UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

MARCEONILA MARCELA BEZERRA DA CUNHA

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS MINERAIS-MINÉRIO E GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM PIRITA POR LA-ICP-MS DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO DEPÓSITO SÃO FRANCISCO, FAIXA SERIDÓ, CURRAIS NOVOS (RN)

Recife
2023

MARCEONILA MARCELA BEZERRA DA CUNHA

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS MINERAIS-MINÉRIO E GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM PIRITA POR LA-ICP-MS DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO DEPÓSITO SÃO FRANCISCO, FAIXA SERIDÓ, CURRAIS NOVOS (RN)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestra em Geociências.

Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto.

Coorientador*:* Prof. Dr. Sebastião Rodrigo Cortez de Souza.

Recife

2023

Catalogação na fonte:
Bibliotecária Sandra Maria Neri Santiago, CRB-4 / 1267

C972c Cunha, Marceonila Marcela Bezerra da.
Composição química dos minerais-minério e geocronologia Pb-Pb em pirita por LA-ICP-MS da mineralização aurífera do depósito São Francisco, Faixa Seridó, Currais Novos (RN) / Marceonila Marcela Bezerra da Cunha. – 2023.
87 f.: il., fig., tab e siglas.

Orientador: Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto.
Coorientador: Prof. Dr. Sebastião Rodrigo Cortez de Souza.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Recife, 2023.
Inclui referências e apêndices.

1. Geociências. 2. Ouro. 3. Química mineral. 4. Geocronologia Pb-Pb. 5. Depósito São Francisco. 6. Faixa Seridó. I. Souza Neto, João Adauto de (Orientador). II. Souza, Sebastião Rodrigo Cortez de (Coorientador). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.) BCTG/2023-256

MARCEONILA MARCELA BEZERRA DA CUNHA

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS MINERAIS-MINÉRIO E GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM PIRITA POR LA-ICP-MS DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO DEPÓSITO SÃO FRANCISCO, FAIXA SERIDÓ, CURRAIS NOVOS (RN)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestra em Geociências. Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Aprovada em: 31/08/2023.

BANCA EXAMINADORA

_____

Prof. Dr. Sebastião Rodrigo Cortez de Souza (Presidente-Coorientador)
Universidade Federal de Pernambuco

_____

Prof. Dr. Lauro César Montefalco de Lira Santos (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

_____

Prof. Dr. Gorki Mariano (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

_____

Prof. Dr. Ricardo Guimaraes Sallet (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao Todo, fonte emanante de tudo que há e aos meus guias amados por terem guiado minha chegança até aqui.

Agradeço à minha ancestralidade, aos meus pais Cila e Bezerra por todo amor, aos meus avós, Francisca Carneiro, Manoel Carneiro, Petronila Cunha e Austelberto Cunha por serem sempre estrelas guia no firmamento, e aos meus irmãos pelo carinho. Vocês estão sempre presentes em minhas conquistas.

Obrigada Ricelly (BB) pelo amor, companheirismo e por aguentar minhas stitchisses matinais. Agradeço aos seletos companheiros de jornada a quem chamo de amigos, obrigada pelo carinho e arriações.

Meus sinceros agradecimentos ao querido mestre Prof. Dr. Germano Melo Júnior pela confiança, pelos incentivos, por toda sabedoria compartilhada e por sempre ter sempre acreditado no meu potencial.

Agradeço aos meus estimados orientadores e parceiros Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto e Prof. Dr. Sebastião Rodrigo Cortez de Souza, pela confiança, pelas orientações, trocas, risadas, pelos incentivos e aprendizados ao longo da jornada, os senhores são orogenéticos demais!

Meus agradecimentos à estimada geóloga Jucieny Barros pelo apoio de rocha e disponibilidade, agradeço a *Aura Minerals* pela parceria e por ter gentilmente cedido os dados e materiais necessários para realização dessa pesquisa.

Agradeço ao Prof. Dr. Mauro Geraldes e toda equipe do MultiLab da Universidade Estadual do Rio de Janeiro pela utilização do LA-ICP-MS, pela ótima recepção no laboratório, ensinamentos e relevantes contribuições para esta pesquisa.

Meus agradecimentos ao Laboratório de Geoquímica Aplicada ao Petróleo e Energia (LGAPE) da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) e sua equipe pela disponibilização dos microscópios e instalações, em especial ao Gabriel Albuquerque pelo apoio e companheirismo, ao Laboratório de Micropaleontologia Aplicada (LMA) / (UFPE) e sua equipe pela disponibilidade e uso do MEV-EDS, ao Laboratório de Mineralogia Aplicada (LEMA) / (UFPE) pela disponibilidade de equipamentos, materiais e todo suporte.

RESUMO

O depósito aurífero São Francisco (DASF), localizado no município de Currais Novos (RN), é do tipo ouro orogênico que consiste de veios de quartzo auríferos com dimensões que variam de centimétricas à métricas, encaixados em mica xistos neoproterozoicos do Grupo Seridó. Geologicamente, o depósito ocorre na Faixa Seridó, da Província Borborema, que corresponde a um cinturão de dobramentos associados a transcorrências. A região exibe várias ocorrências minerais, agrupadas em depósitos de ouro orogênico, skarns (W-Mo, W-Mo-Au-Bi-Te, Cu) e pegmatitos (Nb-Ta, Be, Li, ETR, U e gemas), configurando a Província Mineral do Seridó. A caracterização petrográfica e geoquímica dos minerais-minério associados ao ouro foi realizada com microscopia sob luz refletida e Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) acoplado com Espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS) e Detector de Elétrons Secundários (BSE). O EDS foi usado para a obtenção da composição química mineral e o BSE para o imageamento de mais elevada resolução dos minerais investigados. Os sulfetos e arsenieto que constituem a paragênese do ouro são pirita>pirrotita>arsenopirita>galena>calcopirita>lollingita. Subordinadamente ocorrem calcita e clorita associadas à esta paragênese. A alteração hidrotermal desenvolvida nos mica xistos em torno das vênulas e veios auríferos produzem halos de alterações (muscovita, sericita e clorita) com cerca de 1 a 5 m de largura. A partir das análises de composição química mineral foi possível se conhecer a assinatura geoquímica do fluido mineralizante, sendo caracterizada por Ag, Pb, As, Zn, Co e Ni. Estas análises permitiram identificar, pela primeira vez no depósito, a ocorrência da lollingita ($FeAs_2$) em equilíbrio textural com arsenopirita e pirita, característica de depósitos auríferos mesotermais. A partir das associações minerais e texturas obtidas com o estudo petrográfico detalhado, foram identificados dois estágios hidrotermais, um de mineralização e o outro de remobilização do ouro, ambos com sulfetos associados. O estágio de mineralização de ouro é caracterizado pela cristalização de sulfetos (pirita I > pirrotita I > arsenopirita I > galena I) em geral euédricos à subédricos, apresentando granulação entre 0,01mm e 1 mm apresentando e contatos retos e bem definidos. O estágio de remobilização do ouro também é definido pela cristalização de sulfetos (pirita II e III, arsenopirita II, galena II e III > calcopirita I e II > lollingita), que na maioria das vezes são anédricos, caracterizados pelas texturas de substituição por galena ao longo de fraturas em pirita e minerais da ganga (quartzo, biotita, estaurolita), pirita em pirrotita e minerais da ganga (quartzo, biotita, plagioclásio) e calcopirita em pirita. Foram obtidas idades modelo Pb-Pb em pirita por LA-ICP-MS para o estágio de mineralização entre 516 e 500 Ma e para o estágio de

remobilização entre 499 e 484 Ma. As idades encontradas são compatíveis com aquelas de alojamento de corpos pegmatíticos e reativação de zonas de cisalhamento na Faixa Seridó. A partir das razões isotópicas de chumbo $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$ obtidas com LA-ICP-MS pode-se apontar o manto como possível fonte do chumbo do DASF.

Palavras-chave: ouro; química mineral; geocronologia Pb-Pb; Depósito São Francisco; Faixa Seridó.

ABSTRACT

The São Francisco gold deposit (DASF), located in the municipality of Currais Novos (RN), is of the orogenic gold type, consisting of gold-bearing quartz veins embedded in Neoproterozoic mica schists of the Seridó Group. Geologically, the deposit is inserted in the Seridó Belt, in the Borborema Province, which corresponds to a belt of folds associated with transcurrences. The region exhibits several mineral occurrences, grouped in deposits of orogenic gold, skarns (W-Mo, W-Mo-Au-Bi-Te, Cu) and pegmatites (Nb-Ta, Be, Li, REE, U and gems), configuring the so-called Province Seridó Mineral. The petrographic and geochemical characterization of the ore-minerals associated with gold was performed using reflected light microscopy and a Scanning Electron Microscope (SEM) coupled with an Energy Dispersive Spectrometer (EDS) and a Secondary Electron Detector (BSE). The EDS was used to obtain the mineral chemical composition and BSE for higher resolution imaging of the investigated minerals. The sulfides and arsenide that constitute the paragenesis of gold are pyrite>pyrrhotite>arsenopyrite>galena>chalcopyrite>löllingite. Subordinately occur calcite and chlorite associated with this paragenesis. Hydrothermal weathering developed in the mica schists around gold veins and veins produces weathering halos (muscovite, sericite and chlorite) about 1 to 5 m wide. From the analyses of mineral chemical composition, it was possible to know the geochemical signature of the mineralizing fluid, being characterized by Ag, Pb, As, Zn, Co and Ni. These analyzes allowed identifying, for the first time in the deposit, the occurrence of löllingite (FeAs2). The occurrence of löllingite, an iron arsenide found in mesothermal gold deposits, in textural equilibrium with arsenopyrite and pyrrhotite, points to an enrichment of arsenic in the studied deposit. From the mineral associations and textures obtained with the detailed petrographic study, two stages were identified, one of mineralization and the other of gold remobilization, both with associated sulfides. The mineralization stage is characterized by the crystallization of sulfides (pyrite I > pyrrhotite I > arsenopyrite I > galena I) generally euhedral to subhedral, coarse-grained and with straight and well-defined contacts. The remobilization stage is defined by the crystallization of sulfides (pyrite II and III, arsenopyrite II, galena II and III > chalcopyrite I and II > löllingite), which in most cases are anhedral, characterized by the injection textures of galena along fractures in gangue minerals and pyrite, in addition to chalcopyrite in pyrite. Model Pb-Pb ages in pyrite were obtained by LA-ICP-MS for the mineralization stage between 516 and 500 Ma and for the remobilization stage between 499 and 484 Ma. The ages found are compatible with those of pegmatitic bodies and the activity of shear zones in the Seridó Belt. From the average isotopic ratios of lead

$^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ in the samples MF-180, MF-181 and MF-182 obtained with LA-ICP-MS, the mantle can be identified as possible geological environment source for the lead of the DASF.

Keywords: gold; mineral chemistry; Pb-Pb geochronology; São Francisco Deposit; Seridó Belt.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização e vias de acesso do DASF, localizado no município de Currais Novos, no estado do Rio Grande do Norte 16
Figura 2 – Mapa de localização das principais ocorrências de ouro do Seridó. 18
Figura 3 - Tipos de depósito de ouro e ambientes tectônicos. 19
Figura 4 - Fluxograma simplificado das etapas metodológicas 23
Figura 5 - Figura mostrando o funcionamento do MEV 25
Figura 6 - Mapa simplificado Província Borborema subdividida em três Subprovíncias: Meridional, Zona Transversal e Setentrional. Em destaque o DASF, algumas mineralizações de ouro orogenético e depósitos skarníferos de W, W-Mo, W-Au 30
Figura 7 – Mapa aeroradiométrico composição ternária (RGB) K-eTh-eU mostrando os terrenos, Seridó, São José do Campestre, Rio Piranhas e Granjeiro que pertencem ao Domínio Rio Grande do Norte e sua delimitação feita pela Zona de Cisalhamento Patos na porção sul e a Zona de Cisalhamento Jaguaribe na porção oeste 31
Figura 8 - Mapa geológico simplificado da área onde está inserido o DASF 35
Figura 9 - Caracterização dos sulfetos presentes nos micaxistos do DASF 41
Figura 10 - Aspectos texturais das alterações hidrotermais presentes nos micaxistos do DASF 44
Figura 11 – Aspectos texturais das alterações hidrotermais presentes nos micaxistos do DASF 45
Figura 12 - Aspectos texturais das alterações hidrotermais presentes nos micaxistos do DASF 46
Figura 13 - Aspectos texturais das alterações hidrotermais presentes nos micaxistos do DASF 47
Figura 14 - Aspectos texturais das alterações hidrotermais presentes nos micaxistos do DASF 48
Figura 15 – Composição química mineral dos sulfetos do DASF, amostra FG-024. 53
Figura 16 - Composição química mineral dos sulfetos do DASF, amostra: FG-024 54
Figura 17- dos sulfetos do DASF, amostra FG-084b 54
Figura 18- Composição química mineral dos sulfetos do DASF, amostra FG-084b 55
Figura 19 - Composição química mineral dos sulfetos do DASF, amostra: FS-020 56
Figura 20 - Composição química mineral dos sulfetos do DASF, amostra: FS-020 57

Figura 21- Fotomicrografias e mapas composicionais dos minerais minério e da ganga do DASF, Amostra FG-044 59
Figura 22 - Correlações entre as ocorrências minerais do ouro e dos sulfetos do DASF, suas fases e estágios de cristalização 61
Figura 23 - Correlações entre as ocorrências minerais do ouro e dos sulfetos do DASF, suas fases e estágios de cristalização 62
Figura 24 – Diagrama *Weighted Average* mostrando as idades modelo Pb-Pb calculadas a partir dos dados de razões isotópicas de Pb obtidas em pirita por LA-ICP-MS, em amostra de pirita da paragênese do ouro do DASF (Amostra MF-180) 65
Figura 25 - Diagrama *Weighted Average* mostrando as idades modelo Pb-Pb calculadas a partir dos dados de razões isotópicas de Pb obtidas em pirita por LA-ICP-MS, em amostra de pirita da paragênese do ouro do DASF (Amostra MF-181) 66
Figura 26 - Diagrama *Weighted Average* mostrando as idades modelo Pb-Pb calculadas a partir dos dados de razões isotópicas de Pb obtidas em pirita por LA-ICP-MS, em amostra de pirita da paragênese do ouro do DASF (Amostra MF-182) 66
Figura 27 - Curvas de evolução de isótopos de chumbo do DASF (amostras MF- 180, MF-181, MF-182) baseadas no modelo da Plumbotectônica de Zartman e Doe (1981). Em (a) estão representadas as razões $^{207}Pb/^{204}Pb$ *vs.* $^{206}Pb/^{204}Pb$ e em (b) as razões $^{208}Pb/^{204}Pb$ *vs.* $^{206}Pb/^{204}Pb$ 72

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Composições estequiométricas e de composição química pontual dos sulfetos e arsenieto analisados por MEV-EDS 51
Tabela 2 - Composição química pontual de minerais minérios da paragênese do ouro com MEV-EDS-BSE em amostras representativas do DASF 52
Tabela 3 - Composição química pontual de minerais minérios da paragênese do ouro com MEV-EDS-BSE do DASF 56
Tabela 4 - Composição química pontual do ouro MEV-EDS-BSE 58
Tabela 5 - Comparativo dos dados geocronológicos do DASF 67
Tabela 6 - Análise descritiva dos dados realizada com o *software* Jamovi 2.25® 69
Tabela 7 – Razões isotópicas de chumbo em pirita das amostras MF-180, MF-181 e MF-182 do DASF 69
Tabela 8 - Razões isotópicas de chumbo estabelecidas por Zartman e Doe (1981) para distinguir ambientes geológicos de proveniência do chumbo e as razões isotópicas de chumbo obtidas a partir das amostras analisadas do DASF 71

LISTA DE SIGLAS

Ag	Prata
Al	Alumínio
Apy	Arsenopirita
As	Arsênio
Au	Ouro
Bt	Biotita
Cal	Calcita
Ccp	Calcopirita
Chl	Clorita
Co	Cobalto
Cu	Cobre
BSE	*Back Scattered Detector* - Detector de Retroespalhamento de Elétrons
DASF	Depósito Aurífero São Francisco
DCC	Domínio Ceará Central
DMC	Domínio Médio Coreaú
DRGN	DRGN - Domínio Rio Grande do Norte
DS	DS - Domínio Sul
DZT	Domínio Zona Transversal
EDS	Espectroscópio de Energia Dispersiva
ETR	Elementos Terras Raras
Fe	Ferro
Gn	Galena
Gt	Goethita
JORC	*Joint Ore Reserves Committee*
LA-ICP-MS	Espectrometria de Plasma com Espectrômetro de Massa Acoplado
LEMA	Laboratório de Estudos Metalogenéticos Aplicados
LGAPE	Laboratório de Geoquímica Aplicada ao Petróleo e Energia
LMA	Laboratório de Micropaleontologia Aplicada
Lo	Lollingita
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura
Mo	Molibdênio

MSWD	*Mean Squared Weighted Deviation*
Ni	Níquel
Pb	Chumbo
Pl	Plagioclásio
Po	Pirrotita
Py	Pirita
Qtz	Quartzo
S	Enxofre
Si	Silício
Tj	Terreno Jaguaribe
TRPS	Terreno Rio Piranhas-Seridó
TSJC	Terreno São José do Campestre
UFPE	Universidade Federal de Pernambuco
W	Tungstênio
ZCP	Zona de Cisalhamento Patos
ZCPA	Zona de Cisalhamento Patos
ZCPE	Zona de Cisalhamento Pernambuco
ZCPJ	Zona de Cisalhamento Picuí João Câmara
ZCSF	Zona de Cisalhamento São Francisco
ZCSP	Zona de Cisalhamento Senador Pompeu
Zn	Zinco
ZCSM	Zona de Cisalhamento Santa Mônica

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 16
1.1 LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS GERAIS DO DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO (DASF) 16
1.2 OURO OROGÊNICO 19
1.3 OBJETIVOS: GERAL E ESPECÍFICOS 21
1.4 JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA DO TEMA 21
2 METODOLOGIA 23
2.1 LEVANTAMENTO DE DADOS 23
2.2 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA 23
2.3 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA (MEV-EDS-BSE) 24
2.4 COLETA DE AMOSTRAS 26
2.5 DATAÇÃO Pb-Pb EM PIRITA (LA-ICP-MS) 26
2.6 INTEGRAÇÃO DOS DADOS 27
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL 29
3.1 PROVÍNCIA BORBOREMA 29
3.2 DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE 30
3.2.1 Faixa Seridó 31
3.2.2 Grupo Seridó 32
4 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL 34
4.1 DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO 34
5 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA 37
5.1 DESCRIÇÃO DOS FUROS DE SONDAGEM E COLETA DAS AMOSTRAS 37
5.1.1 Furo de sondagem 525-01 37
5.1.2 Furo de sondagem CRDD-132 38
5.1.3 Furo de sondagem CRDD-176 38
5.1.4 Furo de sondagem CRDD-178 38
5.1.5 Furo de sondagem CRDD-180 38
5.1.6 Furo de sondagem CRDD-181 38
5.1.7 Furo de sondagem CRDD-182 38
5.2 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS ENCAIXANTES 39
5.2.1 Granada-biotita xisto ± cordierita ± silimanita 39
5.2.2 Muscovita-biotita xisto ±sillimanita ±granada 39

5.2.3 Muscovita-sillimanita-biotita xisto ± granada 40
5.3 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO OURO, SULFETOS, ÓXIDO, HIDRÓXIDO E ARSENIETO 40
5.4 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E SUAS TEXTURAS 42
6 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DO OURO, SULFETOS E ARSENIETO 50
6.1 ANÁLISE DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS SULFETOS E ARSENIETO 50
6.2 ANÁLISE DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA OURO 57
6.3 CARACTERÍSTICAS DO FLUIDO MINERALIZANTE DO DASF 60
6.4 SÍNTESE DAS FASES DE MINERALIZAÇÃO DO OURO, DOS SULFETOS E ARSENIETO DO DASF 60
7 IDADE DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO DASF 63
7.1 IDADES MODELO Pb-Pb EM PIRITA (LA-ICP-MS) 63
7.2 FONTE DO CHUMBO ASSOCIADA AO OURO NO FLUIDO MINERALIZANTE ... 68
8 CONCLUSÃO 73
REFERÊNCIAS ..... ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.
APÊNDICE A - CORRELAÇÃO DAS FIGURAS COM OS FUROS DE SONDAGEM, AMOSTRAS, INTERVALOS E ROCHAS 85
APÊNDICE B - CORRELAÇÃO DAS IDADES MODELO PB-PB EM PIRITA COM AS AMOSTRAS, ESTÁGIOS DE CRISTALIZAÇÃO, MINERAL E ROCHA 87

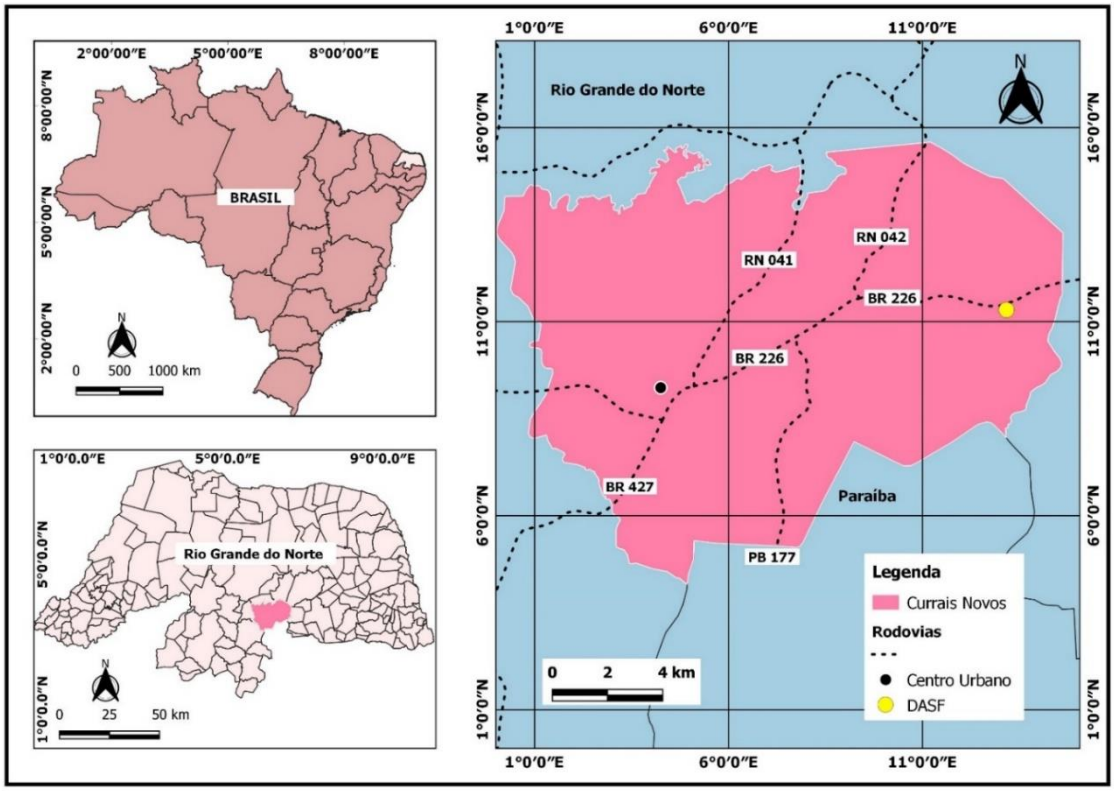
1 INTRODUÇÃO

Neste Item foram contemplados a localização do Depósito Aurífero São Francisco e seus aspectos gerais, o estado da arte sobre ouro orogênico, objetivo geral e específicos e a justificativa e relevância deste trabalho.

1.1 LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS GERAIS DO DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO (DASF)

O Depósito Aurífero São Francisco (DASF) está localizado (Figura 1) 30 km a nordeste do município de Currais Novos no estado do Rio Grande do Norte (RN) e tem como via de acesso rodoviário a BR-226. Currais Novos faz parte de um conjunto de vinte e cinco municípios que formam o Seridó Potiguar, região que tem se consolidado como província metalífera do estado e é alvo de exploração desde a década de 1940.

Figura 1 - Mapa de localização e vias de acesso do DASF, localizado no município de Currais Novos, no estado do Rio Grande do Norte



Fonte: A Autora (2023).

De acordo com Dantas e Morais (2001) o estado do Rio Grande do Norte apresenta um grande potencial mineral, com diversas descobertas de depósitos minerais nas últimas décadas,

dentre essas estão: depósitos de minerais metálicos, gemas, metais nobres, rochas e de minerais industriais. Dantas e Morais (2001) ressaltam que no final da década de 1970 o Seridó tornou-se o segundo centro de produção mineral do Nordeste sendo superado apenas pelo estado da Bahia.

O período que alavancou o setor mineral no RN foi a Segunda Guerra mundial (1939-1945), quando se intensificaram as buscas por minérios estratégicos, tais como, tântalo, tungstênio, berilo, encontrados na província metalífera do Seridó, com o intuito de suprir as necessidades da indústria bélica (Lima, 2009).

A exploração de ouro no DASF remonta ao início da década de 1940, feita por garimpeiros locais. Todavia, apenas cerca de quarenta anos depois foram fixadas as primeiras empresas de mineração na região. A Itaperiba Mármores e Granitos Ltda. em 1977, entre 1980 e 1990 a Xapetuba Ltda. e a MGP Mineração e Agropecuária Ltda. investiram e movimentaram recursos no setor mineral na região. A mina São Francisco, onde está situado o DASF, foi incorporada ao Projeto Borborema. Este projeto visa a implantação de uma planta de extração e beneficiamento mineral de ouro em uma área de 490 hectares, sendo executada pela Cascar Brasil Mineração Ltda., subsidiária da *Big River Gold*, empresa australiana (Gomes; Andrade, 2019).

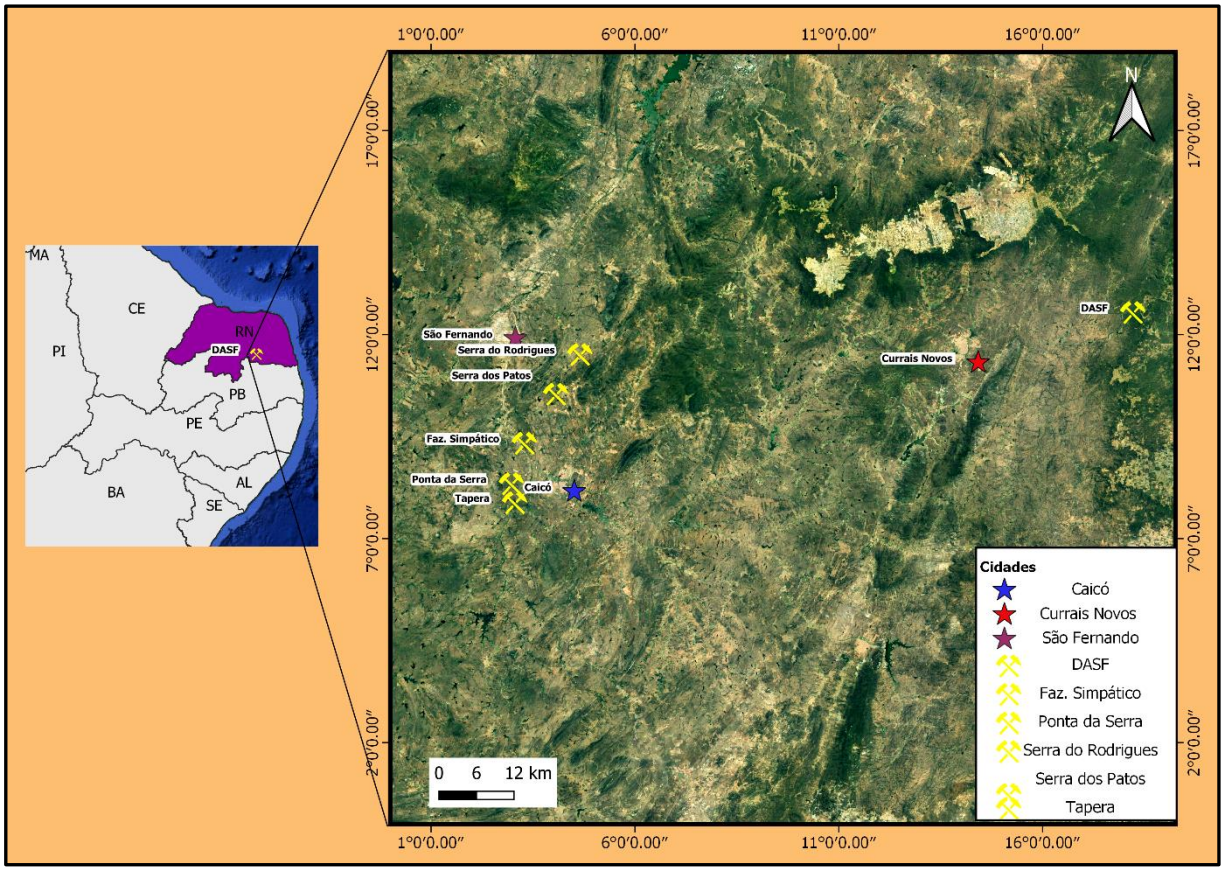
Em setembro de 2022, já no curso da realização desta dissertação, a mineradora canadense *Aura Minerals* adquiriu o controle acionário da mineradora australiana *Big River Gold* e o Projeto Borborema passa a fazer parte dos projetos de exploração da empresa no Brasil (Diniz, 2022). De acordo com a *Aura Minerals* o Projeto Borborema é uma mina a céu aberto com profundidade estimada de até 300 metros abaixo da superfície e corpo de minério consistentemente de 30 a 35 metros de espessura, podendo chegar até 50 metros. Os recursos e reservas destacam um corpo de minério único contínuo e consistente, com aproximadamente 3,5 km de comprimento. Não foram encontrados problemas metalúrgicos com o minério e os testes metalúrgicos indicam recuperações de ouro de 92,1% (Aura Minerals, [2017]).

As reservas provadas e prováveis são de 785 mil onças de ouro com recursos medidos e indicados de 1.687 mil onças de ouro. O Projeto Borborema tem uma estimativa de recursos minerais compatível com o Código JORC (*Joint Ore Reserves Committee/* Comitê Conjunto de Reservas Minerais) de 2,43 Moz e uma Reserva de Minério de 42,4 Mt contendo 1,61 Moz de ouro a um teor médio de 1,18 g/t Au (Big River Gold, [201-]).

