



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
CAMPUS MONTE CARMELO
INSTITUTO DE GEOGRAFIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

NÁTALY CARLA AMORIM PEREIRA

**PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA U–Pb EM ZIRCÃO DAS ROCHAS
HOSPEDEIRAS DO DEPÓSITO IOCG GT-34, PROVÍNCIA CARAJÁS**

Monte Carmelo – MG

2023

NÁTALY CARLA AMORIM PEREIRA

**PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA U–Pb EM ZIRCÃO DAS ROCHAS
HOSPEDEIRAS DO DEPÓSITO IOCG GT-34, PROVÍNCIA CARAJÁS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva

Coorientadora: Profa. Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro

Monte Carmelo – MG

2023



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

Instituto de Geografia

Avenida João Naves de Ávila, 2121 - Bairro Santa Mônica, Uberlândia-MG, CEP 38400-902

Telefone: 34-3239-4169 - Bloco 1H - Sala 1H18A



ATA DE DEFESA - GRADUAÇÃO

Curso de Graduação em:	Geologia				
Defesa de:	Trabalho de Conclusão de Curso II - IGUFU32017				
Data:	28/02/2023	Hora de início:	15h00min	Hora de encerramento:	16h30min
Matrícula do Discente:	31711GLG034				
Nome do Discente:	Nátaly Carla Amorim Pereira				
Título do Trabalho:	Petrografia e Geocronologia U-Pb em zircão das rochas hospedeiras do Depósito GT-34, Província Carajás.				
A carga horária curricular foi cumprida integralmente?	<input checked="" type="checkbox"/> Sim <input type="checkbox"/> Não				

Reuniu-se de forma remota pela plataforma MS Teams, a Banca Examinadora, composta pelo Prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva (orientador e presidente da banca examinadora), docente do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, pela Profa. Dra. Poliana Iara de Freitas Toledo, docente do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, pelo Prof. Dr. Felix Nannini, docente do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, e a discente Nátaly Carla Amorim Pereira.

Iniciando os trabalhos, o presidente da mesa, Prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva, apresentou a Comissão Examinadora e a candidata, agradeceu a presença do público e concedeu a discente a palavra para a exposição do seu trabalho. A duração da apresentação da discente e o tempo de arguição e resposta foram conforme as normas do curso.

A seguir o senhor presidente concedeu a palavra aos examinadores externo e interno, que passaram a arguir o candidato. Ultimada a arguição, que se desenvolveu dentro dos termos regimentais, a Banca, em sessão secreta, atribuiu o resultado, considerando a candidata.

Aprovado com Nota [91]

Reprovado com Nota []

Nada mais havendo a tratar foram encerrados os trabalhos. Foi lavrada a presente ata que após lida e achada conforme foi assinada pela Banca Examinadora.



Documento assinado eletronicamente por **Marco Antonio Delinardo da Silva, Professor(a) do Magistério Superior**, em 28/02/2023, às 16:36, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Felix Nannini, Professor(a) do Magistério Superior**, em 28/02/2023, às 16:50, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Poliana Iara de Freitas Toledo, Usuário Externo**, em 01/03/2023, às 11:00, 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 https://www.sei.ufu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **4291684** e o código CRC **3AF0B725**.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus por ter me proporcionado essa experiência maravilhosa com a geologia. Agradeço a minha mãe pelo suporte, amor e incentivo para não desistir dos meus sonhos, mesmo diante de todas as dificuldades. Agradeço também a minha irmã por todos os conselhos e forças dadas para continuar. Ao meu orientador, prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva, minha gratidão pela oportunidade que me foi proporcionada, pelos ensinamentos, aprendizados, dedicação, paciência e por todo apoio para a realização do trabalho.

A todas as pessoas que conheci durante esse tempo de graduação, em especial, aos meus amigos Brunão, Mariana e Michele que me ajudaram e compartilharam conhecimentos geológicos comigo ao longo do curso. E aos professores e funcionários, por não medirem esforços para auxiliarem os alunos.

Agradeço também, a coorientadora deste estudo Profa. Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro, o doutorando Luiz Fernandes Dutra (IGc-USP) e a VALE por cederem as amostras estudadas no âmbito do Projeto Colaborativo ADIMB-VALE-UNIVERSIDADES. E por fim, ao Laboratório de Petrografia e Microscopia do Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal de Uberlândia e Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Estadual de Campinas para a realização das atividades propostas.

RESUMO

A Província Carajás, localizada no Cráton Amazônico, hospeda uma grande concentração de depósitos minerais de classe mundial. Em meio a este conjunto variado de sistemas minerais, estão os depósitos de oxido de ferro-cobre-ouro (*iron oxide-copper-gold*; IOCG). Estes depósitos são estruturalmente controlados e ocorrem ao longo de zonas de cisalhamento de direção WNW-ESE, que justapõe rochas supracrustais neoarqueanas e rochas do embasamento meso a neoarqueanas da província. A formação da mineralização nos depósitos IOCG ocorreu em três pulsos principais, durante o Neoarqueano (ca. 2,72–2,68 Ga e ca. 2,54–2,45 Ga) e o Paleoproterozoico (ca. 1,90–1,88 Ga). As interpretações obtidas a partir dos dados da literatura, levantaram dúvidas sobre o que teria promovido a circulação em grande escala de fluidos hidrotermais para formar os depósitos IOCG de alta tonelagem do Neoarqueano, pois as idades de mineralização não se sobrepõem ao principal evento magmático (ca. 2,76 – 2,73 Ga) da província nesta era. Para tentar compreender este cenário, este trabalho se concentrou nas descrições petrográficas e nas datações geocronológicas (U-Pb LA-MC-ICPMS) das rochas hospedeiras do depósito IOCG GT-34, a fim de compreender o contexto evolutivo de cada rocha e possivelmente uma relação de gênese com a mineralização. Diante disso, verifica-se que as rochas do depósito são composta predominantemente por associações de tonalitos- trondhjemitos- granodioritos (TTGS) de idades mesoarqueanas (ca. 3,05, 2,92 e 2,88 Ga) inseridas no embasamento (Complexo Xingu) e intrusões máficas de magmatismo de idades desconhecidas pela ausência de grãos de zircão. São reconhecidos dois tipos de rochas mesoarqueanas, sendo Biotita-Hornblenda-Actinolita Gnaisses Tonalíticos e Hornblenda-Biotita Gnaisses Granodioríticos, localmente contendo, enclaves anfibolíticos. As ocorrências são marcadas por feições estruturais e texturais semelhantes estabelecidas por bandamentos gnáissicos e foliações bem marcadas e alterações sódicas que formam, respectivamente, hastingsita e uma associação paragenética de epidoto e titanita, que são provenientes de metamorfismo de alta temperatura acompanhados de processos de fusão parcial e cristalização de líquidos anatéticos. Os ortognaisses exibem, cores cinzas a róseas, granulação média, textura porfiroclástica marcada pelos megacristais de plagioclásio, além de cristais intensamente deformados. As análises feitas para os grãos de zircões dos ortognaisses geralmente apresentam feições de núcleos envolvidos por domínios homogêneos e oscilatórios que são associados a fusão parcial de rochas

submetidas a metamorfismo de alta temperatura. Para as idades entre $3054 \pm 3\text{Ma}$ (MSWD: 7,9), $2924 \pm 8\text{Ma}$ (MSWD: 8,1) e $2950 \pm 7\text{Ma}$ (MSWD: 3,2) é proposta uma associação a formação da crosta continental do Domínio Carajás sob influencia de anatexia de crosta inferior de caráter juvenil, enquanto, as idades que variaram entre $2880 \pm 5\text{Ma}$ (MSWD: 5,7) e $2883 \pm 3\text{Ma}$ (MSWD: 6,3), estariam relacionados ao último episódio de migmatização que afetou as rochas do complexo Xingu. O hornblenda gabro intrusivo, apresenta textura ígnea preservada e é afetado por uma alteração com albita e hastingsita, que é característica do depósito GT-34. Correlato as idades neoarqueanas de alteração hidrotermal e das idades de mineralização em ca. 2,75 – 2,72 Ga, sugere-se que o hornblenda gabro é mais jovem que os ortogneisses e se coloca antes (ou durante) do evento de mineralização, o que poderia estar associado ao magmatismo neoraqueano. Ademais, a ausência de piroxênios pode ser atribuída à hidratação associada à percolação de fluidos hidrotermais sin- ou pós-magmáticos. As rochas mesoarqueanas, participam de forma indireta para a mineralização. Associações paragenéticas de minerais mais jovens nas rochas da crosta félsica TTG poderiam ser coerentes as alterações sódicas extensas embasada em bacias com evaporitos. Sendo assim, o magmatismo provavelmente neoraqueano gerador do hornblenda gabro, correlato ao ambiente extensional em ca. 2,74 Ga registrado no Domínio Carajás, possivelmente, apresenta ligação cogenética com importante papel para a movimentação dos fluidos para a formação do depósito. Entretanto, um melhor posicionamento litoestratigráfico dessas rochas no domínio depende de novas tentativas de datação.

Palavras chaves: Domínio Carajas, rochas hospedeiras, petrografia, datações geocronológicas, Mesoarqueano, Neoraqueano, contexto geológico evolutivo.

ABSTRACT

The Carajás Province, located in the Amazon Craton, holds a large concentration of world-class mineral deposits. Amid this varied set of mineral systems, there are deposits of iron oxide-copper-gold (IOCG). These deposits are structurally controlled and occur along shear zones in the WNW-ESE direction, which juxtapose neoproterozoic supracrustal rocks and meso to neoproterozoic basement rocks of the province. The formation of mineralization in the IOCG occurred in three main pulses during the Neoproterozoic (ca. 2.72–2.68 Ga and ca. 2.54–2.45 Ga) and the Paleoproterozoic (ca. 1.90–1.88 Ga). The interpretations obtained for the literature data raised a great doubt about what would have promoted the large-scale circulation of hydrothermal fluids to form the high-tonnage IOCG deposits of the Neoproterozoic, since the mineralization ages do not overlap with the main magmatic event of the Neoproterozoic province in this era (ca. 2.76–2.73 Ga). In an attempt to understand this scenario, this research proposal focused on petrographic descriptions and geochronological dating (U-Pb LA-MC-ICPMS) of the host rocks of the IOCG GT-34 deposit, in order to understand the evolutionary context of each rock and possibly a genetic relationship between the mineralization. In view of this, it appears that the rocks of the deposit are predominantly composed of tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) associations of Mesoproterozoic ages (ca. 3.05, 2.92 and 2.88 Ga) inserted in the Xingu Complex basement and intrusions mafic magmatism still unknown due to the absence of zirconium grains. Two petrographic natures are recognized for the mesoproterozoic rocks, being Biotite-Hornblende-Actinolite Tonalitic Gneisses and Hornblende-Biotite Granodiorite Gneisses, sometimes encompassing amphibolitic enclaves. The occurrences are marked by similar structural and textural features originating from ultra-high temperature metamorphism accompanied by partial melting processes and crystallization of anatectic liquids. Orthogneisses exhibit sodic alterations, gray to pink colors, medium granulation, porphyroclastic texture marked by plagioclase megacrystals. They are accompanied by the development of incipient to well marked foliations and compositional banding, in addition to intensely deformed crystals. The analyzes made for zircon grains from orthogneisses generally show features associated with partial melting of rocks subjected to high temperature metamorphism. For ages between $3054 \pm 3\text{Ma}$ (MSWD: 7,9), $2924 \pm 8\text{Ma}$ (MSWD: 8,1) and $2950 \pm 7\text{Ma}$ (MSWD: 3,2) an association is proposed with the formation of the continental crust of

the Carajás Domain under the influence of juvenile lower crust anatexia, while ages ranging between $2880 \pm 5\text{Ma}$ (MSWD: 5,7) e $2883 \pm 3\text{Ma}$ (MSWD: 6,3), would be related to the last episode of migmatization that affected the rocks of the Xingu complex. The intrusive gabbro hornblende has preserved igneous texture and is affected by an alteration with albite and hastingsite, which is characteristic of the GT-34 deposit. Correlate the Neoproterozoic ages of hydrothermal alteration and the ages of mineralization at ca. 2.75 – 2.72 Ga, the hornblende gabbro is younger than the orthogneisses and occurs before (or during) the mineralization event, which could be associated with Neoproterozoic magmatism. Furthermore, the absence of pyroxenes can be attributed to hydration associated with percolation of syn- or post-magmatic hydrothermal fluids. Mesoproterozoic rocks indirectly participate in mineralization. Paragenetic associations of younger minerals in TTG felsic crust rocks could be Extensive sodium alterations based on basins with evaporites are consistent. Thus, the probably Neoproterozoic magmatism that generated the gabbro hornblende, correlated to the extensional environment at ca. 2.74 registered in the Carajás Domain, possibly presents a cogenetic connection with an important role in the movement of fluids for the formation of the deposit. However, a better positioning of these rocks in the domain depends on new dating attempts.

Keywords: Carajas Domain, host rocks, petrography, geochronological dating, Mesoproterozoic, Neoproterozoic, evolutionary geological context.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização do depósito GT-34.	14
Figura 2: Separação e seleção dos grãos minerais.	17
Figura 3: Confeção dos Mounts.	19
Figura 4: Mapa geológico da Província Carajás.	21
Figura 5: Localização do GT-34, mapa geológico e zonas de alteração associadas. A) Principais litologias; B) Zonas de alteração do depósito GT-34; C) Corte transversal do perfil de alteração e de zonas mineralizadas.	28
Figura 6: Fotos de testemunhos de sondagem do Hornblenda-Actinolita Gnaiss Tonalítico. A) e B) detalhe do bandamento composicional e da variação no conteúdo de minerais máficos no Bt-Act gnaiss tonalítico.	35
Figura 7: (A) e (B): Fotomicrografias do Bt-Act gnaiss tonalítico destacando o bandamento composicional em domínios ricos em actinolita e por domínios quartzo-feldspáticos ricos em biotita (C): Trama interlobada com cristais manteados por subgrãos de plagioclásio e anfibólios; (D): Geminações com terminações como pontas de agulhas deformadas em cristais de plagioclásio; (E): Substituição/alteração de hornblenda por biotita (F): Cristal de titanita com cores de interferência anômolas sobreposta a biotita.	38
Figura 8: Detalhe do Hbl-Bt gnaiss granodiorítico	39
Figura 9: Hornblenda-Biotita gnaiss granodiorítico destacando a foliação gnáissica; (B): Textura porfiroclástica da rocha; (C) Cristais recristalizados por recristalização dinâmica na matriz quartzo-feldspática; (D): Cristais de quartzo com textura poligonal e tabuleiro de xadrez; (E): K-feldspato com bordas alteradas; (F): Microfilmes de K-feldspato com hábito ameboides Fotomicrografias a nicóis cruzados. Abreviações dos nomes de minerais segundo Whitney e Evans (2010).	41
Figura 10: (A): Fotomicrografia a nicóis paralelos do anfibolito destacando a paragênese mineral; (B):Fotomicrografia a nicóis descruzados: Inclusões de apatita nos plagioclásios e hornblenda; (C): Bordas de cristais de hornblenda dissolvidas marcando contatos in (A): Fotomicrografia a nicóis paralelos do anfibolito destacando a paragênese mineral; (B):Fotomicrografia a nicóis descruzados: Inclusões de apatita nos plagioclásios e hornblenda; (C): Bordas de cristais de hornblenda dissolvidas marcando contatos interlobados; (D): Cristais de hastingista substituindo a hornblenda; (E): Lamelas exolução da clorita; (F): Magnetita de coloração rósea.	43
Figura 11: Gabro de granulação fina.....	44

Figura 12: (A) Fotomicrografias do gabro destacando textura subofítica preservada; (B): Ripas de plagioclásio envoltas por cristais de hornblenda e contatos interlobados (C): Geminações de deformação de plagioclásio (D): Extinção ondulante nos cristais de plagioclásio; (E): Cristais de hornblenda com evidência a substituição para a hastingsita; (F): Magnetita de cores róseas calcopirita de tons mais intensos representados por calcopirita.	46
Figura 13: Diagrama de classificação (OPX + CPX) + HBL (Streckeisen, 1976), para a rochas gabróica intrusiva no depósito GT-34.	47
Figura 14: Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão das rochas hospedeiras Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão das rochas hospedeiras datadas do depósito GT-34. A e B) Cristais de zircão do Bt-Act gnaisse tonalítico com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; C e D) Cristais de zircão do Hbl-Bt gnaisse granodiorítico com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; Cristais de zircão do Bt-Act gnaisse tonalítico com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	49
Figura 15: Diagrama das idades (LA-ICP-MS) em U-Pb de zircão para as rochas hospedeiras do depósito GT-34. A e B) Resultado para Biotita-Hornblenda-Actinolita Tonalítico; C e D) Resultado para Hornblenda-Biotita gnaisse granodiorítico.....	50

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Amostras analisadas em Microscopia eletrônica de Varredura.....	15
Tabela 2: Amostras utilizadas para datação geocronológica.....	16
Tabela 3: Idades absolutas das rochas do embasamento.....	50
Tabela 4: Síntese dos dados geocronológicos dos grãos de zircão analisados.....	51

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	12
1.1	Localização e vias de acesso	13
2	OBJETIVOS.....	14
3	MATERIAIS E MÉTODOS	14
3.1	Levantamento Bibliográfico.....	14
3.2	Descrição Macroscópica e Petrografia	15
3.3	Microscopia Eletrônica de Varredura.....	15
3.4	Geocronologia U–Pb em zircão.....	16
3.1.1	Preparação das amostras	16
3.1.2	Datação U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS	19
4	EXEQUIBILIDADE	20
4.1	VALE-ADIMB- Universidades.....	20
5	SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA FUNDAMENTAL.....	20
5.1	Contexto Geológico Regional	20
5.1.1	Domínio Carajás: Assembleia de embasamento.....	22
5.1.2	Domínio Carajás: Assembleia de cobertura	23
5.1.3	Domínio Carajás: Intrusões Arqueanas e Proterozóicas.....	25
5.1.4	Domínio Carajás: Evolução Tectônica	26
5.2	Depósito GT-34.....	27
5.3	Caracterização de depósitos da classe IOCG	29
5.3.1	As Fontes de Fluidos.....	29
5.4	Relação Espacial e Temporal de Depósitos IOCG com Magmatismo em Carajás	31
5.4.1	IOCG Cinturão Norte	32
5.4.2	IOCG Cinturão Sul	33
6	RESULTADOS	35

6.1 Petrografia das rochas hospedeiras.....	35
6.1.1 Rochas do embasamento	35
6.2 Enclave e rocha Intrusiva	42
6.3 Geocronologia U-Pb.....	48
6.3.1 Biotita-Hornblenda-Actinolita Gnaisses Tonalíticos.....	48
6.3.2 Hornblenda-Biotita Gnaisses Granodioríticos.....	48
7 DISCUSSÃO.....	52
7.1 Contexto Geológico das Rochas Hospedeiras do Depósito GT-34.....	52
7.3 Implicações do Magmatismo Nearqueano para a Mineralização depósito IOCG GT-34	54
8 CONCLUSÃO.....	55
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	57

1 INTRODUÇÃO

A Província Carajás está localizada no sudeste do Cráton Amazônico e representa um registro singular de um núcleo arqueano preservado no norte do Brasil (SANTOS, 2003; TASSINARI e MACAMBIRA, 2004). As rochas graníticas anorogênicas e coberturas sedimentares neoarqueanas ocorrem ao longo de toda a Província, todavia, uma evolução tectônica é distintiva nos setores norte e sul, permitindo sua separação em dois domínios: (i) Rio Maria; e (ii) Carajás. (SANTOS, 2003),

De acordo com Pimentel e Machado (1996), o Domínio Rio Maria no extremo sul, apresenta rochas graníticas arqueanas com idades em torno de ca. 2,98 Ga. e ca. 2,86 Ga. É definido por associações de tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), sanukitóides, leucogranitos e sequências do tipo greenstone belt de idade em ca. 2952 ± 14 Ma (MSWD: 0.65; Sm-Nd em rocha total), análogo ao Supergrupo Andorinhas. A sua evolução geológica envolveu ao menos duas fases de acreção de crosta, proveniente de acumulação de material juvenil em arcos intra-oceânicos e retrabalhamento crustal associado à amalgamação destes terrenos (ALMEIDA et al., 2011).

