



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**GEOLOGIA E METALOGÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO
DO PALITO, PROVÍNCIA DO TAPAJÓS, ITAITUBA-PA).**

Dissertação apresentada por:
RODRIGO DE MELO COSTA

**BELÉM
2008**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

Costa, Rodrigo de Melo

C837g Geologia e metalogênese do depósito aurífero do Palito,
Província Tapajós, Itaituba - Pa. / Rodrigo de Melo Costa. – 2008
xvi, 117 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) –
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto
de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.

Orientador, Márcio Dias Santos.

1. Ouro. 2. Depósito Palito. 3. Granitóides. 4. Cisalhamento. 5.
Província Tapajós. 6. Itaituba (PA). I.Universidade Federal do Pará
II. Santos, Márcio Dias, Orient. III. Título.

CDD 20º ed.: 553.41098115



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

**GEOLOGIA E METALOGÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO DO
PALITO, PROVÍNCIA DO TAPAJÓS, ITAITUBA-PA.**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

RODRIGO DE MELO COSTA


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

Data de Aprovação: **17/07/2008**

Comitê de Dissertação:



Dr. MÁRCIO DIAS SANTOS (Orientador)



Dr. RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS



Dr. EVANDRO LUIZ KLEIN

Belém

Aos meus pais José Baía e Solange, e ao meu irmão Diego que sempre me apoiaram em todos os momentos dessa árdua jornada. Amo vocês.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de externar meus sinceros agradecimentos às entidades e pessoas que direta ou indiretamente contribuíram de alguma forma para a realização deste trabalho.

Primeiramente a Deus que foi minha fonte de inspiração e meu refúgio nos momentos mais difíceis deste trabalho.

À Universidade Federal do Pará e ao PPGG pelo suporte administrativo e acadêmico durante a elaboração desta dissertação.

Ao CNPQ pela concessão da bolsa de estudo durante o período de realização deste trabalho.

À SERABÍ Mineração por ter disponibilizado o objeto desse estudo e pelo apoio técnico e financeiro, sem o qual não seria possível a realização deste trabalho.

Ao PRONEX (MCT-FINEP)- “Magmatismo, evolução crustal e metalogênese da Província Mineral de Carajás e províncias adjacentes” pelo suporte financeiro em várias etapas deste trabalho.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG - UnB), em especial ao professor Dr. José Affonso Brod, que disponibilizou o laboratório de microsonda eletrônica para a realização de microanálises de minerais.

Ao Laboratório de Gemologia da Universidade Federal do Pará, por ter disponibilizado seus equipamentos para obtenção de fotomicrografias digitais.

Ao orientador Prof. Dr. Marcio Dias Santos pela orientação, paciência e dedicação em todas as fases deste trabalho.

Ao professor Dr. Raimundo Netuno Villas pela valiosa colaboração, especialmente com relação aos testes microtermométricos e sugestões por ocasião da revisão do texto como membro da banca examinadora.

Ao Dr. Evandro L. Klein, como membro da banca examinadora, pelas importantes sugestões e revisão do texto que elevaram o nível desta dissertação.

Ao Professor Dr. Roberto Vizeu L. Pinheiro pela ajuda no tratamento dos dados da análise estrutural.

Ao professor Cláudio Nery Lamarão, chefe do laboratório de microscopia eletrônica de varredura (IG-UFPA), pela ajuda nas análises de MEV.

A todos os professores do programa de pós-graduação pelas disciplinas e cursos ministrados durante o decorrer deste trabalho.

Ao amigo Anésio pela ajuda na realização das análises de microsonda eletrônica e pelo apoio logístico durante o meu período de permanência em Brasília.

Aos colegas da pós-graduação Francisca D'Avila e Wanderlei Borges pelo companheirismo e inestimável colaboração em vários momentos deste trabalho.

À amiga Ana Glória Noronha pelas instruções sobre a manipulação da platina LINKAM utilizada nos testes microtermométricos.

Ao Marcelo, pela sua incansável presteza no fornecimento de nitrogênio utilizado nos testes microtermométricos.

Ao estudante de graduação Vitor Felipe H. Serra pela ajuda em todas as fases do trabalho, em especial nas etapas de campo.

À minha família que, mesmo fora do contexto acadêmico, sempre me apoiou e incentivou nos momentos mais difíceis deste trabalho.

Aos amigos de profissão da empresa Geoservice Engenharia Geológica, em especial a Euniene Corecha e Kessiane Lima, pela ajuda e suporte técnico durante a fase de correção deste trabalho.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
SUMÁRIO	iv
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vii
LISTA DE TABELAS	xii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	xiii
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1- INTRODUÇÃO	5
1.1- LOCALIZAÇÃO E ACESSO	6
1.2- PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA	6
1.3- OBJETIVOS	8
1.4- MATERIAIS E MÉTODOS	8
2- CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA PROVÍNCIA TAPAJÓS NO CRATON AMAZÔNICO	12
3- GEOLOGIA REGIONAL	14
3.1- GRUPO JACAREACANGA	14
3.2- COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ	16
3.3- SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO	18
3.4- SUÍTE INTRUSIVA PARAUARI	19
3.5- MAGMATISMO E SEDIMENTAÇÃO PÓS-TECTÔNICOS	20
3.5.1- Grupo Iriri	20
3.5.2- Suíte Intrusiva Maloquinha	22
3.5.3- Formação Buiçu	22
3.5.4- Diabásio Crepori	23
3.5.5- Granito Teles Pires	23
3.5.6- Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	23
3.6- EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E TECTÔNICA DA PROVÍNCIA TAPAJÓS	23
3.7- DEPÓSITOS AURÍFEROS DA PROVÍNCIA TAPAJÓS	25

4- CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO DO PALITO	27
4.1- GRANODIORITO FOFOQUINHA	27
4.2- GRANITO RIO NOVO	30
4.3- GRANITO PALITO	31
4.4- GABRO	31
4.5- VEIOS MINERALIZADOS	32
5- PETROGRAFIA DAS ROCHAS ASSOCIADAS À MINERALIZAÇÃO DO DEPÓSITO PALITO	36
5.1- GRANITO PALITO	36
5.2- GRANITO RIO NOVO	41
5.3- HALO DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	46
5.4- VEIOS MINERALIZADOS	53
5.4.1- Veios do Granito Palito	53
5.4.2- Veios do Granito Rio Novo	58
5.5- SEQÜÊNCIA PARAGENÉTICA DO DEPÓSITO DO PALITO	63
5.6- ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	65
6- ANÁLISE ESTRUTURAL DO DEPÓSITO PALITO.....	66
7- ESTUDO DOS FLUIDOS HIDROTHERMAIS DO DEPÓSITO AURÍFERO DO PALITO	76
7.1- PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS DOS VEIOS MINERALIZADOS	76
7.1.1- Inclusões fluidas aquosas não saturadas (L+V)	77
7.1.2- Inclusões fluidas aquosas saturadas (L + V + S)	80
7.1.3- Inclusões fluidas aquocarbônicas	81
7.1.4- Considerações Finais Sobre a Petrografia das Inclusões Fluidas	81
7.2- MICROTERMOMETRIA	82
7.2.1- Resultados dos testes microtermométricos para as inclusões fluidas aquosas não saturadas	82
7.2.2- Resultados dos testes microtermométricos para as inclusões fluidas aquosas saturadas	84
7.2.3- Resultados dos testes microtermométricos para as inclusões fluidas aquocarbônicas	88
7.3- GEOTERMOMETRIA	89
7.4- EVOLUÇÃO DO SISTEMA DE FLUIDOS DO DEPÓSITO PALITO	92

8- CONCLUSÕES E MODELO GENÉTICO DO DEPÓSITO PALITO.....	95
9- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	98
10- ANEXOS	105
ANEXO 1: Medidas das atitudes dos vários tipos de veios, falhas e fraturas do depósito do Palito	105
ANEXO 2: Dados obtidos a partir dos testes microtermométricos realizados nas inclusões fluidas aquosas não saturadas	108
ANEXO 3: Dados obtidos a partir dos testes microtermométricos realizados nas inclusões fluidas aquosas saturadas	111
ANEXO 4: Dados obtidos a partir dos testes microtermométricos realizados nas inclusões fluidas aquocarbônicas	113
ANEXO 5: Análise química por mcrossonda eletônica das cloritas hidrotermais do depósito Palito	114
ANEXO 6: Temperaturas de cristalização da clorita hidrotermal do depósito Palito, calculadas com base nas equações de Kranidiotis & MacLean (1987), Cathelineau (1988) e Zang & Fyfe (1995)	117

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa de localização da mina do Palito	7
Figura 2: Os quatro domínios da Faixa Orogênica Tapajós-Parima no Contexto do Cráton Amazônico	13
Figura 3: Mapa geológico da Província Aurífera Tapajós	17
Figura 4: Mapa Geológico do depósito do Palito	28
Figura 5: Seção geológica longitudinal (NW-SE) à zona de cisalhamento	29
Figura 6: Fotografia de testemunho de sondagem do Granodiorito Fofquinha com magnetita .	30
Figura 7: Fotografia de testemunho de sondagem do Granito Rio Novo com porções de riolito (a) e de dacito (b)	30
Figura 8: Fotografia de testemunho de sondagem do Granito Palito	31
Figura 9: Fotografia de testemunho de sondagem do contato entre o Granito Palito e o Granito Rio Novo	31
Figura 10: Seção geológica transversal (NE-SW) à zona de cisalhamento	33
Figura 11: Fotografia de veio de quartzo mineralizado com sulfetos do depósito do Palito (interior de galeria subterrânea)	34
Figura 12: Foto do veio de quartzo mineralizado do depósito Palito, com alta concentração de sulfetos (interior de galeria subterrânea)	34
Figura 13: Foto de veio de quartzo mineralizado com halo de alteração hidrotermal entre o veio e o granito (interior de galeria subterrânea)	34
Figura 14: Fotografia de testemunho de sondagem composto de brecha hidrotermal	35
Figura 15: Fotografia de testemunho de sondagem com vênulas de carbonato em fraturas no granito Palito	35
Figura 16: Fotomicrografia de textura hipidiomórfica granular representativa do granito Palito (10X- LT, NP)	36
Figura 17: Fotomicrografia de cristal de feldspato potássico com maclamento xadrez (10X- LT, NP)	37
Figura 18: Fotomicrografia Feldspato potássico peritítico com zoneamento de composição albítica (10X-LT, NP)	37
Figura 19: Composição modal dos granitos Palito e Rio Novo no diagrama QAP	38
Figura 20: Fotomicrografia de um cristal de biotita (10X-LT, NP)	39
Figura 21: a) Imagem de elétrons retroespalhados, obtida em MEV, de cristal de biotita com rutilo nos planos de clivagem. b) Espectrograma EDS da biotita mostrando os picos do Si, Al, Mg e K. c) Espectrograma EDS do rutilo mostrando os picos do Ti	40

Figura 22: Fotomicrografia de massa microcristalina de fengita e clorita (20X-LT, NC)	40
Figura 23: Fotomicrografia de cristais de zircão e apatita inclusos em quartzo (20X-LT, NP)	40
Figura 24: Fotomicrografia da textura representativa granito Rio Novo (10X-LT, NC)	41
Figura 25: Aspecto brechóide do granito Rio Novo (10X-LT, NP)	41
Figura 26: Fotomicrografia de vênula de albita em cristal de feldspato potássico (10X-LT, NP) .	42
Figura 27: Fotomicrografia de cristais de plagioclásio sericitizados com maclamento polissintético (10X-LT, NC)	42
Figura 28: Fotomicrografia de clorita euédrica possivelmente resultante de pseudomorfose (10X-LT, NP)	43
Figura 29: Fotomicrografia de esfalerita e calcopirita em íntima associação (20X-LR, NP)	43
Figura 30: a) Imagem de elétrons retroespalhados, obtida em MEV, de esfalerita e calcopirita intimamente associadas. b) Espectrograma EDS da calcopirita mostrando os picos do S, Fe e Cu. c) Espectrograma EDS da esfalerita mostrando os picos do S, Zn e Fe	44
Figura 31: Fotomicrografia de cristal euédrico de pirita bordejado parcialmente por clorita que assume as formas pontiagudas de terminações da pirita (10X-LR, NP)	44
Figura 32: Fotomicrografia de cristal euédrico de pirita bordejado parcialmente por clorita que assume as formas pontiagudas de terminações da pirita (10X-LT, NP)	44
Figura 33: Fotomicrografia de cristais de calcopirita possivelmente substituindo a esfalerita intimamente associadas (20X-LR, NP)	45
Figura 34: Fotomicrografia de vênula de calcopirita em quartzo (20X-LR, NP)	45
Figura 35: Fotomicrografia de cristal subédrico de galena como inclusão em quartzo (50X-LR, NP)	45
Figura 36: a-Imagem de elétrons retroespalhados, obtida em MEV, de Cristal subédrico de galena. b- Espectrograma EDS mostrando os picos do Pb e S	45
Figura 37: Fotomicrografia de cristal anédrico de fluorita em contata com quartzo (10X-LR, NP)	46
Figura 38: Fotomicrografia de cristais laminares radiados de fengita (20X-LT, NP)	48
Figura 39: Fotomicrografia de cristal reliquiar de K-feldspato bastante sericitizado. (10X-LT, NC)	48
Figura 40: Fotomicrografia de textura brechoide com matriz microcristalina e clastos de quartzo (10X-LT, NP)	49
Figura 41: Fotomicrografia de massa microcristalina de clorita com pseudoforma euédrica (20X-LT, NC)	49
Figura 42: Fotomicrografia de duas gerações de clorita filoneana (Clorita1 e Clorita2) com textura tipo <i>comb</i> (20X-LT, NP)	49
Figura 43: Fotomicrografia de cristal de pirita1 substituído incipientemente por esfalerita (50X-LR, NP)	50

Figura 44: Fotomicrografia de cristal de pirita1 substituído nas bordas por calcopirita (50X-LR, NP)	50
Figura 45: Fotomicrografia de vênula de pirita 3 em quartzo (50X-LR, NP)	50
Figura 46: Fotomicrografia de cristais de calcopirita substituídos por esfalerita (50X-LR, NP) ...	51
Figura 47: Fotomicrografia de Ilhas de calcopirita dentro de cristais de esfalerita e cristal de pirita substituído por calcopirita e esfalerita (50X-LR, NP)	51
Figura 48: Cristais de esfalerita sendo substi-tuídos por calcopirita (50X-LR, NP)	51
Figura 49: a) Imagem de elétrons retroespalhados, obtida em MEV, de cristais de esfalerita substituídos por calcopirita. b) Espectrograma EDS da esfalerita mostrando os picos do S e Zn	51
Figura 50: Fotomicrografia de vênula de calcopirita 2 em quartzo (50X-LR, NP)	52
Figura 51: Fotomicrografia de covelita em substituição à calcopirita (50X-LR, NP)	52
Figura 52: Fotomicrografia de cristal anédrico de galena exibindo clivagem bem definida e feições de arranque triangulares (50X-LR, NP)	52
Figura 53: Fotomicrografia de cristais de pirita1 substituídos por esfalerita (20X-LR, NC)	54
Figura 54: Fotomicrografia de massa poiquilítica de pirita2 com ilhas de calcopirita (10X-LR, NP)	54
Figura 55: Fotomicrografia de bolsões de pirita 3 que se ramificam formando vênulas em quartzo (20X-LR, NP)	54
Figura 56: Fotomicrografia de cristais de pirita com borda de goethita (20X-LR, NC)	54
Figura 57: Fotomicrografia de Relações de substituição envolvendo calcopirita, esfalerita e galena (20X-LR, NP)	55
Figura 58: Fotomicrografia de vênula de calcopirita 2 em quartzo. (20X-LR, NP)	55
Figura 59: Fotomicrografia de cristal de calcopirita substituído amplamente por covelita (20X-LR, NP)	55
Figura 60: a) Imagem de elétrons retroespalhados, obtida em MEV, de cristal de calcopirita substituído por covelita. b) Espectrograma EDS da covelita mostrando os picos do S e Cu. c) Espectrograma EDS da calcopirita mostrando os picos do S, Fe e Cu	55
Figura 61: Fotomicrografia de agregados de fragmentos angulosos de esfalerita (20X-LR NP) ..	56
Figura 62: Ilhas de Pirrotita em cristal de calcopirita (20X-LR, NP)	56
Figura 63: Fotomicrografia de cristais de fengita com pleocroísmo levemente azulado e clivagem bem desenvolvida (20X-LT, NP)	57
Figura 64: Fotomicrografia de cristal de fluorita com clivagem em quatro direções bem desenvolvida (10X-LT, NP)	57
Figura 65: Fotomicrografia de cristais subarredondados de siderita (20X-LT, NP)	57
Figura 66: a) Fotomicrografia de cristal de bismutinita com bismuto nativo, inclusos em calcopirita (20X-LR, NP). b) Espectrograma EDS da bismutinita mostrando os picos do S, Bi e Cu. c) Espectrograma EDS do Bi nativo mostrando os picos do Bi	58

Figura 67: Fotomicrografia de pirita 2 e calcopirita1 maciças (20X-LR, NP)	59
Figura 68: Fotomicrografia de massa de calcopirita com inclusões de ouro, esfalerita e bismutinita (50X-LR, NP)	59
Figura 69: Fotomicrografia massa de calcopirita com inclusões irregulares de pirrotita (20X-LR, NP)	59
Figura 70: Fotomicrografia de vênula de Pirita 3 em quartzo. (20X-LR, NP)	59
Figura 71: Fotomicrografia de ilhas de bismuto nativo em cristais de bismutinita inclusos em calcopirita (20X-LR, NP)	60
Figura 72: Fotomicrografia de cristais de bismuto nativo inclusos em calcopirita (20X-LR, NP)	60
Figura 73: Fotomicrografia de cristal de ouro associado à bismutinita e bismuto nativo (50X-LR, NP)	61
Figura 74: a) Imagem de elétrons retroespalhados, obtida em MEV, de cristal de ouro associado à bismutinita e bismuto nativo. b) Espectrograma EDS do Bi nativo. c) Espectrograma EDS da bismutinita mostrando os picos do S e Bi. d) Espectrograma EDS do ouro	62
Figura 75: Fotomicrografia de cristais de ouro, bismutinita e bismuto nativo inclusos em calcopirita (50X-LR, NP)	62
Figura 76: Fotomicrografia de cristais de ouro associados à bismutinita e bismuto nativo, inclusos em calcopirita (50X-LR, NP)	62
Figura 77: Seqüência paragenética do depósito Palito mostrando as gerações dos minerais metálicos, de ganga e secundários	64
Figura 78: Fotografia de detalhe de veio de quartzo boudinado (interior de galeria subterrânea)	66
Figura 79: Fotografia de sigmóide formado por veio de quartzo (interior de galeria)	66
Figura 80: Fotografia de veios de quartzo D, P, R' e X em cisalhamento sinistral	67
Figura 81: Fotografia de pequeno <i>stockwork</i> formado por enxame de filonetes	67
Figura 82: Mapa estrutural de porção NW da galeria frente 1	68
Figura 83: Detalhe da Figura 82	69
Figura 84: Mapa estrutural da porção central da galeria Frente 1	70
Figura 85: Diagrama de pólos da direção e mergulho dos veios tipo D	71
Figura 86: Diagrama de contornos estruturais mostrando a freqüência da variação na direção dos veios tipo D	72
Figura 87: Diagrama de pólos da direção e mergulho dos veios tipo P e R	73
Figura 88: Diagrama de contornos estruturais mostrando a freqüência da variação na direção dos veios tipo P e R	73
Figura 89: Diagrama de pólos da direção e mergulho dos veios tipo <i>gash</i>	74
Figura 90: Diagrama de pólos da direção e mergulho das falhas e fraturas posteriores ao cisalhamento	75

Figura 91: Diagrama de contornos estruturais demonstrando a frequência da variação na direção das falhas e fraturas posteriores ao cisalhamento	75
Figura 92: Fotomicrografia de trilha de IF pseudosecundárias em quartzo de veios mineralizados do depósito Palito	77
Figura 93: Fotomicrografia de feixe de IF secundárias em quartzo de veios mineralizados do depósito Palito	77
Figura 94: Fotomicrografia de IF primárias monofásicas (L) em que quartzo de veios hospedados no granito Palito	77
Figura 95: Fotomicrografia de IF primárias bifásicas (L+V) do subtipo 1 em quartzo de veios do granito palito do Granito Palito	78
Figura 96: Fotomicrografia de IF primárias bifásicas (L+V) do subtipo 1 em quartzo de veios do granito Palito, com feição de estrangulamento	78
Figura 97: Fotomicrografia de IF primárias bifásicas (L+V) do subtipo 2 em quartzo de veios do granito Palito	79
Figura 98: Fotomicrografia de IF primárias bifásicas (L+V) do subtipo 3 em quartzo de veios do granito Palito	79
Figura 99: Fotomicrografia de IF primárias aquosas saturadas (L+V+S) do subtipo 1, com mineral opaco (S)	80
Figura 100: Fotomicrografia de IF primárias aquosas saturadas (L+V+S) do subtipo 2	80
Figura 101: Fotomicrografia com detalhe de IF primárias aquosas (L+V+S) do subtipo 3 com cristal de saturação cúbico	80
Figura 102: Fotomicrografia com detalhe de IF primária aquocarbônica	81
Figura 103: Histograma de frequência da temperatura de fusão do gelo (T_f H ₂ O) para as IF aquosas não saturadas	83
Figura 104: Histograma de frequência da temperatura de homogeneização (T_h) para as IF aquosas não saturadas	83
Figura 105: Histograma de frequência da salinidade, em % em peso equivalente de NaCl, para as IF aquosas não saturadas	84
Figura 106: Histograma de frequência das temperaturas do ponto eutético (T_e) para as IF aquosas saturadas	85
Figura 107: Histograma de frequência da temperatura de fusão do gelo (T_f H ₂ O) para as IF aquosas saturadas	86
Figura 108: Histograma de frequência da temperatura de homogeneização (T_h) para as IF aquosas saturadas	86
Figura 109: Histograma de frequência da temperatura de dissolução da halita (TDH) para as IF aquosas saturadas	87
Figura 110: Histograma de frequência da salinidade, em % em peso equivalente de NaCl, para as IF aquosas saturadas	88

Figura 111: Histograma de frequência das temperaturas obtidas com o geotermômetro da clorita, segundo Cathelineau (1988)	91
Figura 112: Gráfico P x T em que estão representadas as isócoras dos fluidos aquosos saturados e aquo-carbônicos, calculadas a partir dos dados microtermométricos	91
Figura 113: Gráfico Th x Salinidade destacando os fluidos aquosos saturados e aquosos não saturados	93
Figura 114: Evolução do sistema de fluidos do depósito Palito	97

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Coluna estratigráfica da Província Tapajós	15
Tabela 2: Composição modal dos granitos Palito e Rio Novo recalculadas para 100%. (Qtz: quartzo, Plag: plagioclásio e Fk: feldspato potássico)	38

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

PAT: Província Aurífera do Tapajós

Qtz: quartzo

Fk: feldspato potássico

Plg: plagioclásio

Bt: biotita

Esf: esfalerita

Clr: clorita

Apt: apatita

Ser: sericita

Fen: fengita

Py: pirita

Cpy: calcopirita

Gln: galena

Gth: goethita

Cov: covelita

Pyr: pirrotita

Flr: fluorita

Mgn: magnetita

Bi: bismuto nativo

Tdm: tetradimita

Zrc: zircão

LT: luz transmitida

LR: luz refletida

NP: nicol paralelo

NC: nicol cruzado

X: aumento

IF: inclusões fluidas

Te: temperatura do ponto eutético

TfH₂O: temperatura de fusão do gelo

TfCO₂: temperatura de fusão do CO₂

TDH: temperatura de dissolução da halita

TH: temperatura de homogeneização

Th_{H₂O}: temperatura de homogeneização da fase aquosa

Th_{CO₂}: temperatura de homogeneização do CO₂

Th_t: temperatura de homogeneização total

F: grau de preenchimento

L: líquido

V: vapor

S: sólido

Resumo

O depósito aurífero do Palito está localizado na região do rio Jamanxim, município de Itaituba, e faz parte da Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. O depósito compreende um sistema de filões subverticais de quartzo auríferos hospedados nos granitos paleoproterozóicos Palito e Rio Novo e controlados estruturalmente por uma zona de cisalhamento de direção NW-SE. O Granito Palito é intrusivo no Granito Rio Novo e o principal hospedeiro da mineralização. Esses granitos são dois *stocks* oxidados cálcio-alcálicos, correlacionáveis às suítes Creporizão (Rio Novo) e Tropas (Palito), caracterizadas como granitos de arco magmático.

A zona de cisalhamento é do tipo rúptil-dúctil transcorrente sinistral de alto ângulo e faz parte de uma estrutura regional denominada lineamento Tocantinzinho. Os filões maiores, de espessura métrica, são hospedados pela zona de cisalhamento principal de direção NW-SE, enquanto que os filões menores, de espessura centimétrica, são inclinados, tanto de baixo ângulo (em torno de E-W), como de médio a alto ângulo (direção NE-SW), em relação à direção principal do cisalhamento. Tal situação estrutural é compatível com o sistema de Riedel, com filões paralelos à direção principal de cisalhamento (D), filões de baixo ângulo (R e P), de médio ângulo (*gash*) e de alto ângulo (R', X). Conjunto de filões do tipo *stockwork* também ocorre localmente. Os veios mineralizados estão sempre envolvidos por um halo de alteração hidrotermal bem desenvolvido, proporcional à dimensão dos veios e comumente brechado. Alteração filica (quartzo + fengita + pirita) e cloritização (chamosita) são os tipos dominantes, acompanhados por alteração potássica (K-feldspato + biotita), carbonatização (calcita + siderita) e sulfetação (pirita + calcopirita + esfalerita) de ocorrência mais restrita.

O minério aurífero, hospedado nos veios de quartzo, ocorre sempre associado com sulfetos de ferro e cobre (principalmente pirita e calcopirita), além de esfalerita. Pirrotita, bismutinita, bismuto nativo e ouro ocorrem mais restritamente. Três gerações de pirita, duas gerações de calcopirita e uma geração de esfalerita foram reconhecidas. A pirita₁ é substituída pela calcopirita₁ a qual é substituída pela pirita₂, enquanto que a cristalização de esfalerita é controlada pela temperatura e pela razão Cu/Zn do sistema, ou seja, a esfalerita substitui a calcopirita₁ em condições de baixa temperatura e baixa razão Cu/Zn e, em condições de maior temperatura e razão Cu/Zn mais alta, a calcopirita₁ substitui a esfalerita. O ouro está sempre associado a, ou incluso em, calcopirita, bismutinita e bismuto nativo. Gerações venulares tardias de sulfetos são representadas pela pirita₃ e

calcopirita². Os principais minerais da ganga, associados com o minério, são quartzo, clorita e fengita, além de quantidades subordinadas de carbonato, fluorita, rutilo, zircão e ilmenita.

O estudo das inclusões fluidas revelou três tipos de fluidos: 1) H₂O-NaCl de baixa salinidade (até 2,0 % peso eq. NaCl) interpretado como água meteórica; 2) H₂O-NaCl-FeCl₂ de alta salinidade (45 a 50 % peso eq. NaCl) interpretado como salmoura magmática; e 3) fluido aquocarbônico (H₂O-CO₂-NaCl) de baixa salinidade (1,0 a 1,7 % peso eq. NaCl) provavelmente de origem magmática. As condições de temperatura e pressão de formação do depósito do Palito foram estabelecidas pelo geotermômetro da clorita e isócoras calculadas a partir dos dados microtermométricos. As condições T-P calculadas para o aprisionamento das salmouras situam-se entre 335° e 405°C e 2 e 4,7 Kb. As salmouras magmáticas foram interpretadas como o principal fluido genuinamente mineralizante, ou seja, o enxofre, o cloro e os metais (principalmente Au e Cu) são de origem magmática, concentrados na fase residual do magma granítico que gerou o granito Palito. As salmouras magmáticas transportaram os metais em alta temperatura (acima de 400°C) na forma de complexos clorados. A mistura do fluido mineralizante com fluidos de baixas temperatura e salinidade, provavelmente água meteórica, e a interação fluido-rocha provocaram aumento do pH e abaixamento da fugacidade de enxofre, via reações de hidrólise e sulfetação, respectivamente, as quais causaram a deposição do minério abaixo de 400°C em sítios de transtensão da zona de cisalhamento.

As características geológicas, da alteração hidrotermal e do fluido mineralizante do depósito Palito são compatíveis com um modelo genético relacionado a intrusão e estruturalmente controlado. O estilo filoneano, as rochas graníticas hospedeiras da mineralização, a alteração hidrotermal (sericitização e cloritização com potassificação restrita), a associação metálica Au-Cu-Zn(Pb-Bi) e o fluido mineralizante (H₂O-NaCl-FeCl₂) são compatíveis com uma relação genética da mineralização com o granito Palito (*intrusion related gold deposits*). O granito forneceu os fluidos, os metais e calor para movimentar o sistema hidrotermal, enquanto que o cisalhamento forneceu as armadilhas estruturais para a deposição do minério.

Palavras-chave: Província Tapajós. Ouro. Depósito Palito. Granitóides. Cisalhamento

ABSTRACT

The Palito Gold Deposit lies in the Jamanxim river region, easternmost part of the Tapajós Gold Province, southern Pará State. The Palito deposit comprises a mineralized quartz vein system hosted by Palito and Rio Novo Paleoproterozoic granites and is controlled by a NW-SE brittle-ductile strike-slip shear zone which belongs to a regional structure so called Tocantinzinho Lineament. The Palito Granite crosscuts the Rio Novo Granite and is the main host rock for the gold mineralization. The Rio Novo and Palito granites are two oxidized calc-alkaline monzogranitic stocks correlated respectively to Creporizão and Tropas Suites, characterized as magmatic arc granites.

The thicker lodes, of metric width, are hosted by the NW-SE main fractures, whereas thinner veins, of centimetric width, associated with the thicker lodes, make both low angle (around E-W direction) and middle to high angle (NE-SW direction) in relation to the main shear direction. Such a structural situation is compatible to the Riedel system, with parallel lodes (D), low-angle veins (R and P), middle-angle veins (gash) and high-angle veins (R' and X). Stockwork veinlets also occur as a minor ore type. The veins are always involved by a well developed, normally brecciated, hydrothermal alteration halo. Phyllic alteration (quartz + phengite + pyrite) and chloritization (chamosite) are the two main hydrothermal alteration types which are followed by potassic alteration (K-feldspar + biotite), carbonatization (calcite + siderite + sericite) and subordinated sulfidation (pyrite + chalcopyrite + sphalerite).

The gold ore, hosted by quartz veins, is always associated to iron and copper sulfides (chiefly pyrite and chalcopyrite), besides sphalerite. Pyrrhotite, bismuthinite, native bismuth and gold are minor metallic phases. Three generations of pyrite, two generation of chalcopyrite and one generation of sphalerite were recognized. Substitution of chalcopyrite₁ for pyrite₁ and pyrite₂ for chalcopyrite₁ are widespread, whereas sphalerite crystallization is controlled by temperature and Cu/Zn ratio of the system, that is, substitution of sphalerite for chalcopyrite₁ occurs when temperature and Cu/Zn ratio are low and, vice versa, substitution of chalcopyrite₁ for sphalerite occurs in higher temperature and Cu/Zn ratio conditions. The gold is always associated or included in chalcopyrite, bismuthinite and native bismuth. Late sulfide generations are represented by veinlets of pyrite₃ and chalcopyrite₂. The main gangue minerals associated to gold ore are quartz, phengite and chlorite, besides minor carbonate, fluorite, rutile, zircon and ilmenite

Three kinds of fluids were recognized in the fluid inclusion study: 1) low salinity H₂O-NaCl (up to 2,0 wt.% NaCl equiv.), interpreted as meteoric water; 2) high salinity H₂O-NaCl-FeCl₂-MgCl₂ (45-50 wt.% NaCl equiv.) interpreted as magmatic brines, 3) low salinity H₂O-CO₂-NaCl (1,0-1,7 wt.% NaCl equiv.), probably of magmatic origin.

The temperature and pressure conditions for the Palito gold deposit formation were estimated by combination of hydrothermal chlorite geothermometry and isochores calculated from the fluid inclusion microthermometric data. P-T values for trapping of the brines range from 340 to 405°C and 2 to 4,7 kb. The magmatic brines were interpreted as the main mineralized fluid, that is, sulphur, chlorine and metals (chiefly Au and Cu) were originated and concentrated from the residual phase of the granitic magma which gave rise the Palito Granite. The brines transported the metals as chloride complexes at high temperature (over 400°C). Fluid-rock interaction and mixing between mineralized fluid and low-T and low salinity fluids (probably meteoric water) promote a raising of pH and lowering of fS₂ through hydrolysis and sulfidation reactions which have triggered ore deposition at lower temperature conditions (below 400°C) in transtension sites of the shear zone.

The geological and hydrothermal alteration features and the mineralizing fluid characteristics are consistent to a structurally controlled intrusion related gold deposit model for the genesis of the Palito deposit. The host granitic rocks of the gold deposit, the vein style, the hydrothermal alteration (sericitization and chloritization with minor potassic alteration), the Au-Cu-Zn (Pb-Bi) metallic association and the mineralizing fluid (H₂O-NaCl-FeCl₂-MgCl₂) are consistent to a genetic relationship between the Palito Granite and the gold deposit. The granite supplied fluids, metals and heat to move the hydrothermal system, whereas the shear zone provided the structural traps for the ore deposition.

Key words: Tapajós Province. Gold. Palito deposit. Granitoids. Shear zone.

1 - INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (Silva, 1984) compreende uma área com mais de 100 000 km² dos municípios de Jacareacanga, Itaituba e Novo Progresso, sudoeste do Estado do Pará (Leal et al. 1996). A Província Tapajós foi a região mais produtora de ouro do país nas três últimas décadas do século passado, com uma produção oficial acumulada de 211,5 t (Faraco et al. 1997) ou, segundo estimativas não oficiais, mais de 900 t, com uma produção anual de 60 a 80 t entre 1975 e 1990, o que correspondeu a mais da metade da produção anual brasileira nas décadas de 70 e 80 (Thorman et al. 2001).

A lavra do ouro neste período ocorreu exclusivamente por meio da atividade garimpeira, principalmente em depósitos aluvionares e coluvionares e, mais recente e restritamente, em zonas oxidadas de depósitos primários, chegando a envolver mais de 80 000 garimpeiros atuando em torno de 360 garimpos cadastrados pela CPRM (Faraco et al. 1997). O alto teor e a facilidade de exploração dos depósitos residuais concorreram para a extraordinária produção de ouro nas décadas de 70 e 80, o que transformou a região do Tapajós em um verdadeiro Eldorado. Entretanto, a baixa tonelagem dos depósitos residuais não permitiu vida longa para esse ciclo que começou a declinar nos anos 90 com a exaustão desses depósitos. A migração da atividade garimpeira para os depósitos primários, com maior reserva, mas exigindo técnicas de exploração mais complexas e onerosas, restringiu o ciclo garimpeiro na região que está se encerrando e abrindo perspectivas para a mineração empresarial.

Desde a década de 90, a região do Tapajós tem sido alvo de trabalhos geológicos mais sistemáticos, tanto a nível de mapeamento básico pela CPRM (Almeida et al. 2000; Bahia & Quadros 2000; Ferreira et al. 2000; Klein & Vasquez 2000; Vasquez & Klein 2000;) como também de exploração mineral por diversas empresas de mineração. Já foram registrados pela CPRM cerca de 140 depósitos primários na região do Tapajós. Com base na integração destes trabalhos, Santos et al. (2001) propuseram dois tipos genéticos para os depósitos auríferos relacionados respectivamente a zonas de cisalhamento e a intrusões de granitóides cálcio-alcalinos. Um terceiro tipo, relacionado ao vulcanismo félsico subaéreo, vem sendo caracterizado mais recentemente como epitermal (Dreher et al. 1998; Jacobi, 1999; Juliani et al. 2002, 2004 b; Nunes et al. 2000; Correa Silva et al. 2001).

O depósito aurífero do Palito, objeto da presente dissertação, está hospedado em rochas graníticas e controlado por uma zona de cisalhamento. Apesar de já se encontrar em fase de lavra pela Mineração Serabi, a gênese deste depósito ainda não foi completamente compreendida.

1.1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O depósito do Palito, inserido na Província Aurífera do Tapajós, está localizado no município de Itaituba, porção SW do estado do Pará, distante cerca de 250 km da sede deste município (Fig. 1).

O acesso ao depósito do Palito pode ser feito por via aérea ou rodoviária de várias formas. Pode-se chegar à área do depósito via vôos comerciais até o município de Novo Progresso, localizado na rodovia Cuiabá-Santarém e, a partir daí, segue-se por meio rodoviário, pela mesma rodovia, até a localidade de Moraes de Almeida, seguindo-se pela rodovia Transgarimpeira até a localidade de Jardim do Ouro, de onde segue-se por uma estrada vicinal até a mina do Palito. Pode-se também optar por vôos fretados ou particulares que usam diretamente na pista de pouso da mina. Outra forma de acesso é por via rodoviária, partindo-se do município de Itaituba pela rodovia Cuiabá-Santarém até a localidade de Moraes de Almeida, seguindo-se, a partir daí, o mesmo trajeto mencionado acima.

1.2 - PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

A grande maioria dos depósitos auríferos da Província Tapajós está relacionada com intrusões graníticas e/ou zonas de cisalhamento, embora muitos depósitos tenham sido classificados com base em dados insuficientes e alguns permaneçam sem classificação. O magmatismo granítico e as zonas de cisalhamento representam, portanto, os dois principais controles genéticos das mineralizações auríferas.

De acordo com Sillitoe (1991) e Sillitoe & Thompson (1998), os depósitos relacionados com intrusões graníticas são hospedados em granitóides tipo I. Nesses depósitos a mineralização pode ser tanto filoneana como disseminada (*stockwork*, tipo porfírica ou não) e os fluidos mineralizantes são tipicamente salinos. Nos depósitos auríferos porfíricos (ouro pórfiro), os granitóides hospedeiros são subvulcânicos e porfíricos, com mineralização disseminada associada com alteração K-silicática, enquanto que nos depósitos auríferos não porfíricos os granitóides hospedeiros normalmente não são porfíricos e a mineralização (filoneana ou disseminada) está associada principalmente com alteração sericitica (a alteração potássica é restrita ou inexistente).

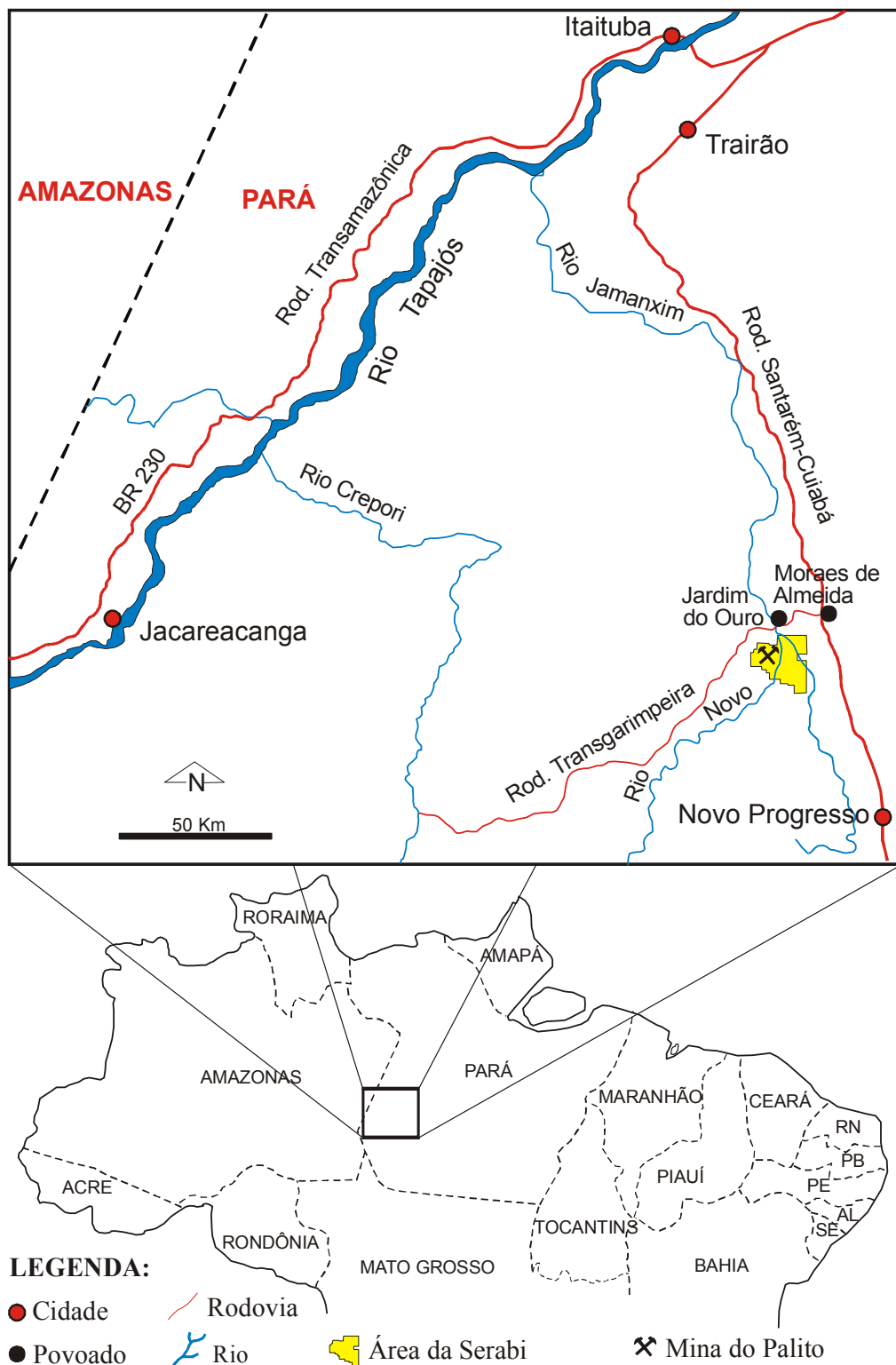


Figura 1: Mapa de localização da mina do Palito.

Segundo Roberts (1987), Groves & Foster (1991) e Groves et al. (1998), os depósitos auríferos orogênicos são associados a zonas de cisalhamento e estruturalmente controlados.

A mineralização é normalmente filoneana e associada com alteração sericítica e carbonática e os fluidos mineralizantes são tipicamente aquocarbônicos de baixa salinidade.

Para avaliar a importância do magmatismo granítico (controle magmático) e das zonas de cisalhamento (controle estrutural), bem como a interação entre esses dois processos na gênese das mineralizações auríferas, serão necessários trabalhos geológicos detalhados nos diversos depósitos para caracterizar os controles das mineralizações (magmático e/ou estrutural). Os trabalhos de exploração mineral que estão sendo realizados nos depósitos auríferos da Província Tapajós por diversas empresas de mineração, alguns em fase de detalhe e um em fase de lavra (Mina do Palito), abrem excelentes perspectivas de cunho científico em parceria com as empresas de mineração, que poderão contribuir significativamente para aprofundar o nível de conhecimento do quadro metalogenético da Província Aurífera do Tapajós.