As mineralizações de ouro são de grande relevância econômica e geológica, não apenas para o estado do RN, mas também para o Brasil. O DASF é a ocorrência de ouro mais expressiva na Faixa Seridó, outras mineralizações auríferas de relevância (Figura 2) são: Tapera e Ponta

da Serra, no município de Caicó; Fazenda Simpático, Serra do Rodrigues e Serra dos Patos, no município de São Fernando (Trindade *et al*., 2008). Outros depósitos minerais mais relevantes que destacam a importância geológica e econômica da Faixa Seridó são: pegmatitos mineralizados (Nb-Ta, Be, Li e gemas), skarns (e.g. W-Mo, W-Mo-Au-Bi-Te, Cu) (Coutinho; Alderton, 1998; Souza Neto *et al*., 2008; Santos *et al*., 2014).

Figura 2 – Mapa de localização das principais ocorrências de ouro do Seridó



Fonte: A Autora (2023). Imagem: *Map Data* © 2015 Google.

A mineralização aurífera do DASF está associada às zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais São Francisco, Santa Mônica e Picuí João Câmara, nas quais ocorre a circulação de fluidos hidrotermais por meio de estruturas de segunda e terceira (falhas e fraturas) ordem interagindo com as rochas encaixantes e formando novas assembleias minerais (Araújo *et al*., 2002).

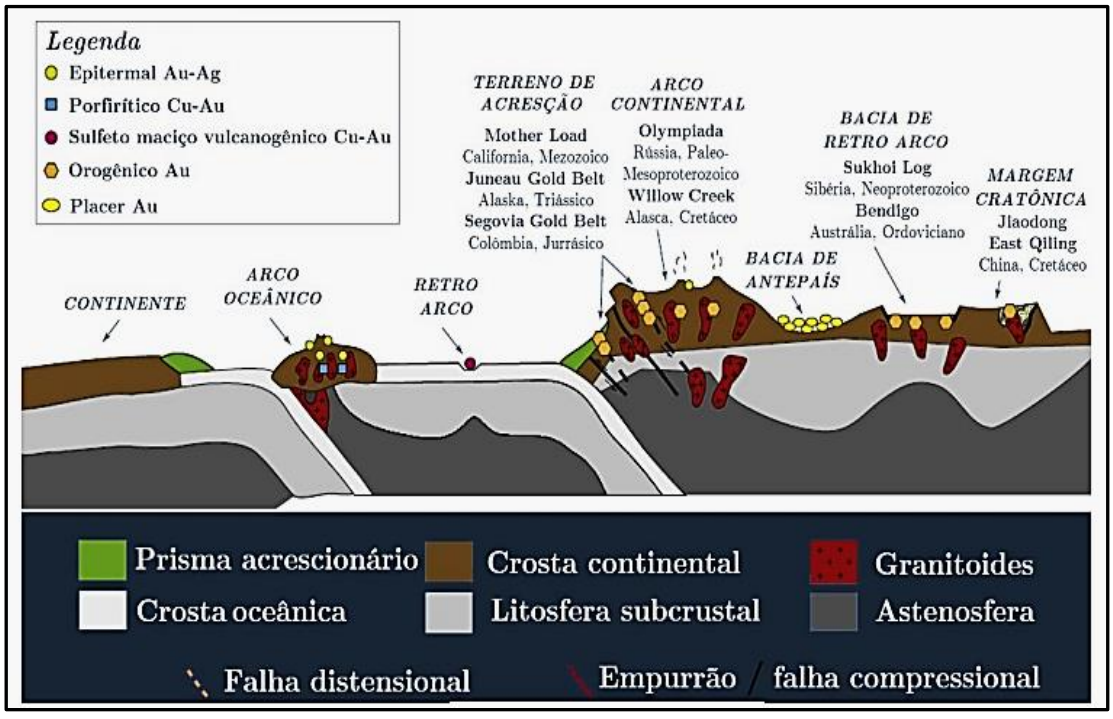
O DASF é classificado como um depósito de ouro orogênico e caracterizado pela ocorrência de veios de quartzo mineralizados com ouro associado a sulfetos e a presença de carbonatos subordinados (Coutinho, 1994; Luiz-Silva, 1995, 2000; Silva, 2021). Groves *et al.* (1998) foi um dos trabalhos percussores sobre depósitos de ouro orogênico associando a ocorrência à ambientes compressivos a transpressionais e tem como característica marcante a ocorrência em terrenos metamórficos de todas as idades.

1.2 OURO OROGÊNICO

Os depósitos de ouro orogênico têm sido amplamente estudados e discutidos por vários autores (Sillitoe; Thompson, 1998; Goldfarb; Groves, 2015; Lysytsyn, 2015; Wyman; Cassidy; Hollings, 2016; Gaboury, 2013; Groves *et al.*, 2019; Davies *et al.*, 2020).

O termo ouro orogênico foi estabelecido por Groves *et al*. (1998), seguindo Gebre-Mariam, Hagemann e Groves (1995) para classificar depósitos denominados mesotermais e de natureza epigenética. Segundo Groves *et al*. (1998) os depósitos de ouro orogênicos são gerados a partir de processos compressionais e transpressionais concernentes a orógenos colisionais ou acrescionários (Figura 3). Embora esses depósitos ocorram numa ampla faixa de idade, desde o Arqueano até o Cenozoico, os primeiros são os mais expressivos, com elevados teores de ouro (Goldfarb; Groves; Gardoll, 2001). Tipos de depósito de ouro e ambientes tectônicos

Figura 3 - Tipos de depósito de ouro e ambientes tectônicos



Fonte: Modificado de Goldfarb e Groves (2015).

Groves *et al.* (2022) classifica, segundo padrões geodinâmicos, os ambientes tectônicos de formação dos depósitos de ouro orogênico como sendo invariavelmente ambientes acrescionários ou, menos comumente, colisionais relacionados à subducção (Goldfarb; Groves; Gardoll, 2001; Goldfarb *et al.*, 2005), indicando que as margens convergentes são o cenário

dinâmico crítico. Esses depósitos são caracterizados por sistemas de veios dominados por quartzo, sulfetos, principalmente de Fe, e carbonatos (Groves *et al.,* 1998).

Inúmeros tipos de rocha hospedam os depósitos de ouro orogênico, geralmente em Províncias Fanerozoicas, esses depósitos são hospedados em rochas metassedimetares, com grau metamórfico que varia desde fácies menos elevadas como xisto verde, chegando a graus de metamorfismo superiores (Groves *et al*., 1998, 2003, 2005; Goldfarb *et al*., 2005).

Os depósitos de ouro orogênico são comumente associados a zonas de cisalhamento que, em sua maioria, estão relacionadas a terrenos metamórficos de baixo grau, na fácies xisto verde, porém também encontrados depósitos de médio grau em fácies anfibolito a alto grau metamórfico em fácies granulito (Hodgson, 1989; McCuaig; Kerrich, 1998; Groves *et al.*, 2003). O modelo de ouro orogênico apresentado por Groves *et al*. (1998) e Goldfarb *et al*. (2005) propõe que depósitos orogênicos podem ser gerados em um espectro extenso de condições crustais com profundidades de 6 a 12 km e temperaturas entre 150°C a 475°C.

Gebre-Mariam, Hagemann e Groves (1995) classifica os depósitos de ouro orogênicos em três categorias, Epizonal (150-300°C, 0,5-1.5 kb, <6 km), Mesozonal (300-475°C, 1,5-3.0 kb, 6-12 km) e Hipozonal (475-700°C, 3-6 kb, >12 km), de acordo com a profundidade de ocorrência do depósito. O DASF pode ser classificado como depósito mesozonal apresentando as características concernentes à temperatura, profundidade da mineralização e pressão dessa categoria. Sugerindo que esses depósitos podem ser gerados amplamente na crosta, em quase qualquer profundidade, o que associa uma variação de temperatura de 180ºC a 750ºC.

Os fluidos formadores de minério são gerados pela desvolatilização da crosta durante o metamorfismo em orógenos ativos. A ocorrência dos depósitos de ouro orogênico acontece dentro da zona de transição frágil-dúctil da crosta superior, classificada como zona sismogênica continental em orogênicos jovens que separam a crosta inferior da porção sobrejacente da crosta (Nassif *et al.*, 2022).

A circulação de fluidos apresenta um controle estrutural, ao longo de falhas, e zonas de cisalhamento. O fluido mineralizante migra através de estruturas de segunda e terceira ordem nos quais ocorrem as alterações hidrotermais e a precipitação de ouro (Kerrich, 1986; Legrand; Magini, 1992; Streit; Cox, 1998; Luiz-Silva, 2000; Araújo *et al.*, 2001; Dantas *et al.*, 2002; Trindade; Sá; Macedo, 2008).

É comum a associação do ouro com outros elementos químicos, os depósitos de ouro orogênico são identificados por assinaturas geoquímicas com padrão de enriquecimento em Au, Ag, As, Sb e Hg, por vezes apresentando elevados teores de Se, Te, W e Bi. Até mesmo os depósitos do tipo *Gold Only*, depósitos que não produzem metais base de forma substancial,

apresentam teores de Ag e Sb, que eventualmente podem agregar valor econômico ao depósito (Phillips; Powell, 1993; Groves *et al*., 1998, 2005; Goldfarb *et al*., 2005; Phillips; Powell, 2010, 2015).

A maior parte do ouro orogênico foi formado em três períodos distintos no tempo geológico: o Neoarqueano (ca. 2700-2400 Ma), o Paleoproterozoico (ca. 2100-1800 Ma) e o Fanerozoico (ca. 650 Ma). A geração de ouro nesses períodos está correlacionada a dois fatores, o primeiro a ocorrência de tectônica acrescionária, processo fundamental para ocorrência desse tipo de depósito, e o segundo a oxigenação oceânica que facilitou o processo de absorção de ouro em pirita biogência e diagenética que se tornou a fonte de ouro durante e posterior ao processo de acresção e metamorfismo (Goldfarb; Groves; Gardoll, 2001; Tomkins, 2013).

1.3 OBJETIVOS: GERAL E ESPECÍFICOS

Esta dissertação tem como objetivo geral a caracterização da assinatura geoquímica dos metais presentes nos fluidos formadores da mineralização aurífera e a obtenção da idade do evento mineralizante atuante no Depósito Aurífero São Francisco, Currais Novos (RN). Para tal foram traçados três objetivos específicos:

(i) Caracterização petrográfica e textural, além da composição química mineral dos minerais minérios da paragênese do Au com uso do microscópio ótico de luz refletida e do Espectroscópio de Energia Dispersiva (EDS) e um Detector de Elétrons Retroespalhados (BSE), acoplados ao Microscópio de Varredura Eletrônica (MEV);

(ii) Avaliar a fonte dos elementos traço associados à mineralização a partir da associação geoquímica dos metais presentes nos minerais-minérios e razões isotópicas de Pb em pirita;

(iii) Obter a idade da mineralização aurífera pelo método de datação Pb-Pb da pirita associada ao ouro utilizando LA-ICP-MS.

1.4 JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA DO TEMA

A mineração é uma atividade de grande relevância para a economia e desenvolvimento de muitas atividades de cunho social, industrial e tecnológico, além de atrair investimentos para o setor de pesquisa mineral viabilizando a localização, caracterização e exploração de novos depósitos minerais.

O DASF está situado em uma região de grande potencialidade metalogenética, consequentemente o entendimento dos processos genéticos associados à mineralização aurífera, dos minerais-minérios e a compreensão do arcabouço geológico estrutural desta área é de grande relevância para caracterização deste tipo de depósito.

O ouro tem sido valorizado desde os tempos antigos por sua beleza e imutabilidade e a maior parte do ouro que é produzido hoje é destinada à fabricação de joias. Entretanto, devido à sua condutividade elétrica superior e resistência à corrosão, dentre outras propriedades físicas e químicas, o ouro também despontou no final do século 20 como um metal industrial essencial. Em adição, o ouro também desempenha funções críticas em computadores, equipamentos de comunicação, espaçonaves, motores de aeronaves a jato e uma série de outros produtos (USGS, 2023).

Atualmente o ouro é uma *commodity* estratégica e o entendimento dos depósitos e suas peculiaridades é fundamental para fomentar a atividade exploratória e economia mineral. Atualmente, dos mais de 70 *exchange markets* que negociam *commodities* no mundo, minimamente 13 contém contratos de ouro em suas *commodities* (Wanderley, 2015).

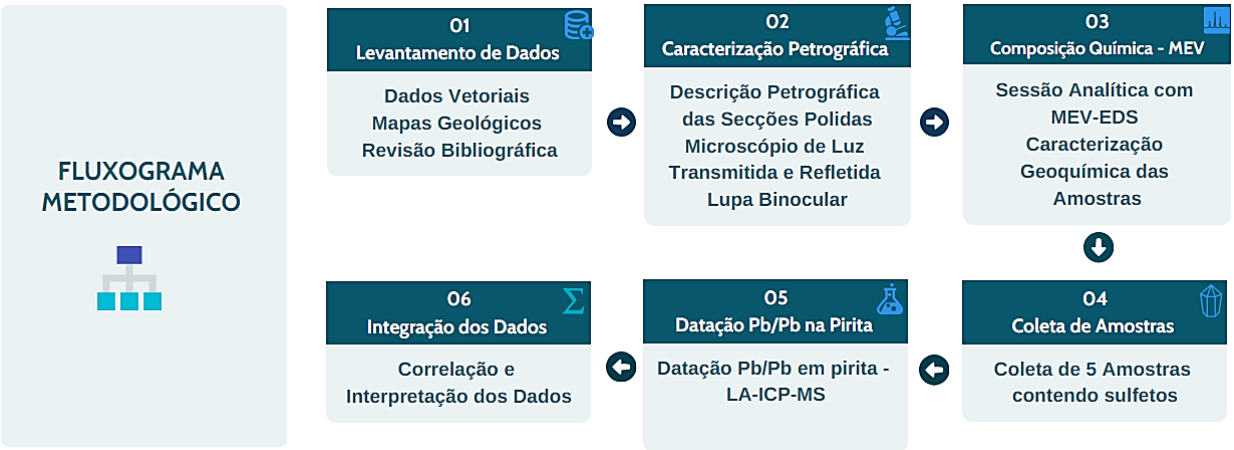
O faturamento do setor mineral em 2022 foi de 250 milhões de reais, sendo o ouro a terceira substancia mineral mais importante, contribuindo com 9,6% desse total produzido (IBRAM, 2022).

Este trabalho traz contribuições importantes, a partir da caracterização geoquímica, a descoberta de um novo mineral e das idades obtidas, não apenas para o DASF (Faixa Seridó), mas também para a Província Borborema, uma vez que traz dados relevantes à caracterização e a exploração de depósitos de ouro do tipo orogênico na região.

2 METODOLOGIA

Neste capítulo serão apresentados e descritos os métodos e materiais utilizados na realização desta pesquisa. A Metodologia (figura 4) está dividida em seis etapas, descritas sucintamente no fluxograma a seguir**.**

Figura 4 - Fluxograma simplificado das etapas metodológicas



Fonte: A Autora (2023).

2.1 LEVANTAMENTO DE DADOS

A primeira etapa dessa pesquisa foi o levantamento bibliográfico concernente ao contexto geológico da área de estudo, das características do DASF, modelos genéticos dos depósitos de ouro orogênicos e suas classificações.

Foram utilizadas as cartas geológicas SB.24-Z-B-II (Dantas *et al.*, 2012) folha Currais Novos, SB.24-Z-B-I (Costa *et al.*, 2018) folha Caicó e SB.24-Z-B-III (Cunha; Oliveira, 2014) folha Santa Cruz do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), ambas na escala 1:100.000, que serviram como base para interpretações geológicas e estruturais da área. Nessa etapa também foram pesquisados artigos, livros e materiais para o desenvolvimento desse trabalho.

2.2 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

Para realização desta etapa foram disponibilizadas 36 lâminas polidas e 13 delgadas, porém, para realização da datação Pb-Pb foi necessário coletar cinco amostras mineralizadas com sulfetos e posteriormente elaborar cinco lâminas polidas, totalizando 41 lâminas polidas analisadas em microscópio de luz refletida. A coleta será descrita no tópico 2.4.

As lâminas delgadas com as iniciais FS são referentes ao furo de sondagem 525-01com profundidade total de 120,55 metros, e as lâminas delgadas FG são referentes ao furo de sondagem CRDD-132 com profundidade total de 354,61 metros. E as lâminas delgadas com inicias MF são referentes aos furos de sondagem CDRR-176 (MF-176) com profundidade total de 448,85 metros, CRDD-178 (MF-178) com 394,5 metros, CRDD-180 (MF-180) com 385,25 metros, CRDD-181 (MF-181) com 343,9 metros, e CRDD-182 (MF-182) com 421,75 metros.

Das 41 lâminas polidas analisadas, foram selecionadas quatro para realizar a caracterização geoquímica e petrográfica dos sulfetos e do ouro com o MEV-EDS-BSE, esta escolha foi feita com base na ocorrência de ouro e sulfetos. As análises feitas com microscópio de luz transmitida foram realizadas para classificação das rochas, caracterização mineralógica e correlações texturais e estruturais.

O estudo ao microscópio dos minerais opacos, sob luz refletida, foi realizado para identificação e classificação dos minerais minérios e do ouro nativo, através do microscópio *Olympus BX40*, com aumento de 4 a 50X e captura digital de imagem. Em adição foi realizada uma caracterização dos testemunhos com Lupa Binocular *Zeiss Stemi 508*.

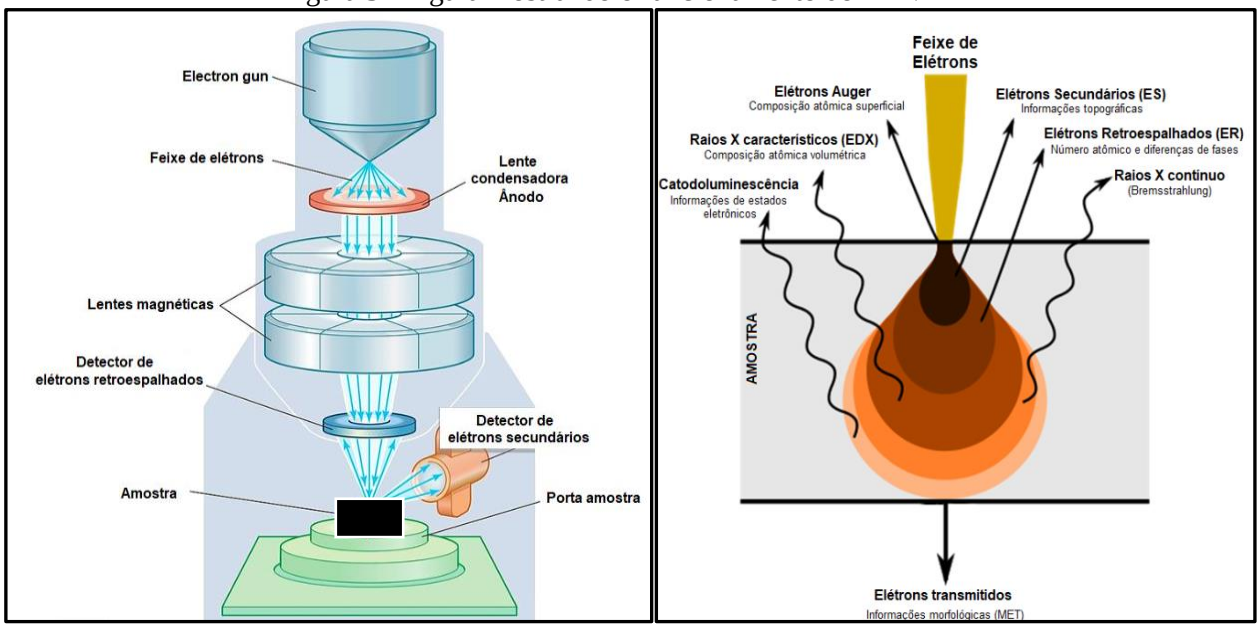
As análises, descrições petrográficas e aquisições de imagens foram feitas com microscópio de luz transmitida, refletida e lupa binocular, realizadas no LEMA/UFPE (Laboratório de Estudos Metalogenéticos Aplicados) e no LGAPE/UFPE (Laboratório de Geoquímica Aplicada ao Petróleo e Energia).

2.3 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA (MEV-EDS-BSE)

A utilização da microscopia de varredura eletrônica vem se popularizando por ser capaz de produzir imagens de alta ampliação, até 300.000 vezes, e resolução (Reed, 1996).

O princípio de funcionamento (Figura 5) do MEV consiste na emissão termiônica de um feixe de elétrons oriundo de um filamento metálico, a partir da interação entre o feixe e a amostra os elétrons perdem energia por dispersão e absorção formando um volume de interação, retratando a superfície em análise (Reed, 1996).

Figura 5 - Figura mostrando o funcionamento do MEV



Fonte: Manzani (2019).

O MEV equipado com unidade de microanálise EDS possibilita identificar a composição química elementar qualitativa e semiquantitativas da amostra sendo possível identificar superfícies frágeis, dúcteis, informações sobre a morfologia e identificação de elementos químicos de uma amostra sólida de modo rápido e acurado. O limite de detecção é da ordem de **0,1-0,5%,** podendo variar de acordo com as especificações utilizadas na análise (Reed, 1996).

As análises químicas petrográficas feitas no MEV foram realizadas no Laboratório de Micropaleontologia Aplicada (LMA), Departamento de Geologia da UFPE, em uma Microscópio de Varredura Eletrônica *PHENOM XL Desktop SEM* integrado ao espectroscópio EDS para análises elementares e pontuais qualitativas e a um detector BSE (*back scattered detector*) que produz imagens nítidas e fornece informações de contraste químico.

O equipamento possui o dispositivo *X-RAY Window*, uma janela ultrafina de nitreto de silício (Si_3N_4) que permite a detecção dos elementos B a Am. Os minerais foram analisados sob as condições padrões de voltagem de 15 kV.

2.4 COLETA DE AMOSTRAS

A coleta das amostras de sulfetos foi realizada no dia 09 de agosto de 2022, no Depósito São Francisco, Currais Novos/RN, com a colaboração da equipe técnica da *Aura Minerals*. A seleção e coleta das amostras de sulfetos deu-se em cinco testemunhos de sondagem, CRDD-176, CRDD-178, CRDD-180, CRDD-181 e CRDD-182, de acordo com a descrição macroscópica prévia, que consta no banco de dados da empresa. Os intervalos dos testemunhos que apresentam ocorrência de sulfetos foram previamente separados, gentilmente, pela equipe da *Aura Minerals* e disponibilizado para seleção.

Posteriormente foram selecionadas cinco amostras contendo sulfetos, representando várias profundidades e com texturais distintas, em vias de obter-se as diferentes gerações de sulfetos associados à mineralização aurífera. A apartir das amostras selecionadas foram elaboradas cinco lâminas polidas para complementar a caracterização petrográfica e servirem como base para a datação Pb-Pb em pirita com o LA-ICP-MS.

2.5 DATAÇÃO PB-PB EM PIRITA (LA-ICP-MS)

A geoquímica isotópica tem sido vastamente utilizada na caracterização e elaboração de modelos genéticos de depósitos minerais, por obter importantes resultados, dentre eles estão: idade e natureza da fonte dos fluidos mineralizantes; idade de migração e tipo do fluido, a caracterização do processo de interação fluido-rocha, controles da mineralização, idade e temperatura da precipitação e concentração dos metais, e preservação da mineralização (Ferreira *et al*., 2007).

O chumbo (Pb) é um elemento traço de ocorrência moderada na crosta terrestre sendo constituinte de vários minerais. Os isótopos naturais do Pb em ordem de abundância são: ^{208}Pb (52,4%), ^{206}Pb (24,1%), ^{207}Pb (22,1%), ^{204}Pb (1,4%). Dentre os quatro apenas o ^{204}Pb não é radiogênico. Os demais isótopos de Pb são resultantes do decaimento radioativo do ^{238}U, do ^{235}U e do ^{232}Th, respectivamente. Dessa forma pode-se relacionar a quantidade de Pb em um mineral como sendo a quantidade de Pb não radiogênico somada à quantidade de Pb radiogênico formada por decaimento radioativo (Dickin, 1995; Marguí *et al*., 2007).

Os estudos dos isótopos de Pb mostra que a geração de depósitos está condicionada à idade das rochas e a evolução da crosta terrestre com determinadas razões isotópicas (Doe, 1968; Doe; Zartman, 1979; Zartman; Haines, 1988). O LA-ICP-MS é amplamente utilizado em

diversas áreas da ciência, inclusive na geologia sendo aplicado em análises pontuais para determinação de concentrações de elementos traços, em análises isotópicas *in situ* e na análise global de sólidos (Amante *et al*., 2004). Outra aplicação é na caracterização de zonações de elementos traços, como de terras raras em granada, perfilagens laterais e verticais no estudo da alteração de minerais, a obtenção de informações diretas de inclusões fluidas (Fryer; Jackson; Longerich, 1993; Poitrasson; Chenery; Bland, 1996; Audétat; Günther; Heinrich, 1998).

As análises das amostras de pirita foram realizadas em LA-ICP-MS (Ablação a Laser com Espectrometria de Plasma com Espectrômetro de Massa Acoplado), no Laboratório Multiusuário de Meio Ambiente e Materiais (MultiLab) (Figura 5), da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ).

O ICP-MS do modelo *Element 2 da Thermo Scientific™*, monocoletor e o LA do tipo *Photon Machine American*, o equipamento de alta resolução foi calibrado para detecção das razões isotópicas com uma configuração especial para detectar uma variedade de elementos como ^{238}U, ^{202}Hg, ^{232}Th e os isótopos de chumbo ^{208}Pb, ^{206}Pb, ^{207}Pb e ^{204}Pb. Os gases usados pelos equipamentos são o hélio para a tocha e o argônio para o resfriamento do equipamento e o diâmetro do feixe de 30µm.

Antes de realizar as análises com as amostras foram analisados os padrões BB (zircão) inicialmente estudado por Santos *et al*. (2017) e NIST612 (vidro sintético) com valores de referência de Jochum *et al*. (2011). Após a calibração do equipamento e a análise dos padrões foram realizadas as análises das amostras e obtidas as razões isotópicas $^{206}Pb/^{204}Pb$ e $^{207}Pb/^{204}Pb$, utilizadas no cálculo da idade da mineralização aurífera.

2.6 INTEGRAÇÃO DOS DADOS

A integração de dados foi a última etapa da pesquisa e teve como objetivo integrar todos os dados obtidos nas etapas anteriores e promover uma melhor caracterização do DASF e entendimento dos processos pertinentes à mineralização aurífera do depósito. Essa etapa foi realizada através de correlações e comparações geológicas, estatísticas dos dados já existentes na literatura e dos dados produzidos nessa dissertação, resultando em tabelas, figuras e dados distribuídos ao longo da dissertação.

Os dados petrográficos obtidos do trabalho previamente realizado por Silva (2021) permitiram uma melhor compreenção da sequencia paragenética do depósito e detalhamento da

zona de alteração hidrotermal apontando para uma fase de alteração supergênica, a partir da identificação da jarosita e goethita.

Em adição foram reunidos amostras dos testemunhos de sondagem e dados referentes a profundidades, teores de ouro, litologias, alterações disponibilizados pela *Aura Minerals*, que juntamente com os dados acima citados permitiram caracterizar a mineralização de ouro. Os dados bibliográficos e cartográficos disponibilizados pela CPRM nas folhas (1:100.0000) Currais Novos, Caicó e Santa Cruz foram agregados possibilitando correlações geológicas.

Após a junção desses dados e revisão bibliográfica foram realizadas as análises petrográficas com microscópio de luz transmitida e a posteriori a caracterização geoquímica dos minerais-minério com o MEV-EDS-BSE. A última etapa de integração foi com os dados geocronológicos que revelaram novas informações sobre a idade da mineralização com datação Pb-Pb na pirita além da obtenção de idades modelo.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Neste item foram abordados os tópicos sobre a geologia regional do Depósito Aurífero São Francisco a saber, Província Borborema, Domínio Rio Grande do Norte, Faixa Seridó e Grupo Seridó.

3.1 PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema é uma das principais províncias estruturais do Brasil, ocupa uma área com cerca de 450.000 km^2 no nordeste do Brasil e aloja importantes ocorrências minerais (Brito Neves *et al.,* 2000).

É resultante da convergência entre os Crátons Oeste África-São Luiz, Amazônico e São Francisco Congo que gerou o amalgamento e acresção de distintos terrenos tectôno-estratigráficos no final da orogênese Brasiliano-Pan Africana (ca. 600 Ma) (Jardim de Sá, 1994; Caby *et al.*, 1991; Dantas, 1997; Dantas *et al*., 2004; Souza *et al*., 2016; Santos *et al.,* 2020).

Limita-se ao sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a leste e norte por bacias sedimentares marginais. É compreendida como um extenso cinturão de dobramentos e zonas de cisalhamento que foram retrabalhados por eventos tectôno-magmáticos durante o ciclo Bralisiliano (Santos *et al*., 2014).

Extensas zonas de cisalhamento delimitam os domínios estruturais da Província Borborema documentadas pelos diversos pulsos magmáticos desde o Paleoproterozoico até o Neoproterozoico, além de registrar uma complexa história de evolução tectono-metamórfica (Dantas, 1997; Dantas *et al*., 2013; Souza *et al*., 2016).

