidrotermal do depósito Grota Funda engloba: (i) uma alteração sódica-cálcica inicial, representada por albita, hastingsita e escapolita, seguida por (ii) um intenso metassomatismo rico em Fe, caracterizado pela precipitação maciça de magnetita, grunerita e almandina; (iii) alteração potássica com biotita, acompanhada de formação de quartzo e associada espacialmente à principal zona de minério sulfetado; (iv) alteração clorítica, com quartzo, turmalina, actinolita e carbonato associados; e (V) veios de carbonato-quartzo tardios desenvolvidos durante deformação dútil. Mineralizações de cobre (-ouro) também foram reconhecidas associadas às zonas enriquecidas em ferro e cloritizadas. Os autores ainda apontam que o principal corpo de minério sulfetado ocorre predominantemente associado às zonas brechadas, sendo subordinadamente reconhecido em vênulas, preenchendo fraturas e disseminado.

A idade de formação do primeiro estágio de mineralização no depósito foi determinada através da datação Re-Os em molibdenita associado a veios de grunerita-magnetita (2530 ± 60 Ma, Hunger *et al.* 2018). Essa idade de mineralização no depósito é interpretada como formada no mesmo evento

mineralizante registrado nos depósitos Salobo, sugerindo uma evolução análoga do sistema hidrotermal (Réquia *et al.* 2003, Tallarico *et al.* 2005, Melo *et al.* 2016).

O depósito cupro-aurífero Alvo GT-46, também conhecido como Igarapé Cinzento, se localiza na região noroeste do Domínio Carajás e está associado a uma sequência metavulcanossedimentar do Grupo Grão Pará (Silva *et al.* 2005). A mineralização é composta principalmente por calcopirita, bornita, covelita e calcocita, encontradas dispersas em agregados associados a massas de magnetita e em veios e vênulas (Toledo *et al.* 2019).

Segundo Toledo *et al.* (2019), o depósito GT-46 é o resultado da sobreposição de estágios hidrotermais com pelo menos dois eventos distintos de mineralização (I e II). Eles descrevem que, em termos gerais, a evolução geológica do depósito começa com a deposição de uma sequência metavulcanossedimentar antes de 2,77 Ga, seguida por um evento tectono-metamórfico regional subsequente (2,77 e 2,72 Ga), e, por fim, ocorre o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Cinzento (ca. 2,72 Ga). Ademais, a deformação ao longo dessa zona de cisalhamento ocorreu simultaneamente à circulação de fluidos hidrotermais, que estão relacionados ao desenvolvimento de zonas de alteração e mineralização I. Eventos hidrotermais subsequentes são responsáveis pela mineralização II (ca. 2,6 Ga) e por zonas tardias de alteração (ca. 2,5 Ga), as quais estão espacialmente associadas a intrusões granitoides (Toledo *et al.* 2019).

Os resultados encontrados na pesquisa indicam que o período de sobreposição hidrotermal no depósito GT-46 é contemporâneo à formação de minérios nos depósitos de Salobo e Igarapé Bahia (ca. 2,57 Ga; Réquia *et al.* 2003, Tallarico *et al.* 2005, Melo *et al.* 2016). Adicionalmente, as idades de molibdenita obtidas no estudo (2503 ± 51 e 2449 ± 44 Ma) sugerem a ocorrência de eventos hidrotermais mais recentes no GT-46 (Toledo *et al.* 2019).

Descritos por Santos (2020), os prospectos AN-34 e QT-02, apesar de estarem próximos a importantes depósitos do setor norte, como GT46, Salobo e Furnas, ainda não possuem um modelo metalogenético que explique suas características descritivas e estabeleça correlações com a evolução geológica da região. Os depósitos de mineralização de cobre-(ouro) em AN-34 e QT-02 são caracterizados por extensos halos de alteração hidrotermal, típicos de depósitos do tipo IOCG. Ambos os depósitos possuem uma evolução paragenética similar, sendo controlados por uma foliação milonítica, e a sequência de alteração hidrotermal inclui fases como albita, silicificação, enriquecimento em ferro (grunerita-almandina-magnetita), alteração potássica com formação de biotita e turmalina, e cloritização (Santos 2020).

O autor descreve que, no prospecto AN-34, a mineralização de cobre está associada à formação de magnetita e ocorre disseminada na matriz das rochas cloritizadas, em faixas controladas pela foliação milonítica, além de estar presente como fronts associados à silicificação, enquanto no QT-02, a

mineralização é menos expressiva e associada a fronts de silicificação, com calcopirita ocorrendo em veios e vênulas de quartzo e carbonato discordantes à foliação.

A deformação dúctil é representada por uma foliação milonítica contínua e penetrativa em ambos os prospectos, enquanto zonas de *stockwork*, veios, vênulas e brechas, controladas por deformação dúctil-rúptil, são mais desenvolvidas no alvo AN-34 (Santos 2020).

Ainda segundo o autor, os processos hidrotermais resultaram em associações minerais ricas em biotita, granada, grunerita, clorita, óxidos de ferro e sulfetos associados, e diferentes rochas foram reconhecidas nos depósitos, como basaltos, quartzo milonito, BIFs, granitoides e diques tardios de diabásio. A contribuição da Zona de Cisalhamento Cinzento para o metassomatismo, estabelecimento de estruturas e o sistema hidrotermal nos depósitos é mencionada, mas a origem das fontes de fluidos e metais, possivelmente relacionada à granitogênese neoproterozoica e/ou paleoproterozoica, ainda precisa ser melhor compreendida (Santos 2020).

3.3 MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DE MINÉRIO

A classe dos depósitos IOCG é determinada pela geoquímica geral das mineralizações. As ocorrências pertencentes a esse grupo apresentam uma concentração superior a 10% de óxidos de Fe, com baixo teor de Ti, combinados com quantidades significativas de Cu, Au, REE, P, U, Ag e Co (Barton 2014).

Ainda muito se debate em relação a um modelo genético amplamente aceito para esses depósitos. Na maioria dos depósitos IOCG, a mistura de fluidos externos ao sistema com fluidos magmáticos é considerada para a evolução dos sistemas hidrotermais e, como reflexo da contribuição de diferentes tipos de fluidos, há variação nas características dos depósitos ao redor do mundo (Hitzman *et al.* 1992).

A formação de depósitos de minerais metálicos economicamente exploráveis é resultado de diversos processos geológicos. Neste contexto, a atividade hidrotermal se mostra essencial para a sua gênese, atuante como um dos fatores mais influentes no transporte de metais durante o processo de formação. O desafio na compreensão dos processos ligados à extração, transporte e deposição hidrotermal de metais reside em determinar a composição desses fluidos, as propriedades que possibilitam a dissolução de metais e as condições ideais para otimizar tanto a dissolução quanto a deposição (Barton 2014).

Neste cenário, a mineralogia e a geoquímica de minério são aspectos essenciais na caracterização e compreensão dos depósitos minerais, especialmente em um contexto complexo quanto um depósito IOCG. Enquanto a relação em campo oferece informações importantes, a petrografia

microscópica e a análise geoquímica permitem uma análise mais detalhada da mineralização e dos processos associados.

A mineralogia revela informações sobre a paragênese, texturas de equilíbrio e desequilíbrio, além das condições de formação de sistemas minerais. Um exemplo disso são os depósitos IOCG que ocorrem ao longo do Cinturão Sul do Cobre. Esses depósitos são comumente enriquecidos em Ni e Co e, quando analisadas as zonas mineralizadas, elas mostram um conteúdo elevado de fases minerais ricas nesses elementos, como pentlandita, siegenita, milerita e cobaltita (Veloso *et al.* 2020, Pestilho *et al.* 2020). Isso mostra, além da assinatura geoquímica do minério, que há fluidos de alta temperatura e salinidade para mobilizar esses elementos (Veloso *et al.* 2020).

Por sua vez, a geoquímica das rochas revela as assinaturas químicas que podem elucidar processos metalogenéticos. Estudos recentes mostraram que a assinatura geoquímica pode agrupar e separar mineralizações cupríferas do Domínio Carajás (Carneiro *et al.* 2023).

No contexto do depósito Paulo Afonso, essas ferramentas são fundamentais para responder questões sobre a natureza dos fluidos, relações regionais e os estilos de mineralização registrados no depósito.

Formados em um evento mineralizante há 2,55 Ga (Réquia *et al.* 2003, Hunger *et al.* 2018, Toledo *et al.* 2019), os depósitos IOCG localizados Zona de Cisalhamento do Cinzento (ZCC) exibem zonas de alteração hidrotermal de alta temperatura com a presença de granada, grunerita e magnetita, que envelopam os corpos mineralizados de cobre. O depósito de Paulo Afonso exhibe principalmente zonas de alteração sódico-cálcica e cálcica, com halos distintos, juntamente com áreas mineralizadas de cobre. A formação dessas zonas foi influenciada por processos tanto dúcteis quanto rúpteis. Esses halos de alteração se destacam em comparação com os depósitos IOCG na ZCC. Além disso, esses dois tipos de mineralização podem exibir assinaturas geoquímicas diferentes. A mineralização é identificada tanto ao longo de planos de foliação discretos quanto em veios e vênulas. Isso implica que a evolução metalogenética do depósito pode se diferenciar significativamente de outros depósitos da região, como é o caso do depósito de Salobo.

A análise petrográfica dos minérios pode revelar zonas estéreis, intermediárias e mineralizadas. As texturas de equilíbrio, como por exemplo junções tríplices e minerais idiomórficos, fornecem informações sobre a precipitação sincrônica dos minerais hidrotermais. A presença de sulfetos em contatos relativamente retos indica equilíbrio, enquanto o comportamento plástico dos sulfetos é evidente em texturas de desequilíbrio, como a martitização. O estudo da paragênese mineral e das texturas dos minérios revela informações sobre as condições físico-químicas, incluindo temperatura e fugacidade de oxigênio e enxofre.

A análise da mineralogia e geoquímica de minério exige consideração das paragêneses ao longo da evolução do sistema hidrotermal. As relações entre minerais de minério e de ganga nas zonas mineralizadas proporcionam uma compreensão sobre a formação do depósito. A interpretação de fatores como a fugacidade de oxigênio, de enxofre, temperatura e assinatura geoquímica deve ser feita considerando o contexto regional da mineralização.

Assim, a mineralogia e geoquímica de minério são ferramentas complementares que apontam os processos envolvidos na formação de depósitos minerais. No contexto do depósito Paulo Afonso, esses estudos são de extrema importância para responder às perguntas fundamentais sobre a origem dos fluidos, interações com as rochas hospedeiras e condições de precipitação do minério. A integração desses conhecimentos contribuirá para um entendimento mais profundo dos complexos sistemas geológicos envolvidos.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1 GEOLOGIA DO DEPÓSITO PAULO AFONSO

4.1.1 Rochas hospedeiras e estruturas

A caracterização geológica do depósito Paulo Afonso focou nos padrões de alteração hidrotermal e, principalmente, nas zonas mineralizadas. De modo geral, o depósito é hospedado por corpos graníticos, cujo nível de alteração hidrotermal e deformação rúptil-dúctil se intensificam à medida que se aproximam das zonas mineralizadas em cobre (Figuras 4.1 e 4.2).

As principais rochas do depósito Paulo Afonso incluem rochas graníticas, que podem ser divididas em (i) granitoides foliados acinzentados (Figura 4.3A e B) e (ii) granitoides rosados com fácies pegmatíticas (Figura 4.3C e D). Gnaisses e anfibolitos também são reconhecidos no depósito e ocorrem de forma intercalada em pequenos intervalos (Figura 4.3E).

As estruturas, texturas e mineralogia primárias comumente se mostram preservadas nos corredores estruturais com menor interferência do cisalhamento, ainda que vênulas e veios sejam observados. Setores com intensa deformação são marcados por milonitos, nas proximidades da zona de cisalhamento. A estrutura orientada se dá principalmente pelo arranjo dos minerais máficos hidrotermais (*i.e.* biotita, clorita e actinolita) e pelo estiramento dos grãos de quartzo e de feldspato, onde comumente se observam estruturas S/C.

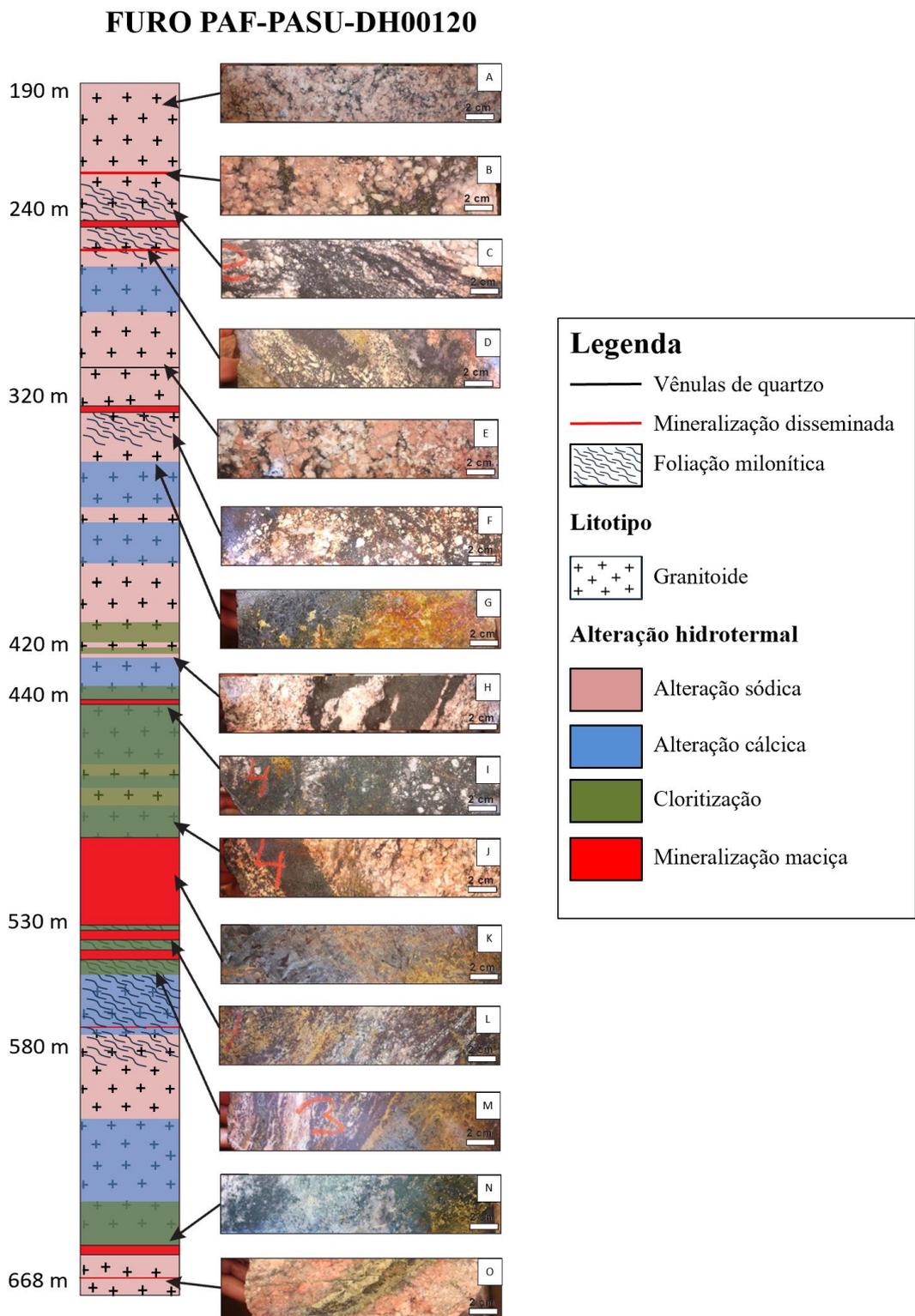


Figura 4.1 – Caracterização dos litotipos, zonas de alteração hidrotermal e zonas mineralizadas do depósito Paulo Afonso, descritos a partir do testemunho PAF-PASU-DH00120. A) Granitoides com alteração sódica (Ab) localizados nas regiões menos deformadas e mais distais do depósito. B) Granitoide com presença de alteração sódica e mineralização disseminada. C) Rocha milonitizada, localizada em setor com intensa deformação. D) Rocha granítica com alterada com bolsões de epidoto e actinolita intersticial. E) Granitoide com alteração sódica e com presença de veios de quartzo. F) Granito foliado com maior conteúdo de magnetita com pequenas zonas e bolsões com actinolita e epidoto. G) Mineralização de act+mt+cpy oxidada, conferindo uma cor alaranjada à seção,