Nesse contexto, a situação do depósito do Palito é peculiar, pois ele consiste em filões auríferos em zonas de cisalhamento que cortam rochas graníticas. O problema principal a ser resolvido no modelo genético deste depósito é: Qual o papel da granitogênese e do cisalhamento na gênese do depósito? Ele é do tipo orogênico, relacionado a intrusões graníticas (*intrusion-related*) ou híbrido (Santos, 1995; Santos et al. 1998).

1.3 - OBJETIVOS

O objetivo central da presente dissertação é definir um modelo genético consistente para o depósito aurífero do Palito com base em um trabalho geológico de detalhe dos corpos mineralizados e rochas hospedeiras, envolvendo mineralogia, petrografia, análise estrutural e estudo dos fluidos mineralizantes.

1.4 - MATERIAIS E MÉTODOS

Para definir um modelo genético consistente para o depósito do Palito foram adotados os seguintes procedimentos metodológicos de trabalho:

- 1- Pesquisas bibliográficas:** durante todas as etapas deste trabalho foram realizadas pesquisas bibliográficas sobre a geologia da Província Tapajós e seus depósitos auríferos, sobre os depósitos orogênicos e sobre os depósitos auríferos relacionados com sistemas graníticos (*intrusion-related gold deposits*).
- 2- Trabalhos de campo:** foram realizadas três etapas de trabalhos de campo. A primeira etapa, com duração de uma semana, foi para reconhecimento da área em termos de contexto geológico e coleta preliminar de amostras. A segunda etapa foi mais longa (duas semanas), quando foram

realizadas medidas das atitudes dos elementos estruturais presentes na área e a coleta principal de amostras ao longo das galerias da mina e também nas áreas adjacentes ao depósito. Uma terceira etapa de campo, com duração de sete dias, foi realizada a fim de obter dados complementares e definir melhor o controle estrutural do depósito.

- 3- Análise estrutural:** Para definir o controle estrutural da mineralização foi realizada a análise dos elementos estruturais presentes nos corpos mineralizados e suas rochas hospedeiras. A análise consistiu na medida das atitudes dos veios mineralizados, foliações e lineações obtidas tanto nas galerias como nas áreas adjacentes à mina, utilizando-se para este fim uma bússola geológica. Essas medidas foram processadas em *softwares* apropriados como o *stereonet* para a construção dos diagramas de pólos e de área. A integração entre os dados estruturais obtidos e a geometria dos corpos mineralizados, obtida por meio das sondagens e do mapeamento de detalhe das galerias (1:200), fornecidos pela Serabi Mineração, permitiu modelar o controle estrutural da mineralização.
- 4- Petrografia:** foram realizados estudos petrográficos em 56 lâminas polidas de amostras do minério e suas rochas hospedeiras e em 18 lâminas bipolidas de amostras de veios de quartzo para estudo petrográfico das inclusões fluidas, realizados no laboratório de metalogênese do Instituto de Geociências da UFPA, utilizando-se um microscópio petrográfico Zeiss Axioplam 2.
 - a) Petrografia do minério e rochas hospedeiras:** as lâminas foram examinadas sob luz transmitida e refletida para definir a composição mineralógica e as relações texturais entre as fases minerais metálicas e de ganga do minério e de suas rochas hospedeiras, o que permitiu caracterizar a mineralização no contexto dos processos hidrotermais que atuaram no depósito.
 - b) Análise modal:** os granitos Palito e Rio Novo tiveram suas composições modais calculadas através da análise de dez lâminas polidas de cada granito, onde foram contados 1500 pontos em cada lâmina a fim de classifica-los segundo diagrama QAP de Streckeisen (1976).
 - c) Petrografia das inclusões fluidas:** os tipos, formas, tamanhos e distribuição das inclusões fluidas foram caracterizados petrograficamente para permitir uma classificação preliminar que é necessária para iniciar os estudos microtermométricos.
- 5- Difração de raios-X:** esta técnica foi utilizada como auxílio complementar na identificação mineralógica de algumas fases minerais que não foram bem definidas petrograficamente. Dez amostras do minério e da ganga hidrotermal foram previamente pulverizadas e, em seguida, analisadas no laboratório de raios X do Instituto de Geociências da UFPA. Para tal propósito foi utilizado um difratômetro de raios-X da marca PANalytical, modelo X'PERT PRO MPD (PW

3040/60), com goniômetro PW 3050/60 (Theta/Theta) e com tubo de raios X cerâmico de anodo de Cu ($K\alpha_1$ 1,540598Å), modelo PW3373/00, foco fino longo, 2200W, 60KV. do Instituto de Geociências da UFPA.

- 6- **Microscopia eletrônica:** Análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV) foram realizadas na maioria das lâminas polidas para complementar os estudos petrográficos no sentido de melhor definir as fases minerais metálicas e não metálicas, tanto do minério como das rochas hospedeiras. Análises qualitativas e semiquantitativas, com base em espectros de EDS (Energy Dispersive Spectrometry), além de captura de imagens do tipo elétrons retroespalhados, foram realizadas no laboratório de microscopia eletrônica de varredura do Instituto de Geociências da UFPA (LABMEV-UFPA), em um microscópio eletrônico LEO-1430. As lâminas analisadas foram previamente metalizadas com carbono e o equipamento operou com um feixe de corrente de elétrons de 90 μ A, voltagem de aceleração constante de 20 kv e distância de trabalho de 15 mm.
- 7- **Microtermometria:** estudos microtermométricos das inclusões fluidas, caracterizadas nas 18 lâminas bipolidas, foram realizados no laboratório de microtermometria do Instituto de Geociências da UFPA, em platina Linkam THMSG600 acoplada a um microscópio Zeiss Axioskop 40. Os testes microtermométricos consistiram em ciclos de resfriamento e ciclos de aquecimento, provocados respectivamente pela circulação de nitrogênio líquido através da amostra no interior da platina e por uma resistência elétrica controlada eletronicamente pela platina. Inicialmente foram realizados os testes de resfriamento, com base nos quais foram obtidas as temperaturas do ponto eutético, fusão do gelo, fusão do hidrato e fusão do CO₂, estabelecidas por mudanças de fases características. Posteriormente foram realizados os testes de aquecimento, pelos quais foram obtidas as temperaturas de homogeneização (parcial e total) das inclusões. As medidas microtermométricas obtidas constituem a principal base de dados a partir dos quais foram definidas as propriedades PVTX dos fluidos estudados (pressão, densidade, temperatura e composição), conforme critérios estabelecidos por Roedder (1984), Shepherd et al. (1985), Wilkins (1990), Van Den Kerkhof & Hein (2001), Wilkinson (2001).
- 8- **Microssonda eletrônica:** 33 análises químicas de clorita hidrotermais do veio mineralizado e do envelope de alteração hidrotermal, foram realizadas em uma microssonda eletrônica para fins geotermométricos, conforme critérios estabelecidos por Cathelineau & Nieva (1985) e Cathelineau (1988) . A interação entre os dados geotermométricos e microtermométricos pode definir melhor as condições de T e P de formação da mineralização do Palito. As análises foram

realizadas no laboratório de microsonda eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB) em uma microsonda eletrônica marca CAMECA, modelo CAMEBAX SX50, operando com o tempo de análise de dez segundos para cada elemento analisado, voltagem de 15KV e corrente de 25nA. Para tal fim foram utilizadas lâminas polidas metalizadas com carbono.

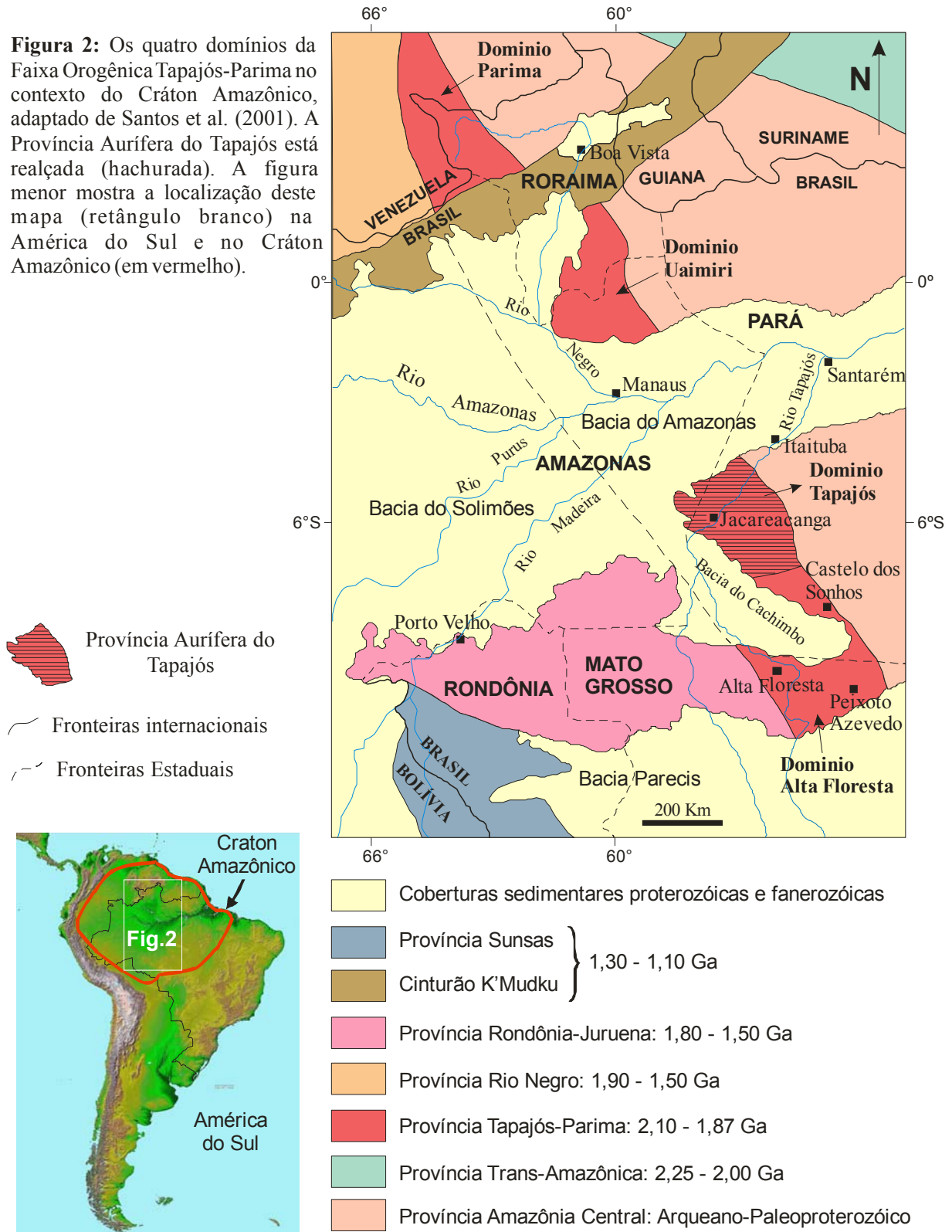
2-CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA PROVÍNCIA TAPAJÓS NO CRATON AMAZÔNICO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) está localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico (Fig. 2). Evidências geológicas indicam que a Província Tapajós faz parte de uma unidade geotectônica maior, denominada Cinturão Orogênico Tapajós-Parima (Santos et al. 2000) ou Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira, 1999) de idade paleoproterozóica, a qual atravessa o Cráton Amazônico de norte a sul, tendo cerca de 2000 km de comprimento e 180-280 km de largura (Santos et al. 2000). Estas evidências incluem similaridades estruturais, geocronológicas e metalogenéticas das principais porções expostas deste cinturão.

Compõem o Cinturão Tapajós-Parima quatro domínios, separados por bacias sedimentares e pelo Cinturão K'Mudku: Domínio Parima (em Roraima e Venezuela), Domínio Uaimiri (em Roraima e Amazonas), Domínio Tapajós (no Pará) e Domínio Alta Floresta (em Mato Grosso), sendo que os dois primeiros domínios ocorrem no Escudo das Guianas e os dois últimos no Escudo Brasil Central, separados pela sinéclise do Amazonas, que encobriu boa parte do Cinturão. Segundo Santos et al. (2000, 2001), apesar da escassez de dados geológicos nos domínios Parima e Uaimiri, os quatro domínios exibem feições geológicas muito semelhantes definidas pelas quatro características seguintes: 1) evolução no período Orosiriano do Paleoproterozóico, entre 2,1 e 1,87 Ga; 2) orientação geral NNW-ESE; 3) são constituição marcada principalmente por rochas graníticas cálcio-alcalinas típicas de arcos magmáticos; e 4) semelhante metalogenia aurífera.

A oeste do Cinturão Tapajós-Parima ocorrem duas províncias paleoproterozóicas mais jovens, Rio Negro ao norte e Rondônia-Juruena ao sul (Santos et al. 2000) ou apenas uma província, a Rio Negro-Juruena (Tassinari & Macambira, 1999) que foram acrescidas ao cráton durante o período Estateriano da era Paleoproterozóica, entre 1,9 e 1,5 Ga. O Cinturão Tapajós-Parima representa crosta nova adicionada ao continente arqueano situado a leste (Província Amazônia Central), durante o Orosiriano (2,1- 1,87 Ga) em um sistema de subducção oceano-contidente. Além dos arcos magmáticos graníticos, ocorrem mais restritamente, na parte oeste da Província Tapajós, rochas sedimentares e basaltos oceânicos. Granitos intracratônicos tipo A das suítes Maloquinha (1,87 Ga) e Teles Pires (1,78 Ga) cortam rochas do Cinturão Tapajós-Parima.

Figura 2: Os quatro domínios da Faixa Orogênica Tapajós-Parima no contexto do Cráton Amazônico, adaptado de Santos et al. (2001). A Província Aurífera do Tapajós está realçada (hachurada). A figura menor mostra a localização deste mapa (retângulo branco) na América do Sul e no Cráton Amazônico (em vermelho).



3 - GEOLOGIA REGIONAL

Até a década de 1970, grande parte das unidades litológicas da região do Tapajós estava reunida no Complexo Xingú como embasamento indiferenciado (Santos et al. 1975). O detalhamento dos trabalhos na região, no início da década de 80, permitiu a subdivisão do Complexo Xingú (Bizzinella et al. 1980), com a individualização de uma seqüência supracrustal (Grupo Jacareacanga), duas suítes de granitóides (Complexo Cuiú-Cuiú e Suíte Intrusiva Parauari) e uma suíte máfica intrusiva, denominada Ingarana-Jutaí (Tabela 1). Na passagem dos séculos 20-21 mais duas suítes de granitóides foram individualizadas: Suíte Intrusiva Creporizão (Ricci et al. 1999) e Suíte Tropas (Santos et al. 2001). Além disso, as características geológicas e metalogenéticas da região do Tapajós levaram Faraco et al. (1997) a definir aquela região como Província Aurífera do Tapajós (PAT) de idade paleoproterozóica.

A litoestratigrafia regional e cartografia das unidades geológicas da PAT (Fig. 3) foram definidas pelos programas de mapeamento geológico da CPRM (PROMIN Tapajós) em cinco folhas na escala 1:250.000 seguintes, publicados em 2000: Folha Mamãe Anã (Almeida et al. 2000), Folha Caracol (Bahia e Quadros 2000), Folha Jacareacanga (Ferreira et al. 2000), Folha Vila riozinho (Klein e Vasquez 2000) e folha Rio Novo (Vasquez e Klein 2000). As rochas mais antigas que ocorrem na PAT são as rochas supracrustais do Grupo Jacareacanga e as rochas granito-gnaissicas e anfíbolitos do complexo Cuiu-Cuiu (Klein et al. 2002). Estas seqüências paleoproterozóicas mais antigas foram intrudidas pelos granitóides cálcio-alcalinos das suítes Creporizão, Tropas e Parauari, além dos gabros e anortositos da seqüência Ingarana-Jutaí.

3.1- GRUPO JACAREACANGA

O Grupo Jacareacanga é constituído por uma seqüência supracrustal vulcanossedimentar e, portanto, deve ter sido depositado sobre uma unidade mais antiga (embasamento) ainda não identificada na Província Tapajós. Esta unidade ocorre restritamente na parte oeste da Província Tapajós com direção geral NNW-SSE. É constituído por três unidades litológicas:

- Seqüência metaturbidítica: ocorre na parte leste do Grupo Jacareacanga, sendo considerada como a seqüência superior do grupo. É constituída por sericita xistos, sericita quartzitos e filitos, que são as rochas dominantes do Grupo Jacareacanga.
- Rochas metassedimentares químicas: *chert* e formação ferrífera intercaladas nos metaturbiditos.
- Metabasaltos oceânicos: actinolita e clorita xistos que ocorrem mais a oeste e são considerados como a seqüência inferior do Grupo Jacareacanga.

Tabela 1: Coluna estratigráfica da Província Tapajós (Modificada de Santos et al. 2001).

EON ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)	UNIDADE	ROCHAS	AMBIENTE TECTÔNICO
Fanerozóico				Coberturas sedimentares indiferenciadas	Bacias continentais
Mesoproterozóico 1600-1000 Ma	Esteniano	1189	Suíte intrusiva Cachoeira Sêca	Gabros e troctolitos	Rift
Paleoproterozóico 2500 – 1600 Ma	Estateriano	1760	Suíte Teles Pires	Granitos tipo A e rochas vulcânicas associadas	Pluma relacionada a rift continental
	1,8 Ga Orosiriano Tropas	1778	Diabásio Crepori Formação Buiçu	Diques e sills toleíticos Rochas psamo-pelíticas	Rift continental
		1870	Suíte Maloquinha	Granitos tipo A	Rift continental
		1870	Grupo Iriri	Rochas Vulc. Fels./interm.	Underplating pós-colisional
		1880	Suíte Parauari Form. Abacaxis e Sequeiro	Granito, gabro, anortosito Siltitos e grauvacas	Arco magmático 5 Sedimentação intra-arco.
	2,05 Ga Riaciano Mundurucus	1898	Suíte Tropas	Tonalito, granito e meta-andesito	Arco de ilhas 4
		1960	Suíte Creporizão	Monzogranitos	Arco magmático 3
		1997	Granito Jamanxim	Monzogranitos	Arco magmático 2
2000		Fm. V. Riozinho	Andesito, traquito, riolito		
	2010	Complexo Cuiú-Cuiú	Tonalitos, meta-andesitos, metabasaltos	Arco de ilhas 1	
	2000 a 2100	Grupo Jacareacanga	Metaturbiditos, chert, Bif, metabasaltos	Bacia trás-arco, magmatismo oceânico.	

As rochas do Grupo Jacareacanga foram metamorfisadas na fácies xisto verde, indicada pelos dois principais minerais metamórficos (actinolita nos metabasaltos e sericita nas rochas meta-sedimentares). O Grupo Jacareacanga foi considerado inicialmente como uma seqüência do tipo *greenstone belt* (Bizzinella et al. 1980), mas o restrito volume de metabasaltos preservados e a

ausência de típicos terrenos *granito-greenstone* levaram Santos et al. (2000) a considerar esta unidade como uma seqüência acrescionária. A idade do Grupo Jacareacanga ainda não está bem definida. Ele é considerado mais antigo que o Complexo Cuiú-Cuiú, mas as relações de campo entre as duas unidades não são claras e não foram encontrados xenólitos de rochas do Grupo Jacareacanga nos granitóides Cuiú-Cuiú (Santos et al. 2004). Idades U-Pb em zircões detríticos nos metaturbiditos do Grupo Jacareacanga situaram-se entre 2875 e 2008 Ma, as quais indicam informações da crosta pré-Tapajós (embasamento) ainda não encontrada (Santos et al. 2004). Idades entre 2125 e 2098 Ma (período riaciano do paleoproterozóico) foram interpretadas por Santos et al. (2004) como possível intervalo para o magmatismo relacionado ao rifteamento das bacias oceânicas onde foram depositadas as rochas do grupo Jacareacanga.

3.2 - COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ

Pessoa et al. (1977) e Bizzinella et al. (1980) atribuíram idade arqueana a paleoproterozóica a um conjunto de granitóides de composição tonalítica que ocorre na região dos rios das Tropas e alto rio Crepori e rio Novo, aos quais denominaram de Complexo Cuiú-Cuiú (Fig. 3). Segundo Santos et al. (2001), esta unidade é constituída por grandes plútons cálcio-alcálicos sintectônicos de composição tonalítica, diorítica e granodiorítica, com xenólitos de metabasaltos toleíticos e metaandesitos cálcio-alcálicos, cortados localmente por veios trondhjemíticos. Os xenólitos são constituídos principalmente por andesina, hornblenda e epidoto que indicam metamorfismo na fácies anfíbolito. Os batólitos são alongados na direção NNW-SSE que é paralela à foliação das rochas do Grupo Jacareacanga. Estes corpos exibem bandamento NNE-SSW, localmente NW-SE, transposto por foliação milonítica NE-SW (Almeida et al. 2001; Ferreira et al. 2000). Santos et al. (1997, 2000) obtiveram, pelo método U-Pb em zircão, uma idade de 2006 ± 3 Ma para o tonalito Conceição, um representante típico desta unidade. Entretanto, idades U-Pb em diversos granitóides desta unidade situam-se no intervalo entre 2040 e 1998 Ma (Santos et al. 2001). Os granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú foram interpretados como componentes de um arco de ilha primitivo da orogênese inicial que deu origem à PAT (Santos et al. 2001 e 2004).

No baixo curso do rio Jamanxim, Santos et al. (2004) descreveram um hornblenda monzogranito a quartzo-monzonito metaluminoso que exibe textura porfirítica rapakivi, sem evidência de deformação e metamorfismo. O quartzo-monzonito Santa Helena e a Suíte Rapakivi Cumaru são rochas semelhantes que foram descritas respectivamente por Pessoa et al. (1977) e Bizzinella et al. (1980). Datações geocronológicas pelo método U-Pb em zircão (SHRIMP e TIMS) do Monzogranito Jamanxim produziram uma idade média de 1997 ± 5 Ma que possivelmente representa a granitogênese rapakivítica mais antiga no Cráton Amazônico (Santos et al. 2004). Outro exemplo desse evento é o batólito Rio Claro para o qual Vasquez & Klein, (2000) obtiveram uma idade Pb-Pb de 1997 ± 3 Ma, por evaporação de Pb em zircão. O monzogranito Jamanxim é mais antigo que os granitóides Creporizão e, mesmo superpondo com a faixa de erro da idade mínima do Complexo Cuiú-Cuiú (2005 ± 7 Ma), Santos et al. (2004) interpretaram a idade deste monzogranito como intermediária entre aquelas do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Creporizão. Segundo Santos et al. (2004), o monzogranito Jamanxim representa um arco magmático continental formado nos últimos estágios do desenvolvimento do arco Cuiú-Cuiú. Lamarão et al. (2002) definiram no alto curso do rio Jamanxim e Riozinho das Arraias uma seqüência vulcânica félsico-intermediária cálcio-alcalina (andesito basáltico, traquiandesito basáltico, traquito e riolito), denominada Formação Vila Riozinho. A idade Pb-Pb de 2000 ± 4 Ma dessas rochas vulcânicas, obtida pelos referidos autores pelo método da evaporação do chumbo em zircão, indica que a formação Vila Riozinho deve representar um evento vulcânico do arco Cuiú-Cuiú ou do Jamanxim.

3.3 - SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO

Ricci et al. (1999) denominaram de Suíte Intrusiva Creporizão a um conjunto de plútons monzograníticos protomiloníticos na porção SW da Província Tapajós (Fig. 3), com idade em torno de 40 Ma mais jovem que o Complexo Cuiú-Ciú. Segundo Santos et al. (2001), esta unidade é constituída por plútons cálcio-alcalinos tarditectônicos de composição monzogranítica e granodiorítica, intrusivos nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú. Estes autores identificaram rochas vulcânicas preservadas (meta-andesitos e metabasaltos) associadas aos granitóides Creporizão, cujas associações mineralógicas indicam grau metamórfico anfíbolito baixo. Datações geocronológicas pelo método U-Pb em zircão em três amostras indicaram idades entre 1980 e 1957 Ma para esta unidade (Santos et al. 2001). Os granitóides Creporizão foram interpretados como componentes de um arco magmático continental (Santos et al. 2001, 2004). Lamarão et al. (2002) obtiveram, pelo método da evaporação do Pb, idades Pb-Pb de 1981 ± 2 Ma e 1983 ± 8 Ma para um plúton granítico

denominado por estes autores de Granito São Jorge Velho, no alto curso do rio Jamanxim, o qual parece representar atividade magmática precoce relacionada ao arco magmático Creporizão.

3.4 - SUÍTE INTRUSIVA PARAUARI

Santos et al. (1975) denominaram de Granito Parauari as rochas graníticas que hospedam a mineralização aurífera no depósito Rosa de Maio, situado a norte do rio Tapajós, na bacia do rio Parauari. Pessoa et al. (1977), Bizzinella et al. (1980) e Faraco et al. (1997) salientaram que os granitóides Parauari não são deformados e ocorrem em toda a extensão da Província Tapajós, característica que os diferenciam dos granitóides Cuiú-Cuiú, normalmente deformados e de ocorrência mais restrita (porção SW da Província Tapajós). Considerando a variedade composicional das rochas (granitos, granodioritos e tonalitos), Faraco et al. (1997) e Vasquez et al. (1999) as englobaram na Suíte Intrusiva Parauari. Datações geocronológicas pelo método U-Pb em zircão, realizadas por Santos et al. (2000, 2001) em rochas desta suíte, indicam tratar-se de dois eventos magmáticos. Foi mantida a denominação Suíte Parauari para a unidade mais jovem (1885 a 1877 Ma), que ocorre nas áreas dos depósitos Rosa de Maio (área tipo), Penedo, Caroçal e Uruá. A Suíte Parauari é uma seqüência cálcio-alcalina bimodal tardi a pós-tectônica não metamorfisada, constituída por sienos e monzogranitos, com rochas vulcânicas félsicas associadas, e rochas máficas intrusivas (gabro Ingarana e anortosito Jutáí). A unidade mais antiga (1907 a 1886 Ma) foi denominada de Suíte Tropas e ocorre no baixo curso do rio das Tropas (depósito Ouro Roxo) e no alto curso do rio Jamanxim, sendo constituída predominantemente por tonalitos, granodioritos, granitos, andesitos e basaltos cálcio-alcalinios. Estas rochas contêm xenólitos de metabasaltos e meta-andesitos do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Creporizão. Lamarão et al. (2002) descreveram o Granito São Jorge Novo, cuja idade Pb-Pb de 1891 ± 3 Ma, obtida pelo método da evaporação do Pb, indica que este granito está relacionado com a Suíte Tropas.

As suítes Tropas e Parauari foram interpretadas como componentes de um arco de ilhas primitivo (Tropas) e um arco magmático continental (Parauari). Duas formações sedimentares intra-arco (Formações Abacaxis e Sequeiro) ocorrem localmente nas áreas dos depósitos Abacaxis e Maués, mas suas exposições só puderam ser representadas em mapa de detalhe. Estas formações são constituídas por siltitos e grauvacas com zircões clásticos derivados dos granitóides Tropas, e são intrudidas pelos granitóides Parauari (Santos et al. 2001).

3.5 - MAGMATISMO E SEDIMENTAÇÃO TARDI A PÓS-TECTÔNICOS

Diversas unidades na Província Tapajós foram formadas em ambiente intra-continental extensional e foram afetadas somente por deformação dútil, sem evidência de metamorfismo regional, como o Grupo Iriri (1,89 a 1,87Ga), Suíte Maloquinha (1,87-1,88Ga) Formação Buiçu (1,89 a 1,79 Ga), Granito Teles Pires (1,8 a 1,77 Ga), Diabásio Crepori (1,79 a 1,77 Ga) e Suíte Cachoeira Seca (~1,19 Ga), esta última de caráter anorogênico.

3.5.1- Grupo Iriri

Forman et al. (1972) denominaram de Formação Iriri a um conjunto de rochas vulcânicas félsicas que ocorrem ao longo do Rio Iriri, compreendendo riolitos, riodacitos e dacitos, normalmente porfiríticos, e rochas piroclásticas (tufos, ignimbritos e brechas), além de granófiros e andesitos subordinados. Inicialmente as rochas da Formação Iriri foram incluídas em uma unidade maior denominada Grupo Uatumã (Caputo et al. 1971 apud Cunha et al. 1981), considerada como produto de um grande evento vulcano-plutônico anorogênico que teria afetado quase todo o Cráton Amazônico (Ramgrab & Santos 1974; Silva et al. 1974; Santos et al. 1975; Pessoa et al. 1977). Pessoa et al. (1977) elevaram a Formação Iriri à categoria de grupo, subdividindo-o nas formações Aruri (rochas piroclásticas) e Salustiano (derrames félsicos a intermediários) e uma seqüência híbrida, com derrames e rochas piroclásticas, que foi posteriormente incluída na Formação Aruri por Santos et al. (2000). Almeida et al. (2000) incluíram os derrames intermediários em uma terceira formação denominada Formação Bom Jardim. Santos 1977 apud Cunha et al. (1981) elevou o Grupo Uatumã à categoria de Supergrupo, considerando que a unidade engloba suítes intrusivas (Suíte Maloquinha) e extrusivas (Grupo Iriri) heterogêneas. Os diversos trabalhos sobre o vulcanismo Iriri atestam sua grande extensão no Cráton Amazônico e indicam a existência de mais de um evento vulcânico relacionados a esta unidade (Lamarão et al. 1999, 2002). Juliani et al. (2005) descreveram o Grupo Iriri como um sistema vulcano-piroclástico gerado em complexos de caldeiras vulcânicas que alcançaram mais de 50 km de comprimento, relacionados à colocação rasa de plútons cálcio-alcalinos tardi a pós-tectônicos de arco magmático da Suíte Parauari, contrapondo-se, portanto, à interpretação anorogênica deste expressivo vulcanismo. Essa nova interpretação do vulcanismo Iriri dificulta a sua inclusão, juntamente com a Suíte Maloquinha, no Supergrupo Uatumã que passa a ser uma super-unidade questionável. Segundo Juliani et al. (2005), as unidades pré-caldeira compreendem derrames intermediários e as sin-caldeira correspondem a extensas e espessas camadas de derrames e rochas piroclásticas (tufos e ignimbritos). O evento pós-caldeira é representado por vulcões compostos e domos de riolito e ignimbrito que se colocaram em torno e no

interior das caldeiras. Esses *stocks* tardios geraram sistemas epitermais de baixa e alta sulfetação nas crateras dos vulcões anelares (Juliani et al. 2005).

- **Vulcanismo pré-caldeira:** representado predominantemente por derrames intermediários cálcio-alcalinos (andesitos e dacitos), normalmente porfíricos, e rochas vulcanoclásticas da Formação Bom Jardim (~1,89 Ga) sobrepostos aos granitos Parauari. Lavas e tufos riolíticos, basaltos amigdaloidais e fluxos traquíticos, traquiandesíticos e latíticos também ocorrem. Juliani et al. (2005) interpretaram essas rochas como remanescentes erosivos de estratovulcões pré-caldera associados ao rifteamento trás-arco da subducção Parauari.

- **Vulcanismo sin-caldeira:** representado por derrames e rochas piroclásticas félsicas das Formações Salustiano e Aruri (1,89 a 1,87 Ga) sobrepostas à Formação Bom Jardim. A Formação Salustiano (Pessoa et al. 1977) é constituída por derrames de riolitos, riodacitos, dacitos e latitos cálcio-alcalinos de alto potássio (Bahia & Quadros 2000). Localmente apresentam textura porfírica e diversos graus e estilos de alteração hidrotermal (Nunes et al. 2000, Nunes 2001, Corrêa Silva et al. 2001, Juliani et al. 2002, 2005). Datações geocronológicas em riolitos forneceram idades de $1\ 870 \pm 8$ Ma por SHRIMP U–Pb em zircão (Santos et al. 2000) e de $1\ 888 \pm 2$ Ma por evaporação Pb–Pb em zircão (Dall’Agnol et al. 1999). A Formação Aruri (Pessoa et al. 1977) compreende um conjunto de rochas piroclásticas félsicas (tufos, ignimbritos, aglomerados e brechas vulcânicas), além de quantidades restritas de tufos dacíticos. Fluxos de hialoclastitos e rochas vulcânicas epiclásticas também ocorrem. A gênese dessas rochas foi relacionada ao caráter explosivo dos magmas félsicos da Formação Aruri que geraram grande quantidade de material piroclástico, em parte retrabalhado e depositado em ambiente subaquoso (Bahia & Quadros 2000). Brechas hidrotermais desta unidade hospedam sistemas epitermais bem preservados, de alta e baixa sulfetação mineralizados a ouro (Nunes et al. 2000; Nunes 2001; Corrêa Silva et al. 2001; Juliani et al. 2002, 2005).

Depósitos basais intra-caldeira são constituídos predominantemente por tufos de cinza, brechas, aglomerados, hialoclastitos, tufos epiclásticos, com arcóseos e arenitos subordinados que tornam-se mais abundantes em direção ao topo, associados com quantidades restritas de conglomerados e brechas sedimentares, além de *chert* e leitos carbonáceos e sulfurosos. A composição litológica e as estruturas sedimentares indicam um ambiente deposicional aluvial e lacustrino.

- **Vulcanismo pós-caldeira:** representado por intercalações de derrames e tufos félsicos e intermediários (dacitos e riolitos), além de brechas piroclásticas, característicos de vulcões

compostos. Brechas hidrotermais associadas a essas rochas hospedam depósitos auríferos epitermais de alta e baixa sulfetação.

Stocks e diques de hornblenda-biotita monzogranito com textura granofírica cortam as rochas do embasamento e as Formações Bom Jardim e Salustiano, mas não cortam as rochas vulcânicas superiores da Formação Aruri. Os monzogranitos granofíricos são similares aos granitos Batalha e Rosa de Maio (1,88 Ga), contemporâneos ao vulcanismo sin-caldeira e correlacionados ao magmatismo tardi-tectônico Parauari. Granófiros riolíticos e riodacíticos relacionados com o sistema hidrotermal e diques pórfíricos colocados em estruturas anelares e radiais, associados com mineralização aurífera de alta sulfetação, cortam todas as unidades vulcânicas, os monzogranitos e os depósitos sedimentares intra-caldeira.

3.5.2 - Suíte Intrusiva Maloquinha

A Suíte Intrusiva Maloquinha (Almeida et al. 1977) compreende batólitos dispostos segundo lineamentos regionais de direção NW-SE. Os batólitos são formados por granito alaskítico, biotita granitos, anfibólio granitos, granodioritos, granitos sódicos e granófiros (Dall’Agnol et al. 1994, 1997, 1999).

Almeida et al. (2000) caracterizaram as fácies biotita granito e anfibólio biotita granito como predominantes na Suíte Maloquinha. Os granitos das duas fácies são subalcalinos a alcalinos, peraluminosos com características químicas compatíveis com os granitos tipo A. Santos et al. (2000) obtiveram para estes granitos idades em torno de 1 870 Ma pelo método U – Pb em zircão. Datações geocronológicas em zircões herdados em granitos da Suíte Maloquinha revelaram idades U - Pb de $2\,679 \pm 10$ Ma, indicando fonte crustal para estes granitos que apresentam idade modelo Sm - Nd arqueana entre 2 535 e 2 850 Ma (Santos et al. 2001).

3.5.3 - Formação Buiçu

A Formação Buiçu é uma seqüência predominantemente psamo-pelítica que ocorre nas margens do rio Tapajós, a NE e SW de Jacareacanga, nas margens do rio Crepori, próximo ao rio Tapajós, e próximo ao rio Jamaxim. É constituído por corpos de arenitos e arenitos arcoseanos, além de conglomerados, siltitos, argilitos e tufos com estratificação plano-paralela, localmente cruzada e com marcas de onda (Almeida et al. 2000). Conglomerados desta unidade contêm seixos de rochas vulcânicas do Grupo Iriri cuja idade em torno de ~1,87 Ga representa a idade máxima da Formação Buiçu, a qual é cortada por diques do Diabásio Crepori cuja idade (~1,79 Ga) corresponde à idade mínima das rochas desta formação.

3.5.4 - Diabásio Crepori

O Diabásio Crepori (Santos & Loguercio 1984), originalmente denominado de *Sill* Crepori por Pessoa et al. (1977), é constituído por diques de direção predominante N-S e *sills* de diabásio, olivina diabásio e microgabro toleítico, que ocorrem nas margens do Rio Crepori, próximo ao Rio Tapajós, cortando rochas sedimentares da Formação Buiuçú. Datações geocronológicas realizadas por Santos et al. (2000) indicaram idades U - Pb Shrimp em badeleita de 1778 ± 9 Ma.

3.5.5 - Granito Teles Pires

A era Paleoproterozóica na Província Tapajós se encerra com um segundo pulso de magmatismo anorogênico representado por plútons graníticos circulares a elípticos alcalinos tipo A, que ocorrem na parte nordeste da Província. Granitos rapakivi e rochas vulcânicas associadas também ocorrem mais restritamente. Datações geocronológicas em granitos desta unidade revelaram idade U - Pb em zircão de 1760 ± 12 Ma (Santos et al. 2001).

3.5.6 - Suíte Intrusiva Cachoeira Seca

A Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (Pessoa et al. 1977) é constituída por diques de olivina gabro, diorito, troctolito e diabásio troctolítico que ocorrem na parte nordeste da Província Tapajós, entre os rios Tapajós e Jamaxim, cortando granitóides Parauari e Maloquinha, além de rochas sedimentares da Formação Buiuçú. Datações geocronológicas em diabásios desta unidade indicaram idade U - Pb em zircão de 1099 ± 28 Ma e idades K-Ar em plagioclásio de 1043 ± 27 Ma (Santos et al. 2001).

3.6 - EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E TECTÔNICA DA PROVÍNCIA TAPAJÓS

As principais feições estruturais regionais da PAT são lineamentos de direção NNW-SSE a NW-SE lineares ou sinuosos, contínuos ou descontínuos, estendendo-se por dezenas a algumas centenas de quilômetros e bem evidentes em imagens de satélites e dados geofísicos (Klein et al. 2002). Dados de campo indicam que estes lineamentos correspondem a falhas subverticais transcorrentes sinistrais e zonas de cisalhamento rúptil-ductil. Os sistemas transcorrentes têm sido interpretados como resultantes de um evento compressivo progressivo e episódico com a tensão compressiva máxima (σ_1) em torno da direção E-W (Santos 2000; Klein e Vasquez 2000). Estas estruturas regionais devem ter controlado a colocação das diversas gerações de granitóides e corpos máficos intrusivos paleoproterozóicos, bem como o estabelecimento das bacias sedimentares da PAT (Klein et al. 1997, Almeida et al. 2000, Klein e Vasquez 2000). Além disso, é provável que

algumas dessas estruturas possam ter sido reativadas durante a evolução da PAT, embora estes eventos não sejam ainda bem conhecidos (Klein et al. 2002).

Segundo Santos et al. (2001), as rochas do Grupo Jacareacanga exibem proeminente foliação metamórfica (S_1) de direção NNW-SSE com mergulhos fortes para SSW. O acamamento primário (S_0) é subparalelo à foliação S_1 , indicando forte transposição estrutural ao longo da seqüência. As grandes feições estruturais das rochas do Grupo Jacareacanga são interpretadas como uma sucessão regional de dobras isoclinais cujos eixos orientam-se na mesma direção da foliação S_1 . Os granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú exibem um padrão de deformação similar e mesma orientação regional do Grupo Jacareacanga, indicando que as duas unidades foram deformadas sob o mesmo regime compressional (D_1). A deformação D_1 pode ter sido simultânea ao pico do metamorfismo, que foi datado em torno de 2.0 Ga por Santos et al. (2001) pelo método Rb-Sr em turbiditos (rocha total). Segundo Klein et al (2002) o evento D_1 situa-se entre 2005 e 1997 Ma.

Um segundo evento de deformação (D_2) é representado pela deformação rúptil-ductil que afetou a Suíte Intrusiva Creporizão entre 1,97 e 1,95 Ga, através de um sistema de falhas transcorrentes de direção NW-SE (Klein et al. 2002). Este evento afetou as rochas do complexo Cuiu-Cuiu, mas não afetou os granitóides da Suíte Tropas e as unidades mais jovens da PAT.

Um terceiro evento de deformação (D_3) corresponde a zonas de cisalhamento dúctil-rúptil transcorrente sinistral de direção média N-S que cortam as estruturas D_1 . A deformação D_3 afetou a Suíte Creporizão e a Suíte Tropas entre 1894 e 1883 Ma, mas não afetou a Suíte Parauari, cuja idade (1887-1885 Ma) representa a idade mínima da deformação D_3 (Klein et al. 2002). Eventos deformacionais mais jovens que D_3 são eminentemente rúpteis, gerados durante a colocação dos plútons graníticos da Suíte Maloquinha e relacionados a tectônica extensional (Santos et al. 2001, Klein et al. 2002).

O Cinturão orogênico Tapajós-Parima é um orógeno acrescionário do tipo andino, no qual uma crosta oceânica (a leste) colidiu com um continente (a oeste). Este cinturão formou-se na era Paleoproterozóica, entre 2,05 e 1,87 Ga, sendo parcialmente mais jovem que a orogenia Transamazônica (2,25 a 2,0 Ga) reconhecida em toda a América do Sul. Durante o ciclo orogênico Tapajós-Parima, cinco sucessivas granitogêneses (sin a tardi-tectônicas) ocorreram na Província Tapajós no período Orosiriano da era Paleoproterozóica e formaram arcos magmáticos relacionados à subducção oceano-continente, os quais migraram de oeste para leste. Segundo Santos et al. (2004), ocorreram duas orogêneses distintas durante o ciclo orogênico Tapajós-Parima. A primeira orogênese, denominada Mundurucus (2040 a 1957 Ma), iniciou-se com a formação do arco de ilhas

primitivo Cuiú-Cuiú (2040 a 1998 Ma), seguido da formação dos arcos magmáticos continentais Jamanxim ou Cumarú (2000 a 1986 Ma) e Creporizão (1980 a 1957 Ma). Por outro lado, Vasquez et al. (2001) consideraram os granitóides Creporizão como pós-colisionais ainda relacionados com desenvolvimento do arco Cuiú-Cuiú. Após um hiato de aproximadamente 50 Ma, começou a segunda orogênese, denominada Tropas, que também iniciou com a formação de um arco de ilhas primitivo (Tropas, 1907 a 1886 Ma), seguido da formação do arco magmático continental Parauari (1885 a 1877 Ma) que marca o fim do ciclo orogênico. Quase todas as datações geocronológicas em zircões herdados dos granitóides dos arcos magmáticos resultaram em idades paleoproterozóicas, somente 20 a 140 Ma mais antigas que as idades dos arcos, indicando que a contribuição da crosta arqueana para a geração dos arcos foi mínima ou ausente. Os dados isotópicos de Sm–Nd também indicam uma natureza juvenil para os granitóides dos arcos (Santos et al. 2000), os quais são compatíveis com idades modelo transamazônicas no intervalo 2 264 a 2 104 Ma.

Os eventos acrescionários foram seguidos por um sexto evento magmático vulcano-plutônico, intra-cratônico, tardi a pós-tectônicas (pós-colisionais) entre 1,88 a 1,86 Ga (Grupo Iriri e Suite Maloquinha), relacionado com fusão parcial da crosta arqueana do Cráton Amazônico. Atividades magmáticas e sedimentares intra-cratônicas pós-tectônicas ou anorogênicas, relacionadas com rifteamento da crosta, ocorreram no final do período Orosiriano e início do Estateriano, tais como a Formação Buiçu (1850 a 1800 Ma), Granito rapakivi Teles Pires (1800 a 1772 Ma), Diabásio Crepori (1787 a 1769 Ma) e, já no Mesoproterozóico, os álcali basaltos da Suíte Cachoeira Seca (1,19 Ga).