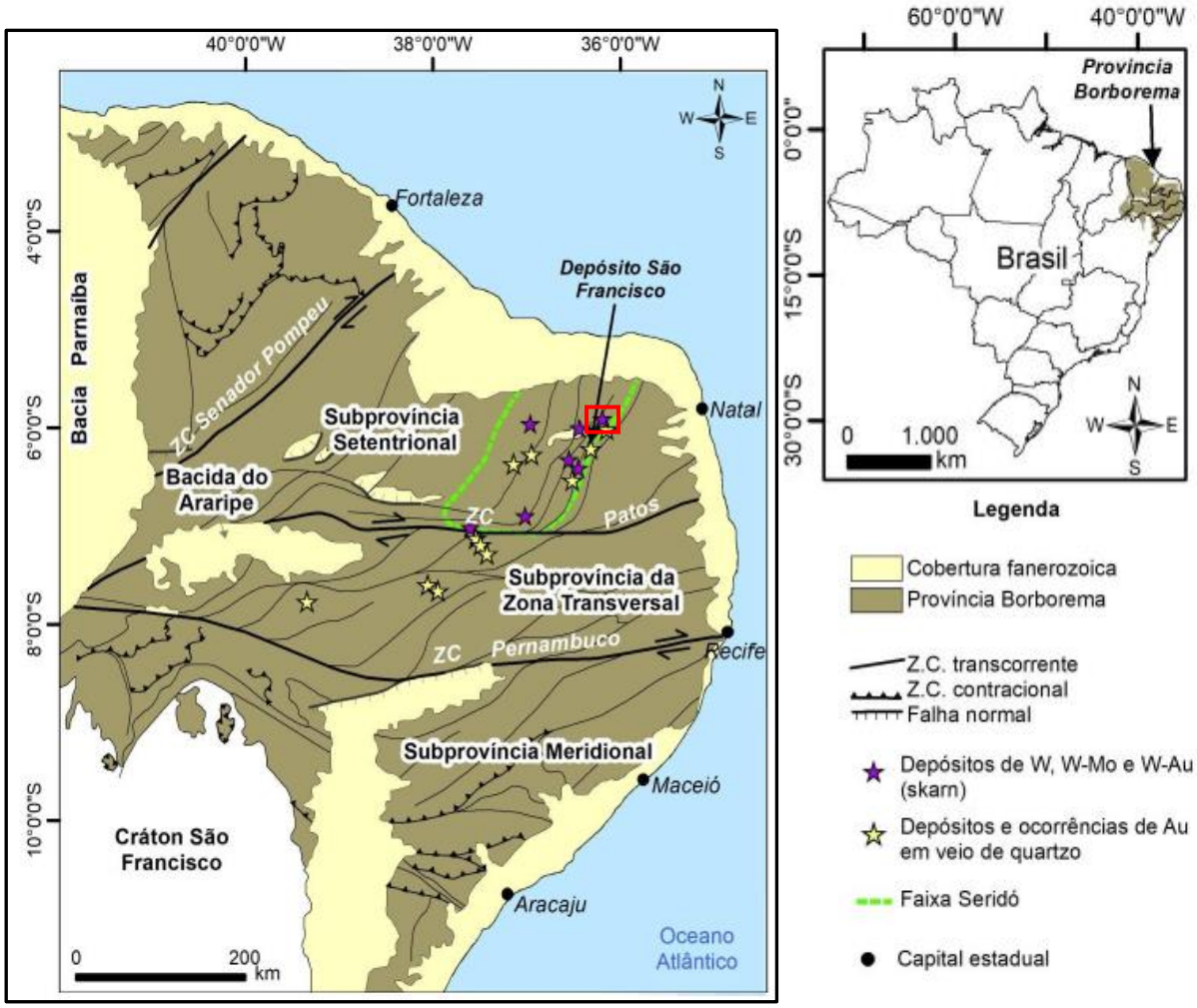
A divisão da Província em cinco grandes subprovíncias (Figura 6), Médio Coreaú, Ceará Central, Setentrional, Transversal e Meridional, proposta por Santos e Medeiros (1999) e corroborada por Brito Neves *et al.* (2020), acrescentou detalhamento tectono-estratigráfico e descrição de eventos acrescionários e colisionais.

A Faixa Seridó, onde está inserido o DASF, faz parte da Subprovíncia Setentrional, que é limitada pelas zonas de cisalhamento Patos ao norte e Senador Pompeu a oeste (Brito Neves *et al*., 2000; Rodrigues; Brito Neves, 2008).

As zonas de cisalhamento supracitadas se ramificam em falhas e zonas de cisalhamento de menor porte que alojam várias mineralizações de importância econômica, a saber, a mineralização de ouro orogênico do DASF, pegmatitos mineralizados com Sn, Be, Ta, Nb, Li,

ETR, *skarns* de W, W-Mo e polimetálico (W-Mo-Au-Bi-Te) (Luiz-Silva, 1995; Luiz-Silva; Legrand; Xavier, 2000; Souza Neto *et al*., 2008; Santos *et al*., 2014).

Figura 6 - Mapa simplificado Província Borborema subdividida em três Subprovíncias: Meridional, Zona Transversal e Setentrional. Em destaque o DASF, algumas mineralizações de ouro orogenético e depósitos skarníferos de W, W-Mo, W-Au



Fonte: Modificado de Souza Neto *et al*. (2008); Santos (2014) e Silva (2021).

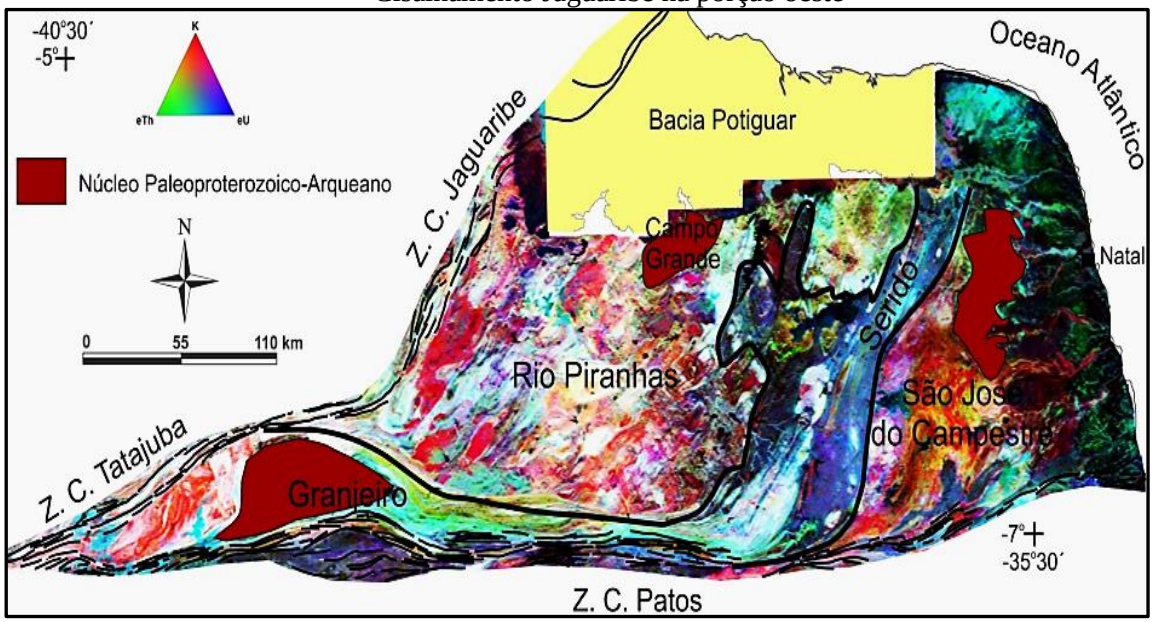
3.2 DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

O Domínio Rio Grande do Norte (DRGN) (Figura 7) é um terreno tectôno-estratigráfico formado pela colagem e amalgamento de fragmentos crustais envolvendo tipos de rocha distintas com diferentes idades. Os terrenos São José do Campestre, Rio Piranhas, Seridó, Jaguaribe e Granjeiro compõe o DRGN (Santos, 1996; Brito Neves *et al.*, 2000).

As zonas de cisalhamento que delimitam o DRGN são consideradas relevantes descontinuidades físicas que apresentam cinemática predominantemente dextral. A delimitação

do DRGN é feita pelas zonas de cisalhamento Patos ao norte e Jaguaribe a noroeste (Brito Neves *et al*., 2000).

Figura 7 – Mapa aeroradiométrico composição ternária (RGB) K-eTh-eU mostrando os terrenos, Seridó, São José do Campestre, Rio Piranhas e Granjeiro que pertencem ao Domínio Rio Grande do Norte e sua delimitação feita pela Zona de Cisalhamento Patos na porção sul e a Zona de Cisalhamento Jaguaribe na porção oeste



Fonte: Oliveira (2020).

Segundo Souza *et al*. (2007), o DRGN é, em sua totalidade, intrudido por granitoides ediacaranos colocados em 575-540 Ma, e na maioria das vezes, controlados pela cinemática transcorrente das zonas de cisalhamento presentes na região. Recentemente Hollanda *et al*. (2017) trazem dados geocronológicos adicionais e mais precisos para o magmatismo granítico da Faixa Seridó, por exemplo com a obtenção da idade U-Pb (SHRIMP) de 527 ± 8 Ma na biotita de (leuco)granitos no plúton de Cerro Corá, sendo mais jovem obtida até o momento para essas rochas.

3.2.1 Faixa Seridó

A Faixa Seridó, compreende uma sequência de rochas supracrustais neoproterozoicas limitadas ao sul pela Zona de Cisalhamento Patos (ZCPa) e ao norte pela Bacia Potiguar. Essa Faixa apresenta um grande potencial econômico devido a ocorrência de depósitos de ouro orogênico, como o DASF objeto de estudo desta dissertação (Coutinho, 1994; Coutinho; Alderton, 1995, 1998; Luiz-Silva, 1995, Luiz-Silva; Legrand; Xavier, 2000), *skarns* de W, W-

Mo e polimetálicos (e.g. *W-Mo, W-Mo-Au-Bi-Te, Cu*) (Souza Neto *et al*., 2008), pegmatitos mineralizados com Sn, Be, Ta, Nb, Li, ETR, U e gemas (Almeida *et al*., 1981; Santos *et al*., 2014).

Durante o ciclo Brasiliano as rochas da Faixa Seridó passaram por um intenso processo de deformação e metamorfismo, as condições metamórficas variaram de fácies xisto verde a anfibolito, chegando à fácies granulito na sua porção central, onde a assembleia mineral inclui: andaluzita, cordierita e sillimanita (Lima, 1987). Esse contexto favoreceu o desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes (Caby *et al*., 1991; Jardim de Sá *et al.* 1995; Archanjo *et al.*, 2013).

Dentro da sequência de rochas da Faixa Seridó se encontra o Grupo Seridó que é composto por rochas metapelíticas, agrupadas em três formações geológicas sendo, da base para o topo, Jucurutu, Equador e Seridó, que estão descritas no subitem a seguir.

3.2.2 Grupo Seridó

Caby *et al*. (1989) descreve o Grupo Seridó como parte de um extenso cinturão de xistos neoproterozoicos que, em uma reconstrução do Gondwana, pode ser rastreado intercontinentalmente. Na porção africana, se estende nos Escudos de Nigéria e Hoggar compondo o cinturão Trans-Saara.

A formação dessa megaestrutura se deu após o desenvolvimento dos crátons São Francisco e África Ocidental (Santos *et al.,* 2014). As análises isotópicas Sm-Nd e idades de zircão detrítico em rochas do Grupo Seridó apresentadas por Van Schmus *et al.* (2003) e Hollanda *et al.* (2015), sugerem uma idade de 610-650 Ma para a deposição da sequência.

O Grupo Seridó engloba uma sequência de rochas supracrustais de idade ediacarana sotopostas ao embasamento composto por ortognaisses migmatíticos e rochas metavulcanossedimentares. Três formações compõe o Grupo Seridó: na base da sequência a Formação Jucurutu, a Formação Equador, na porção intermediária, e a Formação Seridó, no topo (Jardim de Sá; Salim, 1980; Jardim de Sá, 1994; Santos *et al*., 2014; Hollanda *et al*., 2015).

A Formação Jucurutu, é constituída por paragnaisses quartzo-feldspáticos com biotita, havendo ocorrência de óxidos de ferro, muscovita, epidoto, apatita e zircão como minerais acessórios. A Formação Equador é composta por muscovita-quartzitos e quartzo-xistos com ocorrência de quartzitos feldspáticos com muscovita, quartzitos ferríferos, paragnaisses e intercalações de metaconglomerados (Jardim de Sá; Salim, 1980; Jardim de Sá, 1994; Angelim *et al.*, 2006; Trindade; Sá; Macedo, 2008; Santos *et al*., 2014).

A Formação Seridó, na qual está inserida o DASF, é composta por micaxistos com ocorrência locais de níveis enriquecidos em aluminossilicatos e ferromagnesianos: andaluzita, sillimanita, cordierita. Ao longo desta última formação ocorrem intercalações subordinadas e localizadas de quartzitos, mármore, rochas metavulcânicas, rochas calciosilicáticas e metaconglomerados e corpos de pegmatítico (Luiz-Silva, 2000; Trindade; Sá; Macedo, 2008), de idade cambriana (Beurlen, 1995; Baumgartner *et al.*, 2006).

4 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

Neste item foram abordados os tópicos sobre a geologia local do Depósito Aurífero São Francisco aspectos geológicos e da evolução metamórfica-estrutural da área.

4.1 DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO

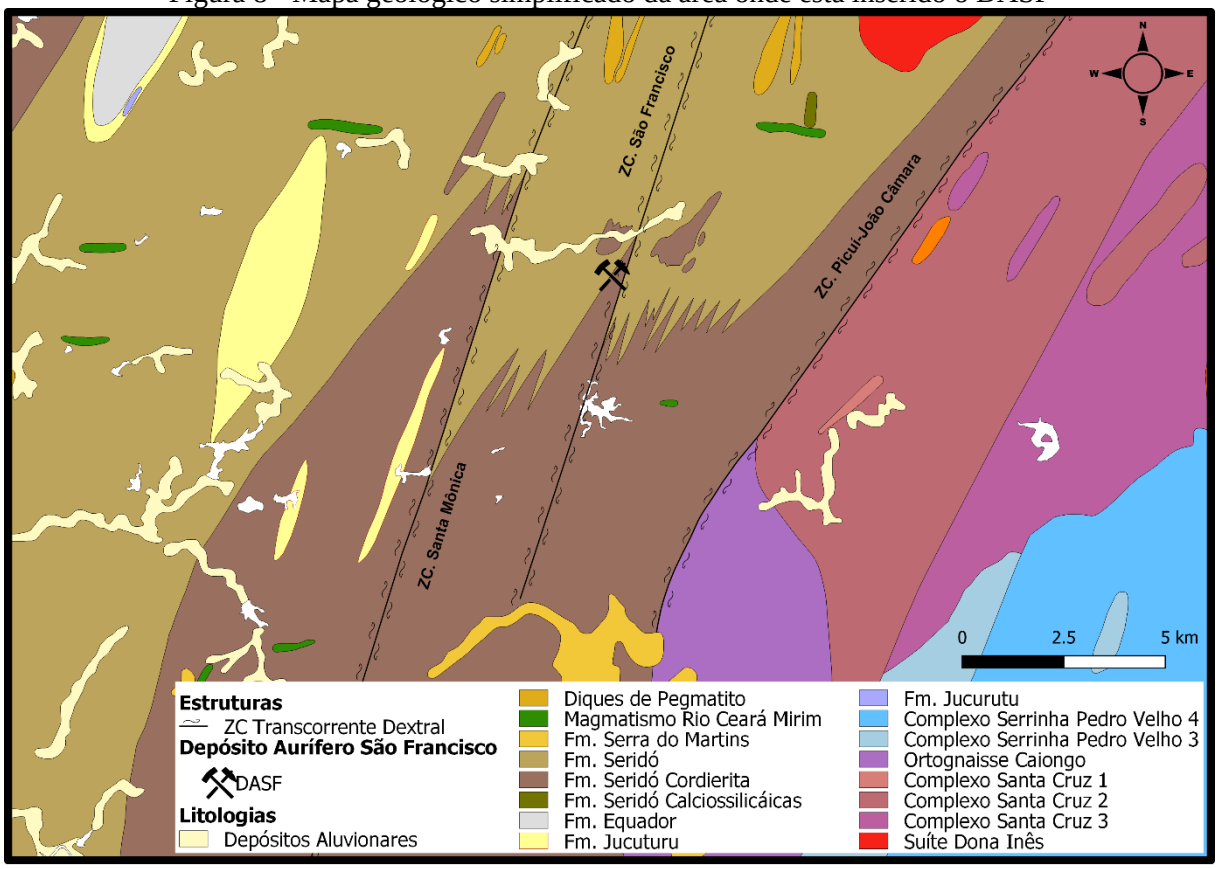
De acordo com as classificações propostas por Goldfarb e Groves (2015) e Gebre-Mariam *et al*. (1995), o DASF pode ser classificado como depósito de ouro orogênico mesozonal, associado ao ambiente tectônico de acrescionários. Luiz-Silva (2000) descreve a geometria do DASF como amendoada, apresentando um *trend* estrutural NE, e controlado por zonas de cisalhamento. A estruturação do DASF tem sido interpretada como decorrente de uma deformação progressiva, indicada principalmente por uma inflexão gradual do mergulho da foliação de 15° para 80° SE, que caracteriza a evolução de S_2, foliação original de baixo ângulo afetada pelas transcorrências e dobramentos, para S_3 (alto ângulo) (Luiz-Silva; Hackspacher; Legrand, 1997).

A mineralização de ouro ocorre hospedada em veios de quartzo nos micaxistos da Formação Seridó (Figura 8), em escala regional são representados por um granada-biotita xisto, com foliação bem impressa. São descritas três gerações de veios de quartzo no DASF. A primeira geração de veios de quartzo corresponde aos veios de cisalhamento e é hospedeira da mineralização aurífera. Esses veios ocorrem em enxames ou isoladamente e estão associados às faixas de maior deformação, podendo ser contínuos por dezenas de metros e apresentar *boudins.* A segunda geração de veios de quartzo é eventualmente mineralizada, com veios que apresentam poucos metros de espessura, e ocorrem ladeando as zonas de maior deformação.

Os veios de quartzo ocorrem ladeados por zonas de intensa deformação e se apresentam concordantes com a foliação S_3 em cortes sub-horizontais e dobrados em cortes verticais, sendo entendidos como resultado de uma injeção de fluido na foliação dobrada. Enquanto a terceira geração de veios é estéril, menos numerosa e ocorre em fraturas T e R’ (Luiz-Silva, 2000).

As rochas encaixantes do minério são a granada-biotita xisto e cordierita-biotita xisto, que por ação do cisalhamento e dos fluidos hidrotermais, transformaram-se na rocha hospedeira do minério, o muscovita-sillimanita-plagioclásio-biotita xisto. A associação paragenética do minério é composta por pirita+pirrotita±calcopirita±galena, apresentando em fases tardias a marcassita e goethita/limonita, e raramente molibdenita (Luiz-Silva, 2000).

Figura 8 - Mapa geológico simplificado da área onde está inserido o DASF



Fonte: Folha Santa Cruz SB.24-Z-B-III (Cunha *et al*., 2013) elaborada pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) na escala 1:100.000.

De acordo com Luiz-Silva (2000), dois tipos de metamorfismo ocorrem no DASF, o metamorfismo regional e o hidrotermal. O primeiro está correlacionado à baixa circulação de água e gás carbônico e condicionando a cristalização/recristalização mineral e aos processos deformacionais. O segundo está relacionado a maior circulação de fluidos, caracterizado localmente, pela penetração de fluido nos micaxistos na zona da granada, produzindo minerais índices aluminosos como estaurolita, cordierita e similanita.

A evolução metamórfica-estrutural da área é complexa e, resumidamente, compreende quatro eventos deformacionais. O evento D_1, o mais antigo, que é caracterizado pela geração de um bandamento composicional S_1 milimétrico a centimétrico é posteriormente submetido a um metamorfismo progressivo originando uma estrutura secundária a foliação S_2 com baixo ângulo e mergulho entre 10 a 35º SE marcando o início do evento deformacional D_2 (Luiz-Silva, 2000).

Com a continuidade de D_2, as estruturas S_1 foram obliteradas e a foliação S_2 sofreu inflexão modificando o ângulo de mergulho de baixo para alto ângulo e gerando uma foliação S_3. Luiz-Silva (1995) propuseram o limite teórico de passagem de S_2 para S_3 como sendo a

partir do ângulo de mergulho de 35°. O evento D_3 foi descrito como gerador de uma clivagem de plano axial, xistosidade. O evento deformacional D_3, por sua vez obliterou as estruturas pretéritas e resultou na formação de dobras. O evento D_4 é responsável pela instalação de zonas de cisalhamento transpressivas e pelo retrometamorfismo, recristalizando clorita, sericita, albita e epidoto (Jardim de Sá *et al*., 1994).

Dados geotermobarométricos, baseados na composição química mineral e obtidos nas rochas encaixantes e no minério, indicam que os micaxistos do DASF atingiram um pico metamórfico na zona da cordierita-andaluzita de aproximadamente 574°C ± 30°C, com condições metamórficas de pressão entre 4,4 e 4,5 kbar. (Luiz-Silva, 2000)

O evento metamórfico-hidrotermal que afetou as rochas metapelíticas da região do DASF desencadeou transformações químicas nas rochas da zona da granada (granada-biotita xisto), as quais evoluíram posteriormente para a zona da cordierita-andaluzita (granada-biotita-cordierita xisto) e para a zona da sillimanita-muscovita (granada-biotita-sillimanita-muscovita xisto) (Luiz-Silva, 2000).

Alterações hidrotermais e oxidação ocorrem amplamente no DASF, sendo que Coutinho (1994) descreve minerais de alteração supergênica na área do DASF como jarosita ($KFe_3(SO4)_2(OH)_6$), goethita ($FeO(OH)$), maghemita (γ-Fe_2O_3) e piromorfita ($Pb_5(PO_4)_3Cl$). Silva (2021) também descreveu a jarosita ($KFe_3(SO4)_2(OH)_6$), produto da oxidação da pirrotita e pirita, que ocorre, predominantemente, nas bordas de pirita.

A idade da mineralização aurífera, cerne desta dissertação, também foi abordada em trabalhos anteriores. Em ambos, as datações foram realizadas nas rochas hospedeiras da mineralização. O trabalho de Trindade (2000), que a partir de análises isotópicas Rb-Sr em rocha total no sillimanita-muscovita xisto, obteve a idade 554±19 Ma.

A formação da mineralização aurífera ocorre em dois episódios hidrotermais de acordo com Araújo *et al*. (2005). O primeiro entre 510–520 Ma e o segundo entre 500–506 Ma, a partir de datações feitas pelo método $^{40}Ar/^{39}Ar$ em biotita e muscovita dos halos de alteração hidrotermal, geneticamente relacionadas à mineralização de ouro. Nesta dissertação serão apresentadas idades modelos (Capítulo 7) obtidas pelo método Pb-Pb em pirita, sulfeto associado diretamente ao ouro.

5 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

As análises petrográficas partiram, primeiramente, da descrição dos testemunhos de sondagem e identificação das litologias correspondentes presentes em cada furo de sondagem estudado, e posteriormente foi feita a caracterização petrográfica, microscópica, a partir das lâminas delgadas polidas feitas com as amostras coletadas nos furos de sondagem. Todos os furos de sondagem utilizados para amostragem, assim como todos os dados referentes às distribuições dos teores de ouro nos mesmos foram cordialmente cedidos pela *Aura Minerals*.

5.1 DESCRIÇÃO DOS FUROS DE SONDAGEM E COLETA DAS AMOSTRAS

Ao todo foram utilizadas as informações de sete furos de sondagem, dois desses (525-01 e CRDD-132) foram descritos anteriormente no trabalho de Silva (2021) e suas informações foram cedidas pela autora. Os outros cinco furos (CRDD-176, CRDD-178, CRDD-180, CRDD-181, CRDD-182) de sondagem foram descritos e realizadas a coleta de cinco amostras contendo sulfetos para aprofundar a caracterização petrográfica e realizar a datação.

Foram identificadas três litologias a partir da composição modal das rochas: (1) granada-biotita xisto±cordierita±sillimanita, (2) muscovita-biotita xisto±sillimanita±granada e (3) muscovita-sillimanita-biotita xisto ± granada. Sendo a litologia (1) a de maior ocorrência nos testemunhos de sondagem investigados. A nomenclatura das rochas foi baseada na classificação de Schmid *et al.* (2007) e as abreviaturas de nomes de minerais seguiram o modelo apresentado por Kretz (1983) e Spear (1993).

Abaixo, seguem as descrições detalhadas dos furos de sondagem estudados neste trabalho:

5.1.1 Furo de sondagem 525-01

O furo de sondagem 525-01 tem profundidade de 120,55 m, apresenta uma zona mineralizada com 31 m de espessura e teor médio de ouro de 3,33 g/t. As rochas identificadas foram: granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ± cordierita ± sillimanita e muscovita-sillimanita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ± granada.

5.1.2 Furo de sondagem CRDD-132

O furo de sondagem CRDD-132 apresenta uma profundidade de 354,91m, com uma zona mineralizada de 43m encontrada a 246m de profundidade com um teor médio de ouro de 1,13 g/t. As rochas identificadas foram: granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ± Cordierita ± sillimanita e muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ± sillimanita ± granada.

5.1.3 Furo de sondagem CRDD-176

O furo de sondagem CRDD-176 apresenta uma profundidade de 448,85 m com uma zona mineralizada de 15m encontrada a 401 m de profundidade com o teor médio de ouro de 1,82 g/t. A rocha identificada foi: granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ± cordierita ± sillimanita.

5.1.4 Furo de sondagem CRDD-178

O furo de sondagem CRDD-178 apresenta uma profundidade de 448,85 m com uma zona mineralizada de 6m encontrada a 318 m de profundidade com o teor médio de ouro de 2,28 g/t. A rocha identificada foi: granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ± cordierita ± sillimanita.

5.1.5 Furo de sondagem CRDD-180

O furo de sondagem CRDD-180 apresenta uma profundidade de 385,25 m com uma zona mineralizada de 7 m encontrada a 246 m de profundidade com o teor médio de ouro de 1,25 g/t. A rocha identificada foi: granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ± cordierita ± sillimanita.

5.1.6 Furo de sondagem CRDD-181

O furo de sondagem CRDD-181 apresenta uma profundidade de 343,9 m com uma zona mineralizada de 9 m encontrada a 260 m de profundidade com o teor médio de ouro de 1,38 g/t. A rocha identificada foi: granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ± cordierita ± sillimanita.

5.1.7 Furo de sondagem CRDD-182

O furo de sondagem CRDD-182 apresenta uma profundidade de 421,75 m com uma zona mineralizada de 44 m encontrada a uma profundidade de 351 m com o teor médio de ouro de 1,38 g/t. A rocha identificada foi: granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ± cordierita ± sillimanita. A litologia de maior ocorrência é granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ± cordierita ± sillimanita.

5.2 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS ENCAIXANTES

Foram realizadas descrições petrográficas sintéticas, das rochas com base nas lâminas delgadas disponíveis, uma vez que o trabalho de Silva (2021) e Luiz-Silva (2000) já terem provido um extenso detalhamento petrográfico, e em virtude do cerne deste trabalho ser a caracterização da mineralização de ouro e da sua paragênese, além da idade da mesma.

5.2.1 Granada-biotita xisto ± cordierita ± silimanita

A rocha exibe uma granulação que vai de fina à média e uma coloração cinza médio podendo apresentar porções esverdeadas devido à cloritização e ocorrência de veios de quartzo distribuídos por toda a rocha variando a espessura de 0,1 mm à 10 cm. Esta é a litologia de maior ocorrência na área investigada estando presente em todos os testemunhos de sondagem analisados.

Veios de quartzo milimétricos a centimétricos estão distribuídos por todo o perfil, esses veios são em sua maioria sulfetados e mineralizados com ouro. Em alguns trechos pode-se observar os processos de alteração hidrotermal, marcados por zonas de intensa cloritização e seritização. Devido à importância para este trabalho os sulfetos (pirita, arsenopirita, pirrotita, calcopirita e galena), óxido (ilmenita), óxido-hidróxido (goethita) e ao arsenieto lollingita ($FeAs_2$**)** serão descritos separadamente no subitem 5.3.

Quanto a mineralogia, a rocha é composta primordialmente por minerais silicáticos e sulfetos apresentando os seguintes percentuais: quartzo (30-55%), biotita (15-30%), plagioclásio (10-20%), sillimanita (<1-10%), granada (<1-8%), cordierita (1-5%), muscovita (<1-5%), calcita (<1-4%), clorita (<1-4%), estaurolita (<1-4%), sericita (1-4%) e turmalina (1-4%). Os minerais acessórios são apatita (1-3%), zircão (1-3%). Os minerais opacos são principalmente sulfetos (1-5%) goethita, ilmenita e lollingita ($FeAs_2$**)**.

5.2.2 Muscovita-biotita xisto ±sillimanita ±granada

A rocha está presente no furo de sondagem 525-01 compreendida em dois intervalos, o primeiro de 44 a 53 m e o segundo em maior profundidade vai de 60 a 110 m. Esses intervalos compreendem zonas mineralizadas. A rocha apresenta granulação fina e cor cinza variando em tons claros e mais escuros em alguns setores, com ocorrência de veios de quartzo distribuídos por toda a rocha variando a espessura de 0,1mm à 10 cm.

A composição mineralógica da rocha é constituída por quartzo (30-40%), biotita (20-30%), plagioclásio (10-20%), sillimanita (<1-10%), muscovita (1-5%), granada (<1-5%), clorita (<1-3%), estaurolita (<1-3%), calcita (<1-3%), sericita (<1-2%), apatita (<1%) e zircão (<1%). Os principais minerais opacos são sulfetos com ocorrência de (1-5%). Os minerais opacos são principalmente sulfetos (1-5%) goethita, ilmenita e lollingita.

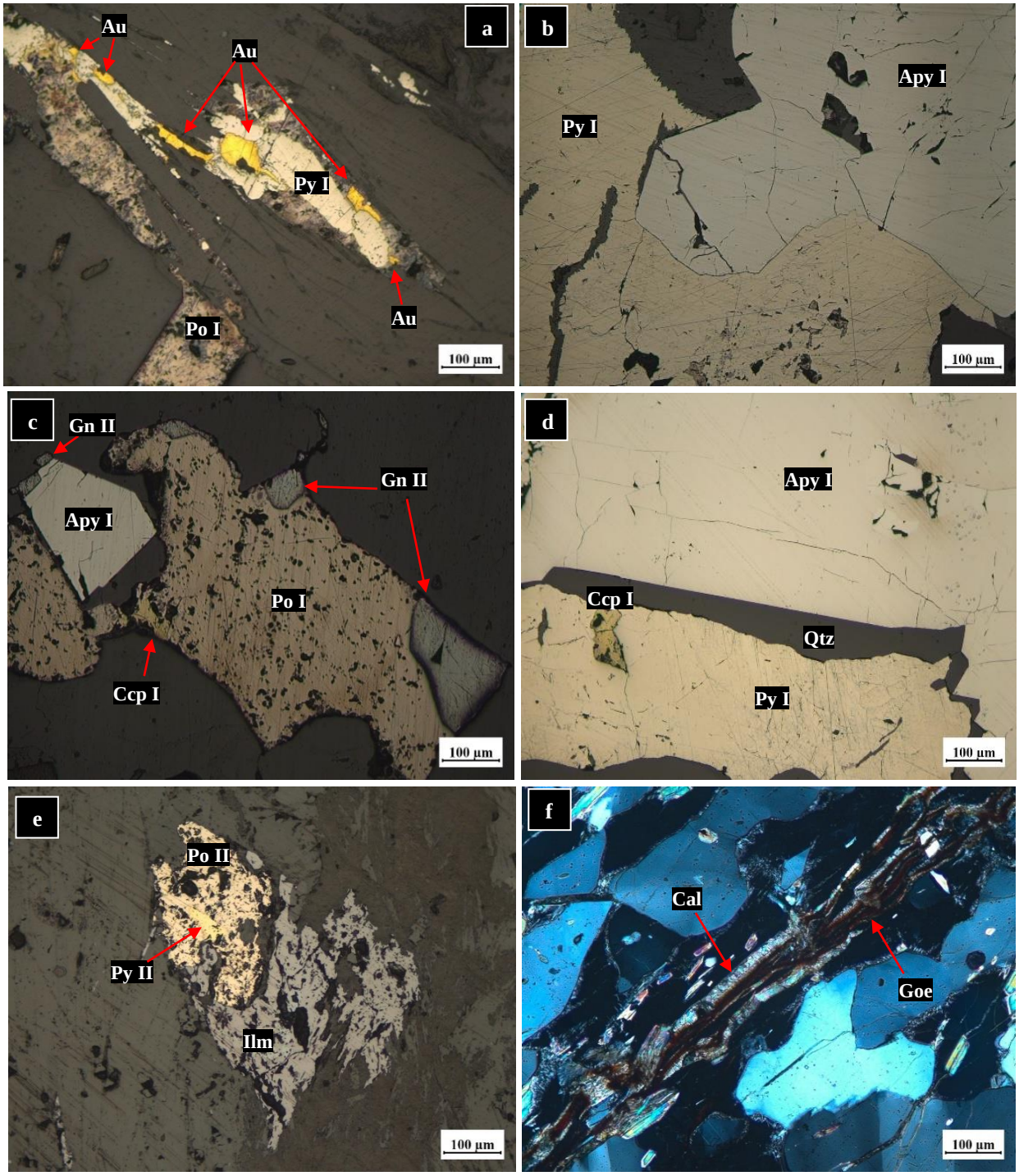
5.2.3 Muscovita-sillimanita-biotita xisto ± granada

A rocha muscovita-sillimanita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ± granada está presente no furo de sondagem CRDD-132 no intervalo que vai de 285 a 340 metros e apresenta coloração cinza e granulação fina à média. A mineralogia dessa rocha é constituída por: quartzo (40-50%), biotita (20-30%), plagioclásio (10-15%), sillimanita (5-10%) e muscovita (1-5%). Os minerais acessórios são granada (1-5%), sericita (1-3%), clorita (1-3%), apatita (1-2%), calcita (1-2%), estaurolita (<1%), e zircão (<1%). Os minerais opacos são principalmente sulfetos (1-5%) goethita, ilmenita e lollingita.