e zona com *front* de actinolita. H) Zona com *front* de actinolita em meio ao corpo granítico. I) Presença de epidoto e actinolita em associação à zona mineralizada (act+cpy+mt). J) Transição entre as zonas estéreis e o minério, com intensificação das bandas de act+cpy+mt. K) Zona de mineralização com formação do minério maciço a brechado. A presença de epidoto é restrita e a albita aparece como envelope. L) e M) Porções foliadas com faixas e bolsões de act±ep±cpy±mt. N) Final do furo é marcado pela presença de granitos foliados a isotrópicos com bandas de act+mt que se intercalam. O) veio de act+cpy+mt cortando o granito. Abreviações: ab= albita, act= actinolita, cpy= calcopirita, mt= magnetita.

4.1.1 Zonas de alteração hidrotermal

De modo geral, os estágios de alteração hidrotermal identificados, junto de suas respectivas paragêneses, em direção às zonas proximais à mineralização, incluem (i) zonas de alteração sódica com albita e silicificação, (ii) alteração potássica-férrica (biotita+magnetita) restrita, e (iii) alteração cálcica (actinolita±epidoto) abundante. O minério cuprífero é envelopado principalmente pela alteração cálcica e substituído por (iv) alteração clorítica tardia.

A alteração sódica marca o estágio inicial de alteração hidrotermal do depósito Paulo Afonso e resulta na substituição do plagioclásio ígneo por albita hidrotermal de tom róseo a esbranquiçado, cuja coloração rosada é dada pelas finas inclusões de hematita. A albitização é venular a pervasiva, podendo ocorrer desde localmente no granito mais preservado, até constituir bandas albitizadas intercaladas com bandas silicificadas nas porções mais deformadas do granito, representadas pelos milonitos, obliterando a textura original da rocha hospedeira, com substituição total ou parcial do plagioclásio e do feldspato potássico (Figura 4.4A). A albita hidrotermal ocorre como vênulas e bolsões irregulares, associada à epidoto±calcopirita, cortando granitos.

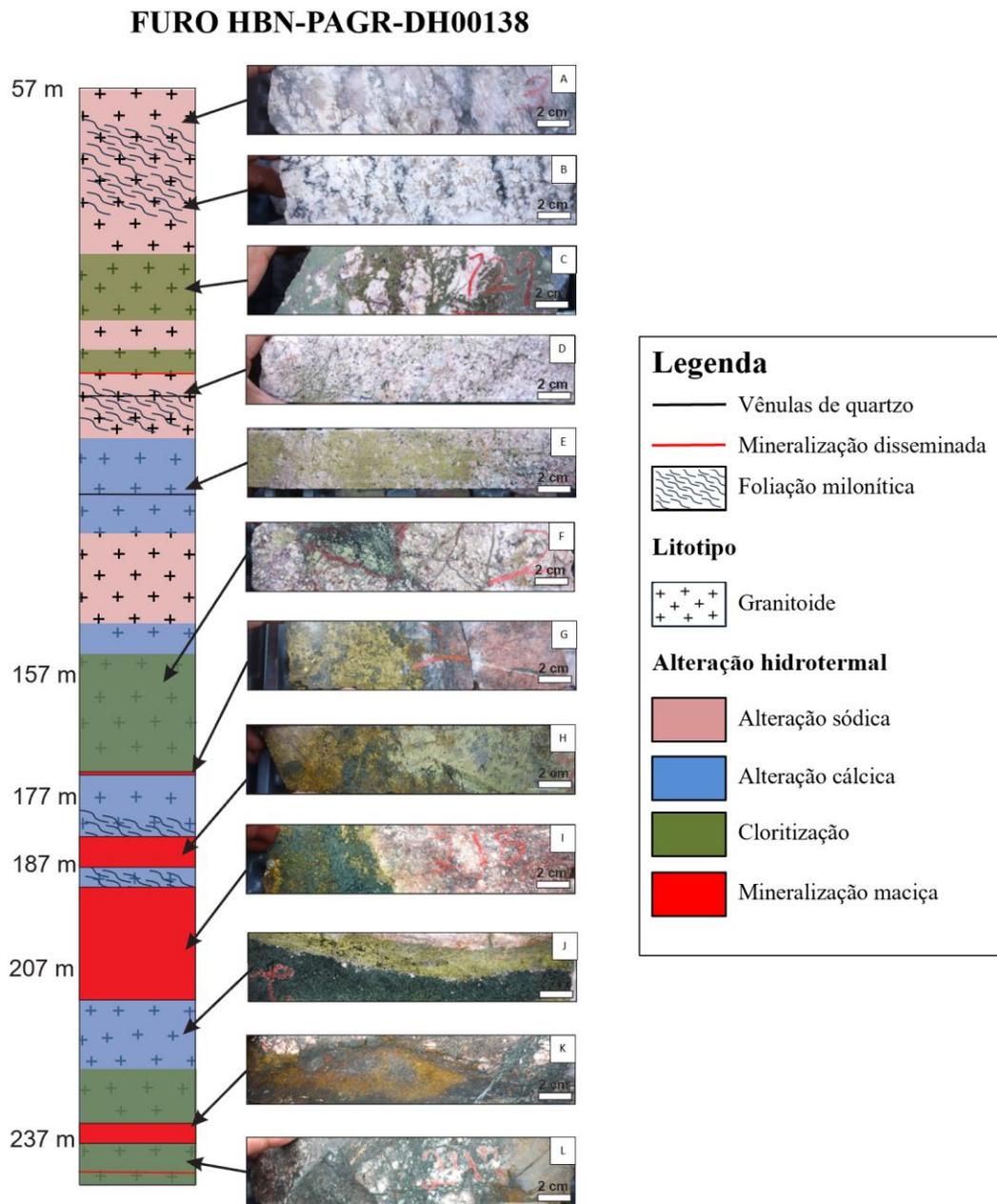


Figura 4.2 – Caracterização dos litotipos, zonas de alteração hidrotermal e zonas mineralizadas do depósito Paulo Afonso, descritos a partir do testemunho HBN-PAGR-DH00138. A) e B) Granito acinzentado levemente foliado. C) Zonas de alteração cálcica com epidoto e actinolita ocorrendo de forma pervasiva no granito. D) Granito isotrópico com presença de veio de quartzo centimétrico cortando a textura da rocha e vênulas de epidoto. E) Epidoto disseminado na rocha marcando a alteração cálcica. F) Granito alterado por alteração sódica e cloritização. G), H) e I) Mineralização associada à presença de actinolita e epidoto. J) Contato de zona rica em actinolita (anfíbolito), em verde escuro, e epidoto, em verde claro. K) Mineralização em associação à cloritização. L) Cloritização ocorrendo em associação à mineralização.

A silicificação ocorre em estilo fissural e pervasiva em vários estágios. Os cristais de quartzo ocorrem como cristais subdioblásticos a idioblásticos em bolsões e *fronts* de silicificação, enquanto os cristais de quartzo mais alongados ocorrem em veios concordantes com a foliação milonítica (Figura

4.4B). Em *fronts* e bolsões, os cristais de quartzo geralmente apresentam formação de subgrãos, enquanto nos veios, o quartzo hidrotermal apresenta extinção de ondulante, formação de subgrãos e textura de *ribbons*. Há ainda gerações de quartzo pós-tectônico em veios e vênulas que cortam a foliação milonítica.

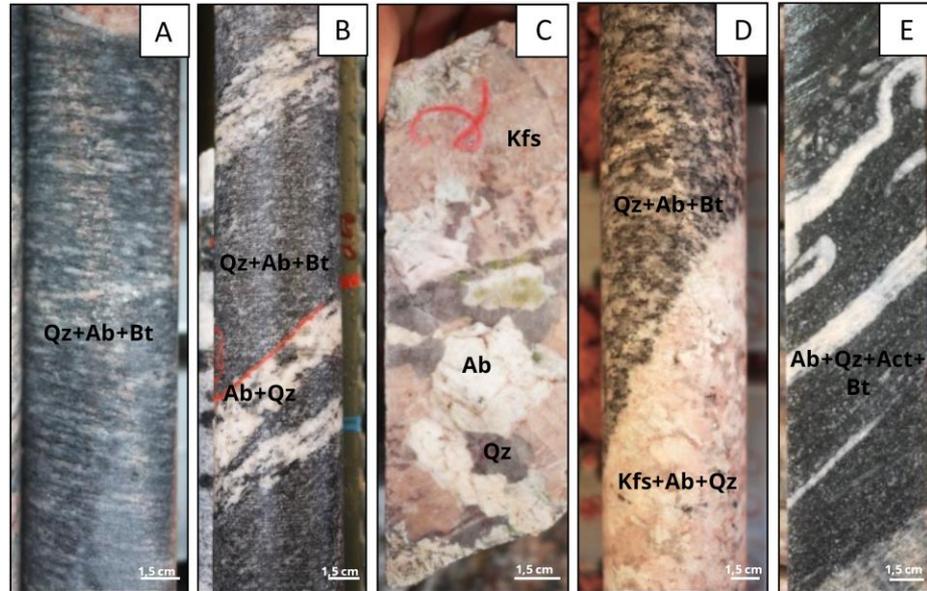


Figura 4.3 – Principais feições macroscópicas das rochas hospedeiras do depósito Paulo Afonso. A) e B) Granitoide foliado acinzentado com estrutura e textura primária preservada. C) e D) Granitoide rosado com fácies pegmatítica. E) Gnaiss reconhecido no depósito. Abreviações: ab = albita, act = actinolita, cpy = calcopirita, bt = biotita, kfs = feldspato potássico e qz = quartzo.

Alteração potássica-férrica com biotita e magnetita I foi observada sobrepondo-se à alteração sódica em pequenas bandas de cisalhamento. A alteração potássica com biotita se caracteriza pelo mineral ocorrendo de forma disseminada pela rocha como cristais finos, muitas vezes distribuídos paralelamente à foliação, com maiores concentrações onde havia pouca alteração hidrotermal desenvolvida (Figura 4.4D). De modo geral, a alteração potássica comumente é sobreposta por alteração cálcica associada à mineralização. O expressivo metassomatismo de ferro é representado principalmente pela cristalização de magnetita. Duas gerações são identificadas: a primeira está relacionada às alterações iniciais e disseminada na rocha de maneira concordante com a foliação (Figura 4.4E); enquanto a segunda está associada à mineralização, geralmente encontrada em veios.

A alteração cálcica é caracterizada pela presença do epidoto e da actinolita. Ocorre associada ao preenchimento de vênulas e fraturas desenvolvidas em um regime mais rúptil, que cortam minerais formados nos estágios de alteração anteriores, e em *fronts* de alteração pervasiva que obliteram totalmente a rocha hospedeira (Figura 4.4C). As rochas, quando ricas em epidoto, exibem uma coloração esverdeada de tonalidades claras, definida principalmente pela cristalização desse mineral no estilo fissural; já as rochas ricas em actinolita apresentam uma coloração esverdeada de tonalidades mais

escuras. A alteração cálcica comumente acompanha a sulfetação dominada por calcopirita-magnetita, que se manifesta de forma maciça e/ou disseminada ao longo da extensão dos testemunhos.

Em direção às zonas mineralizadas é observado um aumento na concentração de actinolita. Em alguns casos, esse aumento pode ser acompanhado pela presença de magnetita II. Esta segunda geração de magnetita, relacionada à mineralização, geralmente ocorre de forma maciça, podendo também ser encontrada em veios e vênulas (Figura 4.4F).

A cloritização ocorre sobreposta a todas as alterações citadas anteriormente, sendo tardia em relação a todos os estágios, e ocorre associada a fraturas e brechas características de um regime mais rúptil cortando as estruturas anteriores. As rochas ricas em clorita apresentam coloração esverdeada mais escura. Ocorre substituindo minerais como actinolita e biotita através das bordas, fraturas ou planos de clivagem, bem como minerais de ganga hidrotermais associados à mineralização.