3.7 - DEPÓSITOS AURÍFEROS DA PROVÍNCIA TAPAJÓS

Os dados geológicos, acumulados até aqui, sobre os 140 depósitos auríferos primários reconhecidos no Tapajós, permitiram a elaboração de uma classificação preliminar para esses depósitos em três grupos:

- 1- Depósitos orogênicos: veios de quartzo auríferos em zonas de cisalhamento que ocorrem principalmente na parte W e SW da Província Tapajós (Santos et al. 2001). Esses depósitos são mesozonais e encontram-se hospedados tanto em sequências vulcanossedimentares do Grupo Jacareacanga (Ex. Buiçu, Tapajós, Maués), como em granitóides cálcio-alcálicos oxidados de arco magmático do Complexo Cuiu-Cuiu e Suíte Tropas (Ex. Ouro Roxo, Cantagalo, Pepeu, Patinhas, Goiano).

- 2- Depósitos relacionados a intrusões graníticas (*Intrusion-related gold deposits*): depósitos filoneanos (Ex. Limão, Mamoal, Batalha) e disseminados tipo *stockwork* (Jutaí, Carneirinho e Abacaxis), epizonais, relacionados espacial e geneticamente com granitóides cálcio-alcálicos oxidados de arco magmático das Suítes Creporizão e Parauari e granitos alcalinos da Suíte Maloquinha, que ocorrem principalmente na parte N, E e SE da Província Tapajós (Santos et al. 2001).
- 3- Depósitos epitermais (Dreher et al. 1998, Juliani et al. 2002, 2004b): depósitos filoneanos e disseminados de alta e baixa sulfetação que ocorrem mais restritamente na parte central da Província Tapajós, hospedados em rochas vulcânicas e piroclásticas félsicas pós-caldeira, além de granófiros e diques porfíricos tardi-tectônicos do Grupo Iriri (Ex. Joel, David, V3). A mineralização ocorre em estruturas anelares e fraturas radiais de caldeira, associada com silicificação caracterizada por crostas silicosas, com hematita, pirofilita e alunita, e cavidades preenchidas por sílica, alteração argílica e propilitica (alta sulfetação), ou alteração potássica (adulária) e sericitização (baixa sulfetação).

As composições dos isótopos de chumbo dos depósitos auríferos sugerem duas fases mineralizantes em 1,96 Ga e 1,88 Ga (Coutinho et al. 2000). Estes dois eventos mineralizantes estariam relacionados às duas orogêneses identificadas por Santos et al. (2004) e posicionados após o pico do metamorfismo nas duas orogêneses, em condições pós-colisionais. O evento mais antigo (1,96 Ga) coincide com a fase tardia da Suíte Creporizão, interpretada por Vasquez et al. (2001) como pós-colisional. O evento mais novo (1,88 Ga) é contemporâneo com o Grupo Iriri e Suíte Intrusiva Maloquinha, considerados como eventos magmáticos pós-colisionais.

4 - CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO DO PALITO

O depósito do Palito consiste em um sistema de veios de quartzo com sulfetos, mineralizados a ouro e cobre, e hospedado em rochas graníticas e instalado ao longo de uma zona de cisalhamento.

As unidades litológicas que ocorrem na área do depósito Palito são o granodiorito Fofquinha, os granitos Rio Novo e Palito e as rochas ígneas máficas tanto plutônicas (gabros) como vulcânicas e sub-vulcânicas (Fig. 4). Serão descritas a seguir as rochas mais intimamente ligadas ao depósito (o granodiorito, os dois granitos e o gabro), uma vez que, até então, quase nenhuma informação sobre as rochas vulcânicas máficas foi obtida pela Mineração Serabi.

4.1 - GRANODIORITO FOFOQUINHA

Corresponde a rocha mais antiga na área do depósito do Palito, ocorrendo principalmente mais a norte e noroeste da mina (Fig. 4), e é a rocha encaixante do granito Rio Novo e o granito Palito, que ocorre na zona de contato entre o granito Rio Novo e o granodiorito (Fig. 5). As rochas são de coloração cinza e apresentam granulação média a grossa (Fig. 6), embora porções levemente porfíricas também ocorram. O mineral mais abundante é o plagioclásio, seguido do feldspato potássico e do quartzo. Hornblenda e biotita são os principais minerais máficos da rocha. Os minerais opacos são relativamente abundantes e representados principalmente pela magnetita. Silva (2004) sugere que a magnetita pode ser responsável pelas anomalias magnéticas reconhecidas em levantamento geofísico aéreo realizado pela Serabi. O granodiorito Fofquinha e os granitos Rio Novo e Palito são as rochas hospedeiras da mineralização e estão incluídos regionalmente na Suíte Intrusiva Parauari. Não existem ainda datações geocronológicas do Granodiorito Fofquinha.

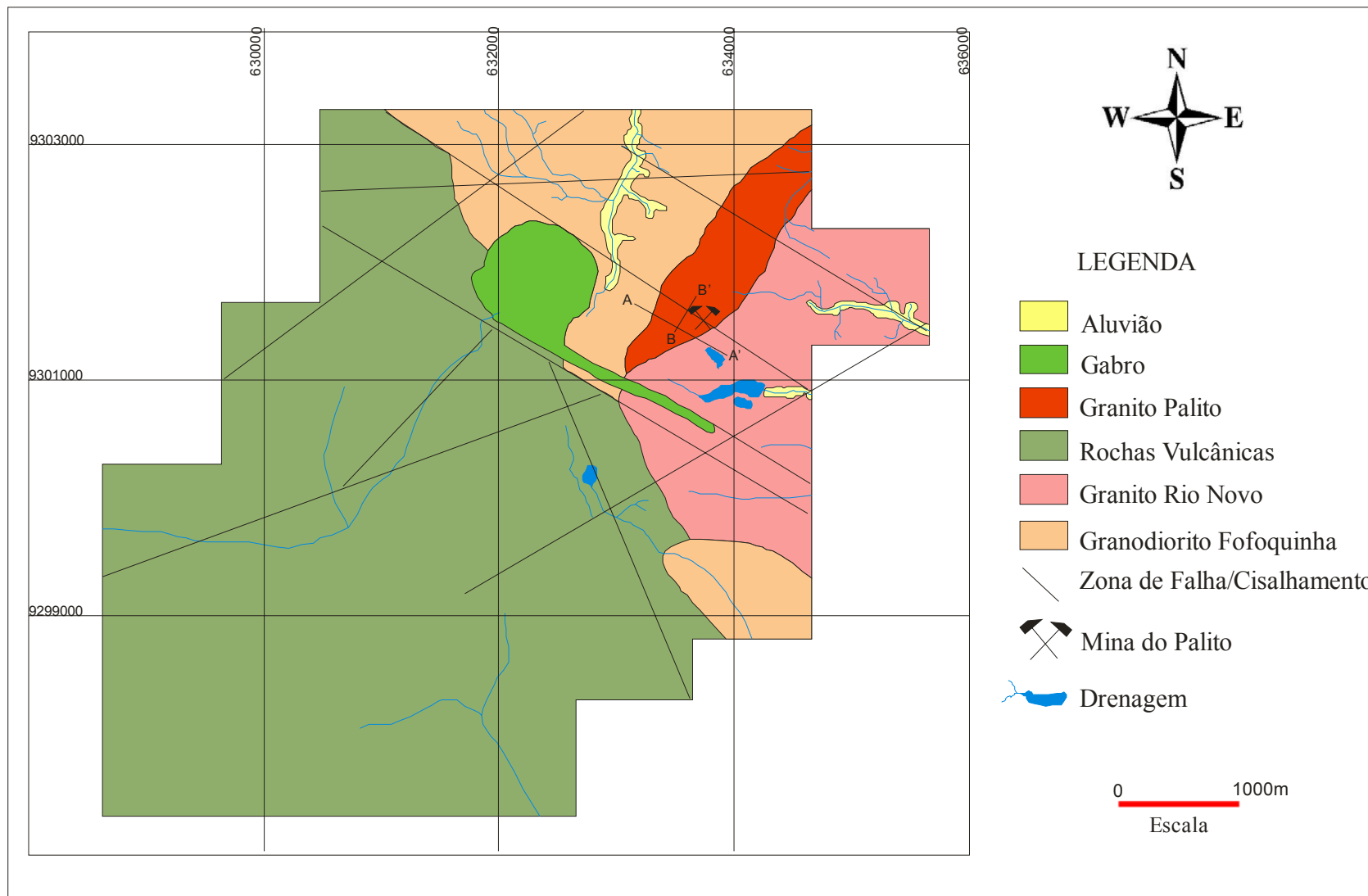


Figura 4: Mapa Geológico do depósito do Palito (Modificado de Serabí Mineração).

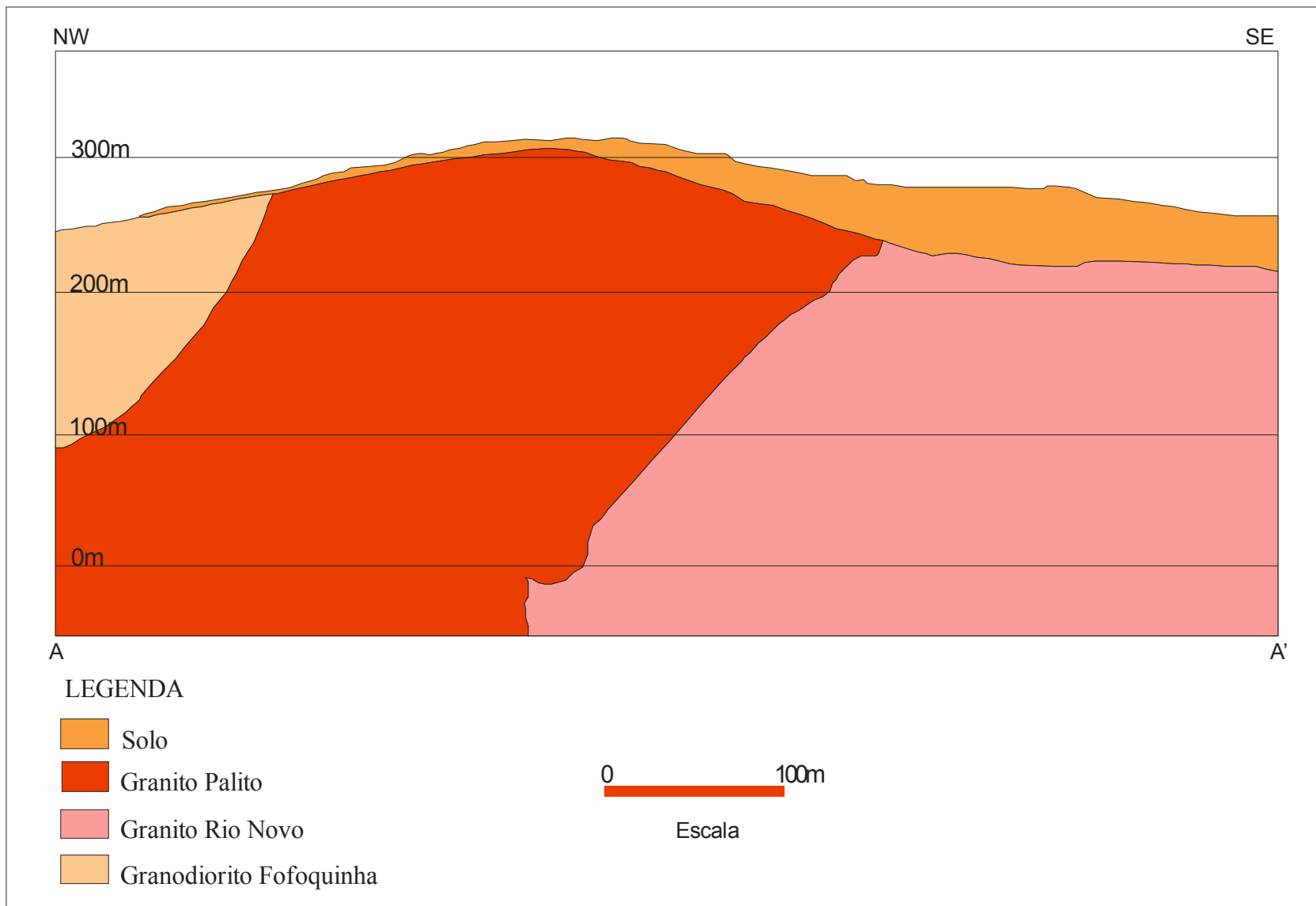


Figura 5: Seção geológica longitudinal (NW-SE) à zona de cisalhamento (Modificado de Serabí Mineração).

4.2 - GRANITO RIO NOVO

Este granito aflora principalmente nas margens do rio Novo, afluente da margem direita do rio Jamanxim. Xenólitos do granodiorito Fofquinha no granito Rio Novo indicam ser este último intrusivo no primeiro. Trata-se de um granito predominantemente porfirítico de coloração variando de rosa a rosa-alaranjada, localmente mais avermelhada ou vermelho-acastanhada e mesmo ligeiramente acinzentado. Fenocristais de feldspato potássico e quartzo, com aproximadamente 0,5 cm de comprimento, ocorrem imersos em uma matriz de granulação média a fina. No entanto, fácies subequigranulares a equigranulares e fácies brechadas também ocorrem. Cavidades preenchidas por carbonato e fluorita ocorrem tanto no granito Rio Novo como no granito Palito. O granito Rio Novo foi menos afetado pela alteração hidrotermal e, conseqüentemente, menos mineralizado em relação ao granito Palito. A presença de rochas afaníticas (riolito) e micro porfirítica (dacito), na forma de pequenos diques, não é rara no granito Rio Novo (Fig. 7a ,b), sugerindo um magmatismo raso vulcano-plutônico.



Figura 6: Foto de testemunho de sondagem do granodiorito Fofquinha com magnetita.

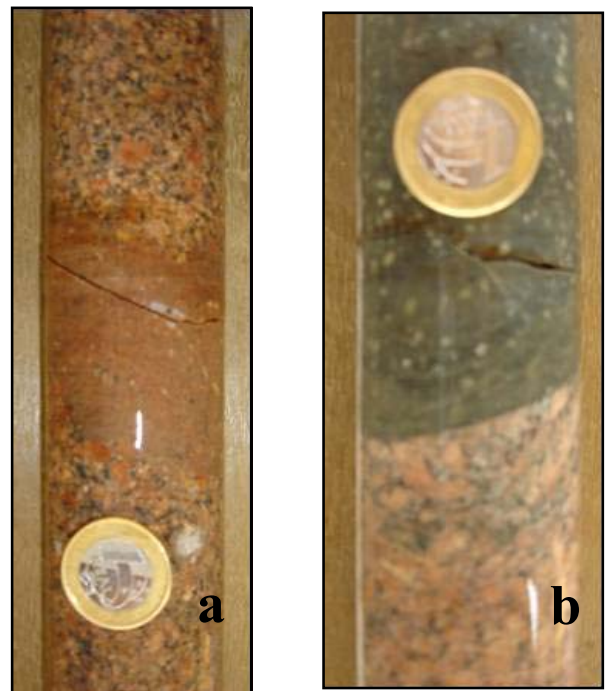


Figura 7: Foto de testemunho de sondagem do granito Rio Novo com porções de riolito (a) e de dacito (b).

4.3- GRANITO PALITO

O termo Palito é usado para designar um granito de coloração vermelha, granulação variando de média a grossa (Fig. 8), desenvolvendo também importantes fácies porfíricas com características muito semelhantes às do Granito Rio Novo. As fácies porfíricas ocorrem principalmente próximo ao contato do Granito Palito com o Granito Rio Novo. O contato entre esses dois granitos corresponde a uma superfície bastante irregular e em alguns casos difícil de ser estabelecida em função da semelhança entre esses dois litotipos, sendo melhor observado nos testemunhos de sondagens (Fig. 9). Silva (2004) interpretou esses corpos porfíricos como pulsos magmáticos posteriores ao granito Palito, na forma de diques.



Figura 8: Foto de testemunho de sondagem do granito Palito.

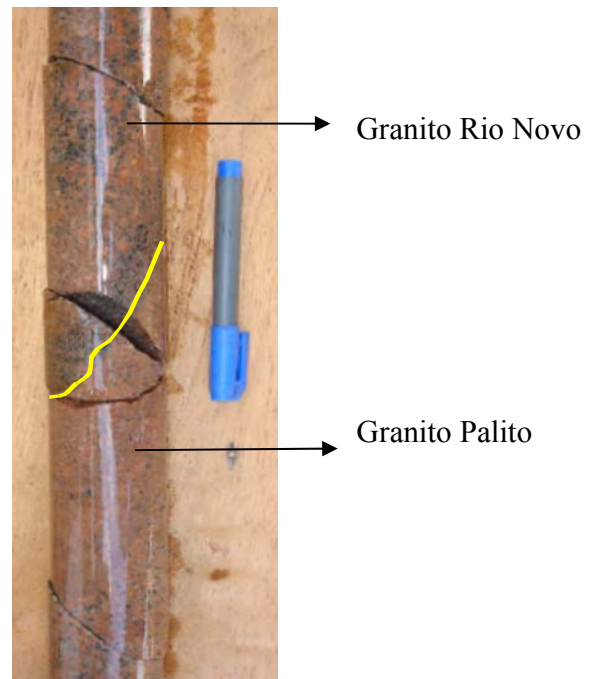


Figura 9: Foto de testemunho de sondagem do contato entre o granito Palito e o granito Rio Novo

4.4 - GABRO

Esta rocha aflora a NW da mina como blocos na rede de drenagem e no solo, mas sua forma de dique é facilmente identificável pela ocorrência de faixas de solo vermelho argiloso encaixadas em afloramento do granodiorito. Outro corpo gabróide aflora mais ao norte da área, na estrada para Jardim do Ouro, denominado olivina-gabro Rio Novo (Klein & Vasquez 2000). Os diques gabróicos são espessos ou delgados, normalmente brechados, apresentando magnetita como mineral subordinado ou importante. Xenólitos de granodiorito e, possivelmente, do granito Palito ocorrem nesses diques, feição esta que sugere ser a intusão máfica um evento tardio na região do Palito.

Entretanto, Silva (2004) salienta que nos testemunhos de sondagem o gabro apresenta-se também hidrotermalmente alterado e foi cortado por veios e diques de riolito marrom, o que indica uma colocação posterior ao Granito Palito, mas anterior aos riolitos porfiríticos, provavelmente o evento magmático mais tardio na região do Palito.

4.5 - VEIOS MINERALIZADOS

Os corpos mineralizados do depósito do Palito constituem um sistema de enxames de veios de quartzo subverticais encaixados em uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral de direção NW-SE que faz parte de uma estrutura regional denominada lineamento Tocantinzinho. Os filões estão hospedados nos Granitos Palito e Rio Novo (principalmente no primeiro) (Fig. 10), e estendem-se até o Granodiorito Fofquinha. Os veios principais estão orientados na mesma direção do cisalhamento (N40-50W), embora haja veios menores inclinados em relação à direção do cisalhamento.

Os veios apresentam dimensões métricas a centimétricas, perfazendo 0,90 m em média de espessura e sua profundidade é conhecida até 80 m, revelada pelo programa de sondagens realizado pela Serabí. O ouro encontra-se associado aos sulfetos (principalmente pirita e calcopirita) que são bastante abundantes nos veios de quartzo (Fig. 11 e 12). Os veios de quartzo mineralizados estão sempre envolvidos por um halo de alteração hidrotermal bem desenvolvido, proporcional à dimensão dos veios (Fig. 13), e constituído principalmente por sericita, clorita e sulfetos. Ocorrem também brechas hidrotermais (Fig. 14), além de carbonatos preenchendo pequenas fraturas (Fig. 15). Fluorita ocorre localmente como mineral de ganga nos veios.

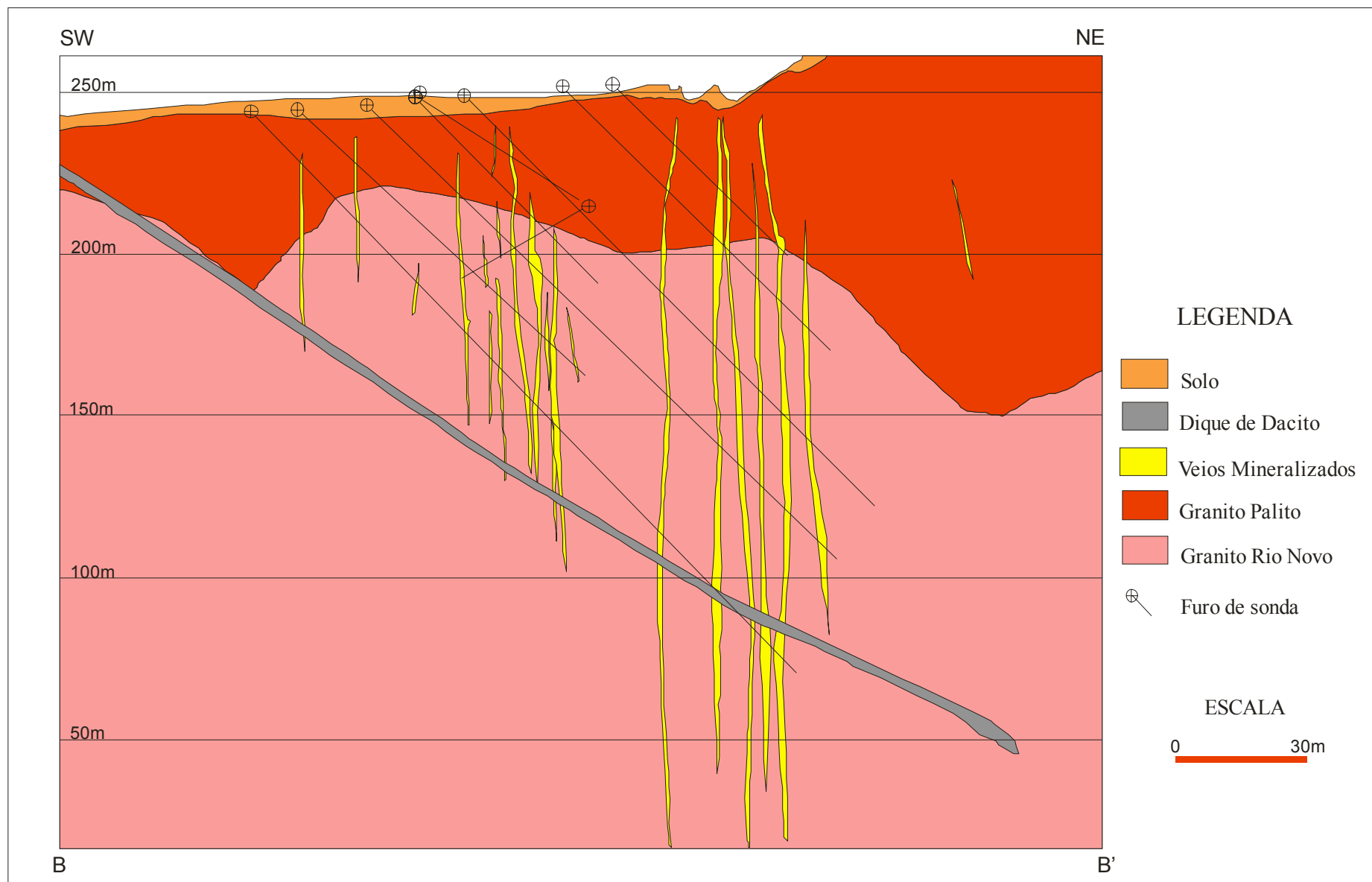


Figura 10: Seção geológica transversal (NE-SW) à zona de cisalhamento (Modificado de Serabí Mineração).



Figura 11: Foto de veio de quartzo mineralizado com sulfetos do depósito Palito (interior de galeria subterrânea).

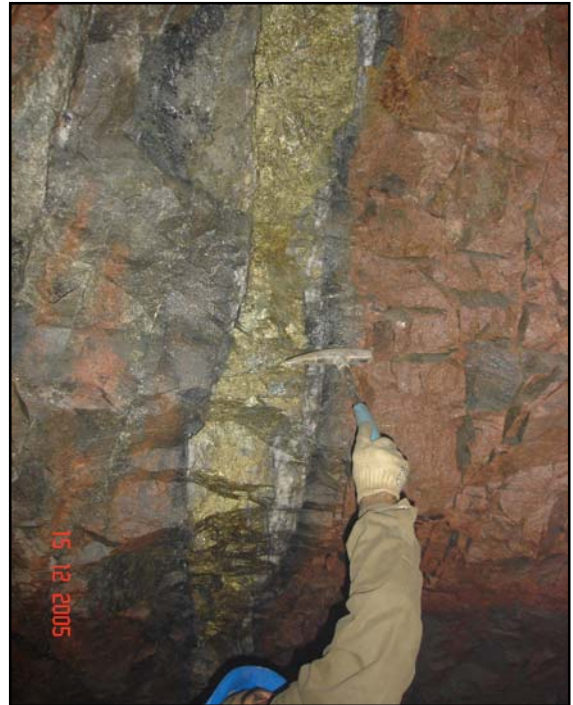


Figura 12: Foto do veio de quartzo mineralizado do depósito Palito, com alta concentração de sulfetos (interior de galeria subterrânea).



Figura 13: Foto de veio de quartzo mineralizado com halo de alteração hidrotermal entre o veio e o granito (interior de galeria subterrânea).



Figura 14: Foto de testemunho de sondagem composto de brecha hidrotermal.



Figura 15: Foto de testemunho de sondagem com vênulas de carbonato em fraturas no granito Palito.

5 - PETROGRAFIA DAS ROCHAS ASSOCIADAS À MINERALIZAÇÃO DO DEPÓSITO PALITO

A simbologia utilizada nas fotomicrografias é: Qtz: quartzo, Fk: feldspato potássico, Plg: plagioclásio Bt: biotita, Esf: esfalerita, Clr: clorita, Apt: apatita, Ser: sericita, Fen: fengita, Py: pirita, Cpy: calcopirita, Gln: galena, Gth: goethita, Cov: covelita, Pyr: pirrotita, Flr: fluorita, Mgn: magnetita, Bi: bismuto nativo, Tdm: tetradimita, Zrc: zircão, X: aumento, LT: luz transmitida, LR: luz refletida, NP: nicol paralelo, NC: nicol cruzado.

5.1 - GRANITO PALITO

O granito Palito apresenta textura inequigranular de granulação grossa, sendo constituído principalmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio (Fig. 16) e em menor quantidade por clorita, biotita, fengita, apatita, rutilo e zircão e, em proporções mais subordinadas, por minerais opacos como pirita e esfalerita.

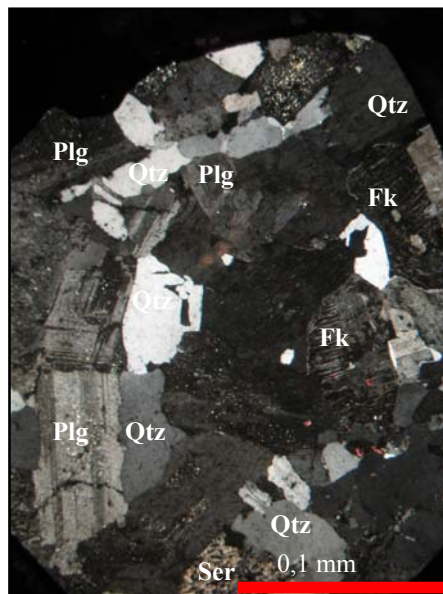


Figura 16: Fotomicrografia de textura hipidiomórfica granular representativa do granito Palito (10X- LT, NP).

O quartzo é um mineral abundante (30 a 33% em vol.) e seus cristais são subequigranulares a inequigranulares anédricos, apresentando granulação grossa e extinção ondulante.

O feldspato potássico é um mineral abundante (29 a 38% em vol.), sendo que em algumas amostras é o mineral dominante. Ocorre em cristais inequigranulares anédricos a subédricos de hábito normalmente tabular e comumente com maclamento xadrez (Fig. 17). comumente são pertíticos com lamelas de albita tipo *stringer* ou formando zoneamento concêntrico em certos cristais (Fig. 18). Os cristais de feldspato potássico geralmente apresentam-se sericitizados, preservando, porém, sua forma e caráter primário. Alguns cristais mostram-se fraturados em suas bordas, indicando que a rocha foi afetada por deformação rúptil, provavelmente relacionada ao cisalhamento Tocantinzinho, que controla a ocorrência dos veios mineralizados.

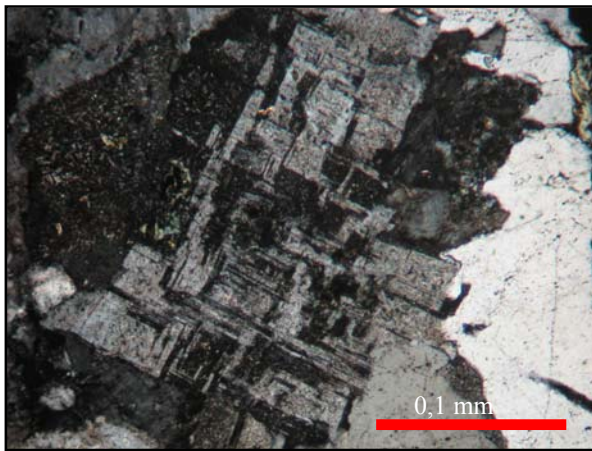


Figura 17: Fotomicrografia de cristal de feldspato potássico com maclamento xadrez (10X-LT, NP).



Figura 18: Fotomicrografia Feldspato potássico pertítico com zoneamento de composição albitica (10X-LT, NP).

O plagioclásio corresponde a 29 - 34% do volume total da rocha, sendo também o mineral mais abundante em algumas amostras. Ocorre em cristais inequigranulares, anédricos a subédricos comumente com formas tabulares e, assim como os cristais de feldspato potássico, encontram-se bastante alterados. Alguns cristais estão totalmente alterados, mas naqueles em que a alteração é parcial pode-se observar maclamento polissintético.

A composição modal do granito Palito no diagrama QAP situou-se principalmente no campo dos monzogranitos, sendo que poucas amostras caíram no limite entre os campos dos monzogranitos e dos sienogranitos (Fig. 19, Tabela 2).

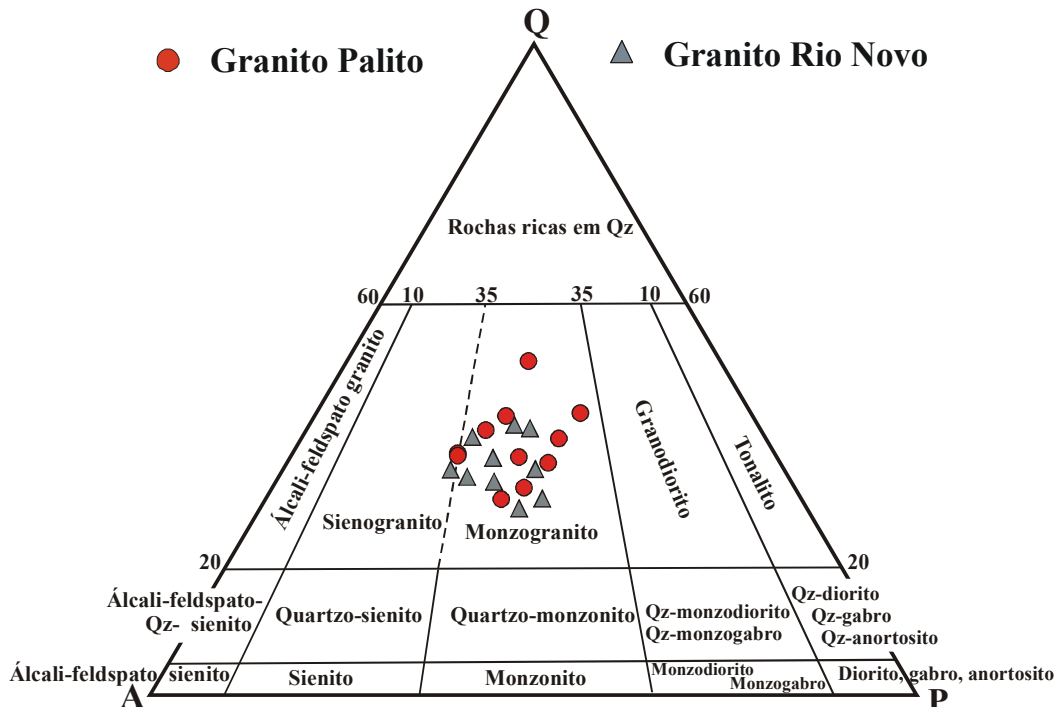


Figura 19: Composição modal dos granitos Palito e Rio Novo no diagrama QAP de Streckeisen (1976).

Tabela 2: Composição modal dos granitos Palito e Rio Novo recalculadas para 100%. (Qtz: quartzo, Plag: plagioclásio e Fk: feldspato potássico).

Análise	Granito Palito (%)				Granito Rio Novo (%)			
	Qtz	Plag	Fk	Total	Qtz	Plag	Fk	Total
1	36,16	21,53	42,31	100	32,88	24,32	42,80	100
2	36,39	21,38	42,23	100	33,90	21,60	44,50	100
3	45,61	31,12	23,27	100	40,64	26,83	32,53	100
4	42,67	34,42	22,91	100	35,78	26,41	37,81	100
5	32,92	34,68	32,40	100	32,68	34,13	33,19	100
6	34,14	35,59	30,27	100	33,78	34,19	32,03	100
7	34,44	30,70	34,86	100	32,96	34,29	32,75	100
8	33,06	33,88	33,06	100	31,27	34,98	33,75	100
9	38,02	26,89	35,09	100	30,91	35,37	33,72	100
10	35,46	35,22	29,32	100	34,52	28,19	37,29	100

A biotita ocorre como cristais placosos anédricos a subédricos, com clivagem basal bem desenvolvida e pleocroísmo variando de creme a marrom escuro ou verde escuro (Fig. 20). Finos cristais de esfalerita e rutilo ocorrem comumente ao longo dos planos de clivagem da biotita (Fig. 21a, b, c). A biotita apresenta-se normalmente alterada para clorita, exibindo relação de substituição normalmente a partir das bordas.

A clorita, além de estar substituindo a biotita, ocorre em vênulas que cortam o granito e também em massas microcristalinas associadas com fengita, o qual é o mineral responsável pela sericitização (Fig. 22), e foi identificada tanto através da petrografia como de microscopia eletrônica de varredura. Alguns cristais são bem desenvolvidos e encontram-se isoladamente sugerido tratar-se da completa alteração de cristais de biotita. Neste caso os cristais são inequigranulares, anédricos a subédricos, estes últimos são geralmente tabulares e não raramente apresentam clivagem em uma direção. Apesar de, no geral, as lâminas apresentarem textura granular grossa, localmente é possível observar feições brechóides caracterizadas por uma matriz microcristalina de sericita/clorita envolvendo cristais, principalmente, de quartzo e feldspato potássico.

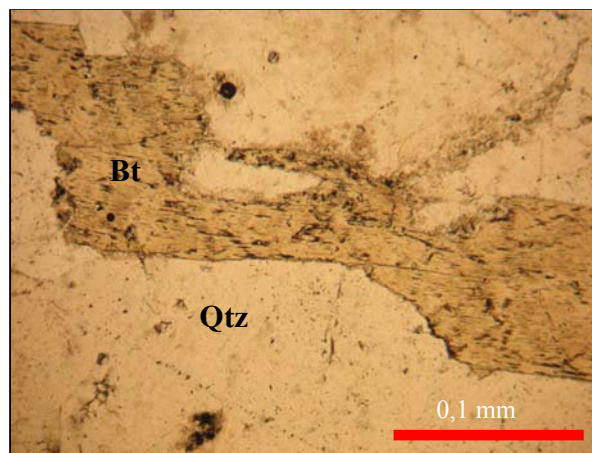


Figura 20: Fotomicrografia de um cristal de biotita (10X-LT, NP).

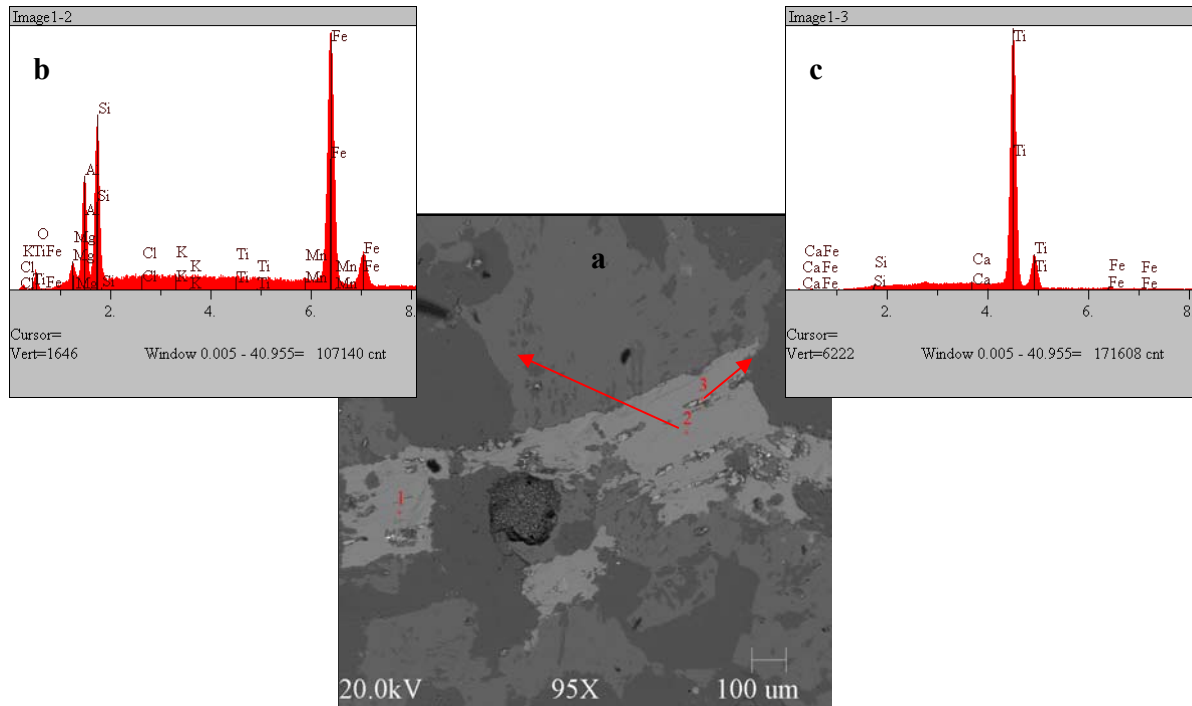


Figura 21: a-Imagem de elétrons retroespalhados, obtida em MEV, de cristal de biotita com rutilo cristalizado nos planos de clivagem. b-Espectrograma EDS da biotita mostrando os picos do Si, Al, Mg e K. c-Espectrograma EDS do rutilo mostrando os picos do Ti.

Os minerais acessórios transparentes reconhecidos no Granito Palito são a apatita, zircão e rutilo. A apatita ocorre muito restritamente como finos cristais alongados, inclusos em cristais de quartzo (Fig. 23). Finos cristais de zircão (Fig. 23) e rutilo também ocorrem restritamente em lâmina, apresentando formas subédricas a anédricas. O rutilo apresenta-se com formas mais irregulares, enquanto que o zircão exibe formas mais regulares, às raramente bipiramidais.

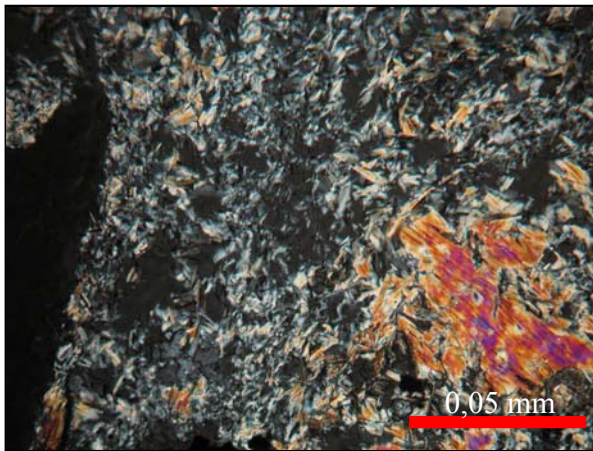


Figura 22: Fotomicrografia de massa microcristalina de fengita e clorita (20X-LT, NC).

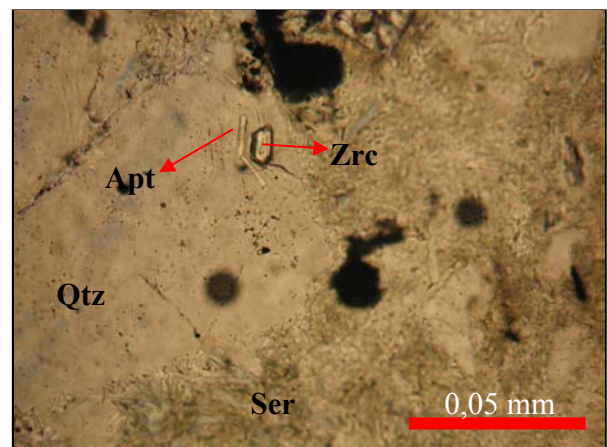


Figura 23: Fotomicrografia de cristais de zircão e apatita inclusos em quartzo (20X-LT, NP).

A associação mineralógica opaca é bastante reduzida e restrita a finos cristais de pirita e esfalerita, em geral anédricos e inequigranulares, e distribuídos aleatoriamente na rocha. Entretanto, cristais euédricos de pirita, com forma cúbica, ocorrem restritamente, indicando tratar-se de uma outra geração deste mineral.

5.2 - GRANITO RIO NOVO

O granito Rio Novo apresenta textura inequigranular grossa, predominantemente porfirítica com matriz média a grossa. É constituído principalmente por fenocristais de feldspato potássico e quartzo, envolvidos por uma matriz constituída por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio (Fig. 24) e em menor quantidade clorita, fengita, caolinita, apatita e zircão. Mais subordinadamente ocorrem pirita, calcopirita, esfalerita, covelita, pirrotita, galena e fluorita. Localmente a rocha apresenta um aspecto brechóide (Fig. 25), com microfragmentos de quartzo e feldspato potássico preenchendo pequenas fraturas, possivelmente formadas por fraturamento hidráulico causado pela ação de fluido hidrotermal.

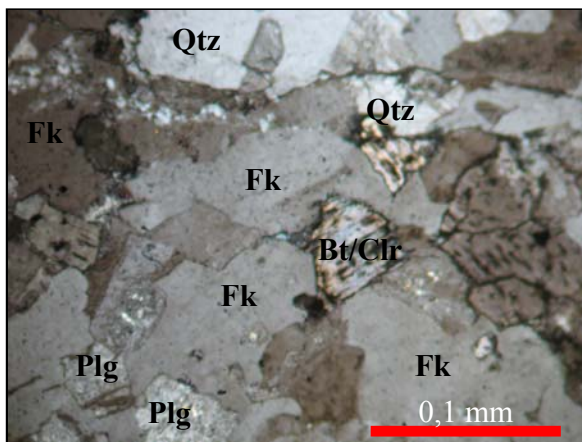


Figura 24: Fotomicrografia da textura representativa granito Rio Novo (10X-LT, NC).