5.3 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO OURO, SULFETOS, ÓXIDO, HIDRÓXIDO E ARSENIETO

Os sulfetos (Figura 9) presentes nos micaxistos do DASF são pirita, arsenopirita, pirrotita, calcopirita e galena, associados aos óxidos e hidróxidos estão a ilmenita e goethita e o arsenieto lollingita, ocorrem principalmente de quatro modos: disseminados na rocha em granulação fina, bem desenvolvidos e em associação com os minerais de ganga silicática, em veios e vênulas preenchendo fraturas.

Figura 9 - Caracterização dos sulfetos presentes nos micaxistos do DASF



Fonte das fotomicrografias (a) e (c) Silva (2021).
Nota: Fotomicrografias em microscópio à luz refletida (a-e) e à luz transmitida a nicóis cruzados (f). Abreviações: ouro (Au), arsenopirita (Apy), pirita (Py), pirrotita (Po), galena (Gn), calcita (Cal), goethita (Goe), ilmenita (Ilm) e quartzo (Qtz). Em (a) Au preenchendo fraturas em cristais de Py I, cristal de Py I dentro de Po II; (b) contato reto entre cristais de Apy I e Py I; (c) assembleia de sulfetos (Gn II, Po I, Ccp I, Apy I), observar contatos retos entre Ccp I e Po I, e bordas de Gn II em Po I e Apy I; (d) veio de sulfetos (Apy I e Py I) preenchendo fratura em Qtz, contato reto entre Apy I e Py I indicando equilíbrio textural; (e) contato irregular entre Ilm e Po II, Py II preenchendo fratura em Po II; (f) textura crustiforme evidenciada pela alternância de Cal e Goe.

Os veios e vênulas podem se apresentar concordante a orientação dos demais minerais da ganga silicática ou discordante e intersticial preenchendo espaços intraminerais como

preenchimento da clivagem das micas. O ouro (Figura 9a) ocorre prioritariamente de duas formas, visível preenchendo fraturas em pirita e invisível na forma de microinclusões ou nos interstícios dos cristais dos sulfetos (Po>Py>Ccp>Apy>Gn). Os veios e vênulas de sulfetos geralmente se apresentam concordantes à foliação das rochas, porém podem se apresentar discordantes com granulação fina à média (0,0001 - 2 mm) e composição formada por associação de sulfetos, pirita, pirrotita, calcopirita e galena.

Os veios com presença de galena, pirrotita e calcopirita apresentam maior ductilidade devido à menor dureza (2,5 Mohs) e evidenciado pela deformação concêntrica das figuras de arranque triangulares, típicas da galena, enquanto os veios com presença de pirita, mineral com maior dureza (6 – 6,5 Mohs) apresentam comportamento rúptil. A granulometria dos principais sulfetos e arsenieto é: pirita (0,001-3,0 mm), pirrotita (0,022-1,68 mm) calcopirita (0,005- 1 mm), arsenopirita (0,056-3 mm), galena (0,005-0,2 mm) e lollingita (0,1 mm).

Quanto à forma, os sulfetos se apresentam, geralmente subédricos a anédricos com exceção da arsenopirita, que quase sempre se apresenta euédrica (Figura 9b, 9c). Em alguns setores da rocha pode-se observar a ocorrência de quase todos os sulfetos pirrotita, galena, arsenopirita, calcopirita da paragênese do ouro em equilíbrio. Os cristais de pirrotita e calcopirita, em geral ocorrem associados à pirita, preenchendo fraturas ou em intercrescimento (Figura 9a, 9c e 9d). Enquanto os cristais de galena estão geralmente associados à pirita, arsenopirita e pirrotita (Figura 9c).

O óxido presente nas rochas analisadas é o mineral ilmenita (Figura 9e) e o óxido-hidróxido é a goethita (Figura 9f). A ilmenita ocorre na forma de cristais subédricos com tamanho variando entre (0,01-0,05 mm) inclusos em cristais de estaurolita e biotita, enquanto a goethita ocorre como produto de alteração e preenchendo fraturas e associado aos processos de carbonatação.

5.4 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E SUAS TEXTURAS

De acordo com Winge *et al.* (2001) a textura de uma rocha corresponde ao tamanho, forma, disposição, contatos e arranjo de seus componentes minerais, sendo que a escala microscópica é a escala preferencial de estudo. Os contatos entre sulfetos são comumente irregulares, curvilíneos e suturados resultantes de deformações e alterações minerais, entretanto também ocorrem contatos retos com faces bem definidas.

O estudo de texturas apresenta relevantes implicações genéticas e aborda dentre outros tópicos as feições inter e intragranulares, contatos, formas, tamanhos de cristais, zonação,

exsoluções, inclusões, além de permitir se estabelecer a cronologia relativa de formação de cada mineral estudado (Costa, 2013). As texturas descritas nesse item tiveram como referências os estudos de Winge *et al.* (2001), Taylor *et al.* (2011) e Costa (2013).

Com base nas descrições petrográficas foi possível identificar uma assembleia hidrotermal composta por pirita, pirrotita, galena, arsenopirita, calcopirita, e por minerais da ganga como quartzo, biotita, plagioclásio, clorita, sericita, epidoto e calcita. Essa assembleia está relacionada com as alterações e texturas resultantes.

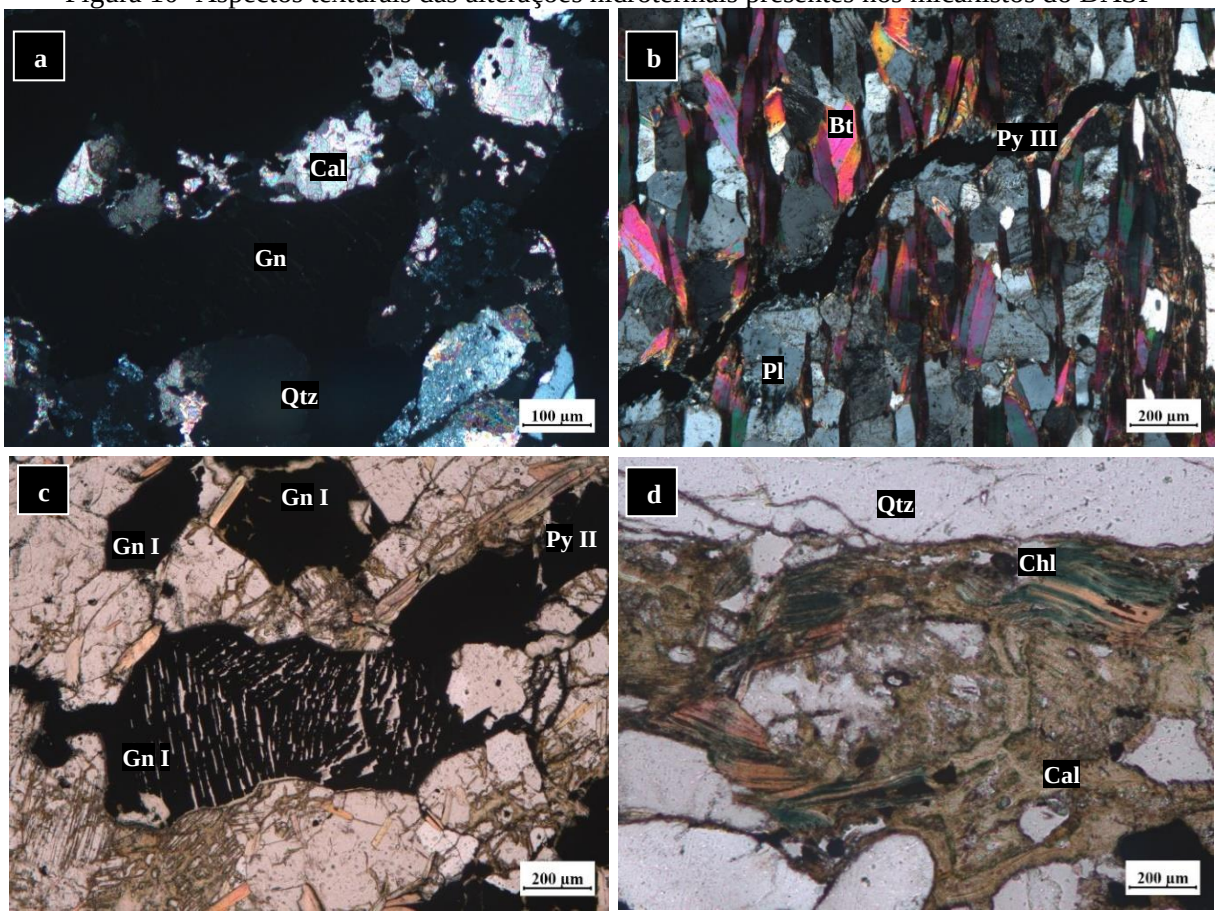
A mineralização de sulfetos faz parte dos processos hidrotermais e as principais alterações hidrotermais presentes, além da sulfetização, são a cloritização, carbonatação e sericitização, que ocorrem posterior à sulfetização. Essas alterações (Figuras 10 e 11) ocorrem em diversas porções das rochas.

A cloritização ocorre juntamente com a carbonatação, com a precipitação de calcita. A cloritização da biotita, ocorre de modo pervarsivo (figura 10d), enquanto a carbonatação (calcita) ocorre em veios, nas bordas (Figura 11a) de minerais ou preenchendo fraturas (Figuras 11b e 11c). As texturas deformacionais estão relacionadas aos processos de deformação rúptil e dúctil, os processos rúpteis gerando fraturas, em alguns setores com deformação mais intensa a catáclase.

Foram identificados quatro tipos de texturas nas rochas analisadas: texturas de cristalização e recristalização, texturas deformacionais (cataclástica, deformação dúctil, fraturas), texturas de alteração (crustiforme, bordas de reação, substituição, dendrítica), texturas de desequilíbrio (zonação, bordas de reação), texturas de remobilização (framboidal, em atol, e esqueletal) e texturas de fusão parcial (contato suturado, e pseudomorfos).

Pode-se observar minerais com granulação fina, com fraturas e bordas cominuídas evidenciando a textura cataclástica (Figura 10b) e uma deformação dúctil (Figura 10c) evidenciadas pela deformação das figuras de arranque triangulares da galena iniciando uma textura de zonação concêntrica, além da textura cauda de chumbo, que é a remobilização do Pb em virtude da deformação dúctil (MinMicro, [202-]).

Figura 10- Aspectos texturais das alterações hidrotermais presentes nos micaxistos do DASF

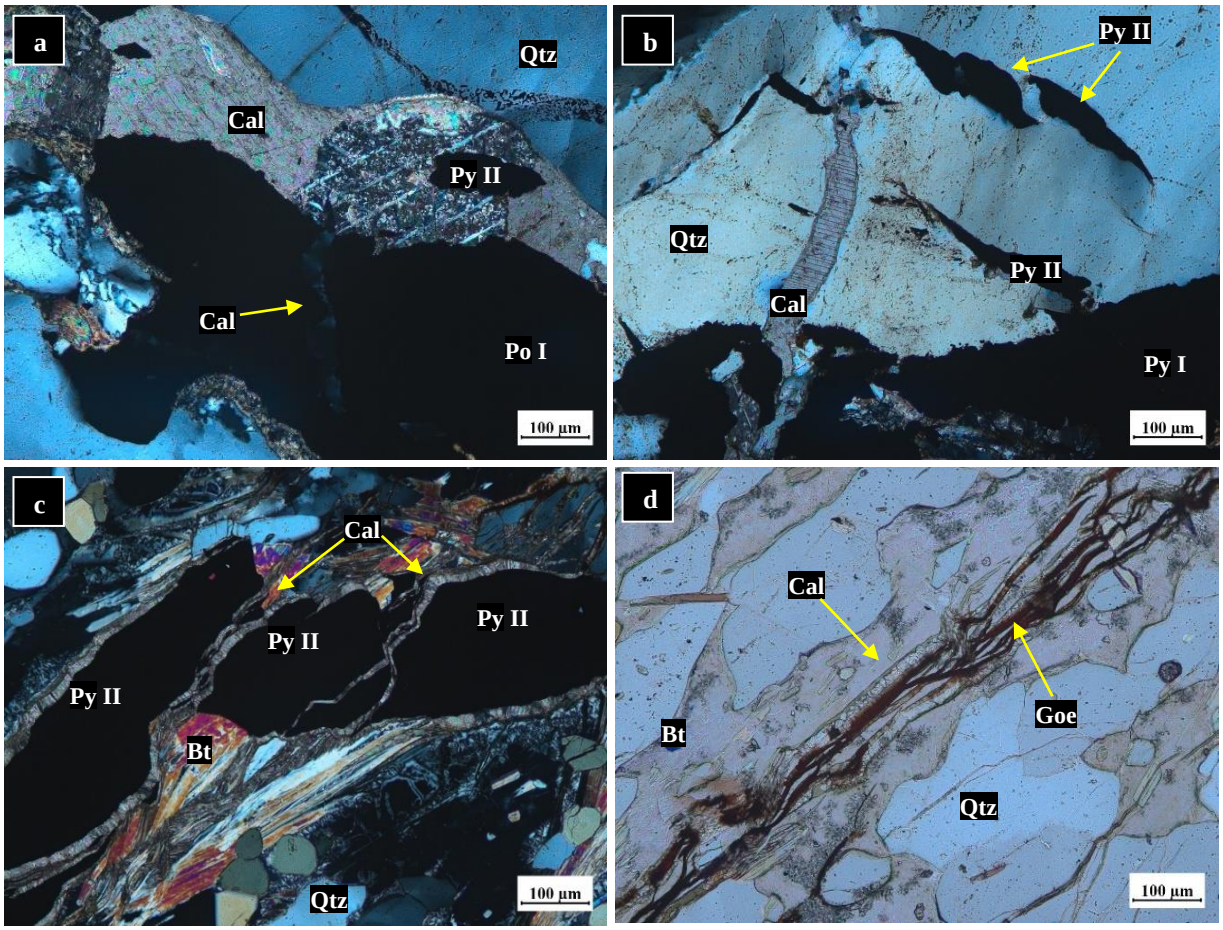


Fonte: Silva (2021); Autora (2023).
Nota: Fotomicrografias em luz transmitida, (a) e (b) nicóis cruzados, (c) e (d) nicóis paralelos. Abreviações: pirita (Py), galena (Gn), calcita (Cal), plagioclásio (Pl), biotita (Bt), quartzo (Qtz) e clorita (Chl). Em (a) ocorrência de cristais de Cal em contato com Gn I e Qtz; (b) veio de Py III discordante da foliação; (c) deformação dúctil evidenciada pela deformação das figuras de arranque da Gn I; (d) processos hidrotermais de cloritização e carbonatação, mostrando substituição parcial da Bt por Chl.

A recristalização pode gerar diversas texturas, dentre elas a textura criptocristalina e a textura ameboide (Figura 12b). As texturas associadas são bordas de reação e crustiforme (Figura 11d) que se desenvolve como um conjunto de veios com litologias alternadas, pode-se observar essa textura, com alternância de veios de carbonatos em cor clara e goethita em cor castanho escuro.

O quartzo é um importante mineral que compõe a ganga silicática do depósito e tem ampla ocorrência nos micaxistos. Uma ocorrência comum desse mineral é em exudados com mineralização de sulfetos e ouro correspondentes aos veios do tipo 1 descritos por Luiz-Silva (2000).

Figura 11 – Aspectos texturais das alterações hidrotermais presentes nos micaxistos do DASF

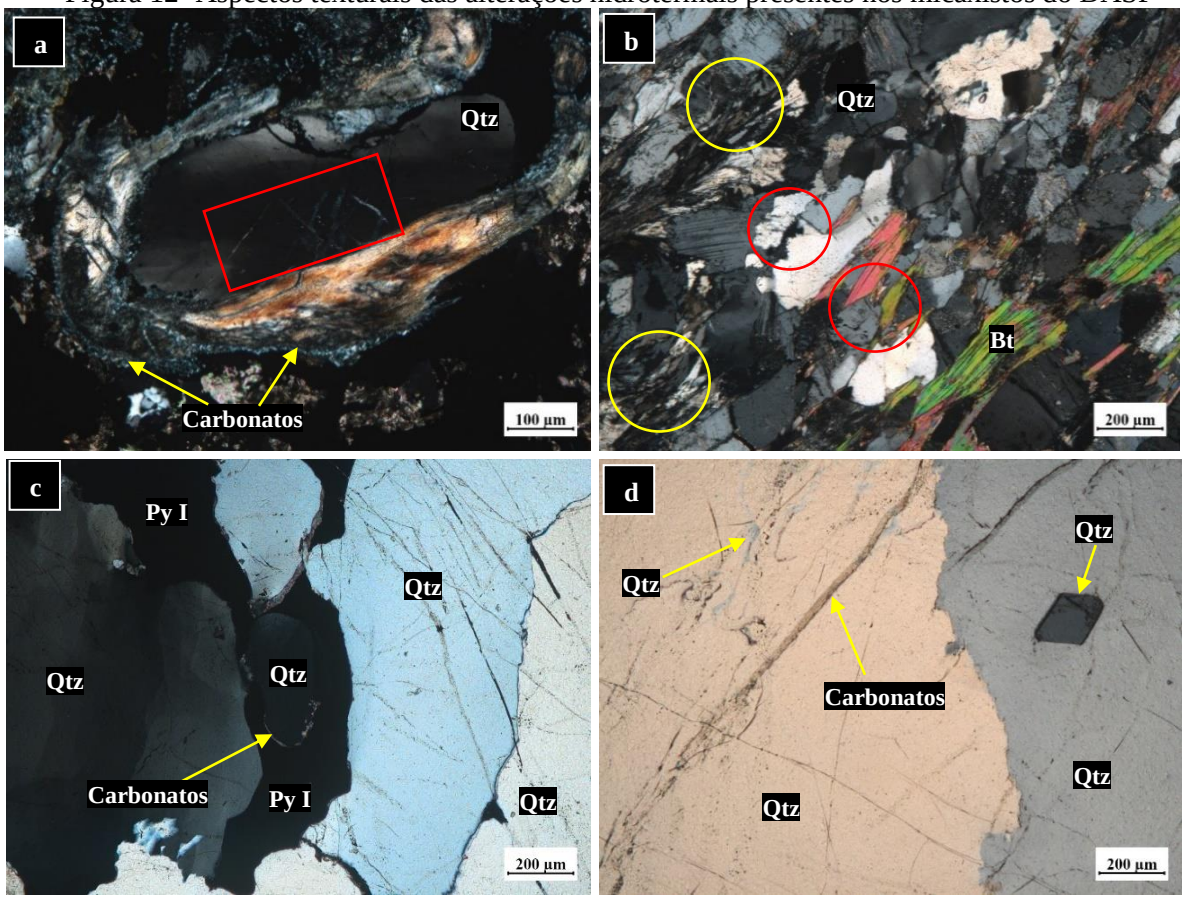


Fonte: Autora (2023).
Nota: Fotomicrografias em luz transmitida (a,b,c) nicóis cruzados e (d) nicóis paralelos. Abreviações: pirita (Py), Pirrotita (Po), goethita (Goe), calcita (Cal), biotita (Bt) e quartzo (Qtz). Em (a) cristal de Cal bordejando e preenchendo fraturas em Po I, (b) veio de Cal preenchendo fratura em Qtz e em Py I, (c) veios milimétricos de carbonato bordejando e preenchendo fratura em cristal de Py II associada à Bt e Qtz, (d) banda de alteração formada por Cal e Goe.

Na Figura 12c, observa-se um exudado de quartzo com cristalização de pirita entre os cristais de quartzo. Diferentes fases minerais do quartzo (12d) são evidenciada pela textura de desmistura, apresentando formas e cores distintas azulada, amarelo pálido e cinza escuro, além da típica extinção ondulante.

Nos sulfetos as bordas de alteração ocorrem em contatos outros sulfetos, borda de alteração em pirita (Figuras 13d), galena bordejando um cristal de pirita (Figura 14b), com minerais da ganga como calcita bordejando um cristal de pirita (Figuras14a e 14c) ou entre minerais da ganga como calcita bordejando quartzo (Figura 14d).

Figura 12- Aspectos texturais das alterações hidrotermais presentes nos micaxistos do DASF

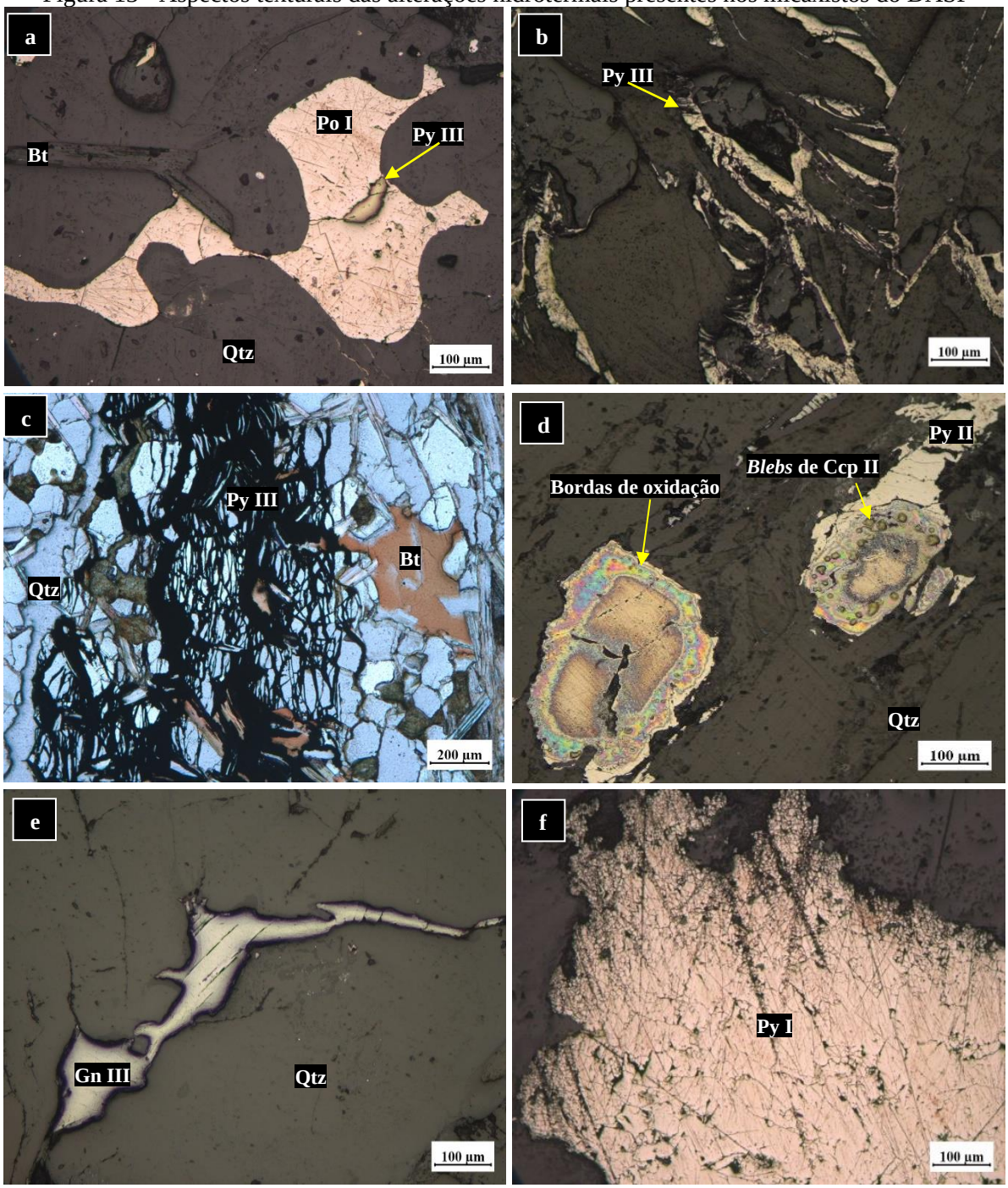


Fonte: Autora (2023).
Nota: Fotomicrografias em microscópio de luz transmitida, nicóis cruzados (a,b,c) e nicóis paralelos (d). Abreviações: quartzo (Qtz), biotita (Bt) plagioclásio (Pl), e pirrotita (Po). Em (a) processo de carbonatação em cristal de quartzo, mostrando bordas alteradas e inclusões de Cal no interior do cristal indicado pelo retângulo vermelho, (b) fusão parcial evidenciada pelo contato suturado entre cristais e bordas cominuídas indicado pelos círculos vermelhos, pela ocorrência de Qtz criptocristalino indicado pelos círculos amarelos e textura ameboide, observa-se também o estiramento dos cristais de Qtz seguindo a foliação da rocha, (c) cristal de Qtz engolfado por um cristal de Po I, extinção ondulante e distintas secções do mineral evidenciadas pelas cores azulada e branca, (d) diferentes fases minerais do Qtz evidenciada pelo contato, textura de desmistura, cor e forma, observa-se ainda a ocorrência de carbonatos preenchendo fraturas.

Algumas texturas importantes que ocorrem na pirita são: a textura em atol (Figura 13d) é decorrente de uma alteração composicional e forma figuras circulares concêntricas e bordas de alteração (oxidação); e feições de remobilização de fluido denominadas *blebs* (Figura 13c), que são microinclusões com formato circular a semicircular, que ocorrem devido à cristalização relativamente rápida dada pelo resfriamento do fluido hidrotermal (Figueiredo, 2010).

Essas microinclusões podem ser de outras fases minerais, nesse caso micro inclusões de calcopirita dentro de cristais de pirita. As fases tardias dos sulfetos ocorrem com preenchimento de espaços intercristais, fraturas, ou em alguns casos cristalizando vênulas irregulares (Figuras 13c).

Figura 13 - Aspectos texturais das alterações hidrotermais presentes nos micaxistos do DASF



Fonte: Autora (2023).
Nota: Fotomicrografias em luz refletida (a, b, d, e, f), fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos (c). Abreviações: pirrotita (Po), pirita (Py), galena (Gn), calcopirita (Ccp), quartzo (Qtz), biotita e (Bt). Em (a) Po I preenchendo espaços entre minerais da ganga indicado pelo arredondamento do cristal e Py III preenchendo fratura em Po I; (b) textura esqueletal de Py III preenchendo fraturas em Qtz e Bt; (c) textura venular de Py III; (d) textura em atol de Py II com mineralização de Ccp II em *blebs*; (e) textura de injeção de fluido de Gn III, (f) textura framboidal em Py I.

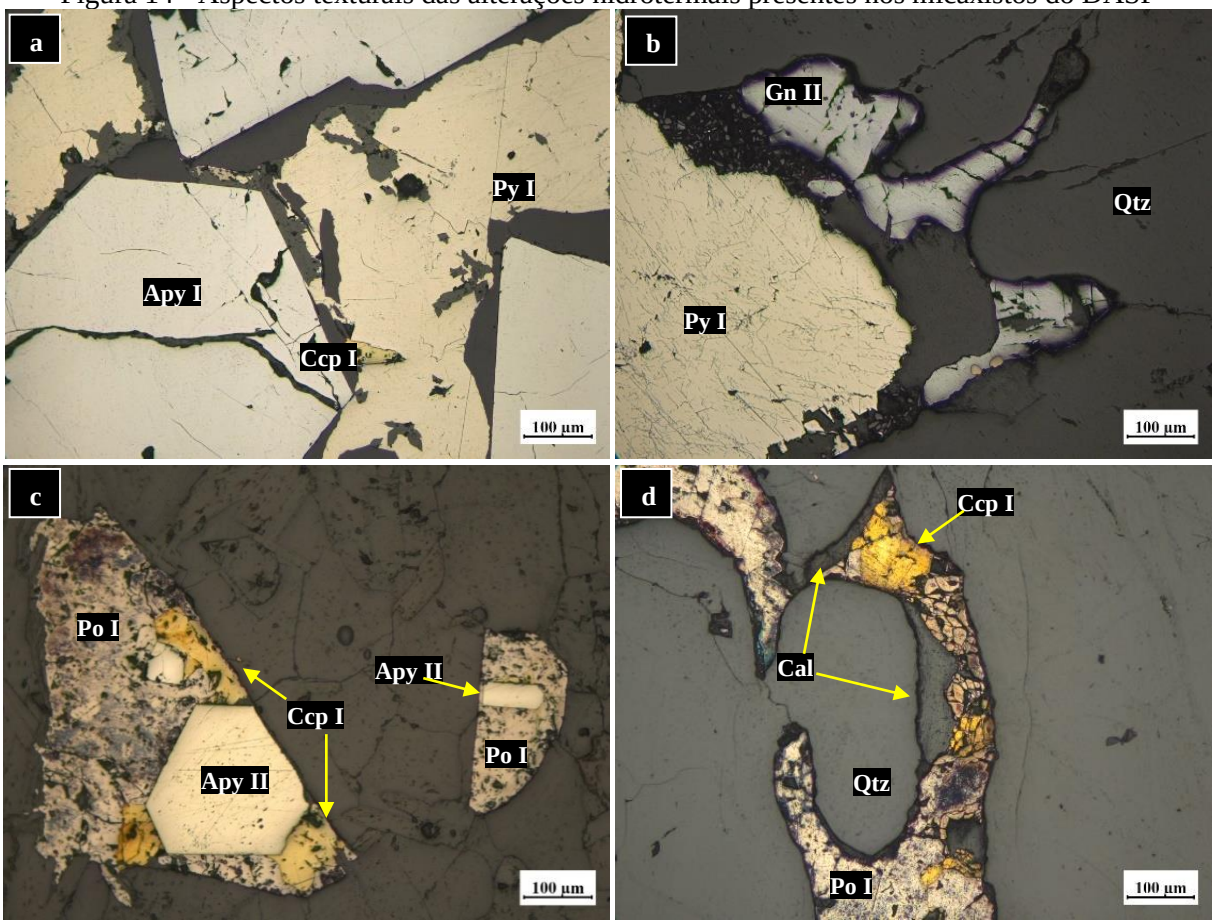
As texturas esqueletal (figura 13b) e framboidal (figura 13f) são resultantes da recristalização mineral, no caso da textura esqueletal ocorre fluxo de fluido mineralizante e cristalização em clivagens e fraturas e se cristalizam. enquanto na textura framboidal, a

remineralização ocorre gerando frambos, agregados mineral em forma que lembra uma framboesa, que podem unir ou eventualmente separar, essa textura é muito comum na pirita.