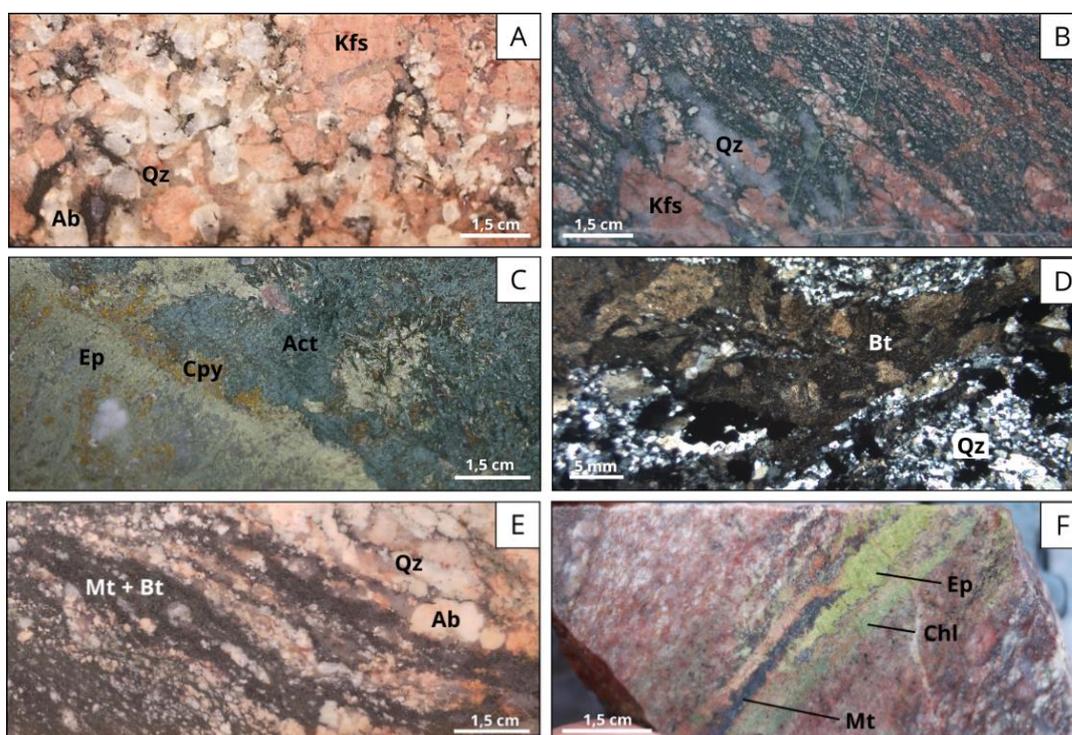


Figura 4.4 – A) Aspecto macroscópico evidenciando a alteração sódica com a substituição do plagioclásio ígneo por albite hidrotermal, conferindo à rocha hospedeira um tom róseo. B) Quartzo ocorrendo em veios concordantes com a foliação milonítica. C) Alteração cálcica com epidoto e actinolita marcando a alteração cálcica no depósito, ocorrendo associados à calcopirita em *fronts* de alteração pervasiva que obliteraram a rocha hospedeira. D) Planos de deformação com alteração com magnetita e biotita ocorrendo de forma disseminada pela rocha distribuída paralelamente à foliação. Nas proximidades do mineral, observa-se agregados de quartzo anédricos a subédricos com contato poligonal e extinção ondulante característica. E) Magnetita da primeira geração, relacionada com as alterações iniciais e disseminada pela rocha de forma concordante com a foliação. F) Segunda geração de magnetita associada à mineralização, ao epidoto e à clorita. Abreviações: ab = albite, act = actinolita, bt = biotita, ca = calcita, chl = clorita, cpy = calcopirita, ep = epidoto, kfs = feldspato potássico, mt = magnetita e qz = quartzo.

4.2 PETROGRAFIA DAS ZONAS MINERALIZADAS DO DEPÓSITO PAULO AFONSO

De forma geral, foram identificados dois padrões de mineralização: (i) mineralização disseminada, maciça e brechas, controladas por um regime predominantemente dúctil (Figura 4.5A, B e C); e (ii) mineralização associada a veios, controlada por estruturas rúpteis, com zonas bruscas que cortam a rocha hospedeira (Figura 4.5D, E). Em ambos os padrões, a associação mineralógica da região mineralizada consiste em actinolita+epidoto+calcopirita+magnetita. A mineralização está sempre associada a um alto grau de alteração hidrotermal e sulfetação, e essas zonas geralmente estão deformadas.

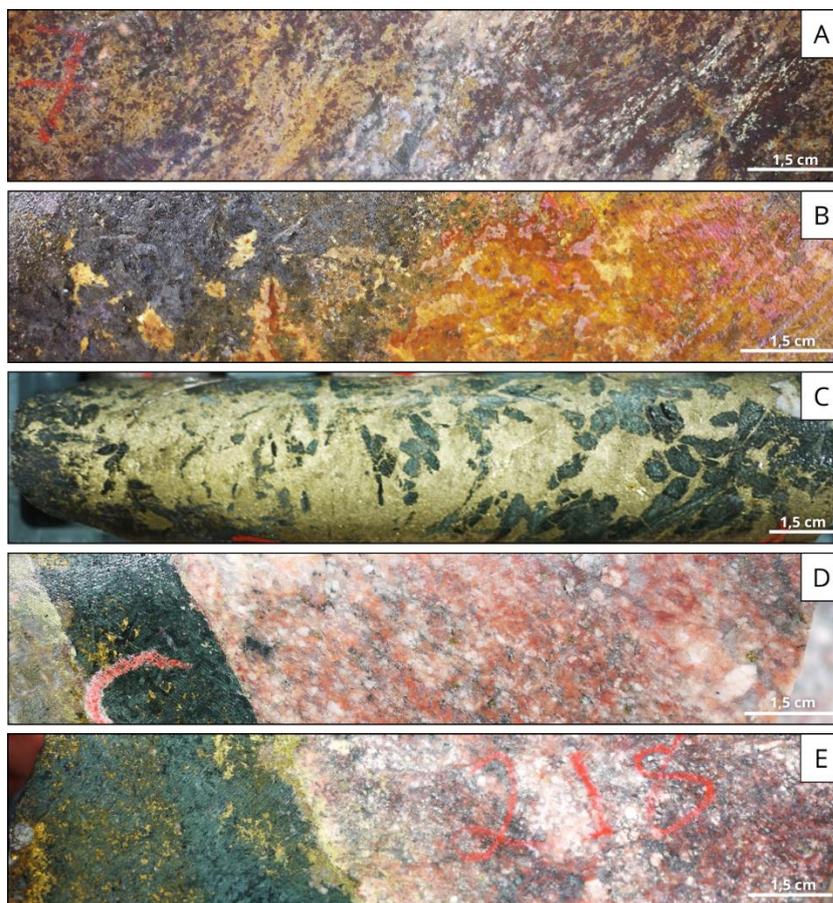


Figura 4.5 – Aspectos macroscópicos dos dois estilos de mineralização encontrados no depósito Paulo Afonso. Mineralizações disseminada (A) e maciça (B e C), controladas por regime dúctil. D) e E) Mineralização associada a veios, controladas por regime rúptil.

A descrição macroscópica e os estudos microscópicos detalhados permitiram a caracterização da zona mineralizada do depósito Paulo Afonso. Essa caracterização possibilitou detalhar a assembleia mineral e texturas, reconhecer microestruturas de deformação e identificar possíveis relações de alteração hidrotermal sobre a mineralogia primária.

4.2.1 Mineralização cuprífera maciça, disseminada e brechas

Esse padrão de mineralização se encontra em um contexto de rochas hospedeiras intensamente alteradas hidrotermalmente. A mineralização disseminada migra para as zonas mineralizadas brechadas e maciças. A associação de minério é dominada por calcopirita (40-45%), magnetita (30-35%), pirita (10-15%) e pirrotita (5%).

A rocha se mostra em grande parte orientada, nas quais as mineralizações ocorrem de forma concordante à foliação milonítica, embora haja porções isotropas (Figura 4.6A e B).

Os anfibólios são representados pela actinolita, que ocorre associada ao *front* de alteração hidrotermal. Em geral, as zonas mineralizadas são comumente envelopadas pelo mineral, o qual se intensifica próxima às zonas mineralizadas (Figura 4.6C).

A clorita ocorre tanto como palhetas quanto em cristais irregulares. De granulação média, ela preenche vênulas ou concentra-se nas proximidades de veios ou *fronts* de substituição da rocha por quartzo e apatita (Figura 4.6D).

Os grãos de epidoto são, em grande maioria, anédricos, muitas vezes formando agregados granulares, mas raros cristais euédricos a subédricos foram observados (Figura 4.6E). A allanita muitas vezes ocorre associada à epidotização e à cloritização (Figura 4.6F).

A biotita se mostra intensamente cloritizadas e associa-se ao *front* de alteração potássica, sendo reconhecida ao longo da foliação milonítica (Figura 4.6G).

A magnetita aparece como megacristais de até 2,5 mm de dimensão, como agregados anédricos ou como ripas imersas na calcopirita (Figura 4.6H). A associação de minério é dominada por calcopirita, pirita e magnetita. De forma subordinada, a mineralização também apresenta pirrotita (Figura 4.6J).

A calcopirita ocorre nos interstícios de cristais de magnetita-quartzo-epidoto em veios e brechas e preenchendo planos de clivagem e fraturas em actinolita, biotita e magnetita (Figura 4.6E, G, H, I e J). Ocorre também obliterando a rocha hospedeira nos níveis mais mineralizados e em brechas contidas dentro da foliação.

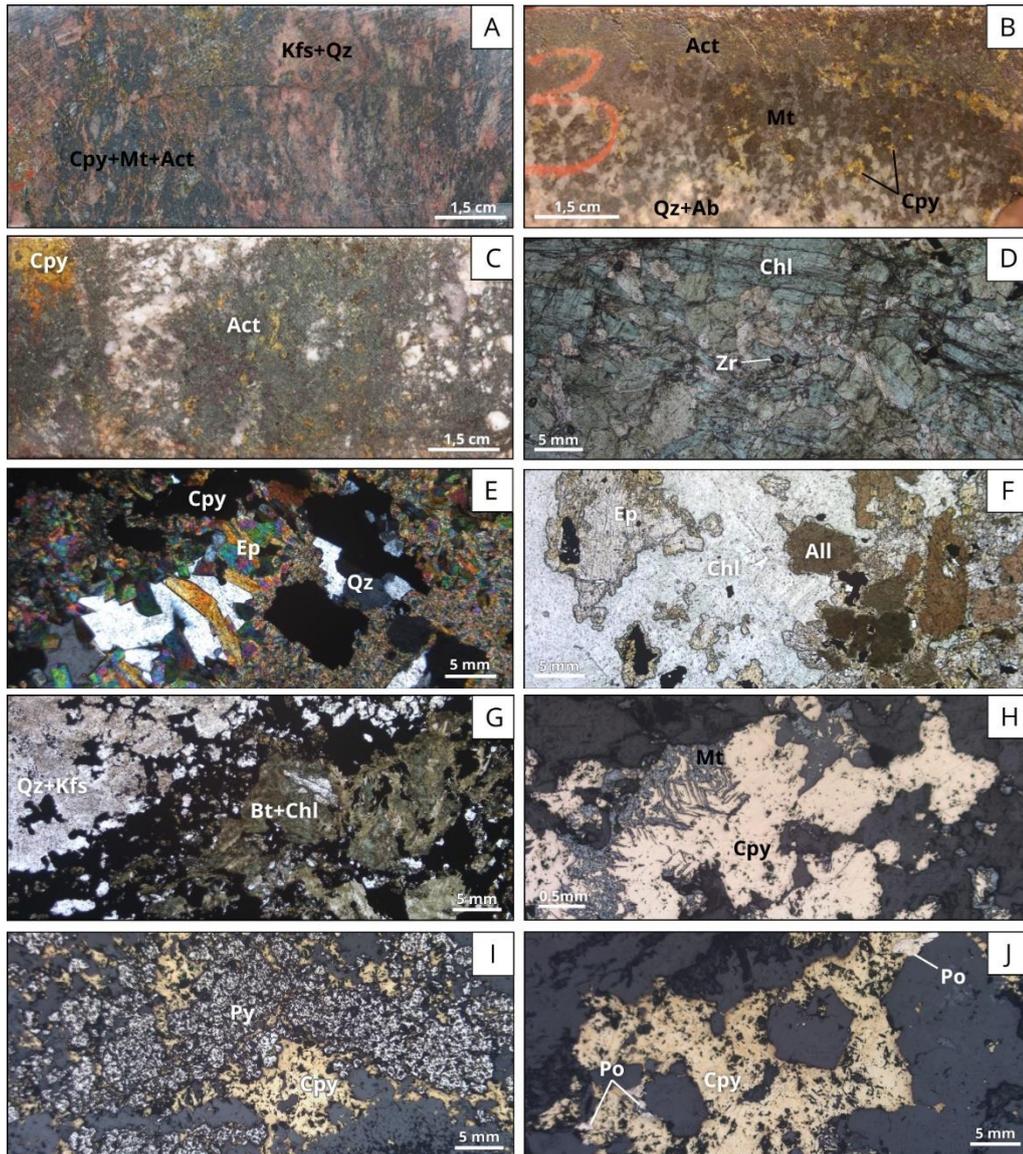


Figura 4.6 – A) Rocha hospedeira orientada, com mineralização ocorrendo disseminada de forma concordante à foliação milonítica. B) Rocha hospedeira isotrópica, com mineralização ocorrendo disseminada em associação à actinolita e à magnetita. C) Actinolita ocorrendo associada ao *front* de alteração hidrotermal envolvendo a mineralização. D) Palhetas de clorita em associação com zircão. E) Agregados de epidoto perfazendo grande parte da seção. Destacado no centro da figura, observa-se grãos subédricos do mineral, e ao entorno deles há grãos de quartzo, além de calcopirita envolvendo os demais minerais. F) Epidotização relacionada à cloritização em associação com a allanita. G) Biotita intensamente cloritizada associada ao quartzo e ao feldspato potássico sericitizado e à mineralização. Presença de H) ripas de magnetita, I) pirita e J) pirrotita imersas na calcopirita. Abreviações: ab = albita, act = actinolita, all = allanita, bt = biotita, chl = clorita, cpy = calcopirita, ep = epidoto, kfs = feldspato potássico, mt = magnetita, py = pirita, qz = quartzo e zr = zircão.

4.2.2 Mineralização cuprífera em veios

Este estilo de mineralização é caracterizado pela presença de calcopirita em veios envolvida por actinolita, formando zonas abruptas que cortam a rocha hospedeira. A associação de minério é dominada por calcopirita (30-35%), magnetita (20-25%), pirrotita (15-20%) e pirita (15-20%). Perfazendo

quantidades variáveis da rocha, os minerais acessórios mais comuns são constituídos por actinolita, allanita e zircão.

A actinolita ocorre associada ao *front* de alteração hidrotermal. Em lâmina, os grãos ocorrem como agregados aciculares e aparecem envolvidos pela calcopirita (Figura 4.7D). Associada ao epidoto, a actinolita marca a alteração cálcica no depósito, e comumente acompanha a mineralização cuprífera (Figura 4.7E). A abundância de actinolita acompanha o aumento da intensidade da alteração hidrotermal em direção às zonas mais deformadas.

A clorita constitui bandas com textura lepidoblástica e cristais tabulares finos, junto às porções granolepidoblásticas. Além disso, está associada a veios tardios, principalmente de sulfetos (Figura 4.7B).

Associados à biotita, o epidoto ocorre como cristais euédricos à subédricos com faces bem definidas, e a apatita comumente se mostra fraturada, com a calcopirita preenchendo os espaços intersticiais. A apatita também ocorre associada à actinolita. Em geral, eles são orientados, se apresentam dobrados e marcam a foliação da rocha (Figura 4.7C).

Em relação às fases acessórias, a allanita exibe cristais anédricos, finos e pseudomórficos, e os minerais opacos mostram cristais finos subédricos a anédricos, associados por vezes à biotita e à actinolita. O zircão forma cristais diminutos anédricos (subarredondados), inclusos em biotita e apatita, por vezes formando halos pleocróicos (Figura 4.7D).