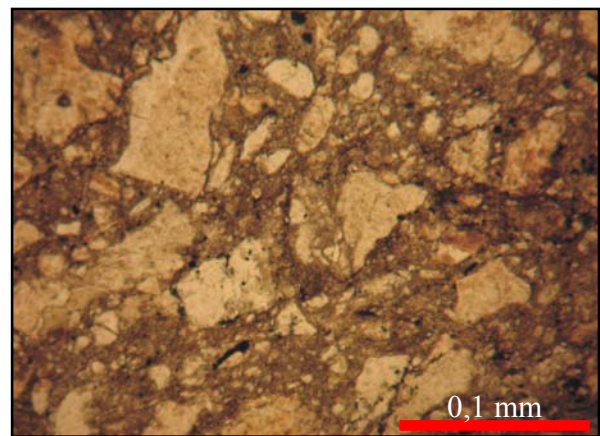


Figura 25: Aspecto brechóide do granito Rio Novo (10X-LT, NP).

Os cristais de feldspato potássico são anédricos, inequigranulares com grande diferença no tamanho dos cristais, embora predominem os fenocristais que conferem à rocha uma textura porfirítica. Em algumas lâminas os cristais menores exibem contato do tipo côncavo-convexo com quartzo e plagioclásio. Em geral, os cristais apresentam-se sericitizados, sendo que, normalmente, os cristais maiores encontram-se mais intensamente alterados que os cristais menores, nos quais a sericitização é apenas incipiente. Maclamento xadrez não é raro nos cristais de feldspato potássico,

mas quando presente a sericitização, torna-se aparentemente mais intensa. Alguns cristais são pertíticos, nos quais as lamelas albíticas de exsolução formam vênulas concêntricas assim como no granito Palito. Vênulas maiores e posteriores de albita, provavelmente de origem hidrotermal, também ocorrem localmente cortando os minerais da rocha, principalmente os feldspatos (Fig. 26).

Os cristais de quartzo apresentam granulação bem mais fina que os de feldspato potássico e ocorrem como cristais anédricos inequigranulares com grande diferença no tamanho dos cristais, exibindo extinção ondulante. O quartzo ocorre tanto como fenocristais como em cristais menores na matriz.

Os cristais de plagioclásio são inequigranulares, anédricos a subédricos, com formas tabulares a subtabulares e comumente apresentam-se geminados com maclamento polissintético (Fig. 27) e normalmente estão mais intensamente alterados que o feldspato potássico. A alteração característica dos plagioclásios é a saussuritização (sericita + epidoto).

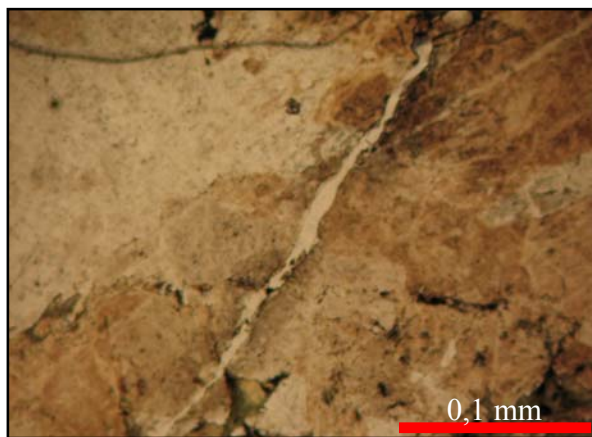


Figura 26: Fotomicrografia de vênula de albita em cristal de feldspato potássico (10X-LT, NP).

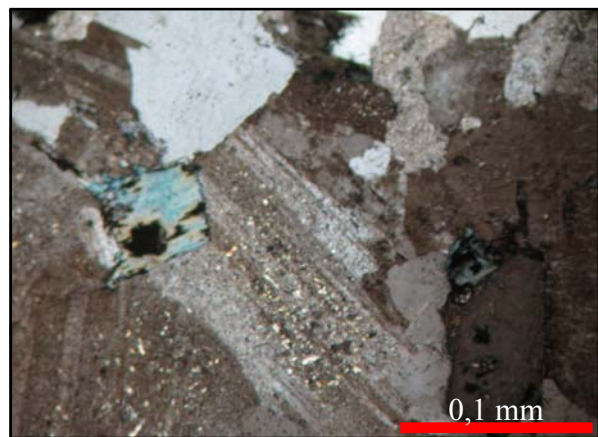


Figura 27: Fotomicrografia de cristais de plagioclásio sericitizados com maclamento polissintético (10X-LT, NC).

A composição modal do granito Rio Novo no diagrama QAP, assim como a do granito Palito, situou-se principalmente no campo dos monzogranitos, sendo que poucas amostras caíram no limite entre os campos dos monzogranitos e dos sienogranitos (Fig. 19, Tabela 2).

A clorita ocorre como cristais inequigranulares anédricos a subédricos, em cristais placosos com clivagem basal bem desenvolvida. Os cristais apresentam pleocroísmo variando de verde ou marrom a verde escuro. A clorita normalmente provém da alteração da biotita e possivelmente também do anfibólio evidenciado pela forma prismática euédrica de alguns cristais de clorita (Fig. 28). Porções reliquiares de biotita em massas de clorita são comuns, com pleocroísmo

marrom claro ou marrom escuro a verde escuro. Microcristais de rutilo associados com clorita, principalmente cristalizados ao longo de seus planos de clivagem, são também comuns. Análises composicionais destes minerais em microscópio eletrônico de varredura (MEV) sugerem que a clorita é resultado da alteração de cristais de biotita, a qual provavelmente liberou titânio para dar origem ao rutilo cristalizado nos planos de clivagem. A cloritização da biotita pode ocorrer em vários graus, desde incipiente (biotita cloritizada), com porções de biotita ainda preservada, até total (clorita) sem resquícios de biotita.

A esfalerita ocorre como finos cristais anédricos de dimensões variadas, geralmente associada de tal modo com calcopirita, a sugerir uma possível relação de substituição entre elas (Fig. 29 e 30 a, b, c).

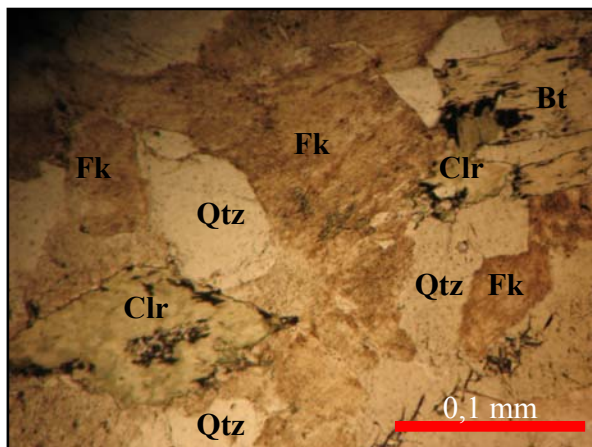


Figura 28: Fotomicrografia de clorita euédrica possivelmente resultante de pseudomorfose (10X-I.T NP)

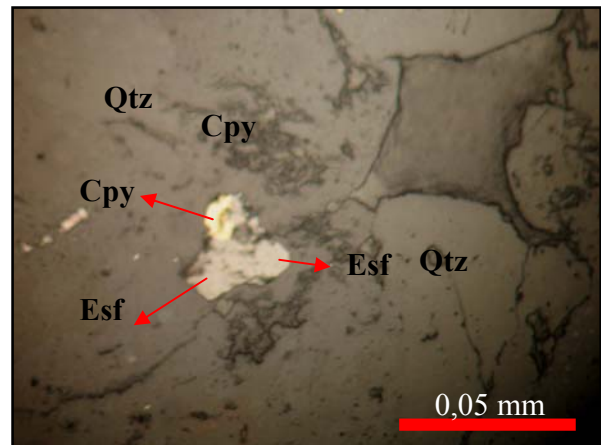


Figura 29: Fotomicrografia de esfalerita e calcopirita em íntima associação (20X-LR, NP).

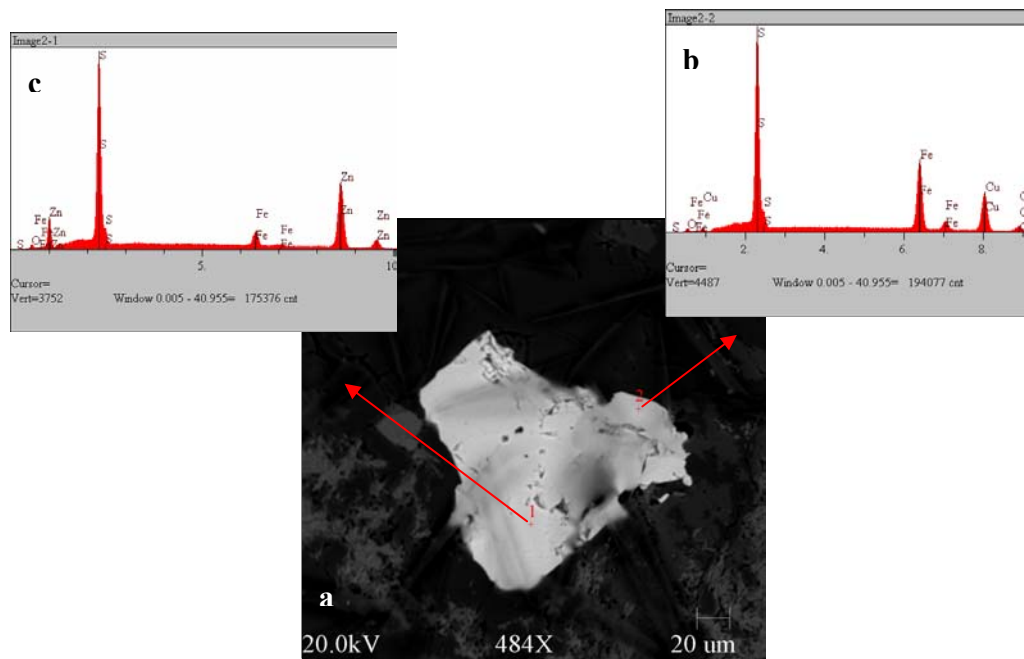


Figura 30: a-Imagem de elétrons retroespalhados, obtida em MEV, de esfalerita e calcopirita intimamente associadas. b- Espectrograma EDS da calcopirita mostrando os picos do S, Fe e Cu. c- Espectrograma EDS da esfalerita mostrando os picos do S, Zn e Fe.

A pirita ocorre de vários modos. Finos cristais cúbicos euédricos a subédricos ocorrem dispersos na rocha com formas quadradas, retangulares e triangulares. A pirita ocorre ainda como cristais anédricos de dimensões variadas e como pequenos fragmentos preenchendo fraturas. Esta variedade de modos de ocorrência sugere a existência de mais de uma geração de pirita. No contato da pirita com clorita, foi observada, em algumas lâminas, uma borda formada provavelmente pela recristalização da clorita (Fig. 31 e 32).

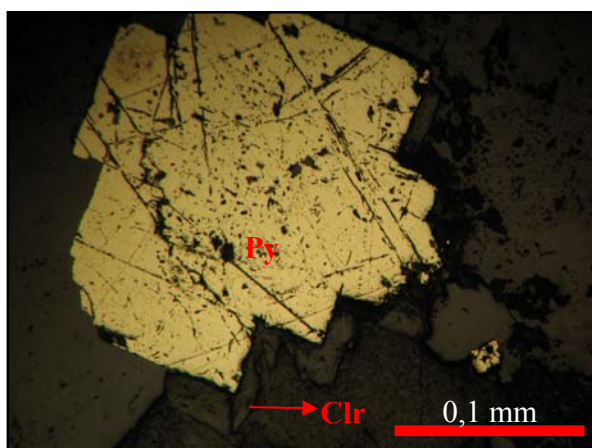


Figura 31: Fotomicrografia de cristal euédrico de pirita bordejado parcialmente por clorita que assume as formas pontiagudas de terminações da pirita (10X-LR, NP).

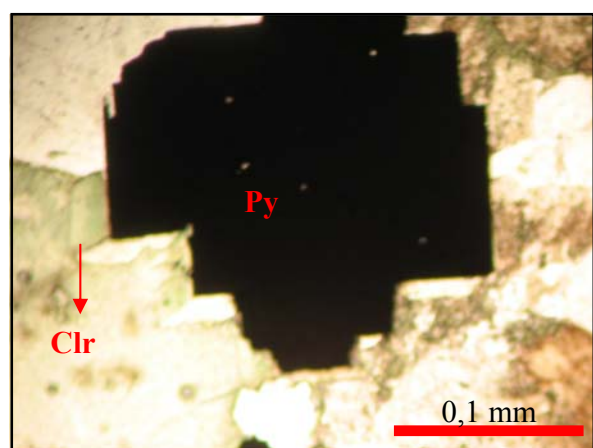


Figura 32: Fotomicrografia de cristal euédrico de pirita bordejado parcialmente por clorita que assume as formas pontiagudas de terminações da pirita (10X-LT, NP).

A calcopirita ocorre como pequenos cristais dispersos na rocha que ora assumem formas subarredondadas, ora esqueléticas e anédricas com dimensões variadas. Esfalerita e, em menor abundância, galena ocorrem associadas à calcopirita. Com a esfalerita, a calcopirita exibe possíveis relações de substituição (Fig. 33). A calcopirita também ocorre, menos comumente, preenchendo vênulas bastante delgadas (Fig. 34) evidenciando mais de uma geração deste mineral. A calcopirita apresenta comumente alteração secundária para covelita nas bordas dos cristais dispersos na rocha como também naqueles contidos em vênulas.

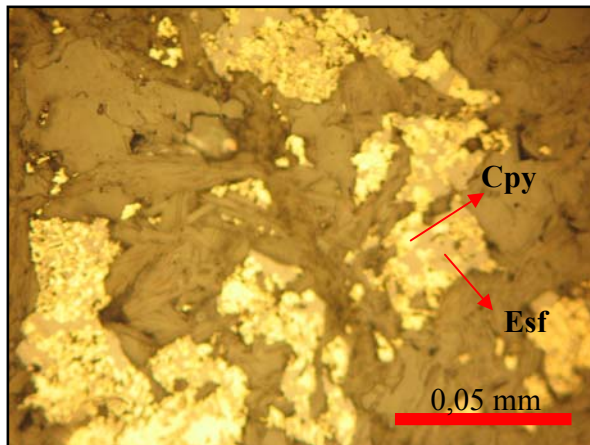


Figura 33: Fotomicrografia de cristais de calcopirita possivelmente substituindo a esfalerita intimamente associadas (20X-LR, NP).

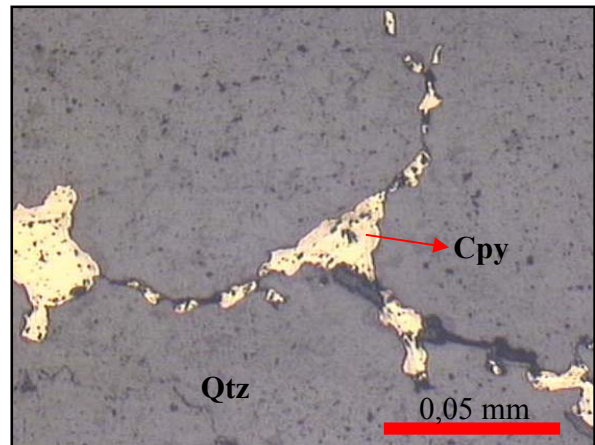


Figura 34: Fotomicrografia de vênula de calcopirita em quartzo (20X-LR, NP).

A galena ocorre apenas algumas lâminas como raros e finos cristais anédricos a subédricos (Fig. 35; 36 a, b), os quais, em alguns casos, exibem clivagem bem definida.

A fluorita é muito subordinada e restrita a poucas lâminas. Os cristais são anédricos e de dimensões variadas (Fig. 37), com relevo alto e clivagem pouco evidente. Mais raramente a fluorita ocorre como cristais subédricos.

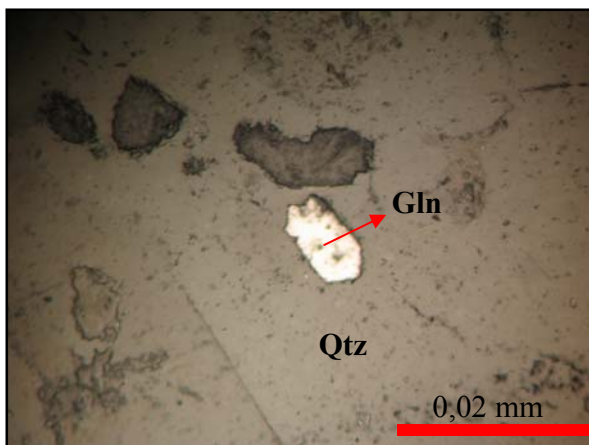


Figura 35: Fotomicrografia de cristal subédrico de galena como inclusão em quartzo (50X-LR, NP).

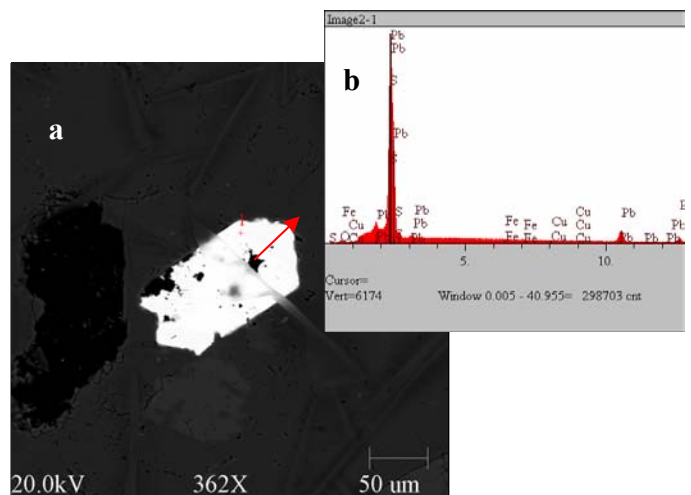


Figura 36: a-Imagem de elétrons retroespalhados, obtida em MEV, de Cristal subédrico de galena. b- Espectrograma EDS mostrando os picos do Pb e S.

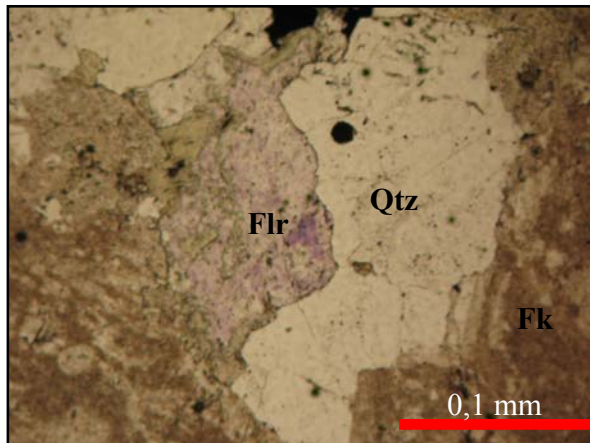


Figura 37: Fotomicrografia de cristal anédrico de fluorita em contata com quartzo (10X-LR, NP).

Apatita ocorre como microcristais com formas prismáticas e alongadas, inclusas principalmente em cristais de quartzo.

O zircão é bastante comum e ocorre como cristais bipiramidais bem formados, porém, em alguns casos, seções transversais podem apresentar formas subarredondadas. Zoneamento concêntrico bem definido é uma feição comumente observada nos cristais de zircão.

Eventualmente ocorre caolinita como produto de alteração intempérica.

5.3 - HALO DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

Os granitos Palito e Rio Novo, que hospedam os veios mineralizados, foram afetados pelos mesmos fluidos que formaram os veios mineralizados. A interação destes fluidos com os granitos modificou quase que totalmente a mineralogia primária, gerando um halo de alteração hidrotermal que envelopa os veios. Mesoscopicamente este envelope hidrotermal apresentam espessuras desde alguns centímetros até algumas dezenas de metros, ao longo do sistema de veios presentes na área. As rochas que constituem este halo hidrotermal exibem coloração cinza escura a verde escura e granulação predominantemente fina. Microscopicamente apresentam textura granular fina, comumente com porções brechóides e mais raramente filoniana. Não há grandes diferenças entre as zonas hidrotermalizadas do Granito Palito e do Granito Rio Novo.

Mineralogicamente estas rochas são constituídos predominantemente por quartzo, fengita e clorita. Em menor proporção ocorrem esfalerita, calcopirita, pirita, pirrotita, galena, resquícios de feldspato potássico, além de rutilo, caolinita, apatita e zircão que são as fases minerais com menor proporção volumétrica. Minerais supergênicos como a covelita e oxi-hidróxido de ferro (hematita/gohetita?) também ocorrem.

Nesta assembléia mineralógica, feldspato potássico e plagioclásio foram preservados apenas nas zonas hidrotermalizadas do granito Palito e covelita e óxido de ferro ocorrem apenas nas zonas hidrotermalizadas do granito Rio Novo. Isto pode ser explicado pelo fato de a galeria onde foram amostrados os hidrotermalitos do granito Palito se situar em maior profundidade do que aquela onde foram amostrados os hidrotermalitos do granito Rio Novo que se situa apenas a poucos metros da superfície e, desta forma, mais sujeita a ação de agentes intempéricos, que pode ter consumido todo o feldspato potássico e plagioclásio, assim como ter atacado a calcopirita e pirita originando a covelita e óxido de ferro.

O quartzo é o mineral mais abundante nestes hidrotermalitos, formando em geral cristais xenomórficos de dimensões variadas, e granulação grossa, que apresentam extinção ondulante. Uma geração mais tardia de quartzo, com granulação fina, ocorre como pequenas vênulas juntamente com outros minerais como fengita e clorita.

A fengita (mica branca) corresponde ao segundo mineral mais abundante nos hidrotermalitos, resultante de um processo de sericitização dos granitos. Composicionalmente trata-se de fengita, com pleocroísmo incipiente variando de verde amarelado ou azulado, marrom claro e róseo, e, mais raramente, de muscovita (sem pleocroísmo). O pleocroísmo na fengita é provocado pela presença de magnésio e ferro (identificados no MEV) substituindo o alumínio octaédrico. A mica branca ocorre amplamente na rocha como cristais ripiformes e tabulares de granulação fina, envolvendo os cristais de quartzo. Localmente agregados de cristais microcristalinos assumem formas similares às dos feldspatos remanescentes, indicando que a sericitização consumiu quase totalmente esses cristais. Mais raramente ocorrem como cristais laminares radiados com granulação fina a média (Fig. 38) ou como cristais tabulares bem desenvolvidos com clivagem basal bem desenvolvida. Cristais microcristalinos ocorrem também de forma restrita, associados com clorita e na forma de pequenas vênulas.

O feldspato potássico normalmente ocorre como escassos cristais magmáticos reliquias, porém bastante alterados por sericitização (Fig. 39). Os cristais são normalmente xenomórficos, pertíticos, de granulação grossa e dimensões variadas. Cristais de feldspato potássico não pertíticos são mais raros e podem ser hidrotermais. Biotita hidrotermal ocorre como escassos cristais dispersos, placosos de granulação fina a média e associados com sericita e clorita.



Figura 38: Fotomicrografia de cristais laminares radiados de fengita (20X-LT, NP).

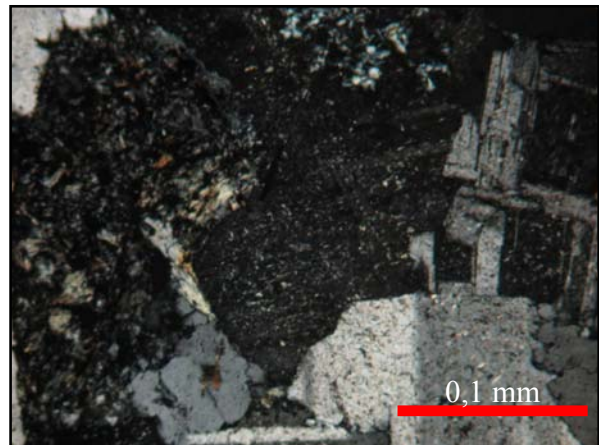


Figura 39: Fotomicrografia de cristal reliquiar de K-feldspato bastante sericitizado. (10X-LT, NC).

Geralmente os hidrotermalitos apresentam-se com textura brechóide (microbrecha hidrotermal). Os fragmentos das brechas são de quartzo com dimensões variadas e granulação mais fina que o quartzo das porções não brechadas. Esses cristais exibem comumente fraturamento e fragmentação em suas bordas, evidenciando processo de fraturamento hidráulico. Os fragmentos estão imersos em matriz microcristalina constituída por clorita e sericita (Fig. 40).

A clorita ocorre como massas microcristalinas, juntamente com a sericita, na matriz das brechas hidrotermais, correspondendo ao mineral mais abundante nestas rochas. Nas porções não brechadas dos hidrotermalitos, a clorita ocorre em menor proporção, como massas microcristalinas constituindo pequenas manchas inclusas nas massas de sericita bem mais abundantes, neste caso, que as de clorita. As massas microcristalinas de clorita não raramente assumem formas aparentemente de minerais primários, evidenciando a sua geração secundária a partir da alteração desses minerais que não mais se encontram preservados. Algumas formas euédricas dessas massas de clorita sugerem tratar-se de anfibólio (Fig. 41). Uma geração mais tardia (clorita 2) ocorre como pequenas vênulas constituídas por massas microcristalinas. Em algumas vênulas pode-se observar textura do tipo “*comb*” (pente), definida pelo crescimento de cristais fibrosos a partir das paredes da vênula, a qual pode representar a geração mais precoce deste mineral na vênula (Fig. 42).

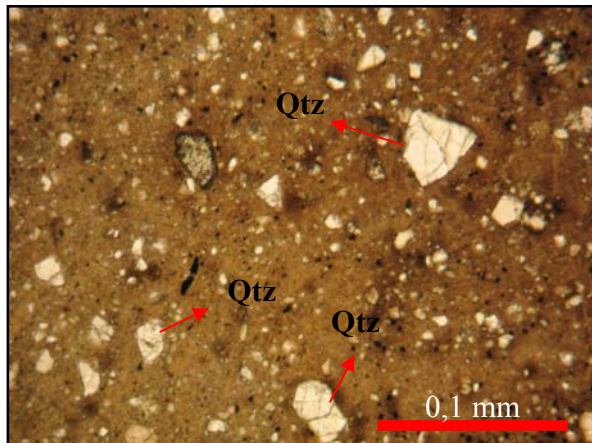


Figura 40: Fotomicrografia de textura brechóide com matriz microcristalina e clastos de quartzo (10X-LT, NP).

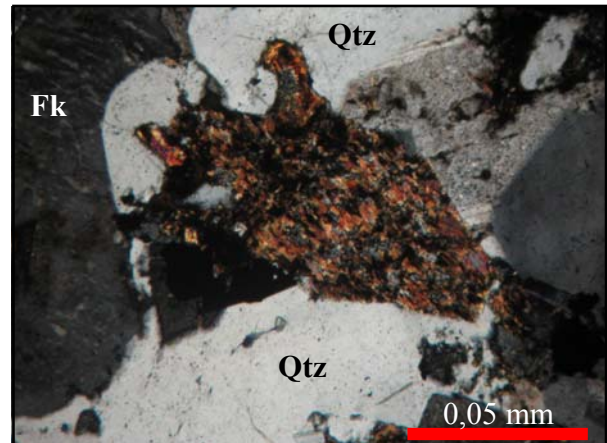


Figura 41: Fotomicrografia de massa microcristalina de clorita com pseudomorfa euédrica (20X-LT, NC).

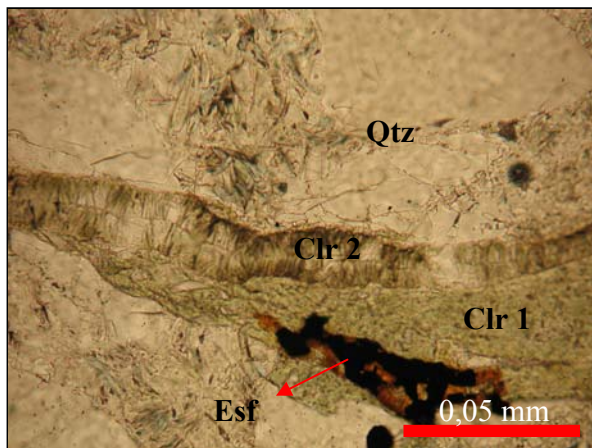


Figura 42: Fotomicrografia de duas gerações de clorita filoneana, Clr 1 e Clr 2 com textura tipo *comb* (20X-LT, NP).

Os minerais opacos identificados nos hidrotermalitos, em ordem de abundância, são: pirita, esfalerita, calcopirita, covelita, pirrotita, galena e oxi-hidróxido de ferro (goethita/hematita?). Eles ocorrem dispersos tanto nos hidrotermalitos não brechados como na matriz das brechas hidrotermais e também como vênulas. A pirita ocorre normalmente como cristais euédricos a subédricos, exibindo formas quadradas e triangulares, dispersos nos hidrotermalitos e na matriz das brechas hidrotermais. As bordas dos cristais precoces (pirita 1), principalmente dos cristais euédricos, apresentam-se comumente substituídas por esfalerita (Fig. 43) e por calcopirita (Fig. 44). A situação inversa também ocorre mais raramente, ou seja, uma segunda geração (pirita 2) substituindo a calcopirita, porém esta relação de substituição foi encontrada apenas nos hidrotermalitos do granito Palito. Uma terceira geração (pirita 3) ocorre como vênulas (Fig. 45) e também como cristais anédricos com formas e dimensões bastante variadas.

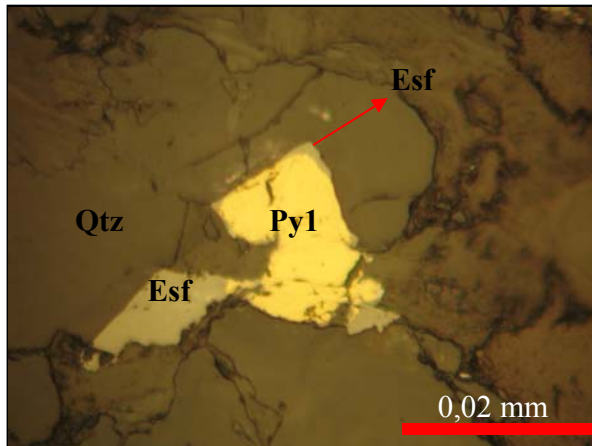


Figura 43: Fotomicrografia de cristal de pirita1 substituído incipientemente por esfalerita (50X-LR, NP).

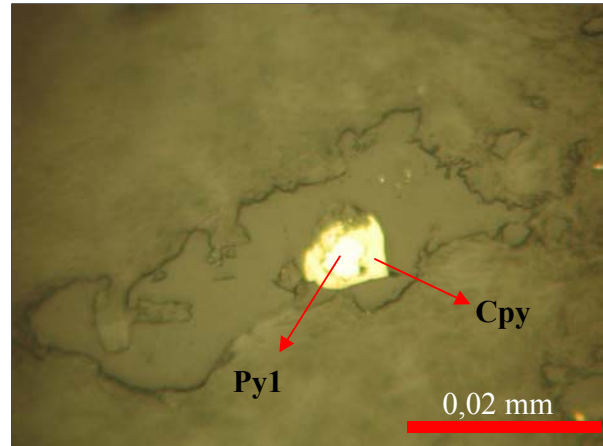


Figura 44: Fotomicrografia de cristal de pirita1 substituído nas bordas por calcopirita (50X-LR, NP).

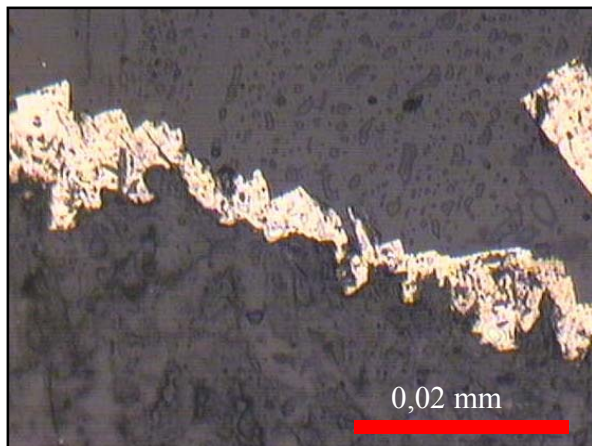


Figura 45: Fotomicrografia de vênula de pirita 3 em quartzo (50X-LR, NP).

A esfalerita ocorre como finos cristais xenomórficos com formas e dimensões bastante variadas, apresentando variações de cor, em luz transmitida, desde branco e amarelo claro até avermelhado (à luz natural). Estão principalmente dispersos nos hidrotermalitos e na matriz das brechas hidrotermais juntamente com calcopirita e pirita, minerais com os quais exibe uma íntima relação de substituição. A esfalerita é observada comumente substituindo as bordas de cristais de calcopirita e cristais euédricos da pirita1, chegando a ocorrer apenas restos (ilhas) de calcopirita nos cristais de esfalerita (Fig. 46 e 47). A situação inversa também ocorre, porém menos comumente, e nesse caso a calcopirita é observada substituindo as bordas de cristais de esfalerita (Fig. 48 e 49 a, b). Essa situação pode indicar apenas uma geração de esfalerita cristalizando com calcopirita, quando o zinco é relativamente enriquecido em relação ao cobre. Quando a calcopirita está cristalizando o cobre é consumido do sistema, provocando a diminuição da razão Cu/Zn, com o conseqüente aumento do zinco, até o ponto de começar a cristalizar esfalerita substituindo

calcopirita o que, por sua vez, provoca aumento da razão Cu/Zn, favorecendo novamente a cristalização da calcopirita substituindo a esfalerita.

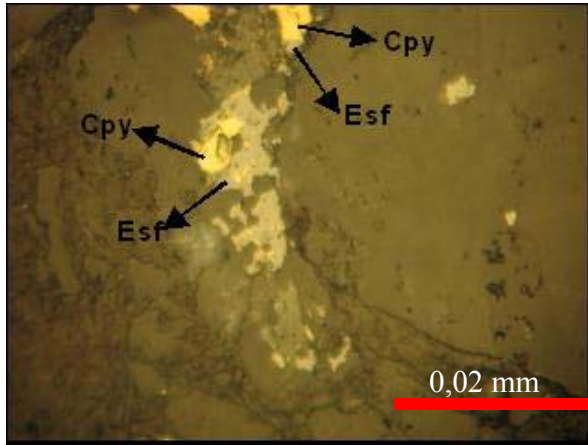


Figura 46: Fotomicrografia de cristais de calcopirita substituídos por esfalerita (50X-LR, NP).

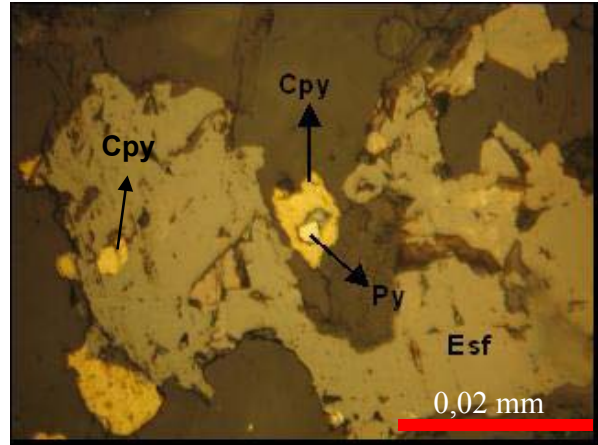


Figura 47: Fotomicrografia de Ilhas de calcopirita dentro de cristais de esfalerita e cristal de pirita substituído por calcopirita e esfalerita (50X-LR, NP).

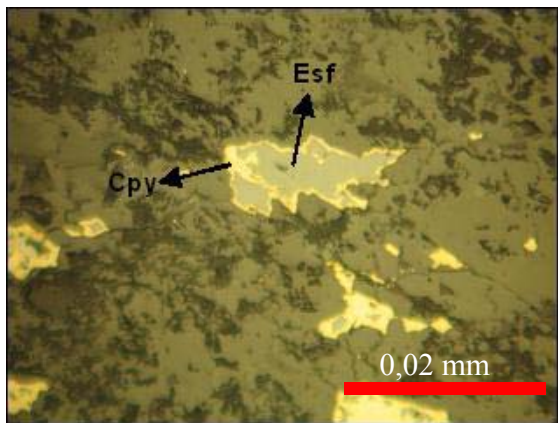


Figura 48: Cristais de esfalerita sendo substituídos por calcopirita (50X-LR, NP).

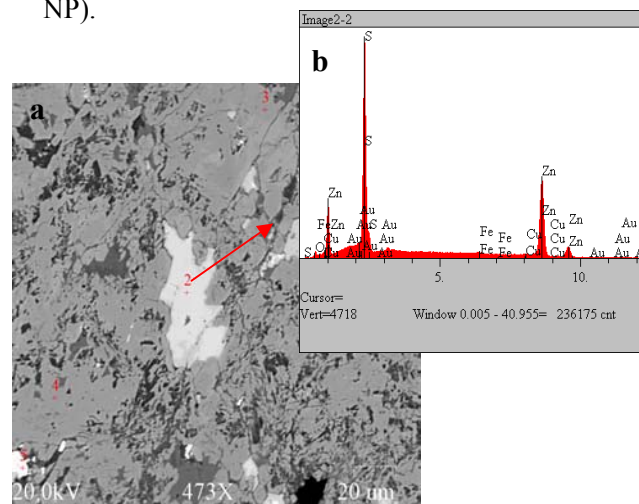


Figura 49: a- Imagem de elétrons retroespalhados, obtida em MEV, de cristais de esfalerita substituídos por calcopirita. b- Espectrograma EDS da esfalerita mostrando os picos do S e Zn.

A calcopirita forma geralmente finos cristais xenomórficos de dimensões variadas que comumente exibem relação de substituição com esfalerita e pirita, conforme mencionado acima (Fig.46, 47, 48). Não é rara a sua associação com galena, porém as relações texturais não são suficientemente claras para caracterizar a cronologia relativa entre eles. Uma segunda geração (calcopirita 2) ocorre como vênulas com porções mais espessadas (Fig. 50). Em algumas lâminas foi identificada a presença de covelita substituindo principalmente as bordas de cristais de calcopirita

(Fig.51). Também foi observada a presença de pequenas manchas rosadas de pirrotita inclusa em cristais de calcopirita.



Figura 50: Fotomicrografia de vênula de calcopirita 2 em quartzo (50X-LR, NP).

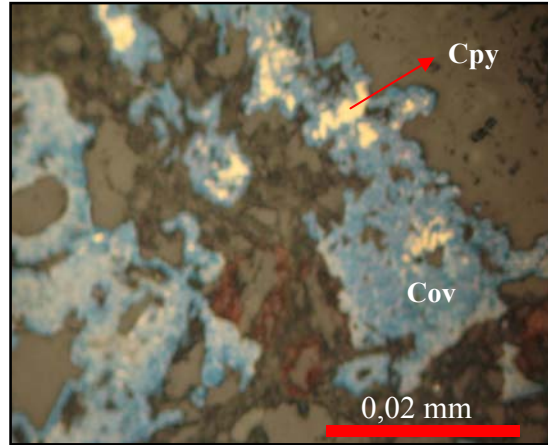
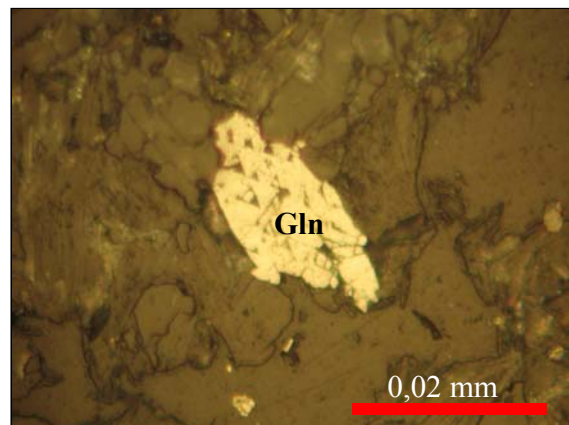


Figura 51: Fotomicrografia de covelita em substituição à calcopirita (50X-LR, NP).

A galena é um mineral de ocorrência bastante restrita e observada apenas em algumas lâminas. Clivagem bem definida e feições de arranque triangulares caracterizam bem este mineral (Fig.52). Os cristais são geralmente finos e anédricos com dimensões variadas e ocorrem normalmente associados com pirita e calcopirita. Entretanto as relações entre estes minerais são indefinidas (se de substituição ou cristalização simultânea), em função das pequenas dimensões dos cristais de galena.

Figura 52: Fotomicrografia de cristal anédrico de galena exibindo clivagem bem definida e feições de arranque triangulares (50X-LR, NP).



A apatita ocorre de forma restrita como microcristais prismáticos inclusos em cristais de quartzo. Ela também ocorre dispersa nos hidrotermalitos, porém seu tamanho reduzido dificulta sua identificação. O zircão ocorre disperso e em quantidade bastante reduzida como cristais subédricos de coloração clara e com relevo alto, apresentando-se fraturados em alguns casos.

5.4 - VEIOS MINERALIZADOS

Os veios mineralizados cortam indiscriminadamente os granitos Palito e Rio Novo e apresentam características mineralógicas diferentes dependendo do granito onde os veios estão hospedados. Desta forma, os veios mineralizados foram descritos separadamente de acordo com a sua rocha hospedeira.

5.4.1 - Veios do Granito Palito

Os veios mineralizados alojados no granito Palito são constituídos predominantemente por quartzo, sendo pirita, calcopirita, esfalerita, galena, pirrotita, clorita, fengita, fluorita, covelita, siderita, bismutinita, bismuto nativo, ouro, rutilo, zircão e ilmenita, os outros constituintes.

O quartzo ocorre como cristais anédricos de granulação grossa, de dimensões bastante variadas, os quais apresentam extinção ondulante. Alguns cristais de quartzo aparentam ser subédricos em função do contato com cristais euédricos de pirita.

A pirita mais precoce (pirita₁) ocorre como cristais subédricos e euédricos com formas quadradas, retangulares e triangulares e dimensões bastante variadas. As bordas desses cristais de pirita apresentam-se comumente substituídas por esfalerita (Fig. 53). Uma segunda geração (pirita₂) ocorre nos filões mineralizados como massas poiquilíticas que englobam cristais menores de calcopirita (Fig. 54) ou preenchem cavidades na forma de bolsão (Fig. 55). Os contatos entre pirita e calcopirita são côncavo-convexos, indicando que os cristais de calcopirita podem ser reliquias de um processo de substituição de calcopirita por pirita (Fig. 54). Alguns cristais de pirita encontram-se também envolvidos por uma fina auréola secundária de goethita, de coloração amarelada, melhor observada com nicóis cruzados (Fig. 56). Vênulas de pirita₃ correspondem à geração mais tardia deste sulfeto (Fig. 55).