A remobilização mecânica é o processo de rotação tectonoclástica onde ocorre o arredondamento do mineral mais competente gerando uma textura denominada *Durchbewegung* (Figuras 14c). A textura *Durchbewegung* ocorre em dois contextos, o primeiro deles entre sulfetos (Figura 14c) onde se observa o arredondamento das arestas da arsenopirita, que está envolvida pela pirita.

O segundo momento (Figura 14d) acontece com o engolfamento de um cristal de quartzo por um cristal de pirita. Outro processo que produz o arredondamento mineral é a cristalização em *vugs* (Figura 13a). Os minerais se cristalizam nos espaços vazios deixados por minerais de uma assembleia anterior.

Figura 14 - Aspectos texturais das alterações hidrotermais presentes nos micaxistos do DASF



Fonte: Autora (2023).
Nota: Fotomicrografias em luz refletida. Abreviações: pirita (Py), arsenopirita (Apy), calcopirita (Ccp), pirrotita (Po), galena (Gn) e quartzo (Qtz). Em (a) contato reto entre Apy I, Py I e Ccp I indicando equilíbrio textural entre os minerais; (b) Gn II bordejando Py I (c) textura *Durchbewegung* entre Po I e Apy II; (d) mostrando o processo de engolfamento de um cristal de um cristal de Qtz por Po I e bordas de alteração calcítica.

A caracterização petrográfica e as associações minerais permitiram identificar duas gerações dos sulfetos pirrotita, arsenopirita, calcopirita e três gerações dos sulfetos galena e pirita. A pirrotita I (Figura 9c) ocorre de forma euédrica a subédrica com granulação variando entre média e grossa e em contato com pirita I e II, arsenopirita I e II, calcopirita I e galena II. Enquanto a pirrotita II (Figura 13a) ocorre com forma subédrica a anédrica e preenchendo fraturas, geralmente em contato com a pirita II.

A arsenopirita I (Figura 14a) ocorre com forma euédrica com poucas fraturas, com granulação variando de 0,5-1mm e em contato reto com a pirrotita I e pirita I. A Arsenopirita II (Figura 14c) apresenta uma granulação mais fina de variando de 0,1-0,4mm os cristais são euédricos a subédricos. também pode ser identificada cristalizada dentro da Pirrotita I com forma euédrica ou exibindo a textura D*urchbewegung*.

A galena I (Figura 10c) ocorre livre, com granulação variando entre 0,02 - 0,6mm, com forma subédrica e usualmente exibe figuras de arranque triangulares, típicas desse mineral. A galena II ocorre bordejando (Figura 14b) outros sulfetos (Apy I, Py I, Po I), geralmente apresenta forma subédrica e contatos curvilíneos. A Gn III (Figura 13e) ocorre de forma anédrica, preenchendo fraturas com textura típica de injeção de fluido.

A pirita I ocorre com granulação variando entre 0,3-1mm, geralmente em contato reto com a arsenopirita I (Figura 14a) ou isolada de outros sulfetos (Figura 13f) apresenta fraturas e bordas de oxidação. A pirita II ocorre preenchendo fraturas, exibe uma forma anédrica e granulação fina geralmente em contato com a pirrotita I e ouro (Figura 10a). Enquanto a Py III ocorre com texturas esqueletal (Figura 13b) e venular (Figura 13c), típicas de injeção de fluido, preenchendo fraturas e *vugs*.

A calcopirita I (Figura 14d) ocorre de forma anédrica preenchendo fraturas em outros sulfetos (Po, Py), com uma granulação fina, enquanto a calcopirita II (Figura 13d) ocorre em forma de *blebs*, textura de remobilização de fluido. Em geral a calcopirita ocorre associada à pirita e pirrotita.

Não foi possível observar mais de uma geração para a lollingita, pois este sulfeto não pode ser identificado com microscópio de luz transmitida, impossibilitando a descrição de seus aspectos texturais mais detalhadamente. A lollingita, que foi identificada com MEV-EDS-BSE, ocorre intercrescida na arsenopirita, apresenta forma variando de subédrica a anédrica e granulação de aproximadamente 0,3mm. Também apresenta um tom de cinza mais claro que o da arsenopirita por apresentar uma refletância mais alta.

6 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DO OURO, SULFETOS E ARSENIETO

Para realizar a caracterização geoquímica do ouro e dos sulfetos foram selecionadas quatro amostras representativas das três litologias descritas com base nos teores de ouro e quantidade de minerais minério.

A amostra FS-020 representativa da rocha muscovita-sillimanita-plagioclásio-biotita xisto com 49 m de profundidade, FG-024 e FG-084b representativas da rocha granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto com 248 e 127 m de profundidade, FG-044 representativa da rocha muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto com 299 m de profundidade. A Tabela 9 (Apêndice A) mostra a correlação das fotomicrografias usadas nos capítulos anteriores e correlacionando-as aos dados dos furos de sondagem, às amostras e seus intervalos de profundidade e as rochas.

Foram feitas análises por microscópio eletrônico de varredura (MEV-EDS-BSE) da composição química mineral para a caracterização do ouro, minerais minério e da ganga associada. O imageamento para análise morfológica e caracterização das texturas, utilizadas nas interpretações geoquímicas foi realizado com o BSE. Os resultados foram obtidos em forma elementar e transformados em óxidos. Ao todo foram feitas 71 microanálises de composição química pontual, obtidas 20 fotomicrografias dos minerais e suas texturas, além de 4 mapas composicionais de áreas distintas.

6.1 ANÁLISE DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS SULFETOS E ARSENIETO

A partir dos resultados da composição química mineral foi possível caracterizar o ouro e os sulfetos associados, identificar a assinatura geoquímica do fluido mineralizante, além de uma nova fase mineral que até o momento não havia sido descrita no DASF, a lollingita ($FeAs_2$). A partir dos resultados das análises do MEV-EDS-BSE foram identificados sulfetos com composição bem próximas às composições estequiométricas, com exceção da Pirrotita, que apresentou um gradiente de variação maior.

As composições estequiométricas (Tabela 1) dos minerais foram retiradas do banco de dados encontrado no site *webmineral*. As tabelas 2, 3 e 4 foram elaboradas a partir dos dados obtidos na análise de química pontual realizada com o MEV-EDS-BSE. O total foi expresso em peso atômico, os elementos químicos foram expressos na forma elementar, exceto os elementos maiores oriundos da ganga silicática, que foram representados na forma de óxido.

De modo geral, os sulfetos analisados apresentaram composições de composição química mineral pontual próximas a das composições químicas estequiométricas apresentando algumas variações mais significativas de chumbo na galena, ferro na pirrotita, enxofre na arsenopirita, galena, e pirita, e arsênio na arsenopirita. A composição química mineral do ouro e sulfetos permitiu identificar a ocorrência de alguns metais (Ag, Co, Zn, Ni e Dy), que não fazem parte da composição dos sulfetos nem dos minerais da ganga do DASF.

A partir das análises geoquímicas (Tabelas 2 e 3) pode-se perceber que o Co e o Ni estão presentes em todos os sulfetos (Py>Po>Apy>Gn>Ccp>Lo) da paragênese do ouro. O Zn ocorre no ouro (0,12%) e em quase todos os sulfetos, exceto pirrotita e lollingita, os percentuais de Zn variam de 0,14% na calcopirita até 0,31% na galena.

Tabela 1 - Composições estequiométricas e de composição química pontual dos sulfetos e arsenieto analisados por MEV-EDS

Mineral	**Composição Estequiométrica**	**Composição obtida no MEV-EDS**	**Tabela/Amostra/Figura/Ponto**
Arsenopirita *(FeAsS)*	46,01% As - 34,30% Fe -19,69% S	54,46% As – 27,01% Fe - 14,37 % S	Tab. 03/FS-020/Fig. 21/P02
Calcopirita *($CuFeS_2$)*	30,43% Fe – 34,94% S – 34 -63% Cu	29,13% Fe – 30,36% S – 31,00% Cu	Tab. 02/FG-084b/Fig. 19/P04
Galena *(PbS)*	86,60% Pb – 13,40% S	94,28% Pb – 4,28% S	Tab. 03/FS-020/Fig. 22/P03
Loelingita *($FeAs_2$)*	72,85% As – 27,15% Fe	75,83% As – 20,35% Fe	Tab. 03/FS-020/Fig. 22/P01
Pirita *(FeS_2)*	46,55% Fe – 53,45% S	42,24 % Fe – 43,51% S	Tab. 03/FS-020/Fig. 23/P03
Pirrotita *($Fe_{1-x}S$)*	62,33% - Fe 37,67% S	53,02,36% Fe – 38,8,64 % S	Tab. 02/FG-084b/Fig. 20/P03

Fonte: Minerology Database (c2014).
Nota: Valores expressos em % peso.

A prata está presente no ouro com percentuais de 3,36%, 6,89% e 10,31% nos pontos analisados (Tabela 4). Na calcopirita a prata ocorre em um ponto analisado com percentual de 0,13%, enquanto na galena, pode-se perceber uma associação direta com a prata, estando presente na maioria dos pontos analisados com percentuais variando entre 0,17% e 0,37%.

Tabela 2 - Composição química pontual de minerais minérios da paragênese do ouro com MEV-EDS-BSE em amostras representativas do DASF

Ponto	Mineral	Au	Ag	As	Fe	Pb	S	Cu	Zn	Co	Ni	Dy	CaO	K_2O	Na_2O	TOTAL
Figura 15 - Amostra-FG-024																
1	Galena	<0,1	0,32	0,14	0,05	94,92	4,03	0,25	0,20	<0,1	0,05	<0,1	<0,1	<0,1	0,13	100,09
2	Galena	16,09	<0,1	0,12	<0,1	81,34	2,35	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,07	<0,1	0,16	100,13
3	Pirita	35,48	<0,1	0,05	28,65	8,02	27,08	0,19	0,22	0,11	0,10	<0,1	<0,1	<0,1	0,30	100,20
Figura 16- Amostra FG-024																
1	Galena	<0,1	<0,1	0,07	0,05	97,66	2,12	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,11	100,07
2	Galena	<0,1	0,27	<0,1	0,04	95,45	4,12	<0,1	<0,1	0,04	0,08	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	100,00
3	Pirrotita	39,59	<0,1	0,09	23,14	0,00	20,25	<0,1	<0,1	0,20	0,08	<0,1	<0,1	<0,1	0,16	99,95
Figura 17- Amostra FG-084b																
1	Calcopirita	<0,1	<0,1	0,24	25,32	17,64	27,04	28,89	0,32	0,17	0,13	<0,1	0,06	0,07	0,51	100,39
2	Pirita	<0,1	<0,1	0,43	41,89	13,51	43,92	<0,1	<0,1	0,15	0,07	<0,1	0,04	<0,1	<0,1	100,01
3	Arsenopirita	<0,1	<0,1	52,36	25,04	7,72	13,74	0,39	0,25	0,30	0,16	<0,1	<0,1	<0,1	0,08	100,01
4	Calcopirita	<0,1	<0,1	0,24	29,13	9,15	30,36	31,00	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,32	100,20
Figura 18 - Amostra FG-084b																
1	Arsenopirita	22,27	<0,1	29,43	10,77	18,09	6,85	<0,1	0,15	<0,1	<0,1	11,05	0,07	0,01	<0,1	100,09
2	Calcopirita	32,80	0,13	0,09	13,12	20,94	19,05	13,21	0,14	0,10	0,15	<0,1	0,04	0,12	0,05	99,94
3	Pirrotita	<0,1	<0,1	0,16	53,02	9,80	38,8	<0,1	<0,1	0,23	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	100,01
4	Galena	<0,1	0,17	0,10	<0,1	94,80	4,23	0,21	0,31	<0,1	0,17	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	99,99

Fonte: Autora (2023).
Nota: Rocha: granada-biotita xisto, amostras FG-024 e FG-084b. Valores representados em % peso. < 0,1 indicando valores abaixo do limite de detecção do equipamento.

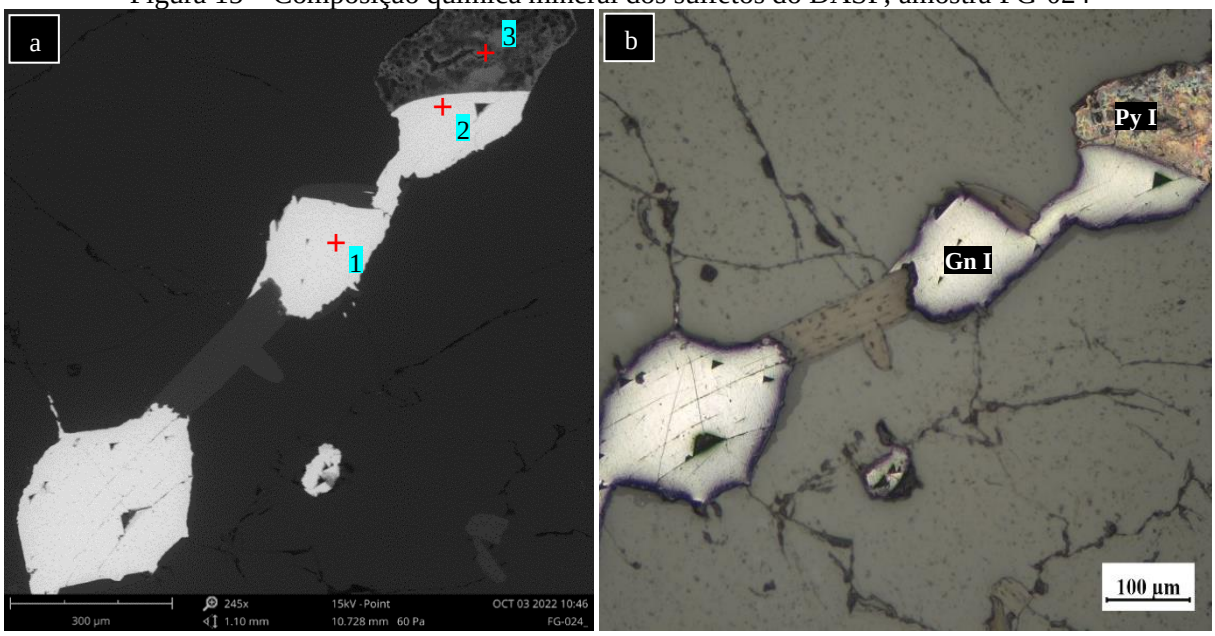
A arsenopirita apresentou em sua composição química um percentual bastante elevado (11,05%) de disprósio. O disprósio ($^{66}Dy_{162,5}$) é um metal da série dos lantanídios que faz parte dos elementos terras raras (ETR) pesados. O principal mineral no qual o disprósio ocorre é a xenotima (1-8%), nos demais minerais são raros, alguns desses minerais são: bastnasita, xenotima, euxenita, fergusonita, gadolinita (ISE, [201-]). Este resultado obtido indica a possibilidade de haver uma microinclusão de um desses minerais na arsenopirita analisada.

A arsenopirita descrita está em contato com pirrotita, se apresenta euédrica e com bordas mineralizadas com galena. A análise da composição química mineral deste ponto (Tabela 2 – Figura 18 – FG-084b) mostra a presença importante, porém atípica de ouro (22,27%), chumbo (18,09%), zinco (0,15%) e disprósio (11,05%).

A ocorrência de ouro e chumbo na arsenopirita, possivelmente, está associada aos fluidos hidrotermais mineralizantes atuantes na área e refletem a assinatura geoquímica desses fluidos. A circulação de fluidos hidrotermais a temperaturas elevadas é capaz de dissolver e transportar elementos químicos como ouro, prata, cobre, chumbo e zinco (Teixeira, 2012).

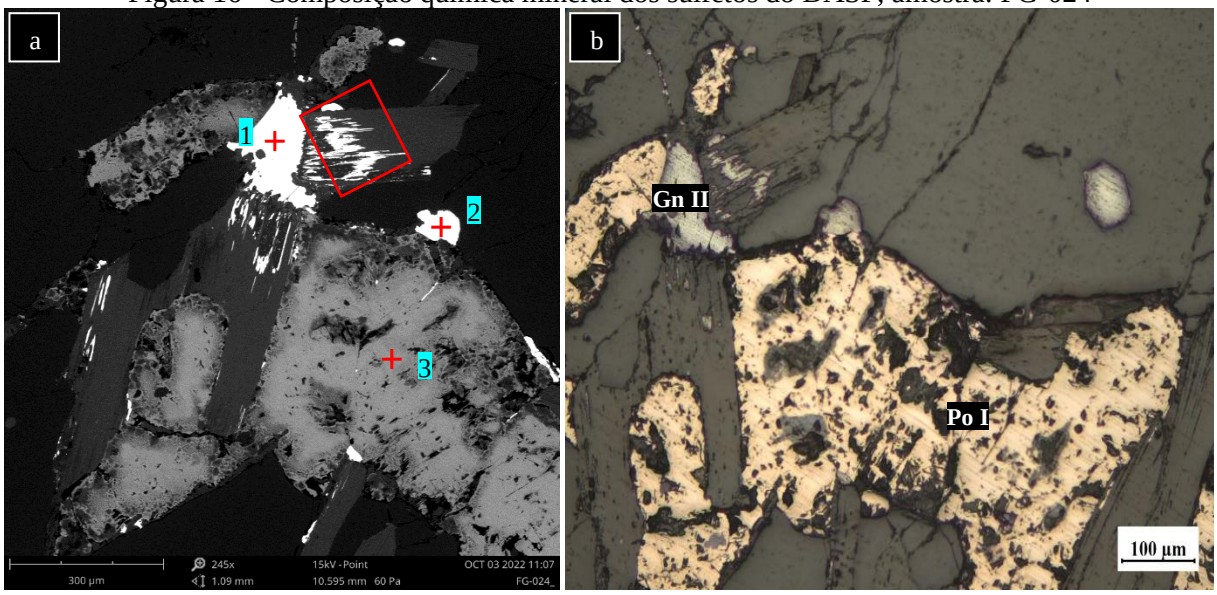
As Figuras 15, 16, 17 e 18 mostram os pontos nos quais foram realizadas a análise de composição química mineral com MEV-EDS-BSE e as correspondentes fotomicrografias feitas com microscópio de luz refletida.

Figura 15 – Composição química mineral dos sulfetos do DASF, amostra FG-024



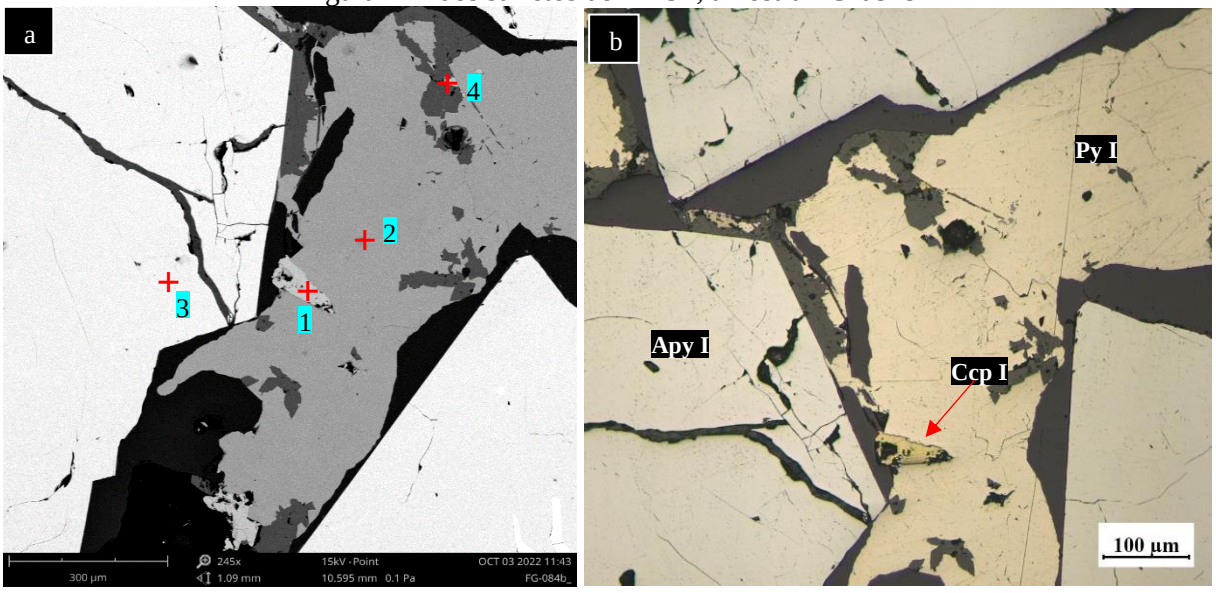
Fonte: Autora (2023).
Nota: Fotomicrografias (a) com MEV-EDS-BSE, (b) microscópio de luz refletida. Abreviações: galena (Gn) e pirita (Py) Mineral Gn nos pontos 1, 2 apresenta típicas figuras de arranque triangulares, Py oxidada no ponto 3. Chama-se atenção para mudança composicional da Gn ao se aproximar do mineral Py (ponto 2), que apresenta um enriquecimento em ouro.

Figura 16 - Composição química mineral dos sulfetos do DASF, amostra: FG-024



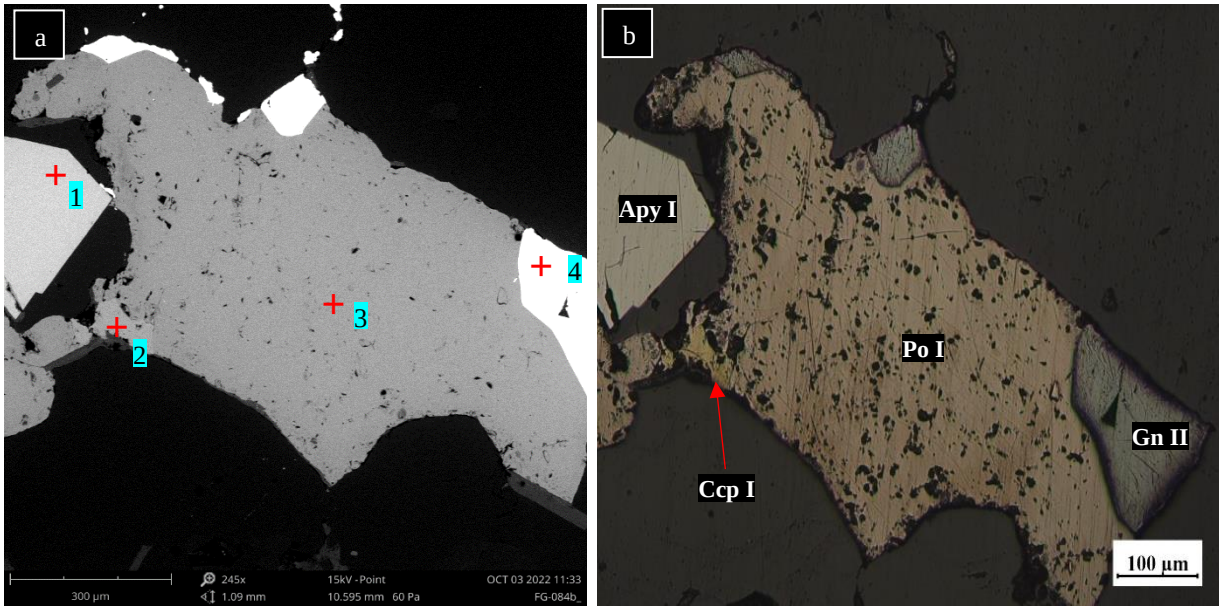
Fonte: A Autora (2023).
Nota: Fotomicrografias (a) com MEV-EDS-BSE, (b) microscópio de luz refletida. Abreviações: galena (Gn) e pirrotita (Po). Mineral Gn II nos pontos 1 e 2, Po I no ponto 3.
Chama-se atenção para a textura intralamelar da Gn mineraliza em Bt (retângulo vermelho).

Figura 17- dos sulfetos do DASF, amostra FG-084b



Fonte: Autora (2023).
Nota: Fotomicrografias (a) com MEV-EDS-BSE, (b) microscópio de luz refletida. Abreviações: arsenopirita (Apy), pirita (Py) e calcopirita (Ccp). Mineral Ccp I no ponto 1, Py I no ponto 2, Apy I no ponto 3 e Ccp II no ponto 4. Chama-se atenção o contato reto entre esses três (Apy I, Py I e Ccp I) em contato reto indicando que são fases cogenéticas.

Figura 18- Composição química mineral dos sulfetos do DASF, amostra FG-084b



Fonte: Silva (2021); A Autora (2023).
Nota: Fotomicrografias (a) com MEV-EDS-BSE, (b) microscópio de luz refletida. Abreviações: arsenopirita (Apy), pirita (Py), calcopirita (Ccp) e galena (Gn). No ponto 1 Apy I euédrica em contato pontual com a Po I, no ponto 2 Ccp I preenchendo fratura em Po I, no ponto 3 Po I e no ponto 4 Gn II bordejando o cristal de Po.

O imageamento feito com o BSE permitiu identificar a lollingita ($FeAs_2$) pela primeira vez no Depósito Aurífero São Francisco, a partir de uma zonação identificada na arsenopirita (Figuras 19 e 20). As zonas mais claras (lollingita), com maior refletância, são enriquecidas em As, com teores de até 75,83% (Tabela 3, Figura 20, Ponto 1). Esse mineral tem ampla ocorrência em depósitos de ouro mesotermais associados a outros sulfetos e ganga de calcita. Também é comum sua ocorrência em pegmatitos associada ao quartzo rosa, em greisens com quartzo e wolframita, e em depósitos hidrotermais de vários tipos, tanto de altas como de médias e baixas temperaturas (Minerology Database, c2014; MinMicro, [202-]).

O intercrescimento orientado da lollingita em arsenopirita é comum e de difícil distinção em microscópios de luz refletida, sendo distinguido no MEV. Nas amostras estudadas do DASF a lollingita ocorre de forma anédrica e apresenta refletância mais alta que a arsenopirita, gerando cores mais claras do cinza claro ao branco. As substituições são frequentes no caso da lollingita, que pode substituir minerais de urânio, como a uraninita, e os sulfetos esfalerita e arsenopirita.

A lollingita ainda pode ser substituída por cobaltita, calcopirita, esfalerita, galena, arsenopirita, stibarsênio e antimônio nativo (MinMicro, [202-]). As análises geoquímicas (Tabela 3) mostraram uma composição da lollingita muito próxima da estequiométrica. Foram obtidas composições com 75,08% As e 20,73% de Fe no ponto 1 (Tabela 3 – Figura 19), e de

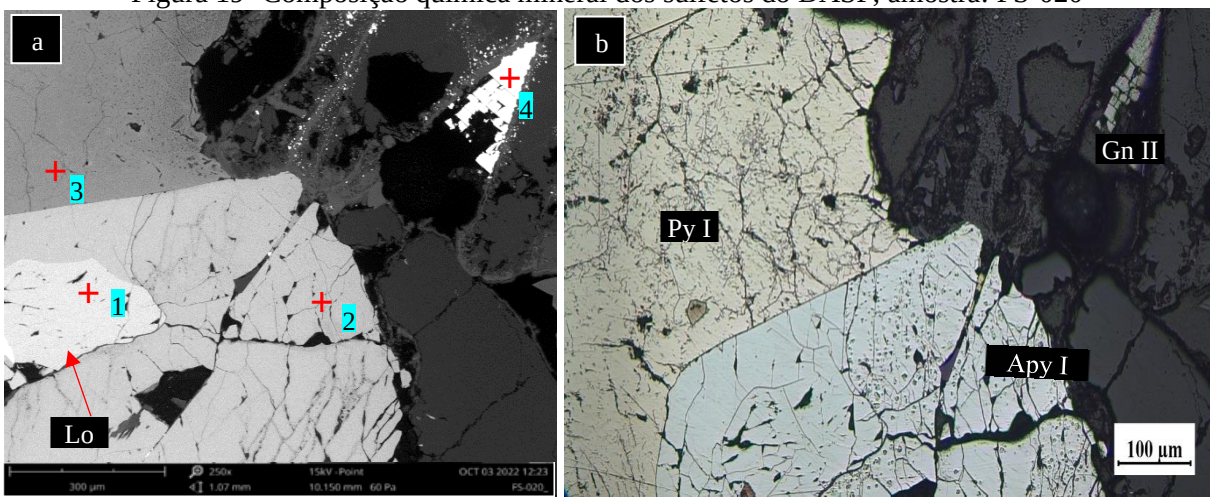
75,83% As e 20,35% Fe no ponto 1 (Tabela 3 – Figura 20), em contraste com a composição estequiométrica de 72,08% As e 27,15 % Fe.

Tabela 3 - Composição química pontual de minerais minérios da paragênese do ouro com MEV-EDS-BSE do DASF

Ponto	Mineral	Au	Ag	As	Fe	Pb	S	Cu	Co	Ni	Zn	CaO	Na_2O	TOTAL
Figura 19- FS-020														
1	Lollingita	<0,1	<0,1	75,08	20,73	1,61	1,97	<0,1	0,37	0,24	<0,1	<0,1	<0,1	100,00
2	Arsenopirita	<0,1	<0,1	54,96	27,01	3,36	14,37	<0,1	0,19	<0,1	<0,1	0,07	0,19	100,15
3	Pirita	<0,1	<0,1	0,22	42,24	12,96	43,51	0,18	0,22	0,07	0,08	<0,1	<0,1	99,48
4	Galena	<0,1	0,26	<0,1	0,05	95,23	4,28	<0,1	0,08	0,06	<0,1	<0,1	0,08	100,04
Figura 20- FS-021														
1	Lollingita	<0,1	<0,1	75,83	20,35	0,95	1, 90	<0,1	0,28	0,59	<0,1	0,08	0,11	100,09
2	Arsenopirita	<0,1	<0,1	54,85	26,89	3,52	14,17	<0,1	0,20	0,18	0,14	<0,1	<0,1	100,11
3	Galena	<0,1	0,37	0,14	<0,1	94,98	4,28	0,08	<0,1	<0,1	0,12	0,07	<0,1	100,04
4	Calcopirita	<0,1	<0,1	1,05	28,38	8,03	29,98	32,25	0,13	<0,1	<0,1	0,07	0,32	100,21

Fonte: Autora (2023).
Nota: Rocha: granada-biotita xisto, amostras FS-020 e FS-021. Valores representados em % peso, os valores iguais a 0,00 foram substituídos por <0,1, indicando valores abaixo do limite de detecção do equipamento.