O Domínio Carajás exhibe, por sua vez, uma área dominada por crosta mesoarqueana (ca. 3,06 - 2,83 Ga) de alto grau metamórfico, cujos protólitos ortoderivados envolvem extensivo retrabalhamento crustal, restrita contribuição de material juvenil e unidades ultramáficas (FEIO et al., 2013; MARANGOANHA et al., 2019; SILVA et al., 2018; SILVA et al., 2021). A complexidade da evolução geológica da região envolve orogenias, amplo eventos magmáticos e tectônicos entre o Mesoarqueano e Neoarqueano.

Essa Província vem sendo interesse de pesquisas por efeito ao seu potencial metalogenético, associado a concentração de diversos tipos de depósitos minerais controlados estruturalmente ao longo de zonas de cisalhamento regionais, e ressalta como uma das maiores províncias de minério do mundo (TEIXEIRA et al. 1989, TASSINARI & MACAMBIRA 2004). O domínio Rio Maria se destaca pelos depósitos auríferos orogênicos, assim como, as reservas de Tungstênio (RIOS et al., 2003). Já a porção de Carajás é notável por seus depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (*Iron oxide-copper-gold; IOCG*), cromo/ níquel, manganês, depósitos lateríticos de ouro, entre outros. (MONTEIRO et al., 2014; XAVIER et al., 2012).

O enfoque principal do presente estudo, são os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (*Ironoxide- copper-gold; IOCG*), esses sistemas produziram depósitos de classe mundial, com reservas medidas superiores a 2 bilhões de toneladas e teor variando de 0,77–1,4 wt % Cu e 0,28–0,86 g/t Au (XAVIER et al., 2012). Há um grande debate sobre o motor da circulação dos

fluidos hidrotermais que formaram os depósitos IOCG da Província Carajás (MELO et al., 2021; MONTEIRO et al., 2014; MORETO, et al., 2015; XAVIER et al., 2012).

A região registra eventos magmáticos importantes no Mesoarqueano (ca. 3,06–2,83 Ga), no Neoarqueano (ca. 2,76–2,73 Ga) e no Paleoproterozóico (ca. 1.88 Ga) (BARROS et al., 2004; DALL'AGNOL et al., 2005; FEIO et al., 2012, 2013; MACHADO et al., 1991; PIDGEON et al., 2000; SILVA, 2021). Os dados geocronológicos mais recentes dos depósitos mostraram que os sistemas IOCG da Província Carajás se formaram em três pulsos principais: (i) 2,72– 2,68 Ga; (ii) 2,54–2,45 Ga e; (iii) 1,90–1,88 Ga (HUNGER et al., 2021; MELO et al., 2017; 2019; MORETO et al., 2015; TOLEDO et al., 2019).

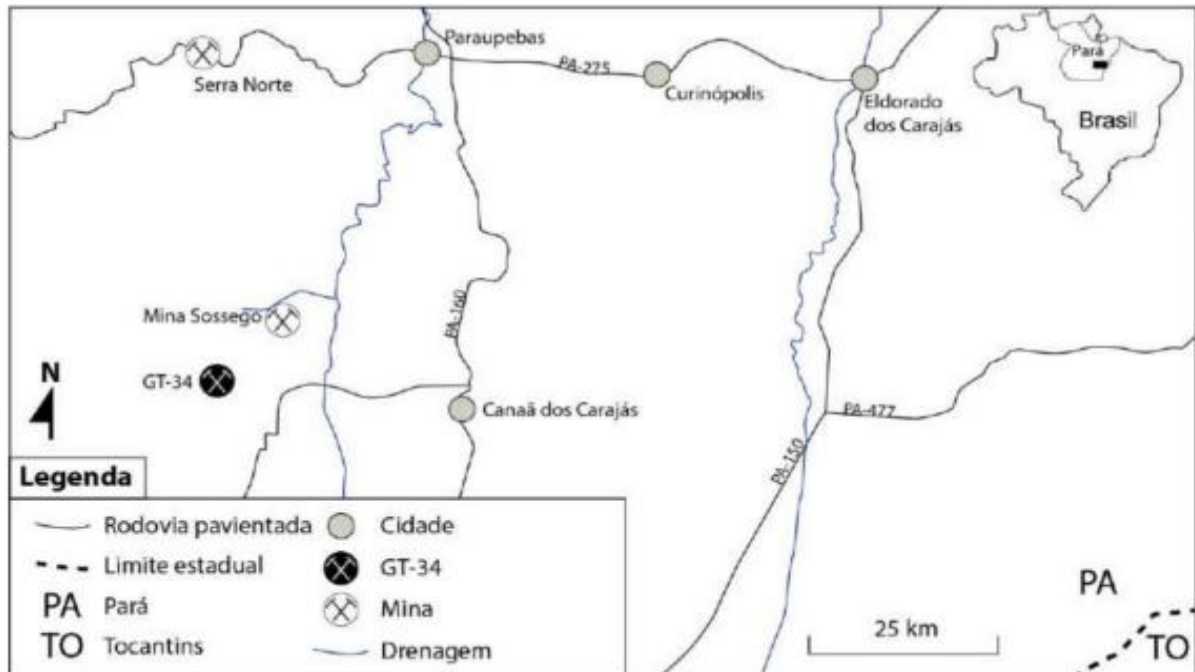
Dentro do contexto deste terreno complexo, a área selecionada para estudo está no domínio Carajás, a sudoeste da mina Sossego. O depósito GT-34 ocorre em rochas da Assembleia de Embasamento (PINHEIRO e HOLDSWORTH, 2000) e sua idade de mineralização Cu-Au, datadas pelo método de idades U-Pb em cristais de zircão nas zonas de alteração hidrotermal, restringiu as idades ao intervalo entre 2751 e 2720 Ma (GARCIA et al., 2020). Essas idades de mineralização motivou o estudo das rochas hospedeiras do depósito, em que se sobrepõe a granitogênese do neoarqueno (2,76 – 2,74; FEIO et al., 2012) no Domínio Carajás, que tem ampla ocorrência na região em que o depósito ocorre.

Neste estudo, foram coletadas amostras de rocha hospedeira de três testemunhos de sondagem do depósito GT-34: FD-31; FD-42; FD-45, para o exercício das descrições petrográficas e obtenção de razões U-Pb em zircão pela técnica LA-ICP-MS, com intuito de caracterizar o conjunto de rochas hospedeiras e correlacioná-las aos possíveis eventos geológicos registrados no Domínio Carajás. Adiante, compilando os dados apresentados no trabalho, associados a outros dados da literatura, uma possível relação entre circulação de fluidos hidrotermais e magmatismo no depósito GT-34 pode ser discutida.

1.1 Localização e vias de acesso

A área estudada está localizada no estado do Pará, na região norte do Brasil próximo à cidade de Canaã dos Carajás. Está situada, à sudoeste da mina Sossego (Fig. 1) e se restringe, na porção Sul da Província Mineral de Carajás. O acesso à região é feito através de estradas pavimentadas.

Figura 1: Localização do depósito GT-34.



Fonte: Garcia, 2018.

2 OBJETIVOS

O projeto tem como objetivo principal caracterizar o conjunto de rochas hospedeiras do depósito GT- 34:

- Por meio de petrografia, imagens de elétrons retroespalhados/catodoluminescência e a determinação de idades de cristalização das rochas hospedeiras pelo método U–Pb.

- A pesquisa visa entender o contexto evolutivo para as rochas hospedeiras e uma possível relação entre circulação de fluidos hidrotermais e magmatismo no depósito neoarqueano GT-34, a partir de dados apresentado nesse estudo e de outros dados disponíveis na literatura.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Levantamento Bibliográfico

O levantamento bibliográfico é o ponto inicial de uma pesquisa, consistiu na consulta de teses, dissertações e artigos científicos que favoreceu o conhecimento sobre a geologia local da região de estudo, com enfoque principal nos materiais que abordaram sobre agênese dos

depósitos IOCG e sua relação com as rochas hospedeiras na Província Carajás e em outras províncias metalogênicas. Por meio da revisão bibliográfica, foi possível aprofundar o conhecimento para obter bases teóricas fundamentadas para uma boa execução de trabalho.

3.2 Descrição Macroscópica e Petrografia

A descrição macroscópica e a petrografia, foram realizadas no Laboratório de Petrografia e Microscopia do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia e permitiram a identificação de estruturas, texturas e composição mineral das rochas hospedeiras a partir de amostras macroscópicas e seções delgadas e delgadas-polidas.

A análise estrutural e textural, estabeleceu considerações sobre a evolução paragenética das rochas hospedeiras (VERNON, 2004). Por meio das composições modais, as rochas ígneas foram classificadas conforme estabelecido pela Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Ígneas da IUGS (STRECKEISEN, 1976; LE MAITRE, 2002).

As amostras de rochas hospedeiras do depósito GT-34 utilizadas neste projeto foram cedidas pela VALE no âmbito do Projeto Colaborativo ADIMB-VALE-UNIVERSIDADES e coletadas dos furos de sondagem FD-31, FD-42 e FD-45, pelo doutorando Luiz Fernandes Dutra (IGc-USP) com auxílio do orientador e da co-orientadora deste estudo.

3.3 Microscopia Eletrônica de Varredura

Tabela 1: Amostras analisadas em Microscopia eletrônica de Varredura

Rochas do embasamento	Amostras	Método
Hornblenda-Actinolita Gnaisses Tonalíticos	FD31/101,00	Mev LEO 44OI
	FD31/111,75	Mev LEO 44OI
Hornblenda-Biotita Gnaisses Granodioríticos	FD45/635,45	Mev LEO 44OI
	FD45/685,32	Mev LEO 44OI

A microscopia eletrônica de varredura foi realizada no Laboratório Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Este laboratório está equipado com um microscópio eletrônico de varredura LEO 44OI com detector de catodoluminescência. A variação na emissão de catodoluminescência nos minerais é controlada por transições eletrônicas, variações de luminescência do íon UO_2^{2+} e defeitos cristalinos (MARSHALL, 1988), possibilitando a visualização de texturas internas nos minerais analisados.

Esse estágio, permitiu na identificação e caracterização de morfologias externas e texturas internas dos cristais de zircão das amostras (Tabela 1) por meio de imagens de catodoluminescência e de elétrons retroespalhados com a ampliação do objeto em até 106 vezes e ressaltaram contrastes composicionais a partir de diferenças no número atômico médio (REED, 2006).

3.4 Geocronologia U–Pb em zircão

Tabela 2: Amostras utilizadas para datação geocronológica

Rochas do embasamento	Amostras	Métodos
Hornblenda-Actinolita Gnaisses Tonalíticos	FD31/101,00	U-Pb LA-MC-ICPMS
	FD31/111,75	U-Pb LA-MC-ICPMS
Hornblenda-Biotita Gnaisses Granodioríticos	FD45/635,45	U-Pb LA-MC-ICPMS
	FD45/685,32	U-Pb LA-MC-ICPMS
Intrusão ígnea		
Hornblenda Gabro	FD31/31,24	U-Pb LA-MC-ICPMS

3.1.1 Preparação das amostras

A geocronologia U–Pb permitiu a definição de idades das rochas hospedeiras do depósito GT-34 (Tabela 2). A datação geocronológica foi efetuada no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Estadual de Campinas, no qual concentra todas as atividades de preparação de amostras e a determinação das razões isotópicas para cálculo de idades absolutas, através do zircão. Em sua ampla área, existem equipamentos específicos para a preparação das amostras geológicas, as atribuições pertinentes as preparações conduziram-se a duas fases até alcançar o estágio final com a construção dos Mounts.

A primeira fase incluiu os métodos e equipamentos que executaram os processos físicos de separação e seleção de grãos minerais (Fig. 2), que compuseram:

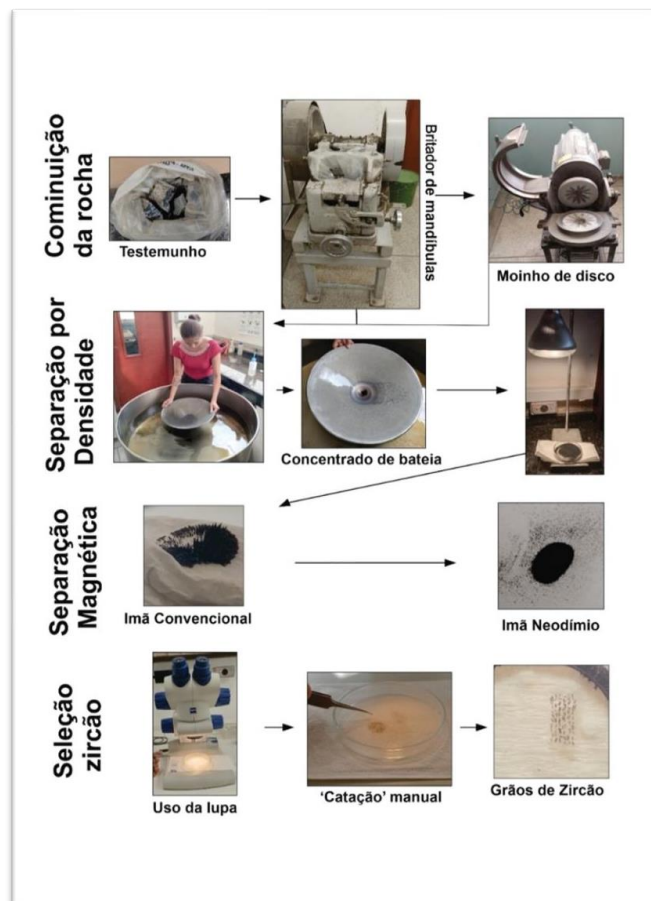
- **Cominuição das rochas:** O britador de mandíbula forneceu os primeiros estágios iniciais capazes de triturar os testemunhos de sondagem. Movimentos elípticos entre a mandíbula fixa e a mandíbula móvel resultaram em trituração da rocha em frações menores. Além disso, a fragmentação dos testemunhos em frações granulométricas mais finas foi fornecida pela pressão e cisalhamento entre dois discos de engrenagem que atuaram em sentidos opostos causada pelo moinho de disco.

-Separação por densidade: Com o testemunho de sondagem pulverizado, o procedimento seguinte foi a obtenção de concentrados de minerais pesados. Ao colocar uma pequena quantidade de sedimentos na bateia, adicionou-se água e operou manualmente movimentos circulares que se procederam a agitação. Com a diferença de densidade os minerais mais densos se acumularam e permitiram a separação dos minerais mais leves. Em razão da água presente nos sedimentos, decorreram a lâmpadas de secagem para a retirada de umidade total dos grãos para que fossem tratados nos processos seguintes.

-Separação magnética: Com os sedimentos totalmente secos, os minerais com susceptibilidade magnética foram separados com o uso de dois imãs. O primeiro é um imã convencional que possibilitou a separação de minerais paramagnéticos como a magnetita e a pirrotita. O outro imã, de neodímio, proporcionou a exclusão de minerais fracamente magnéticos, como a hematita.

-Seleção de zircão: Para este trabalho, com o auxílio de uma pinça foram selecionados manualmente em uma lupa binocular os cristais de zircão bem mais formados (euédricos, subédricos) de colorações mais claras e colocados equidistantemente em fileiras acerca de uma fita dupla face previamente fixada em uma lâmina de vidro.

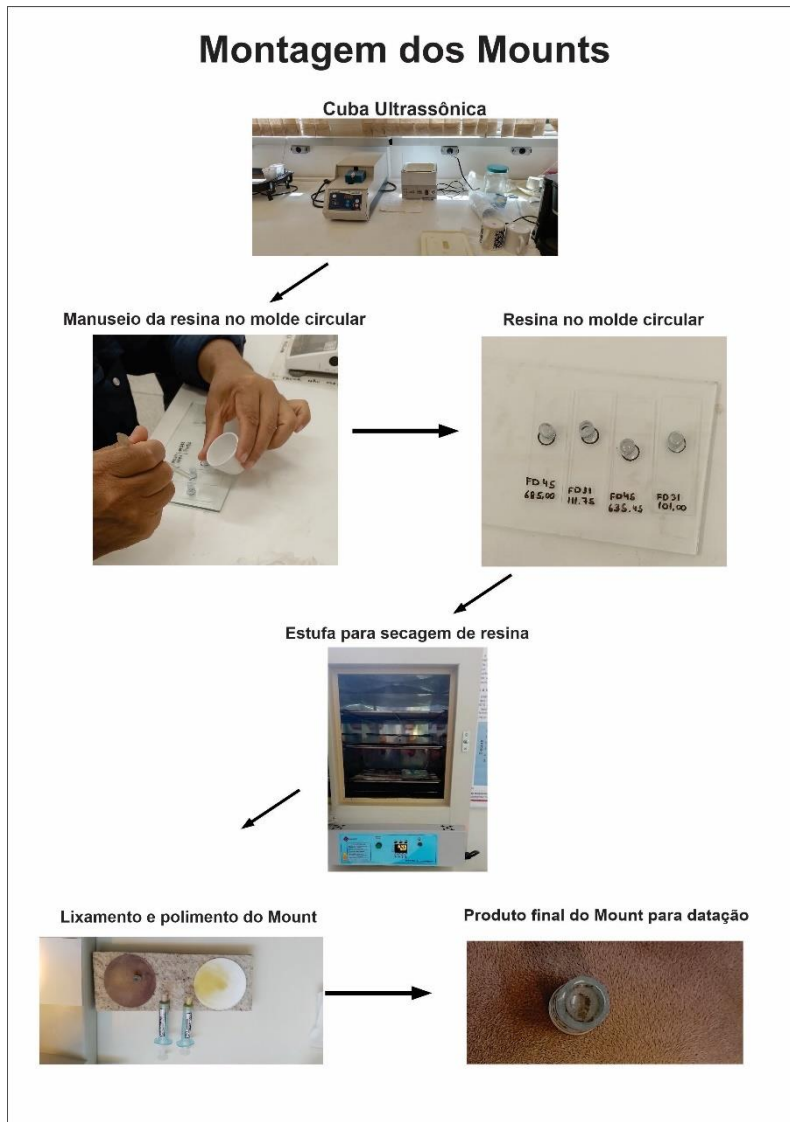
Figura 2: Separação e seleção dos grãos minerais.



A segunda fase sucedeu pela confecção dos mounts, os concentrados de zircões (Fig. 3):

- **Montagem dos Mounts:** Primeiramente, pequenas bolhas de gás, suspensas nas resinas específicas para a confecção dos mounts, foram removidas em um processador ultrassônico. Posteriormente, essas resinas foram misturadas manualmente e dispostas cuidadosamente em um molde circular vazado de microtubo e fixado sobre a fita dupla-face contendo os grãos selecionados. Para a resina secar totalmente, os moldes foram colocados em uma estufa por 12 horas.

Após a secagem, os mounts foram lixados e polidos manualmente para expor a superfície interna dos grãos de zircão. Lixas de carbetto de silício promoveram a retirada de cola da fita dupla-face e a exibição de superfícies planas e centrais dos grãos de zircão. O polimento realizado em panos de feltros em abrasivos de suspensão diamantadas e carbetto de silício exibiram as porções internas dos grãos para gerar imagens por catodoluminescência (CL).

Figura 3: Confeccção dos Mounts.

3.1.2 Datação U-Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS

Para determinação das razões isotópicas para cálculo de idades absolutas, através de zircão, (Tabela 2) foram analisadas em um espectrômetro de massas ICP ElementXR (Thermo Scientific) com plasma indutivamente acoplado com sistema de ablação a laser.

O laser apresenta configurações analíticas excite 193 (Photon Machines) e incide nos grãos um spot com diâmetro de 25 μm , repetições de 10 Hz e tempo de leitura de 40 s. Os dados isotópicos medidos são definidos em relação ao padrão peixe de zircão, que é adotado internacionalmente em ca. (564 \pm 4Ma; NAVARRO et al., 2017) oriundo do Complexo Alcalino do Tocantins.