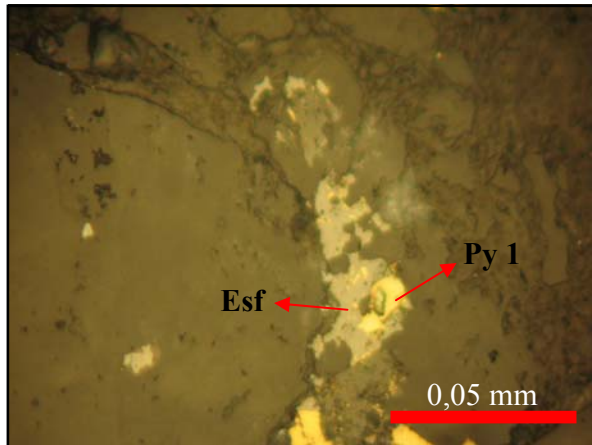


Figura 53: Fotomicrografia de cristais de pirita1 substituídos por esfalerita (20X-LR, NC).

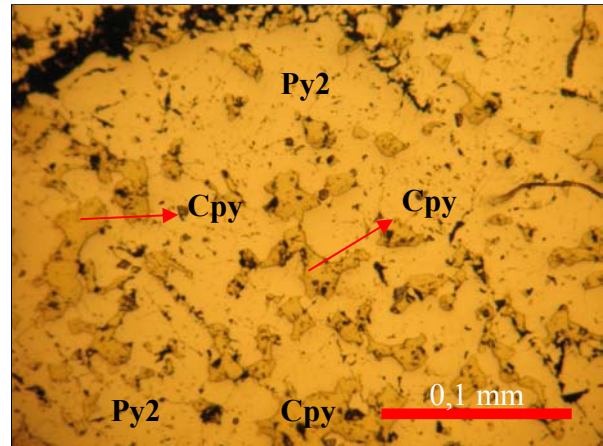


Figura 54: Fotomicrografia de massa poiquilítica de pirita2 com ilhas de calcopirita (10X-LR, NP).

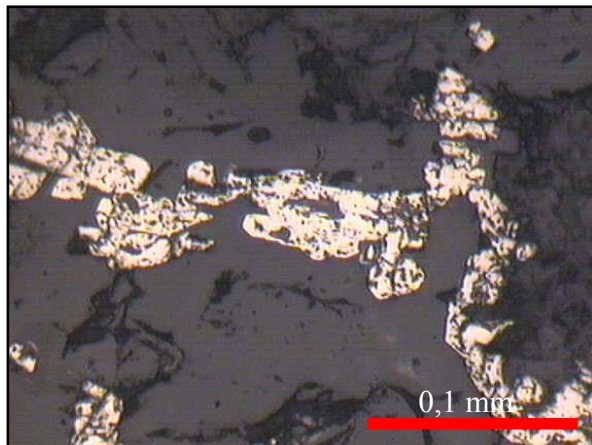


Figura 55: Fotomicrografia de bolsões de pirita 3 que se ramificam formando vênulas em quartzo (20X-LR, NP).

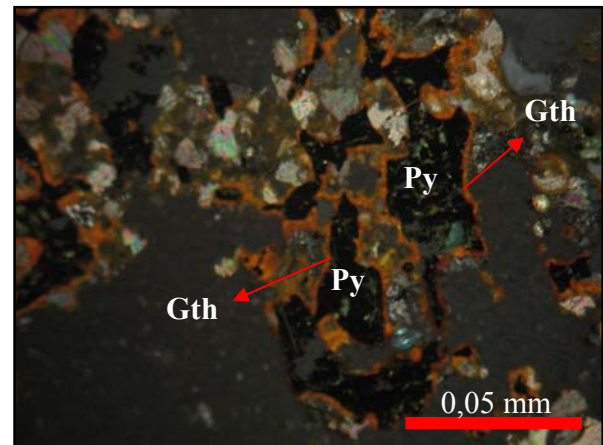


Figura 56: Fotomicrografia de cristais de pirita com borda de goethita (20X-LR, NC).

A calcopirita ocorre como ilhas reliquias dentro da pirita2, exibindo formas muito irregulares com reentrâncias e pontas salientes (Fig. 54) e também como cristais anédricos dispersos nos filões de quartzo, às vezes ligeiramente subarredondados e com acentuada diferença no tamanho dos grãos. Ocorre normalmente associada com esfalerita e galena, mas as relações de substituição entre estes minerais não são claras (Fig. 57). Uma segunda geração (calcopirita2) ocorre como vênulas (Fig. 58). Do mesmo modo que a pirita, a calcopirita também encontra-se, menos comumente, envolvida por uma delgada auréola secundária de goethita. A calcopirita altera também para covelita, que ocorre envolvendo os cristais de calcopirita em uma clara relação de substituição secundária, localmente exibindo massas reliquias de calcopirita inclusas em covelita (Fig. 59 e 60 a, b, c).

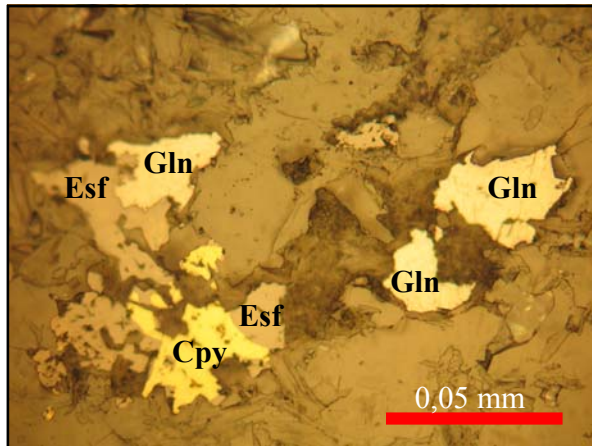


Figura 57: Fotomicrografia de Relações de substituição envolvendo calcopirita, esfalerita e galena (20X-LR, NP).

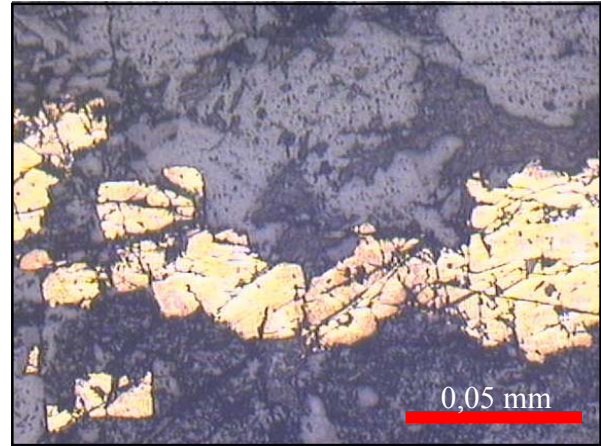


Figura 58: Fotomicrografia de vênula de calcopirita 2 em quartzo. (20X-LR, NP).

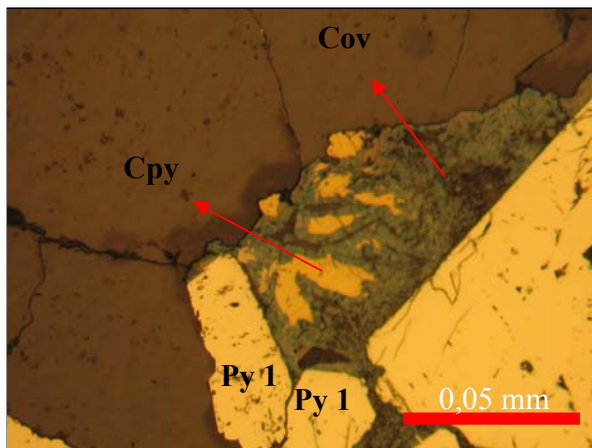


Figura 59: Fotomicrografia de cristal de calcopirita substituído amplamente por covelita (20X-LR, NP).

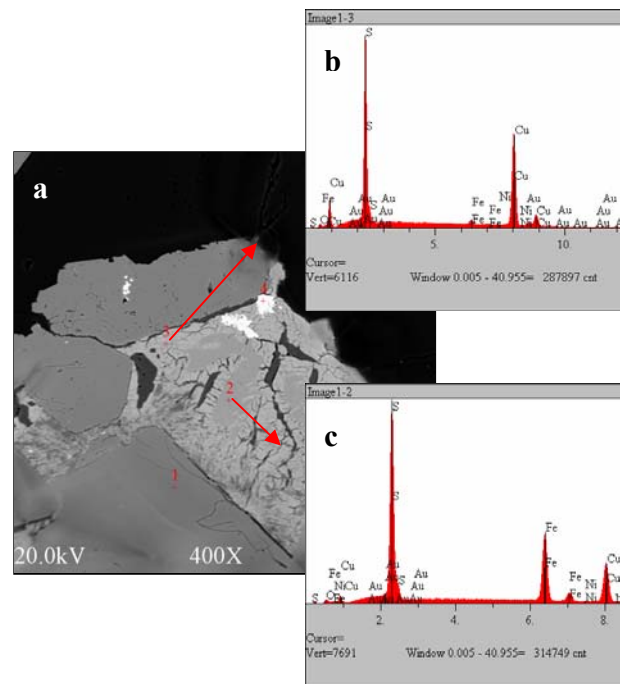


Figura 60: a-Imagem de elétrons retroespalhados, obtida em MEV, de cristal de calcopirita substituído amplamente por covelita. b- espectrograma EDS da covelita mostrando os picos do S e Cu. c- Espectrograma EDS da calcopirita mostrando os picos do S, Fe e Cu.

A esfalerita ocorre em quantidade reduzida como finos cristais anédricos com formas bastante variadas, disseminados nos filões de quartzo e também associada à pirita, calcopirita e galena como mineral de substituição como já mencionado (Fig 57). Localmente agregados de fragmentos angulosos de esfalerita apresentam um aspecto brechóide em algumas porções dos filões (Fig. 61).

A galena, assim como a esfalerita, ocorre de forma reduzida como finos cristais anédricos de dimensões variadas e dispersos nos filões. Conforme descrito anteriormente, estes dois minerais mostram relação de substituição com a calcopirita (Fig. 57). Embora a presença de clivagem bem definida e feições de arranque triangulares sejam uma característica marcante da galena, eles não foram observados nos cristais descritos aqui.

A pirrotita ocorre restritamente no interior de cristais de calcopirita e, mais raramente, de pirita, como manchas anédricas e subarredondadas de coloração rósea com formas irregulares (Fig. 62).

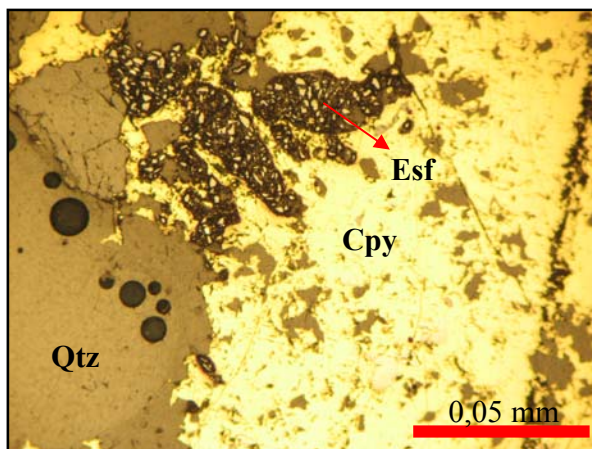


Figura 61: Fotomicrografia de agregados de fragmentos angulosos de esfalerita (20X-LR, NP).

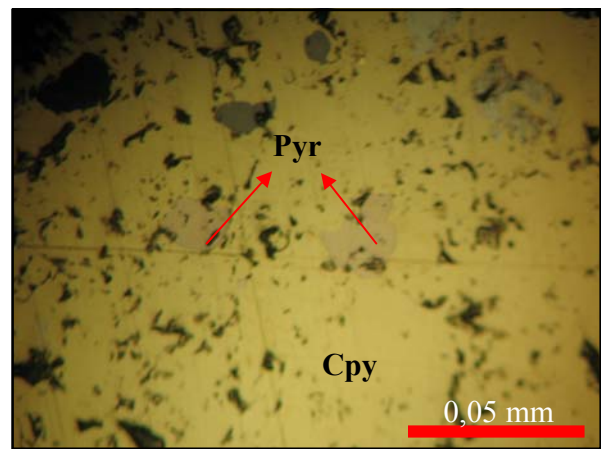


Figura 62: Ilhas de Pirrotita em cristal de calcopirita (20X-LR, NP).

A clorita ocorre em quantidades bastante subordinadas e principalmente como cristais muito finos. Constitui massas microcristalinas na forma de vênulas e, portanto, assumem as mais variadas formas, podendo ser confundida com fengita que, neste caso, apresenta cor semelhante à da clorita.

A fengita, assim como a clorita, ocorre em quantidades bastante reduzidas, como cristais ripiformes isolados ou associados à clorita, apresentando um sutil pleocroísmo branco à levemente amarelado ou azulado e clivagem bem desenvolvida em uma direção (Fig. 63).

A fluorita ocorre de forma bastante restrita nos filões como cristais anédricos de tamanhos variados, relevo alto e apresentando clivagem octaédrica bem desenvolvida, que definem um padrão triangular das quatro direções de clivagem (Fig. 64).

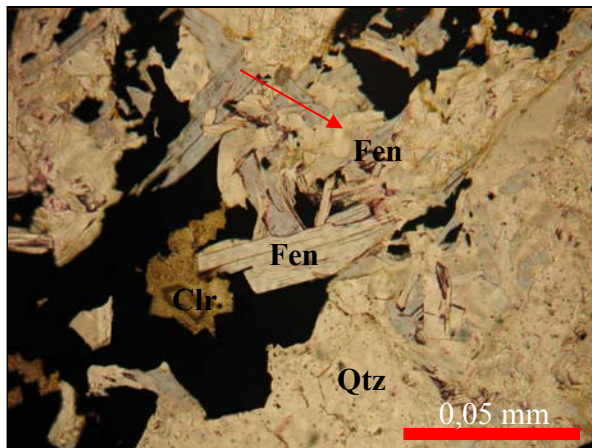


Figura 63: Fotomicrografia de cristais de fengita com pleocroísmo levemente azulado e clivagem bem desenvolvida (20X-LT, NP).

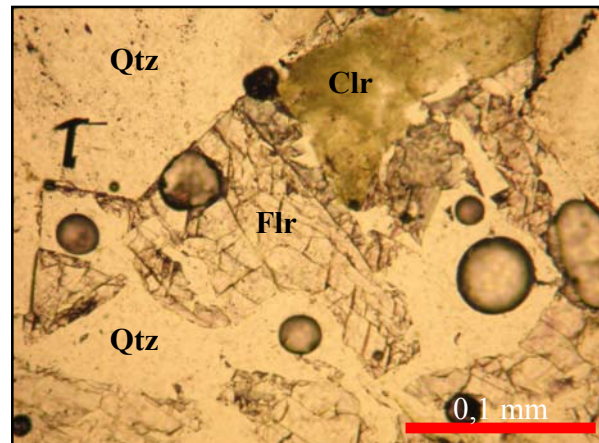


Figura 64: Fotomicrografia de cristal de fluorita com clivagem em quatro direções bem desenvolvida (10X-LT, NP).

A siderita ocorre restritamente em algumas lâminas na forma de cristais subarredondados com pouca variação no tamanho dos cristais, apresentando relevo alto e clivagem romboédrica bem desenvolvida (Fig. 65). Os cristais encontram-se aglomerados apenas em algumas porções das lâminas, o que pode sugerir uma textura de preenchimento.

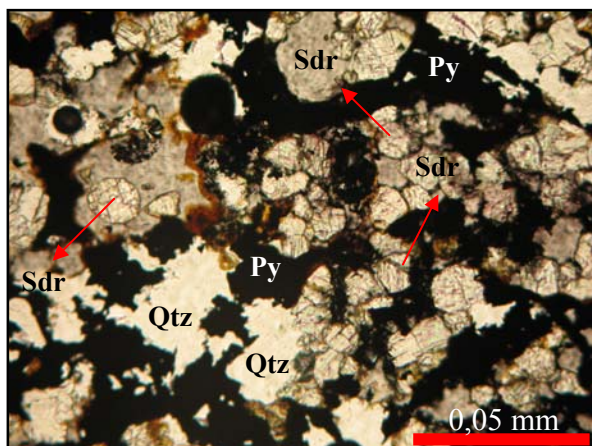


Figura 65: Fotomicrografia de cristais subarredondados de siderita (20X-LT, NP).

A covelita ocorre em quantidades bastante reduzidas, exclusivamente como mineral de alteração secundária da calcopirita e geralmente está cristalizada nas bordas ou a partir das fraturas presentes nos cristais de calcopirita. Exibe uma cor azul intensa típica deste mineral, com formas e tamanhos bastante variados, dependendo do grau de alteração da calcopirita (Fig. 59).

A bismutinita e o bismuto nativo ocorrem sempre associados e de forma bastante restrita nos veios do granito Palito, como impregnações sem formas definidas. O bismuto nativo quase sempre ocorre no centro de uma massa de bismutinita, sugerindo substituição do bismuto pela bismutinita (Fig. 66 a, b, c).

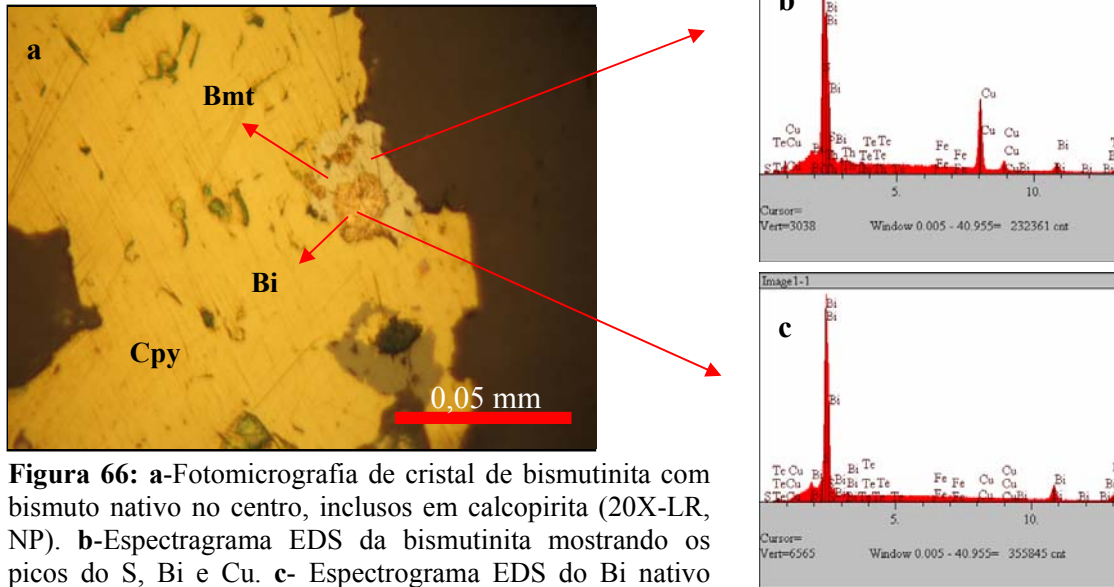


Figura 66: a-Fotomicrografia de cristal de bismutinita com bismuto nativo no centro, inclusos em calcopirita (20X-LR, NP). b-Espectrograma EDS da bismutinita mostrando os picos do S, Bi e Cu. c- Espectrograma EDS do Bi nativo mostrando os picos do Bi.

Os raros cristais de zircão e rutilo ocorrem com formas bastante semelhantes, como finos cristais geralmente subédricos, isoladamente dispersos nos filões. Os dois minerais apresentam uma sutil diferença de cor, sendo o zircão mais translúcido ou branco e o rutilo mais amarelado. Um único cristal diminuto subédrico de ilmenita, de coloração amarelo pálido, foi identificado disperso no quartzo.

5.4.2 - Veios do Granito Rio Novo

Os veios hospedados no granito Rio Novo são constituídos mineralogicamente por quartzo, pirita e calcopirita seguidos subordinadamente por esfalerita, bismutinita, bismuto nativo, pirrotita, carbonatos, ouro, clorita e óxido de ferro, em ordem decrescente de abundância.

O quartzo ocorre de três formas diferentes, apresentando extinção ondulante em todas elas. Ocorre principalmente como cristais anédricos bem desenvolvidos com dimensões variadas, formando agregados, que localmente conferem à rocha uma textura maciça, ou dispersos nas massas sulfetadas envolvidos por pirita ou calcopirita. Uma segunda forma de ocorrência se dá como agregados de microcristais anédricos que preenchem pequenas fraturas e alguns espaços entre os cristais maiores de quartzo. Outra forma de ocorrência é em vênulas de carbonato, em que

desenvolve finos cristais que são subordinados em quantidade, mas equivalentes em dimensões em relação aos cristais subédricos de carbonato.

A pirita é o sulfeto mais abundante, embora a calcopirita possa ter, localmente, maiores concentrações que a pirita. Nos veios do granito Rio Novo ocorre somente a segunda geração de pirita 2, não tendo sido observada pirita precoce (pirita1). A pirita 2 e a calcopirita 1 formam massas homogêneas (Fig. 67), que localmente chegam a formar porções de sulfeto maciço. Essas massas sulfetadas de dimensões maiores englobam cristais de quartzo e comumente se ramificam formando pequenas vênulas. Não raro, os sulfetos formam massas poiquilíticas de calcopirita com inclusões de bismutinita, bismuto nativo, pirita, pirrotita, esfalerita e ouro (Fig. 68 e 69). Finos cristais com formas irregulares, tanto de pirita como de calcopirita, também ocorrem, raramente, com formas esqueletais. Vênulas de pirita3 correspondem à geração mais tardia deste mineral (Fig. 70).

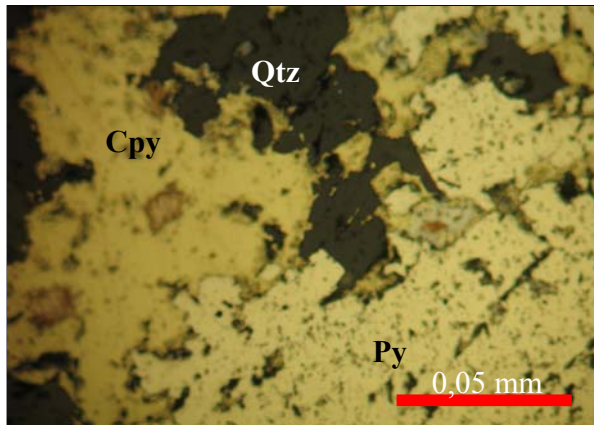


Figura 67: Fotomicrografia de pirita 2 e calcopirita1 maciças (20X-LR, NP).

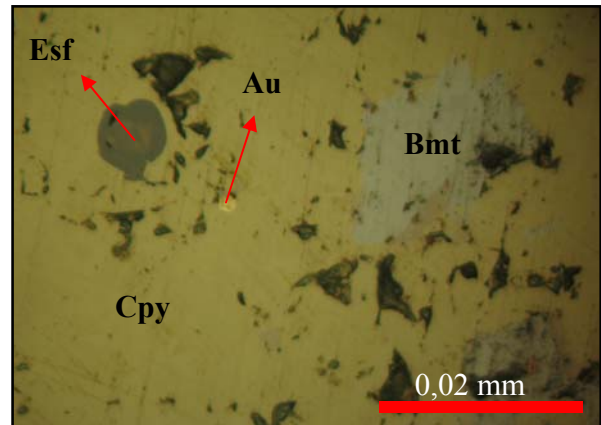


Figura 68: Fotomicrografia de massa de calcopirita com inclusões de ouro, esfalerita e bismutinita (50X-LR, NP).

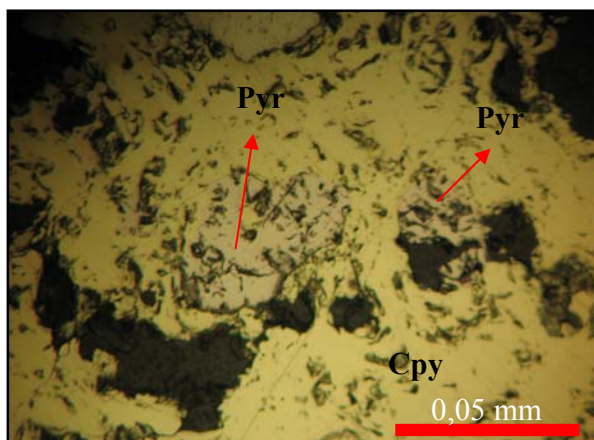


Figura 69: Fotomicrografia massa de calcopirita com inclusões irregulares de pirrotita (20X-LR, NP).

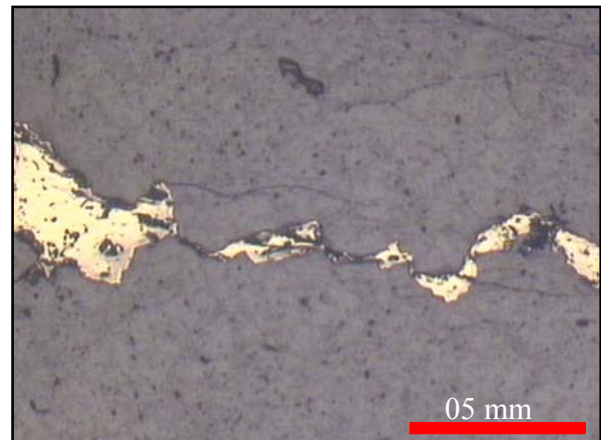


Figura 70: Fotomicrografia de vênula de Pirita 3 em quartzo. (20X-LR, NP).

A esfalerita ocorre como finos cristais anédricos, de dimensões variadas, dispersos nos filões e, também, inclusos na calcopirita, quando assumem formas arredondadas (Fig. 68).

A bismutinita e o bismuto nativo ocorrem quase sempre juntos, embora em algumas lâminas estes minerais tenham sido encontrados separadamente. Cristais anédricos de bismutinita ocorrem sempre inclusos na calcopirita, normalmente apresentando coloração cinza levemente azulada com dimensões variadas e comumente assumem formas esqueletais sugerindo tratar-se de cristais reliquiares substituídos pela calcopirita. Análises por MEV revelaram a presença de telúrio, indicando que provavelmente trata-se de tetradimita ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$). O bismuto nativo ocorre como finos cristais de coloração creme amarelada e textura rugosa, comumente formando ilhas no centro de massas de bismutinita (Fig. 71), sugerindo terem sido substituídos por este último mineral. O bismuto nativo se apresenta bem mais desenvolvido e abundante como cristais isolados inclusos na calcopirita (Fig. 72) que quando associado à bismutinita. Como cristais isolados, o bismuto nativo também assume formas esqueletais, sugerindo estar sendo substituído pela calcopirita. O bismuto nativo pode ter sido formado em um período de escassez de enxofre no sistema o qual, após a cristalização do bismuto nativo, torna-se a se enriquecer em enxofre formando a bismutinita.

A pirrotita ocorre sempre como manchas de coloração rosada inclusas em massas de calcopirita (Fig. 69). Os cristais são geralmente anédricos e de granulação fina, normalmente subarredondados, embora em algumas lâminas tenham sido observados cristais bem desenvolvidos e abundantes, localmente com formas subédricas (prismáticas). Essa íntima relação com a calcopirita sugere que a pirrotita pode ter sido um sulfeto cristalizado precocemente, em temperatura mais elevada, que pode ter sido substituído posteriormente pela calcopirita, embora as relações de substituição não sejam claras.

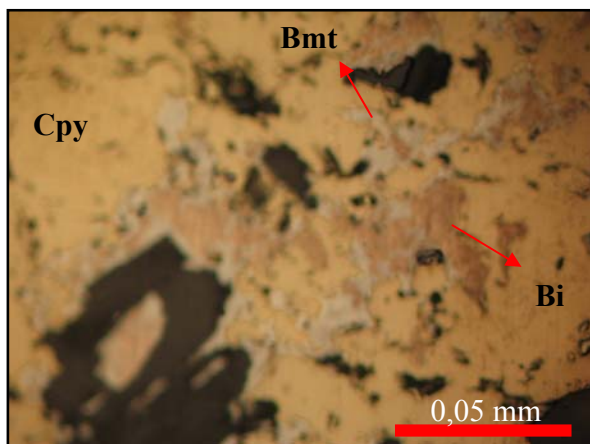


Figura 71: Fotomicrografia de ilhas de bismuto nativo em cristais de bismutinita inclusos em calcopirita (20X-LR, NP).

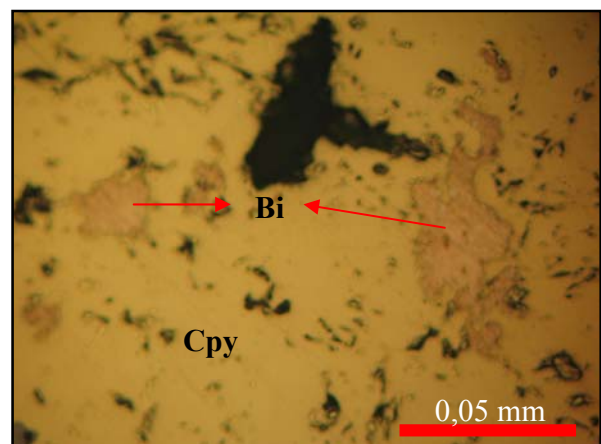


Figura 72: Fotomicrografia de cristais de bismuto nativo inclusos em calcopirita (20X-LR, NP).

Os carbonatos ocorrem restritamente, como agregados de cristais anédricos a subédricos que comumente exibem clivagem romboédrica bem desenvolvida, provavelmente tratando-se de calcita. Localmente esses agregados de carbonatos assumem formas alongadas ocupando espaços entre os demais cristais e preenchendo pequenas fraturas.

A clorita ocorre como massas microcristalinas formando pequenas vênulas dentro de vênulas maiores de calcopirita ramificadas a partir de massas em forma de bolsões, ou ainda formando vênulas justapostas de calcopirita e clorita.

O óxido de ferro ocorre restritamente como impregnações e também como pequenas vênulas em quartzo e clorita, como mineral secundário proveniente da alteração de sulfetos de ferro (pirita e calcopirita ?)

O ouro livre é bastante comum em lâmina nos veios do granito Rio Novo, ocorrendo, porém, em cristais anédricos de tamanho bastante reduzido, com os maiores exemplares atingindo 170 μ m. Os cristais de ouro ocorrem sempre inclusos em calcopirita ou associados com bismutinina ou bismuto nativo (Fig. 73; 74 a, b, c d; 75 e 76).

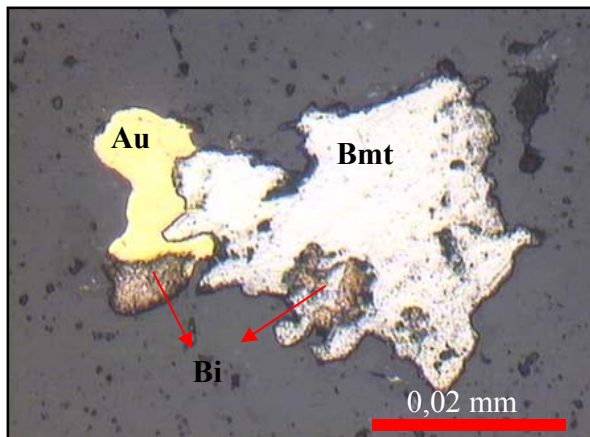


Figura 73: Fotomicrografia de cristal de ouro associado à bismutinina e bismuto nativo (50X-LR, NP).

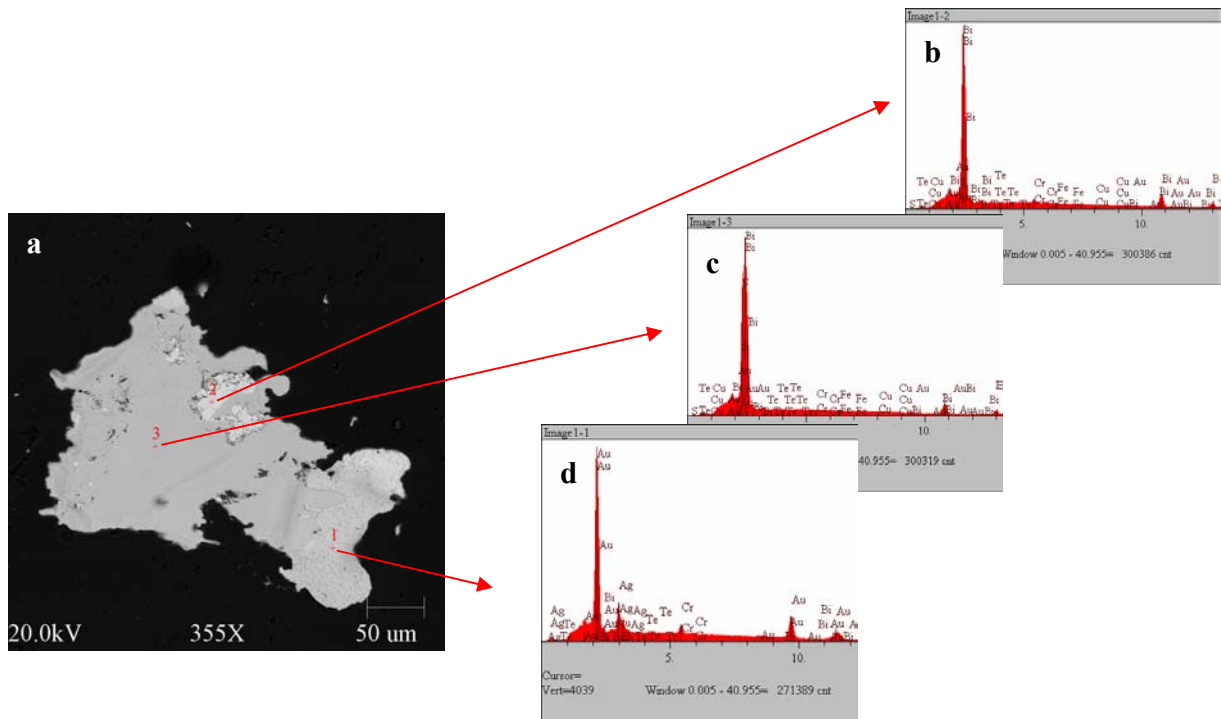


Figura 74: a-Imagem de elétrons retroespalhados, obtida em MEV, de cristal de ouro associado à bismutinita e bismuto nativo. b- Espectrograma EDS do Bi nativo mostrando os picos do Bi. c- Espectrograma EDS da bismutinita mostrando os picos do S e Bi. d- Espectrograma EDS do ouro mostrando os picos do Au.

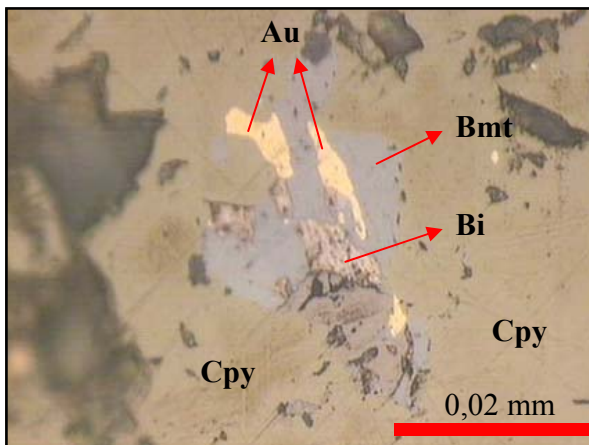


Figura 75: Fotomicrografia de cristais de ouro, bismutinita e bismuto nativo inclusos em calcopirita (50X-LR, NP).

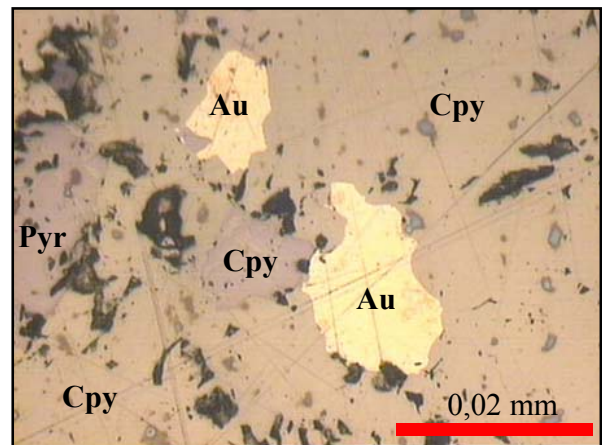


Figura 76: Fotomicrografia de cristais de ouro associados à bismutinita e bismuto nativo, inclusos em calcopirita (50X-LR, NP).

5.5 - SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA DO DEPÓSITO PALITO

Com base na composição mineralógica e relações texturais dos veios mineralizados e halos de alteração hidrotermal hospedados nos granitos Palito e Rio Novo, foi possível estabelecer uma seqüência paragenética dos minerais metálicos, de ganga e secundários que ocorrem no depósito do Palito, conforme mostrado na figura 77.

Três gerações de veios de quartzo são bem caracterizadas no depósito Palito, além do quartzo magmático (quartzo 1) dos granitos que pode, localmente, ocorrer como quartzo reliquiar nos hidrotermalitos. Os veios mais precoces são os de médio ângulo (quartzo 2 e 3), e finalmente os filões principais paralelos à direção do cisalhamento (quartzo 4). Além disso, veios de quartzo em fraturas de tensão podem ocorrer em qualquer momento da evolução do sistema (Fig. 77).

Nos granitos alterados, podem-se observar feldspato potássico, plagioclásio, biotita e quartzo magmáticos reliquiares. Feldspato potássico e possivelmente, quartzo magmáticos podem ainda ser observados no halo de alteração hidrotermal gerado pela interação dos fluidos que geraram os veios com os granitos encaixantes. Uma segunda geração de feldspato potássico e biotita hidrotermais ocorrem restritamente nos hidrotermalitos e veios mineralizados. A pirita e calcopirita são os dois sulfetos mais abundantes no depósito do Palito. Três gerações de pirita (1, 2 e 3) e duas de calcopirita (1 e 2) podem ser reconhecidas no depósito. Apenas uma geração de esfalerita foi reconhecida, mas este sulfeto apresenta relações de substituição complexa com a pirita e a calcopirita. Para os outros minerais metálicos, apenas uma geração foi reconhecida. Para os minerais de ganga mais importantes em abundância, além do quartzo, foram reconhecidas apenas uma geração de fengita e duas de clorita (Fig. 77).

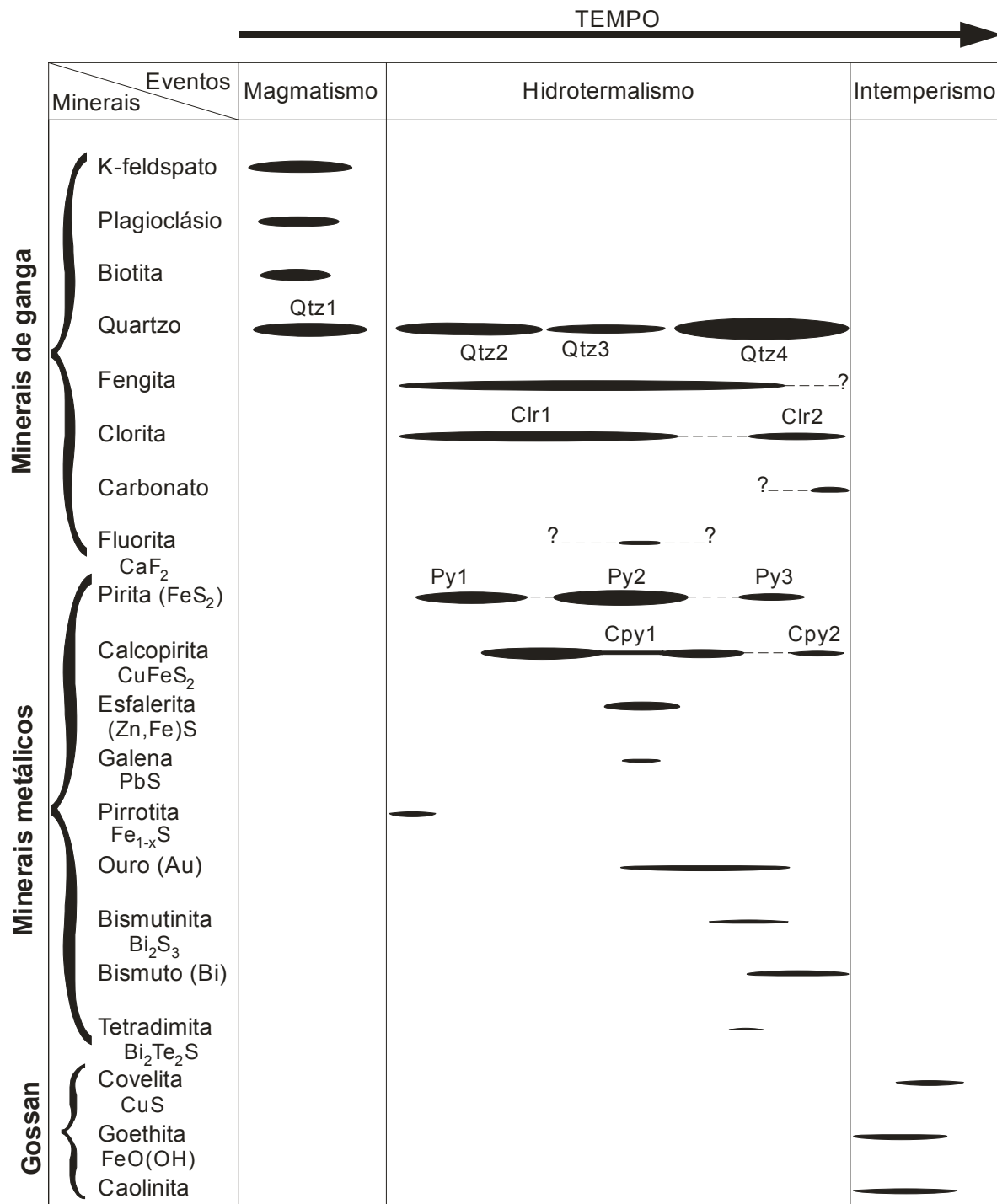


Figura 77-Seqüência paragenética do depósito Palito mostrando as gerações dos minerais metálicos, de ganga e secundários.

5.6 - ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

As associações mineralógicas dos veios mineralizados e seus halos de alteração mostram que os principais processos de alteração hidrotermal mais intimamente associados com os corpos mineralizados do Palito são a alteração filica e a cloritização. A alteração filica é caracterizada pela associação de sericita (fengita) + quartzo + pirita, enquanto que a cloritização corresponde às massas microcristalinas de clorita. As duas alterações envelopam os veios mineralizados do Palito, ora predominando uma, ora outra. Carbonatização (calcita + siderita) e alteração potássica (biotita + feldspato potássico) são alterações de ocorrência mais restrita. Nos veios mineralizados predominam a silicificação e a sulfetação, com cloritização, alteração filica, carbonatização e alteração potássica restritas.

A seqüência paragenética (Fig. 77) mostra que as três principais gerações de veios de quartzo e os sulfetos cristalizaram juntamente com a mica branca (fengita) e clorita. O final do processo foi caracterizado por venulação da pirita, da calcopirita e da clorita. Pirita, calcopirita e esfalerita são os principais sulfetos que ocorrem em íntima relação de substituição entre eles. O ouro ocorre associado com calcopirita, bismutinita e bímuto nativo.