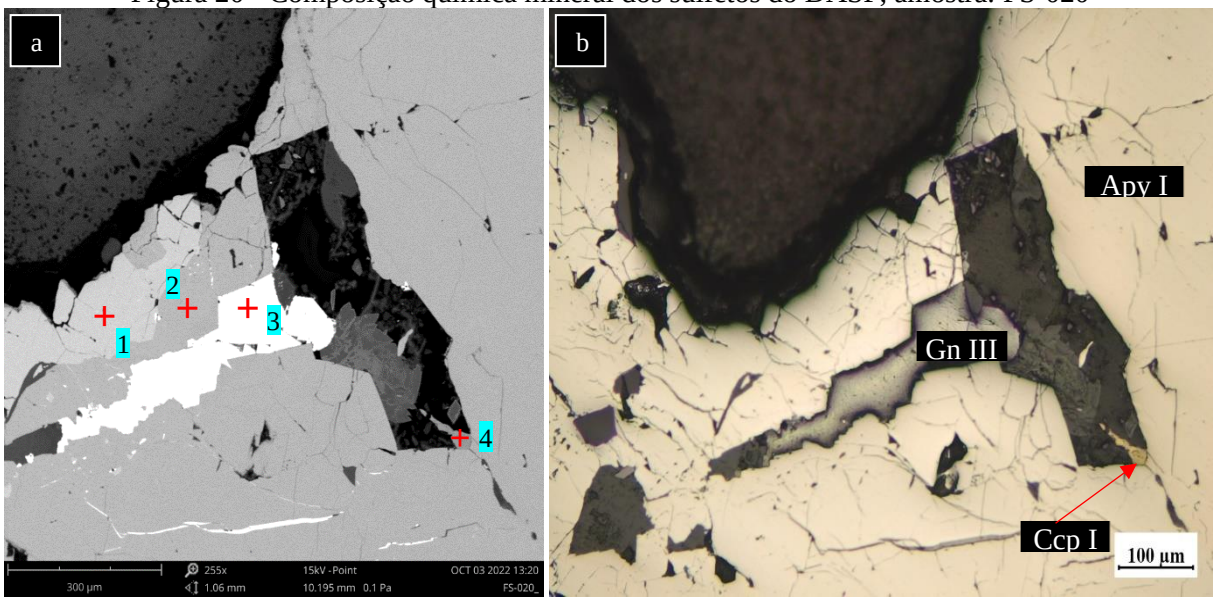
Figura 19- Composição química mineral dos sulfetos do DASF, amostra: FS-020



Fonte: A Autora (2023).
Nota: Fotomicrografia (a) com MEV-EDS-BSE, (b) microscópio de luz refletida. Abreviações: arsenopirita (Apy), pirita (Py), galena (Gn) e lollingita (Lo). Em (b) chama-se atenção para o contato reto entre Py I e Apy I euédrica. No ponto 1 Lo, no ponto 2 Apy I no ponto 3 Py I e no ponto 4 Gn II.

Os elementos traço associados à lollingita, nas amostras analisadas, são principalmente enxofre, cobalto e níquel. Ao comparar a lollingita e arsenopirita nos pontos 1 e 2, respectivamente (Tabela 3 – FS-020 – Figuras 19 e 20) observa-se que a lollingita apresenta os percentuais de 75,08 e 75,83% de arsênio, enquanto a arsenopirita apresenta 54,96 e 54,85 % de arsênio.

Figura 20 - Composição química mineral dos sulfetos do DASF, amostra: FS-020



Fonte: Autora (2023).
Nota: Fotomicrografias (a) com MEV-EDS-BSE, (b) microscópio de luz refletida. Abreviações: arsenopirita (Apy), pirita (Py), galena (Gn), calcopitita (Ccp) e lollingita (Lo). Em (b) o mineral Lo, no ponto 1, exsolvido em Apy I, no ponto 2, Apy I, no ponto 3 Gn III preenchendo fraturas e microfraturas em Apy I, e no ponto 4, Ccp I preenchendo fratura em Apy I.

6.2 ANÁLISE DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA OURO

Os teores de ouro obtidos nas análises foram elevados, variando de 85,09% no ponto três a 94,47% no ponto um (Tabela 4), condizentes com o grau de pureza do ouro em depósitos mesotermais, como o DASF, que geralmente varia entre 70% e 90% sendo muito comum a pureza variar entre 85% e 87% (Boyle, 1979).

A medida que o grau de pureza diminui, prata e enxofre aumentam, em aproximadamente 3,5% e 1,5%, respectivamente. Por outro lado, os teores de cobre e zinco tendem a diminuir quando o grau de pureza do ouro diminui, sendo que no ponto de menor teor de ouro (Tabela 4 – Ponto 3) os teores de cobre e zinco são < 0,030 e < 0,015%, respectivamente.

Boyle (1979) classifica o ouro como eléctrum quando a quantidades de prata na estrutura do ouro é acima de 20%. As análises de composição química mineral do ouro descrita nesse trabalho apontam para um grau de pureza do ouro mais elevado que o do eléctrum, chegando a 94,47% de ouro para 3,36% de prata. Para melhor caracterizar a composição química do ouro foram feitos mapas de distribuição elementar (Figura 21) da zona mineralizada. Os mapas acima

incluem, não apenas a área dos três pontos onde foi realizada a química pontual do ouro, mas também uma região de ocorrência da pirita e de minerais da ganga, como biotita e quartzo.

Tabela 4 - Composição química pontual do ouro MEV-EDS-BSE

Figura 23 - FG-044

Ponto	Mineral	Au	Ag	As	Fe	S	Cu	Zn	Na_2O	TOTAL
1	Ouro	94,47	3,36	0,10	0,07	1,54	0,11	0,12	0,11	100,08
2	Ouro	90,07	6,89	0,06	<0,1	2,83	<0,1	<0,1	0,40	100,25
3	Ouro	85,09	10,31	<0,1	0,25	4,34	<0,1	<0,1	<0,1	99,99

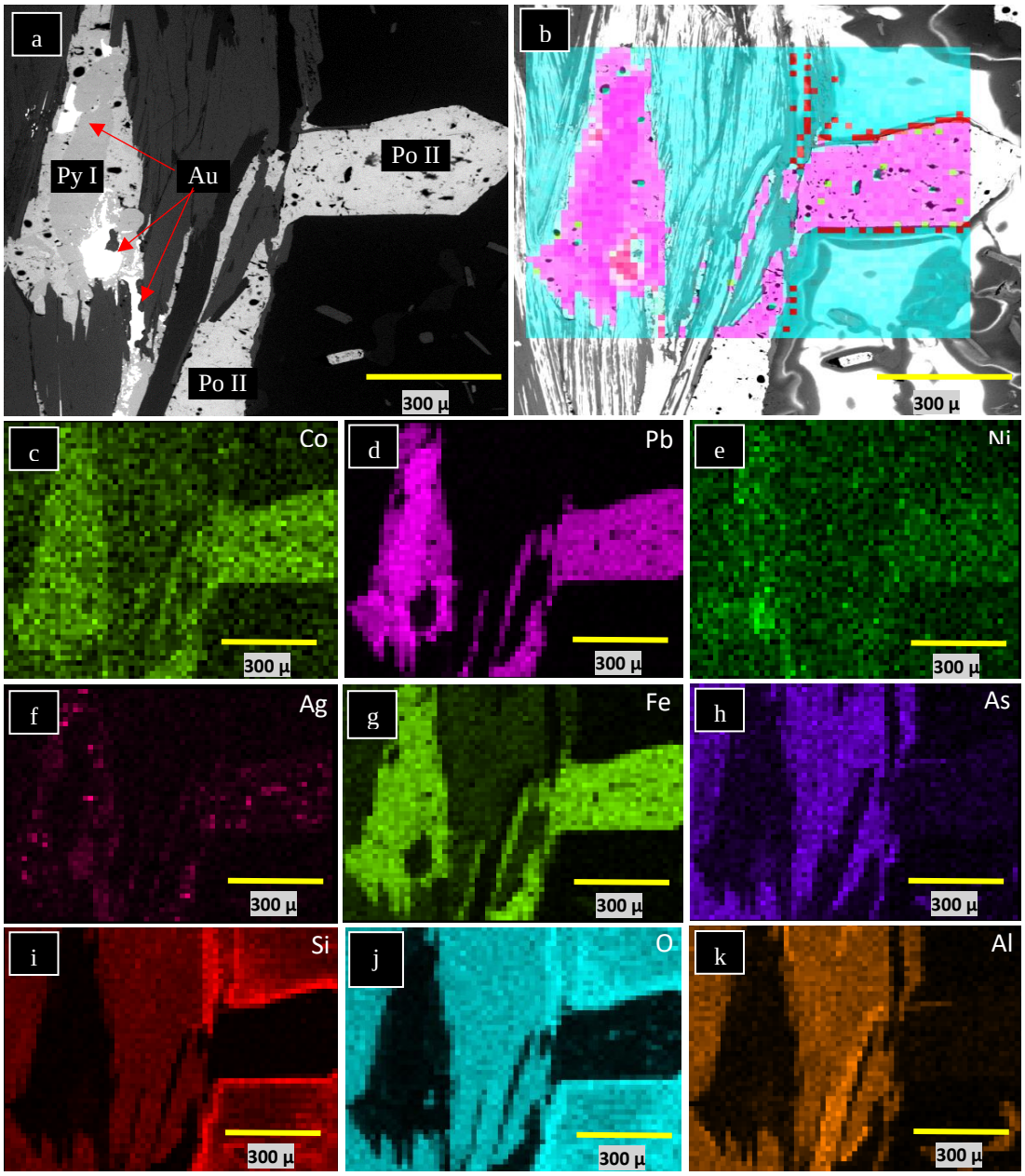
Fonte: Autora (2023).
Nota: Rocha: granada-biotita xisto, amostra FG-044. Valores representados em % peso, os valores iguais a 0,00 foram substituídos por <0,1, indicando valores abaixo do limite de detecção do equipamento.

Foram verificados teores de oxigênio, silício, alumínio, elementos maiores que compõem os minerais da ganga silicática. A ocorrência de Pb está muito bem delimitada e associada à pirita II. Pode-se observar que não há ocorrência de Pb dentro do ouro nem nos minerais de ganga, enquanto a prata ocorre no ouro, na pirita, pirrotita no quartzo e na biotita. O ferro (Figura 21g) também apresenta uma ocorrência associada à pirita e a pirrotita, apresentando teores menos elevados na biotita e no ouro e ausente no quartzo. O arsênio, embora apresente uma ocorrência bem delimitada, está associado à biotita, com teores menos elevados no ouro, na pirita e no quartzo. O cobalto (Figura 21c) e o níquel (Figura 21e) ocorrem disseminados tanto no ouro e na pirita quanto nos minerais da ganga. Entretanto o cobalto apresenta uma maior concentração associada ao ouro e a pirita, enquanto o níquel mostra uma concentração bastante variável nos minerais da ganga.

O silício (Figura 21i) é um dos elementos associado à ganga silicática exibindo concentração elevada na biotita e no quartzo, e não exibe concentração no ouro nem nos sulfetos pirita e pirrotita. O oxigênio (Figura 21j), também associado à ganga, apresenta concentração elevada nos minerais da ganga e baixa no ouro e na pirita. O alumínio (Figura 21k) apresenta baixa concentração no ouro e pirita e elevada concentração na biotita.

A ocorrência dos metais Ag, Co, Ni, Zn, encontrados em nos sulfetos do DASF, está associada ao fenômeno de circulação de fluidos hidrotermais em zonas de cisalhamento, promovendo a hidratação das rochas e precipitação de metais (Mesquita *et al.*, 2006). Esses metais são comumente encontrados em depósitos de ouro sulfetados e em minerais da ganga como granada, micas, piroxênios, anfibólios (Deer; Howie; Zussman, 1966; Reimann; Caritat, 1998).

Figura 21- Fotomicrografias e mapas composicionais dos minerais minério e da ganga do DASF, Amostra FG-044



Fonte da fotomicrografia (a): Silva (2021); Autora (2023).
Nota: Fotomicrografias (a) e (b), mapas de distribuição elementar dos elementos maiores dos minerais minérios (c – h), mapas de distribuição elementar dos minerais de ganga (i – k) feitos com MEV-EDS-BSE. Em (a) a ocorrência de ouro (Au) preenchendo fraturas em Py, em (b) a região de cobertura do mapa de distribuição elementar, (c) distribuição de Co, (d) distribuição de Pb, (e) distribuição de Níquel (Ni), (f) distribuição de Ag, (g) distribuição de Fe, (h) distribuição de As, (i) distribuição de Si, (j) distribuição de O, (k) distribuição de Al.

6.3 CARACTERÍSTICAS DO FLUIDO MINERALIZANTE DO DASF

O ouro ocorre em veios de quartzo e disseminado nos xistos encaixantes, fazendo parte de uma paragênese com pirita, pirrotita, arsenopirita, galena, calcopirita e lollingita subordinadamente calcita. Sua ocorrência como ouro livre é associada a fraturas e vênulas, podendo também ser encontrado dentro da estrutura cristalina de minerais como a pirita, ou como microinclusões em pirita, calcopirita e galena.

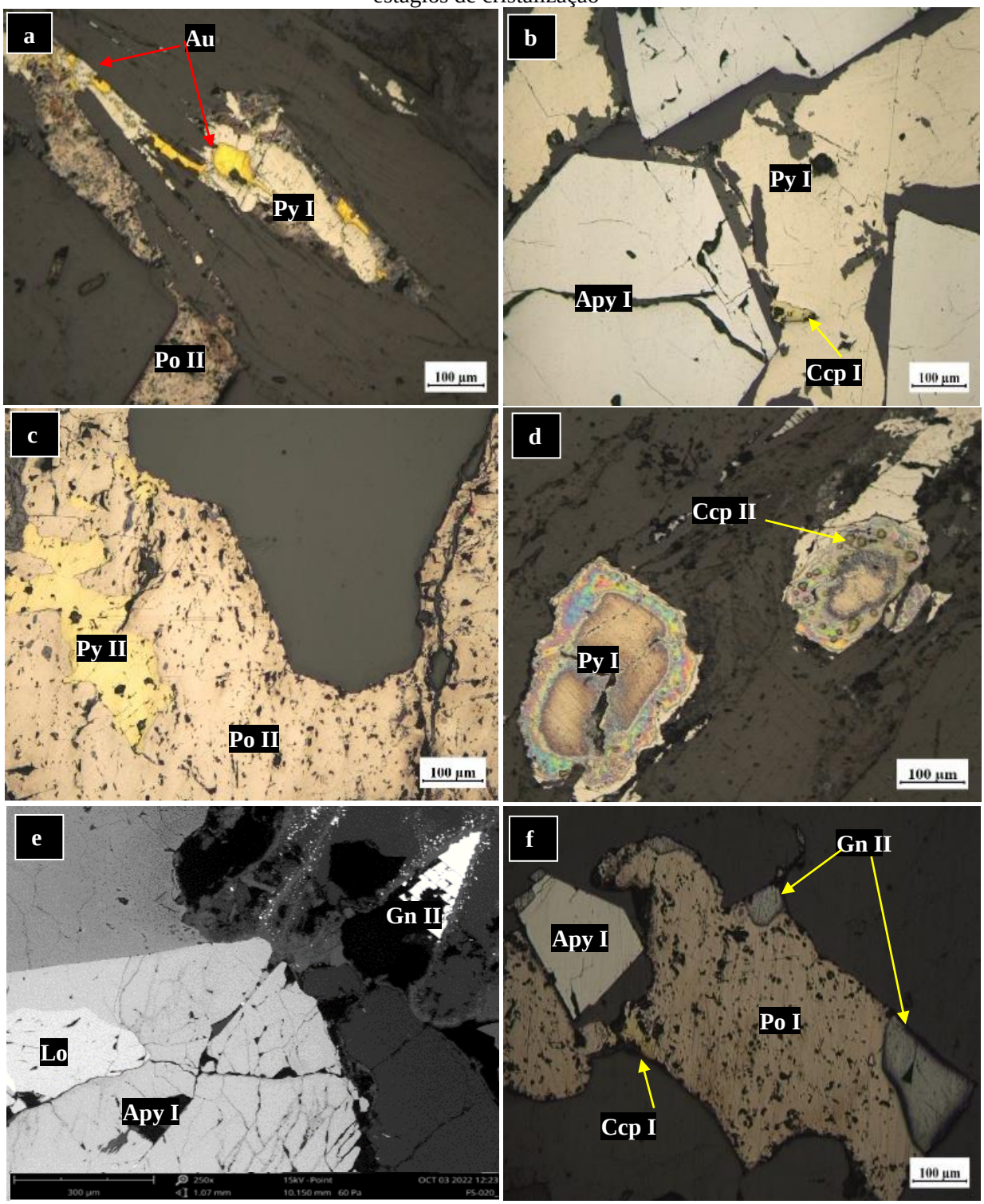
A partir das análises da composição química dos minerais foi possível determinar-se a assinatura geoquímica do fluido mineralizante que contém Pb, Fe, As, Ag, Cu, Zn, Ni e Co. Esta associação metálica é característica de depósitos mesotermais associados a uma maior circulação de fluidos ao longo de zonas de cisalhamento. O DASF mostra um enriquecimento em arsênio pela abundância do mineral arsenopirita enriquecidas em arsênio, e da própria lollingita. A arsenopirita I ocorre em contato com os demais sulfetos e arsenieto (pirita, pirrotita, galena e lollingita) da paragênese de mineralização do ouro, exceto a calcopirita, que faz parte da paragênse de remobilização.

A partir da literatura pode-se inferir uma temperatura das fases de cristalização dos sulfetos e do ouro no estágio de mineralização com base nas suas relações texturais dos minerais arsenopirita e pirita. A assembleia Apy I + Py I, ocorre em equilíbrio textural, exibindo contato reto e cristais com granulação grossa, o que aponta para uma temperatura de 491°C, comum aos depósitos de ouro orogênico (Figueiredo, 2010). As condições físico químicas do fluido hidrotermal mineralizante do DASF seriam as mesmas condições destacadas por Ridley, Mikucki e Groves (1996) e Groves *et al.* (1998) para depósitos de ouro orogênico com baixa salinidade, pH quase neutro e composição representada pelo sistema H_2O-CO_2±CH_4.

6.4 SÍNTESE DAS FASES DE MINERALIZAÇÃO DO OURO, DOS SULFETOS E ARSENIETO DO DASF

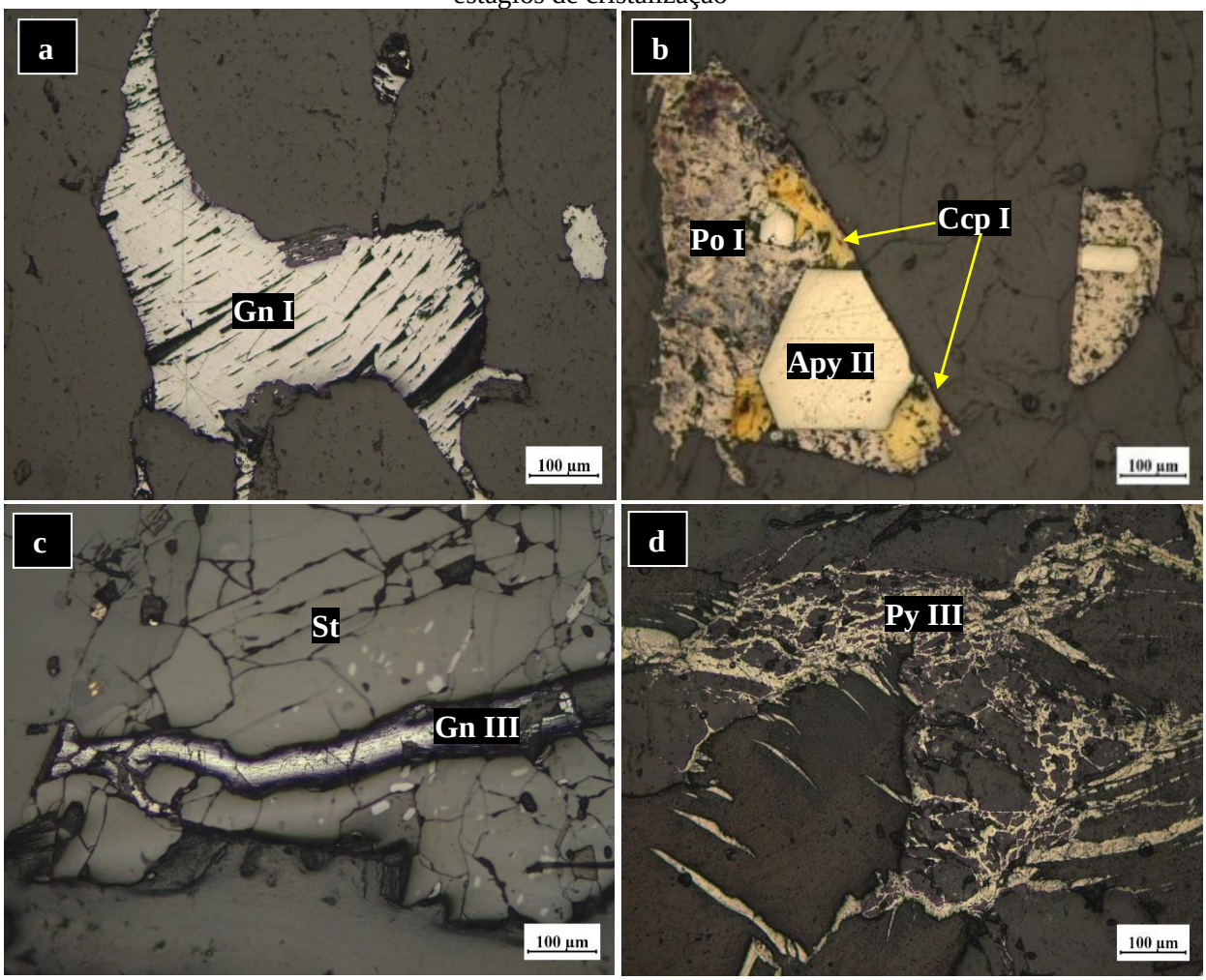
Com base na composição mineralógica e relações texturais dos minerais, veios mineralizados e alteração hidrotermal, foi possível estabelecer uma sequência de cristalização do ouro e sulfetos do DASF. Foram identificadas três fases de cristalização principais (Figuras 22 e 23) para o ouro, os sulfetos e arsenieto, sendo a primeira correspondente ao estágio de mineralização, e a segunda e terceira (tardia) fases correspondem ao estágio de remobilização.

Figura 22 - Correlações entre as ocorrências minerais do ouro e dos sulfetos do DASF, suas fases e estágios de cristalização



Fonte da fotomicrografia (a) e (f): Silva (2021); Autora (2023).
Nota: Abreviações: ouro (Au), arsenopirita (Apy), pirita (Py), calcopirita (Ccp) e galena (Gn) e lollingota (Lo). As fotomicrografias foram feitas em microscópio de luz refletida, exceto (e) feita com MEV-EDS-BSE.

Figura 23 - Correlações entre as ocorrências minerais do ouro e dos sulfetos do DASF, suas fases e estágios de cristalização



Fonte: Autora (2023).
Nota: As fotomicrografias foram feitas em microscópio de luz refletida. Abreviações: ouro (Au), arsenopirita (Apy), pirita (Py), calcopirita (Ccp) e galena (Gn), lollingota (Lo), estaurolita (St), e qartzo (Qtz). Em (a) Gn I, (b) Po I em contato com Apy II e Ccp I, em (c) veio de Gn III preenchendo fratura em St, em (d) Py III com textura esqueletal preenchendo fratura em Qtz.

A ordem de cristalização para o ouro e os sulfetos descritos ocorreu, incialmente, na fase de cristalização 1, com a precipitação de ouro invisível e dos sulfetos e arsenieto Py I + Po I+ Apy I + Gn I + Lo (?). Posteriormente, na fase 2, ocorre a cristalização de ouro preenchendo fratura Py I e os sulfetos Py II + Po II + Apy II + Gn II + Ccp I+ Lo (?), enquanto na fase 3, ocorre a cristalização de ouro (?) e dos sulfetos e arsenieto Py III, Gn III, Ccp II, Lo (?).

7 IDADE DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO DASF

Neste item foram abordados os aspectos geocronológicos do Depósito Aurífero São Francisco, a obtenção das idades modelo Pb-Pb em Pirita (LA-ICP-MS) e a fonte do chumbo presente nas amostras analisadas.

7.1 IDADES MODELO PB-PB EM PIRITA (LA-ICP-MS)

Análises isotópicas de Pb, em pirita do DASF, foram realizadas com LA-ICP-MS com objetivo de obter-se a idade da mineralização, assim como a provável fonte do Pb associado ao ouro. As idades foram determinadas em pirita de três amostras (MF-180, MF-181 e MF-182), que representam a rocha granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto. A Tabela 10 (Apêndice B) apresenta todas as idades modelo obtidas.

A metodologia Pb-Pb baseia-se na desintegração radioativa em cadeia dos isótopos radioativos ^{238}U e ^{235}U, originando respectivamente dois isótopos uranogênicos de Pb (^{206}Pb e ^{207}Pb), e do ^{232}Th para o isótopo toriogênico ^{208}Pb. O ^{204}Pb é usado como isótopo de referência para a avaliação dos acréscimos sofridos pelos outros três, pois ele é considerado relativamente estável, com um tempo de meia-vida muito elevada e sua abundância é considerada inalterada desde a formação da Terra (Pb primordial) (Faure, 1986).

A partir dos resultados analíticos com LA-ICP-MS foram obtidas idades modelo (Figuras 25, 26 e 27) que caracterizam dois estágios: o primeiro de mineralização e o segundo de remobilização do ouro, sulfetos e arsenieto associados. As idades modelos são usadas para minerais que apresentam uma baixa razão U/Pb e são baseadas em modelos de evolução isotópica do Pb através do tempo. Os primeiros modelos de evolução isotópica de Pb foram desenvolvidos utilizando dados isotópicos de galenas. Estes modelos interpretavam que a evolução isotópica de Pb teria ocorrido em um único estágio desde a formação da Terra até o presente (Babinsky, 1993).

O modelo de Holmes e Houtermans, que foi desenvolvido em trabalhos distintos, Holmes (1946) e Houtermans (1946) é um dos principais modelos de evolução em estágio simples. Neste modelo, o Pb radiogênico é produzido pelo decaimento do U e Th e o Pb resultante (Pb inicial + Pb radiogênico), separado dos seus precursores radioativos é incorporado minerais de minério como a galena (Babinsky, 1993). O crescimento isotópico de Pb é expresso pela equação:

$$\frac{\left(\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}\right)am}{\left(\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}\right)am} - \frac{\left(\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}\right)in}{\left(\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}\right)in} = \frac{1}{(137,8)} \frac{e^{e\lambda 2t-1}}{e^{e\lambda 1t-1}} m \qquad \text{logo,} \qquad \frac{\left(\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}\right)am}{\left(\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}\right)am} - \frac{b_0}{a_0} = m$$

Onde,

m = inclinação do ponto sobre a curva de evolução isotópica do chumbo

$\boldsymbol{\lambda_2} = 9{,}8485 \times 10^{-10}$

$\boldsymbol{\lambda_1} = 1{,}55125 \times 10^{-10}$

$\left(\frac{\mathbf{Pb^{206}}}{\mathbf{Pb^{204}}}\right)$ in $= a_0 = 9{,}307$ razão inicial

$\left(\frac{\mathbf{Pb^{207}}}{\mathbf{Pb^{204}}}\right)$ in $= b_0 = 10{,}295$ razão inicial

$\left(\frac{\mathbf{Pb^{206}}}{\mathbf{Pb^{204}}}\right)$ am $=$ valor medido no espectômetro na amostra

$\left(\frac{\mathbf{Pb^{207}}}{\mathbf{Pb^{204}}}\right)$ am $=$ valor medido no espectômetro na amostra

Inicialmente foi realizada a identificação dos cristais de pirita com maiores teores de urânio e tório, e a partir desses foram obtidas as razões de $^{206}Pb/^{204}$ e $^{207}Pb/^{204}Pb$. Esta idade é uma estimativa feita comparando-se assinatura isotópica de Pb do mineral com curvas de evolução isotópica de Pb conforme o modelo de Holmes-Houtermans (1946).

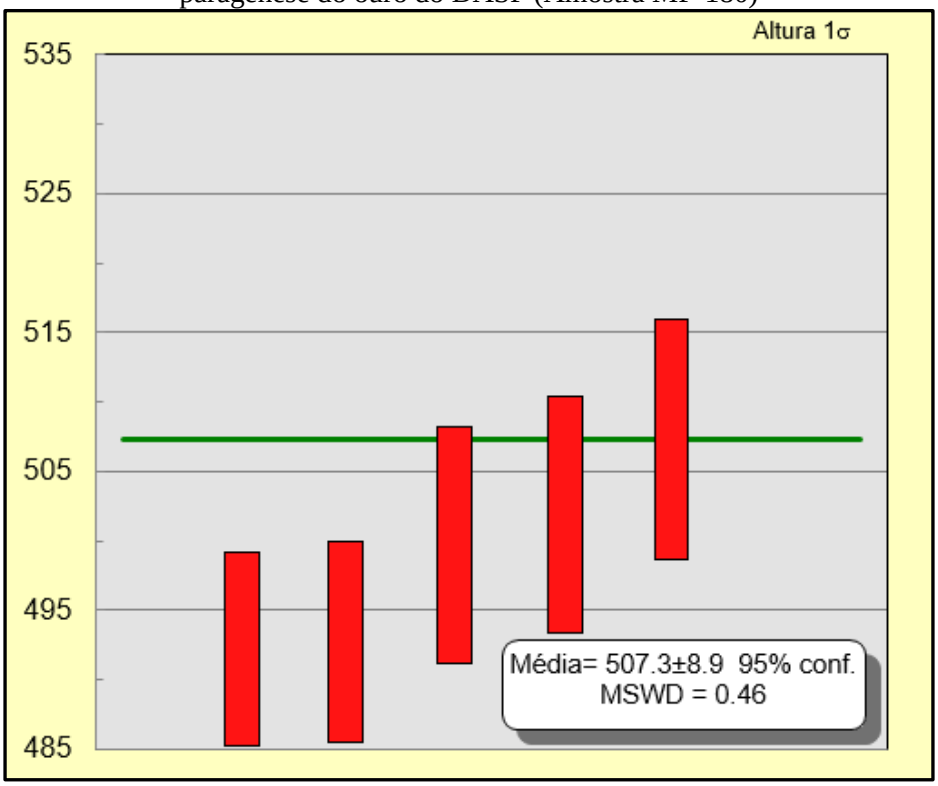
Para representar os dados obtidos, foram utilizados diagramas do tipo *Weighted Average* (Figuras 24, 25 e 26), uma vez que não foi possível calcular uma concórdia nem uma isócrona. Esses diagramas mostram as idades e uma média das idades com erro MSWD – *Mean Squared Weighted Deviation* (Desvio Quadrado Médio Ponderado) para cada amostra. Com base no tratamento e análise dos resultados pode-se inferir que os dados são bimodais apresentado dois grupos de idades. O grupo 1, apresenta idades entre 516,78-501,79 Ma e foram obtidas em pirita I, e o grupo 2 apresenta idades entre 499,55-484,96 Ma e foram obtidas em pirita II.