A redução de dados foi executada inicialmente no Software IOLITE 4, permitindo tanto a avaliação da contaminação por chumbo comum (contagens por segundo anômala em relação ao background analítico de 2000 cps), quanto a avaliação de imperfeições resultantes da interação com domínios com razão isotópica distinta, fraturas, ou zonas metamórficas. Neste processo de redução é possível reduzir o tempo de integração (40s; tempo de atividade da ablação), ou excluir grãos com sinal analítico muito heterogêneo.

A segunda etapa de tratamento dos dados foi realizada no software Microsoft Excel e considerou (i) correções do teor de Pb comum, (ii) razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ inferiores a 3%, além de (iii) fugacidade Pb^{206} superiores a 1% do Pb total e (iv) concordâncias de dados entre 95% e 105%. As idades calculadas foram plotadas em diagramas de concordância usando o software Isoplotr (VERMEESCH, 2018). As incertezas para cada análise são de 2σ .

4 EXEQUIBILIDADE

4.1 VALE-ADIMB- Universidades

Os recursos utilizados neste trabalho são provenientes do Projeto ADIMB-VALE-Universidades, coordenado pela coorientadora deste estudo. Os recursos custearam despesas referentes à confecções de lâminas delgadas e delgadas-polidas, análises minerais com microscópio eletrônico de varredura e investigações químicas de isótopos radiogênicos com a finalidade de obtenções de dados geocronológicos U-Pb em zircão.

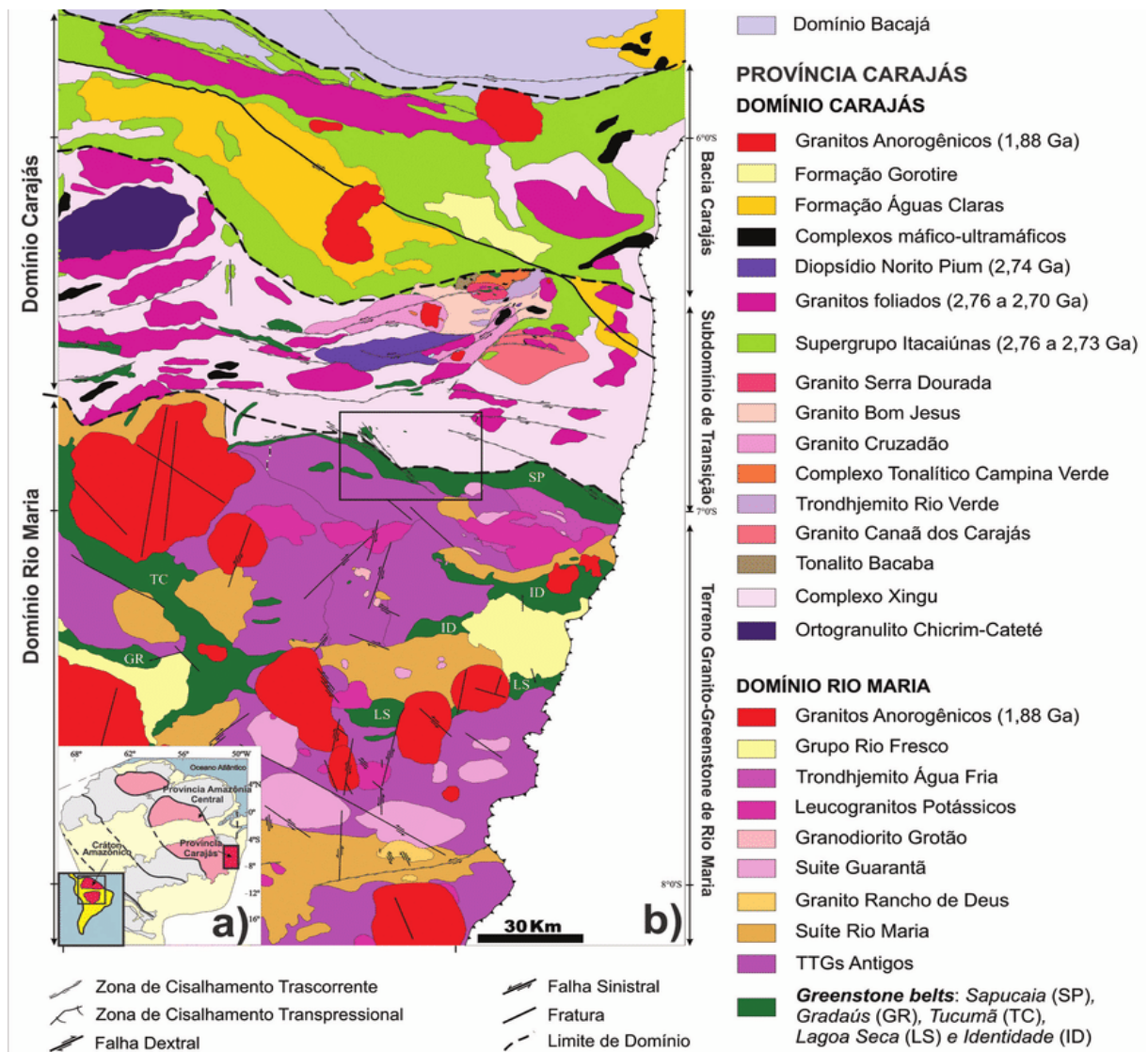
5 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA FUNDAMENTAL

5.1 Contexto Geológico Regional

A Província Carajás (Fig. 4) é uma das maiores províncias do mundo que abriga um leque de depósitos metalogênicos de alta tonelagem de jazidas de ouro, ouro – EPG, bauxita, níquel, cobre, tungstênio, manganês e cobre-ouro (VILLAS E SANTOS, 2001; FERREIRA FILHO et al., 2007). Essa província foi formada e estabilizada no Arqueano e reflete o núcleo crustal do Cráton Amazônico não afetado pela orogênia Transamazônica, (TASSINARI E MACAMBIRA, 2004).

Localizada no sudeste do cráton sob rochas paleoproteróicas e mesoarqueanas é delimitada ao norte e sul pela Província TransAmazônica; A Leste é circundada por unidades orogênicas neoproterozóicas integrada à Província Tocantins, e a Oeste com terrenos da província Amazonia Central (VASQUEZ et al., 2008).

Figura 4: Mapa geológico da Província Carajás.



Fonte: Gabriel & Oliveira (2013).

Uma descontinuidade regional de direção E-W promove uma separação da Província em dois segmentos, que é retratado ao sul, no domínio Rio Maria e ao norte, no domínio Carajás (SANTOS, 2003). Essa descontinuidade em conjunto com a evolução geológica é excepcionalmente assinado na singularidade das litologias e no sistema metalogenético.

Magmatismo granítico anorogênico paleoproterozoico em ca. 1,88 Ga (MACHADO et al. 1991; DALL'AGNOLL et al. 1994; TALLARICO, 2003) e coberturas sedimentares arqueanas a paleoproterozóicas são expostas em ambos os domínios. Entretanto, ao passo que o domínio Rio Maria expõe rochas do tipo greestone belts e registra eventos magmáticos que formaram tonalítico-trondjemítico-granodiorito (TTG), sanukitóide e granítico restritos à idades mesoarqueanas (OLIVEIRA et al. 2009, 2010, ALMEIDA ET AL. 2010, 2011), as rochas do embasamento do domínio Carajás apresentam sequências metavulcanosedimentares associadas a magmatismo bimodal, resultante de extensivo retrabalhamento crustal durante o Neoarqueano (FEIO et al., 2012).

A província Carajás expressa uma abundância de depósitos minerais heterogêneos. Esse presente estudo atribui um panorama geral da geologia regional do Domínio Carajás, em que está instalado o depósito IOCG GT-34. Este domínio é constituído por um embasamento mesoarqueano predominante, pelo Supergrupo Itacaiúnas, Formação Águas Claras e uma porção ao sul nomeada de subdomínio de transição. Apresenta mineralizações do tipo IOCG tanto nas rochas do embasamento, quanto nas rochas supracrustais (DALL'AGNOLL et al. 2006; FEIO, 2011).

5.1.1 Domínio Carajás: Assembleia de embasamento

O embasamento do Domínio Carajás é composto por gnaisses tonalíticos a trondjemíticos (TTG) e migmatitos do Complexo Xingu, além dos ortogranulitos máficos a félsicos do Complexo Pium (ca. 3,06 – 2,93 Ga; AVELAR et al., 1999; DOCEGEO, 1988; MACHADO et al., 1991; PIDGEON et al., 2000; SILVA et al., 2021) que ora são apontados como intrusivos (DOCEGEO, 1988) ou associados a zonas de cavalgamento (ARAÚJO et al. 1988). Um grande evento de fusão parcial de ca. 2.859 ± 2 Ma (U-Pb zircão; MACHADO et al., 1991) e de ca. 2.859 ± 9 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão; PIDGEON et al., 2000) resultou na migmatização de rochas do complexo Xingu e metamorfismo de alto grau metamórfico no Complexo Pium.

Provindo de estudos de isótopos e datações geocronológicas, (GOMES, 2003; MORETO, 2010; MORETO, et al. 2011; FEIO 2011; SILVA, 2011), diversos granitoides Mesoarqueanos de ca. 3,0 Ga a 2,85 Ga, previamente incorporados no Complexo Xingu, foram individualizados, incluindo: (1) Rochas cálcio-alcálico em ca. 3,05–3,0 Ga) como o Tonalito Bacaba (MORETO et al., 2011); (2) Rochas cálcio-alcálicas de idades em ca. 2,96–2,93 Ga associadas aos granitos Canaã dos Carajás, Bom Jesus, Cruzadão e Serra Dourada (FEIO, 2011;

MORETO et al. 2011); (3) Rochas bandadas e foliadas de afinidade TTG, tal como Trondhemito Rio Verde de ca. 2,87–2,83 Ga, (FEIO, 2011).

Outros autores, como Ricci e Carvalho, (2006) e Vasquez et al. (2008) separaram unidades de ortogranulitos, enderbitos e charnokitos que no passado eram dispostas ao Complexo Pium e que presentemente está sob a designação de Ortogranulitos Chicrim-Cateté. Ademais, outras unidades do complexo definidas por noritos, gabros e dioritos maciços e foliados foram particularizadas por Diopsídio-norito Pium de idade neoarqueana em ca. 2,75 – 2,74 Ga (SANTOS et al., 2013).

5.1.2 Domínio Carajás: Assembleia de cobertura

As sequências metavulcanosedimentares supracrustais que preenchem a bacia Carajás foram atribuídas ao Grupo Rio Novo (HIRATA et al., 1982), Supergrupo Itacaiúnas (WIRTH et al., 1986; DOCEGEO, 1988; MACHADO et al., 1991) e as rochas metassedimentares da Formação Águas Claras (ARAÚJO et al., 1988; NOGUEIRA et al., 1995).

O Grupo Rio Novo de idade Mesoarqueana, em ca. 3.002 ± 14 Ma (ROSSIGNOL et al, 2021), apresenta uma diversificação litológica que compreende formações ferríferas bandadas, metacherts, anfibolitos, xistos, metagrauvas, rochas metavulcânicas toleíticas e gabros (HIRATA et al., 1982). Neste grupo denota-se um metamorfismo de contato provocado pela intrusão do Granito Cigano no Paleoproterozoico (1883 ± 2 Ma, U– Pb zircão, MACHADO et al. 1991).

O Supergrupo Itacaiúnas é entendido pelo grupos Igarapé Salobo ca. 2,76 Ga, Grão Pará ca. 2,75 Ga, Igarapé Bahia ca. 2,74 Ga e Igarapé Pojuca ca. 2,73 Ga, (DOCEGEO 1988). Segundo Lindenmayer e Fyffe, (1992), as unidades dos grupos seriam coevas, o que distinguem são os graus de metamorfismo, em que os Grupos Igarapé Pojuca e Igarapé Salobo retratam maiores gradientes geotérmicos que os demais.

Grupo Igarapé Salobo: O grupo Igarapé Salobo, entendido como o mais antigo ca. 2,76 Ga, (MACHADO et al. 1991) é constituído pelas formações Três Alfas, Cinzento e fundamentado em litologias caracterizado por gnaisses, anfibolitos, meta-arcóseos e formações ferríferas. Evidências de hidrotermalismo regional nas rochas é assinalada pelas mineralizações de Cu-Au no Depósito Salobo (DOCEGEO, 1988).

Grupo Grão Pará: Beisiegel et al. (1973), separou o grupo Grão Pará em três porções, a sucessão basal evidenciada pela Sequência Paleovulcanica Inferior, a sucessão intermediária nomeada por Formação Carajás de idades em ca. 2.751 ± 4 Ga (MACHADO et al. 1991) e a

superior com a Sequência Paleovulcanica Superior. Já Gibbs et al, (1986), definem a sequência paleovulcanica inferior denominada por Formação Parauapebas.

Uma série de derrames decorrentes de magmatismos submarinos promoveram a formação das unidades inferiores e superiores do grupo. Rochas máficas de topos brechados e escorreáceos alterada hidrotermalmente são definidas por estruturas primárias preservadas, intercaladas com rochas vulcânicas félsicas em derrames homogêneos (TRENDALL et al., 1998).

Em contato com a Formação Parauapebas (Sequência Paleovulcânica Inferior), corre uma sequência de jaspilitos, com importantes mineralizações de minério hematítico, formados por precipitação química, próximo a fumarolas, em um ambiente tectônico calmo, de plataformas marinhas de águas rasas alternados com unidades representadas pelos basaltos de topo que constituem a Formação Carajás (MACHADO et al. 1991).

A Formação Igarapé Cigarra em contato concordante com a Formação Parauapebas representa a Sequência Paleovulcânica Superior. Alguns autores correlacionaram as litologias com àquelas rochas vulcânicas básicas da Sequência inferior, mas com particularidade distintas em razão das presenças de lentículas de formação ferrífera (MACAMBIRA, 2003). Entretanto, a sequência superior ainda é bastante discutida, outros autores não consideram a formação pertencente ao Grupo Grão Pará e litotipos retratados são distintos.

Gibbs et al. (1986), definiram a sequência por tufos, siltitos tufáceos, filitos, cherts, grauvacas e, subordinadamente, derrames máficos; pertencentes ao Grupo Grão Pará, Já Teixeira (1994) não considera essa sequência pertencente a esse grupo e sim ao Grupo Igarapé Bahia.

Grupo Igarapé Bahia: O Grupo Igarapé Bahia (DOCEGEO, 1988; 2.747 ± 1 Ma Pb-Pb zircão, GALARZA & MACAMBIRA, 2002) é composto por rochas metavulcânicas sedimentares, formações ferríferas, metapiroclásticas e aloja o importante depósito IOCG, Salobo (DOCEGEO, 1988) com grandes recursos de Cu e Au, associados a brechas de BIF's, arenitos, e diques quartzo-dioritos, ricos em sulfetos, magnetita, Fe-clorita e siderita (GRAINGER et al., 2008).

Grupo Igarapé Pojuca: Rochas metavulcânicas básicas geradas do magmatismo paleoproterozóico (ca. 1,88 Ga), xistos pelíticos, anfíbolitos e formações ferríferas de baixo grau metamórfico compõe esse grupo (DOCEGEO 1988).

Recobrando o Super Grupo Itacaiúnas com uma incoformidade não muito bem definida, a Formação Águas Claras depositada em ambiente marinho plataformar na porção inferior (pelítico) e flúvio-costeiro na porção superior (arenoso), está distribuída amplamente na porção

central da estrutura sigmoidal da Serra dos Carajás e consiste em uma unidade sedimentar formada por argilitos, siltitos, arenitos e conglomerados (ARAÚJO et al., 1988; NOGUEIRA et al. 1995).

Atribuído a datações, cristais de zircão detrítico de arenito foram concedidos a uma idade neoarqueana ca. 2681 ± 5 Ma (U-Pb zircão; TRENDALL et al. 1998), além dos diques de metagabro com idades de ca. 2645 ± 1 Ma (U-Pb zircão; Rossignol et al., 2020) e de ca. 2708 ± 37 Ma (U-Pb zircão; Mougeot et al. 1996) que cortam essas unidades. Todavia, Machado, (1991) atribui uma idade mínima de deposição ao Paleoproterozoico, no qual uma intrusão granítica de 1,88 Ga também cortam essas unidades.

Hospedados em arenitos finos, siltitos e argilitos, lentes de óxi-hidróxidos de manganês carbonatos manganífero, a Formação Águas Claras se destaca por hospedar os depósitos de manganês do Azul (ANDERSON et al. 1974, COSTA et al. 2005, SILVA 1988). Vários registros expressivos de depósitos de manganês de idades paleoproterozoicas são constatados em áreas cratônicas no mundo, e podem ser cronocorrelatos aos depósitos de manganês do Azul (ANDERSON et al. 1974; BONHOMME 1982; DUBOIS et al. 2017).

5.1.3 Domínio Carajás: Intrusões Arqueanas e Proterozóicas

As rochas do embasamento e as rochas supracrustais são cortadas por intrusões máficas a félsicas. Intrusões máficas-ultramáficas acamadadas que hospedam mineralizações de cromo e níquel-EPG são identificadas e representadas pelo Complexo Luanga em ca. 2763 ± 6 (MACHADO et al., 1991) e pela Suíte Intrusiva Cateté no domínio Carajás (FERREIRA FILHO et al. 2007). Ferreira Filho et al., sugerem que as idades do magmatismo máfico-ultramáfico sejam coevas à granitogênese no Domínio Carajás em ca. 2,76 – 2,70 Ga.

Além das intrusões máficas, três grandes eventos de magmatismo félsico datados em ordem geocronológica são datados no Domínio Carajás: (i) Granitos foliados, sintectônicos, alcalinos a metaluminosos atribuídos às suítes Planalto, Plaqué, Estrela, Serra do Rabo, Igarapé Gelado e Pedra Branca do neoarqueano em ca. 2,75 a 2,70 Ga (HUHN et al., 1999b; SARDINHA et al., 2002); ii) Magmatismo granítico de caráter peralcalino a meta- aluminoso, de ca. 2,57 Ga, representados pelos granitos Old Salobo e Itacaiúnas restritos à porção norte do Domínio Carajás. (MACHADO et al., 1991; SOUZA et al., 1996); iii) Magmatismo granítico anorogênico alcalino a sub alcalino de idade Paleoproterozoica (ca. 1.88 Ga) que inclui os

granitos Centralde Carajás, Young Salobo, Cigano, Pojuca, Breves e Rio Branco (MACHADO et al., 1991; TALLARICO et al., 2004).

O magmatismo mais recente manifestado no Domínio Carajás com intrusões de diques de leucogranitos alcalinos são considerados de idade Neoproterozoica (ca. 600 - 550 Ma), denominados de Granito Formiga e apresentam mineralizações cupro-auríferas. No entanto, foram datados apenas cristais de zircão mesoarqueanos no depósito (GRAINGER et al. 2008). Outros eventos magmáticos que cortam o Domínio Carajás. Segundo Costa et al. (2016) [Mapa ARIM Carajás] são metagabros deformados posicionados no Neoarqueano , cronocorrelato ao Diopsído Norito Pium, Luanga, Cateté, Vermelho, entre outros.

5.1.4 Domínio Carajás: Evolução Tectônica

A evolução tectônica do segmento sugere uma complexidade bem marcante, bastante discutida com vários modelos geológicos propostos. Um primeiro modelo insinua uma evolução tectonoestratigráfica com pelo menos cinco eventos tectônicos consecutivos transtensivos e transpressivos resultando em diversos episódios de reativação (PINHEIRO e HOLDSWORTH., 1997).

No primeiro evento em ca. 2,85-2,76 Ga, sob transpressão sinistral, houve desenvolvimento de uma zona de deformação do embasamento e geração de uma bacia intracratônica com a deposição do Grupo Igarapé Pojuca (PINHEIRO e HOLDSWORTH, 1997; DOMINGOS, 2009); (II) O segundo evento em ca. 2,76 Ga procedeu zonas de cisalhamento sinistrais e dobramentos das rochas do embasamento com metamorfismo e deformações de baixo grau a pretexto de movimentos de transpressão sinistral (PINHEIRO e HOLD SWORTH, 1997); (III) Em ca. 2,7-2,6 Ga o evento foi ligado a deposição de sequencias vulcanosedimentares em uma subsidência tectônica, gerando um sistema de falhas de Carajás e Cinzento com orientações E-W e NW-SE caracterizados por transtensão dextral. (IV) O quarto fenômeno foi sucedido a uma inversão tectônica e deformação das sequências vulcanosedimentares adjacente a falha de Carajás em virtude à reativação do sistema de falhas originado por uma tranpressão sinistral em ca. 2,6 Ga (DOMINGOS, 2009); (V) O quinto evento configura a tectônica atual da Bacia de Carajás com intrusões de diques máficos a félsicos e plutons de idade Proterozoica em regime de transtensão. (HOLD, 1997).