6 - ANÁLISE ESTRUTURAL DO DEPÓSITO PALITO

O depósito aurífero do Palito é controlado estruturalmente por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral, de direção NW-SE, que faz parte de uma estrutura regional denominada informalmente de lineamento Tocantinzinho. Outros depósitos auríferos também são controlados por zonas de cisalhamento do lineamento Tocantinzinho, como os depósitos São Jorge, Mamoa e Tocantinzinho, além de outras ocorrências (antigos garimpos) na região.

Os filões auríferos mais possantes do depósito Palito se instalaram ao longo das principais falhas da zona de cisalhamento que corta os granitos Palito e Rio Novo. As falhas principais dessa zona de cisalhamento são subverticais com direção média N 40°-50°W. O regime do cisalhamento pode ser enquadrado como rúptil-dúctil, pois os filões e suas rochas hospedeiras apresentam tanto feições dúcteis como rúpteis (brechas, boudinage e sigmóides) (Fig.78 e 79).



Figura 78: Foto de detalhe de veio de quartzo boudinado (interior de galeria subterrânea).



Figura 79: Foto de sigmóide formado por veio de quartzo (interior de galeria).

A análise estrutural do depósito do Palito foi realizada principalmente ao longo das galerias da mina, onde encontram-se excelentes exposições dos filões e das falhas e fraturas que controlam os veios, e consistiu na caracterização dos veios bem como a medição sistemática das atitudes dos diferentes tipos de veios em vários pontos ao longo das galerias. Os filões principais apresentam espessuras métricas, chegando a atingir até três metros, e são classificados, de acordo com o sistema de Riedel, como filões D (paralelos à direção principal do cisalhamento) (Fig.80). Os filões menores, com espessuras centimétricas, são discordantes em relação à direção principal do cisalhamento e podem ser de alto ângulo (R' e X), de médio ângulo (veios *gash*) em fratura de tensão (T), de baixo ângulo (veios R ou P) (Fig.80) e, ainda, *stockworks*. Os veios *gash* são comuns e localmente compõem sistemas em *echelon*. Os veios de baixo ângulo também não são raros, sendo que os veios R são mais expressivos, podendo atingir 1 metro de espessura. Os *stockworks* são mais raros e constituem exames de filonetes com direções variadas (Fig.81).

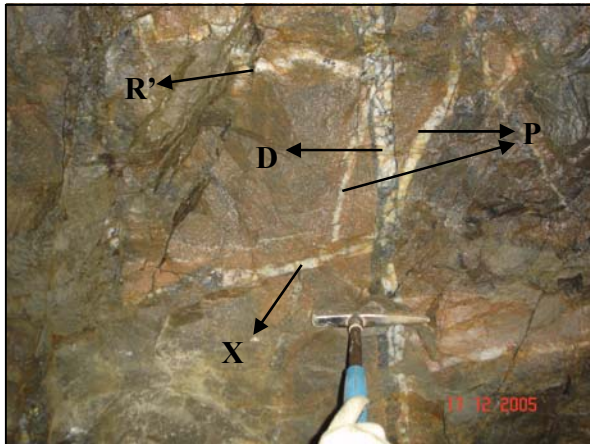


Figura 80: Foto de veios de quartzo D, P, R' e X em cisalhamento sinistral.



Figura 81: Foto de pequeno *stockwork* formado por enxame de filonetes.

O sistema de filões do depósito do Palito, com seus diversos tipos de veios, constitui um padrão complexo em que sobressaem os filões D acompanhados dos filões *gash*, R, R', X e P em segundo plano, comumente exibindo conjuntos hidrotermais romboédricos formados pela combinação dos filões D, R, P e *gash*. Esse padrão pode ser melhor observado nos mapas estruturais das galerias (Fig. 82 e 83). A disposição da falha principal (D) e as fraturas de médio ângulo (T ou *Gash*) revela as direções das tensões máxima (σ_1 na direção de T) e mínima (σ perpendicular a T), conforme mostrado no mapa da figura 82.

Embora o movimento principal predominante seja sinistral, o mapa da figura 82 mostra evidências localizadas de movimentação dextral. Esta situação pode indicar pequenas retomadas de movimentação dextral em um movimento sinistral maior ou fatias dextrais menores dentro da zona de cisalhamento sinistral.

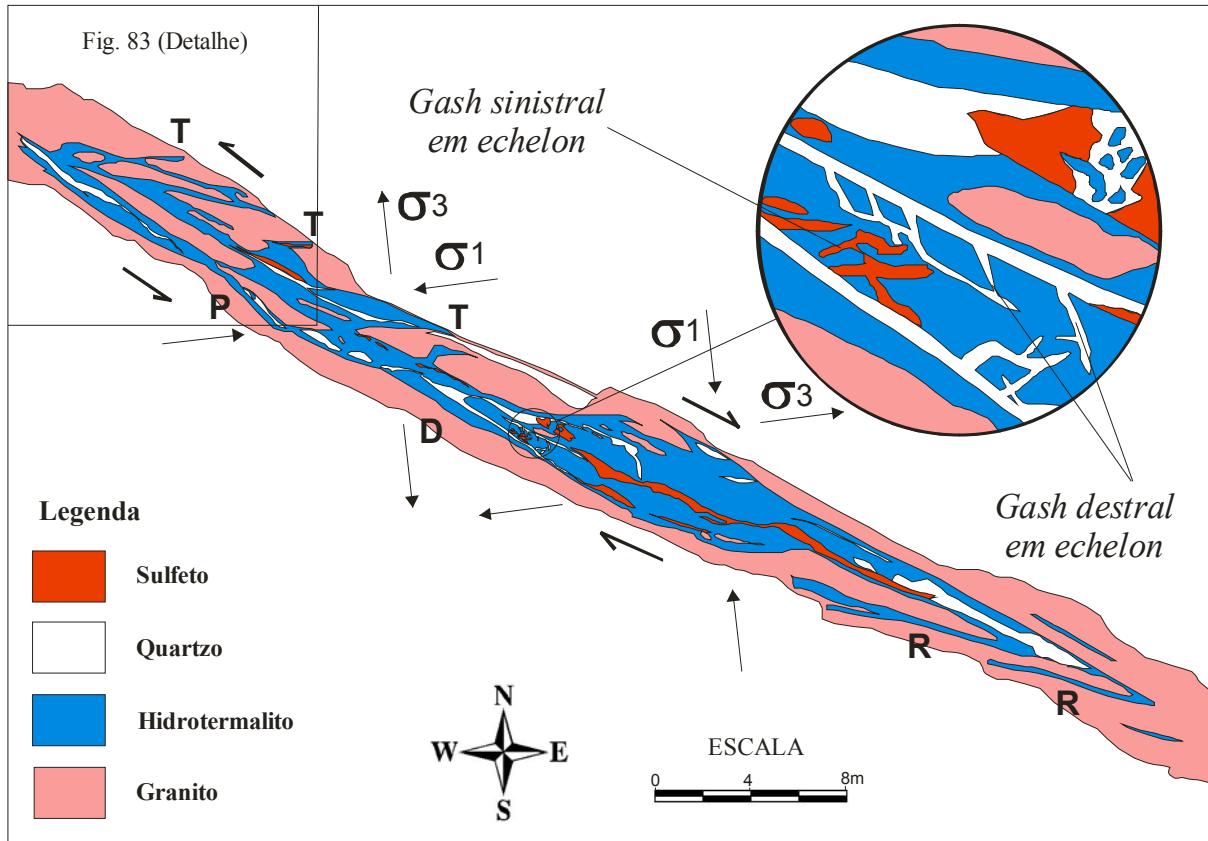


Figura 82: Mapa estrutural de porção NW da galeria frente 1 (modificado de Serabi Mineração).

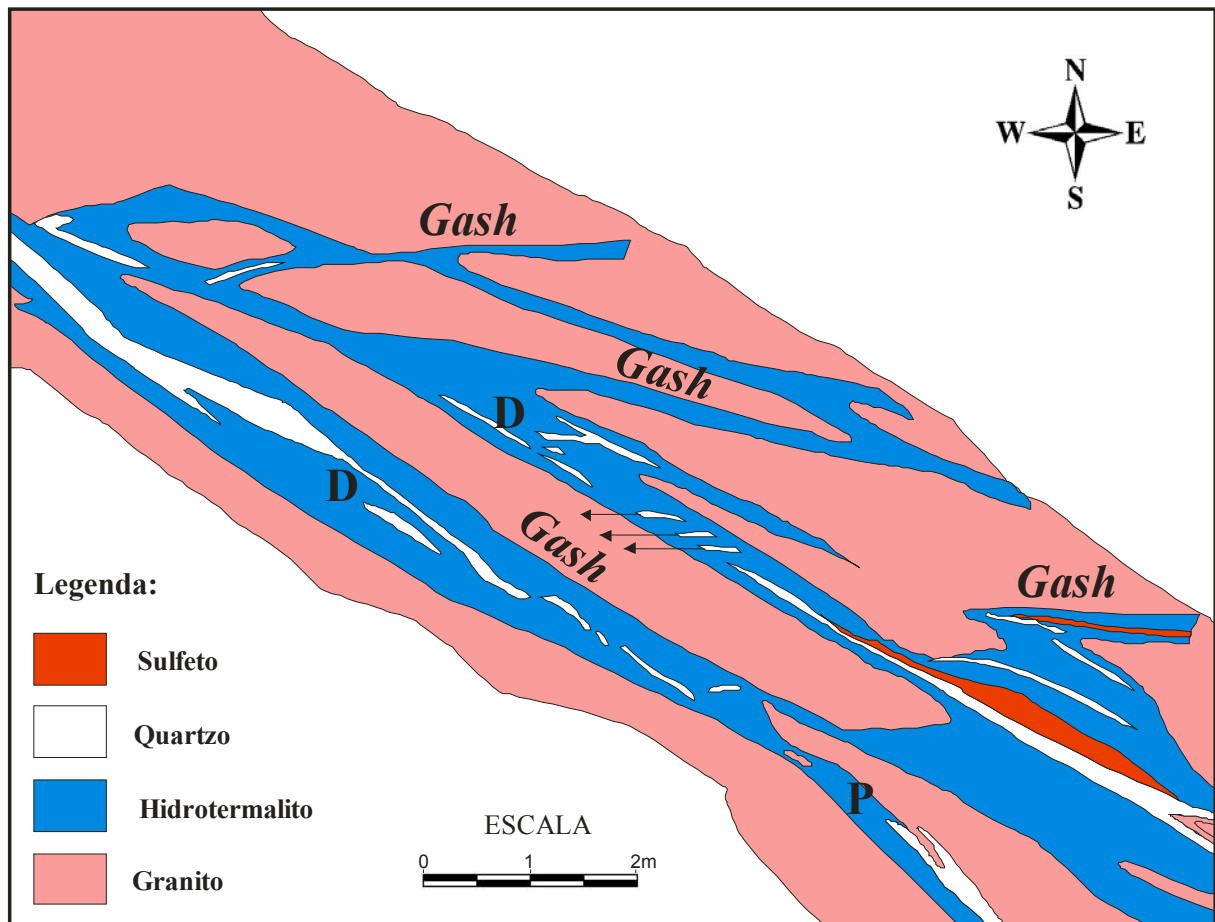


Figura 83: Detalhe da Figura 82 (modificado de Serabi Mineração).

Essas feições também podem ser observadas em uma escala maior, quando a continuidade dos veios é projetada entre as galerias, constatando o padrão do sistema de Riedel da mesma forma como observado dentro de cada galeria isoladamente (Fig. 84).

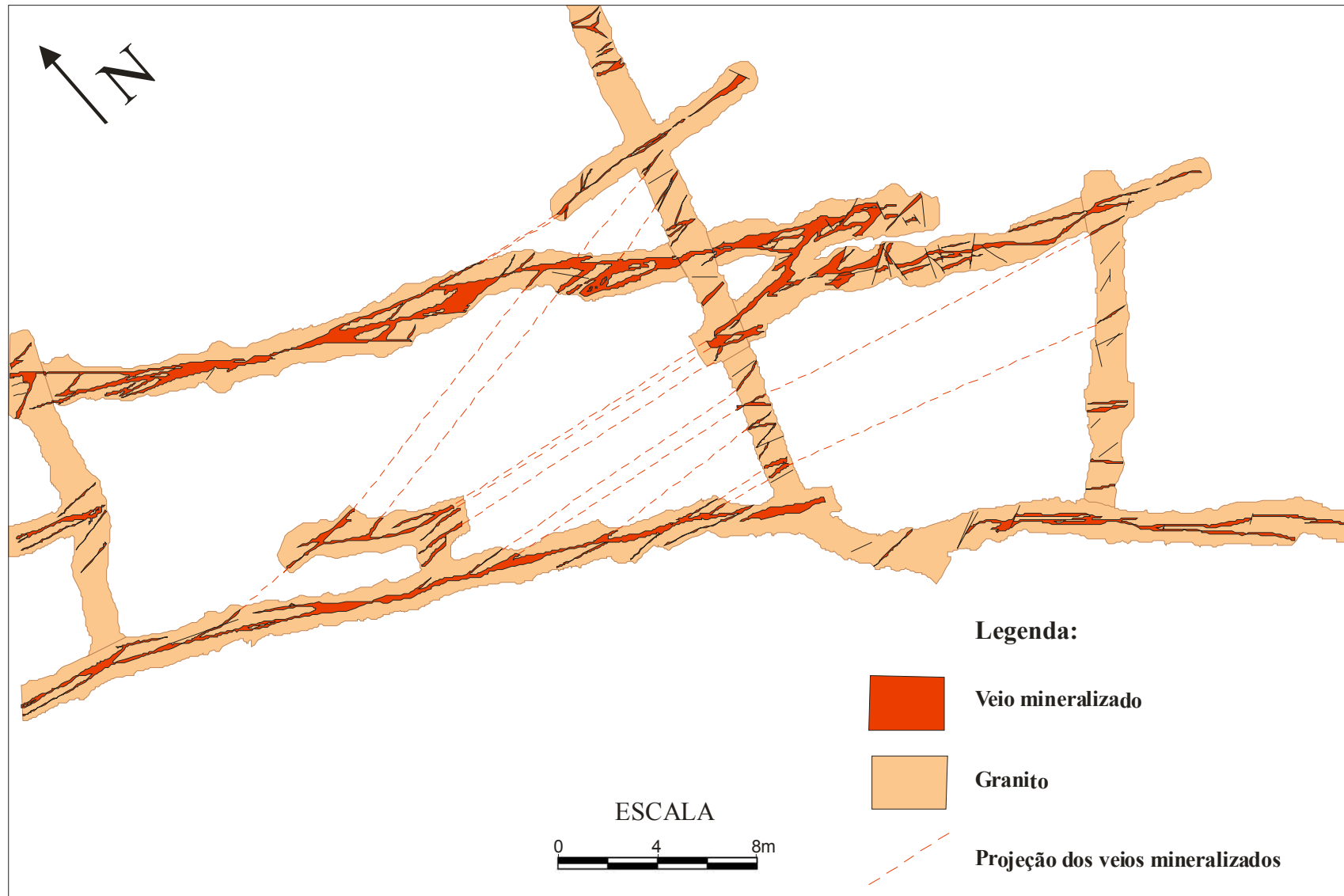


Figura 84: Mapa estrutural da porção central da galeria Frente 1. (modificado de Serabí Mineração).

As direções dos diferentes tipos de veios, assim como a frequência das variações em suas direções, podem ser visualizadas em diagramas de pólos e contornos estruturais que foram obtidos por meio do processamento das medidas de atitudes dos vários tipos de veios no *software* Stereonet, versão 3.0 (anexo1).

Os veios principais, classificados como tipo D, apresentam mergulho predominantemente subvertical e direção variando principalmente entre N 40°-50° W, com uma leve dispersão em outras direções que pode ter sido provocada por falhas que modificaram localmente a direção original do veio (Fig. 85). A frequência com que essas variações na direção dos veios ocorrem pode ser observada no diagrama de contornos estruturais (Fig. 86).

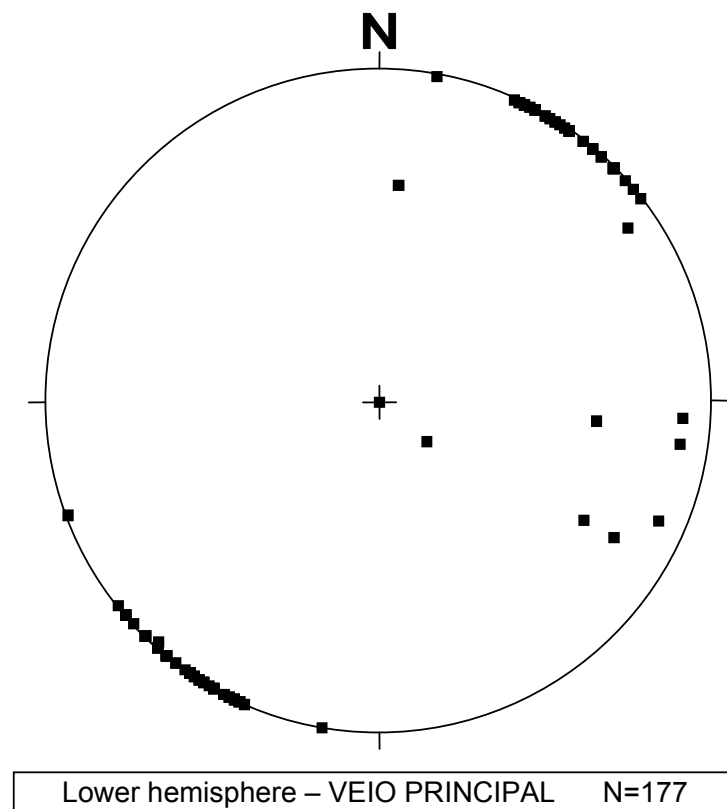


Figura 85: Diagrama de pólos da direção e mergulho dos veios tipo D.

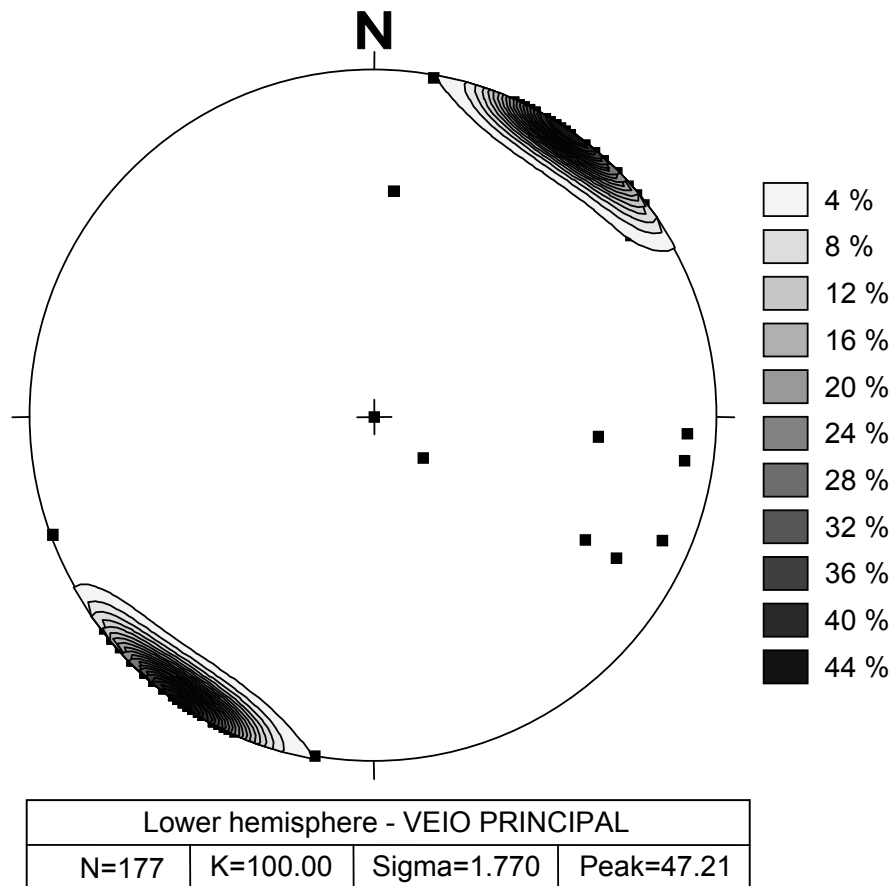


Figura 86: Diagrama de contornos estruturais mostrando a frequência da variação na direção dos veios tipo D.

Os veios secundários de baixo ângulo, classificados como tipos R e P, apresentam mergulho predominantemente subvertical e direção principal variando entre N 60° W e S 80° W (Fig. 87), embora haja uma leve dispersão em outras direções que pode ter sido provocada por variações locais nas direções do veio, uma vez que esses veios comumente apresentam-se sinuosos. A frequência com que essas variações na direção dos veios ocorrem pode ser observada no diagrama de contornos estruturais (Fig. 88).

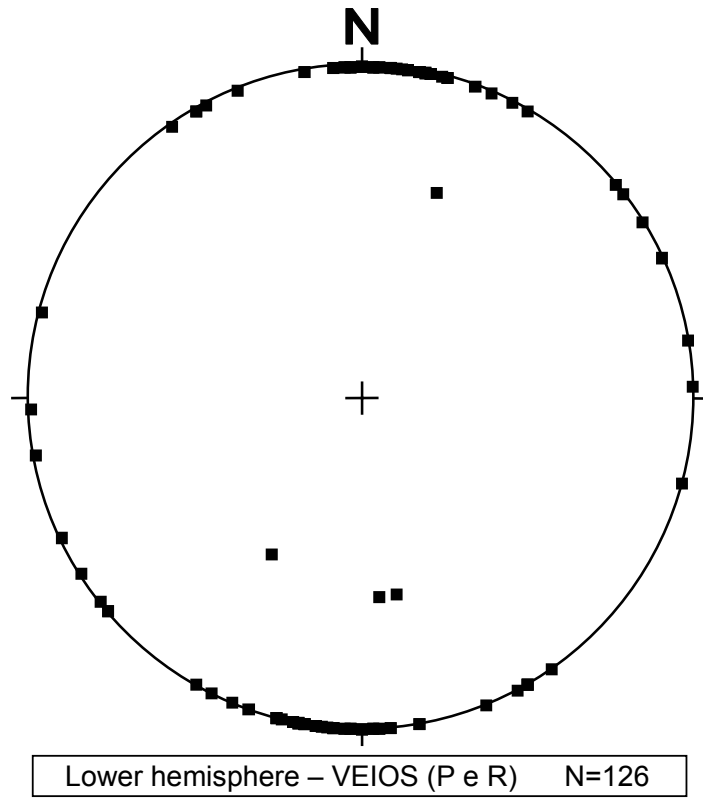


Figura 87: Diagrama de pólos da direção e mergulho dos veios de baixo ângulo (P e R).

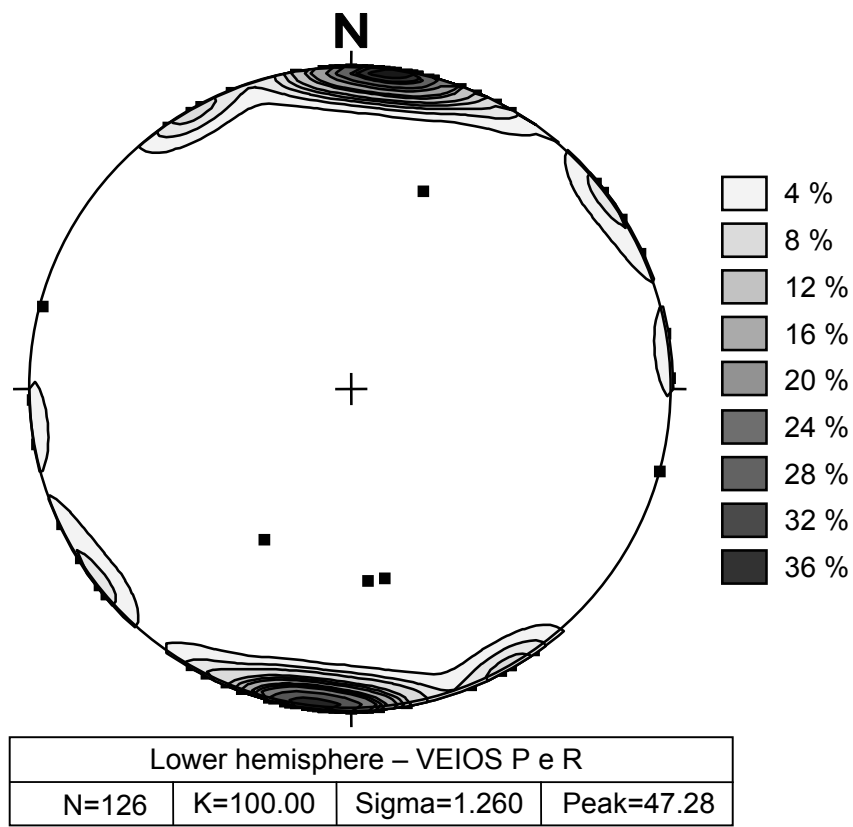


Figura 88: Diagrama de contornos estruturais mostrando a freqüência da variação na direção dos veios de baixo ângulo (P e R).

Os veios secundários de alto ângulo, classificados como tipo *gash*, apresentam mergulho subvertical e direção principal variando de N 50°-86° W, sem nenhuma dispersão expressiva em outras direções (Fig. 89). O diagrama de contornos estruturais, que demonstra a freqüência com que as direções variam, não pôde ser gerado em função do pequeno numero de medidas para este tipo de veio.

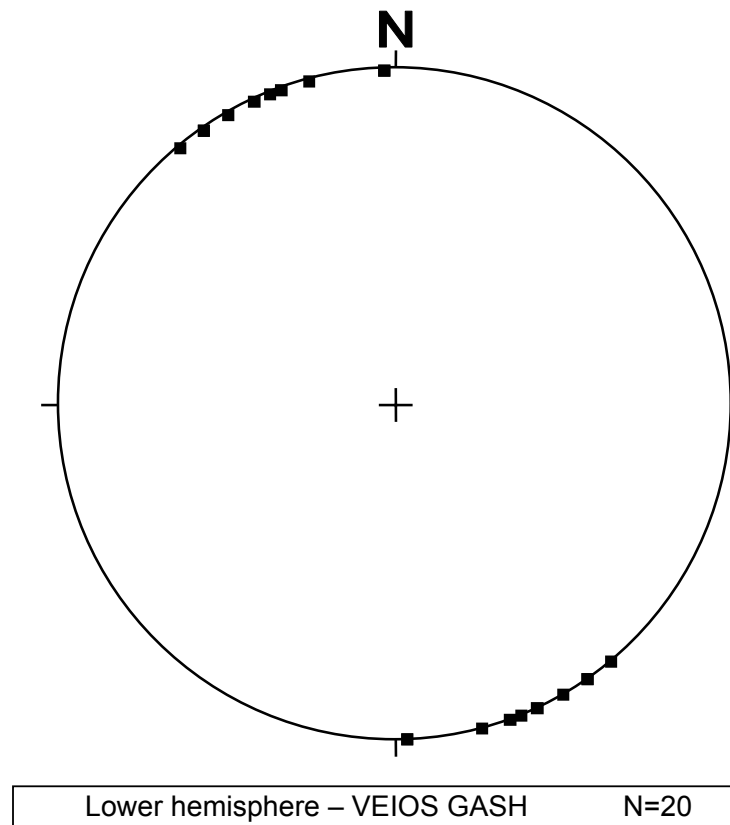


Figura 89: Diagrama de pólos da direção e mergulho dos veios tipo *gash*.

Elementos estruturais pós-mineralização, de caráter rúptil, como falhas e fraturas, também ocorrem e afetam os veios mineralizados e suas rochas hospedeiras, comumente com pequenos deslocamentos observados principalmente nos veios mineralizados. Os mergulhos e as direções dessas fahas/fraturas são bastante variáveis, embora se possa observar um ligeiro predomínio na faixa de N 65°-40° W (Fig. 90). A freqüência com que essas variações na direção das falhas e fraturas ocorrem pode ser observada no diagrama de contornos estruturais (Fig. 91).

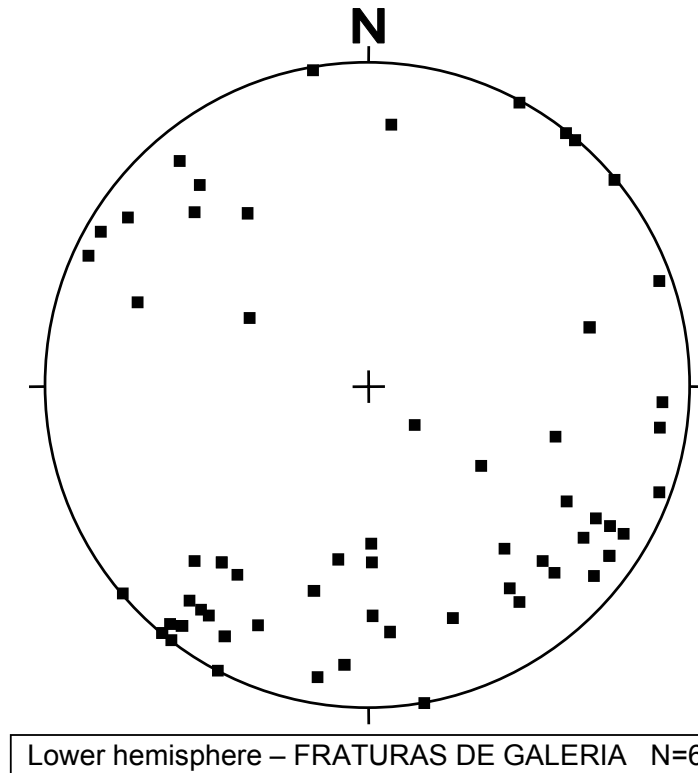


Figura 90: Diagrama de pólos da direção e mergulho das falhas e fraturas posteriores ao cisalhamento.

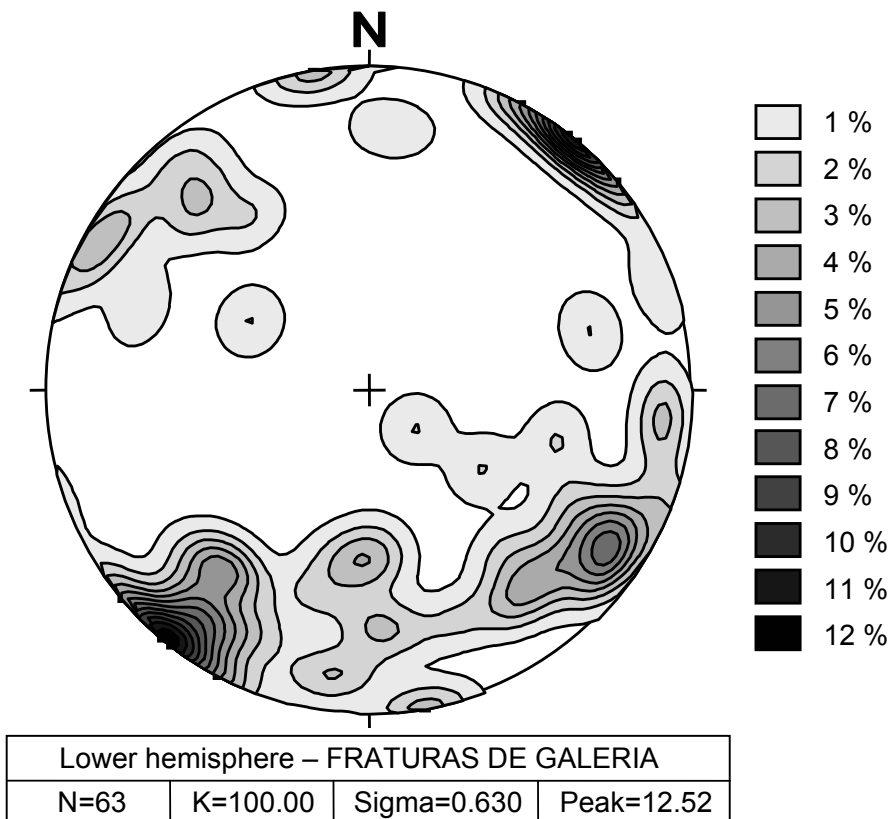


Figura 91: Diagrama de contornos estruturais demonstrando a frequência da variação na direção das falhas e fraturas posteriores ao cisalhamento.

7-ESTUDO DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS DO DEPÓSITO AURÍFERO DO PALITO

O estudo do sistema de fluidos do depósito aurífero do Palito foi realizado com base em inclusões fluidas (IF) aprisionadas em cristais de quartzo de veios mineralizados (veios tipo D). As inclusões fluidas foram de início descritas petrograficamente, com a finalidade de melhor caracteriza-las quanto ao tamanho, forma, natureza, distribuição e classificação preliminar, informações essas necessárias para iniciar as análises microtermométricas. Um total de 196 inclusões foi estudado, entre IF monofásicas, bifásicas e trifásicas aquosas, além de um número reduzido de trifásicas aquo-carbônicas. Os testes microtermométricos permitiram que fossem determinadas as temperaturas do ponto eutético (Te), de fusão do gelo (TfH₂O), de fusão do CO₂ (TfCO₂), de dissolução da halita (TDH) e de homogeneização (Th), com base nas quais foram determinadas a composição, salinidade e densidade, bem como a temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos mineralizantes. Esses valores não apresentaram variações significativas entre as inclusões dos veios dos granitos Palito e Rio Novo, e por isso foram agrupados. A temperatura de fusão dos hidratos não pôde ser observada em função do tamanho bastante reduzido das IF, o que impossibilitou o registro dessa mudança de fase.

7.1 - PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS DOS VEIOS MINERALIZADOS

Nos veios de quartzo do depósito aurífero do Palito ocorrem inclusões fluidas primárias, pseudo-secundárias e secundárias nas suas mais variadas tipologias quanto ao tamanho, forma e conteúdo, e serão detalhadas a seguir.

As IF primárias são mais abundantes e maiores que as secundárias e pseudo-secundárias, sendo as duas últimas muito semelhantes em termos de dimensão e forma, o que permitiu descrevê-las conjuntamente. As IF secundárias e pseudo-secundárias ocorrem alinhadas em fraturas cicatrizadas, sendo que as pseudo-secundárias ocorrem em fraturas normalmente curvas que não ultrapassam os limites dos cristais hospedeiros (Fig. 92), enquanto que as secundárias ocorrem em fraturas retilíneas, comumente agrupadas em feixes, que truncam vários cristais hospedeiros (Fig. 93). Estas inclusões são aquosas não saturadas bifásicas (L+V) ou monofásicas (L), com grau de preenchimento (F) que varia de 0,80 a 0,95 e tamanhos inferiores a 4 µm, o que torna sua observação mais difícil. Comumente essas IF apresentam formas subarredondadas e não raramente alongadas no sentido do alinhamento que, em alguns casos, evoluiu para um estrangulamento, porém o tamanho diminuto delas não permite observá-las com nitidez ao microscópio.

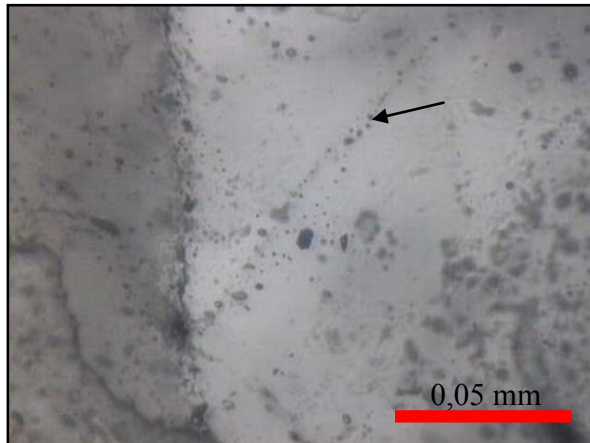


Figura 92: Fotomicrografia de trilha de IF pseudosecundárias em quartzo de veios mineralizados do depósito Palito.



Figura 93: Fotomicrografia de feixe de IF secundárias em quartzo de veios mineralizados do depósito Palito.

As IF primárias podem ser divididas em aquosas não saturadas, aquosas saturadas e aquo-carbônicas e são bastante variadas quanto ao tamanho, forma e número de fases presentes, ocorrendo desde monofásicas (100% L) até polifásicas ($L + V + S_1 + S_2 + S_3$). Entretanto, as mais abundantes são as inclusões aquosas não saturadas bifásicas ($L + V$), que perfazem cerca de 80% do total das IF primárias observadas. Essa grande variedade de IF sugere a existência de várias gerações de inclusões primárias que serão detalhadas a seguir.

7.1.1 - Inclusões fluidas aquosas não saturadas: são inclusões primárias, predominantemente bifásicas ($L+V$), embora também ocorram monofásicas (L) que são bem menos abundantes e constituem inclusões isoladas, geralmente subarredondadas, porém ligeiramente alongadas, cujos maiores exemplares não ultrapassam 10 μm (Fig. 94), estando distribuídas aleatoriamente nos cristais hospedeiros.

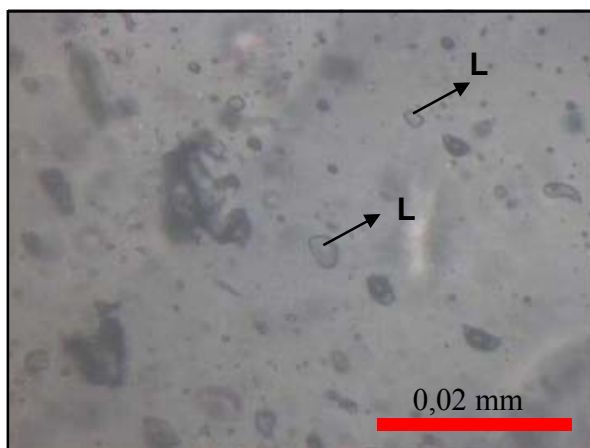


Figura 94: Fotomicrografia de IF primárias monofásicas (L) em que quartzo de veios hospedados no granito Palito.

As IF primárias aquosas não saturadas (L +V) podem ser divididas em três subtipos com bases nas várias características observadas:

O primeiro subtipo é o mais abundante, sendo representado por IF geralmente subarredondadas, variando até formas alongadas e amendoadas com grau de preenchimento $\geq 0,95$ e dimensões que não ultrapassam 15 μm (Fig. 95). Podem, eventualmente, exibir feições de estrangulamento (Fig. 96).

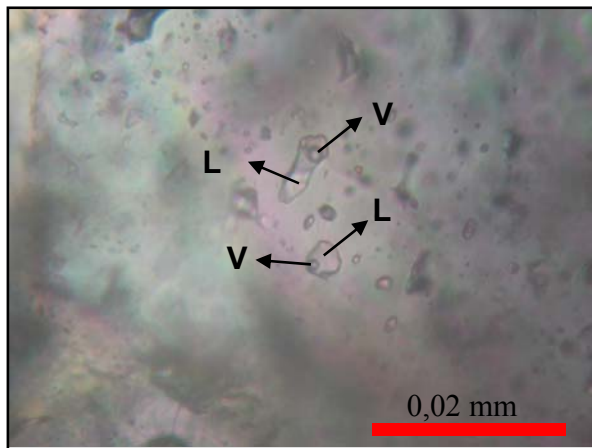


Figura 95: Fotomicrografia de IF primárias bifásicas (L+V) do subtipo 1 em quartzo de veios do granito palito do Granito Palito.

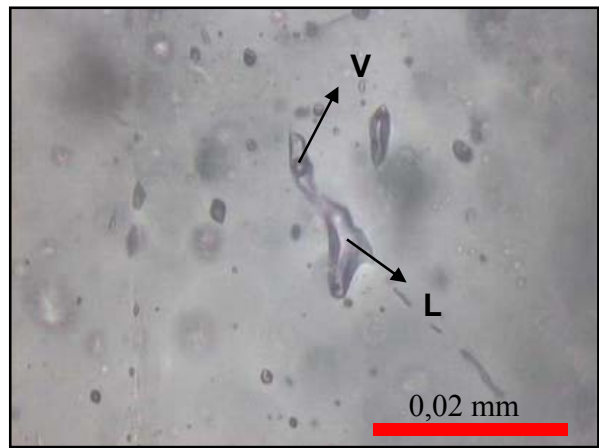


Figura 96: Fotomicrografia de IF primárias bifásicas (L+V) do subtipo 1 em quartzo de veios do granito Palito, com feição de estrangulamento.

O segundo subtipo compreende um grupo de IF com formas de cristal negativo ligeiramente arredondadas, com grau de preenchimento variando de 0,50 a 0,60 e tamanho máximo de 15 μm (Fig. 97). No entanto, este subtipo é pouco comum.

O terceiro subtipo é composto por IF com formas bastante variadas que, em alguns casos exibem feições de estrangulamento e menos comumente de vazamento por crepitação. Estas IF apresentam grau de preenchimento variando de 0,80 a 0,85 e seus maiores exemplares comumente alcançam o tamanho de 20 μm (Fig. 98) e representam as maiores IF estudadas.

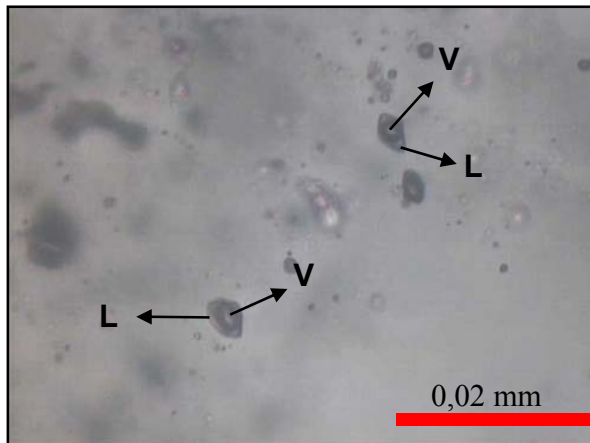


Figura 97: Fotomicrografia de IF primárias bifásicas (L+V) do subtipo 2 em quartzo de veios do granito Palito.



Figura 98: Fotomicrografia de IF primárias bifásicas (L+V) do subtipo 3 em quartzo de veios do granito Palito.

7.1.2 - Inclusões fluidas aquosas saturadas (L + V + S): são inclusões primárias que apresentam, além da fase vapor e da fase líquida, um ou mais cristais de saturação, ou ainda um cristal capturado, como representantes da fase sólida, e podem ser subdivididas em três subtipos diferentes de acordo com a fase sólida presente.

O primeiro subtipo compreende um grupo de IF que contêm um cristal de mineral opaco, provavelmente sulfeto, como representante da fase sólida, e que provavelmente se trata de um cristal capturado. Estas IF apresentam formas bastante variadas, com pequeno predomínio das subarredondadas ligeiramente alongadas, que atingem o tamanho máximo de 20 μm e apresentam grau de preenchimento variando de 0,85 a 0,90. Os minerais opacos exibem formas cúbicas e retangulares alongadas que atingem até 10 μm de comprimento (Fig. 99).

O segundo subtipo, bem mais abundante que o primeiro, compreende as IF que contêm um cristal, provavelmente salino, como representante da fase sólida. Estas IF apresentam formas variadas e o tamanho máximo de 14 μm , embora a média fique bem abaixo (em torno de 8 μm). Os cristais contidos nessas IF são anédricos e de grandes dimensões em relação ao tamanho das inclusões e comumente chegam a ocupar quase todo o volume da inclusão cujas, formas parecem se amoldar ao cristal (Fig. 100). Esses cristais provavelmente também são cristais capturados, pois o grande volume da fase sólida e o pequeno grau de preenchimento destas inclusões ($F \leq 0,5$) são atípicos para cristais de saturação.