As idades mais antigas, que compreende o intervalo de 516-501 Ma, representam a mineralização do ouro e dos sulfetos e arsenieto associados e as mais recentes, que compreendem o intervalo de 499-484 Ma, indicam a idade de remobilização do ouro, sulfetos e arsenieto associados. Pode-se observar, a partir dos dados obtidos, que os pulsos de mineralização e remobilização apresentam uma duração de aproximadamente 15 Ma.

As médias das idades obtidas foram 507 ± 8,9, 497 ± 4,1 e 496 ± 3,6 Ma, referentes as amostras MF-180, MF-181 e MF-182, respectivamente. Os valores do MSWD obtidos foram

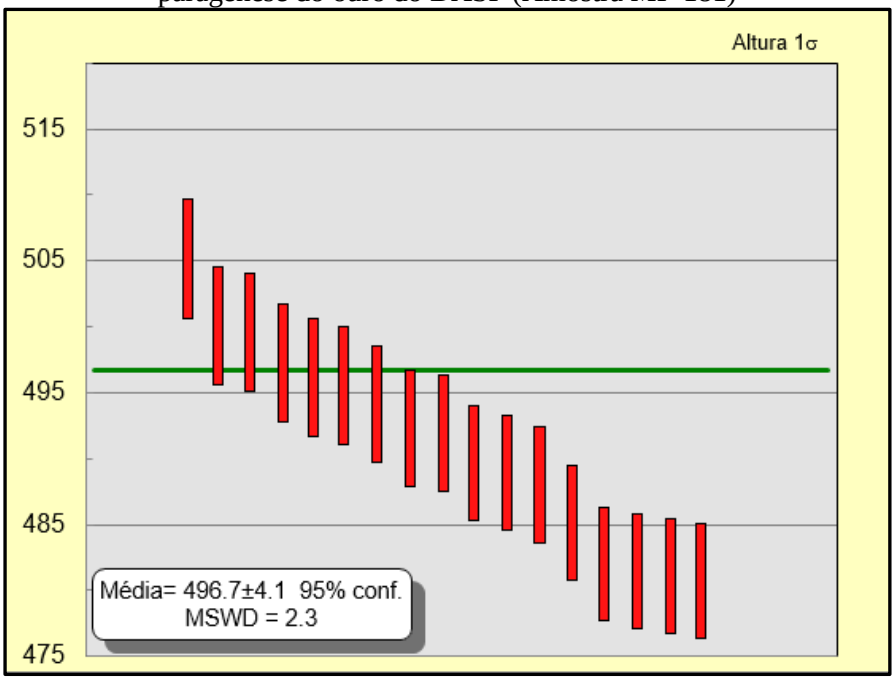
0,46, 2,3 e 2,5. Com base nos resultados obtidos, pode-se perceber que os estágios de mineralização e remobilização, foram registrados nas três amostras analisadas. A idade modelo mais antiga (517 Ma) foi obtida na amostra MF-180 (Furo de sondagem CRDD-180), enquanto a idade mais recente (484,96 Ma) foi obtida da amostra MF-182 (Furo de sondagem CRDD-182).

Figura 24 – Diagrama *Weighted Average* mostrando as idades modelo Pb-Pb calculadas a partir dos dados de razões isotópicas de Pb obtidas em pirita por LA-ICP-MS, em amostra de pirita da paragênese do ouro do DASF (Amostra MF-180)



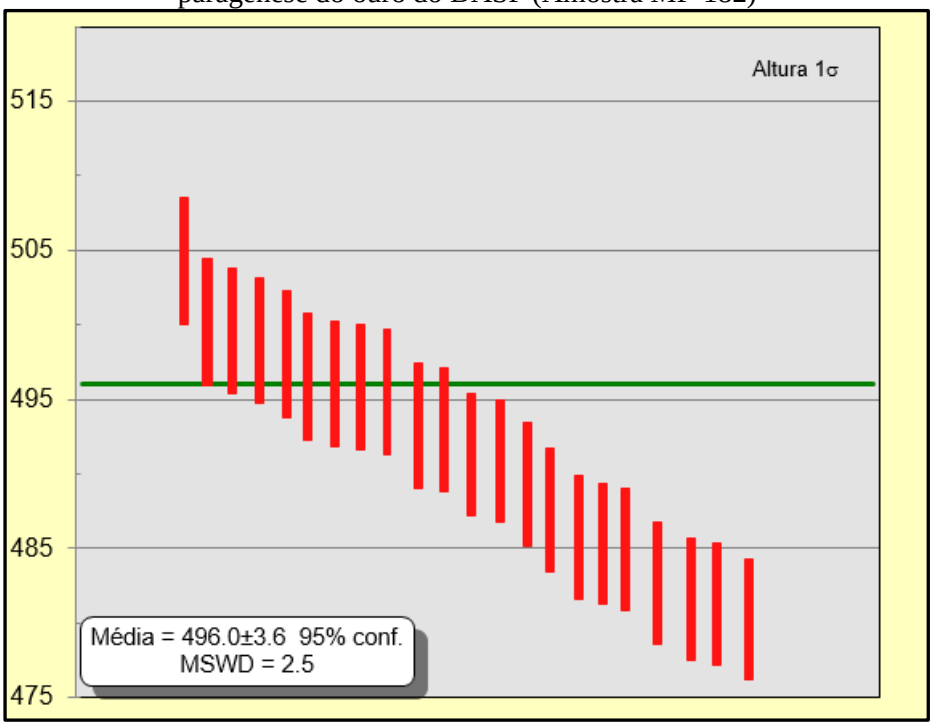
Fonte: Autora (2023).

Figura 25 - Diagrama *Weighted Average* mostrando as idades modelo Pb-Pb calculadas a partir dos dados de razões isotópicas de Pb obtidas em pirita por LA-ICP-MS, em amostra de pirita da paragênese do ouro do DASF (Amostra MF-181)



Fonte: Autora (2023).

Figura 26 - Diagrama *Weighted Average* mostrando as idades modelo Pb-Pb calculadas a partir dos dados de razões isotópicas de Pb obtidas em pirita por LA-ICP-MS, em amostra de pirita da paragênese do ouro do DASF (Amostra MF-182)



Fonte: Autora (2023).

Trabalhos anteriores também trouxeram contribuições geocronológicas para a região. Cita-se os trabalhos de Trindade (2000) e de Araújo *et al.* (2005), o primeiro realizou a datação

dos xistos, rochas hospedeiras dos veios de quartzo mineralizados, através do método Rb-Sr, obtendo a idade de 554 ± 19 Ma. O segundo realizou a datação através do método Ar-Ar nos minerais biotita e muscovita, presentes no halo de alteração no xisto hospedeiro, obtendo duas idades caracterizando dois pulsos de mineralização, o primeiro entre 510-520 Ma e o segundo entre 500-506 Ma. A seguir um comparativo (Tabela 5) dos dados obtidos nesta dissertação com os trabalhos de Trindade (2000) e Araújo *et al.* (2005).

A idade Rb-Sr realizadas por Trindade (2000) obtida no muscovita xisto, rocha encaixante do DASF, coincide com a idade Re-Os na molibdenita da mina de scheelita de Brejuí, obtida recentemente por Holanda *et al.* (2017), que é considerada a idade da mineralização de W-Mo presente no *skarn* daquele depósito. As idades Pb-Pb em pirita, que refletem o primeiro estágio de mineralização do ouro e sulfetos associados, obtidas neste trabalho, coincidem com idades Ar-Ar em biotita e muscovita, relativas ao segundo pulso de mineralização obtidas por Araújo *et al.* (2005).

Tabela 5 - Comparativo dos dados geocronológicos do DASF

Trabalho	Idade (Ma)	Método	Mineral/Rocha
Este trabalho	516,78-501,79 Mineralização	Pb-Pb	Pirita I (Paragênese do ouro)
	499,55-484,96 Remobilização		Pirita II e III (Paragênese do ouro)
Araújo *et al*. (2005)	520-510 Pulso 1	Ar-Ar	Biotita e Muscovita (Alteração hidrotermal)
	506-500 Pulso 2		
Trindade (2000)	569 ± 20 554±19	Rb-Sr	Silimanita-muscovita Xisto (rocha total)

Fonte: Trindade (2000) e Araújo *et al.* (2005).

As mineralizações e ouro orogênico, em geral, pós-datam o metamorfismo regional das rochas hospedeiras (Zhao *et al.*, 2019; Groves *et al.*, 2020), o que é coerente com o contexto do DASF, no qual as idades modelos obtidas neste trabalho relativas ao estágio de mineralização e ao estágio de remobilização do ouro, sulfetos e arsenieto associados, apontam para um evento hidrotermal ocorrido após o pico do metamorfismo regional da área, que atualmente é 575 Ma, idade obtida pelo método U-Pb (Hollanda e*t al.*, 2019). Nesse contexto deve-se considerar as idades de intrusão similares obtidas em pegmatitos na região.

Regionalmente os pegmatitos não zonados possuem idades de 528 ± 12 Ma (U-Pb em monazita, Corpo Parelhas; Baumgartner *et al.*, 2006) e 520 ± 10 Ma (U-Pb em xenotima, Corpo Picuí; Beurlen *et al.*, 2009), enquanto que os pegmatitos zonados, que costumam ser mineralizados em gemas, Nb-Ta, Li e U, apresentam idades entre 509 ± 2,9 Ma e 514 ± 1,1 Ma (U-Pb em columbita-tantalita, Corpos Capoeira, Mamões, Malhada Vermelha, Combi, Carnaubinha e Trigueiro; Baumgartner *et al.*, 2006), além de 502 ± 5,8 Ma (Ar-Ar em muscovita, Corpo Boqueirão; Palinkas e*t al.*, 2019) e 508-485 Ma (Ar-Ar em muscovita e biotita, vários corpos; Hollanda e*t al.*, 2019).

7.2 FONTE DO CHUMBO ASSOCIADA AO OURO NO FLUIDO MINERALIZANTE

A evolução dos isótopos de chumbo em rochas e depósitos minerais, ao longo do tempo, é usualmente complexa. Pode-se assumir, de forma genérica, que as composições isotópicas evoluíram, ao longo do tempo, devido à produção de chumbo radiogênico decorrente do decaimento radioativo do urânio (U) e tório (Th). Portanto, a evolução dos isótopos de chumbo em uma rocha ocorre desde sua cristalização e depende de suas razões iniciais de U/Pb e Th/Pb. Consequentemente, quanto mais altas forem as razões iniciais de U/Pb e Th/Pb, mais radiogênicas serão as composições isotópicas de chumbo medidas, atualmente, nas rochas. (Dalla Vecchia *et al.*, 2015).

Os dados isotópicos de chumbo analisados, revelam alguns aspectos importantes para o entendimento da evolução metalogenética do DASF. A partir da análise as razões isotópicas de $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$ (Tabela 6) obtidas na pirita por LA-ICP-MS, foi possível realizar-se um tratamento estatístico e apontar potenciais ambientes para fonte do chumbo, de acordo com o modelo da Plumbotectônica estabelecido por Zartman e Doe (1981).

Foi realizado análise estatística utilizando o *software* Jamovi 2.25® para compreender melhor a distribuição das razões isotópicas (Tabela 7) de chumbo nas amostras analisadas, suas correlações e interpretações geoquímicas. Primeiramente foi realizado um teste de normalidade, para verificar a distribuição das amostras e estabelecer uma medida de tendência central que melhor representa os dados, e assim realizar as demais comparações e correlações (Tabela 6).

Tabela 6 - Análise descritiva dos dados realizada com o *software* Jamovi 2.25®

				Shapiro-Wilk		Percentiles		
	AMOSTRAS	N	Median	W	p	25th	50th	75th
206Pb/204Pb	MF-180	5	18.3	0.886	0.335	17.6	18.3	18.9
	MF-181	10	18.2	0.916	0.323	17.1	18.2	18.3
	MF-182	15	18.0	0.704	< .001	17.7	18.0	18.8
207Pb/204Pb	MF-180	5	16.0	0.880	0.308	15.3	16.0	16.3
	MF-181	10	15.8	0.935	0.497	14.9	15.8	16.0
	MF-182	15	15.7	0.703	< .001	15.4	15.7	16.4
208Pb/204Pb	MF-180	5	39.0	0.839	0.162	37.2	39.0	39.8
	MF-181	10	38.0	0.911	0.287	36.1	38.0	38.6
	MF-182	15	37.7	0.707	< .001	37.1	37.7	39.4

Spearman Correlation

	206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb
206Pb/204Pb	1.000	0.995	0.995
207Pb/204Pb	0.995	1.000	0.994
208Pb/204Pb	0.995	0.994	1.000

Fonte: Autora (2023).

A partir do teste de normalidade de Shapiro-wilk, onde valores de *p* maiores que 0,05 indicam uma distribuição normal de dados, e valores de *p* menores que 0,05 indicam que a distribuição dos dados está fora dos parâmetros da distribuição normal, percebeu-se que as razões isotópicas de chumbo apresentam distribuição normal para duas das amostras analisadas, MF-180 e MF181, enquanto a amostra mf-182 não apresentou distribuição normal de dados, portanto, para realizar as comparações e correlações foram usados testes não paramétricos.

Tabela 7 – Razões isotópicas de chumbo em pirita das amostras MF-180, MF-181 e MF-182 do DASF

Amostras	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
MF-180	14,78	12,96	30,37
MF-180	17,60	15,32	37,21
MF-180	18,34	16,05	38,97
MF-180	18,90	16,34	39,79
MF-180	19,55	16,98	41,02
MF-181	16,59	14,37	34,96
MF-181	16,70	14,60	35,61
MF-181	17,00	14,87	35,94
MF-181	17,36	15,20	36,70
MF-181	18,11	15,73	37,93
MF-181	18,22	15,79	38,13
MF-181	18,23	15,93	38,43

MF-181	18,34	15,99	38,71
MF-181	18,77	16,33	38,98
MF-181	19,01	16,49	39,33
MF-182	11,46	9,92	24,31
MF-182	16,82	14,65	35,59
MF-182	17,28	15,08	36,21
MF-182	17,62	15,38	37,04
MF-182	17,76	15,48	37,51
MF-182	17,76	15,54	37,23
MF-182	17,90	15,47	37,51
MF-182	18,02	15,67	37,72
MF-182	18,30	15,88	38,43
MF-182	18,38	16,12	38,61
MF-182	18,49	16,04	38,88
MF-182	19,11	16,65	39,94
MF-182	19,31	16,71	40,60
MF-182	19,48	17,10	40,78
MF-182	19,80	17,27	41,73

Fonte: Obtidas com LA-ICP-MS (2023).

A mediada de tendência central que melhor representa os dados é a mediana e foram realizados testes não paramétricos para fazer as comparações e correlações estatísticas uma vez que uma das amostras, MF-182, não apresentou distribuição normal. A correlação de *Spearman* indica que há uma correlação muito forte ente as razões isotópicas de chumbo e as amostras analisadas.

A relação entre esses isótopos e suas razões isotópicas são importantes para determinar os possíveis ambientes geológicos de formação de rochas e fonte desse metal. Como as diferentes fontes geológicas possuem proporções distintas desses isótopos, a análise das razões isotópicas de chumbo permite identificar suas proveniências (Zartman; Doe, 1981).

Zartman e Doe (1981) desenvolveram o modelo denominado de Plumbotectônica, no qual a terra é dividida em três grandes reservatórios de urânio, tório e chumbo: a crosta superior, que apresenta uma razão de U/Pb elevada e onde predomina a ocorrência do chumbo radiogênico; a crosta inferior, na qual a razão U/Pb e baixa e o chumbo predominante é não radiogênico e o manto, que possui uma razão U/Pb intermediária e o chumbo radiogênico é mais abundante que não radiogênico.

Deve-se destacar que, o modelo da Plumbotectônica considera a orogênese como processo geológico no qual ocorre uma transferência de material entre os três reservatórios

ocasionando uma mistura química isotópica entre eles. Cada ambiente geológico possui composições isotópicas particulares que permitem sua diferenciação/distinção, portanto a partir das razões de $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$ pode-se indica o ambiente geológico de origem do Pb.

Zartman e Doe (1981) elaboraram diagramas, a partir das razões $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$ onde são apresentadas as curvas de evolução dos isótopos de chumbo para a crosta superior, inferior e para o manto e ambiente orogênico, indicando as razões isotópicas características de cada ambiente. A tabela 8 mostra os valores das razões isotópicas de chumbo descritas por Zartman e Doe (1981) para distinguir os ambientes geológicos e as médias das razões isotópicas de chumbo das amostras analisadas.

As razões isotópicas de chumbo das amostras analisadas do DASF estão próximas dos valores, que indicam contribuição do manto no processo de orogênese, como pode-se observar nos diagramas das razões $^{207}pb/^{204}Pb$ *vs.* $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Figura 27a) e das razões $^{208}Pb/^{204}Pb$ *vs.* $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Figura 27b).

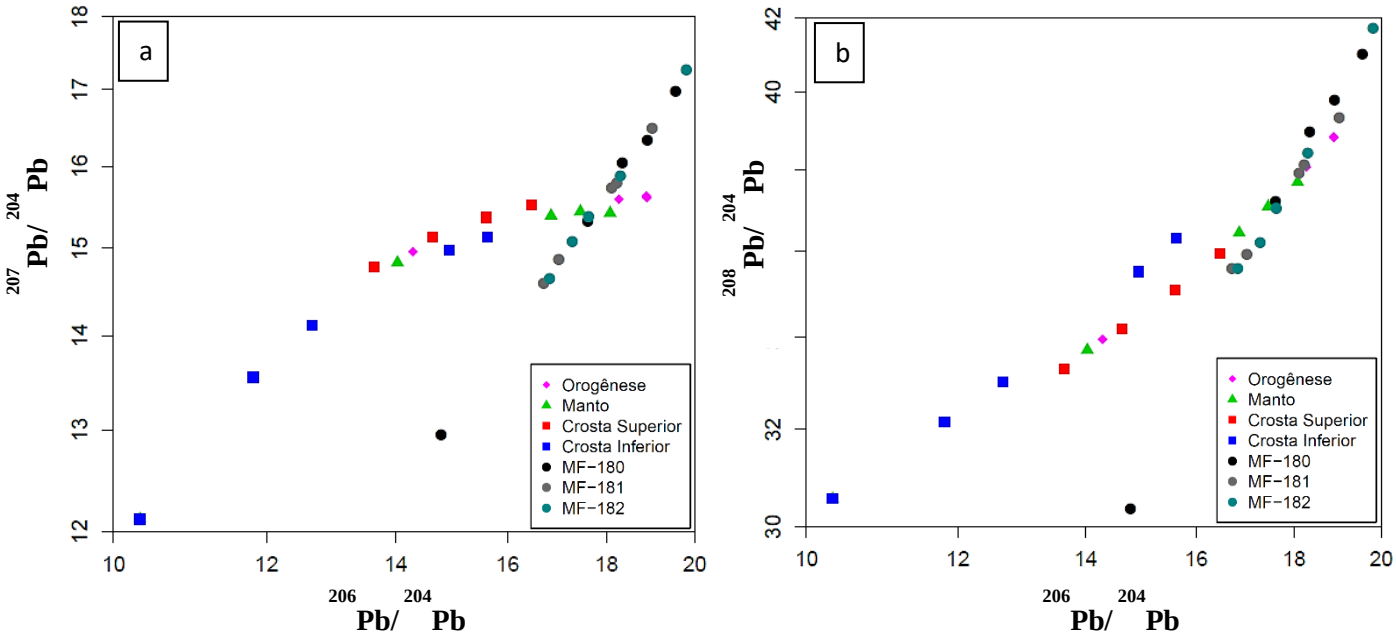
Tabela 8 - Razões isotópicas de chumbo estabelecidas por Zartman e Doe (1981) para distinguir ambientes geológicos de proveniência do chumbo e as razões isotópicas de chumbo obtidas a partir das amostras analisadas do DASF

Ambiente	**$^{206}Pb/^{204}Pb$**	**$^{207}Pb/^{204}Pb$**	**$^{208}Pb/^{204}Pb$**
Manto	18,08	15,42	37,68
Orogênico	18,88	15,63	38,83
Crosta superior contribuiu para orogênese	19,33	17,73	38,06
Crosta inferior contribuiu para orogênese	17,29	15,30	38,56
Razões isotópicas de chumbo da amostra MF-180	18,30	16,00	39,00
Razões isotópicas de chumbo da amostra MF-181	18,20	15,80	37,50
Razões isotópicas de chumbo da amostra MF-182	18,00	15,70	37,00

Fonte: Baseada em Zartman e Doe (1981).

A distribuição dos pontos analíticos das amostras do DASF no diagrama 1 ($^{207}Pb/^{204}Pb$ *vs.* $^{206}Pb/^{204}Pb$), define um *trend* oblíquo que corta as diferentes curvas estabelecidas por Zartman e Doe (1981), em alto ângulo o que indica uma dissociação entre amostras e as curvas. Essa assinatura isotópica pode sugerir uma evolução isotópica do chumbo em um ambiente pobre em urânio e relativamente mais rico em tório, uma vez que as razões dos isótopos uranogênicos $^{207}Pb/^{204}Pb$ *vs.* $^{206}Pb/^{204}Pb$, são mais baixas que a razão do isótopo toriogênico $^{208}Pb/^{204}Pb$.

Figura 27 - Curvas de evolução de isótopos de chumbo do DASF (amostras MF- 180, MF-181, MF-182) baseadas no modelo da Plumbotectônica de Zartman e Doe (1981). Em (a) estão representadas as razões $^{207}Pb/^{204}Pb$ *vs.* $^{206}Pb/^{204}Pb$ e em (b) as razões $^{208}Pb/^{204}Pb$ *vs.* $^{206}Pb/^{204}Pb$



Fonte: Baseada em Zartman e Doe (1981).

Enquanto no diagrama 2 ($^{208}Pb/^{204}Pb$ *vs.* $^{206}Pb/^{204}Pb$) os pontos analíticos plotam próximo à curva de evolução do manto, podendo ser dividida em três grupos. No grupo 1, os pontos plotam abaixo curva, no grupo 2, os pontos plotam na curva e no grupo 3, os pontos plotam a cima da curva. Essa assinatura isotópica pode indicar os estágios distintos um de mineralização e outro de remobilização do ouro, sulfetos e arsenieto associados.

O grupo 1, é referente ao estágio de mineralização e apresenta razões isotópicas $^{208}Pb/^{204}Pb$ e $^{206}Pb/^{204}Pb$ mais baixas e idades modelo mais antigas (516,78 -501,79 Ma), o grupo 2, está relacionado à remobilização, e exibe razões isotópicas $^{208}Pb/^{204}Pb$ e $^{206}Pb/^{204}Pb$ semelhantes às da curva de evolução do manto e idades modelo intermediárias (499,55-490,80 Ma), enquanto o grupo 3, é relativo a uma fase tardia da remobilização, apresenta razões isotópicas $^{208}Pb/^{204}Pb$ e $^{206}Pb/^{204}Pb$ superiores aos da curva de evolução do manto e as idades modelo mais recentes (487,91-484,96 Ma).

8 CONCLUSÃO

Nesta dissertação foi realizada a caracterização petrográfica e geoquímica do ouro, além dos sulfetos e arsenieto de sua paragênese no DASF, assim como foi obtida a idade modelo da mineralização aurífera através do método Pb-Pb em pirita por LA-ICP-MS.

A partir das análises da composição química mineral obtida por MEV-EDS-BSE pode-se concluir que a origem do fluido mineralizante é hidrotermal e que o minério do DASF é do tipo polimetálico, no qual o ouro encontra-se associado aos sulfetos e arsenieto (pirita>pirrotita>arsenopirita>galena>calcopirita>lollingita), de metais base, e cuja assinatura geoquímica possui Pb, Fe, As, Ag, Cu, Zn, Ni, Co e Dy. Esta assinatura sugere uma possível mistura de metais provenientes de diversas fontes, durante o período e que o sistema hidrotermal e mineralizante esteve ativo.

A ocorrência do disprósio pode indicar as condições de temperatura e físico-química do fluido percolante no momento de mineralização desse metal, uma vez que a mobilidade dos ETR pesados ocorre em temperaturas elevadas e pH baixo.

A primeira descrição de lollingita, arsenieto com elevado percentual de arsênio, indica um considerável teor de arsênio, se comparado com os percentuais presentes na arsenopirita do DASF. Esse fato associado à ocorrência relativamente abundante de arsenopirita, além da presença de lollingita, pode apontar para um enriquecimento em arsênio do DASF.

A geocronologia permitiu se identificar os estágios de mineralização e remobilização do ouro, sulfetos e arsenieto com base na datação da Pb-Pb em pirita realizado com LA-ICP-MS. A mineralização ocorre entre 516,78-501,79 Ma e é marcada cristalização dos veios de quartzo sulfetados, nesse estágio são cristalizados o ouro invisível, Py I + Po I + Apy I+ Gn I. A remobilização ocorre entre 499,55-484,96 Ma, e é assinalada pela cristalização de ouro preenchendo fraturas em Py I e a cristalização dos sulfetos Py II e III, Po II, Apy II, Ccp I e II, Gn II e III e lollingita.

Nesse contexto, a evolução das razões isotópicas de chumbo do dasf aponta para uma origem mantélica para chumbo presente nos fluidos mineralizadores, caracterizado por um ambiente com razão U/PB intermediária e maior abundância de chumbo radiogênico.

Para uma melhor compreensão sobre os metais que compõe o fluido hidrotermal e a ocorrência do disprósio, sugere-se que sejam conduzidos, a posteriori, outros estudos no DASF, com a realização de análises mais detalhadas da composição composição química mineraldo ouro, sulfetos e arsenieto, (ouro, arsenopirita, pirita, pirrotita, galena, calcopirita e lollingita)

com uso de outros técnicas analíticas com limites de detecção menores e melhor precisão, como, por exemplo a microssonda eletrônica e o LA-ICP-MS.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sciences Review**, v. 17, n. 1-2, p.1-29, 1981.

AMANTE, A. M. S.; MINCATO, R. L.; MEYER, J. F. A. C.; SCHRANK, A. Razões Isotópicas Pb-Pb obtidas por LA-ICP-MS: Avaliação e Tratamentos de Resultados, Determinação de Idades e Comparação de Outras Técnicas Analíticas. **Geoquímica Brasiliensis**, Campinas, v. 18, n. 1, p. 1-11, 2004.

ANGELIM, L. A. A. *et al.* **Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte**. Recife: CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 2006.

ARAÚJO, M. N. C.; SILVA, F. C. A.; AMARO, V. E.; JARDIM DE SÁ, E. F. Aplicação do Sensoriamento Remoto no Detalhamento da Arquitetura Crustal de Áreas Mineralizadas em Ouro da Porção Centro-Oriental da Faixa Seridó (NE do Brasil). *In:* SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO - SBSR, 10., 2001, Foz do Iguaçu - PR. **Anais** [...]. Foz do Iguaçu: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2001. p. 243-250.

ARAÚJO, M. N. C.; SILVA, F. C. A.; JARDIM DE SÁ, E. F.; HOLCOMBE, R. J. Geometry and structural control of gold vein mineralizations in the Seridó Belt, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 15, n. 3, p. 337-348, 2002.

ARAÚJO, M. N. C.; VASCONCELOS, P. M.; SILVA, F. C. A.; JARDIM DE SÁ, E. F.; SÁ, J. M. 40Ar/39Ar geochronology of gold mineralization in Brasiliano strike-slip shear zones in the Borborema province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 19, n. 4, p. 445-460, 2005.

ARCHANJO, C. J.; VIEGAS, L. G. F.; HOLLANDA, M. H. B. M.; SOUZA, L. C.; LIU, D. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): Constraints from U-Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 23, 2, p. 701-714, 2013.

AUDÉTAT, A.; GÜNTHER, D.; HEINRICH, C. A. Formation of a Magmatic-Hydrothermal Ore Deposit: Insights with LA-ICP-MS Analysis of Fluid Inclusions. **Science**, v. 279, n. 5359, p. 2091-2094, 1998.

AURA MINERALS. **Borborema**. [2017]. Disponível em: https://auraminerals.com/operacoes/?data-id=borborema. Acesso em: 10 jan. 2023.

BABINSKI, M. **Idades Isocrônicas Pb-Pb e Geoquímica Isotópica de Pb das Rochas Carbonáticas do Grupo Bambuí, na Porção Sul da Bacia do São Francisco**. 1993. Tese (Doutorado em Tecnologia Nuclear) - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares - USP, São Paulo, 1993.

BAUMGARTNER, R.; ROLF, L.; ROMER, R. L.; MORITZ, R.; SALLET, R.; CHIARADIA, M. Columbite-tantalite bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt,

northeastern Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. **Canadian Mineralogist**, Canada, v. 44, n. 1; p. 69-86, 2006.

BEURLEN, H. The mineral resources of the Borborema Province in Northeastern Brazil and its sedimentary cover: a review. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 8, n. 3–4, p. 365-376, 1995.

BEURLEN, H.; RHEDE, D.; SILVA, M. R. R.; THOMAS, R.; GUIMARÃES, I. P. Petrography, geochemistry and chemical electron microprobe U-Pb-Th dating of pegmatitic granites in Borborema Province, North-eastern Brazil: a possible source of the rare element granitic pegmatites. **Terrae**, v. 6, n. 1, p.59-71, 2009.