Em relação à mineralização, comparativamente ao padrão de mineralização disseminada, observou-se aqui um aumento na porcentagem de pirita. Ela está presente formando agregados anédricos que, associados à calcopirita, ocorrem envolvendo os demais minerais (Figura 4.7F). Uma maior quantidade de pirrotita também foi verificada, contribuindo para a composição geral da rocha (Figura 4.7G).

De coloração cinza escura, a magnetita aparece como megacristais de até 6,5 mm de dimensão e como agregados anédricos a subédricos associados à calcopirita e pirrotita (Figura 4.7G e H).

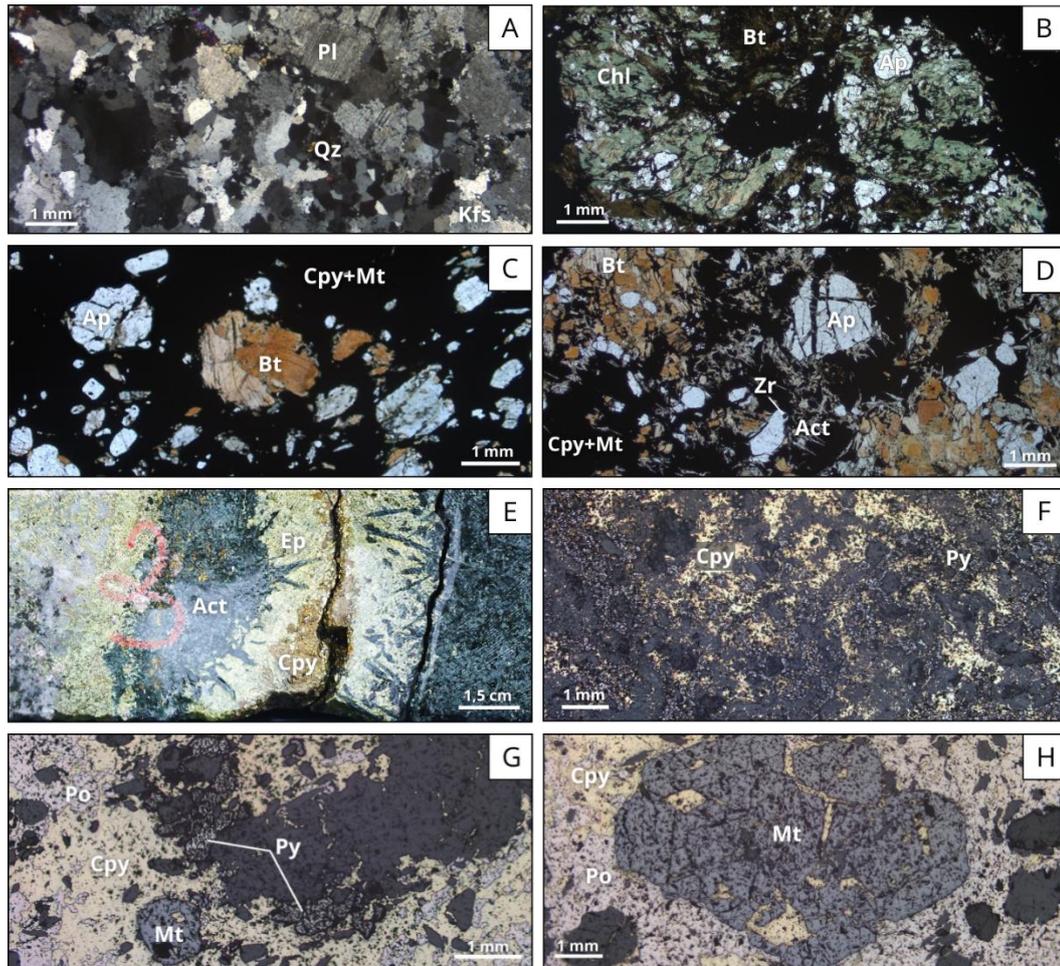


Figura 4.7 – A) Plagioclásios (albita) maclados em associação com quartzo, em contato poligonais, e K-feldspato sericitizado. B) Clorita, de coloração esverdeada, em associação à apatita, de coloração esbranquiçada. Luz transmitida, nicóis paralelos. C) Feições de deformação dúctil, representada pelo grão de biotita dobrado, em associação com feições rúpteis, representadas por grãos fraturados de apatita. Presença de cpy+mt envolvendo os demais minerais e preenchendo fraturas. D) Feições de deformação rúptil representadas por grãos de apatita brechados associados à actinolita, à biotita e ao zircão envoltos numa matriz mineralizada composta por calcopirita e magnetita. E) Actinolita, que ocorre associada ao *front* de alteração hidrotermal, acompanhando a mineralização cuprífera (cpy). F) Agregados anédricos de pirita associados à calcopirita, que envolve os minerais de ganga. G) Magnetita associada à pirita envolta por calcopirita e pirrotita, que bordejam o mineral e preenchem suas fraturas e espaços intersticiais. H) Megacristal de magnetita envolta por pirrotita e calcopirita. Abreviações: act = actinolita, ap = apatita, bt = biotita, chl = clorita, cpy = calcopirita, kfs = feldspato potássico, mt = magnetita, pl = plagioclásio, po = pirrotita, py = pirita e qz = quartzo.

4.3 GEOQUÍMICA DE ZONAS HIDROTERMALIZADAS E MINERALIZADAS

Os dados de geoquímica de rocha total foram conduzidos nas rochas inalteradas, nas rochas alteradas hidrotermalmente e nas zonas mineralizadas. Nas amostras selecionadas foram feitas análises geoquímicas envolvendo conteúdos de elementos maiores, menores e traços.

Visando a observação do comportamento dos elementos químicos neste contexto, foram criadas matrizes de correlação entre os elementos analisados entre todos os litotipos, sem distinção, e nas zonas

mineralizadas. Desta forma, foi possível identificar as características dessa área em relação aos teores de Cu e destacar as relações direta e inversamente proporcionais à mineralização do depósito.

A correlação foi determinada utilizando o método de correlação de Pearson (R), no qual 1 representa a correlação positiva máxima entre os elementos comparados, -1 indica a máxima correlação negativa, e 0 indica ausência de correlação. Correlações entre 0,1 e 0,3 são consideradas fracas, entre 0,4 e 0,6 são moderadas, e entre 0,7 e 0,9 são consideradas fortes, tanto positivas quanto negativas (Dancey e Reidy 2005).

4.3.1 Correlações geoquímicas em todos os litotipos

Nas matrizes de correlação para todos os litotipos do depósito foram selecionados os elementos químicos que possuem correlação positiva ou negativa de relativamente maior destaque para evidenciar quais são as principais características químicas do depósito como um todo, sem fazer a individualização entre a rocha hospedeira, a zona hidrotermalizada e a zona mineralizada. A matriz de correlação com todos os elementos analisados pode ser conferida no Apêndice A.

Dessa forma, há um forte aumento universal dos elementos S (R=0,947) e Sn (R=0,771) em relação ao cobre. Adicionalmente, o cobre também evidencia correlação positiva moderada com Au (R=0,622), P (R=0,611), Fe (R=0,571) e Ca (R=0,448) e fraca correlação com F (R=0,037) (Tabela 4.1).

Tabela 4.1 – Correlações positivas mais marcantes levando em consideração todos os litotipos.

	Cu (ppm)	Au (ppm)	Ca (ppm)	F (ppm)	Fe (ppm)	P (ppm)	S (ppm)	Sn (ppm)
Cu (ppm)	1							
Au (ppm)	0,622	1						
Ca (ppm)	0,448	0,238	1					
F (ppm)	0,037	-0,031	0,270	1				
Fe (ppm)	0,571	0,421	0,596	0,347	1			
P (ppm)	0,611	0,466	0,654	0,203	0,630	1		
S (ppm)	0,947	0,691	0,452	0,020	0,577	0,650	1	
Sn (ppm)	0,771	0,542	0,590	0,184	0,689	0,783	0,814	1

Dentre os elementos que possuem uma correlação negativa fraca, no depósito Paulo Afonso, destacam-se o Nb (R=-0,108), o Ta (R=-0,111), o Ba (R=-0,114), o Rb (R=-0,135), o Na (R=-0,153), o Al (R=-0,163) e o K (R=-0,190). Não foi observado a nível de rocha total uma correlação negativa forte ou mesmo moderada destes e dos demais elementos analisados (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 – Correlações negativas mais marcantes levando em consideração todos os litotipos.

	Cu (ppm)	Al (ppm)	Ba (ppm)	K (ppm)	Na (ppm)	Rb (ppm)	Ta (ppm)
Cu (ppm)	1						
Al (ppm)	-0,163	1					
Ba (ppm)	-0,114	0,517	1				
K (ppm)	-0,190	0,725	0,505	1			
Na (ppm)	-0,153	0,762	0,290	0,468	1		
Rb (ppm)	-0,135	0,536	0,696	0,668	0,287	1	
Ta (ppm)	-0,111	0,522	0,338	0,330	0,465	0,490	1

4.3.2 Correlações geoquímicas da zona mineralizada

Para analisar o grau de correlação da zona mineralizada, confeccionou-se matrizes de correlação (Tabelas 4.3 e 4.4) selecionando os intervalos de zonas mineralizadas, isto é, apenas amostras e intervalos com teores de Cu acima de 2.000 ppm. Foram selecionados os elementos químicos que possuem correlação positiva ou negativa de relativamente maior destaque para evidenciar quais são as principais características dessa zona. Assim, foi possível plotar os dados dos principais comportamentos diretamente proporcionais ao aumento dos teores de Cu. A matriz de correlação com todos os elementos analisados pode ser conferida no Apêndice B.

Percebeu-se um forte aumento universal dos elementos S ($R=0,948$) e Sn ($R=0,702$). Ainda, o cobre também evidencia correlação positiva moderada com Co ($R=0,687$), Fe ($R=0,618$), Au ($R=0,557$), Zn ($R=0,519$) e P ($R=0,463$), além de correlação fraca com Ca ($R=0,284$) e U ($R=0,017$) (Tabela 4.3).

Tabela 4.3 – Correlações positivas mais marcantes para os dados obtidos da zona mineralizada.

	Cu (ppm)	Au (ppm)	Ca (ppm)	Co (ppm)	Fe (ppm)	P (ppm)	S (ppm)	Sn (ppm)	U (ppm)	Zn (ppm)
Cu (ppm)	1									
Au (ppm)	0,557	1								
Ca (ppm)	0,284	0,091	1							
Co (ppm)	0,687	0,694	0,397	1						
Fe (ppm)	0,618	0,470	0,445	0,698	1					
P (ppm)	0,463	0,379	0,635	0,587	0,651	1				
S (ppm)	0,948	0,658	0,302	0,799	0,630	0,557	1			
Sn (ppm)	0,702	0,478	0,438	0,716	0,689	0,698	0,812	1		
U (ppm)	0,017	0,143	0,074	0,042	0,358	0,183	-0,014	0,016	1	
Zn (ppm)	0,519	0,190	0,286	0,272	0,209	0,218	0,507	0,405	-0,152	1

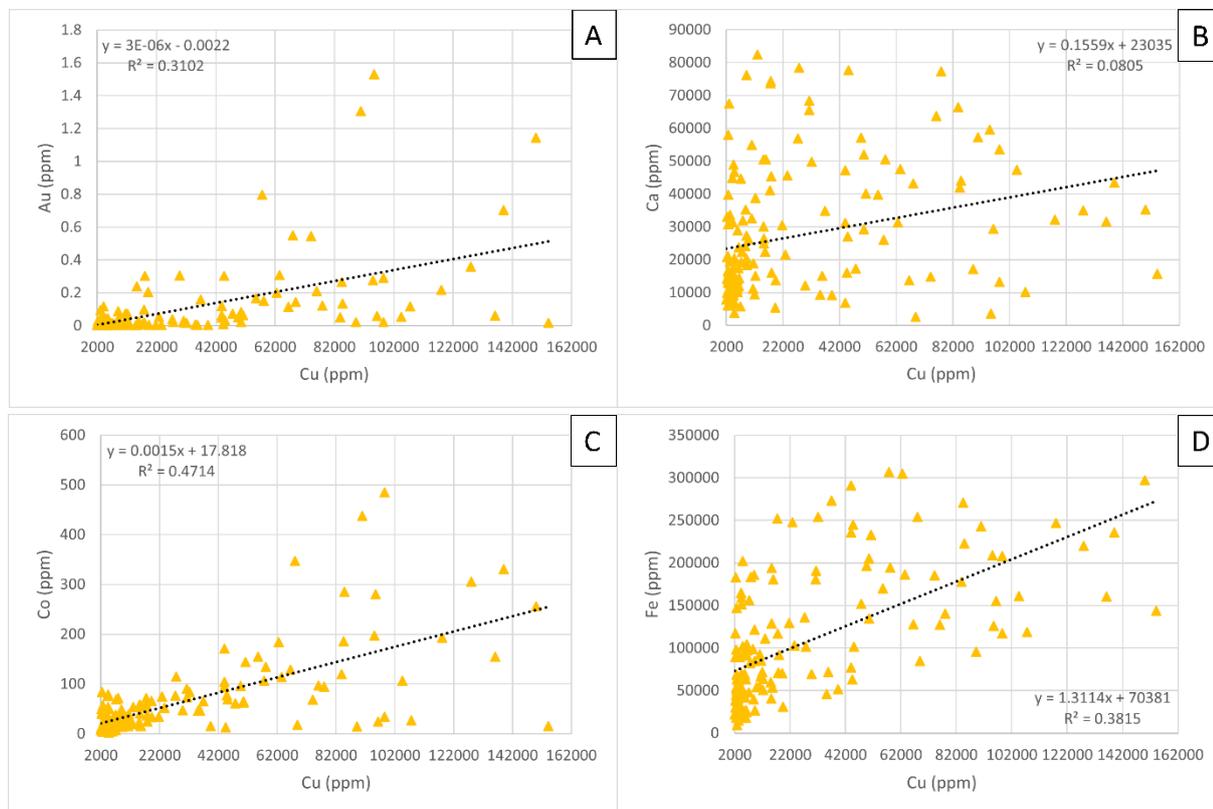
Dentre os elementos que possuem uma correlação negativa, ainda que de maneira menos intensa, destacam-se o F ($R=-0,052$), o Cl ($R=-0,062$), o Li ($R=-0,191$) e o Ce ($R=-0,208$). O Rb ($R=-0,310$), o K ($R=-0,374$), o Ba ($R=-0,404$) e o Na ($R=-0,568$) também possuem uma correlação negativa relativamente considerável, porém menor ainda. O Al ($R=-0,749$) é o elemento que possui correlação negativa mais forte com o Cu (Tabela 4.4).

Tabela 4.4 – Correlações negativas mais marcantes para os dados obtidos da zona mineralizada.