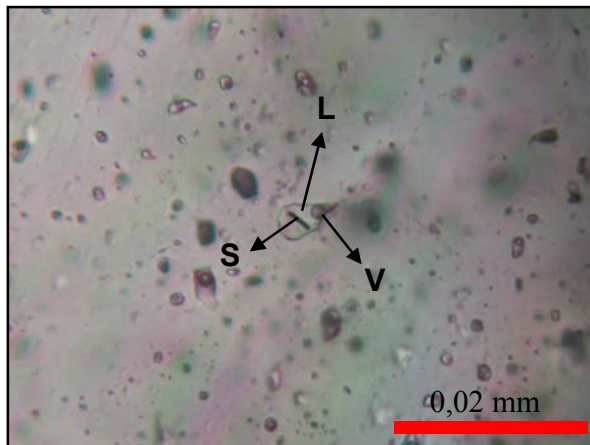


Figura 99: Fotomicrografia de IF primárias aquosas saturadas (L+V+S) do subtipo 1, com mineral opaco (S).

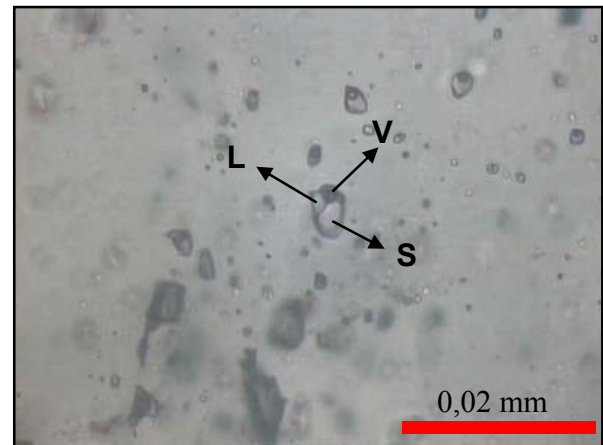


Figura 100: Fotomicrografia de IF primárias aquosas saturadas (L+V+S) do subtipo 2.

O terceiro subtipo corresponde àquelas inclusões que contêm cristais euédricos (geralmente cúbicos e retangulares), pequenos em relação ao tamanho das inclusões, as quais não ultrapassam 10 μm e exibem grau de preenchimento em torno de 0,80 a 0,85 (Fig. 101). Estas características são típicas de cristais de saturação, provavelmente halita. Essas IF geralmente apresentam um único cristal de saturação, mas em alguns casos esse número pode chegar a dois ou três em uma única inclusão.

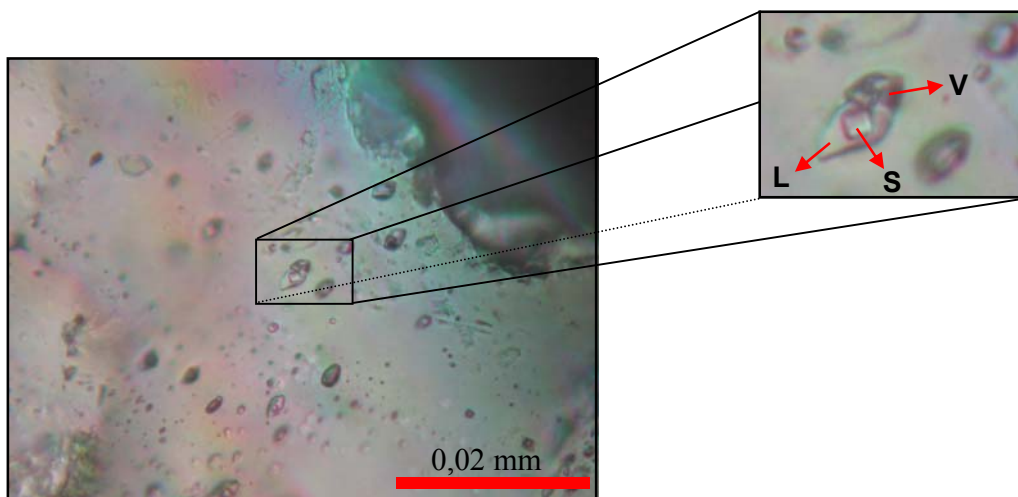


Figura 101: Fotomicrografia com detalhe de IF primárias aquosas (L+V+S) do subtipo 3 com cristal de saturação cúbico.

7.1.3 - **Inclusões fluidas aquo-carbônicas:** são inclusões primárias mais raras. Apresentam tamanho médio em torno de 12 μm , formas subarredondadas e elípticas e grau de preenchimento entre 0,50 e 0,55 (Fig.102), e ocorrem de forma dispersa pelas lâminas, não sendo observada nenhuma relação espacial entre essas inclusões e as aquosas. Foram observadas algumas inclusões trifásicas à temperatura ambiente, ou seja, exibindo $\text{H}_2\text{O}(\text{L}) + \text{CO}_2(\text{L}) + \text{CO}_2(\text{G})$, o que indica que a temperatura de homogeneização do CO_2 é próxima da temperatura ambiente. O número muito restrito de IF aquo-carbônicas reconhecidas e em condições de observar as mudanças de fase nos testes microtermométricos impôs limites severos ao estudo dessas inclusões, sobretudo com relação ao caráter estatístico das medidas microtermométricas. Certamente essas IF são mais abundantes, mas o tamanho muito diminuto das mesmas impediu ou deixou dúvidas quanto ao seu reconhecimento.

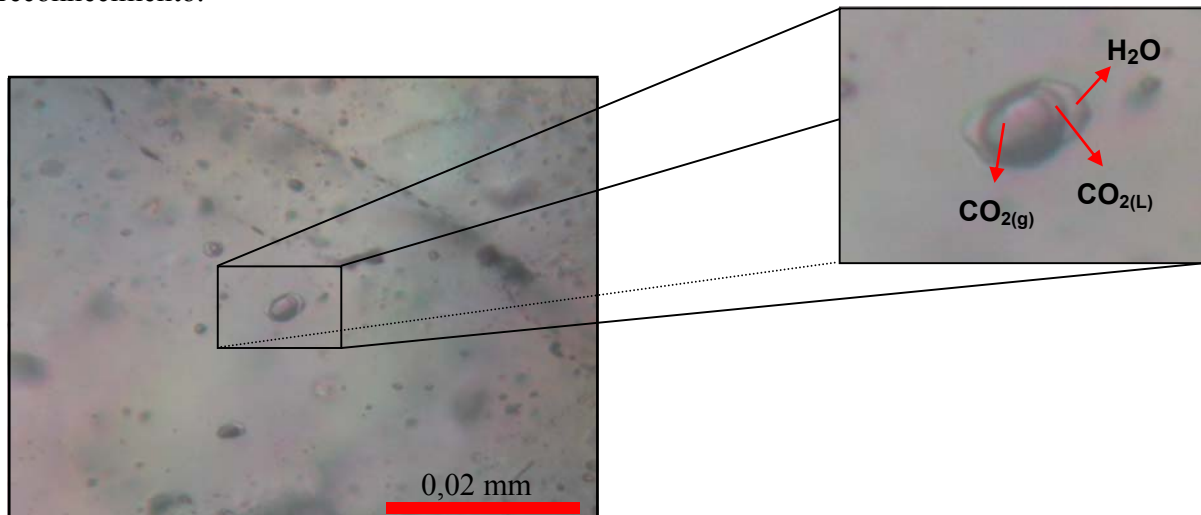


Figura 102: Fotomicrografia com detalhe de IF primária aquo-carbônica.

7.1.4 - Considerações Finais Sobre a Petrografia das Inclusões Fluidas

Algumas IF aquosas não saturadas exibem feições típicas de estrangulamento ou vazamento em consequência da crepitação experimentada por essas inclusões, o que condicionou formas geralmente alongadas e delgadas nestas inclusões que chegam a atingir até 20 μm de comprimento. Em alguns casos o estrangulamento dividiu as inclusões bifásicas não saturadas, isolando uma porção contendo apenas a fase líquida, gerando assim inclusões pseudomonofásicas.

As feições de estrangulamento e vazamento sugerem que IF passaram por algum *stress* térmico ou dinâmico onde elas provavelmente experimentaram condições de temperatura e/ou pressão que causaram modificações em suas formas e conteúdos originais. Desse modo as inclusões

com estrangulamento devem ser mais precoces em relação às aquelas sub-arredondadas sem evidência de estrangulamento, uma vez que elas coexistem na mesma amostra. É possível também que os três subtipos de IF aquosas não saturadas sejam do mesmo ciclo de geração, afetadas por estrangulamento que desmembrou essas inclusões, o que poderia explicar a variação do grau de preenchimento. As inclusões monofásicas (somente H₂O líquida), por exemplo, podem corresponder a porções de inclusões aquosas bifásicas (L + V) isoladas pelo estrangulamento. As IF do subtipo 2, com F menor (0,5 a 0,6) também podem ser porções desmembradas de inclusões com F maior.

7.2 - MICROTERMOMETRIA

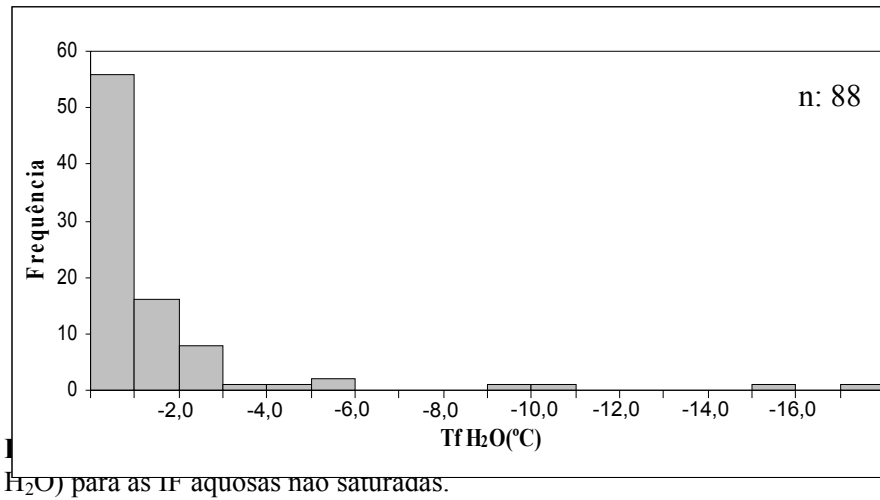
Apesar da grande variedade de IF estudadas durante a fase de descrição petrográfica, só foram utilizadas nos testes microtermométricos aquelas que foram consideradas amostras originais do fluido e que correspondem às IF aquosas não saturadas do subtipo 1, às IF aquosas saturadas do subtipo 3 e às IF aquo-carbônicas. Foram desprezadas aquelas IF com feições de estrangulamento, crepitação e aquelas com cristais capturados, pois podem não representar as condições originais do fluido.

7.2.1 - Resultados dos testes microtermométricos para as IF aquosas não saturadas

Durante os testes de resfriamento só foram determinadas as temperaturas de fusão do gelo (TfH₂O) (anexo 2). As temperaturas do ponto eutético (Te) não puderam ser determinadas, uma vez que elas não ofereceram boas condições de visualização para que as medidas pudessem ser realizadas.

As Tf H₂O foram obtidas com o congelamento das IF seguido do aquecimento, observando-se a fusão do último cristal de gelo. As medidas de TfH₂O para as IF aquosas não saturadas variaram de 0,00°C a -17,20°C, com predomínio de temperaturas no intervalo de 0,00°C a -1,00°C (Fig.103).

Durante os testes de aquecimento foram determinadas as temperaturas de homogeneização (Th) que sempre ocorreram no estado líquido com o desaparecimento completo da fase vapor (anexo2). As medidas de Th para as IF aquosas não saturadas variaram de 103°C a 316°C, com predomínio de temperaturas no intervalo de 160°C a 200°C (Fig.104).



H₂O) para as IF aquosas não saturadas.

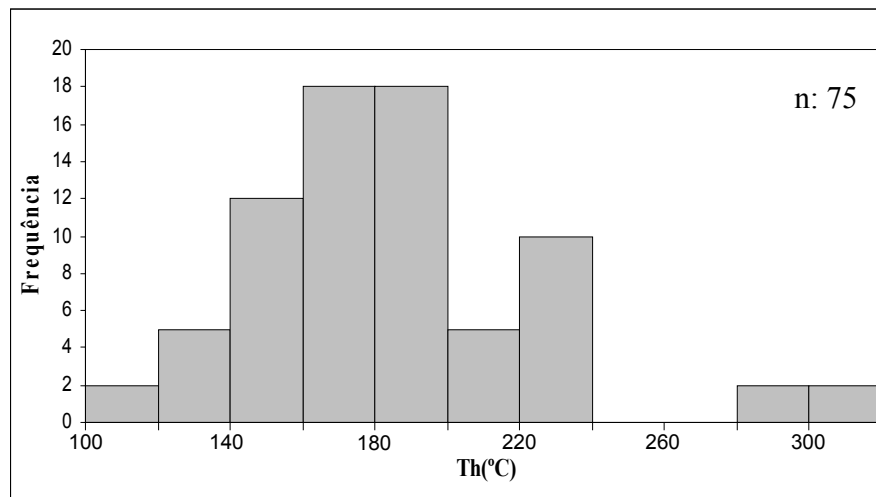


Figura 104: Histograma de frequência da temperatura de homogeneização (Th) para as IF aquosas não saturadas.

A salinidade das IF aquosas não saturadas (anexo 2) foi determinada pela equação de Bodnar (1993), sendo representada em porcentagem em peso equivalente de NaCl, utilizando para isto as Tf_{H_2O} , tendo como base o sistema $H_2O - NaCl$. Os cálculos para a salinidade das IF aquosas não saturadas forneceram 0,0 % a 20,4 % em peso equivalente de NaCl, com um forte predomínio no intervalo entre 0,0 % e 1,0 % em peso equivalente de NaCl (Fig. 105). Foram reconhecidas, neste grupo, poucas inclusões com salinidade mais alta, no intervalo entre 12 a 22% peso eq. NaCl, mas os valores de salinidade não indicam progressão entre o fluido não saturado e o saturado.

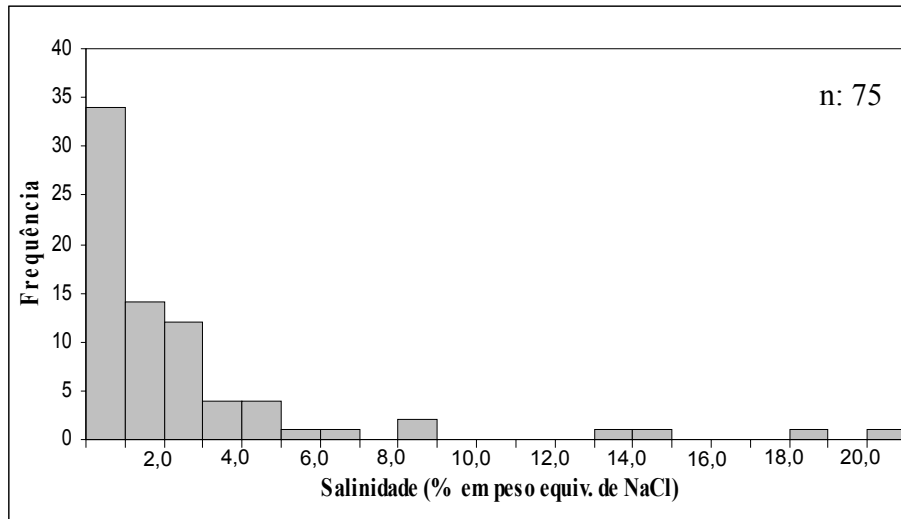


Figura 105: Histograma de frequência da salinidade, em % em peso equivalente de NaCl, para as IF aquosas não saturadas.

A densidade das IF aquosas não saturadas (anexo 2) foi calculada pelo *software* Flincon, versão 1.4, que utiliza a T_{fH_2O} e T_h na equação de Brown & Lamb (1989). Os valores encontrados para a densidade dessas IF não variaram muito, situando-se no intervalo de 0,70 a 1,10g/cm³.

7.2.2 - Resultados dos testes microtermométricos para as IF aquosas saturadas

Durante os testes de resfriamento foram determinadas somente as temperaturas do ponto eutético (T_e) e as temperaturas de fusão do gelo (T_{fH_2O}) (anexo 3). Essas temperaturas foram obtidas durante o reaquecimento que se seguiu ao congelamento das IF. As T_e representam a primeira fusão das fases formadas durante o congelamento, a qual é reconhecida pela textura rugosa, que a inclusão adquire, enquanto que as T_{fH_2O} corresponde à fusão do último cristal de gelo presente na IF.

As medidas das T_e obtidas para as IF aquosas saturadas situaram-se no intervalo de -27,1 °C a -48,2°C, com um ligeiro predomínio do intervalo de -36,0°C a -38,0°C (Fig. 106), indicando que além de NaCl, o fluido deve conter também $FeCl_2$ (Borisenko, 1977). Aquela faixa de temperatura eutética é compatível também com um sistema $H_2O-Na_2CO_3-K_2CO_3$ e $MgCl_2$ (Borisenko, 1977), porém os sais observados, com formas isométricas, são mais compatíveis com um sistema salino clorado ($H_2O-NaCl-FeCl_2-MgCl_2$). As medidas de T_{fH_2O} para as IF aquosas saturadas variaram de -4,8°C a -26,4°C, com um predomínio de temperaturas no intervalo de -21,0°C a -24,0°C (Fig.107).

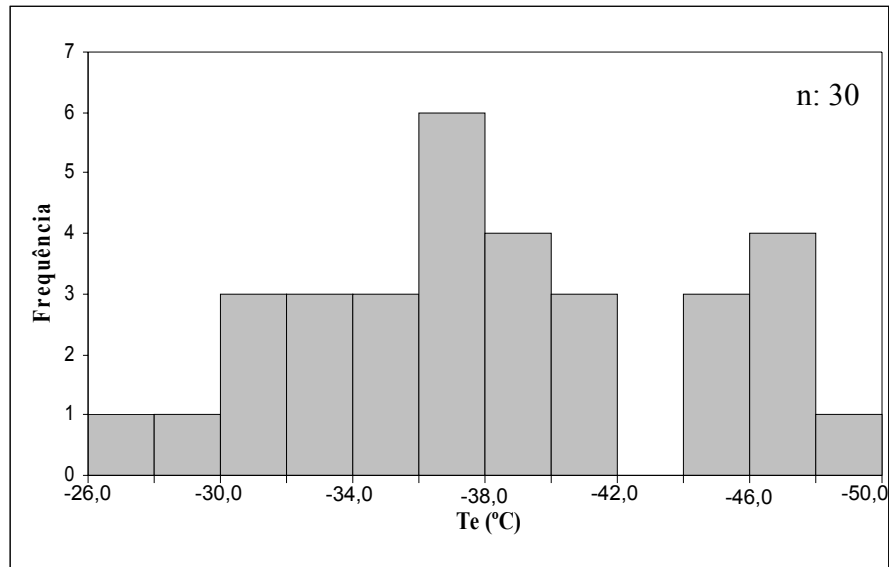


Figura 106: Histograma de frequência das temperaturas do ponto eutético (Te) para as IF aquosas saturadas.

Durante os testes de aquecimento, foram determinadas as temperaturas de homogeneização (ThH₂O) e de dissolução da halita (TDH) (anexo3). A homogeneização da fase aquosa (ThH₂O) sempre ocorreu no estado líquido com o desaparecimento completo da fase vapor. A homogeneização total das IF aquosas saturadas (TDH) ocorreu com a completa dissolução do cristal de halita.

As medidas de ThH₂O obtidas para as IF aquosas saturadas variaram de 142,6°C a 356,8°C, com predomínio de temperaturas no intervalo de 300°C a 325°C (Fig.108). As medidas de TDH obtidas para as IF aquosas saturadas variaram de 286,2°C a 513,9°C, com um ligeiro predomínio de temperaturas no intervalo de 425°C a 450°C (Fig.109).

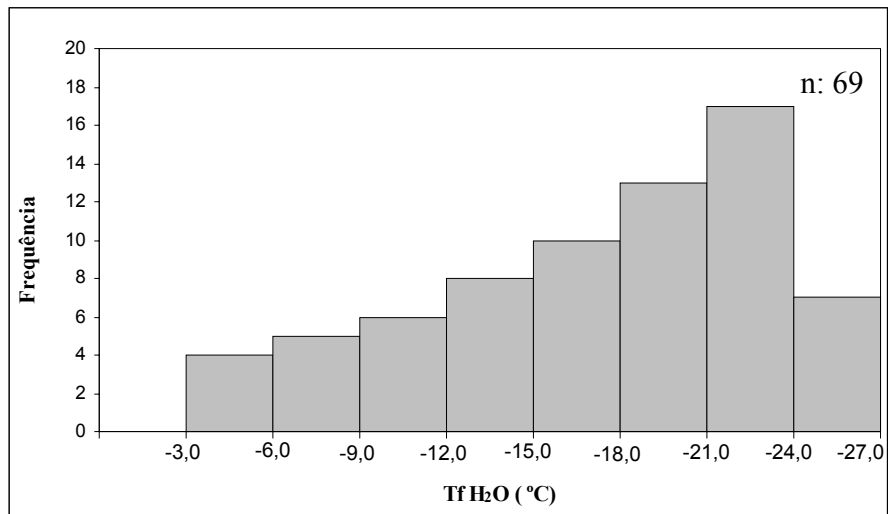


Figura 107: Histograma de frequência da temperatura de fusão do gelo ($T_f H_2O$) para as IF aquosas saturadas.

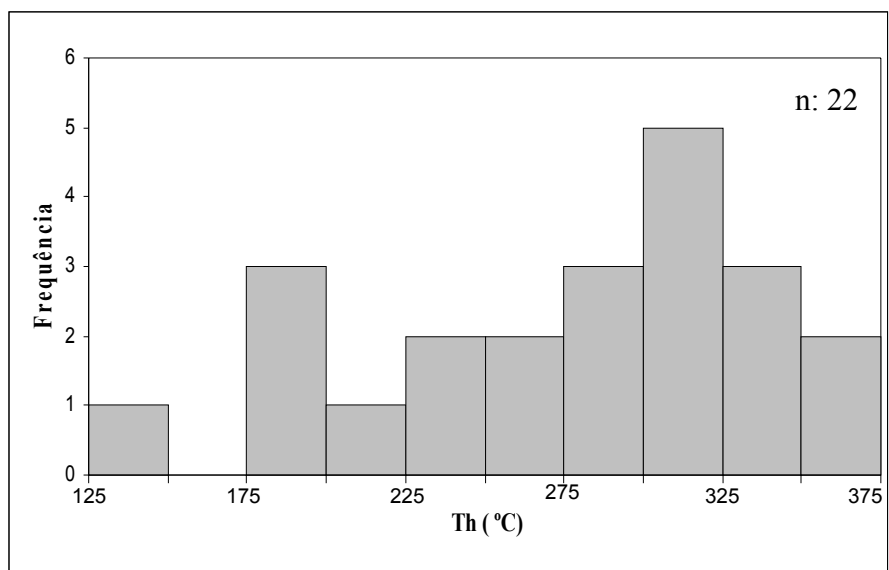


Figura 108: Histograma de frequência da temperatura de homogeneização (Th) para as IF aquosas saturadas.

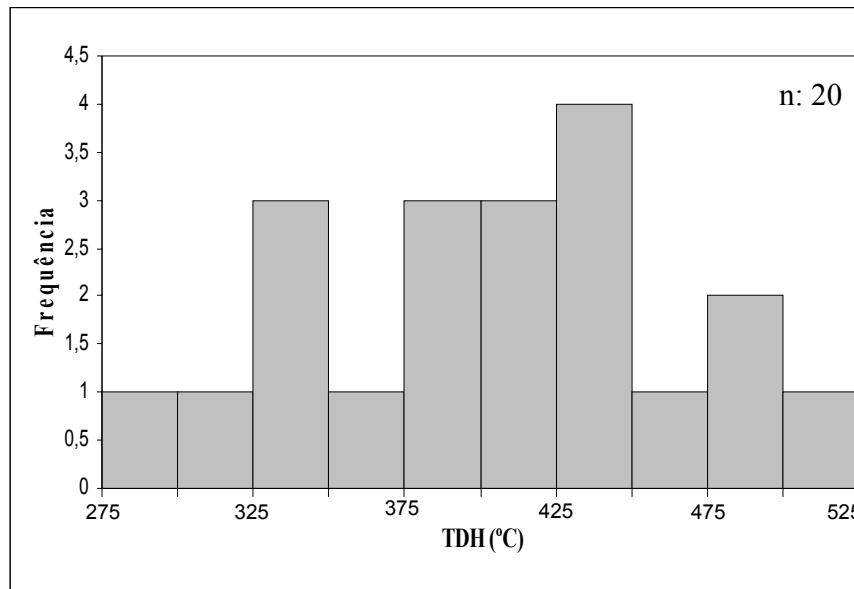


Figura 109: Histograma de frequência da temperatura de dissolução da halita (TDH) para as IF aquosas saturadas.

A salinidade das IF aquosas saturadas foi determinada pela equação de Sterner et al. (1988), sendo representada em porcentagem em peso equivalente de NaCl, utilizando para isto as TDH das referidas IF, e tendo como base o sistema $H_2O - NaCl$. Os valores de salinidade das IF aquosas saturadas variaram de 37,1 a 61,5 % em peso equivalente de NaCl, com predomínio do intervalo entre 45 % e 50 % em peso equivalente de NaCl (Fig. 110). A equação de Sterner et al. (1988) fornece valores precisos de salinidade somente quando $Th_{H_2O} = TDH$. Para valores de $TDH > Th_{H_2O}$, como é o caso das IF aquosas saturadas do Palito, pode haver um erro em torno de 2% em peso equivalente de NaCl, o que pode ser considerado desprezível para a faixa de valores obtidos.

As densidades das IF aquosas saturadas foram calculadas com auxílio do *software* Flicor, versão 1.4 que utiliza a TDH e a Th_{H_2O} na equação de Brown & Lamb (1989). Os valores encontrados para a densidade dessas IF não variaram muito, situando-se no intervalo de 1,1 a $1,4g/cm^3$.

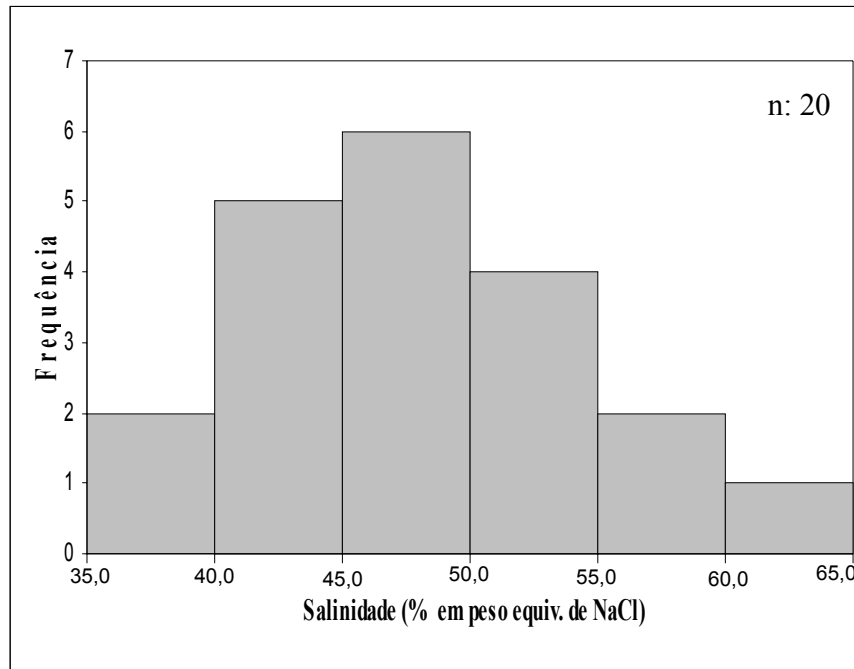


Figura 110: Histograma de frequência da salinidade, em % em peso equivalente de NaCl, para as IF aquosas saturadas.

7.2.3 - Resultados dos testes microtermométricos para as IF aquo-carbônicas

O número reduzido de IF aquo-carbônicas restringiu a realização dos testes microtermométricos a apenas seis inclusões (anexo 4). Embora haja um número bem maior de IF, supostamente aquo-carbônicas, o tamanho reduzido, o grande volume ocupado pelo CO₂ chegando a ocupar toda a IF, a opacidade da bolha e o pouco contraste de densidade dificultam essa confirmação e a realização dos testes microtermométricos.

Durante o teste de resfriamento, foi determinada a temperatura de fusão do CO₂ (TfCO₂), que foi obtida na etapa de aquecimento que se seguiu ao congelamento da IF e medida no momento em foi observado o restabelecimento das bolhas de CO₂ líquido e CO₂ vapor. A temperatura de fusão do clatrato não foi determinada porque, em função do pequeno volume de água, o clatrato não deve ter se formado ou se formou em quantidade muito reduzida, impedindo que sua fusão fosse observada. As medidas das TfCO₂ obtidas para as IF aquo-carbônicas variaram de -57,1°C a -56,4°C, indicando tratar-se de CO₂ praticamente puro. Apenas uma medida abaixo de -57°C foi obtida (-57,6°C) indicando uma pequena participação de metano(CH₄).

A homogeneização da fase carbônica sempre ocorreu no estado vapor, caracterizada pelo desaparecimento progressivo do limite entre as fases líquida e vapor sem redução no tamanho da bolha da fase vapor. As duas medidas de temperaturas de homogeneização do CO₂ (ThCO₂) foram registradas em 31,6°C, indicando estado crítico para o CO₂, enquanto que as temperaturas de homogeneização total (Th_t) variaram entre 430°C e 443°C.

Os valores de densidade total das IF aquo-carbônicas foram calculados com auxílio do *software* Flincor, versão 1.4 que utiliza a Th_t e a equação de Brown & Lamb (1989). Os valores encontrados para a densidade dessas IF situaram-se em torno de 0,53g/cm³.

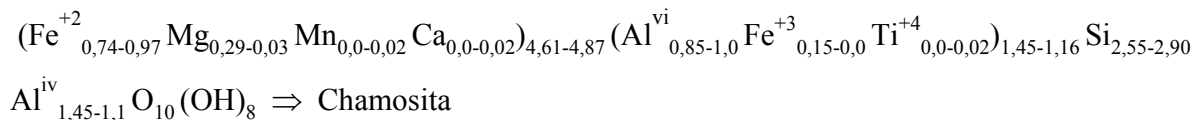
Como não foi possível observar a temperatura de fusão do clatrato, a salinidade foi estimada com base na equação de Bodnar (1993), levando-se em consideração apenas a fração aquosa das IF aquo-carbônicas. Desta forma, a aproximação para os valores de salinidade situaram-se entre 0,7 e 1,7% em peso equivalente de NaCl, com predomínio do intervalo entre 1,1 e 1,7.

7.3 - GEOTERMOMETRIA

A busca por um geotermômetro independente para o sistema de fluidos do depósito do Palito seguiu os princípios estabelecidos por Cathelineau & Nieva (1985) e Cathelineau (1988) os quais definiram uma relação entre a composição química da clorita (especificamente o teor de Al tetraédrico) e sua temperatura de formação por meio da equação $T = 321,98 Al^{iv} - 61,92$.

Foram realizadas 41 análises pontuais em cloritas hidrotermais do depósito Palito, tanto do veio mineralizado como do halo hidrotermal, das quais 10 foram descartadas porque o total dos componentes analisados ficou abaixo de 95%. Das 31 análises restantes foram descartadas também nove análises que apresentavam desvios significativos em relação a fórmula geral das cloritas $(Fe^{+2}, Mg, Mn^{+2}, Ca)_{6-x} (Al^{vi}, Fe^{+3}, Cr^{+3})_x (Si_{4-x} Al^{iv}_x) O_{10} (OH)_8$. De acordo com esta fórmula verifica-se que a quantidade de Al^{iv} que substitui o Si⁺⁴ deve corresponder a quantidade de cátions dioctaédricos (trivalentes) que substituem os cátions trioctaédricos (bivalentes), ou seja, a somatória dos cátions bivalentes e trivalentes deve ser em torno de 6,0 e o Al^{iv} deve ser maior ou igual ao Al^{vi}. Quando Al^{iv} = Al^{vi}, não há outros cátions dioctaédricos além do Al e quando Al^{iv} > Al^{vi}, a diferença entre eles corresponde a quantidade de outros cátions dioctaédricos presentes (Fe⁺³ e Cr⁺³). Foram utilizadas somente 22 análises cujo total dos componentes analisados ficou acima dos 95% e com balanço dos cátions trioctaédricos e dioctaédricos compatível com a fórmula geral ou com desvio desprezível. A fórmula mínima da clorita contém 18 oxigênios, porém, como a microssonda não analisa o teor de H₂O a fórmula da clorita, para fins geotermométricos, é normalmente calculada

para uma composição anidra, com base em 14 oxigênios, considerando-se que a clorita contém em torno de 4 moléculas de H₂O, conforme a fórmula geral $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Ca})_{6-x} (\text{Al}^{\text{vi}}, \text{Fe}^{+3}, \text{Cr}^{+3})_x \text{Si}_4 \text{Al}^{\text{iv}}_x \text{O}_{14} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Desse modo os teores de H₂O apresentados no anexo 5 não foram analisados, e sim calculados, e não foram utilizados nos cálculos das fórmulas das cloritas. As 22 análises de clorita apresentadas no anexo 5 são chamositas com $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} = 0,74-0,97$ e com a seguinte fórmula geral:



Para o cálculo das temperaturas, além da equação de Cathelineau (1988), considerou-se também as equações de Kranidiotis & MacLean (1987) e Zang & Fyfe (1995). A equação de Cathelineau (1988) utiliza Al^{iv} sem correção, calculado com base em 14 oxigênios, enquanto que as equações de Kranidiotis & MacLean (1987) e Zang & Fyfe (1995) utilizam uma correção para o Al^{iv} em função da fração molar do Fe⁺² ($\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}$) nas cloritas. Além disso, o Al^{iv}, nestas duas últimas equações, é calculado com base em 28 oxigênios. As temperaturas obtidas pelas três equações citadas mostram valores similares a partir das equações de Cathelineau (1988) e Kranidiotis & MacLean (1987), os quais são bem mais elevados que aqueles calculados pela equação de Zang & Fyfe (1995), com diferenças acima de 100°C em relação às temperaturas obtidas pelas outras duas equações, conforme mostrado no anexo 6. Em razão destas discrepâncias, mesmo considerando-se as composições muito ferrosas das cloritas do Palito, com correções do Al^{iv} mais significativas, optou-se pelos valores calculados a partir da equação de cathelneau (1988), similares aqueles obtidos pela equação de Kranidiotis & MacLean (1987). As temperaturas calculadas pela equação de Cathelineau (1988) situam-se entre 335° e 405°C com um ligeiro predomínio no intervalo de 360° a 370°C (Fig. 111), e uma temperatura média de 369°C.

A correção da pressão de aprisionamento das IF foi feita a partir do intervalo de temperatura calculado pelo geotermômetro da clorita e das isócoras calculadas a partir dos dados microtermométricos. As pressões obtidas para os fluidos aquosos saturados situaram-se entre 1,95 e 4,70Kb (Fig. 112). Para os fluidos aquo-carbônicos foram obtidas pressões mais elevadas (5,50 a 6,70Kb), os quais não são valores muito coerentes com o ambiente geológico relativamente raso do sistema de veios indicado pelas texturas e estruturas observadas, e também pouco confiáveis em função da escassez de dados das IF aquo-carbônicas.

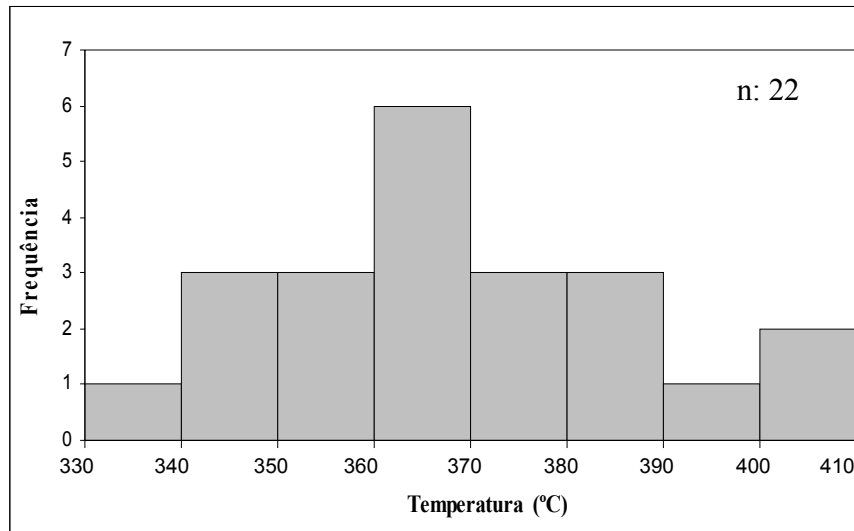


Figura 111: Histograma de frequência das temperaturas obtidas com o geotermômetro da clorita, segundo Cathelineau (1988).

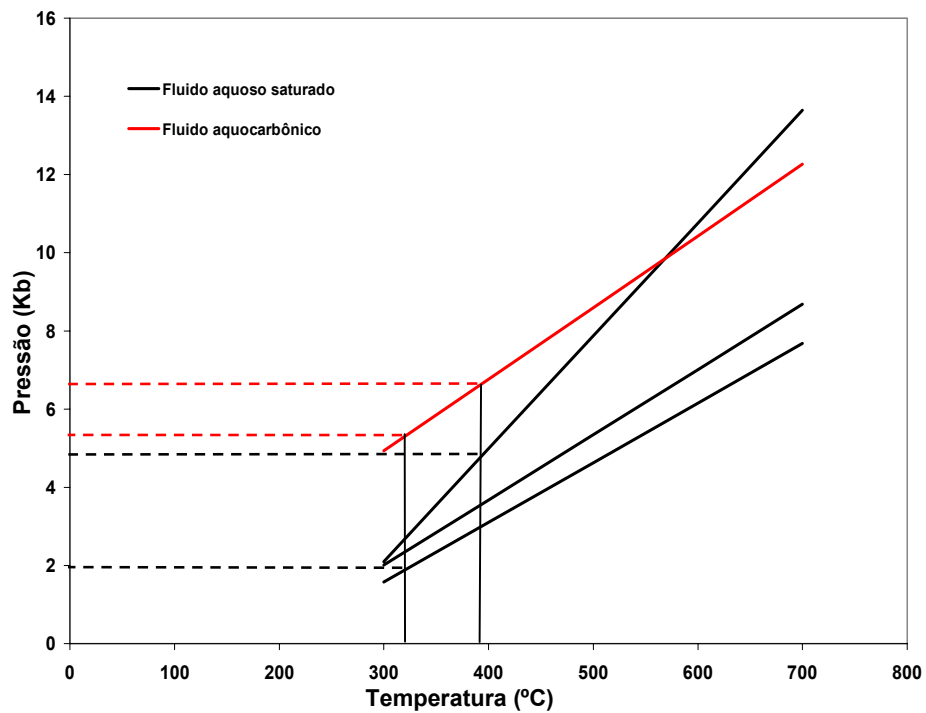


Figura 112: Gráfico P x T em que estão representadas as isócoras dos fluidos aquosos saturados e aquo-carbônicos, calculadas a partir dos dados microtermométricos.

7.4 - EVOLUÇÃO DO SISTEMA DE FLUIDOS E MECANISMOS DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DO MINÉRIO

O estudo dos fluidos hidrotermais do depósito do Palito permitiu o reconhecimento de pelo menos três tipos de fluidos distintos, caracterizados por três sistemas químicos diferentes: $\text{H}_2\text{O-NaCl}$, $\text{H}_2\text{O-NaCl-FeCl}_2\text{-MgCl}_2$ e $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$.

O sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ foi definido a partir das IF primárias aquosas não saturadas, aprisionadas em cristais de quartzo dos veios mineralizados, que apresentaram salinidades muito baixas (0,0 a 2,0 % eq. peso NaCl), quando comparadas com as salinidades das IF aquosas saturadas entre 45 e 50 % eq. peso NaCl. Como não foi possível obter medidas do ponto eutético dessas IF, sua composição ($\text{H}_2\text{O-NaCl}$) é especulativa, não podendo-se deduzir com segurança sobre a participação de outros cátions além do Na. Apenas quatro inclusões apresentaram características intermediárias entre as IF não saturadas e as saturadas (Fig. 113). Essa falta de progressão entre os valores da salinidade entre os dois tipos de fluidos não favorece uma relação genética entre eles como, por exemplo, diluição das salmouras gerando fluido menos salino, e sim indicam tratar-se de dois fluidos distintos. Como as características geológicas do depósito do Palito são compatíveis com um sistema magmático raso, é provável que o fluido $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ represente água meteórica que interagiu com o sistema, durante a formação da mineralização, e ficou aprisionada nos cristais de quartzo. Os três subtipos de inclusões aquosas não saturadas ($\text{H}_2\text{O-NaCl}$) podem representar dois ou três ciclos de infiltração de água meteórica ou então representar porções fragmentadas de IF bifásicas desmembradas por estrangulamento, como provavelmente é o caso do subtipo 2 com F entre 0,5 e 0,6.

O sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl-FeCl}_2\text{-MgCl}_2$ foi definido a partir das IF primárias aquosas saturadas, aprisionadas em cristais de quartzo dos veios mineralizados, com salinidades muito elevadas (45 a 50 % eq. peso NaCl), distinguindo-se claramente do fluido $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ de baixa salinidade (Fig. 113). A maioria dessas inclusões recai sobre a curva de dissolução da halita no diagrama $\text{Th}_t \times \text{Salinidade}$, ou seja, $\text{Th}_t \cong \text{TDH}$. Entretanto cinco inclusões recaíram a direita da curva de dissolução da halita (Fig. 113), ou seja, com $\text{TDH} > \text{Th}_t$ as quais devem corresponder a IF com cristais capturados (Shepherd et al. 1985). A presença do ferro e magnésio neste fluido salino foi interpretada a partir dos valores das temperaturas do ponto eutético (-36 a -40°C), que são compatíveis com o sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl-FeCl}_2\text{-MgCl}_2$ (Borisenko, 1977).