BIG RIVER GOLD. **Borborema**. [201-]. Disponível em: https://www.bigrivergold.com.au/borborema-gold/. Acesso em: 8 jan. 2023.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. História Tectônica da Província Borborema, Nordeste do Brasil. *In:* CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (org). **Evolução Tectônica da América do Sul**. Rio de Janeiro, 2000. p. 151-182.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, William Randall; SANTOS, Lauro Cezar Montefalco de Lira. Alto Moxotó Terrane, a fragment of Columbia supercontinent in the Transversal Zone interior: Borborema Province, Northeast Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 50, n. 2, e20190077, 2020.

BOYLE, R. W. **The Geochemistry of Gold and Its Deposits**. Ottawa: Energy, Mines and Resources Canada: Geological Survey of Canada, 1979.

CABY, R. Terrenos pré-cambrianos do Benin-Nigéria e Nordeste do Brasil e do final do Proterozóico do Atlântico Sul. *In:* DALLMEYER, R. D. (ed). **Terrenos nos orógenos Paleozóicos Circum-Atlânticos**. Boulder: Sociedade Geológica da América, 1989. p. 145-158.

CABY, R. *et al*. Evolução Crustal e Orogenia Brasiliana no Nordeste do Brasil. *In:* DALLMEYER, R. D.; LECORCHE, J. P. (ed.). **Os orógenos da África Ocidental e os correlativos circunatlânticos**. Berlim: Springer. 1991. p.373-397.

COSTA, A. G. **Rochas Ígneas e Metamórficas Texturas e Estruturas.** [s.l.] UFMG, 2013.

COSTA A. P.; CUNHA, A. L. C.; CAVAL CANTE, R.; DANTAS, A. R. **Projeto ARIM Seridó - Folha Caicó - SB.24-Z-B-I, Estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte. Carta Geológica-Geofísica**. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2018. 1 mapa, color, 90 x 75 cm. Escala 1:100.000. Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil.

COUTINHO, M. G. N**. The Geology of Shear-Zone Hosted Gold Deposits in Northeast Brazil**. 1994. Tese (Ph.D.) - Royal Holloway and Bedford New College, Department of Geology, University of London, Londres, 1994.

COUTINHO, M. G. N.; ALDERTON, D. H. M. Mineralization and wallrock alteration in gold-bearing quartz veins in N.E. Brazil. *In*: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE

GEOLOGÍA, 9., 1995, Caracas. **Anais** […]. Caracas: Ministério de Energía y de Minas, 1995. p. 1849-1861.

COUTINHO, M. G. N; ALDERTON, D. H. M. Character and Genesis of Proterozoic shear zone-hosted gold deposits in Borborema Province, northeast Brazil. **Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy Section B**: Applied Earth Science, v. 107, B109-B119, 1998.

CUNHA, A. L. C.; OLIVEIRA, S. F. **Programa Geologia do Brasil - PBG**. Santa Cruz. Folha SB.24-Z-B-III. Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. Carta Recursos Minerais. Recife: CPRM, 2014. 1 mapa, color, 91,06 x 59,30 cm. Escala - 1:100.000

DALLA VECCHIA, A. M.; RODRIGUES, P. C. H.; LADEIRA, A. C. Q.; RIOS, F. J. Interpretação de dados isotópicos de Pb em diferentes ambientes investigativos visando o diagnóstico de fontes geogênicas e/ou antrópicas. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 2, n. 22, p. 77-90, 2015.

DANTAS, E. L.; HACKSPACHER, P. C.; MAGINI, C.; LEGRAND, J. M. Sistema Sm/Nd em rocha-total aberto versus fechado: Comportamento isotópico em zonas de alta deformação. **Revista do Instituto de Geociências,** São Paulo, v. 2, p. 109-129, 2002.

DANTAS, E. P.; CRUZ, R. F.; NASCIMENTO, M. A. L.; DANTAS, A. R. **Programa Geologia do Brasil - PBG**. **Currais Novos. Folha SB.24-Z-B-II. Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. Carta Recursos Minerais**. Recife: CPRM, 2012. 1 mapa, color, 91,06 x 59,30 cm. Escala - 1:100.000.

DANTAS, E. M.; MORAIS, I. R. D. Migração e crescimento Urbano: o Seridó Potiguar em análise. **Revista Eletrônica de Geografia Y Ciências Sociales**, Barcelona, v. 94, n. 75, 2001.

DANTAS, E. L. **Geocronologia U/Pb e Sm/Nd de terrenos Arqueanos e Paleoproterozoicos do Maciço São José do Campestre, NE do Brasil.** 1997. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro, 1997.

DANTAS, E. L.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A. H.; BRITO NEVES, B. B. de; CORDAINI, U.; NUTMAN, A. P.; WILLIAMS, I. S. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remanescentes da crosta mais antiga da América do Sul. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 130, n. 1-4, p.113-137, 2004.

DANTAS, E. L.; SOUZA, Z. S. de; WERNICK, E.; HACKSPACHER, P. C.; MARTIN, H.; XIAODONG, D.; LI, J.-W. Crustal growth in the 3.4–2.7 Ga São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 227, p. 120-156, 2013.

DAVIES, R. S.; GROVES, D. I.; TRENCH, A.; DENTITH, M. Towards producing mineral resource-potential maps within a mineral systems framework, with emphasis on Australian orogenic gold systems. **Ore Geology Reviews**, Amsterdam, v. 119, e103369, 2020.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **Minerais constituintes das rochas**: uma introdução. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 1996.

DINIZ, M. Aura Minerals conclui compra de mineradora australiana e assume projeto de exploração no RN. **InfoMoney**, 21 set. 2022. Disponível em: https://www.infomoney.com.br/mercados/aura-minerals-conclui-compra-de-mineradora-australiana-e-assume-projeto-de-exploracao-no-rn/. Acesso em: 26 set. 2022.

DICKIN, A. P. **Radiogenic Isotope Geology**. New York: Cambridge University Press, 1995.

DOE, B. R. **A list of references on lead isotope geochemistry through 1966**. Relatório. 1968.

DOE, B. R.; ZARTTMAN, R. E. Plumbotectonics 1, The Phanerozoic. *In:* BARNES, H. L. (ed.). **Geochemistry od Hydrothermal Ore Deposits**. New York: Holt, Rinehart and Winston, 1979. p. 107-135.

FAURE, G. (ed.). **Principles of Isotope Geology**. 2. ed. New York: John Wiley & Sons, 1986.

FERREIRA, J. A.; SANTOS, B. T. dos; PEREIRA, I.; MALTA, J. Tectonically assisted exhumation and cooling of Variscan granites in an anatectic complex of the Central Iberian Zone, Portugal: constraints from LA-ICP-MS zircon and apatite U–Pb ages. **International Journal of Sciences,** Lahore, v. 108, p. 2153–2175, 2019.

FIGUEIREDO, B. R. **Minérios e Ambientes**. Campinas: Editora Unicamp, 2010.

FRYER, B. J.; JACKSON, S. E.; LONGERICH. The application of laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ (U) Pb geochronology. **Chemical Geology**, Amsterdam v. 109, n. 1-4, 1993.

GABOURY, D. Does gold in orogenic deposits come from pyrite in deeply buried carbon-rich sediments?: Insight from volatiles in fluid inclusions. **Geology**, v. 41, n. 12, p. 1207-1210, 2013.

GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S.G.; GROVES, D. I. A classification scheme for epigenetic Archaean lode-gold deposits. **Mineralium Deposita**, Berlin, v. 30, p. 408–410, 1995.

GOLDFARB, R. J.; GROVES, D. I.; GARDOLL, S. Orogenic gold and geological time: a global synthesis. **Ore Geology Reviews**, Amsterdam, v.18, n. 1-2, p.1-75, 2001.

GOLDFARB, R. J.; BAKER, T.; DUBÉ, B.; GROVES, D. I.; HART, C. J. R.; GOSSELIN, P. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. **Economic Geology**, p. 407–450, 2005.

GOLDFARB, R. J.; GROVES, D. I. Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time. **Lithos**, v. 233, p. 2-26, 2015.

GOMES, L.H.; ANDRADE, S. Currais Novos: mina vai produzir duas toneladas de ouro por ano. **Tribuna do Norte**, Natal, 07 set. 2019. Disponível em: http://www.tribunadonorte.com.br/noticia/currais-novos-mina-vai-produzir-duas-toneladas-de-ouro-por-ano/453201/. Acesso em: 28 nov. 2019.

GROVES, D. I.; GOLDFARB, R. J.; GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S. G.; ROBERT, F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the contexto of their crustal distribuiton and relationship to other gold deposit types. **Ore Geology Reviews**, Amsterdam, v.13, n. 1-5, p.7-27, 1998.

GROVES, D. I.; GOLDFARB, R. J.; ROBERT, F.; HART, C. J. R. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance. **Economic Geology**, v. 98, n. 1, p.1-29, 2003.

GROVES, D. I.; CONDIE, K. C.; GOLDFARB, R. J.; HRONSKY, J. M. A.; VIELREICHER, R. M. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. **Economic Geology**, v. 100, n. 2, p. 203-224, 2005.

GROVES, D.I.; SANTOSH, M.; DENG, J.; WANG, Q.; YANG, L.; ZHANG, L. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration. **Mineralium Deposita,** Berlin, v. 55. P. 275-292, 2020.

GROVES, D. *et al*. Mineral systems: their advantages in terms of developing holistic genetic models and for generating targets in global mineral exploration. **Geosystems And Geoenvironment.** Beijing, p. 1-26. jan. 2022.

HOLLANDA, M. H. B. M.; ARCHANJO, C. J.; BAUTISTA, J. R.; SOUZA, L. C. Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): Evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 258, p. 186-207, 2015.

HOLLANDA, M. H. B. M.; SOUZA NETO, J. A.; ARCHANJO, C. J.; STEIN, H.; MAIA, A. C. S. Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralization in skarns of the Seridó belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and molybdenite Re-Os dating. **Journal of South American Earth Sciences,** Amsterdam, v. 79, p.1-11, 2017.

HOLLANDA, M. H. B.; ARCHANJO, C. J.; SOUZA NETO, J. A. D.; SALLET, R. Relações cronológicas entre eventos magmáticos e mineralizações na Faixa Seridó. Simpósio de Geologia do Nordeste, Aracaju. **Anais** 28 SGNE. Boletim de Resumos. Aracaju: SBG, Núcleo Nordeste 2019.

HODGSON, C. J. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: A review. Ore Geology Reviews, Amsterdam, v. 4, n. 3, p. 231-273, 1989.

HOLMES, A. An estimate of the age of the earth. **Nature,** v. 157, p. 680-684, 1946.

HOUTERMANS, F. G. The isotopic abundances in natural lead and the age of uranium. **Naturwissenschaften**, v. 33, p. 185-187, 1946.

IBRAM. **Mineração em números**. Brasília, DF: IBRAM, [2022]. Disponível em: https://ibram.org.br/?s=MINERA%C3%87%C3%83O+EM+N%C3%9AMEROS+&id=74165#search. Acesso em: 10 fev. 2023.

ISE - INSTITUT FUR SELTEENE ERDEN UND METALLE AG. **Dysprosium, Dy, 66**. Suiça: ISE, [201-]. Disponivel em: https://pt.institut-seltene-erden.de/seltene-erden-und-metalle/seltene-erden/dysprosium/. Acesso em: 10 fev. 2023.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A faixa Seridó (Província Borborema NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana**. 1994. 2 mapas. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 1994.

JARDIM DE SÁ, E.; FUCK, R. A.; MACEDO, M. H. de F.; PEUCAT, J. J.; KAWASHITA, K.; SOUZA, Z. S. de; BERTRAND, J. M. Pre-brasiliano orogenic evolution in the seridó belt, NE Brazil: conflicting geochronological and structural data. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 4, p. 307-314, 1995.

JARDIM DE SÁ, E. F.; SALIM, J. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). **Mineração e Metalurgia**, v. 80, n. 421, p. 16-28, 1980.

JOCHUM, K. P.; WEIS, U.; STOLL, B.; KUZMIN, D.; YANG, Q.; RACZEK, I.; JACOB, D. E.; STRACKE, A.; BIRBAUM, K.; FRICK, D. A.; GUNTHER, D.; ENZWEILER, J. Determination of reference values for NIST SRM 610 – 617 glasses following ISO guidelines. **Geostandards and Geoanalytical Research**, Vandoeuvre-lès-Nancy, v. 35, n. 4, p. 397–429, 2011.

KERRICH, R. Fluid infiltration into fault zones: Chemical, isotopic and mechanical effects. **Pure and applied geophysics,** Basel, Switzerland, v. 124, p. 225-268, 1986.

KRETZ, R. Symbols for rock-forming minerals. **American Mineralogist**, Washington, v. 68, p .277-279, 1983.

LEGRAND, J. M.; MAGINI, C. Avaliação das condições termodinâmicas e dos movimentos de matéria na transformação de um granito em um muscovita-quartzito numa zona de cisalhamento. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Anais** [...]. São Paulo, 1992.

LIMA, E. M. de. **Doenças respiratórias associadas à atividade de mineração no município de Parelhas, região do Seridó Norte-Riograndense**. 2009. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente/PRODEMA) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2009.

LIMA, E. S. de. Evolução termo-barométrica das rochas metapelíticas da região do Seridó brasileiro. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 17, n. 3, p. 315-323, 1987.

LYSYTSYN, V. A. **Mineral prospecting analysis and quantitative resource assessments for Regional Exploration Segmentation**: developing effective integration models and practical applications. 2015. Thesis (Doctor in Philosophy) - The University of Western Australia, Australia, 2015.

LUIZ-SILVA, W.; LEGRAND. J. M.; XAVIER, R. P. Composição e Evolução dos Fluidos no Depósito Aurífero São Francisco, Faixa Seridó, Província Borborema NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências,** São Paulo, v. 30, n. 4, p. 579-588, 2000.

LUIZ-SILVA, W. **Estudos da interação fluido-rocha na área do depósito aurífero São Francisco, Currais Novos (RN)**: aspectos estruturais e metamórficos. 1995. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1995.

LUIZ-SILVA, W.; HACKSPACHER, P. C.; LEGRAND, J. M. Arcabouço estrutural da área do depósito aurífero São Francisco (RN) e a geodinâmica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Seridó, Província Borborema. **Geociências**, v. 16, n. 2, p. 319-343, 1997.

MANZANI, D. **Introdução à Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)**. São Paulo: Slides-Fotos-Texto, 2019. 29 slides, color. Disponível em: https://docplayer.com.br/153815617-Introducao-a-microscopia-eletronica-de-varredura-mev.html. Acesso em: 23 abr. 2023.

MARGUÍ, E.; IGLESIAS, M.; QUERALT, I.; HIDALGO, M. Precise and Accurate Determination of Lead Isotope Ratios in Mining Wastes by ICP-QMS as a Tool to Identify their Source. **Talanta**, Amsterdam, v. 73, n. 4, p. 700-709, 2007.

McCUAIG, T.C.; KERRICH, R. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode deposits: evidence from alteration systematics. **Ore Geology Reviews**, Amsterdam, v. 12, n. 6, p. 381-453, 1998.

MESQUITA, M. J. de; HARTMANN, L. A.; FYFE, W. S.; PICANÇO, J. de L.; CASTRO, A. B. Alteração metamórfico-hidrotermal nos depósitos de ouro tipo-veio da Província de Porto Nacional, TO, Brasil: evidências de química mineral e microestruturas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 36, n. 1, p. 34-50, 2006.

MINDAT.ORG. **Mineral**. c2023. Disponível em: https://www.mindat.org/. Acesso em: 20 mar. 2023.

MINEROLOGY DATABASE. **Mineral Element Composition Search**. c2014. Disponível em: http://webmineral.com/. Acesso em: 5 mar. 2023.

MINMICRO. **Banco de Dados de Minerais ao Microscópio**. Desenvolvido por Heinrich Theodor Frank. Porto Alegre: UFRGS, [202-]. Disponível em: https://www.ufrgs.br/minmicro/. Acesso em: 10 mar. 2023.

MINMICRO. **GALENA – PbS**. Desenvolvido por Heinrich Theodor Frank. Porto Alegre: UFRGS, 2021. Disponível em: https://www.ufrgs.br/minmicro/Galena.pdf. Acesso em: 10 mar. 2023.

NASSIF, M. T.; MONECKE, T.; REYNOLDS, T. J.; KUIPER, Y. D.; GOLDFARD, R. J.; PIAZOLO, S.; LOWERS, H. A. Formation of orogenic gold deposits by progressive movement of a fault-fracture mesh through the upper crustal brittle-ductile transition zone. **Scientific Reports**, London, v. 12, e17379, 2022.

OLIVEIRA, R. G. de. **Arcabouço Geofísico da Província Borborema**: Implicações para o entendimento de sua Evolução Geotectônica. Rio de Janeiro: CPRM, 2020. 91 slides. (Esse trabalho foi apresentado em 2020 e está em um pdf).

PALINKAŠ, S.; PALINKAŠ, L.; NEUBAUER, F.; SCHOLZ, R.; BOROJEVIC, S.; BERMANEC, V. Formation conditions and 40Ar/39Ar age of the gem-bearing Boqueirão granitic pegmatite, Parelhas, Rio Grande do Norte, Brazil. **Minerals**, v. 9, n. 4, p. 233, 2019.

POITRASSON, F.; CHENERY, S.; BLAND, D. J. Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geochemical implications. **Earth and Planetary Science Letters,** Amsterdam, v. 145. N. 1-4, p. 79-96, 1996.

PHILLIPS, G. N.; POWELL, R. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. **Journal Metamorphic Geology**, Oxford, v. 28, n. 6, p. 689–718, 2010.

PHILLIPS, G. N.; POWELL, R. Link between gold provinces. **Economic Geology**, v. 88, n. 5, p. 1084–1098, 1993.

PHILLIPS, G. N.; POWELL, R. A practical classification of gold deposits, with a theoretical basis. **Ore Geology Reviews**, Amsterdam, v. 65, p. 568-573, 2015.

REED, S. J. B. **Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology**. New York: Cambridge University Press, 1996.

REIMANN, C.; CARITAT, P. de. **Chemical Elements in the Environment:** data sheets for the geochemist and environmental scientist. Berlin: Springer, 1998.

RIDLEY, J.; MIKUCKI, E. J. GROVES, D. I. Archean lode-gold deposits: fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems. **Ore Geology Reviews**, Amsterdam, v. 10, n. 3-6, p. 279-293, 1996.

RODRIGUES, S. W. de O.; BRITO NEVES, B. B. DE. Padrões isotópicos Sm-Nd no limite entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (PB). **Revista Brasileira de Geociências**, Paraná, v. 38, n. 1, p. 211-227, 2008.

SANTOS, E. J. *et al*. Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. *In:* SILVA, M.G.; ROCHA NETO, M. B.; JOST, H.; KUYUMJIAN, R. M. (org). **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**. Belo Horizonte: CPRM, 2014. p. 343-384.

SANTOS, E. J. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador, BA. **Anais** [...]. Salvador: SBG, 1996. p. 47-50.

SANTOS, E. J. dos; MEDEIROS, V. C. de. restrições do plutonismo granitico na crustal proterozóica crescimento da zona transversal, província de Borborema, NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, Recife, v. 1, n. 29, p. 73-84, 1999.

SANTOS, F. G.; CAVALCANTI NETO, M. T. O.; FERREIRA, V. P.; BERTOTTI, A. L. Eo to Paleoarchean metamafic-ultramafic rocks from the central portion of the Rio Grande do Norte Domain, Borborema Province, northeast Brazil: The oldest South American platform rocks. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 97, e102410, 2020.

SANTOS, M. M.; LANA C. C; SCHOLZ, R.; BUICK, I.; SCHMTIZ, M. D.; KAMO, S. L.; GERDES, A.; CORFU, F. *et al*. A new appraisal of Sri Lankan zircons as reference material

for in situ U-Pb geochronology, REE analyses and Lu-Hf isotope tracing. **Geostandards and Geoanalytical Research**, Oxford, v. 41, p. 335-358, 2017.

SCHMID.R; FETTES.D; HARTE.B; DAVIS.E; DESMONS.J. How to name a metamorphic rock. **Metamorphic Rocks**: A Classification and Glossary of Terms. New York: Cambridge University Press, 2007. p. 3-15.

SILLITOE, R. H.; THOMPSON, J. F. H. Intrusion–Related Vein Gold Deposits: Types, Tectono-Magmatic Settings and Difficulties of Distinction from Orogenic Gold Deposits. **Resource Geology,** v. 48. n. 4, p. 237-250, 1998.

SILVA, I. M. G. da. **Integração de dados geológicos, aerogeofísicos e de espectroscopia de refletância na definição de vetores exploratórios para o depósito de ouro São Francisco, Faixa Seridó - RN**. 2020. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2020.

SOUZA, Z. C.; KALSBEEK, F.; DENG, X.-D.; FREI, R.; KOKFELT, T. F.; DANTAS, E. L.; LI, J-W.; PIMENTEL, M. M.; GALINDO, A. C. Generation of continental crust in northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archean to Neoproterozoic. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 68, p. 68-96, 2016.

SOUZA, Z. C. de; MARTIN, H.; PEUCAT, J.-J.; JARDIM DE SÁ, E. F.; MACEDO, M. H. de F. Calc-Alkaline Magmatism at the Archean-Proterozoic Transition: The Caicó Complex Basement (NE Brazil). **Journal of Petrology**, v. 48, n. 11, p. 2149-2185, 2007.

SOUZA NETO, J. A. de; LEGRAND, J. M.; VOLFINGER, M.; PASCAL, M.-L.; SONNET, P. W-Au skarns in the Neo-Proterozoic Seridó Mobile Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: an overview with emphasis on the Bonfim deposit. **Mineralium Deposita**, Berlin, v. 43, p. 185-205, 2008.

SPEAR, F. S. **Metamorphic Phase Equilibra and Pressure-Temperature-Time Paths**. Washington, D.C.: Mineralogical Society of America, 1993.

STREIT, J. E.; COX, S. F. Fluid infiltration and volume change during mid-crustal mylonitization of Proterozoic granite, King Island, Tasmania**. Journal Metamorphic Geology**, Oxford, v. 16, n. 2, p. 197-212, 1998.

TAYLOR, C. D.; SUTLEY, S. J.; LICHTE, F. E. **Mineralogical, Textural and Metal Residence Studies of Primary, Recrystallized, and Remobilized Ores of the Greens Creek Deposit**. [s.l.] U.S. Geological Survey Professional Paper, 2011.

TEIXEIRA, J. B. G. Recursos Minerais. *In*: HASUI, Y. *et al.* **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 814-832.

TOMKINS, A G. On the source of orogenic gold. **Geology**, v. 41, n. 10, p. 1255–1256, 2013.

TRINDADE, I. R. **Estudo geoquímico e geocronológico Rb-Sr e Sm-Nd em zonas de cisalhamento mineralizadas em ouro e suas relações com as rochas encaixantes e**

geocronológico Sm-Nd em mineralização de scheelita na Faixa Seridó. 2000. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2000.

TRINDADE, I. R.; SÁ, J. M.; MACEDO, M. H. de F. Comportamento de elementos químicos em rochas mineralizadas em ouro na Faixa Seridó, Província Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 2, p. 303-317, 2008.

UERJ. Laboratório Multi usuário de meio ambiente e materiais. **Equipamentos.** [201-]. https://multilab-uerj.com.br/infraestrutura/equipamentos. Acesso em: 5 fev. 2023.

USGS. **Gold Statistics and Information**. [2023]. Disponível em: https://www.usgs.gov/centers/national-minerals-information-center/gold-statistics-and-information. Acesso em: 30 mar. 2023.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B. de; WILLIAMS, I. S.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A. H.; DANTAS, E. L.; BABINSKI, M. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 127, n. 4, p. 287-327, 2003.

WANDERLEY, L. J. Ouro como moeda, ouro como *commodity*. **Revista de Economia Política e História Econômica**, v. 34, p. 5-47, 2015.

WINGE, M. *et al.* **Glossário Geológico Ilustrado**. 2001. Disponível em: https://sigep.eco.br/glossario/. Acesso em: 16 maio 2020.

WYMAN, D. A.; CASSIDY, K. F.; HOLLINGS, P. Orogenic gold and the mineral systems approach: Resolving fact, fiction and fantasy. **Ore Geology Reviews**, Amsterdam, v. 78, p. 322-335, 2016.

ZHAO, H.; WANG, Q. F.; GROVES, D. I.; DENG, J. A rare Phanerozoic amphibolite-hosted gold deposit at Danba, Yangtze Craton, China: significance to fluid and metal sources for orogenic gold systems. **Mineralium Deposita**, Berlin, v. 54, p.133-152, 2019.

ZARTTMAN, R. E.; HAINES, S. M. The plumbotectonics model for Pb isotopic systematics among major terrestrial resevoirs - a case for bi-direcional transport. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Oxford, v. 52, n. 2, p. 1327-1339, 1988.

ZARTMAN, R. E.; DOE, B. R. Plumbotectonics. The model. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 75, n. 1-2, p. 135- 172, 1981.

APÊNDICE A - CORRELAÇÃO DAS FIGURAS COM OS FUROS DE SONDAGEM, AMOSTRAS, INTERVALOS E ROCHAS

Figura	Id	Furo de Sondagem	Amostra	Intervalo (m)	Rocha
Figura 10	a	CRDD-132	FG-044	299,71- 299,77	Muscovita-sillimanita-biotita xisto
	b	CRDD-132	FG-084b	127,50-127,59	Granada- biotita xisto
	c	CRDD-132	FG-044	299,71- 299,77	Muscovita-sillimanita-biotita xisto
	d	CRDD-132	FG-084b	127,50-127,59	Granada-biotita xisto
	e	525-01	FS-056	104,14-104,19	Muscovita-biotita xisto
	e	CRDD-132	FG-084b	127,50-127,59	Granada-biotita xisto
Figura 11	a	CRDD-181	MF-181	227,20-227,75	Granada-biotita xisto
	b	CRDD-181	MF-181	227,20-227,75	Granada-biotita xisto
	c	CRDD-182	MF-182	97,24-97,39	Granada-biotita xisto
	d	CRDD-182	MF-182	97,24-97,39	Granada-biotita xisto
Figura 12	a	525-01	FS-050	99,19-99,28	Muscovita-biotita xisto
	b	525-01	FS-050	99,19-99,28	Muscovita-biotita xisto
	c	CRDD-132	FG-044	299,71- 299,77	Muscovita-sillimanita-biotita xisto
	d	CRDD-132	FG-084b	127,50-127,59	Granada- biotita xisto
Figura 13	a	CRDD-180	MF-180	82,36-82,44	Granada- biotita xisto
	b	CRDD-181	MF-181	227,20-227,75	Granada- biotita xisto
	c	525-01	FS-050	99,19-99,28	Muscovita-biotita xisto
	d	CRDD-182	MF-182	97,24-97,39	Granada- biotita xisto
Figura 14	a	CRDD-181	MF-181	227,20-227,75	Granada- biotita xisto
	b	525-01	FS-033	74,65-74,76	Granada- biotita xisto
	c	CRDD-176	MF-176	243,85-244	Granada- biotita xisto
	d	525-01	FS-022b	51,59-51,37	Muscovita-biotita xisto
	e	CRDD-132	FG-045	300,08-300,12	Muscovita-sillimanita-biotita xisto
	f	CRDD-181	MF-181	227,20-227,75	Granada- biotita xisto
Figura 15	a	CRDD-132	FG-084b	127,50-127,59	Granada- biotita xisto
	b	525-01	FS-020	49,60-49,68	Granada- biotita xisto

	c	CRDD-132	FG-044	299,71- 299,77	Muscovita-sillimanita-biotita xisto
	d	525-01	FS-050	99,19-99,28	Muscovita-biotita xisto
Figura 16	a	CRDD-132	FG-044	299,71- 299,77	Muscovita-sillimanita-biotita xisto
	b	CRDD-132	FG-084b	127,50-127,59	Granada- biotita xisto
	c	525-01	FS-022b	51,29-51,37	Muscovita-biotita xisto
	d	CRDD-132	FG-044	299,71- 299,77	Muscovita-sillimanita-biotita xisto
	e	525-01	FS-022b	51,59-51,37	Muscovita-biotita xisto
	f	525-01	FS-054	102,14-102,19	Muscovita-biotita xisto
	g	CRDD-132	FG-044	299,71- 299,77	Muscovita-sillimanita-biotita xisto
	h	525-01	FS-020	49,60-49,68	Granada- biotita xisto
Figura 17	a-b	CRDD-132	FG-024	248,69-248,78	Granada- biotita xisto
Figura 18	a-b	CRDD-132	FG-024	248,69-248,78	Granada- biotita xisto
Figura 19	a-b	CRDD-132	FG-084b	127,50-127,59	Granada- biotita xisto
Figura 20	a-b	CRDD-132	FG-084b	127,50-127,59	Granada- biotita xisto
Figura 21	a-b	525-01	FS-020	49,60-49,68	Granada- biotita xisto
Figura 22	a-b	525-01	FS-020	49,60-49,68	Granada- biotita xisto
Figura 23	a	525-01	FS-022b	51,59-51,37	Muscovita-biotita xisto
	b	CRDD-132	FG-044	299,71- 299,77	Muscovita-sillimanita-biotita xisto
	c	525-01	FS-023	54,05-55,32	Muscovita-biotita xisto
	d	525-01	FS-033	74,65-74,76	Granada- biotita xisto
Figura 24	a	CRDD-132	FG-044	299,71- 299,77	Muscovita-sillimanita-biotita xisto
	b	CRDD-132	FG-084b	127,50-127,59	Granada- biotita xisto
	c	525-01	FS-054	102,14-102,19	Muscovita-biotita xisto
	d	525-01	FS-022b	51,59-51,37	Muscovita-biotita xisto
	e	525-01	FS-020	49,60-49,68	Granada- biotita xisto
	f	CRDD-132	FG-084b	127,50-127,59	Granada- biotita xisto

APÊNDICE B - CORRELAÇÃO DAS IDADES MODELO PB-PB EM PIRITA COM AS AMOSTRAS, ESTÁGIOS DE CRISTALIZAÇÃO, MINERAL E ROCHA

Amostra	Idade Modelo (Ma)	Estágio	Mineral	Rocha
MF-180	499,55	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-180	501,79	Mineralização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-180	508,73	Mineralização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-180	510,27	Mineralização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-180	516,78	Mineralização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-181	485,24	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-181	487,91	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-181	490,88	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-181	493,49	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-181	495,11	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-181	497,53	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-181	503,30	Mineralização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-181	504,11	Mineralização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-181	506,86	Mineralização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-181	510,67	Mineralização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	484,96	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	485,24	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	485,63	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	487,65	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	490,80	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	492,75	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	493,49	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	495,11	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	497,15	Remobilização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	502,70	Mineralização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	503,30	Mineralização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	504,11	Mineralização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	506,49	Mineralização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	506,80	Mineralização	Pirita	Granada- biotita xisto
MF-182	509,36	Mineralização	Pirita	Granada- biotita xisto