O segundo modelo proposto para a evolução tectônica do Domínio Carajás por Gibbs et al. (1986), Wirth et al. (1986), Docegeo (1988) e Tallarico (2003) sugere uma abertura de rift continental para a deposição da sequência vulcanossedimentar. Em contrapartida, outros autores

interpretam que a bacia foi formada em ambiente de arco vulcânico relacionado com subducção metamorfoseando as unidades em fácies xisto verde o (MEIRELLES e DARDENNE, 1991; TEIXEIRA, 1991; TEIXEIRA, 1994). Esse padrão é afirmado em decorrência da afinidade cálcio-alcalina de potássio dos basaltos do Supergrupo Itacaiúnas (LINDENMAYER et al., 2005).

5.2 Depósito GT-34

Através de mapeamento geológico com ênfase em sistemas aero eletromagnéticos- (GeoTEM- Time Domain Airborne EM System) e geoquímica de furos de sondagem o depósito foi descoberto em 1999 pela Vale. O nome GT é concedido em função da anomalia 34, uma particularidade de materiais altamente magnéticos contatados no depósito (SIEPIERSKI,2008).

As rochas hospedeiras e encaixantes do depósito incluem, sequências do embasamento interpretadas como parte do Complexo Xingu migmatitos e gnaisses granodioríticos a tonalíticos) (Fig. 5A). Relacionadas a uma zona de cisalhamento NE-SW (DOMINGOS, 2009), as rochas hospedeiras são limitadas a Zona de Cisalhamento Canaã e apresentam corpos irregulares brechados, fragmentados ricos em anfibólio, associados com sulfetos constituídos, principalmente por pirrotita, pirita, calcopirita e pentlandita. Além desses, diques máficos de gabros cortam os litotipos descritos acima e enclaves de anfibolitos.

Alguns depósitos IOCG na Província Carajás retratam propriedades similares, visto que (i) metassomatismo abundante de Fe, (ii) desenvolvimento de silicatos como, granada, grunerita e faialita e óxidos de Fe de hematita e magnetita, e (iii) mineralizações principais de Cu-Au com baixo conteúdo de Ti são manifestos nos depósitos Bahia-Alemão, Salobo, Sossego (TAZAVA, et al., 2000; REQUIA et al., 1999; LEVEILLE et al., 2000).

Em contrapartida, as rochas metassomáticas no depósito GT-34 não evidenciam Silicatos/Óxidos de Fe, e a presença única de ortopiroxênio na alteração do depósito o torna um exemplo singular para todo o mundo (HITZMAN et al., 1992; HITZMAN,2000; XAVIER et al., 2010; CORRIVEAU et al., 2016). Além disso, apresenta uma falta de Cu- Au econômico como principal *commodity* e anuncia uma ocorrência incomum de níquel (GARCIA, 2018).

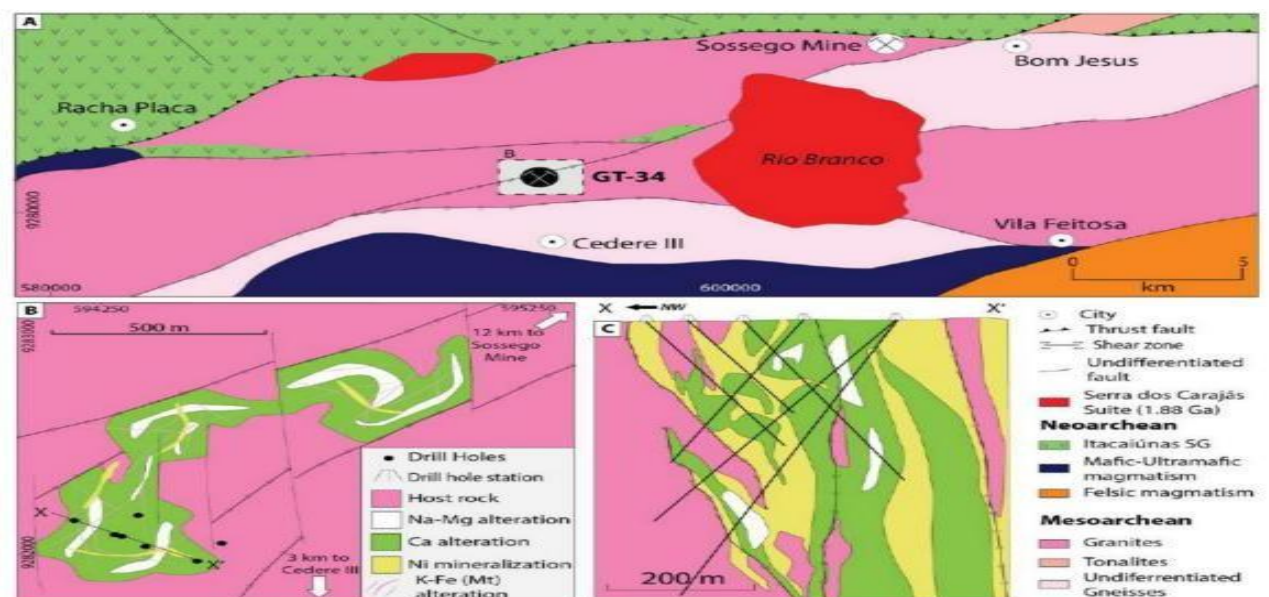
Apesar do estilo atípico do depósito, os registros dos processos que ocorrem nos prospectos IOCG estão presentes. Interpretações de estudos sugerem temperaturas maiores que 700°C, pressões elevadas e fluidos altamente salinos para a formação do depósito. (GARCIA, 2018).

Duas fases de eventos metassomáticos particulares são marcadas, uma primeira etapa, na qual formou-se a mineralização principal e outra tardia com presença de veios, brechações e mineralizações remobilizadas de sulfetos (SIEPIERSKI, 2008). Além disso, quatro estágios principais de alterações hidrotermais e uma fase de mineralização estão presentes (Fig. 5B) (GARCIA, 2018).

Em estágios iniciais uma alteração sódica-magnésiana (Na-Mg) é proeminente. Durante a deformação rúptil- dúctil alterações cálcicas sem a presença de óxidos particularizam o prospecto GT-34. (GARCIA, 2018). A extensão mineralizada representada pela mineralização de níquel constituída principalmente pelo sulfeto pentlandita e clorapatita, ocorre em zonas inferiores à alteração Na-Mg (Fig. 5C), e relevam predominância nos ambientes de metassomatismo cálcico, hospedada em brechas fragmentadas arredondadas e veios finos estruturalmente controladas por um trend NE (SIEPIERSKI, 2008).

Segundo Garcia, (2018) uma alteração pouco ampliada sem valores econômicos significativos, marca uma alteração K-Fe e a primeira remobilização do sulfeto intermediária desenvolvida em regime rúptil com brechas ricas em sulfetos de níquel retrabalhadas por veios de k-feldspato. Em efeito, remobiliza parcialmente a mineralização, reprecipitando calcopirita-pirrotita-magnetita junto com flogopita e talco. Uma segunda remobilização do sulfeto e última, está associada à deformação rúptil retrabalhadas por veios de quartzo albita na alteração potássica hematítica.

Figura 5: Localização do GT-34, mapa geológico e zonas de alteração associadas. A) Principais litologias; B) Zonas de alteração do depósito GT-34; C) Corte transversal do perfil de alteração e de zonas mineralizadas.



Fonte: Garcia, 2018; modificado após o Sieperski (2008).

5.3 Caracterização de depósitos da classe IOCG

As particularidades do magmatismo e dos fluidos magmáticos ligados aos depósitos IOCG, são consistentes na relação genética com magmas básicos a felsicos com afinidades alcalinas a subalcalinas (DARDENNE et al, 1988 e TEIXEIRA, 1994), oriundos de atividades de subducção pré-existente ou plumas mantélicas nos limites litosféricos cratônicos, que favorece o metassomatismo do manto subcontinental (RUBIE et al. 1983). Magmas gerados a partir do manto metassomatizado estacionados na base da crosta causam fusão e dão origem a magmas enriquecidos em voláteis, e a elementos incompatíveis que podem exsolver fluidos responsáveis pela mineralização, sugerindo que o sistema hidrotermal IOCG são provenientes de imiscibilidade de óxidos de sulfeto e exsolução volátil (GROVES et al. 2010).

Os depósitos IOCG carregam semelhanças genéticas que podem ser atribuídos a um sistema magmático hidrotermal fortemente controlado por zonas de cisalhamentos relacionados espacialmente com intrusões ígneas, zonas de alterações regionais sódicas, sódicas- cálcicas e coerentes a um desenvolvimento de brechas (WILLIAMS et al., 2005). Uma paragênese particular controlada por calcopirita \pm bornita tardia concentrações econômicas de Cu e Au, óxidos de Fe e em algumas condições assíduas, com elementos Terras Raras (BARTON E JHONSON, 1996).

A distribuição temporal destes depósitos é predominantemente reconhecida em dois períodos geológicos, sendo no Pré Cambriano e Fanerozoico. Gerados em consequência da crosta fria metamorfizada e participação da tectônica, os depósitos Pré-Cambrianos ocorrem após a montagem do supercontinente Pangeia sem mineralizações iniciais em um longo período, diferenciando dos depósitos IOCG de idade Fanerozoica, que apresentam um pico constante no Mesozoico e Cenozoico (GROVES et al. 2006). Esses prospectos geralmente expõem extensões menores e retratam níveis crustais mais rasos e são replicados em ambientes tectônicos semelhantes às do Pré-Cambriano, o que aumenta a possibilidade de uma participação de mesmo corredor metalogenético responsável pelas mineralizações (SMITH et al., 2007).

5.3.1 As Fontes de Fluidos

A origem dos fluidos dos depósitos IOCG ainda é fortemente questionável, podem ser descritos com propriedades exclusivamente ígneas, metamórficas, sedimentares ou híbridas

(BARTON E JOHNSON 1996; SILLITOE 2003; POLLARD 2006; CHIARADIA et al., 2006; GROVES 2010).

Barton e Johnson, (1996) propuseram que os depósitos IOCG são formados a partir de sistemas hidrotermais dirigidos por intrusão que originam componentes de rochas evaporíticas e nas sequências hospedeiras. Segundo esses autores, a teoria é embasada pela relação com minerais evaporíticos e depósitos bacinais ou cinturões áridos.

Pollard (2006) defende uma origem integralmente ígnea pela forte associação espacial e temporal entre magmatismo e mineralização. Estudos petrogenéticos isotópicos trouxeram uma compreensão clara sobre a relação genética destes depósitos com intrusões ígneas graníticas do tipo A, de afinidade alcalina a subalcalina que forneceram papel importante para a origem de fluidos mineralizantes promoveram o transporte de fluidos decorrente do calor gerado do magma para a formação de depósitos de grande porte. Esse mesmo autor sugere um fluido hiper salino e quente advindo de fontes alcalinas que ao circular promovem lixiviações das rochas hospedeiras provocando alterações de estágios iniciais sódicas, sódicas-cálcicas em níveis crustais profundos.

Os fluidos magmáticos com a presença de dióxido de carbono são cruciais para promover a imiscibilidade de água, cloro e metais para fases fluidais ao longo dos tempos geológicos nos diferentes níveis crustais (POLLARD 2000; PERRING et al. 2000). Nos níveis mais rasos o sistema hidrotermal-magmático desenvolve energia mecânica que possibilita o fraturamento das rochas hospedeiras (HAYWOOD, 2008).

Sillitoe (2003), propôs uma evolução fluidal de sistema magmático-metamórfico ligado a metamorfismo de baixo grau e subsidência das bacias de intra-arco para o depósito IOCG dos Andes. A subsidência possibilita a circulação dos fluidos metamórficos e favorece a movimentação de águas marinhas ou dissolução de evaporitos anterior à formação dos depósitos.

Com bases em estudos de cloro e estrôncio, Chiaradia et al. (2006) sugeriu uma gênese híbrida, devido a mistura de fluidos hipersalinos de origem magmática e fluidos provenientes de ambientes externos gerados por águas do mar e meteóricas. A participação de fontes magmáticas profundas no paleossistema lixiviam metais das rochas hospedeiras e misturam aos fluidos externos frios e diluídos, possibilitando precipitação de minério Cu-Au no principal estágios de mineralização (HITZMAN e VALENTA, 2005).

5.4 Relação Espacial e Temporal de Depósitos IOCG com Magmatismo em Carajás

Os depósitos IOCG da província Carajás são os únicos de idade arqueana conhecidos mundialmente (TALLARICO et al. 2005). Apesar de serem descritos com alterações hidrotermais em diferentes níveis crustais e uma interação fluido-rocha entre os depósitos, há uma série de semelhanças entre eles, incluem : 1) Depósitos localizados próximos à zonas de cisalhamento; 2) Acentuada alteração hidrotermal alcalina, comumente com estágios iniciais de alteração sódicas, sódico-cálcica com processos de albitização precoce, alteração potássicas mais tardias nos níveis crustais mais profundos, cloritização, turmalinização e silicificação nos depósitos de nível crustal mais raso; 3) Principais lineações de tendência W-NW e SW; 4) Relação espacial com intrusões ígneas de composições químicas distintas; 5) Parâmetros que indicam mistura de fluidos com elevadas (>350°C) e baixas temperaturas, além da presença de alta salinidade. 6) Formação de magnetita precedente à formação de sulfetos; 7) Associação com brechas. (HITZMAN et al., 1992; WILLIAMS et al., 2005; GROVES et al., 2010; XAVIER et al., 2010; BARTON, 2014).

Grandes eventos magmáticos são definidos na Província Carajás. Um vulcanismo de idade Neoarqueana ca. 2,76 Ga de caráter alcalino - subalcalino e cálcio-alcalinos associado ao preenchimento da Bacia Carajás é restrito ao domínio e síncrono a deposição das seqüências do Supergrupo Itacaiúnas. Em ca.1,88 Ga outro magmatismo Paleoproterozoico de origem anorogênica é afeta toda a Província Carajás (DALL'AGNOL e OLIVEIRA, 2007).

Alguns autores (RÉQUIA et al. 2003; TALLARICO et al. 2005; GRAINGER et al. 2008; GROVES et al. 2010) sugerem que a colocação de intrusões neoarqueanas em ca. 2,57 Ga são importantes para estabelecer os sistemas magmáticos-hidrotermais para a gênese dos depósitos IOCG de Carajás, contudo, é contestado uma vez que o magmatismo de ca. 2,57 Ga é presente somente no Cinturão Norte de Cobre (HUHN et al., 1999; BARROS et al, 2009; FEIO et al., 2012).

Moreto et al., (2015), sugere que o magmatismo de 1,88 Ga atua como uma fonte de calor que provocou em escala regional um transporte de fluidos que propiciou um sistema hidrotermal responsável pela diversidade metalogenética na Província Carajás. Apesar da importância do magmatismo no fornecimento de calor e fluidos para o desenvolvimento de extensos sistemas hidrotermais, os dados geocronológicos disponíveis não definem claramente um evento magmático específico que esteja relacionado a todas as mineralizações IOCG na região de Carajás (TEIXEIRA et al. 2010). Os sistemas hidrotermais Arqueanos foram

sobrepostos por processos de correntes de circulação regional de fluidos hipersalinos e metalíferos em ca de 1,88 Ga (DALL'AGNOL et al., 1999).

Vários modelos são propostos para a gênese de mineralizações para os depósitos IOCG na província, envolvendo interpretações de evolução de sistemas (1) não magmático provocados pela reativação tectônica da zona de cisalhamento Canaã que pode ter estabelecido uma circulação regional de fluidos, (2) magmáticos com fluidos quentes e altamente salinos associados aos estágios iniciais de alteração hidrotermal sódica /sódicas cálcicas e (3) híbridos, com mistura de fluidos de componentes magmáticos diluídos por fluidos aquosos com baixa salinidade derivados de águas dos mares e meteóricas que lixiviam as rochas hospedeiras (PESTILHO et al., 2011).

A gênese da mineralização de cobre-ouro foi controlada por estruturas rúpteis, dúcteis-rúpteis e incluídas nas fases tardias de todos os sistemas IOCG da província (HOLDSWORTH & PINHEIRO, 2000). Segundo estudos de inclusões fluidas e isótopos estáveis Cl/Br-Na/Cl o principal mecanismo de precipitações de Cu-Au da maioria dos depósitos envolve uma interação entre fluidos metalíferos hipersalinos magmáticos, derivados do manto e fluidos externos de salmouras da água do mar e meteóricas que resultam em uma intensa interação fluido-rocha que precipita o minério (XAVIER et al., 2005; MONTEIRO et al., 2008). Estudos de isótopos de enxofre e inclusões fluidas, sugerem a origem de sulfetos e fluidos carbônicos a partir de exsolução dos magmas alcalinos (TOLEDO, 2017).

5.4.1 IOCG Cinturão Norte

O cinturão norte de cobre compreende os principais depósitos IOCG Salobo, Gameleira, Poujuca, Igarapé Bahia e GT-46. Em sua maioria, são característicos por sistemas fluidais híbridos e um múltipla contribuição hidrotermal para a formação dos depósitos. Três tipos de rochas plutônicas cortam as rochas hospedeiras de Salobo, (1) Old Salobo, sintectônico, peralcalino e metaluminoso de idade de ca. 2,57 Ga; (2) Young Salobo, pós- tectônico, metaluminoso e porfíritico de idade de ca. 1,88 Ga; (3) Diques tardios toleíticos (LINDENMAYER, 1990; MACHADO et al., 2000.)

Em resumo, datações geocronológicas evidenciaram vários estágios de mineralização nos depósitos Salobo. Dados isotópicos de Re-Os em molibdenita indicam que o principal evento metalogenético tem idade de ca. 2576 ± 8 Ma (Re Os em molibdenita, RÉQUIA et al. 2003) e outro estágio de mineralização secundário foi datado em ca. 1,88 Ga, geneticamente associado à intrusão ígnea Young Salobo de ca 1,88 Ga (TASSINARI et al., 2003). Além disso, a idade

do minério obtido no depósito Grota Funda foi de ca. 2530 ± 60 Ma (Re-Os em molibdenita, HUNGER et al. 2018), sugeriu o mesmo evento metalogenético responsável pela principal mineralização no depósito Salobo.

Idades de mineralização Pb-Pb da calcopirita do principal corpo de minério Cu-Au no depósito Igarapé Bahia, datam de ca. $2,756 \pm 24$ e $2,772 \pm 46$ Ma (GALARZA et al., 2008). Datação U-Pb SHRIMP II da monazita forneceu uma idade de ca. 2575 ± 12 Ma (TALLARICO et al., 2005).

5.4.2 IOCG Cinturão Sul

Os depósitos do cinturão Sul de Cobre são controlados por uma zona de cisalhamento W-NW reconhecidos mundialmente pelas jazidas de Sossego, Cristalino, Alvo 118, os depósitos Castanha, Bacaba, Jatobá, Visconde, Bacuri e GT-34. Nesse domínio, há uma evolução metalogenética distinta em relação ao cinturão de cobre norte, uma vez que magmatismo em ca. 2,57 Ga não são evidenciados (XAVIER, et al., 2012).

Os depósitos do cinturão Sul possuem extensos halos de alterações alcalinas, sódicas com albitização, sódica-cálcica e potássica com zonas de escapolitização (Toledo, 2019). Fluidos hipersalinos com baixos valores de $\delta^{18}O$, formados a partir de fontes magmáticas, são interpretados para a formação desses depósitos (MELO et al. 2016; HUNGER et al. 2019). Em geral, nos depósitos de nível crustal mais rasos, por exemplo, Alvo 118, Corpo Sossego e intermediários, Corpo Sequeirinho, Bacaba, Bacuri (TORRESI 2009; MONTEIRO et al. 2008; AUGUSTO et al. 2008; PESTILHO 2011) estudos isotópicos sugerem ocorrências de múltiplos eventos hidrotermais hipersalinos de alta temperatura ($>500^{\circ}C$).