	Cu (ppm)	Al (ppm)	Ba (ppm)	Ce (ppm)	Cl (ppm)	K (ppm)	Li (ppm)	Na (ppm)	Rb (ppm)
Cu (ppm)	1								
Al (ppm)	-0,749	1							
Ba (ppm)	-0,404	0,552	1						
Ce (ppm)	-0,208	0,266	0,218	1					
Cl (ppm)	-0,062	0,060	0,274	-0,024	1				
K (ppm)	-0,374	0,610	0,709	0,240	0,291	1			
Li (ppm)	-0,191	0,204	0,272	-0,096	0,572	0,217	1		
Na (ppm)	-0,568	0,734	0,262	0,113	-0,153	0,289	-0,174	1	
Rb (ppm)	-0,310	0,440	0,613	0,062	0,643	0,806	0,621	0,103	1

Com o propósito de elucidar o padrão observado na tabela 4.3 e estabelecer relações com os níveis de cada componente e suas variações na região mineralizada, foram elaborados gráficos de estatística bivariada. Estes representam os teores de Cu no eixo x e o elemento correlacionado positivamente mais significativo no eixo y, conforme ilustrado na Figura 4.8.

Adicionalmente, foi realizada uma representação gráfica da linha de tendência mais adequada ao fenômeno, que inclui sua equação e o cálculo do coeficiente de determinação (R²). Este coeficiente, obtido ao elevar o coeficiente de Pearson ao quadrado, fornece uma análise dos valores percentuais que podem indicar uma tendência.



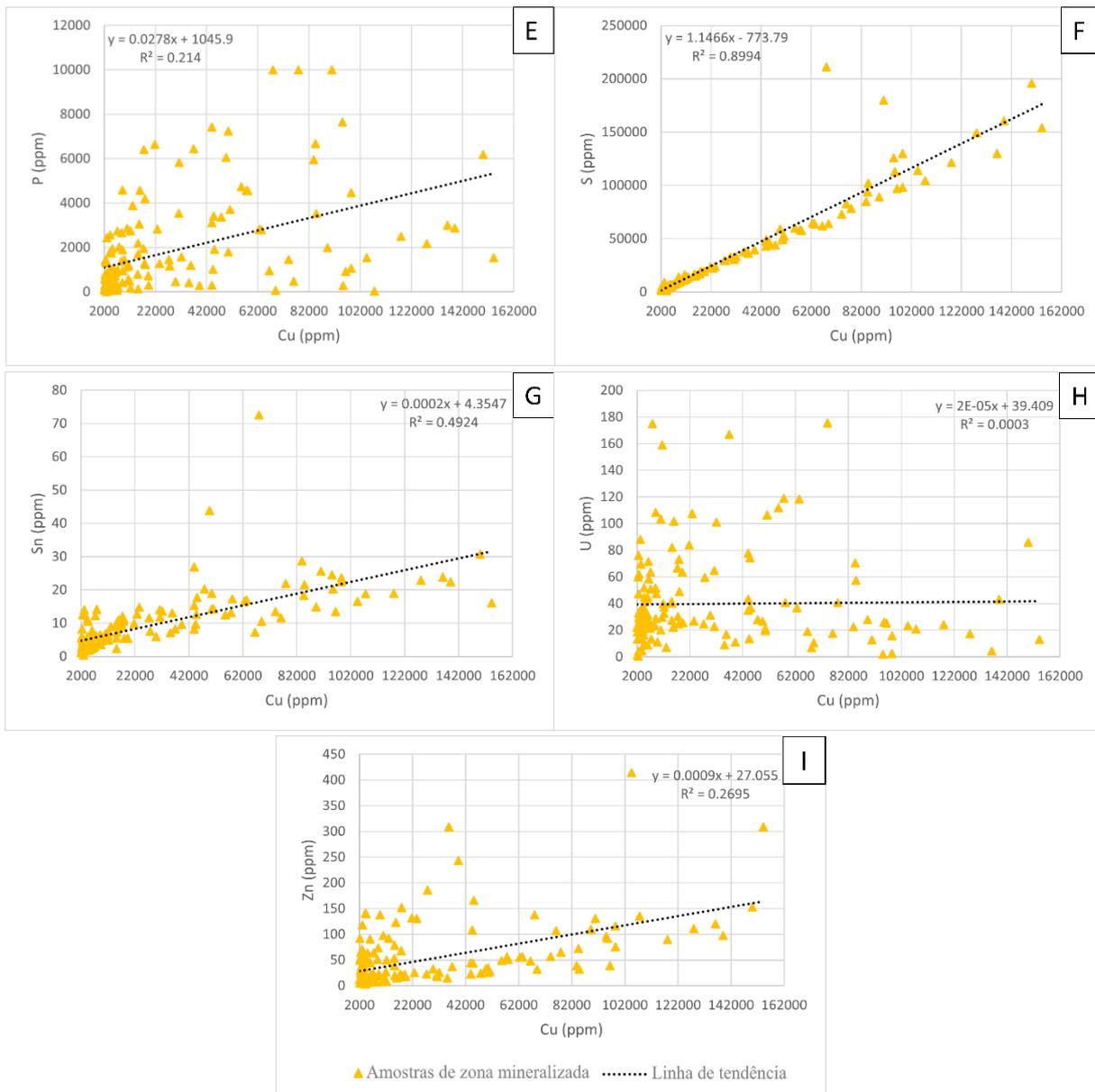
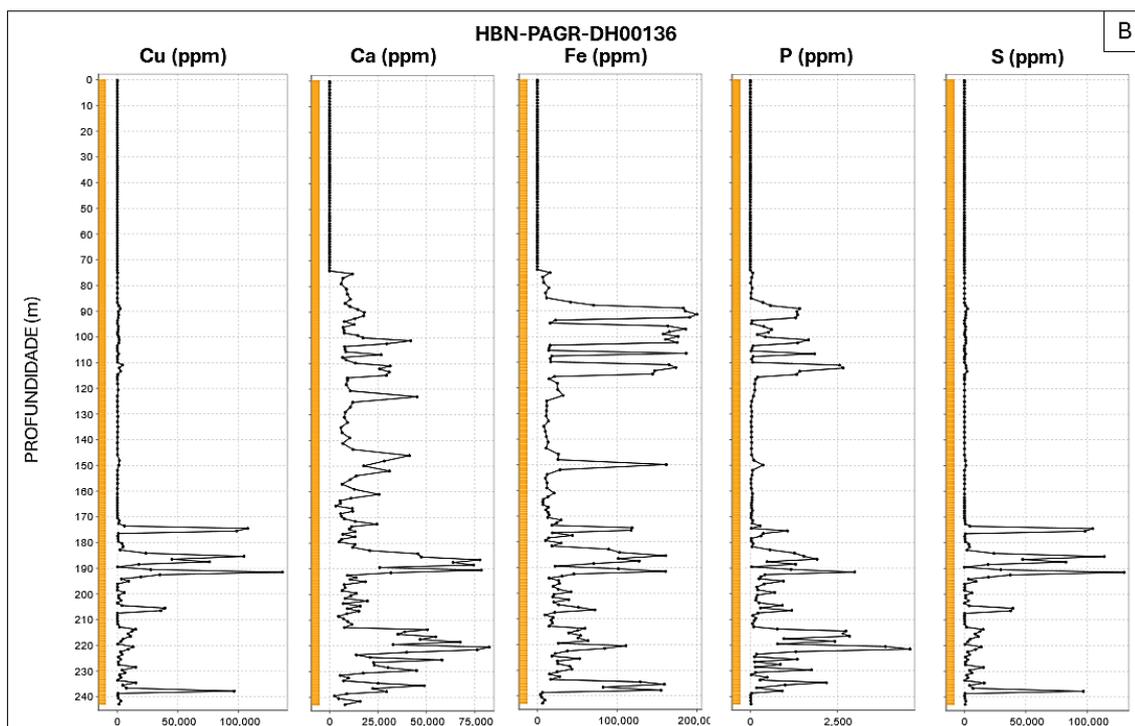
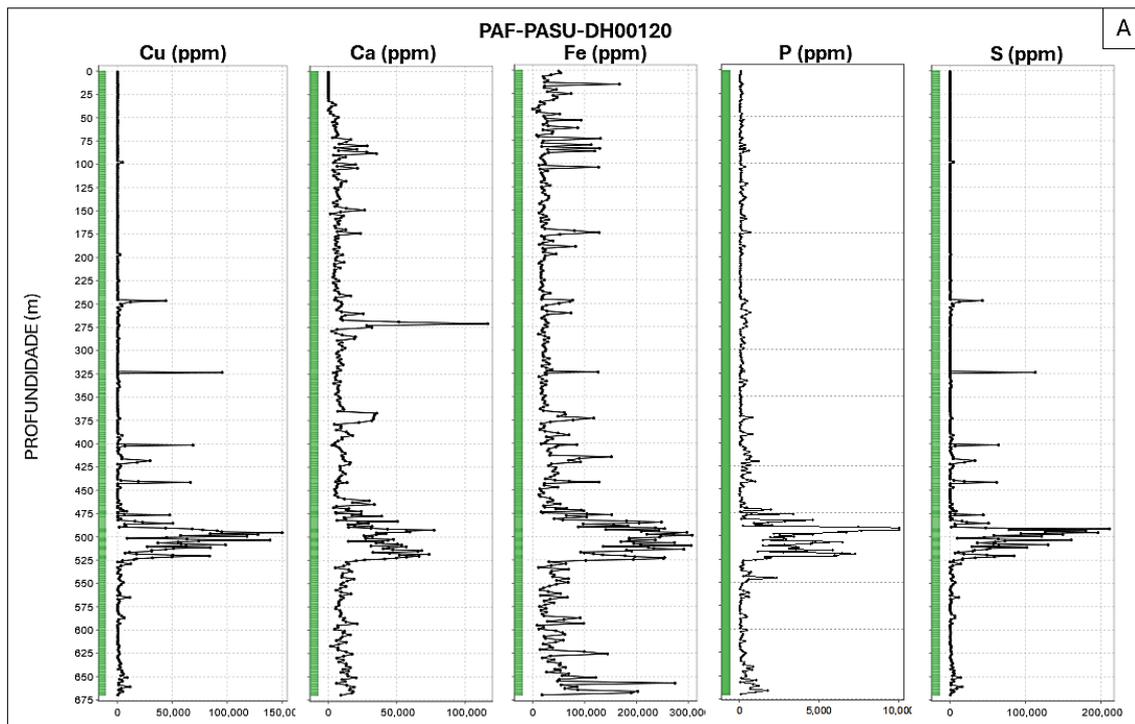


Figura 4.8 – Gráficos de correlações positivas e linhas de tendências referentes à zona mineralizada. A) Au x Cu; B) Ca x Cu; C) Co x Cu; D) Fe x Cu; E) P x Cu; F) S x Cu; G) Sn x Cu; H) U x Cu e I) Zn x Cu.

A análise dos dados geoquímicos revelou que os teores de Cu, juntamente com Ca, Fe, P e S, no depósito aumentam com a profundidade (Figura 4.19).



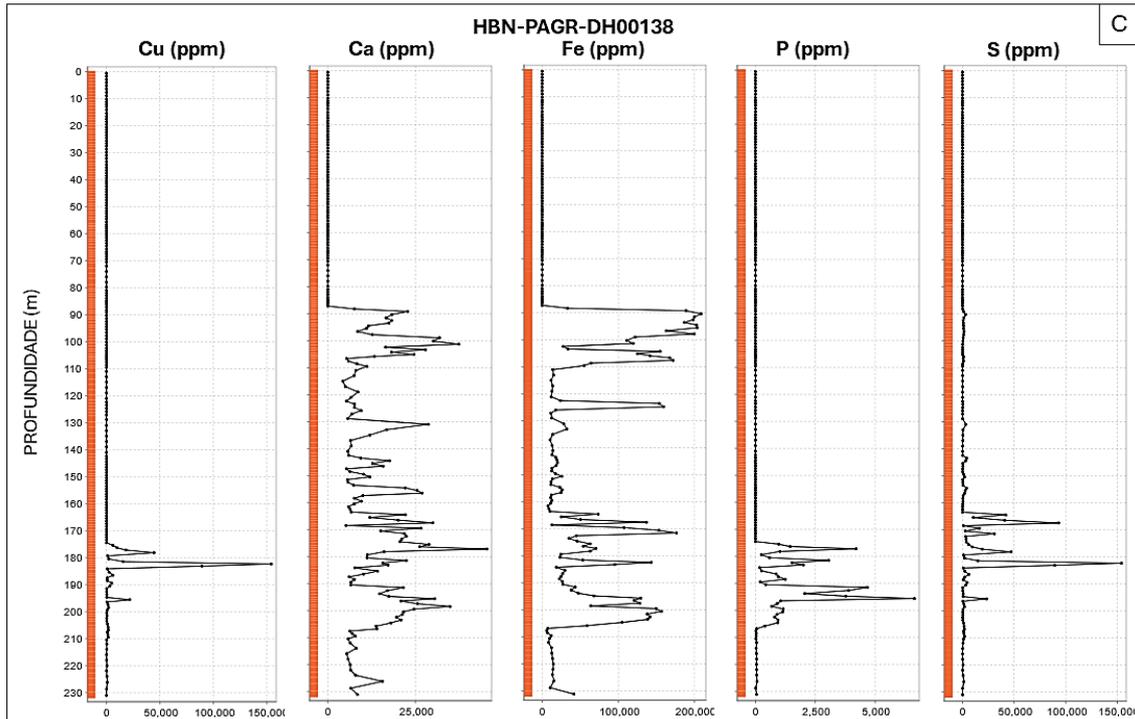


Figura 4.9 – Teores de Cu, Ca, Fe, P e S ao longo dos furos de sondagem. Em A), referente ao furo PAF-PASU-DH00120, percebe-se um maior teor dos elementos entre o intervalo 480 m e 525 m. Para o furo HBN-PAGR-DH00136, em B), é possível notar que, ainda com uma ampla distribuição ao longo da metragem do furo, teores mais altos a partir de 90 m para o Ca, Fe e P, e 175 m para o Cu e o S. Já em C), referente ao furo HBN-PAGR-DH00138, observa-se teores maiores a partir de 90 m para Ca e Fe, e 180 m para Cu, P e S.

4.3.2.1 Análise estatística multivariada

As análises estatísticas de muitas variáveis são procedimentos analíticos que envolvem o entendimento de dados com alta dimensão, ou seja, aquelas com mais de três variáveis (Härdle e Simar 2007).

Para realizar a análise estatística multivariável a partir dos dados geoquímicos obtidos na zona mineralizada utilizou-se a Análise de Componentes Principais, também conhecida como *Principal Component Analysis* (PCA). Em um conjunto de dados multidimensional contendo vários fatores contínuos, o método PCA pode ser usado para reduzir a dimensão dos dados em algumas variáveis contínuas contendo as informações mais importantes dos dados e definir as tendências (Manly & Alberto 2016).