O depósito Sossego é subdividido em dois corpos, Sequeirinho-Baiano-Pista e Sossego Curral (TAVARES, 2015). No corpo Sequeirinho, idades entre ca. 2,71 a 2,68 Ga derivados de Re-Os molibdenitas (Moreto et al., 2015) e tendências evolutivas hidrotermais apontam uma contribuição de alterações sódicas cálcicas para o corpo, ao tempo que, Sossego-Curral são comuns as alterações hidrotermais potássicas e clóriticas (MORETO, 2013). Essas distintas alterações sugerem diferentes níveis crustais entre eles, ao passo que o corpo de Sossego representa uma porção mais rasa (MONTEIRO, 2008).

Os depósitos Bacaba e Bacuri forneceram idades ca. 2,71 a 2,68 Ga nos estudos de Re-Os em molibdenita (Moreto et al., 2013). Posteriormente, Moreto (2015) definiu idades de 2,76 e 2,05 Ga por datações de monazita nos depósitos Bacuri e de molibdenita no depósito Bacaba. Nos depósitos de níveis crustais mais profundos, como GT-34 e Castanha, há evidências de

fluidos com valores menores de $\delta^{18}\text{O}$, demonstrando uma predominância de componentes magmáticos (GARCIA, 2018).

5.4.4 Fontes de fluidos

Composições isotópicas de enxofre em sulfetos que variam aproximadamente de a valores mais enriquecidos ($\delta^{34}\text{S} > 7\%$), indicam enxofre derivado de fontes magmáticas de fluidos que lixiviaram os metais das rochas hospedeiras magmáticas que possibilitaram a precipitação do minério, favorecendo as mineralizações em ca. 2,71 – 2,75 Ga para os depósitos no Domínio Carajás, o que implica uma atuação semelhante entre os depósitos (MONTEIRO et al. 1998, CARVALHO, 2009). Nos depósitos de níveis crustais mais profundos, como GT34 e Castanha, evidências de fluidos com valores menores de $\delta^{18}\text{O}$ de componentes magmáticos seriam possíveis para a formação desses depósitos (GARCIA et al., 2017).

No corpo Sequeirinho, estudos isotópicos de Boro em Turmalina indicaram colaboração de fluidos derivados da água do mar com participação de fonte magmática para a alteração hidrotermal relacionada às mineralizações de 2,71-2,68 Ga (Re-Os molibdenita; Moreto et al., 2015b) No corpo Sossego, idades em ca. 1,90 a 1,88 Ga indicam múltiplos pulsos de eventos hidrotermais e estudos de isótopos estáveis apontam uma contribuição de fluidos meteóricos para o corpo (MACHADO et al 1991). Além disso, sistemas hidrotermais mineralizantes Paleoproterozoicos de IOCG foram datados, esses fluidos são característicos de afinidade alcalina a subalcalina (SANTIAGO, 2016).

Possivelmente as mineralizações de idades em ca. 2,57–2,53 Ga nos depósitos do Cinturão Norte teriam sido formadas durante pulsos de reativação tectônica ao longo de zonas de cisalhamento, possivelmente associada a magmatismo granítico de mesma idade que não são reconhecidos no Cinturão Sul em torno de ca. 2,57 Ga (MACHADO et al. 1991; MELO et al. 2017; SOUZA E VIEIRA 2000; RÉQUIA et al. 2003)

Kelley e Platt (1999) com datações de idades Ar-Ar chegou à conclusão que eventos mineralizantes correlacionados à remobilização tardias de ca. 1,88 Ga dos depósitos Paleoproterozoicos Alvo 118, Breves, Estrela e Gameleira são consideradas como um evento metalogenético distinto daqueles responsáveis pelos principais depósito de IOCG de Carajás (GRAINGER et al., 2008).

A gênese dos sistemas hidrotermais pode estar ligada à colocação de granitos alcalinos a subalcalinos do tipo A em ca. de 1,88 Ga na Província (DALL'AGNOLL et al., 1994, 1999). Segundo Santiago (2016), os fluidos carregam afinidade alcalina a subalcalina A em ambientes

intracratônicos ou pós colisional, o que indica interações fluido- rocha associadas às intrusões ígneas citado por Groves (2010).

6 RESULTADOS

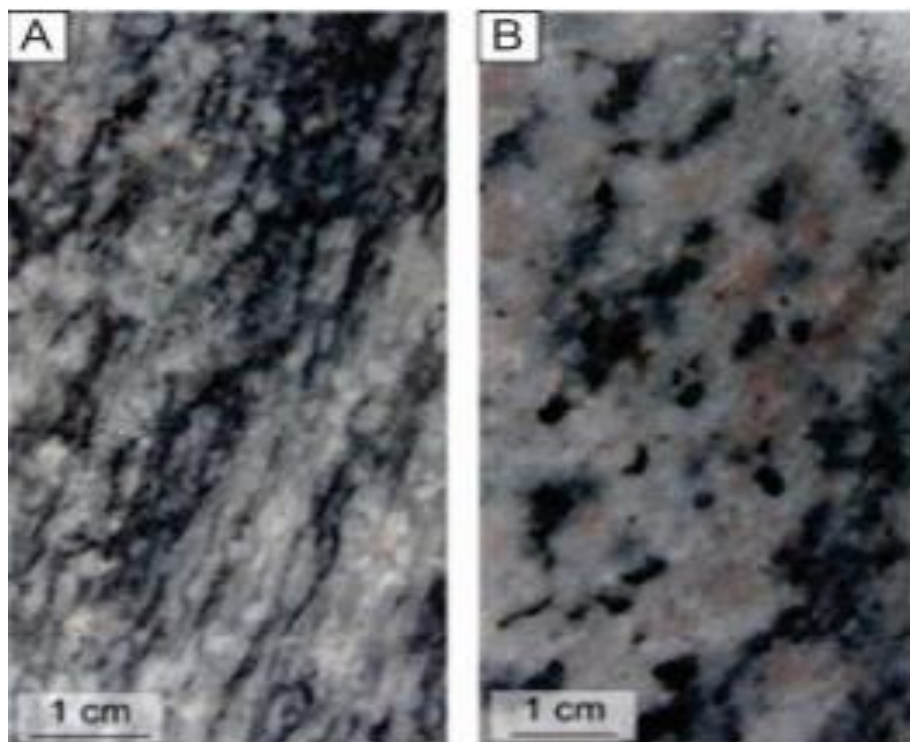
6.1 Petrografia das rochas hospedeiras

6.1.1 Rochas do embasamento

Hornblenda-Actinolita Gnaisses Tonalíticos

Os ortognaisses Tonalíticos (FD-31: 101,00m/11,75m; FD42:195,90m) receberam essa designação por serem rochas quartzo-feldspáticas com desenvolvimento de uma foliação penetrativa, associada à intercalações de conteúdos máficos considerável (Fig. 6 A-B). Estas rochas apresentam coloração esbranquiçada a rósea, granulação inequigranular fina a média e textura porfiroclástica definida pelos macrocristais de plagioclásio.

Figura 6: Fotos de testemunhos de sondagem do Hornblenda-Actinolita Gnaisse Tonalítico. A) e B) detalhe do bandamento composicional e da variação no conteúdo de minerais máficos no Bt-



A mineralogia essencial é definida por quartzo (~31-28%), plagioclásio (~52-42%), ortoclásio (~3-1%), actinolita (~15-10%), hornblenda (~8-4%) e biotita (~1-5%). Apatita, titanita, zircão, epidoto compõem aproximadamente 4% da rocha. Cristais de pirrotita, pirita, calcopirita e magnetita representam em torno de 3%.

O gnaiss tonalítico apresenta bandamento gnáissico, definido por domínios com quartzo e plagioclásio e domínios ricos em actinolita, hornblenda e biotita (Fig. 7A; Fig. 7B). A rocha é inequigranular e apresenta textura porfiroclástica definida por macrocristais de plagioclásio. A matriz mostra trama interlobada com cristais manteados por subgrãos (Fig. 7C). Os cristais de epidoto e titanita geralmente ocorrem como cristais euédricos discordantes da estrutura da rocha

Os aspectos microestruturais do plagioclásio reconhecido apresentam arranjos oclares e rotacionados que expõem orientação preferencial em cristais de granulação fina 0,01 mm, anédricos sem evidências de maclas em razão do grau de saussurotização. Porfiroblastos decristais de plagioclásio xenomórficos de dimensões entre 0,2 mm e 5 mm apresentam alguns padrões distintos, como, geminações lenticulares de deformação e bordas alteradas. (Fig. 7D). Os cristais de quartzos ocorrem como grãos subédricos a anédricos com três configurações distintas. A primeira é caracterizada pelos cristais de tamanho fino entre 0,1 mm e 1 mm, anédricos que compõe a matriz recristalizada estirada e orientada. A segunda configuração evidencia uma variedade definida por cristais estirados de tamanho médio 1mm3 mm, de contatos retos que definem cordões ribbons A terceira ocorrência é marcada por cristais muito finos inclusos e intersticiais aos plagioclásios

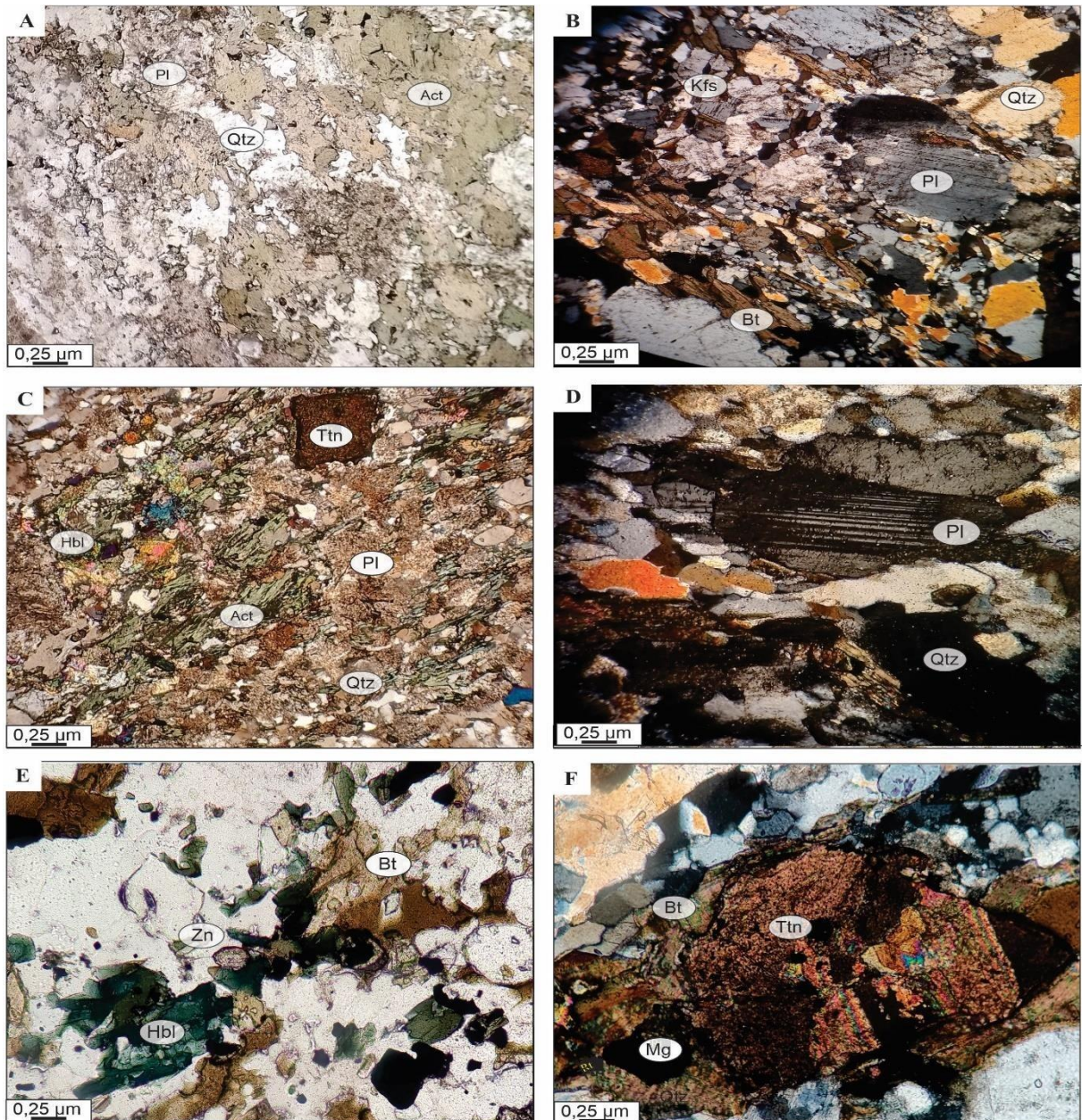
Os anfibólios são classificados em actinolita e hornblenda. A actinolita está na forma de delgados prismas alongados, com pleocroísmo discreto em tonalidades creme a verde muito claro, apresenta baixa cor de interferência. Além da associação com a biotita, apresenta inclusões de apatita e plagioclásio. Já a hornblenda é xenomórficas de tamanho entre 0,1 e 0,8 mm, mostra pleocroísmo em tons amarelo-verde. Pode estar associadas aos quartzos truncando a foliação principal. A biotita forma lamelas subédricas, de granulação fina 0,3 mm e pleocroísmo variando de amarelo pálido a marrom castanho. Suas lamelas possuem orientação preferencial concordante com a matriz, apresentam bordas levemente consumidas e texturas interlobadas com os demais minerais. Comumente ocorrem como produto de alteração da hornblenda (Fig. 7E).

Apatita, titanita, zircão, epidoto compõem aproximadamente 4% da rocha e estão inclusos no plagioclásio. A apatita ocorre como cristais aciculares muito finos, encontra-se inclusa nos plagioclásios. A titanita aparece como mineral acessório da rocha ocorre em cristais

euédricos de cor castanha, levemente pleocróicos, e cor de interferência anômala sobrepostas as biotitas (Fig. 7F). O zircão é caracterizado por finos cristais idiomórficos apresentando alta cor de interferência, associado aos cristais de quartzo e epidoto encontra-se disperso na rocha associado aos sulfetos.

Os minerais opacos (3%) ocorrem muitas vezes de tamanhos finos foram analisados no microscópico óptico de luz refletida com as seguintes características: A pirrotita (~1%) tem cores em tons marrons e amarelados, refletância baixa, bi-reflectância fraca, anisotropia forte, raios internos ausentes, hábito irregulares. Outro opaco analisado possui colorações amarelas, sem pleocroismo e isotropo característico de cristais de pirita (~1%). Cores intensas de amarelo também estão presentes, esses grãos são fracamente anisotrópicos, típico de calcopirita (~1%) e por fim, cristais cinzas levemente róseos, isotrópicos são representados por magnetita

Figura 7: (A) e (B): Fotomicrografias do Bt-Act gnaiss tonalítico destacando o bandamento composicional em domínios ricos em actinolita e por domínios quartzo-feldspáticos ricos em biotita (C): Trama interlobada com cristais manteados por subgrãos de plagioclásio e anfibólios; (D): Geminações com terminações como pontas de agulhas deformadas em cristais de plagioclásio; (E): Substituição/alteração de hornblenda por biotita (F): Cristal de titanita com cores de interferência anômolas sobreposta a biotita. Fotomicrografias a nicóis cruzados. Abreviações dos nomes de minerais segundo Whitney e Evans (2010).



Hornblenda-Biotita Gnaisses Granodioríticos

Os gnaisses Granodioríticos (FD45: 584,30m/ 635,45m/685,32m), são holocristalinos, inequigranulares, granulação fina a média, se distinguem pela cor branca e presença de cristais fortemente orientados, sobretudo de quartzo achatados, níveis ricos em anfibólio e biotita que desenham uma foliação retilínea e contínua. Os macrocristais de plagioclásio e ortoclásio denotam uma textura porfiroclástica. Frequentemente enclave de anfibólio, alongado segundo a foliação da rocha ou subconcordante à estruturação existente está presente. (Fig. 8C).

Figura 8: Detalhe do Hbl-Bt gnaisse granodiorítico



A mineralogia predominante é constituída por plagioclásio (~35%), quartzo (~27%), microclínio (~10%), hornblenda (~8%) e biotita (~15%). Apatita, zircão e titanita perfazem aproximadamente 5% da rocha e magnetita representa em torno de 3%.

A rocha apresenta enclaves de anfibolito e bandamento gnáissico definido por domínios quartzo-feldspáticos e domínios ricos em biotita e hornblenda orientadas ao longo da estrutura (Fig. 9A). O gnaisse granodiorítico é inequigranular e apresenta textura porfiroclástica, definida por macrocristais de plagioclásio (Fig. 9B) e ortoclásio, que localmente se subdividem em subgrãos e são subordinadamente substituídos por albita, os minerais possuem contatos

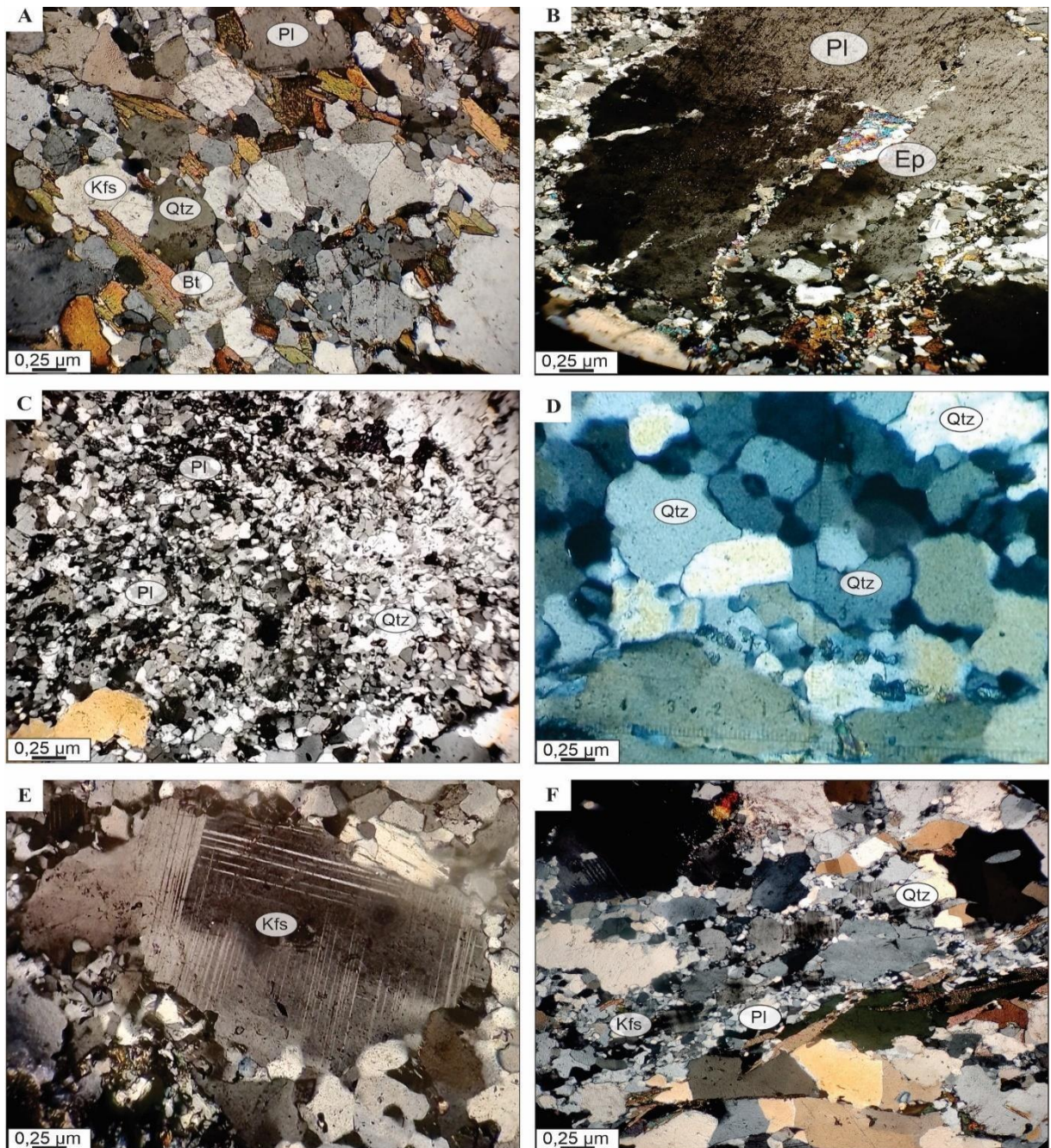
lobulares e/ou retos entre si, grãos de granulação fina a média estabelecida pela cominuição de quartzo e feldspato resultado de recristalização dinâmica (Fig. 9C).