Os componentes são combinações lineares de autovetores e autovalores calculados a partir das variáveis iniciais por meio de uma matriz de covariância ou correlação (Manly & Alberto 2016). Seu principal objetivo é fornecer um pequeno número de fatores independentes, ou componentes principais (PCs), que sintetizam as associações entre as variáveis por combinações lineares ortogonais das

variáveis. A primeira PC explica a maior parte da variação total do conjunto de dados, e cada PC sucessivo explica uma parte menor da variação restante.

A Tabela 4.5 apresenta os valores obtidos para os autovalores, variância total e acumulado que correspondem a informação que cada componente principal carrega. A tabela 4.6, por sua vez, representa os resultados da análise de PCA com as associações geoquímicas presentes na área de estudo.

Tabela 4.5 – Matriz de correlação de autovalores e relação estatística.

Componentes Principais (PCs)	Autovalores	Variância total %	Acumulado %
PC1	13,743	26,948	26,948
PC2	6,568	12,877	39,825
PC3	4,131	8,100	47,926
PC4	3,478	6,820	54,746
PC5	2,966	5,817	60,563
PC6	2,697	5,288	65,851
PC7	1,955	3,832	69,683
PC8	1,796	3,521	73,205
PC9	1,619	3,175	76,379
PC10	1,199	2,351	78,731
PC11	1,156	2,267	80,998
PC12	1,106	2,169	83,166

Os autovalores, ou *eigenvalues*, correspondem à variância dos componentes principais, e os tamanhos desses vetores podem ser usados para determinação do número de componentes. Neste estudo, utilizou-se o método de Kaiser (Kaiser 1960) para selecionar as principais componentes. Para isso, considerou-se como adequadas para análise estatística aquelas com autovalores maiores que 1, correspondendo às doze primeiras componentes principais.

Para suportar a visualização do tamanho dos autovalores utilizou-se o gráfico *scree* da figura 4.9 junto com a análise numérica na tabela 4.5.

Tabela 4.6 – Análise dos componentes principais.

GRUPOS	PC ₁	PC ₂	PC ₃	PC ₄	PC ₅
Cu	0,229	0,029	0,083	0,147	0,013
Ag	0,154	0,03	0,071	0,157	0,028
Al	-0,246	0,007	0,021	0,046	-0,018
As	0,173	0,019	0,091	-0,106	0,103
Au	0,168	0,020	0,172	-0,004	0,087
Ba	-0,162	-0,074	0,171	0,166	0,050
Be	-0,077	-0,117	-0,216	-0,021	-0,133
Bi	0,098	0,010	-0,005	0,153	-0,063
Ca	0,150	-0,076	-0,295	-0,028	-0,044

Cd	0,084	0,019	-0,051	0,331	-0,061
Ce	-0,084	0,039	-0,145	0,248	0,225
Cl	-0,028	-0,261	0,115	0,092	0,067
Co	0,223	-0,046	0,084	-0,037	0,048
Cr	-0,031	-0,176	0,087	-0,084	0,004
Cs	-0,011	-0,300	0,214	-0,016	0,115
F	-0,012	-0,249	-0,211	0,195	-0,015
Fe	0,214	-0,094	0,003	-0,171	0,110
Ga	-0,147	-0,042	-0,096	-0,157	0,29
Ge	0,011	0,038	-0,131	0,071	0,468
Hf	-0,176	0,071	0,005	0,105	0,167
In	0,220	0,001	0,072	0,180	0,040
K	-0,164	-0,053	0,242	0,192	0,017
La	-0,041	0,055	-0,132	0,097	0,429
Li	-0,053	-0,343	0,078	-0,044	0,063
Mg	0,178	-0,149	-0,115	-0,209	-0,013
Mn	-0,017	-0,255	-0,278	0,082	-0,030
Mo	0,031	-0,006	-0,105	0,142	-0,077
Na	-0,185	0,166	0,081	-0,061	-0,064
Nb	-0,148	-0,028	0,033	-0,151	0,035
Ni	0,209	-0,038	0,074	-0,060	0,073
P	0,198	-0,048	-0,081	-0,100	0,116
Pb	-0,005	0,139	-0,084	-0,072	0,224
Rb	-0,128	-0,212	0,288	0,103	0,072
Re	0,031	0,015	0,001	0,054	-0,068
S	0,242	0,019	0,104	0,132	0,033
Sb	0,181	0,018	0,113	-0,073	0,059
Sc	-0,009	-0,244	-0,256	0,144	-0,054
Se	0,143	0,023	0,107	0,097	0,062
Sn	0,229	-0,053	0,013	0,036	0,065
Sr	-0,083	-0,010	-0,273	0,155	-0,045
Ta	-0,117	-0,071	-0,011	-0,131	-0,004
Te	0,213	0,030	0,130	0,147	0,026
Th	-0,110	0,147	0,010	0,063	0,349
Ti	-0,025	-0,333	-0,022	-0,096	0,051
Tl	-0,089	-0,247	0,278	0,110	0,087
U	0,033	0,103	-0,064	-0,257	0,194
V	0,009	-0,325	-0,026	-0,185	0,082
W	0,057	-0,025	-0,028	-0,008	0,102
Y	0,126	-0,082	-0,168	-0,036	0,159
Zn	0,112	-0,067	-0,126	0,339	-0,011
Zr	-0,156	0,034	0,011	0,150	0,159

O PC₁, PC₂ e PC₃ representam 47,926% da variabilidade dos dados. O primeiro componente (PC₁), que explica 26,948% da variação total, define dois grupos de variáveis: S, Cu, Sn, Co, In, Fe, Te e Ni, positivamente relacionados, em oposição às variáveis Al, Na, Hf, K e Ba, com altas cargas negativas. A associação entre esses elementos evidencia a presença das mineralizações na área de estudo.

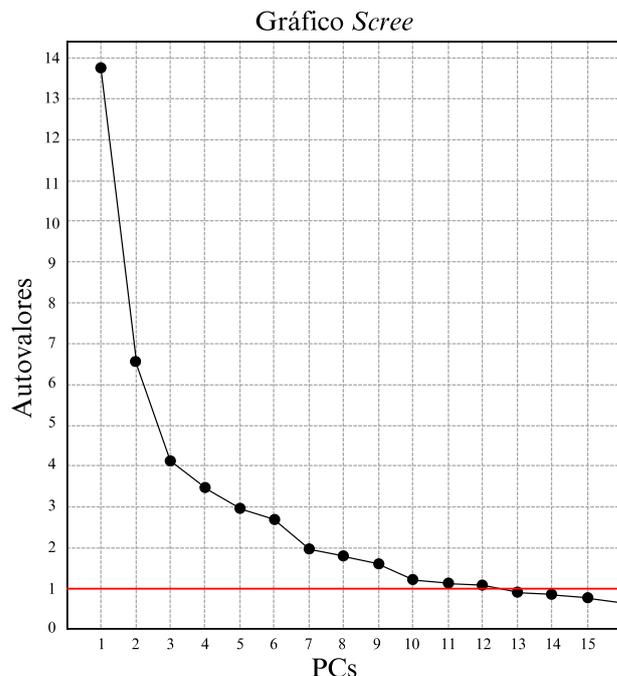


Figura 4.10 – Gráfico *scree* ilustrando os autovalores em relação à quantidade de componentes principais (PCs). Observa-se que a variância tende a reduzir conforme o número de componentes aumenta. A escolha dos componentes foi feita com base no método de Kaiser, que considera aqueles com variância superior a 1, garantindo assim sua relevância estatística.

O segundo componente (PC₂), que explica 12,877% da variação total, revela um grupo com alta carga positiva composto por Na, Th e Pb, indicando um fator muito importante associado aos granitoides que caracterizam a rocha hospedeira presente no depósito Paulo Afonso.

O terceiro componente (PC₃), que descreve 8,1% da variação, tem uma carga fatorial positiva alta para as variáveis Rb, Tl e K.

A visão geral das projeções das variáveis mais representativas permite distinguir as proximidades e oposições existentes (Cardoso 1995). Na figura 4.11, a representação gráfica dos resultados de PCA mostra as coordenadas das 51 variáveis selecionadas, que representam os coeficientes de correlação entre elas, em dois planos fatoriais. No primeiro plano fatorial, PC₁/PC₂, abarca 39,8% das informações globais do conjunto de dados, enquanto no segundo plano fatorial, PC₁/PC₃, representa 35% das informações globais do conjunto de dados.

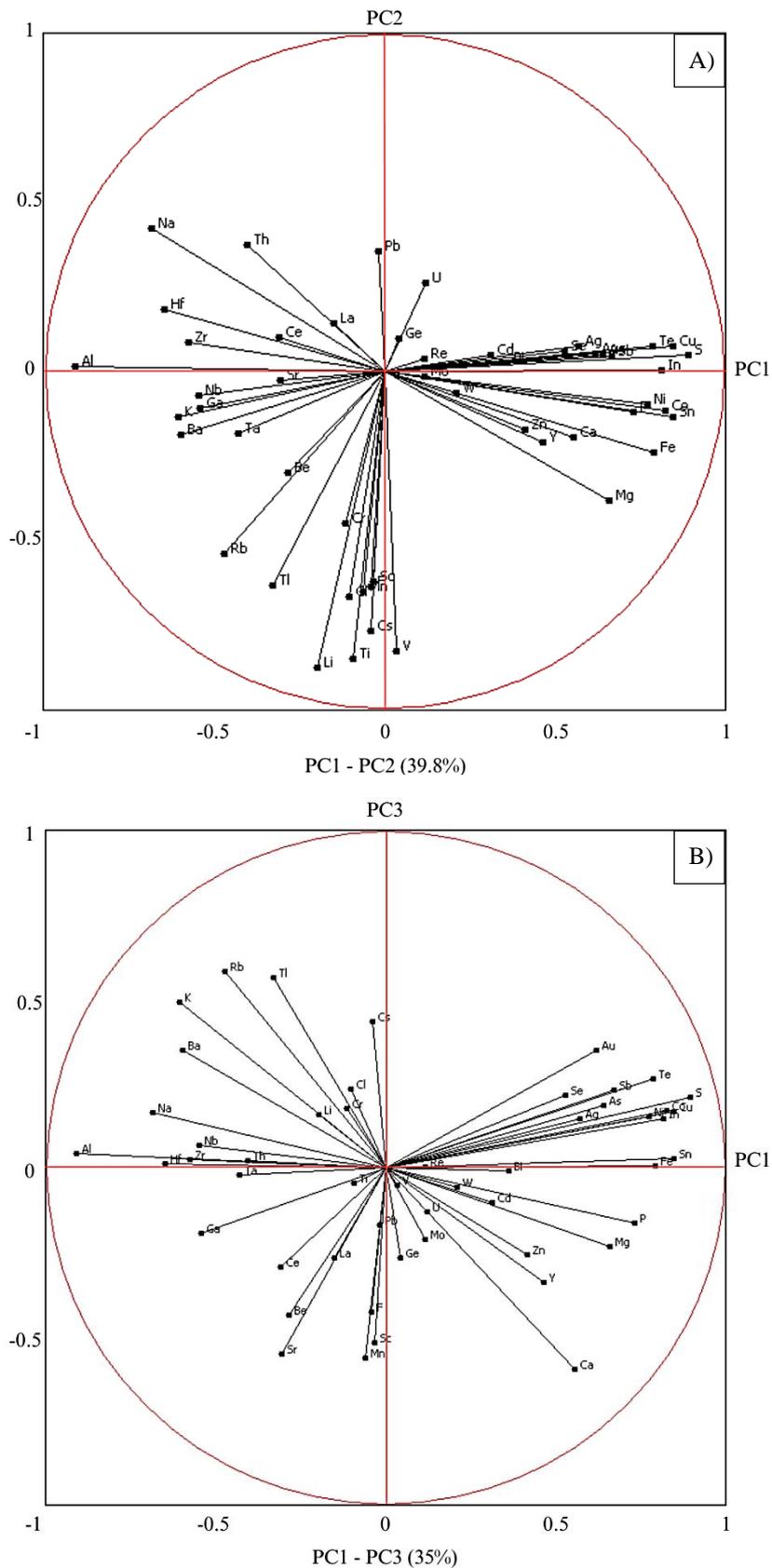


Figura 4.11 – Projeção das variáveis nos dois planos fatoriais. A) PC1/PC2 e B) PC1/PC3.

5.1 ESTILOS DE MINERALIZAÇÃO DO DEPÓSITO PAULO AFONSO

O depósito de Paulo Afonso consiste principalmente em rochas graníticas e gnáissicas que exibem padrões de intensa alteração hidrotermal, juntamente com zonas mineralizadas. Essas rochas podem ser individualizadas em (i) granitos cinzas foliados, (ii) granitos róseos com fácies pegmatíticas e (iii) gnaisses e anfibolitos. As idades dessas rochas ainda são desconhecidas, mas podem variar desde o Mesoproterozoico até o Paleoproterozoico de forma similar ao observado em outros depósitos da região (e.g. GT-46 e Salobo; Melo *et al.* 2016, Toledo *et al.* 2019). As estruturas, texturas e mineralogia primárias frequentemente permanecem preservadas nos corredores estruturais com menor influência do cisalhamento, embora vênulas também sejam observadas. Regiões com deformação intensa são caracterizadas por protomilonitos, especialmente próximos à zona de cisalhamento.

A possível sequência dos estágios de alterações hidrotermais, definida com base em relações texturais e nas associações minerais descritas no estudo macro e microscópico, seria (i) alteração sódica (albita) e silicificação, (ii) alteração potássico-férrica (biotita + magnetita), e (iii) alteração cálcica (actinolita + epidoto) e (iv) alteração clorítica tardia. A alteração cálcica é a mais abrangente e envelopa as zonas mineralizadas.

No depósito de Paulo Afonso, foram identificados estágios de alteração hidrotermal ocorrendo em um ambiente de transição deformacional, que vai do estado dúctil (rochas foliadas e/ou milonitizadas) ao rúptil (fraturas, veios e vênulas). Uma característica marcante dessa transição é a alteração potássica, que ocorre tanto como substituição das fases de alteração sódica e/ou cálcica, especialmente aquelas albitizadas, quanto em fraturas tardias. Em um ambiente deformacional mais rúptil, o feldspato potássico está associado à formação de fases mais tardias de epidotização e cloritização. Nos estágios de deformação mais avançados, em um ambiente deformacional predominantemente rúptil, observa-se a epidotização associada à cloritização. Epidoto e clorita, juntamente com quartzo, são encontrados principalmente preenchendo fraturas e veios com uma textura de preenchimento de espaços abertos, bem como em uma intensa alteração pervasiva que obscurece a textura da rocha hospedeira.

De modo geral, verificou-se a predominância da alteração sódica sobre a potássica, que se associa à alteração (ferro)-cálcica, composta principalmente por cristais de apatita hidrotermal e anfibólio (actinolita). A alteração (ferro)-cálcica, controlada por deformação dúctil e com formação de óxidos de ferro (magnetita), é expressiva.