Os grãos de quartzo podem ser descritos com hábitos xenomórficos, equigranulares de granulação fina que varia de 0,1mm e 0,4 mm associado à matriz da rocha. A segunda ocorrência é marcada por uma forte extinção ondulante padrão tabuleiro de xadrez e grãos médios entre 1mm e 2mm hipidiomórficos definidos por contato poligonal entre as demais fases (Fig. 9D). A terceira, é definida por fitas de quartzo com deformações estiradas de tamanho médio de 3 mm que acompanham a foliação.

O plagioclásio ocorre como, (i) cristais hipidiomórficos com dimensões entre 0,1 mm e 0,4 mm e subgrãos na matriz, bordejando porfiroblastos maiores. (ii) grãos médios entre 1 mm e 5 mm límpidos que por vezes, apresentam, geminações polissintéticas deformadas e fraturas preenchidas por inclusões de quartzo e apatita. A presença de microclínio é definida por grãos hipidiomórficos de dimensões entre 1 mm e 3 mm, eles são tardios e apresentam geminações tartan. São comuns poiquilíticos com grãos inclusos e alterações nas bordas dos minerais (Fig. 9E). Localmente, microfilmes K-feldspato ocupando os espaços entre quartzo e plagioclásio são observados com hábitos ameboides (Fig. 9F).

Os cristais de hornblenda são xenomórficos de dimensões médias entre 1 mm e 5 mm, apresentam pleocroísmo forte nas cores verde claro e escuro, e ocorrem gradados e orientados associados com biotita, marcando as bandas melanocráticas. A biotita apresenta cor marrom e seu pleocroísmo varia de marrom esverdeado a castanho. Os cristais são hipidiomórficos com hábito lamelar e dimensões finas a média entre 0,3 mm e 1 mm. Os grãos podem ser intersticiais aos grãos de quartzo. Algumas delas apresentam, bordas levemente corroídas e de modo geral, cloritizadas. Os minerais acessórios são compostos por zircão (~2%), titanita (1%), apatita (1%). Os minerais acessórios são cristais de 0,1 mm, subédricos a euédricos. O zircão está incluso em grãos de plagioclásio e quartzo. A apatita pode ainda ocorrer com formas hexagonais ou arredondadas e a titanita, de tamanhos maiores entre 0,2 mm e 0,5 mm geralmente está inclusa nos cristais de plagioclásios. Os opacos são representados por cristais anédricos e representadas por magnetita (~3%) sobrepostas aos minerais de hornblenda.

Figura 9: Hornblenda-Biotita gnaiss granodiorítico destacando a foliação gnáissica; **(B):** Textura porfiroclástica da rocha; **(C) Cristais recristalizados por** recristalização dinâmica na matriz quartzo-feldspática; **(D):** Cristais de quartzo com textura poligonal e tabuleiro de xadrez; **(E):** K-feldspato com bordas alteradas; **(F):** Microfilmes de K-feldspato com hábito ameboides. Fotomicrografias a nicóis cruzados. Abreviações dos nomes de minerais segundo Whitney e Evans (2010).



6.2 Enclave e rocha Intrusiva

Anfibolito

O anfibolito (FD45/612,31m) é bastante subordinado e ocorre como enclave, exibe cor verde escura a cinza escura, granulação média equigranular, textura nematoblástica e intensa anisotropia planar destacada pela orientação preferencial dos cristais de hornblenda, que define estrutura bandada foliada.

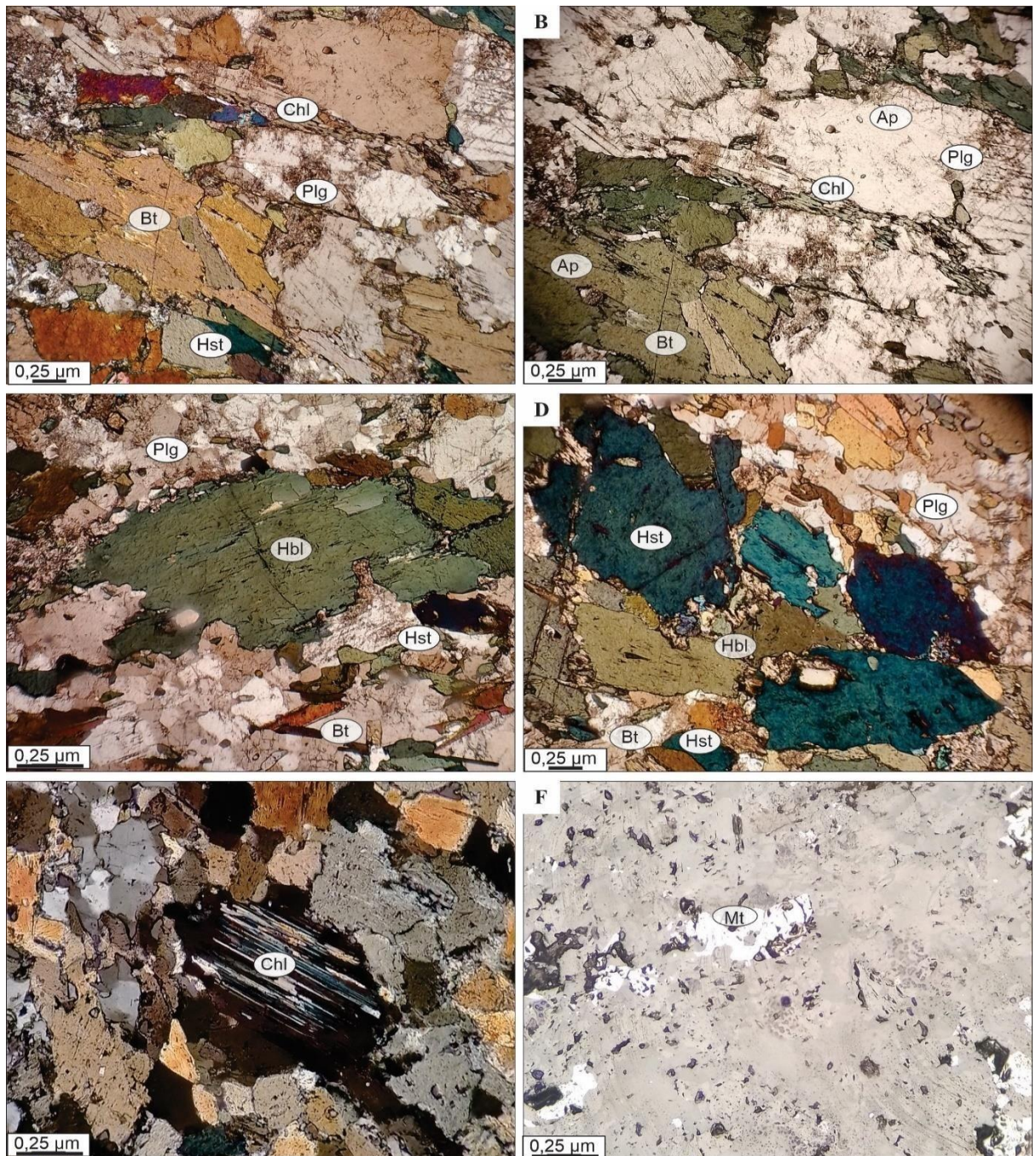
São constituídos por plagioclásio (~45%), anfibólio (~30%), biotita (~15%) e clorita (~5%). quartzo, apatita e titanita perfazem 4%. A textura grano-nematoblástica definida por cristais de hornblenda e plagioclásio marca uma foliação que transita de gradual a discreta (Fig. 10A). Os cristais de plagioclásio tem granulação média entre 2 mm e 5 mm, são equigranulares e xenomórficos. Em sua maioria, os cristais de plagioclásio exibem saussuritização que oblitera a observação de maclas. Os cristais de plagioclásio têm contatos suturados, lobóides e ameboides com hornblenda e contêm inclusões de titanita e apatita (Fig. 10B).

A hornblenda é marcada por grãos hipidioblásticos com pleocroísmo variando de amarelo claro para verde escuro. São de tamanho médio entre 1 mm e 5 mm e acompanham a foliação. Verifica-se grãos com bordas corroídas (Fig. 10C) e substituição por hastingsita (Fig. 10D) e clorita. A biotita se apresenta na forma de lamelas anedrais de tamanhos médios entre 1 mm e 3 mm, possuem pleocroísmo que varia de marrom claro a marrom avermelhado associadas com os anfibólios. Ademais, são desenvolvidas lamelas de exsolução nas cloritas com cores de interferência cinza e extinção quase paralela e a extinção não-mosqueada (Fig. 10E).

Os cristais de quartzo, apatita e titanita ocorrem geralmente como inclusões em plagioclásio, quartzo ou biotita. São cristais muito pequenos, subédricos ou euédricos, intersticiais aos plagioclásios e hornblendas. A magnetita é observada na luz transmitida, apresenta colorações róseas (Fig. 10F), tamanhos finos entre 0,1 e 0,2 mm, hipidiomórficos e são isótropo, associada a hornblenda e biotita.

Figura 10: (A): Fotomicrografia a nicóis paralelos do anfibolito destacando a paragênese mineral; (B):Fotomicrografia a nicóis descruzados: Inclusões de apatita nos plagioclásios e hornblenda; (C): Bordas de cristais de hornblenda dissolvidas marcando contatos in (A): Fotomicrografia a nicóis paralelos do anfibolito destacando a paragênese mineral; (B):Fotomicrografia a nicóis descruzados: Inclusões de apatita nos plagioclásios e hornblenda; (C): Bordas de cristais de hornblenda dissolvidas marcando contatos interlobados; (D): Cristais de hastingista substituindo a hornblenda; (E): Lamelas exolução da clorita; (F): Magnetita de coloração rósea.

Fotomicrografias a nicóis cruzados. Abreviações dos nomes de minerais segundo Whitney e Evans (2010).



Hornblenda Gabro

O Hornblenda Gabro (FD-31; 31,24m) macroscopicamente, exibe textura subofítica preservada levemente foliada (Fig. 11D), cor cinza escuro a cinza esverdeado. Trata-se de rocha melanocrática a mesocrática, holocristalina, fanerítica muito fina, equigranular.

Figura 11: Gabro de granulação fina com textura subofítica preservada.



A mineralogia é marcada por plagioclásio (~50%), hornblenda (~35%), em menores proporções, hastingsita (~9%), opacos (~4%) e albita (~2%).

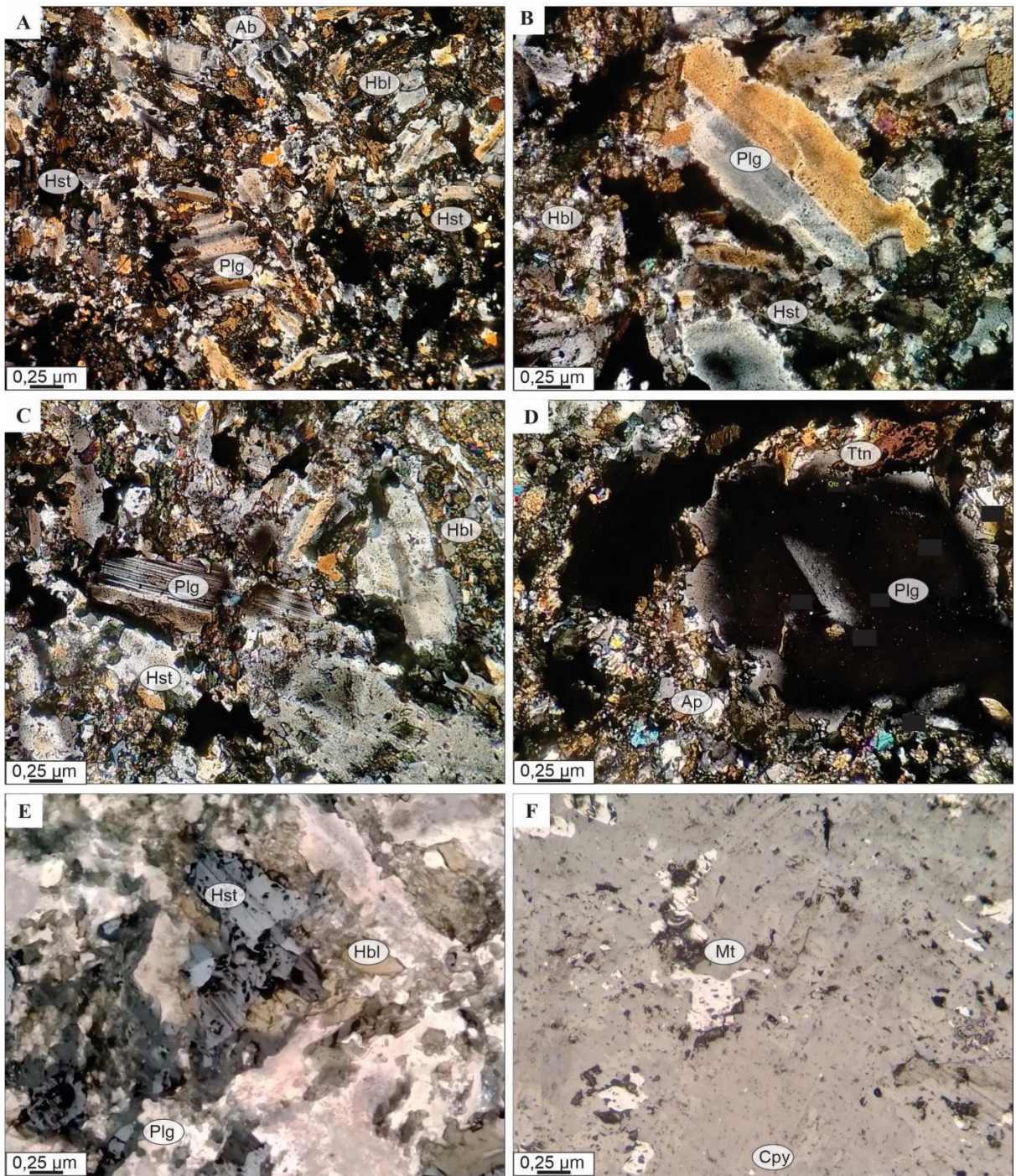
O gabro tem granulação fina e apresentam textura subofítica preservada (Fig. 12A), definida por ripas de plagioclásio que envolvem cristais de hornblenda (Fig. 12B). Dominantemente os plagioclásios possui forma hipidomórficas tabulares, de dimensões entre 0,2 mm e 0,5 mm e baixo grau de saussoritização. Os grãos ocorrem nos interstícios à hornblenda, com migração de bordas que marca contatos lobóides (Fig. 12B). As feições mais abundantes consistem no desenvolvimento da coalescência de geminações de deformação (Fig. 12C), e extinção ondulante são muito comuns nos cristais de plagioclásio (Fig. 12D).

A origem da hornblenda está associada à substituição pseudomórfica de piroxênio, ocorrem subédricas de tamanho fino entre 0,1 mm a 0,3 mm com pleocroísmo moderado de verde azulado para amarelo pálido. Foram identificados grãos com textura poiquilítica englobando cristais de plagioclásio. Ao longo das bordas de alguns cristais ferromagnesianos é evidente a substituição para a hastingsita progressivamente substituindo os cristais (Fig. 12E),

Os minerais opacos (Fig. 12F), são, predominantemente, magnetita e calcopirita. As magnetitas são de granulação fina entre 0,1 e 0,4 mm, é isotrópica, sem pleocroísmo concordante aos anfibólios. A calcopirita tem cores amarelas fortes, tamanho muito fino, que estão disseminadas ao longo da rocha.

Figura 12: (A) Fotomicrografias do gabro destacando textura subofítica preservada; (B): Ripas de plagioclásio envoltas por cristais de hornblenda e contatos interlobados (C): Geminações de deformação de plagioclásio (D): Extinção ondulante nos cristais de plagioclásio; (E): Cristais de hornblenda com evidência a substituição para a hastingsita; (F): Magnetita de cores róseas calcopirita de tons mais intensos representados por calcopirita.

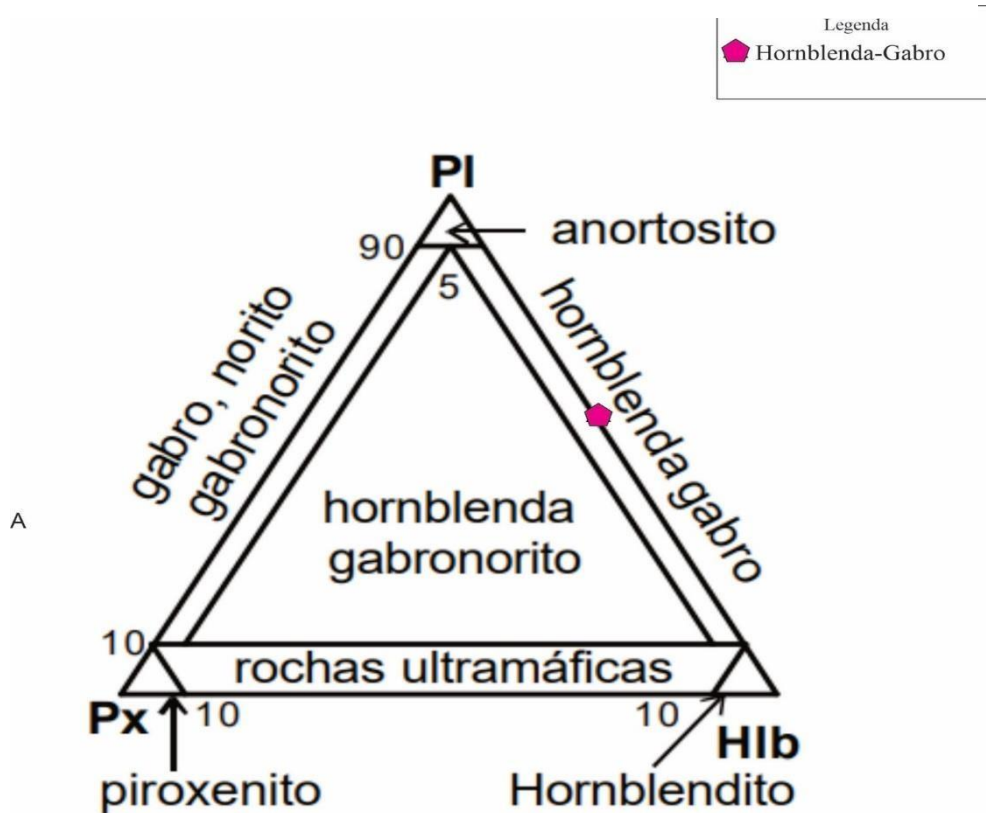
Fotomicrografias a nicóis cruzados. Abreviações dos nomes de minerais segundo Whitney e Evans (2010).



Classificação da rocha intrusiva

Para a rocha intrusivas ígnea (FD31: 31,24 m), o diagrama QAP não é muito adequado por ser uma rocha máfica, sendo classificadas por meio de proporções de teores de Pl-Px-Hlb (STRECKEISEN, 1976). A composição modal marcada por plagioclásio (~50%), hornblenda (~35%), em menores proporções, hastingsita (~9%), opacos (~4%) e albita (~2%), quando lançada no diagrama para rochas máficas permite a classificação como Hornblenda-gabro (Fig.13).

Figura 13: Diagrama de classificação (OPX + CPX) + HBL (Streckeisen, 1976), para a rochas gabróica intrusiva no depósito GT-34.