Em porções com forte influência de zonas de cisalhamentos foi observado um padrão de mineralização associada às fases de alteração mais iniciais no sistema, sob uma deformação gradando de dúctil a rúptil, estando fortemente relacionada a cristais de apatita hidrotermal e/ou zonas de silicificação prévias, além de minerais acessórios (allanita e actinolita).

As zonas mineralizadas são bem marcadas pelo aumento de magnetita intercrescida com actinolita. Quando há o aumento de magnetita e actinolita há também o aparecimento de calcopirita. Essas relações entre as zonas mineralizadas e os minerais presentes nelas foram evidenciadas nos resultados geoquímicos, onde os elementos formadores apresentaram fortes correlações positivas com os teores de Cu. A associação de minério é dominada por calcopirita, magnetita, pirita e pirrotita.

A mineralização é predominantemente caracterizada por calcopirita-magnetita-pirita, associada a uma alteração rica em actinolita-clorita-epidoto-allanita-apatita, e pode ser observada ao longo da extensão dos testemunhos em dois padrões distintos: um (i) padrão controlado por um regime mais dúctil (mineralização disseminada, maciça e brechas), e (ii) um padrão controlado por um regime mais rúptil (mineralização associada a veios), com zonas bruscas que cortam a rocha hospedeira. A análise petrográfica dos dois padrões de revelou algumas diferenças entre ambos os estilos de mineralização. No primeiro padrão foi observada uma quantidade relativamente maior de magnetita em comparação com a pirita, enquanto no segundo, em relação ao padrão anterior, a pirita representa uma maior proporção da composição da rocha, juntamente com um aumento na quantidade de pirrotita.

O depósito Paulo Afonso parece representar uma mineralização de cobre distinta daquelas reconhecidas nos principais depósitos de cobre da Zona de Cisalhamento do Cinzento. Os depósitos IOCG localizados nesta zona foram formados em um evento mineralizante há 2,55 Ga, como os depósitos Salobo, Grotta Funda e GT-46, exibem zonas de alteração hidrotermal de alta temperatura com a presença de granada, grunerita e magnetita, que envelopam os corpos mineralizados de cobre (Réquia *et al.* 2003, Hunger *et al.* 2018, Melo *et al.* 2019, Toledo *et al.* 2019). Isso certamente é muito distinto do que é observado no depósito Paulo Afonso. Semelhante a outros depósitos localizados ao longo da Zona de Cisalhamento do Cinzento (depósitos Salobo, Furnas, Alvo GT 46/Igarapé Cinzento, Grotta Funda e QT02/AN-34), o controle estrutural do depósito Paulo Afonso é bastante significativo, onde a zona de cisalhamento teve um papel essencial na evolução do depósito.

O depósito Paulo Afonso exibe semelhanças com outros depósitos IOCG de Carajás. As semelhanças se constituem na (i) presença de minério cupro-aurífero associado a grandes quantidades de óxido de ferro; (ii) forte controle estrutural do depósito, com associação ao desenvolvimento e ou reativação de zonas de cisalhamento; (iii) associação espacial com corpos graníticos e (iv) semelhanças com o modelo de alteração e paragênese do minério descrito por Hitzman *et al.* (1992) para depósitos de óxido de ferro–Cu– Au (Figura 5.1).

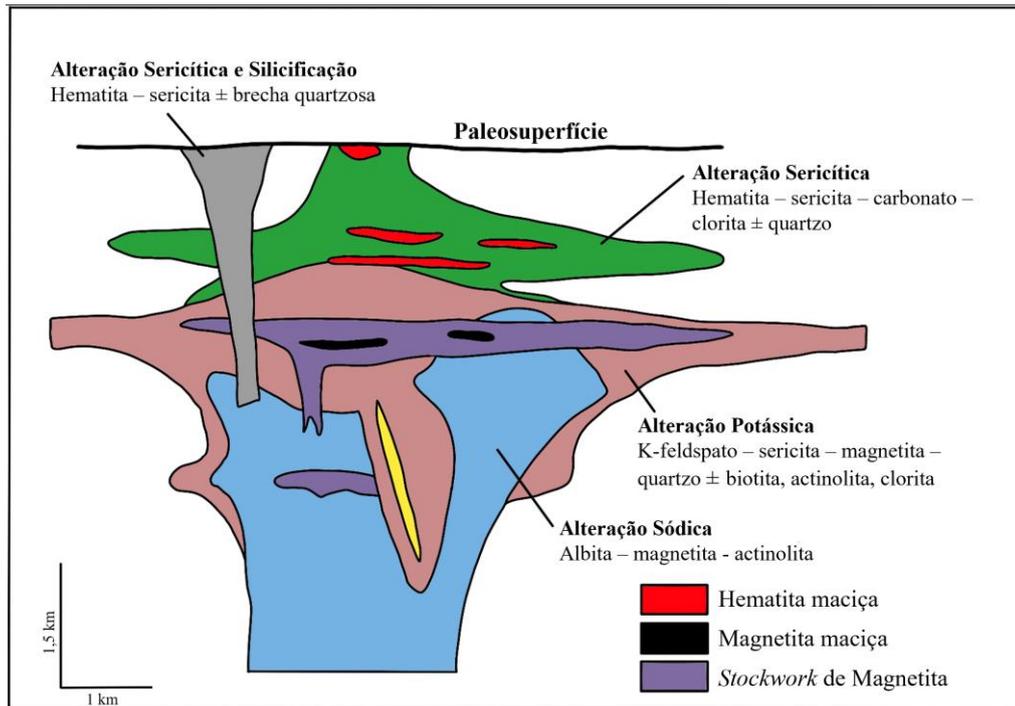


Figura 5.1 – Seção transversal esquemática ilustrando o zoneamento de alteração em depósitos IOCG formados em rochas vulcânicas e plutônicas hospedeiras. A seção se estende da superfície proximal a vários quilômetros abaixo da paleosuperfície. Modificado de Hitzman *et al.* (1992).

Neste modelo, os pesquisadores propuseram o desenvolvimento de alteração sódica e potássica em profundidades grandes/intermediárias, acompanhado pela formação de *stockworks* de magnetita, também ocorrendo em níveis intermediários. Associações minerais com clorita-quartzo-carbonato-sericita, juntamente com o desenvolvimento de brechas quartzosas, neste modelo, estão associadas a níveis crustais mais rasos, podendo também ocorrer em níveis intermediários.

Segundo os autores, esses depósitos estão associados a zonas de alteração sódica ou sódico-cálcica (albita-actinolita-magnetita), potássica (feldspato potássico-sericita-magnetita-quartzo ± biotita-actinolita-clorita) e sericítica (ou hidrolítica, com sericita-hematita-carbonato-clorita ± quartzo), que refletem um padrão vertical das zonas de alteração hidrotermal.

5.2 ASSINATURA GEOQUÍMICA DO DEPÓSITO PAULO AFONSO

A geoquímica de rocha total foi utilizada neste estudo desde zonas estéreis até zonas mineralizadas. Assim, foram analisadas correlações geoquímicas de dados com teores abaixo de 2.000 ppm de cobre e acima de 2.000 ppm de cobre (i.e. zonas mineralizadas).

A divisão tornou possível o detalhamento de cada um separadamente, para analisar as variações de elementos químicos nas zonas de interesse, além de entender as diferenças possíveis entre cada domínio de ocorrência de Cu.

Foram observadas algumas correlações importantes com o Cu: um aumento significativo dos elementos S e Sn, uma correlação positiva moderada com Co, Fe, Au, Zn e P, e uma correlação fraca com Ca e U. A presença de algumas amostras de zonas de saprólito podem ter interferido nos resultados de correlações.

A presença de sulfetos no depósito, como calcopirita (CuFeS_2), pirita (FeS_2) e pirrotita ($\text{Fe}(1-x)\text{S}$), justifica o enriquecimento de S. Além disso, a pirita e a pirrotita podem incorporar Co e Zn em suas estruturas cristalinas, resultando no enriquecimento desses elementos nos minerais sulfetados. Embora não tenha sido observada, o Sn pode estar contido em pequenos grãos da cassiterita fina. O aumento do Fe é atribuído à presença marcante de magnetita, enquanto o P é relacionado à apatita.

Embora os sistemas IOCG indiquem enriquecimento de U, isso não foi observado no depósito Paulo Afonso, conforme os dados apresentados. Além disso, apesar de o Ca estar associado ao aumento da alteração cálcica (actinolita-epidoto), a correlação fraca pode ser explicada pela ausência de separação das zonas oxidadas no tratamento dos dados geoquímicos, onde o elemento teria sido lixiviado.

É importante salientar que uma correlação negativa ou positiva não reflete na concentração absoluta dos elementos na rocha e, macroscopicamente, na formação de minerais em que possuem maior importância composicional, como é observado por exemplo para os elementos Sb, Ag, Cd, Pb e Te. Entretanto, esses elementos podem estar presentes na estrutura dos minerais mais comuns da área ou até mesmo formar cristais muito finos, invisíveis a olho nu e não detectáveis ao microscópio.

As correlações negativas também são importantes para a definição e caracterização das zonas mineralizadas e por vezes podem estar quimicamente marcantes no depósito e guiar projetos exploratórios. Essas correlações negativas podem ser reflexo da lixiviação das rochas pelo fluido hidrotermal.

A alta contribuição de elementos, tais como Cu, Sn, Zn, Pb, Zn, Fe e Au em zonas alteradas do depósito, indica que o fluido responsável pelas alterações foi incorporando estes elementos à medida que interagiu com as encaixantes. Deste modo, este fluido teria sido diluído, possivelmente em condições de temperaturas mais reduzidas, resultando na deposição de tais elementos originando as zonas mineralizadas.

A análise multivariada revelou três principais fatores nas zonas mineralizadas do depósito Paulo Afonso, os quais, combinados, correspondem a 47,926% da variação total dos dados. O PC1,

responsável por 26,948% da variação total, define dois grupos de variáveis: S, Cu, Sn, Co, In, Fe, Te e Ni, que estão positivamente relacionados, em contraste com Al, Na, Hf, K e Ba, que apresentam altas cargas negativas, constituindo uma assinatura geoquímica característica das zonas mineralizadas. O PC2, que explica 12,877% da variação total, revela um grupo com alta carga positiva composto por Na, Th e Pb, indicando um fator importante associado às características da rocha hospedeira do depósito. O PC3, responsável por 8,1% da variação, apresenta altas cargas fatoriais positivas para as variáveis Rb, Tl e K.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

Similarmente aos outros depósitos de IOCG encontrados na Província Carajás, o depósito Paulo Afonso compartilha algumas características comuns, incluindo sua associação espacial com zonas de cisalhamento, bem como a presença de intensa alteração hidrotermal.

Esse trabalho permitiu estabelecer relações composicionais entre as zonas de alteração hidrotermal identificadas para o depósito IOCG Paulo Afonso, a partir de análises petrográficas e geoquímicas, que forneceram importantes informações sobre os processos de interação fluido-rocha responsáveis por ganhos e perdas relativas de elementos nesses tipos de depósito.

Assim, destacam-se como conclusões principais:

- i. O depósito Paulo Afonso é hospedado por diferentes litotipos que não parecem ter controle sobre a alteração hidrotermal;
- ii. O depósito inclui zonas de alteração sódica distal, bandas restritas de alteração potássica-férrica em zonas intermediárias, halos de alteração cálcica pervasivos que envelopam a mineralização e alteração clorítica tardia;
- iii. Foram observados dois padrões de mineralização: mineralização disseminada, maciça e brechas (controladas por um regime predominantemente dúctil); e mineralização relacionada a veios (controlada por estruturas rúpteis). Para ambos os padrões, a associação mineralógica consiste em actinolita+epidoto+calcopirita+magnetita. O primeiro padrão revelou uma quantidade relativamente maior de magnetita em comparação com a pirita, enquanto no segundo padrão, a pirita representa uma maior proporção da composição da rocha, juntamente com um aumento na presença de pirrotita em comparação com o primeiro padrão;
- iv. Algumas correlações importantes foram observadas com o Cu foram: um aumento significativo dos elementos S e Sn, uma correlação positiva moderada com Co, Fe, Au, Zn e P, e uma correlação fraca com Ca e U. O enriquecimento de S é justificado pela presença de sulfetos no depósito, como calcopirita, pirita e pirrotita. Além disso, pirita e pirrotita podem incorporar Co e Zn em suas estruturas cristalinas, resultando no enriquecimento desses elementos nos minerais sulfetados. Embora não tenha sido observada, o Sn pode estar contido em pequenos grãos de cassiterita fina. O aumento de Fe é atribuído à presença marcante de magnetita, enquanto o P está relacionado à apatita. Apesar de os sistemas IOCG indicarem enriquecimento de U, isso não foi observado no depósito Paulo Afonso. Embora

o Ca esteja associado ao aumento da alteração cálcica (actinolita-epidoto), a correlação fraca pode ser explicada pela ausência de separação das zonas oxidadas no tratamento dos dados geoquímicos, onde o elemento teria sido lixiviado. A presença de algumas amostras de zonas de saprólito podem ter interferido nos resultados de correlações.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos* 187:201-221.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite–greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research* 120:235-257.
- Almeida J.A.C., Oliveira V.E.S., Rocha M.C., Rocha K.P.P. 2016. Geologia, Petrografia e Geoquímica dos Granitoides Arqueanos da Porção Sul do Domínio Rio Maria, Província Carajás, In: 48º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, CDROM.
- Araújo Filho R. C., Nogueira A. C., Araújo R. N. 2020. New stratigraphic proposal of a Paleoproterozoic siliciclastic succession: Implications for the evolution of the Carajás Basin, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102665.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N. 1991. Serra dos Carajás, folha SB.22-ZA, Estado do Pará. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Barbosa J.P.O. 2004. Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitoides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém. 112 p.
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: Relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética Carajás. In: *Proceedings Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, 17-20.
- Barton M.D. 2014. Iron oxide(-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems: Treatise on Geochemistry, 2nd edition, v. 11, Chapter 23, Elsevier, p. 515-541.
- Beisiegel V.R., Bernardelli A.L., Drummond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e Recursos Minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 3:215-242.
- Botelho N.F., Moura M.A., Teixeira L.M., Olivo G.R., Cunha L.M., Santana U.M. 2005. Caracterização geológica e metalogenética do depósito de Cu ± (Au, W, Mo, Sn) Breves, Carajás. In: Marini OJ, Queiroz ET, Ramos BW (eds) *Caracterização de depósitos minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*, 2nd edn, Brasília, ADIMB, p. 335-389.
- Cardoso J.C. 1995. Utilização da análise em componentes principais, variografia e krigagem factorial na identificação de anomalias geoquímicas, empregando sedimentos de linhas de água como meio amostral. Tese de Doutorado. PhD Thesis, Universidade de Aveiro.
- Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Hasui Y., Zalán, P.V., Teixeira J.B.G. 2012. Estágios evolutivos do Brasil no Fanerozoico. In: Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli A. (ed.) *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca. p. 131-136.
- Carneiro L.S., Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P. 2023. Geochemical signatures of the Neoproterozoic and Paleoproterozoic copper systems in the Carajás Mineral Province, NW Brazil: Implications for metal endowment. *Journal of Geochemical Exploration*, 254, 107306.
- Cordani U. 1981. Comentários sobre as determinações geocronológicas da região da Serra dos Carajás. Internal Report, Universidade de São Paulo, DOCEGEO.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Kawashita K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, v. 9, p. 6-11.
- Costa L.P. 2007. Caracterização das seqüências metavulcanossedimentares da porção leste da Província Mineral Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 113 p.
- Craveiro G.S., Villas R.N.N., Xavier R.P. 2019. Mineral chemistry and geothermometry of alteration zones in the IOCG Cristalino deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 92, p. 481-505.

- Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J. P., Silva C.R.P., Santos R. D., Santos P. J. L. 2013. Geologia do subdomínio de transição do Domínio Carajás - implicações para a evolução arqueana da Província Carajás - Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 13, Belém, p. 1082–1085.
- Dancey C., Reidy J. 2006. Estatística Sem Matemática para Psicologia: Usando SPSS para Windows. Porto Alegre, Artmed.
- Delinardo da Silva M.A. 2014. Metatexitos e diatexitos do Complexo Xingu na região de Canaã dos Carajás: Implicações para a evolução mesoarqueana do Domínio Carajás, PA. Dissertação de mestrado, Universidade Estadual de Campinas, 121p.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás – Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, Brasil, SBG p. 11-54.
- Domingos F., 2009. The structural setting of the Canaã dos Carajás region and Sossego-Sequeirinho deposits, Carajás – Brazil. Doctoral thesis, Durham University, 506 p.
- Dreher A.M., Xavier R.P., Taylor B.E., Martini, S. 2005. Fragmental rocks of the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35:359-368.
- Dreher A.M., Xavier, R.P., Taylor, B.E., Martini, S. 2008. New geologic, fluid inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás province, Brazil. *Mineralium Deposita*, 43:161-184.
- Feio G. R. L., Dall'Agnol R., Dantas E. L., Macambira M. J. B., Santos J. O. S., Althoff F. J., Soares J. E. B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 227:157– 185.
- Groves D.I., Bierlein F.P., Meinert L.D., Hitzman M.W. 2010. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology* 105: 641-654.
- Härdle W, Simar, L. 2007. Principal components analysis. *Applied multivariate statistical analysis*, p. 215-249.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A. C. C., Meireles E. A. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: I Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, SBG/NO, p. 100– 110.
- Hitzman M.W. 2000. Iron oxide–Cu–Au deposits: what, where, when, and why. In: Porter TM (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective*. Austral Miner Fund, Adelaide, p. 9–25.
- Hitzman M.W., Oreskes N., Einaudi M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research* 58:241–287.
- Holdsworth R.E., Pinheiro R.V.L. 2000. The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: insights from the Archean Carajás fault zone, Amazon, Brazil. *Journal of Structural Geology*, 22: 1105-1023.
- Huhn S.R.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus.
- Hunger R.B., Xavier R.P., Moreto C.P.N., Gao J.F. 2018. Hydrothermal alteration, fluid evolution, and Re-Os geochronology of the Grota Funda iron oxide copper-gold deposit, Carajas Province (Para State), Brazil. *Economic Geology*, 113(8), 1769-1794.
- Jesus S.S.G.P. 2016. Múltiplos estágios de alteração hidrotermal do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Furnas, Província Carajás: evolução paragenética e química mineral. Dissertação de mestrado, Universidade Estadual de São Paulo, 164 p.
- Justo A.P. 2018. As formações ferríferas bandadas (BIFs) e a evolução paleo ambiental e geodinâmica da bacia de Carajás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Brasília, 145 p.
- Kaiser H.F. 1960. The application of electronic computers to factor analysis. *Educational and psychological measurement*, v. 20, n. 1, p.: 141-151.
- Lancaster Oliveira J., Fanton J., Almeida A.J., Leveille R.A., Vieira S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper-gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. In: 31th International Geology Congress. Rio de Janeiro, Brasil [CD-ROM].

Lindenmayer Z.G. 2003. Depósito de Cu–Au do Salobo, Serra dos Carajás: Uma revisão. In: Ronchi L.H., Althoff F.J., (Eds.) Caracterização e modelamento de depósitos minerais, São Leopoldo, Editora Unisinos, p.: 69–98.

Lindenmayer Z.G., & Teixeira, J.B.G. 1999. Ore genesis at the Salobo copper deposit, Serra dos Carajás. In: Silva, M.G., Misi, A., (Eds.) Base metal deposits of Brazil: Belo Horizonte, Ministério de Minas e Energia (MME)/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)/Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), p.: 33-43.

Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G. 2001. Considerações sobre a origem das formações ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 31:21-28.

Macambira E.M.B., Schrank A. 2002. Químico-estratigrafia e evolução dos jaspilitos da Formação Carajás (PA). *Revista Brasileira de Geociências* 32:567-578.

Macambira E.M.B., Vale, A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. DNPM/CPRM. Brasília, 384p.

Macambira J.B. 2003. O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará. Unpublished PhD. thesis, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo 217p.

Macambira M.J.B., Lafon J. M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, v. 7, p.: 263-288.

Macambira M.J.B., Pinheiro R.V.L., Armstrong R.A. 2007. A fronteira Arqueano-Paleoproterozoico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 10, Porto Velho, Brazil. Sociedade Brasileira de Geologia, Anais...,105-108.

Machado N., Lindenmayer D.H., Krough T.E., Lindenmayer Z.G. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:329-354

Manly B.F.J., & Alberto J. A. N. 2016. *Multivariate Statistical Methods: A Primer, Fourth Edition (4th ed.)*. Chapman and Hall/CRC. <https://doi.org/10.1201/9781315382135>

Meirelles M.R. 1986. Geoquímica e petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 171p.

Melo G.H.C., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Santiago E.E.B. 2016. Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U-Pb geochronology. *Mineralium Deposita* doi:10.1007/s00126-016-0693-5.

Melo G.H.C., Monteiro L.V.S., Hunger R.B., Toledo P.I.F., Xavier R.P., Zhao X.F., ... & Moreto, C. P. N. 2021. Magmatic-hydrothermal fluids leaching older seafloor exhalative rocks to form the IOCG deposits of the Carajás Province, Brazil: evidence from boron isotopes. *Precambrian Research*, 365, 106412.

Melo G.H.C., Monteiro L.V., Xavier R.P., Moreto C.P., Arquaz R.M., & Silva M.A.D. 2019. Evolution of the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás province (Brazil): Early syngenetic chalcopyrite overprinted by IOCG mineralization. *Ore geology reviews*, 111, 102993.

Melo G.H.C. 2011. Contexto geológico e evolução metalogenética do depósito de cobre Bacuri, Província Mineral de Carajás, 2011. Tese de Doutorado. [sn].

Monteiro P.C. 2006. Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, Sudeste do Cráton Amazônico. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 104 p.

Monteiro L. V. S., Xavier R. P., Hitzman M. W., Juliani C., de Souza Filho C. R., & Carvalho E. D. R. 2008. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 34(3), 317-336.

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., Dufrane S. A., Melo G.H.C., Delinardo da Silva M.A., Tassinari C.C.G., Sato K. 2015. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide–copper–gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita* 50:517-546.

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., e Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxideCu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-

- Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita* V. 46, pps. 789-811. DOI: 10.1007/s00126-011-0352-9.
- NCL Brasil. 2005. Revisión de La Estimación de Recursos del Proyecto Cristalino. Vale S.A Internal Report 103p.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt, W., Pinheiro, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescoberta e redefinição litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7: 177-277.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South America Earth Science* 27:146-160.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of Mesoarchean sanukitoid rocks, southeastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology* 51(10):2121-2148.
- Pestilho A.L.S.; Monteiro L.V.S., Melo G.H.C., Moreto C.P.N., Juliani C., Fallick A.E., Xavier R.P. 2020. Stable isotopes and fluid inclusion constraints on the fluid evolution in the Bacaba and Castanha iron oxide-copper-gold deposits, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 126, 103728:1-22.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology* 166:159-171
- Pinheiro R.V.L., Kadekaru K., Soares A. V., Freitas C., Ferreira S. N., Matos F. M. V. 2013. Carajás, Brazil—a short tectonic review. 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Brasil, SBG.
- Pinheiro R.V.L., Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Craton do Amazônico. *Pará. Rev. Bras. Geoc.* 30 (4), 597-606.
- Prado E.B.G., 2019. Geologia estrutural, petrologia e química mineral das rochas encaixantes da mineralização de Cu-Au IOCG do Salobo, Província Mineral de Carajás. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, UFRJ, 165p.
- Previato M., Monteiro L.V.S., Bello R.M.S., Gonçalves L.C.G. 2020. Evolution of brines and CO₂-rich fluids and hydrothermal overprinting in the genesis of the Borrachudo copper deposit, Carajás Province. *Ore Geology Reviews*, 121, 103561.
- Réquia K., Stein H., Fontboté L., Chiaradia M. 2003. Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. *Mineral Deposita*, 38:727-738.
- Rigon J.C., Munaro P., Santos L.A., Nascimento J.A.S., Barreira C.F. 2000. Alvo 118 copper-gold deposit: geology and mineralization, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. In: 31st International Geology Congress. Rio de Janeiro, Brasil [CD-ROM].
- Rosière C.A., Baars F.J., Seoane J.C.S, Lobato. L.M., Silva L.L., Souza S.R.C.de, Mendes G.E. 2006. Structure and iron mineralisation of the Carajás Province. *Applied Earth Science: IMM Transactions section B*, 115: 126-133.
- Salgado S.S., de Andrade Caxito, F., e Silva, R.C.F., e Lana, C. 2019. Provenance of the Buritirama Formation reveals the Paleoproterozoic assembly of the Bacajá and Carajás blocks (Amazon Craton) and the chronocorrelation of Mn-deposits in the Transamazonian/Birimian system of northern Brazil/West Africa. *Journal of South American Earth Sciences*, 96:102364.
- Santos J.O.S. 2003 Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central, in Bizzi, L.A., ed., *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, mapas e SIG: Brasília, CPRM*, p. 169-226.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of Amazon Craton based on field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research* 3: 453-488.
- Santos R.D., Galarza M.A., Oliveira D.C. 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais* 8(3): 355-382.
- Sardinha A.S., Barros C.E.M., Krymsky R. 2006. Geology, geochemistry and U-Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 20, 327-339.

- Sardinha A.S., Barros C.E.M., Krymsky R.S., Macambira M.J.B. 2001. Petrografia e geocronologia UPb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém.
- Silva M.G., Teixeira J.B.G., Pimentel M.M., Vasconcelos P.M., Arielo A. Rocha W.J.S.F. 2005. Geologia e mineralizações de Fe-Cu-Au do Alvo GT46 (Igarapé Cinzento, Carajás). In: Marini O.J., Queiroz, E.T., Ramos, B.W. (Eds.) Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia, DNPMT-Mineral-FINEP-ADIMB, p.: 94-151
- Souza S.R.B., Macambira M.J.B., Sheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas. V Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais, 380–383.
- Souza Z.S. Medeiros, H., Althoff, F.J., Dall'agnol, R. 1990. Geologia do terreno granito greenston arqueano da região de Rio Maria, Sudeste do Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, SBG, 36:2913-2928.
- Souza L.H. & Vieira E.A.P., 2000. Salobo 3 Alpha Deposit: geology and mineralization. In: Porter, T.M. (Ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective. Australian Mineral Foundation, Adelaide, p. 213-224.
- Tallarico F.H.B. 2003. O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil. Tese de doutorado, Universidade Estadual de Campinas, 229p.
- Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositcin N., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2005. Geology and SHRIMP U–Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper–gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron–oxideCu–Au– (U–REE) mineralization. *Economic Geology* 100:7–28.
- Tallarico F.H.B., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Carvalho J.B., Rego J.L., Nunes A.R. 2004. Geological and SHRIMP II U-Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*. 39:68-86.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22(3):174-182.
- Tavares F.M., Trouw R.A.J., Silva C.M.G., Justo A.P., Oliveira J.K.M. 2018. The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: Revealing complex structural patterns. *Journal of South American Earth Sciences*, 88:238-252.
- Teixeira W., Tassinari C. C. G., Cordani U. G., & Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42(3-4), 213-227.
- Toledo P.I.F., Moreto C.P.N., Xavier R.P., Gao J., Matos J.H.N.S., Melo G.H.C. 2019. Multistage evolution of the Neoproterozoic (ca. 2.7 Ga) Igarapé Cinzento (GT-46) iron oxide copper-gold deposit, Cinzento shear zone, Carajás Province, Brazil. *Economic Geology*, 114:1–34.
- Torresi I., Bortholoto D.F.A., Xavier R.P., Monteiro L.V.S. 2012. Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide–copper– gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): implications for ore genesis. *Mineralium Deposita* 47: 299-323.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., De Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP U-Pb constraints on the age of the Carajás Formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Science* 11:265-277.
- Vale. 2012. Vale obtains operation license for Salobo. Disponível em: <http://saladeimprensa.vale.com/en/release/interna.asp?id=22000>.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo dos Mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores: Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Veloso A. S.R., Monteiro L.V.S., Juliani C. 2020. The link between hydrothermal nickel mineralization and an iron oxide-copper–gold (IOCG) system: Constraints based on mineral chemistry in the Jatobá deposit, Carajás Province. *Ore Geology Reviews*, 121, 103555.

Williams P.J., Barton M.B., Johnson D.A., Fontboté L., de Haller A., Mark G., Oliver N.H., Marschik R. 2005. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible models of origin. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume: 371- 405.

Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W. 1986. U-Pb zircon ages of the Grão-Pará Group and Serra dos Carajás Granite. *Revista Brasileira de Geociências*, 16:195-200.

Xavier R.P., Monteiro, L.V.S., Moreto, C.P.N., Pestilho, A.L.S., Melo, G.H.C., Silva, M.A.D., Aires, B., Ribeiro, C., Silva, F.H.F. 2012. The iron oxide copper-gold systems of the Carajás mineral province. *Economic Geology*, 16:433–454.

Xavier R.P., Moreto C., Melo G.H., Toledo P., Junger R., Delinardo M., ... & Huhn S. B. 2017. Geology and metallogeny of Neoproterozoic and Paleoproterozoic copper systems of the Carajás Domain, Amazonian Craton, Brazil. In *Mineral Resources to Discover-14th SGA Biennial Meeting*.

Xavier R.P., Wiedenbeck, M., Trumbull, R.B., Dreher, A.M., Monteiro, L.V.S., Rhede, D., Araújo, C.E.G., and Torresi, I. 2008. Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporites as the source of high-salinity ore fluids in iron oxide-copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *Geology*, 36:743–746.

Apêndices

Matrizes de Correlação