6.3 Geocronologia U-Pb

As amostras analisadas são representativas das rochas hospedeiras do depósito estudado incluem o Biotita-Hornblenda-Actinolita Gnaisses Tonalítico e Hornblenda-Biotita Gnaiss Granodiorítico. Os dados geocronológicos dos grãos de zircões analisados estão sintetizados na Tabela 3 e 4.

6.3.1 Biotita-Hornblenda-Actinolita Gnaisses Tonalíticos

Em consequência dos valores de concordância fora do padrão entre 95 e 105 % e erros 2 sigmas abaixo de 3% devido à contaminação de chumbo, na amostra (FD31/101,00), 30 cristais de zircão foram analisados para cada amostra de Biotita – Hornblenda – Actinolita gnaiss. Enquanto na amostra FD31/101 foram utilizadas para o cálculo das idades de concórdia, 16 análises de 20 da amostra.

Os grãos de cristais de zircão são bipiramidais, subédricos com arestas marcadas, incolores a amarelados, em sua maior porção fraturados e abrange tamanhos de 150 a 250 μm e tem razão 2:1 a 3:1. Apresentam núcleos com brilho catódico oscilatório bem marcado e bordas sem zonamento (Fig. 14A-B). Os núcleos geralmente são mais antigos e apresentam idades de concórdia $3054 \pm 3 \text{ Ma}$ (n: 13; MSWD: 7,9; Fig. 15C) e $3047 \pm 17 \text{ Ma}$ (n: 16; MSWD: 2,2; Fig. 15A). As bordas apresentaram idades mais jovens com uma idade Concórdia $2924 \pm 8 \text{ Ma}$ (n:4; MSWD: 8,1; Fig. 15B).

6.3.2 Hornblenda-Biotita Gnaisses Granodioríticos

Os cristais de zircão do gnaiss granodiorítico são prismáticos com razão 2:1 a 3:1 e apresentam núcleos homogêneos envolvidos por sobrecrecimentos com zonamento oscilatório (Fig. 14 C-D). Os núcleos apresentam idades que variam de $2901 \pm 22 \text{ Ma}$ a $3053 \pm 21 \text{ Ma}$ (Fig. 15 C). Alguns núcleos mostraram idade concordante de $2950 \pm 7 \text{ Ma}$ (n: 4; MSWD: 3,2; Fig.15 D); Amostra FD-45-685,00). As idades das bordas com zonamento oscilatório variaram entre $2880 \pm 5 \text{ Ma}$ (n: 11; MSWD: 5,7) e $2883 \pm 3 \text{ Ma}$ (n:14; MSWD: 6,3).

Figura 14: Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão das rochas hospedeiras do depósito GT-34. A e B) Cristais de zircão do Bt-Act gnaiss tonalítico com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; C e D) Cristais de zircão do Hbl-Bt gnaiss granodiorítico com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; Cristais de zircão do Bt-Act gnaiss tonalítico com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

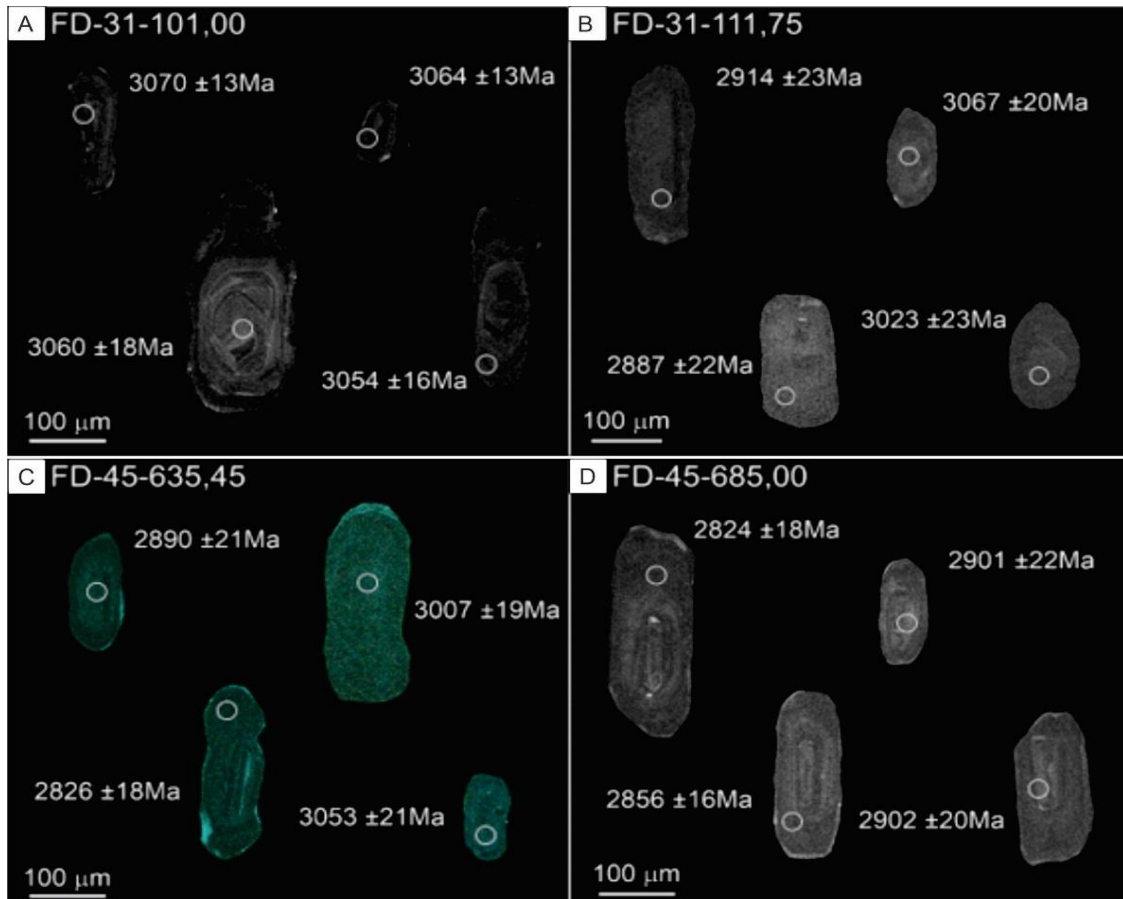


Figura 15: Diagrama das idades (LA-ICP-MS) em U-Pb de zircão para as rochas hospedeiras do depósito GT-34. A e B) Resultado para Biotita-Hornblenda-Actinolita Tonalítico; C e D) Resultado para Hornblenda-Biotita gnaisses granodiorítico

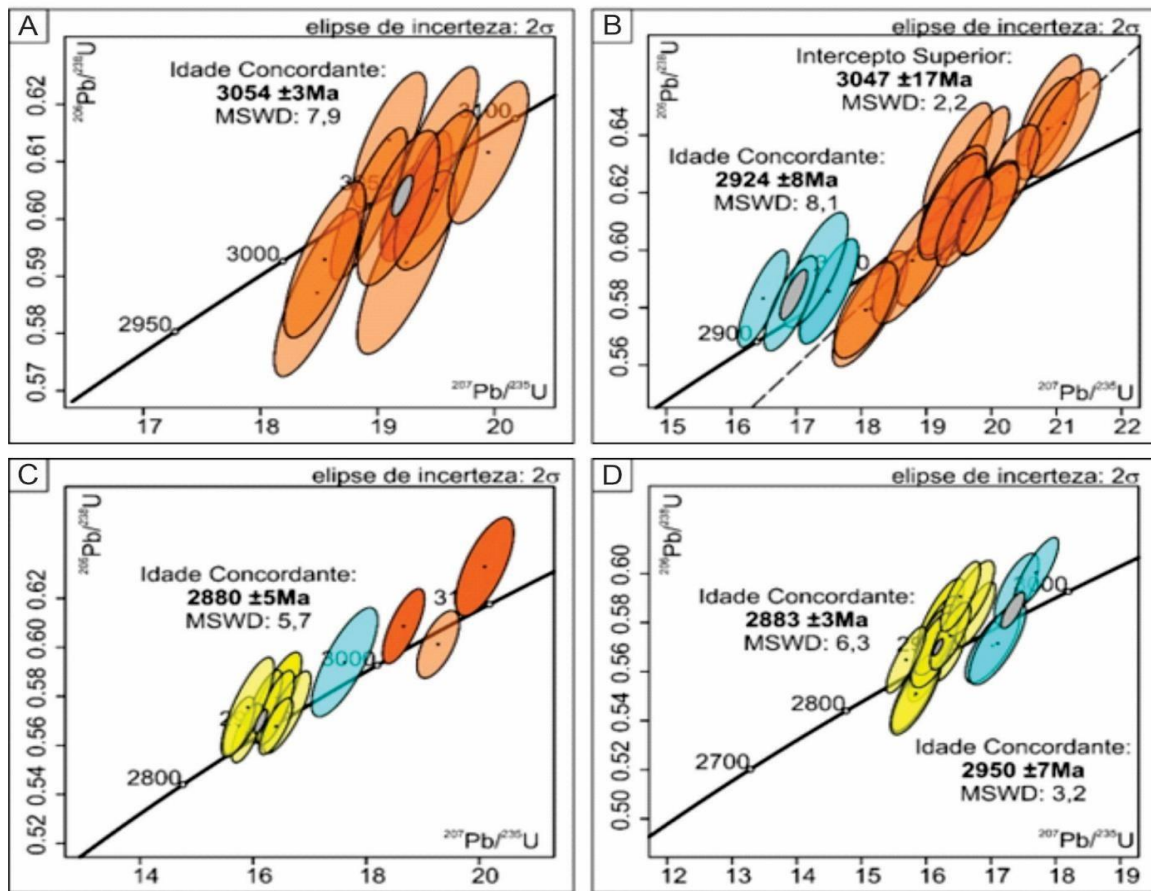


Tabela 3: Idades absolutas das rochas do embasamento.

Rochas do embasamento	Amostras	Idade núcleo	Idades bordas
Hornblenda-Actinolita Gnaisses Tonalíticos	FD31/101,00m -111,75m	$3054 \pm 3\text{Ma}$	$2924 \pm 8\text{Ma}$
Hornblenda-Biotita Gnaisses Granodiorfíticos	FD45/635,45m -685,32m	$2950 \pm 7\text{Ma}$	$2880 \pm 5\text{Ma} - 2883 \pm 7\text{Ma}$

Tabela 4: Síntese dos dados geocronológicos dos grãos de zircão analisados.

Dados U-Pb LA-ICP-MS de cristais de zircão																	
Razões isotópicas																	
Grãos	Th/U	Th (ppm)	U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	% conc
Hbl-Bt gnaiss granodiorítico																	
FD-45_635,45m – Núcleo Homogêneos																	
ZR-6	0.13	39	296	4813	0.2167	0.0035	17.62	0.47	0.59	0.02	2936	26	2956	26	2957	72	101
ZR-11	0.89	213	241	246485	0.2312	0.0031	19.27	0.30	0.60	0.01	3053	21	3053	15	3036	44	99
ZR-20	0.80	140	175	179014	0.2281	0.0036	20.09	0.41	0.63	0.02	3024	25	3092	20	3151	64	104
ZR-24	0.97	178	183	181448	0.2248	0.0026	18.66	0.30	0.61	0.01	3007	19	3023	15	3052	50	102
FD-45_635,45m – Sobrecrescimentos com zonamento oscilatório																	
ZR-1	0.36	85	234	237002	0.2085	0.0028	16.41	0.36	0.58	0.01	2888	22	2893	22	2928	61	101
ZR-4	0.31	95	305	322297	0.2087	0.0027	16.60	0.34	0.57	0.01	2890	21	2899	20	2913	56	101
ZR-10	0.45	129	285	293132	0.2014	0.0022	16.19	0.26	0.58	0.01	2829	18	2881	16	2917	47	103
ZR-12	0.20	72	362	344121	0.2024	0.0021	15.89	0.22	0.56	0.01	2842	17	2869	14	2882	40	101
ZR-14	0.43	111	258	9080	0.2116	0.0030	16.70	0.30	0.56	0.01	2917	23	2911	18	2844	49	98
ZR-15	0.34	125	366	13940	0.2044	0.0025	16.39	0.27	0.58	0.01	2853	19	2897	16	2918	49	102
ZR-16	0.35	119	337	324701	0.2007	0.0022	15.75	0.22	0.57	0.01	2826	18	2864	13	2894	39	102
ZR-21	0.42	130	308	286889	0.1987	0.0029	15.91	0.38	0.58	0.02	2811	24	2861	23	2895	67	103
ZR-23	0.31	85	273	3124	0.2087	0.0024	17.12	0.28	0.60	0.01	2887	18	2940	16	3009	49	104
ZR-27	0.35	90	259	7135	0.2020	0.0023	15.36	0.25	0.54	0.01	2840	19	2837	16	2779	42	98
ZR-30	0.30	71	240	231010	0.2068	0.0022	16.41	0.24	0.57	0.01	2876	17	2897	14	2901	38	101
FD-45_685,00 – Núcleo Homogêneos																	
ZR-4	0.18	34	190	5883	0.2103	0.0029	17.02	0.34	0.57	0.01	2901	22	2931	19	2908	51	100
ZR-13	0.18	36	201	194584	0.2096	0.0026	17.39	0.28	0.59	0.01	2902	20	2950	16	2997	47	103
Dados U-Pb LA-ICP-MS de cristais de zircão																	
Razões isotópicas																	
Grãos	Th/U	Th (ppm)	U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	% conc
ZR-17	0.17	43	253	3912	0.2140	0.0023	17.70	0.28	0.60	0.01	2931	17	2968	16	3021	47	103
ZR-30	0.16	43	277	243890	0.2099	0.0030	17.10	0.35	0.57	0.01	2897	23	2936	20	2900	56	100
FD-45_685,00m – Sobrecrescimentos com zonamento oscilatório																	
ZR-1	0.36	86	241	228858	0.2004	0.0023	16.22	0.29	0.58	0.01	2824	18	2882	17	2948	53	104
ZR-2	0.33	91	281	6133	0.2039	0.0020	15.99	0.22	0.56	0.01	2856	16	2875	13	2866	38	100
ZR-7	0.45	86	192	5607	0.2102	0.0019	16.36	0.19	0.57	0.01	2902	15	2898	11	2890	33	100
ZR-9	0.35	96	273	5220	0.2043	0.0017	15.97	0.19	0.56	0.01	2857	14	2871	12	2880	36	101
ZR-11	0.45	158	350	325104	0.2008	0.0022	16.17	0.27	0.58	0.01	2833	17	2879	16	2929	49	103
ZR-12	0.23	55	243	212890	0.2072	0.0025	15.82	0.29	0.55	0.01	2880	20	2864	18	2818	49	98
ZR-16	0.23	56	248	229940	0.2072	0.0021	16.76	0.25	0.58	0.01	2881	16	2925	14	2958	44	103
ZR-21	0.19	45	234	3982	0.2092	0.0027	15.84	0.32	0.55	0.01	2896	21	2871	20	2826	57	98
ZR-23	0.41	105	258	6395	0.2050	0.0026	16.15	0.28	0.57	0.01	2867	20	2882	17	2917	48	102
ZR-24	0.17	41	250	6798	0.2087	0.0027	16.12	0.29	0.57	0.01	2892	21	2883	18	2885	50	100
ZR-26	0.34	82	238	3335	0.2006	0.0018	15.69	0.25	0.56	0.01	2830	15	2855	15	2875	45	102
ZR-27	0.33	67	204	190807	0.2079	0.0024	16.68	0.30	0.59	0.01	2882	18	2910	18	2979	50	103
ZR-28	0.18	48	265	237676	0.2069	0.0022	16.37	0.25	0.57	0.01	2880	17	2898	15	2913	46	101
Bt-Act gnaiss tonalítico																	
FD-31_101,00m – Núcleos com zonamento oscilatório																	
ZR-1	0.91	107	117	143311	0.2330	0.0019	19.24	0.17	0.60	0.01	3070	13	3054	9	3033	28	99
ZR-2	0.66	83	125	154021	0.2322	0.0019	19.43	0.17	0.61	0.01	3064	13	3062	8	3047	30	99
ZR-3	0.55	53	96	120220	0.2260	0.0021	19.10	0.25	0.61	0.01	3020	15	3048	13	3080	38	102
ZR-5	0.77	99	128	4735	0.2264	0.0020	18.93	0.26	0.60	0.01	3023	14	3030	13	3031	43	100
ZR-7	0.61	40	67	79216	0.2280	0.0024	18.49	0.30	0.59	0.01	3036	17	3012	16	2960	48	97
ZR-12	0.75	103	137	158936	0.2316	0.0023	19.51	0.29	0.61	0.01	3054	16	3067	14	3064	45	100

Dados U-Pb LA-ICP-MS de cristais de zircão																	
Razões isotópicas																	
Grãos	Th/U	Th (ppm)	U (ppm)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	% conc
ZR-14	0.90	133	148	3809	0.2352	0.0030	19.25	0.34	0.59	0.01	3077	21	3049	17	2979	52	97
ZR-17	0.80	74	92	106299	0.2322	0.0027	19.51	0.29	0.61	0.01	3059	19	3063	15	3041	44	99
ZR-24	0.71	84	118	4045	0.2380	0.0025	19.95	0.28	0.61	0.01	3102	16	3088	13	3079	40	99
ZR-25	0.59	67	113	122991	0.2277	0.0025	18.55	0.28	0.59	0.01	3029	18	3012	15	2997	44	99
ZR-30	0.86	119	139	5038	0.2313	0.0026	19.18	0.28	0.60	0.01	3060	18	3044	14	3032	44	99
ZR-10	0.63	34	54	66685	0.2313	0.0028	20.25	0.31	0.63	0.01	3060	18	3098	15	3142	46	103
ZR-19	0.63	90	142	155268	0.2254	0.0024	17.64	0.24	0.57	0.01	3014	17	2969	13	2902	38	96
FD-31_111,75m – Núcleos com zonamento oscilatório																	
ZR-4	0.52	163	311	420044	0.2250	0.0033	18.13	0.46	0.58	0.02	3016	23	2993	24	2909	67	96
ZR-5	0.40	117	290	418076	0.2224	0.0031	19.48	0.42	0.63	0.02	2998	23	3061	22	3138	67	105
ZR-8	0.76	242	318	455069	0.2320	0.0031	20.89	0.40	0.65	0.02	3063	22	3126	20	3200	60	104
ZR-9	0.26	81	311	434509	0.2266	0.0027	19.81	0.38	0.63	0.02	3023	19	3069	19	3142	59	104
ZR-11	0.89	236	265	369742	0.2297	0.0026	19.52	0.32	0.61	0.01	3045	18	3065	16	3060	47	100
ZR-12	1.00	227	228	8765	0.2339	0.0032	20.86	0.39	0.64	0.01	3079	22	3126	19	3193	56	104
ZR-14	0.80	222	277	402567	0.2326	0.0033	21.12	0.45	0.64	0.02	3062	23	3135	21	3195	60	104
ZR-15	0.39	120	306	14175	0.2265	0.0031	19.05	0.40	0.60	0.01	3015	22	3042	20	3007	59	100
ZR-16	0.65	268	415	13972	0.2297	0.0039	18.79	0.50	0.60	0.02	3040	28	3021	26	2986	72	98
ZR-20	0.45	120	267	8980	0.2292	0.0033	19.40	0.42	0.62	0.02	3041	23	3060	21	3078	62	101
ZR-22	0.82	220	270	366121	0.2329	0.0029	20.29	0.37	0.63	0.01	3067	20	3102	18	3138	54	102
ZR-23	0.66	127	193	9433	0.2271	0.0033	18.07	0.39	0.58	0.01	3023	23	2987	22	2928	55	97
ZR-25	0.71	181	253	331712	0.2282	0.0033	19.40	0.42	0.62	0.01	3030	23	3059	21	3067	59	101
ZR-26	0.23	66	289	12676	0.2323	0.0030	19.94	0.38	0.61	0.01	3060	20	3083	19	3081	54	101
ZR-28	0.83	217	261	10148	0.2332	0.0029	19.96	0.37	0.61	0.01	3069	20	3087	18	3081	51	100
ZR-29	1.00	311	312	15333	0.2330	0.0029	19.58	0.34	0.61	0.01	3067	20	3071	18	3065	51	100
Dados U-Pb LA-ICP-MS de cristais de zircão																	
Razões isotópicas																	
Grãos	Th/U	Th (ppm)	U (ppm)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	% conc
FD-31_111,75m – Bordas homogêneas																	
ZR-1	0.27	59	219	5411	0.2117	0.0031	17.50	0.36	0.59	0.01	2914	23	2953	20	2959	60	102
ZR-7	0.34	93	274	371208	0.2077	0.0031	17.30	0.40	0.59	0.02	2884	24	2937	23	2981	66	103
ZR-10	0.37	96	260	333988	0.2038	0.0023	16.49	0.31	0.58	0.01	2851	18	2893	18	2944	56	103
ZR-18	0.34	91	265	11559	0.2098	0.0028	16.92	0.33	0.58	0.01	2887	22	2926	19	2938	54	102

7 DISCUSSÃO

7.1 Contexto Geológico das Rochas Hospedeiras do Depósito GT-34

O depósito GT-34 está hospedado em uma zona de cisalhamento que marca contato entre o embasamento do Complexo Xingu e rochas do Supergrupo Itacaiúnas (GOMES 2003; MORETO, 2010; MORETO ET AL, 2011; FEIO, 2011; SILVA, 2011). Resultados U-Pb e petrográficos apresentados nesse trabalho complementam os estudos de Siepierski (2008) e Garcia (2018), revelando que a mineralização IOCG é hospedada em ortognaisses granodioríticos à tonalíticos do Mesoarqueano (ca. 3,05 – 2,88 Ga) com enclaves de anfibolitos e gabros de idades ainda desconhecidas.

Texturas de metamorfismo de alta temperatura, como contatos interlobados entre as fases minerais (Fig. 7C), geminações polissintéticas deformadas (Fig. 7D) e bandas leuco-

crática associado à assembleia mineral dominada por plagioclásio, quartzo e subordinadamente feldspato nos ortognaisses e bandas melano – crática marcada por biotita e anfíbio do são presentes no depósito GT-34 (Fig. 9A), e apresentam características de *sensu stricto* TTG semelhantes às descritas para as rochas do Complexo Xingu (SILVA et al., 2021). Adicionalmente, texturas associadas por Silva et al. (2021) a processos de fusão parcial e cristalização de líquidos anatóxicos também foram observadas nos Hornblenda-Biotita gnaisses granodioríticos pelos microfilmes de feldspato ameboides intersticiais aos quartzos e plagioclásios (Fig. 9F).

As idades obtidas para os ortognaisses (ca. 3,05, 2,92 e 2,88 Ga; Fig. 13) se sobrepõem aos dados previamente obtidos tanto para cristalização do Ortogranulito Xicrim-Cateté e do Complexo Xingu (respectivamente, ca. 3,06 – 2,93 Ga e ca. 2,94–2,93 Ga; AVELAR., 1999; MACHADO et al., 1991; PIDGEON, 2000; SILVA, 2021), quanto para o metamorfismo destas unidades (ca. 2,89–2,86 Ga; MACHADO et al., 1991; PIDGEON, 2000; SILVA et al., 2021)

Os grãos de zircão dos ortognaisses geralmente apresentam núcleos mais antigos e sobrecrecimentos mais jovens (Fig. 14). Os gnaisses granodiorítico e tonalítico, de núcleos antigos, com idade entre ca. 2,95 e 3,05 Ga, são envolvidos por domínios homogêneos (ca. 2,92 Ga) ou com zonamento oscilatório (ca. 2,88 Ga) com forma externa euédrica (Fig. 14). Segundo Harley et al. (2007), feições deste tipo são comuns em cristais de zircão que não foram completamente destruídos pela dissolução associada à fusão parcial de rochas submetidas a metamorfismo de alta temperatura. Neste contexto, os núcleos preservados são envolvidos por sobrecrecimentos durante a cristalização do líquido anatóxico (CORFU et al., 2003; HARLEY et al., 2007; RUBATTO, 2017; VAVRA et al., 1996).

Silva et al. (2021) estabeleceram dois eventos principais de fusão parcial dentro do Domínio Carajás. O evento mais antigo, entre 3,05 e 2,93 Ga, estaria associado a formação da crosta continental do Domínio Carajás pela fusão de rochas máficas sobre influência de alojamento de magmas mantélicos na crosta inferior de arcos intraoceânicos. O segundo estaria relacionado à anatexia generalizada de rochas do Domínio Carajás durante a colisão com o Domínio Rio Maria no final do Mesoarqueano em ca. 2,89 - 2,86 Ga (MARANGOANHA et al., 2019; SILVA et al., 2022; SILVA et al., 2021).

O hornblenda gabro, intrusivo nos ortognaisses, apresenta textura ígnea preservada e feições de deformação registradas especialmente nos cristais de plagioclásio (extinção ondulante e geminações lenticulares de deformação; Fig. 13C–D). Feições deste tipo são desenvolvidas por fluência durante deformação de alta temperatura (VERNON, 2018). Essa

intrusão é afetada por uma alteração hidrotermal com albita e hastingsita, que é característica do depósito GT-34 (GARCIA et al, 2020; SIEPIERSKI, 2008).

Segundo Garcia (2018), a alteração hidrotermal e a mineralização são neoarqueanas (ca. 2,75 – 2,72 Ga). Neste contexto, o hornblenda gabro é mais jovem que os ortognaisses e se coloca antes (ou durante) do evento de mineralização. O Diopsídio Norito Pium (ca. 2,75–2,74 Ga; SANTOS et al., 2013; RICCI; CARVALHO, 2006; VASQUEZ et al., 2008), associados espacialmente ao depósito, apresenta fácies de granulação fina muito semelhante ao hornblenda gabro, o que suporta uma ideia de magmatismo provavelmente neoarqueano.

7.2 Implicações do Magmatismo Neoarqueano para a Mineralização depósito IOCG GT-34

Globalmente, os depósitos IOCG são geneticamente diversos e aparentemente podem ser formados por fontes magmáticas, não magmáticas e híbridas (BARTON e JOHNSON, 1996; POLLARD, 2001, 2006; HUNT et al., 2007; GROVES, 2010).

Considerando o intervalo estabelecido por Garcia et al. (2020) em ca. 2751 e 2720 Ma as rochas hospedeiras em ca. 3054 \pm 3Ma e ca. 2950 \pm 7Ma representadas pelos ortognaisses granodioritos e tonalíticos do depósito GT-34 não poderiam ser responsáveis pelo estabelecimento do sistema hidrotermal relacionado à gênese do minério, entretanto, participam de forma indireta para a mineralização, resultante da lixiviação das mesmas.

As evidências da literatura em ca. de 2,76-2,70 Ga indicam consistências elencadas a eventos de reativações tectônicas condicionadas a processos tafrogenéticos em sistemas extensionais, sob transtensão dextral na crosta mesoarqueana para a formação da Bacia Carajás (HOLDSWORTH & PINHEIRO, 2000). Algumas assinaturas geoquímicas sugerem que esse ambiente é relacionado a cenário de rifte continental (GIBBS et al., 1986), com magmatismo bimodal induzido por fusão da base da crosta por *underplating*, como sugerido por Feio et al. (2012).

A metalogênese dos depósitos do tipo IOCG da Província Carajás estão dispostos ao longo de duas zonas de cisalhamento de escala regional. Os dados geocronológicos obtidos para as mineralizações de grande parte dos depósitos do cinturão sul suportam um evento de mineralização Neoarqueano em ca. 2.72 Ga que se sobrepõe parcialmente ao magmatismo neoarqueano bimodal em ca. 2,75-2,70 Ga (BARROS et al. 2009; FEIO et al., 2011).

Os diferentes corpos magmáticos intrusivos na bacia Carajás, refletem caráter ácido-básico, como meta-basaltos e meta-riolitos datados em ca. 2,76 e 2,73 Ga (MACHADO et al.,

1991, TRENDALL et al., 1998) são representadas pelo Granito Pedra Branca em ca. 2.750 ± 5 Ma, (FEIO ET AL, 2011), Granito Planalto em ca. 2.747 ± 2 e 2.733 ± 2 Ma (HUHN et al., 1999), Diopsídio Norito Pium ca. 2.735 ± 5 Ma, (FEIO et al., 2012; SANTOS et al., 2013) e Diorito Cristalino em ca. 2.738 ± 5 Ma, HUHN et al., 1999).

No presente estudo, as rochas fornecem um contexto de alteração evidenciado pelas associações de minerais hidrotermais, marcada pela ausência de piroxênios no hornblenda gabro que hospeda a mineralização do depósito GT-34, e pode ser atribuída à hidratação associada à percolação de fluidos hidrotermais sin- ou pós-magmáticos, Ademais, associação paragenética de minerais de alteração nas rochas da crosta félsica TTG representados por associações de epidoto, titanita e magnetita (Fig, 9F) poderiam ser correlacionadas às alterações sódicas extensas embasada em bacias com evaporitos, como proposto por Barton e Jhonson (1996).

Xavier et al,(2008), a partir de estudos de isótopos de boro em turmalina levanta a hipótese de que a alta salinidade dos fluidos dos depósitos IOCG da Província Carajás poderiam ter relação com fluidos originados de evaporitos em ambientes bacinais. Sendo assim, o magmatismo provavelmente neoarqueano gerador do hornblenda gabro possivelmente apresenta ligação cogenética com importante papel para a movimentação dos fluidos para a formação do depósito. Correlato ao o ambiente extensional em ca. 2,74 Ga, fluidos bacinais penetrariam na crosta e a fonte de calor dos magmas intrusivos máficos transportariam e lixivariam esses fluidos na crosta depositando metais.

8 CONCLUSÃO

Os estudos petrográficos em detalhe, aliado a datação geocronológica U-Pb em zircões permitiu concluir que:

- As idades das rochas hospedeiras (mesoarqueanas) estão associadas a eventos magmáticos metamórficos anteriores à gênese do depósito GT-34. É proposto uma relação com o magmatismo que possivelmente formou a crosta continental para as idades em ca. de 3,05 e 2,95 Ga, e para as idades em 2,89 a 2,85 Ga, associadas ao metamorfismo de alta temperatura e anatexia generalizada tardia da crosta durante a colisão dos blocos Rio Maria e Carajás no final do mesoarqueano.

- O gabro (sem idades) tem feições de alteração que indicam que ele é pré/sin-mineralização IOCG, e, portanto, a fonte de calor do magmatismo provavelmente neoarqueano gerador do hornblenda gabro possivelmente transportariam e lixivariam fluidos bacinais penetrados na crosta em ambiente extensional em ca. 2,75 Ga depositando metais. Todavia, o

correto posicionamento destas rochas no contexto geológico da Domínio Carajás depende de novas tentativas de datação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, et al., **Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil**. *Precambrian Research*, v. 187, n.1–2, p.201–221.

ALMEIDA, JOSÉ DE ARIMATÉIA COSTA, DALL'AGNOL, ROBERTO ROCHA, MARCÍLIO CARDOSO. **Tonalite–Trondhjemite and Leucogranodiorite–Granite Suites From the Rio Maria Domain, Carajás Province, Brazil: Implications For Discrimination and Origin of the Archean Na-Granitoids**. *The Canadian Mineralogist*, v. 55, n. 3, p. 437–456, 14 Maio 2017. Disponível em: <<http://www.canmin.org/lookup/doi/10.3749/canmin.1600068>>.

BARROS, et al., **Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações Petrológicas e Tectônicas**. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n. 4, p. 531–538, 2004.

COSTA, M. L.; FERNANDEZ, O. J. C.; REQUELME, M. E. R. **O depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica**. DNPM-CT/mineral – ADIMB, 2005. cap. 5. p. 227- 333.

DALL'AGNOL, et al., **Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil**. *Lithos*, v. 80, n. 1-4 SPEC.ISS., p. 101–129, 2005.

DE MELO, et al., **Evolution of the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province (Brazil): Early syngenetic chalcopyrite overprinted by IOCG mineralization**. *Ore Geology Reviews*, v. 111.

FEIO, et al., **Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil**. *Precambrian Research*, v. 227, p. 157–185, Abr 2013.

FEIO, et al., **Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites?** *Lithos*, v. 151, p. 57–73, Out 2012.

GARCIA, Victor B et al., **The Neoproterozoic GT-34 Ni deposit, Carajás mineral Province, Brazil: An atypical IOCG-related Ni sulfide mineralization**. *Ore Geology Reviews*, v. 127, p.103773, 2020.

GARCIA. **A raiz do sistema IOCG de Carajás: alterações hidrotermais e mineralização níquelífera neoproterozoica no depósito GT-34**. 2018. v. 80. Dissertação (Mestrado em Geologia)—Universidade de Brasília, Brasília, 2018.

HUNGER, et al., **The Santa Lúcia Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: a Neoproterozoic (2.68 Ga) member of the granite-related copper-gold systems of Carajás.** *Mineralium Deposita*, v. 56, n. 8, p. 1521–1542, 2021.

DOCEGEO 1988. **Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás – Litoestratigrafia e principais depósitos minerais.** 35o Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, SBG, Proceedings, 11–54.

FEIO G.R.L 2011. **Magmatismo Granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: Implicações para a evolução crustal da Província Carajás.** Tese de Doutorado, UFPA, Brasil. 205p.

FEIO, G.R.L., DALL'AGNOL, R., DANTAS, E.L., MACAMBIRA, M.J.B., GOMES, A.C.B., SARDINHA, A.S., OLIVEIRA, D.C., SANTOS, R.D., e SANTOS, P.A., 2012, **Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites:** *Lithos*, 151:57–73.

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-.

GALARZA M.A., MACAMBIRA M.J.B. MOURA C.A.V. 2003. **Geocronologia Pb–Pb e Sm–Nd das rochas máficas do depósito Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA).** VII Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG.

GIBBS, A.K., WIRTH, K.R., HIRATA, W.K., E OLSZEWSKI JR., W.J., 1986, **Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás.** *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 201–211.

GRAINGER C.J, GROVES DI, TALLARICO F.H.B., FLETCHER I.R., 2008, **Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base and precious-metal mineralization:** *Ore Geology Reviews*, 33:451–489.

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.

HIRATA W.K., RIGON J.C., KADEKARU K., CORDEIRO A.A.C., MEIRELES E.M. 1982. **Geologia regional da Província Mineral de Carajas.** In: SBG, 1o Simposio de Geologia da Amazonia, Belem, PA, Anais, 1:100-109.

HITZMAN M.W., ORESKES N., EINAUDI M. 1992. **Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic ironoxide (Cu, U, Au, REE) deposits.** *Precambrian Research*, 58:241-287.

HITZMAN M.W. 2000. **Iron oxide-Cu-au deposits: what, where, when, and why.** In: Porter T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global*

perspective. Austral. Miner. Fund, Adelaide, 9-25.

HOLDSWORTH, e PINHEIRO, R., 2000, **The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: Insights from the Archean Carajás fault zone, Amazon, Brazil:** Journal of Structural Geology, 22:1105–1123.

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: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, Resumos Expandidos, 463-466.

HUNGER, R.B. 2017. **O depósito de óxido de ferro cobre-ouro (IOCG) Grota Funda, Domínio Carajás (PA): alteração hidrotermal, regime de fluidos e idade da mineralização.** Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UNICAMP, 92p.

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, Carajás Province (Pará State), Brazil.** Society of Economic Geology, 113:1769-1793.

HUNGER, R.B., XAVIER, R.P., MORETO, 2019. **Hydrothermal Alteration, Fluid Evolution, and Re-Os Geochronology of the Grota Funda Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposit, Carajás Province (Pará State), Brazil:** Economic Geology, 113(8):1769-1794.

LINDENMAYER, Z.G., PIMENTEL, M.M., RONCHI, L.H., ALTHOFF, F.J., LAUX, J.H., ARAÚJO, J.C., FLECK, A., BORTOWSKI, D.C., NOWATZKI, A.C., 2001. **Geologia do depósito de Cu-Au do Gameleira, Serra dos Carajás, Pará.**

MACHADO, et al., **U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil.** Precambrian Research, v. 49, n. 3–4, p. 329–354, 1991.

MARANGOANHA, BHRENNO E CARVALHO DE OLIVEIRA, DAVIS E DALL'AGNOL, Roberto. **The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization.** Lithos, v. 350–351, p. 105275, 2019.

MELO, et al., **Magmatic-hydrothermal fluids leaching older seafloor exhalative rocks to form the IOCG deposits of the Carajás Province, Brazil: Evidence from boron isotopes.** Precambrian Research, v. 365, n. p. 106412,

MELO, et al., **Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U-Pb geochronology.** Mineralium Deposita, v. 52, n. 5, p. 709–732, 2017

MONTEIRO, et al., **Metalogênese da Província carajás. Metalogênese da Províncias Tectônicas Brasileiras.** [S.l: s.n.], 2014. p. 43–92.

MORETO, et al., **Neoproterozoic and Paleoproterozoic Iron Oxide-Copper-Gold Events at the Sossego Deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb Geochronological Evidence**. *Economic Geology*, v. 110, n. 3, p. 809–835, 2015.

MORETO, et al., **Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide–copper–gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil**. *Mineralium Deposita*, v. 50, n. 5, p. 517–546, 2015. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s00126-014-0549-9>>.

MORETO, et al., **Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications**. *Mineralium Deposita*, v. 46, n. 7, p. 789–811, 28 Out 2011. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s00126-011-0352-9>>.

PIDGEON, et al., **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*, n. 166, p. 159–171, 2000.

PINHEIRO e HOLDSWORTH., **Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará**. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 4, p. 597–606, 2000.

PESTILHO, A.L.S., 2011. **Sistemática de isótopos estáveis aplicada à caracterização da evolução dos paleo-sistemas hidrotermais associados aos depósitos cupríferos Alvo Bacaba e Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA**: Unpublished MSc.

PIDGEON R.T., 2000. **Th-UPb isotopic systems and internal structures of complex zircons from the pium complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of the granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite**. *Chemical Geology*, 166:159- 171.

PINHEIRO, et al., **Uma breve revisão tectônica**. *Anais do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia Belém*, 2011 Carajás, Brasil

REED, S. J. B. **Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology**. 2nd Editio ed. [S.l.]: Cambridge University Press, 2006.

ROSSIGNOL, et al., **Unraveling one billion years of geological evolution of the southeastern Amazonia Craton from detrital zircon analyses**. *Chemical Geology*, V. 13, p 27-34, 2021.

SANTOS, João Orestes Schineider. **Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. 1ª ed. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003. p. 169–195.

SIEPIERSKI, Lincoln. **Geologia e Petrologia do Prospecto GT-34: Evidência de Metassomatismo de Alta Temperatura e Baixa fO_2 , Província Mineral Carajás, Brasil**. 2008. 72 f. Universidade de Brasília, 2008.

SILVA, Luciano Ribeiro e DE OLIVEIRA, Davis Carvalho e DOS SANTOS, Maria Nattânia Sampaio. **Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil)**. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 82, p. 33–61, Mar 2018.

SILVA, et al., **Mesoarchean migmatites of the Carajás Province: From intra-arc melting to collision**. *Lithos*, v. 388–389, p. 106078, 2021.

STRECKEISEN, et al., 1976. **Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks**. Stuttgart, *Internationale Zeitschrift für Geologie*, p. 773-786. (*Geologische Rundschau*, 63, n.2)

TASSINARI, e MACAMBIRA,. **Evolução Tectônica do Cráton Amazônico**. MANTESSONETO, V. e colab. (Org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 1. ed. São Paulo: Beca, 2004. p. 471–485.

TOLEDO, et al., **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*, v. 114, n. 1, p. 1–34, 2019.

VERNON, 2004. **A practical guide to rock microstructure**. Cambridge, Cambridge University Press, v. 1, 594p.

VERMEESCH, **IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology**. *Geoscience Frontiers*, v.9, n.5, p.1479–1493, 2018.

XAVIER, Roberto Perez e colab. **The Iron Oxide Copper-Gold Systems of the Carajás Mineral Province, Brazil**. HEDENQUIST, J. W.; HARRIS, M.; CAMUS, F. (Org.). *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe*. [S.l.]: Society of Economic Geologists, 2012.