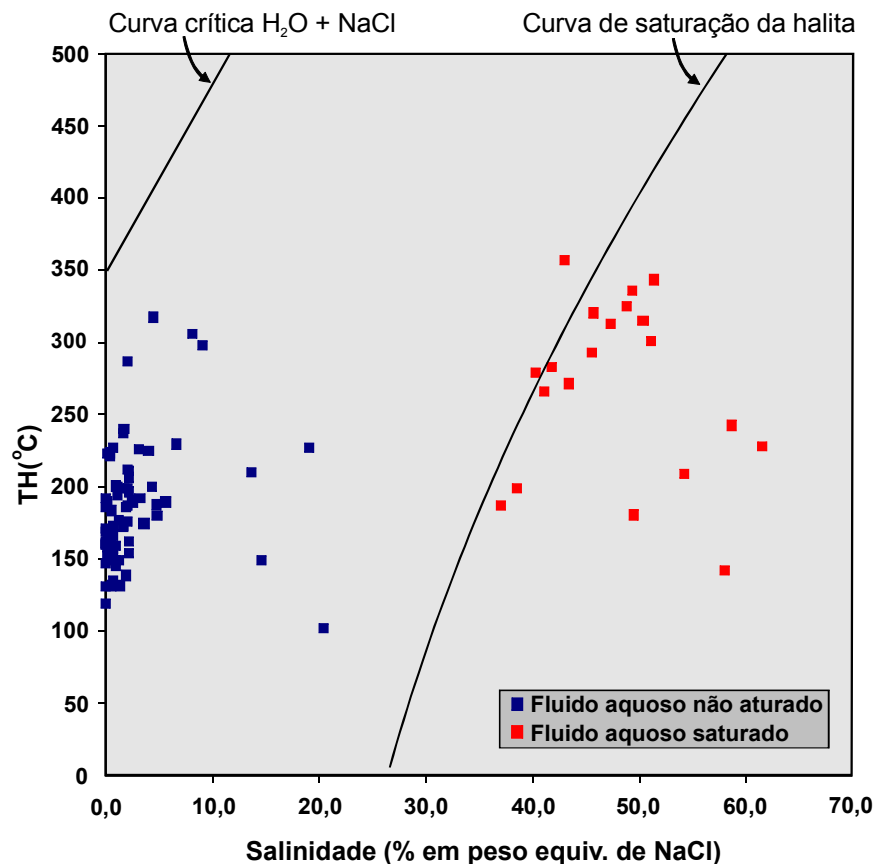


Figura 113: Gráfico Th x Salinidade destacando os fluidos aquosos saturados e aquosos não saturados.

As características do fluido $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2-\text{MgCl}_2$ são compatíveis com salmouras exsolvidas dos magmas graníticos responsáveis pela formação dos granitos Palito e Rio Novo. Além disso, a presença de minerais opacos (provavelmente sulfetos) nas IF deste fluido indica que ele pode ter sido o fluido mineralizante que transportou os metais (principalmente ouro e cobre) para formar o depósito do Palito. A atuação deste fluido salino e ferroso resultou em cloritização ferrosa (chamosita) e na formação dos sulfetos de ferro (pirita e calcopirita).

Apesar da escassez de IF aquo-carbônicas e, conseqüentemente, poucos dados obtidos para essas IF, o fluido aquo-carbônico, definido pelo sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$, não parece estar relacionado geneticamente com o fluido aquoso saturado. Embora as Th_t dessas inclusões (430° a 443°C) sejam compatíveis com ambientes magmáticos, as características microtermométricas dos dois tipos de fluidos não mostram progressão entre eles. Os valores muito baixos de salinidade do fluido aquo-carbônico (0,7 a 1,7% eq. peso NaCl), apesar de terem sido calculados indiretamente, são muito discrepantes em relação a salinidade do fluido aquoso saturado (45 a 50% eq. peso NaCl). O diagrama das isócoras (Fig. 112) mostra uma situação discrepante entre o fluido aquoso saturado

com pressões entre 1,95 e 4,5 Kb e o fluido aquo-carbônico com pressões entre 5,5 e 6,7 Kb, incompatível com o ambiente raso esperado para o sistema hidrotermal do depósito do Palito. Essa situação indica que a clorita hidrotermal utilizada como geotermômetro pode não estar relacionada geneticamente com o fluido aquo-carbônico, o que torna sua isócora sem sentido. A escassez e os poucos dados obtidos para o fluido aquo-carbônico não permitem definir com segurança a origem deste fluido. Fluidos hidrotermais carbônicos ou aquo-carbônicos de origem magmática foram descritos por Lowenstern (2001), mas a falta de compatibilidade entre as salmouras $H_2O-NaCl-FeCl_2-MgCl_2$ e o fluido aquo-carbônico não favorece esta hipótese.

Cronologicamente, as inclusões aquosas não saturadas afetadas por estrangulamento podem representar fluido meteórico precoce que sofreu *stress* termal ou metamórfico e que foi introduzido antes do sistema de fluidos entrar em equilíbrio térmico. Aquelas IF sem estrangulamento podem corresponder à água meteórica introduzida posteriormente, quando o sistema já tinha atingido ou estava muito próximo do equilíbrio termal, ou seja, são fluidos tardios em relação ao cisalhamento. Não há evidências de estrangulamento também nas IF aquosas saturadas, indicando que elas devem ser tardias em relação ao cisalhamento, ou seja, os granitos foram afetados pelo cisalhamento, mas a sua fase residual que gerou as salmouras provavelmente foi pouco ou até não afetada. Embora as IF aquosas e as aquo-carbônicas ocorram associadas em campos de lâminas, as últimas podem ser remanescentes de um fluido aquo-carbônico precoce que pode ter sido afetado pelo cisalhamento que modificou, fragmentou ou até mesmo eliminado parte dessas IF. A escassez e o tamanho reduzido das IF aquo-carbônicas favorece esta hipótese.

8 - CONCLUSÕES E MODELO GENÉTICO DO DEPÓSITO PALITO

Conforme as descrições apresentadas nos capítulos anteriores, o depósito aurífero do Palito é um depósito filoneano estruturalmente controlado, hospedado nos granitos Palito e Rio Novo. Estes granitos são dois *stocks* oxidados tipo I, com características compatíveis com granitos orogênicos de arco magmático. O Granito Palito é intrusivo no Granito Rio Novo e, embora não tenham ainda sido datados, devem ser correlacionáveis respectivamente as Suites Creporizão e Tropas, ambas de idade paleoproterozóica, tal como definido para os granitos São Jorge Novo e São Jorge Velho por Lamarão et al (2002).

Os estudos petrográficos revelaram que a pirita, calcopirita e esfalerita são os principais sulfetos do minério que ocorrem em íntima relação de substituição entre si. A pirrotita é um sulfeto precoce que ocorre restritamente como inclusões na calcopirita 1, possivelmente resquícios de substituição pela calcopirita. Essa associação paragenética indica condições precoces de maior temperatura, mais redutoras e fugacidade de enxofre (fS_2) mais baixa, que favoreceram a cristalização da pirrotita (Craig & Scott, 1976; Toulmin & Barton, 1964). A predominância de pirita, calcopirita e esfalerita indica que, com a diminuição da temperatura, o sistema evoluiu para condições menos redutoras e de fS_2 mais elevada. Nessas condições a solubilidade entre calcopirita e esfalerita é inibida, desfavorecendo relações de exsolução entre os dois sulfetos (Moh, 1975; Figueiredo, 2000). A calcopirita e esfalerita substituem-se mutuamente, sendo que a primeira normalmente cristaliza em maior temperatura que a segunda. Esta situação indica que a queda da temperatura do sistema não foi contínua, havendo retomadas de aumento de temperatura ao longo da evolução termal do sistema, onde ora a esfalerita substitui a calcopirita em condições de temperaturas mais baixas aumentando a razão Cu/Zn e, vice-versa, a calcopirita substitui a esfalerita em condições de maior temperatura diminuindo a razão Cu/Zn.

O estudo dos fluidos hidrotermais mostrou que três tipos de fluidos ocorrem associados ao depósito aurífero do Palito. A paragênese metálica (Cu-Zn-Bi-Te-Au) e a sua associação com granitos indicam que o fluido mineralizante deve ser as salmouras exsolvidas do magma granítico residual, cuja circulação foi condicionada pela zona de cisalhamento que também estabeleceu condições favoráveis para deposição do minério em zonas de transtensão que propiciou a formação dos três principais tipos de veios de quartzo mineralizados (D, R, e *gash*). Os fluidos aquosos não saturados foram interpretados como água meteórica que infiltraram no sistema hidrotermal e devem ter interagido parcialmente com o fluido mineralizante contribuindo para o resfriamento do sistema hidrotermal. Os dados sobre o fluido aquo-carbônico, obtidos neste trabalho, são escassos e

insuficientes para caracterizar a sua gênese de modo seguro, bem como a sua relação com a origem do minério. Deve ser um fluido magmático ou metamórfico precoce que foi afetado pelo cisalhamento e, nesta condição, deve ter tido pouca ou nenhuma participação na gênese da mineralização.

Durante o transporte do minério o fluido mineralizante (salmouras magmáticas) deveria estar em alta temperatura (acima de 400°C), como indicam as altas temperaturas de dissolução da halita (TDH), e os metais (Au, Cu) deveriam estar complexados com cloro, conforme proposto por Henley (1973). A dissolução dos metais pode ter sido ainda favorecida pela presença do flúor, evidenciado pela ocorrência de fluorita, que baixa o pH do meio. A entrada de água meteórica no sistema além de contribuir para o resfriamento do sistema, favorecendo a deposição do minério, deve ter provocado também oxidação e diminuição de pH, que desfavorecem a deposição dos complexos clorados (Romberger, 1990). Por outro lado, o resfriamento do sistema foi acompanhado também por aumento de pH e diminuição de fS_2 provocadas pelas reações de hidrólise (alteração filica) e sulfetação respectivamente, favorecendo a deposição do minério que ocorreu abaixo de 400°C em sítios de transtensão da zona de cisalhamento (Fig.114).

As características geológicas, da alteração hidrotermal e do fluido mineralizante são compatíveis com uma relação genética da mineralização com o Granito Palito e com o modelo *intrusion related gold deposits* de Sillitoe (1991). As rochas graníticas oxidadas orogênicas hospedeiras da mineralização, o estilo filoneano, a alteração hidrotermal (sericitização e cloritização com potassificação restrita), a associação metálica Cu-Zn-Au(Pb-Bi-Te) sulfetada e o fluido mineralizante (H₂O-NaCl-FeCl₂-MgCl₂) salino são compatíveis com este modelo. O estilo filoneano, com mineralização disseminada restrita, a ausência de magnetita hidrotermal e a alteração potássica restrita não são compatíveis com o modelo porfirítico para o depósito do Palito (ouro pórfiro, Sillitoe, 1991). Por outro lado, além do controle magmático, o depósito apresenta claramente um controle estrutural dos filões pela zona de cisalhamento. O granito forneceu os fluidos, os metais e calor para movimentar o sistema hidrotermal, enquanto que o cisalhamento forneceu as armadilhas estruturais para a deposição do minério.

De acordo com o modelo proposto (depósito relacionado à granito e estruturalmente controlado), os granitos Palito e Rio Novo foram afetados pelo cisalhamento Tocantinzinho, logo após a colocação do granito Palito. O cisalhamento condicionou a circulação dos fluidos de origem magmática e a deposição do minério, resultando em um sistema de filões estruturalmente controlados e envolvidos por um halo de alteração hidrotermal bem desenvolvido (Fig. 114).

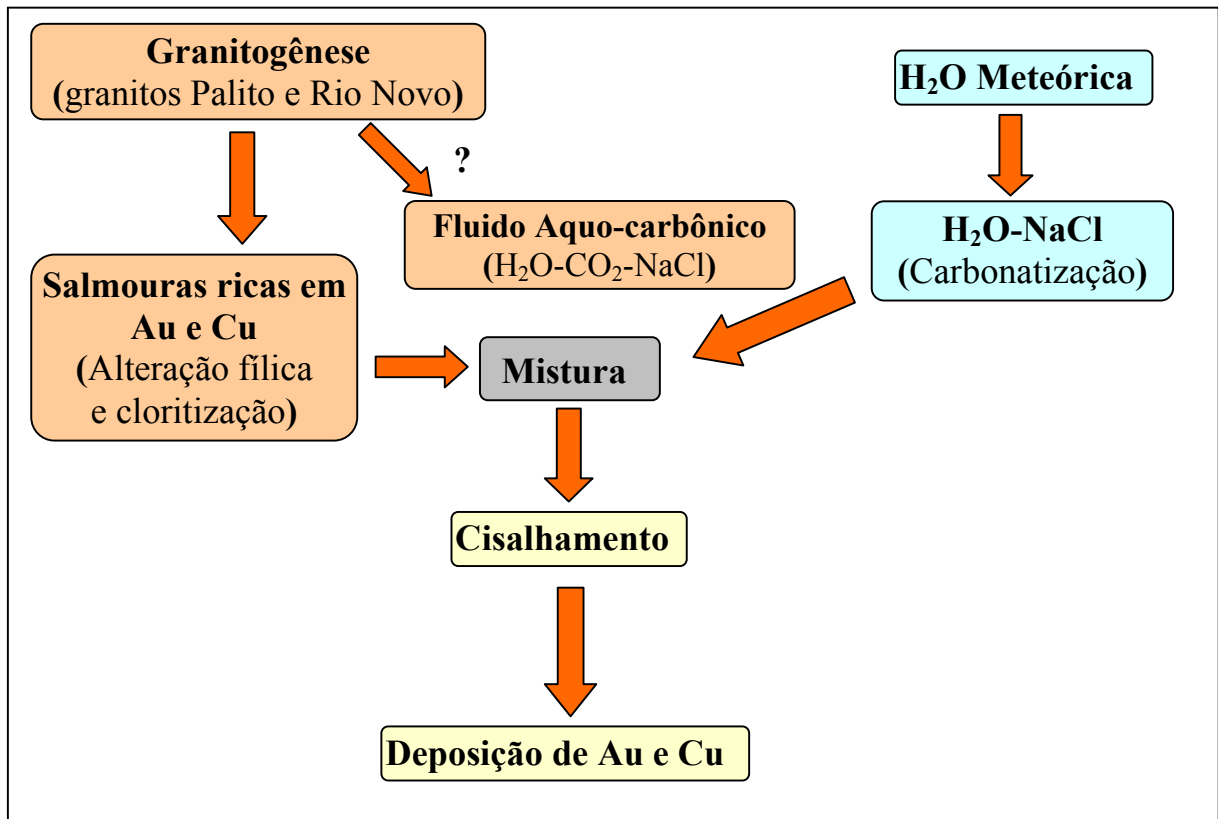


Figura 114: Evolução do sistema de fluidos do depósito Palito.

9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, C.A.S.; COLLYER, T.A.; PEREIRA, J.A.L.; SEABRA, A.S.; FURTADO, A.M.M.; SOUBÉS, L.F. 1977. *Projeto Santarém-Cachimbo*. Pesquisa Mineral. Pólo Amazônia/Pólo Tapajós. Convênio SUDAM/IDESP. (Relatório final de reconhecimento-1).
- ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; FERREIRA, A.L.; MONTEIRO, M.A.S. 2000. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. Brasília: PROMIM Tapajós/CPRM.
- ALMEIDA, M.E.; FERREIRA, A.L.; BRITO, M.F.L.; MONTEIRO, M.A.S. 2001. Evolução tectono-estrutural da Província Tapajós com base na geologia das folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga (1:250.000), região limite dos estados do Amazonas e Pará. In: REIS, N.J. & MONTEIRO, M.A.S. orgs., *Contribuições a Geologia da Amazônia*, v2. Manaus, SBG-NO, p. 57-112.
- BAHIA, R.B.C. & QUADROS, M.L.E.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB-21-X-C). Estado do Pará Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. Brasília: PROMIM Tapajós/CPRM.
- BIZZINELLA, G.A.; SANTIAGO, A.F.; SANTOS, A.; BORGES, F.R.; SOUZA, F.J.C.; GODOY, H.K.; YAMAGUTI, H.S.; OLIVEIRA, J.R.; OLIVEIRA, L.R. 1980. *Projeto Tapajós-Sucunduri, Relatório Final, partes I e II*. Manaus: DNPM/CPRM, V. Ia e Ib.
- BODNAR, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **57**: 683-684.
- BORISENKO, A.S. 1977. Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet Geol & Geophys*, **18**: 11-19.
- BROWN, P.E. & LAMB, W.N. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Amer. Mineral*, **74**: 1390-1393.
- CASSIDY, K.F.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J. 1998. Late-Archean granitoid-hosted lode-gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: Deposit characteristics, crustal architecture, and implications for ore genesis. *Ore Geol. Rev.* **13**: 65-102.
- CATHELINÉAU, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**: 471-485.
- CATHELINÉAU, M. & NIEVA, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system (Mexico). *Contrib. Mineral. Petrol*, **91**: 235-244.

- CORRÊA SILVA, R.H.; JULIANI, C.; BETTENCOURT, J.S.; NUNES, C.M.D.; ALMEIDA, T.I.R. 2001. Caracterização de um sistema epitermal low-sulfidation (ou adularia-sericita) hospedado em vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri na Província Aurífera do Tapajós, PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., *Resumos...*, Belém. 1 CD-ROM.
- COUTINHO, M.G.N.; SANTOS, J.O.S.; FALLICK, A.E.; LAFON, J.M. 2000. Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil, In XXXI INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Rio de Janeiro, Brazil . 1 CD ROM.
- CRAIG, J.R. & SCOTT, S.D. 1976. Sulfide phase equilibria. In: RIBBE, P.H. (ed.). *Sulfide mineralogy*. Chelsea, USA, Mineralogical Society of America, Reviews in mineralogy, v.1 p. cs 1- cs 104.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITHAN, T.H.L.; SOUZA JR, J.J.; MONTALVÃO, R.M.G. 1981. Geologia - Folha SC.22 Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL. *Levantamento de recursos minerais*. Rio de Janeiro, MME – DNPM. V. 2, p. 21 – 196.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, **50**: 113–138.
- DALL'AGNOL, R.; PICHAVANT, M.; CHAMPENOIS, M. 1997. Iron-titanium oxide minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic A-Type granites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v 69, p. 325-347.
- DALL'AGNOL, R.; SILVA, C.M.G.; SCHELLER, T. 1999. Fayalite-hedembergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã Volcanism. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1. *Boletim de Resumos...*, Gramado.
- DREHER, A.M.; VLACH, S.R.F.; MARTINI, S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **28**(3):397-404.
- FARACO, M.T.L.; CARVALHO, J.M de A.; KLEIN, E.L. 1997. *Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós*. In: M.L. Costa & R.S. Angélica (eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, p. 423 – 437.
- FERREIRA, A.L.; ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; MONTEIRO, M.A.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B), Estados do Amazonas e Pará, Escala 1: 250.000. Nota explicativa, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. Manaus, PROMIM Tapajós/CPRM. 1 CD-ROM.
- FIGUEIREDO, R.F. 2000. *Minérios e ambiente*. Campinas, Editora da UNICAMP. 401p
- FORMAN, J.H.A.; NARDI, J.I.S.; MARQUES, J.P.M.; LIMA, M.I.C. 1972. *Pesquisa mineral no Iriri/Curuá*. Belém: SUDAM/GEOMINERAÇÃO. 62 p.

- GOLDFARB, R.J.; GROVES, D.I.; GARDOLL, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geol. Rev.* **18**: 1-75.
- GROVES, D.I. & FOSTER, R.P. 1991. Archaean lode gold deposits. In: Foster, R.P (ed) *Gold Metallogeny and exploration*. London, Blackie. p.63-103.
- GROVES, D.I.; GOLDFARB, R.J.; GEBRE-MARIAN, M.; HAGEMANN, S.G.; ROBERT, F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* **13**:7-27.
- HENLEY, R.W. 1973. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. *Chem.Geology*, **11**: 73-87.
- HODGSON, C, J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geol. Rev.* **4**: 231-273.
- JACOBI, P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo Proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **29**:277-279.
- JULIANI, C.; BETTENCOURT, J.S.; MONTEIRO, L.V.S. 2004b. Modelos conceituais de depósitos paleoproterozóicos high- e low-sulfidation (Au; Cu-Mo±Au) e do tipo pórfiro (Au-Cu; Cu-Mo) na Província Aurífera do Tapajós (PA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, Araxá. 1 CDROM.
- JULIANI, C.; CORRÊA SILVA, R.H.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; NUNES, C.M.D. 2002. The Batalha Au-Granite system - Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research*, **119**: 225-256.
- JULIANI, C.; RYE, R.O.; NUNES, C.M.D.; SNEE L.W.; CORRÊA SILVA, R.H.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; NEUMANN, R.; ALCOVER, A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, **215**: 95-125.
- KLEIN, E.L. & VASQUEZ, M.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho - SB.21-Z-A. Estado do Pará Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. PROMIN Tapajós/CPRM, Brasília. 1 CD-ROM.
- KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T.; CARVALHO, J.M.A. 2002. Geology of paleoproterozoic gneiss-and granitoid-hosted gold mineralization in southern Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **44**: 544-558.
- KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; SANTOS, A.; MARTINS, R.C. 1997. Structural elements of the Maloquinha Intrusive Suite in Tapajós Mineral Province, northern Brazil, and the emplacement of the plutons. In II INTERNATIONAL SYPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, Brazil, p. 313-314.
- KRANIDIOTIS, P. & MACLEAN, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Québec. *Econ. Geol.*, **82**: 1898-1911.

- LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; LIMA, E.F., 2002. Geology, geochemistry and Pb–Pb zircon geochronology of the paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, n **119**: 189-223.
- LAMARÃO, C.N.; LAFON, J.M.; LIMA, E.F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. IN: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1. *Boletim de Resumos...*, Gramado. p. 93.
- LEAL, W.L.L.; PASTANA, J.M do N.; JOÃO, X da S.J.; AMARAL, J.F do.; NETO, C.S.S.; SILVA, M da R e.; PEREIRA, M do S.M. 1996. *Programa de integração mineral do município de Itaituba*. Belém: Primaz. 229p.
- LOWENSTERN, J. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineral. Dep.*, 36: 490-502.
- MOH, G.H. 1971. Esxperimental sulfide petrology and its appliction. *Izvj. Jugoslav. Cemtr. Krist. Zagreb*, v. 10 p. 8-9
- NUNES, C.M.D. 2001. *Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará*. São Paulo: Universidade de São Paulo. (Tese de Mestrado).
- NUNES, C.M.D.; JULIANI, C.; CORRÊA SILVA, R.H.; BETTENCOURT, J.S.; JACOBI, P. 2000. Paleoproterozoic quartz–alunite epithermal gold mineralization from Tapajós (Brazil), In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro, Brazil. 1 CD-ROM.
- PESSOA, M.R.; SANTIAGO, A.F.; ANDRADE, A.; NASCIMENTO, J.O.; SANTOS, J.O.; OLIVEIRA, J.R.; LOPES, R.C.; PRAZERES, W.V. 1977. *Projeto Jamanxim. Relatório Final*. 1(A), DNPM/CPRM.
- RAMGRAB, G.E. & SANTOS, J.O.S. 1974. O Grupo Uatumã. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, V. 28, *Anais...*, Porto Alegre, p. 87-94.
- RICCI, P.S.F.; SANTOS, A.; KLEIN, E.L.; JORGE JOÃO, X.S.; MARTINS, R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão - Província Tapajós: proposta e critérios de definição. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6. *Anais...*, Manaus, p. 519-522.
- ROBERTS, R. G. 1987. Archean lode-gold deposits. *Ore Deposits Models* N°11, Geoscience Canada, **14**: 37-52.
- ROEDDER, E. 1984. Fluid inclusions. Washington, Mineralogical Society of America, 646 p. (Reviews in Mineralogy, 12).
- ROMBERGER, S.B. 1990. Transport and deposition of gold in hidrothermal systems. In: ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A; GREN, S.B (eds). Grenstone gold and crustal evolution. NUNA Conference volume, Val d'Or, 1990. *Proceendings...*, Montreal, Geol. Assoc. Canada, p.61-66.

- SANTOS, D.B.; FERNANDES, P.E.C.A.; DREHER, A.M.; CUNHA, F.B.; BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, J.B.G. 1975. *Geologia - Folha SB.21 Tapajós*. In: Projeto RADAM, Levantamento de recursos naturais V.7. Rio de Janeiro, DNPM, p. 15-99.
- SANTOS, J.O.S.; VAN BREEMEN, O.B.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; ALMEIDA, M.E.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, **131**: 73-109.
- SANTOS, J.O.S.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; MOURA, M.A.; MCNAUGHTON, N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**: 453-488.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E., 1997. Reconnaissance U–Pb in zircon, Pb–Pb in sulfides and review of Rb–Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil. In: PROCEEDINGS OF THE FIRST SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, *Extended Abstracts*, Campos do Jordão, Brazil, p. 280–282.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.; FLETCHER, I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.
- SANTOS, J.O.S. & LOGUÉRCIO, S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: C.C. Schobbenhaus, D. A; Derze, G. R; Asmus, H. E , *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Mineráis*. Brasília: DNPM/MME, p. 93-127.
- SANTOS, M.D. 1995. O papel dos granitóides na gênese dos depósitos de ouro tipo lode arqueano: Caso da jazida do Cumarú-Pa. Brasília: Universidade de Brasília, 157p (Tese de doutorado).
- SANTOS, M.D.; LEONARDOS, O.H.; FOSTER, R.P.; FALLICK, A.E. 1998. The lode-porphyry model as deduced from the Cumarú mesothermal granitoid-hosted gold deposit, southern Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**: 327-338.
- SANTOS, R.A. 2000. Formation of gold-quartz veins controlled by the strike-slip fault mega-system in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil, In XXXI INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Rio de Janeiro, Brazil. 1 CD ROM.
- SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H.M. 1985. *A practical guide to fluid inclusions studies*. Glasgow, Blackie and Sons Ltda, 239p.
- SILLITOE, R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. In: Foster, R.P (ed) *Gold Metallogeny and exploration*. London, Blackie. P.165-209.

- SILLITOE, R.H & THOPSOM, J.F.H. 1998. Intrusion-related vein gold deposit: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Res. Geol.* **48**: 237-250.
- SILVA, A.R.B. 1984. Províncias auríferas do Estado do Pará e Território Federal do Amapá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Rio de Janeiro: SBG. V. 33, p. 3945-3948.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A, F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. *Geologia - Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. Projeto RADAM, Levantamentos de recursos minerais 4*. Rio de Janeiro. p. 1-60.
- SILVA, J.M. 2004. *Petrogênese da mineralização aurífera filoniana do Palito (SW do Estado do Pará) e de suas rochas hospedeiras: alteração hidrotermal e gênese*. São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 56p. (Trabalho de Formatura).
- STERNER, S.M.,; HALL, D.L.; BODNAR, R.J. 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**: 989-1006.
- STRECKEISEN, A. 1976. *To each plutonic rocks its proper name*. *Earth Sci. Rev.*, **12**: 1-33.
- TASSINARI, C.C.G, MACAMBIRA, J.B.M., 1999. Geochronological provinces of the Amazon Craton. *Episodes*, **22**: 174-182.
- THORMAN, C.H.; DEWITT, E.; MARON, M.A.C.; LADEIRA, E.A. 2001. Major Brazilian Gold Deposits – 1982 to 1999. *Mineralium Deposita*, **36**: 218 – 227.
- TOULMIN, P. & BARTON, P.B. 1964. A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **28**: 641-671.
- VAN DEN KERKHOFF, A. M & HEIN, U. F. (2001). Fluid inclusion Petrography. *Lithos*, **55**: 27-47
- VASQUEZ, M.L. & KLEIN, E.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo - SB.21 - Z- C, Estado do Pará Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. Brasília: PROMIM Tapajós/ CPRM. 1 CD-ROM.
- VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C.; SANTOS, A.; RICCI, P.S.F.; SACHETT, C.R.; SILVA, C.M.G.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – novos dados geocronológicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, Manaus. SBG/Núcleo Norte, Boletim de Resumos Expandidos. V. 6, p 471-474.
- VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; RICCI, P.S.F. 2001. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA. Belém. 1 CD ROM.
- WILKINS, R. W. T. (1990). The relative chronology of fluid inclusions in minerals. In: Herbert H T & Ho S E (eds). *Proceedings of the conference on stable isotopes and fluid processes in mineralization*, Univ. Western Australia, Publ. 23; p.371-382.

WILKINSON, J. J. (2001). Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**: p.229-272.

ZANG, W. & FYFE, W. S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineral. Dep.*, 30: 30-38

ANEXO 1: Medidas das atitudes dos vários tipos de veios, falhas e fraturas do depósito do Palito.

Veio Principal (D)	Veio Secundário (R e P)	Veio <i>Gash</i> (T)	Falhas/Fraturas Posteriores
125Az/sv	105Az/sv	240Az/sv	270Az 42°N
128Az/sv	102Az/sv	250Az/sv	270Az 45°N
140Az/sv	104Az/sv	235Az/sv	215Az 70°NW
120Az/sv	100Az/sv	248Az/sv	220Az 80°NW
125Az/sv	102Az/sv	245Az/sv	235Az 70/NW
120Az/sv	105Az/sv	268Az/sv	225Az 70/NW
140Az/sv	98Az/sv	268Az/sv	225Az 65/NW
130Az/sv	95Az/sv	255Az/sv	130Az 60/NE
120Az/sv	90Az/sv	235Az/sv	125Az 60/NE
140Az/sv	80Az/sv	230Az/sv	100Az 80/NE
125Az/sv	280az/sv		95Az 75/NE
130Az/sv	282Az/sv		210Az 85/SE
120Az/sv	293Az/sv		215Az 80/SE
125Az/sv	290Az/sv		205Az 85/SE
126Az/sv	280Az/sv		230Az 77/SE
116Az/sv	268Az/sv		225Az 65/SE
122Az/sv	235Az/sv		135Az 65/NE
132Az/sv	278Az/sv		135Az 75/NE
124Az/sv	277Az/sv		127Az 75/NE
304Az/sv	270Az/sv		230Az 70/SE
304Az/sv	265Az/sv		235Az 55/SE
308Az/sv	272Az/sv		340Az 85/SW
305Az/sv	87Az/sv		130Az 60/NE
290Az/sv	102Az/sv		345Az 60/NW
315Az/sv	101az/sv		120Az 78/NE
297Az/sv	265Az/sv		210Az 80/NW
305Az/sv	276Az/sv		215Az 80NW
303Az/sv	297Az/sv		230Az 55/NW
305Az/sv	272Az/sv		262Az 65/NW
295Az/sv	248Az/sv		200Az 85/NW
125Az/sv	270Az/sv		265Az 65/NW
123Az/sv	272Az/sv		270Az 60/N
310Az/sv	268Az/sv		210Az 35/SE
302Az/sv	267Az/sv		110Az 60/NE
318Az/sv	275Az/sv		128Az 83/NE
305Az/sv	273Az/sv		252Az 82/NW
296Az/sv	275Az/sv		125Az 70/NE
294Az/sv	273Az/sv		125Az 75/NE
305Az/sv	275Az/sv		250Az 65/NW
297Az/sv	98Az/sv		275Az 70/SW
295Az/sv	240Az/sv		100Az 45/NE
300Az/sv	242Az/sv		200Az 65/SE

Veio Principal (D)	Veio Secundário (R e P)	Veio <i>Gash</i> (T)	Falhas/Fraturas Posteriores
302Az/sv	260Az/sv		220Az 15/NW
310Az/sv	280Az/sv		130Az 85/NE
298Az/sv	270Az/sv		
312Az/sv	278Az/sv		
315Az/sv	320AZ/sv		
312Az/sv	322Az/sv		
301Az/sv	328Az/sv		
122Az/sv	335Az/sv		
125Az/sv	280Az/sv		
130Az/sv	285Az/sv		
123Az/sv	275Az/sv		
320Az/sv	300Az/sv		
310Az/sv	275Az/sv		
305Az/sv	281Az/sv		
305Az/sv	268Az/sv		
312Az/sv	248 Az 50°/SE		
300Az/sv	268 Az 85°/NW		
298Az/sv	260 Az 85°/SE		
310Az/sv	260 Az 50°/NW		
315Az/sv	265 Az 50°/NW		
310Az/sv	240 Az/sv		
305Az/sv			
310Az/sv			
312Az/sv			
322Az/sv			
120Az/sv			
118AZ/sv			
118AZ/sv			
120Az/sv			
302Az/sv			
298Az/sv			
298 Az/sv			
308 Az/sv			
393 Az 80°/SW			
273 Az 80°/NE			
278 Az 80°/NE			
305 Az 75°/NE			
275 Az 55°/ Ne			
325 Az 80°/ SW			
360 Az 60°/NE			
300 Az 70°/ NE			
310 Az 15°/NE			
280/sv			
75°/30°Az			

Veio Principal (D)	Veio Secundário (R e P)	Veio <i>Gash</i> (T)	Falhas/Fraturas Posteriores
320 Az/sv			
310 Az/ sv			
310 Az/sv			

ANEXO 2: Dados obtidos a partir dos testes microtermométricos realizados nas inclusões fluidas aquosas não saturadas.

Amostra	Tf H₂O (°C)	Th (°C)	Densidade (g/cm³)	Salinidade (% peso eq. de NaCl)
F1-8b/B1	-2,4	224,7	0,86	4,0
F1-8b/B2	-3,4	189,6	0,91	5,6
F1-8b/B3	-1,0			
F1-8b/B4	-0,4	173,5	0,89	0,7
F1-8b/B5	-9,7	210,2	0,95	13,7
F1-8b/B6	-10,5	149,2	1,02	14,6
F1-8b/B7	-2,8	187,7	0,90	4,7
F1-8b/B8	-0,9	236,7	0,81	1,6
F1-8b/B9	-0,3			
F1-8b/B10	-2,1			
F1-8b/D1	-0,7	149,9	0,92	1,2
F1-8b/D2	-0,4	149,5	0,92	0,7
F1-8b/D3	-1,1	139,2	0,94	1,9
F1-8b/D4	-0,4			
F1-8b/D5	-0,2	160,5	0,91	0,4
F1-8b/D6	-1,2	199,1	0,88	2,1
F1-8b/D7	-0,1	222,7	0,83	0,2
F1-8b/D8	-1,8	226,2	0,84	3,1
F1-8b/D9	-1,2	211,8	0,86	2,1
F1-8b/D10	0,1	161,9	0,91	0,0
F1-8b/D12	0,0	161,2	0,91	0,0
F1-8b/D13	0,0	160,6	0,91	0,0
F1-8b/D14	-2,6			
F1-8b/D15	-2,6	199,8	0,89	4,3
F1-8b/D16	-0,2	165,1	0,90	0,2
F1-8b/D17	-0,3	183,6	0,88	0,5
F1-8b/D18	-17,2	103,0	1,10	20,4
F1-8b/D19	0,0	192,4	0,87	0,0
F1-8b/D20	0,0	147,3	0,92	0,0
F1-8b/D21	0,0	160,1	0,91	0,0
F1-8b/C1	-15,4	227,2	0,97	19,0
F1-8b/C2	0,0	119,7	0,94	0,0
F1-8b/C3	-0,2	223,5	0,83	0,40
F1-8b/C4	-0,2	221,0	0,83	0,40
F1-8b/C5	-0,6	194,5	0,87	1,1
F1-8b/C6	0,0			
F1-8b/C7	-1,1	186,4	0,89	1,9
F1-8b/C9	-0,4	135,8	0,93	0,7

Amostra	Tf H₂O (°C)	Th (°C)	Densidade (g/cm³)	Salinidade (% peso eq. de NaCl)
F1-8b/C10	0,0	186,3	0,88	0,0
F1-8b/C11	-0,4	226,7	0,82	0,7
F4-27b/D1	0,0	169,4	0,90	0,0
F4-27b/D2	0,0	131,8	0,93	0,0
F4-27b/D3	-0,4	166,1	0,90	0,7
F4-27b/B1	-1,0			
F4-27b/B2	-0,9	173,1	0,89	1,6
F4-27b/B3	-0,5	200,8	0,86	0,9
F4-27b/B4	-2,7	316,9	0,70	4,5
F4-27b/B5	-5,2	305,3	0,79	8,1
F4-27b/B6	-5,8	297,9	0,80	9,0
F4-27b/B7	-0,9	172,6	0,90	1,6
F4-27b/B8	-0,7	177,0	0,89	1,2
F4-27b/B9	0,0	171,7	0,90	0,0
F4-27b/B10	-0,5	145,6	0,92	0,9
F4-27b/B11	-0,4			
F4-27b/B12	0,0			
F4-27b/B13	0,0			
F4-27b/B14	-0,5	159,3	0,91	0,9
F4-27b/B15	-0,4	154,1	0,91	0,7
F4-26c2/B1	-0,3	132,1	0,93	0,5
F4-26c2/B2	-0,5	149,6	0,92	0,9
F4-26c2/B3	-0,8	132,1	0,93	1,4
F4-26c2/B4	-0,1	152,9	0,92	0,2
F4-26c2/B5	-0,1	189,9	0,88	0,2
F4-26c2/B6	0,0			
F4-26c2/B7	-1,9	192,5	0,88	3,2
F4-23a/A1	-2,9	180,3	0,91	4,8
F4-23a/A2	-1,3	196,7	0,88	2,2
F4-23a/A3	-1,5	188,8	0,89	2,6
F4-23a/A4	-1,3	162,3	0,92	2,2
F4-23a/A5	-1,4	190,9	0,89	2,4
F4-23a/A6	-1,2	187,1	0,89	2,1
F4-23a/A7	-0,7			
F4-23a/A8	-0,5	184,1	0,88	1,2
F4-23a/A9	-0,9	182,8	0,88	1,6
F4-23a/A10	-1,3	211,3	0,86	2,2
F4-23a/A11	-2,1	174,8	0,92	3,6
F4-23a/A12	-1,0	198,9	0,88	1,7
F4-23a/A13	-0,6	199,8	0,86	1,1
F4-23a/A14	-1,3	154,2	0,92	2,2

Amostra	Tf H₂O (°C)	Th (°C)	Densidade (g/cm ³)	Salinidade (% peso eq. de NaCl)
F4-23a/A15	-0,3	166,4	0,90	0,5
F4-23a/A16	-0,1	158,4	0,91	0,2
F4-23a/A17	-0,1			
F4-23a/C1	-1,0	239,7	0,82	1,7
F4-23a/C2	-1,2	286,1	0,74	2,1
F4-23a/C3	-1,3	206,7	0,87	2,2
F4-23a/C4	-1,2	176,3	0,91	2,1
F4-23a/C5	-0,4	172,8	0,90	0,7
F4-23a/C6	-0,4	157,7	0,91	0,7

ANEXO 3: Dados obtidos a partir dos testes microtermométricos realizados nas inclusões fluidas aquosas saturadas.

Amostra	Tf H₂O (°C)	Te (°C)	Th (°C)	TDH (°C)	Densidade (g/cm³)	Salinidade (% peso eq. de NaCl)
F1-8b/D1	-22,3		347,7			
F1-8b/D2	-14,6		356,8			
F1-8b/D3	-10,8					
F1-8b/D4	-8,3					
F1-8b/D5	-10,6	-33,4				
F1-8b/C1	-22,8					
F1-8b/C2	-5,6		142,6	487,3	1,38	58,0
F1-8b/C3	-8,3		242,3	492,0	1,39	58,7
F1-8b/C4	-11,8		314,1	426,4	1,21	50,4
F1-8b/C5	-24,5					
F1-8b/C6	-14,2					
F1-8b/C7	-19,4					
F1-8b/B1	-20,7	-30,1				
F1-8b/B2	-21,8	-30,2				
F1-8b/B3	-16,9	-34,0				
F1-8b/B4	-16,4	-27,1				
F1-8b/B5	-22,3					
F1-8b/B6	-9,0					
F1-8b/B7	-4,8					
F1-8b/B8	-8,6					
F1-8b/B9	-17,2					
F1-8b/B10	-19,9					
F1-8b/B11	-4,9					
F1-8b/B12	-6,6	-35,2	300,8	432,7	1,23	51,1
F1-8b/B13	-5,6		180,9	418,1	1,30	49,5
F1-8b/B14	-11,0		356,2	448,3	1,08	43,0
F1-8b/B15	-19,5	-33,1				
F1-8b/B16	-26,4	-47,8				
F1-8b/B17	-14,1	-31,1				
F1-8b/B18	-15,6	-28,5				
F1-8b/B19	-9,6	-44,3				
F4-27b/D1	-21,8					
F4-27b/D2	-12,7					
F4-27b/D3	-22,2	-34,1	209,0	458,1	1,23	54,3
F4-27b/D4	-24,3	-37,9	228,2	513,9	1,41	61,5
F4-27b/D5	-24,8	-41,1				
F4-27b/D6	-21,2					
F4-27b/D8	-18,3	-44,3				

Amostra	Tf H₂O (°C)	Te (°C)	Th (°C)	TDH (°C)	Densidade (g/cm³)	Salinidade (% peso eq. de NaCl)
F4-27b/D9	-22,1					
F4-27b/D10	-19,6					
F4-27b/D11	-13,2	-47,7				
F4-27b/D12	-16,8					
F4-27b/D13	-15,6	-48,2				
F4-27b/B1	-16,4					
F4-27b/B2	-22,0	-41,6				
F4-27b/B3	-20,5	-44,3				
F4-27b/B4	-21,8	-36,3				
F4-27b/B5	-17,0	-36,2				
F4-27b/B6	-20,9					
F4-27b/B7	-21,2	-37,8	278,6	326,3	1,13	40,3
F4-27b/B8	-20,2		282,4	343,5	1,15	41,8
F4-27b/B9	-19,3		292,9	382,3	1,18	45,5
F4-27b/B10	-23,8	-40,6	271,2	361,0	1,17	43,4
F4-27b/B11	-23,6	-39,7	265,5	335,1	1,15	41,0
F4-27b/B12	-20,1	-38,9				
F4-27b/B13	-26,1	-47,8				
F4-27b/B14	-10,5					
F4-27b/B15	-14,6		319,8	384,3	1,15	45,7
F4-27b/B16	-20,1	37,6				
F4-27b/B17	-14,6		335,4	417,1	1,18	49,3
F4-26c2/A1	-19,3		324,7	413,9	1,18	48,8
F4-26c2/A2	-21,6		342,7	435,6	1,20	51,4
F4-26c2/A3	-17,2		312,6	399,3	1,18	47,3
F4-26c2/A4	-15,6					
F4-26c2/A5	-21,9					
F4-26c2/A6	-22,9					
F4-26c2/A7	-14,4					
F4-26c2/A8	-25,1	-39,3	198,7	305,9	1,19	38,6
F4-23a/B1	-23,1	-37,4	187,2	286,2	1,18	37,1
F4-23a/B2	-24,6	-39,7				

ANEXO 4: Dados obtidos a partir dos testes microtermométricos realizados nas inclusões fluidas aquocarbônicas.

Amostra	Tf CO₂ (°C)	Tf H₂O (°C)	Th CO₂ (°C)	Th Tot. (°C)	Densidade (g/cm ³)	Salinidade (% peso eq.NaCl)
F4-23a/A1	-56,7	-0,6	31,6	443,1	0,536	1,1
F4-23a/A2	-56,4	-0,8	31,6	430,3	0,536	1,4
F4-23a/A3	-57,1	-0,4				0,7
F4-23a/A4	-57,1	-0,9				1,6
F4-23a/A5	-56,7	-1,1				1,7
F4-23a/A6	-57,6	-0,6				1,1

Anexo 5- Análise química por microsonda eletrônica das cloritas hidrotermais do depósito do Palito. Número de cátions calculados com base em 14 oxigênios. Teores calculados de H₂O não foram utilizados para o cálculo do número de cátions.

	F1-12B/C4	F1-12B/C8	F1-16C/C2	F1-16C/C3	F1-16C/C5-1	F1-16C/C5-2	F1-16C/C6-1	F1-16C/C6-2
SiO ₂	22,80	22,53	22,00	21,90	22,91	21,67	23,39	21,72
Al ₂ O ₃	17,43	17,62	18,79	18,91	19,03	18,32	17,80	18,30
TiO ₂	0,12	0,12	0,30	0,08	0,14	0,05	0,15	0,07
Cr ₂ O ₃	0,00	0,05	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	41,04	40,79	41,40	41,33	39,26	41,41	41,05	41,89
MgO	3,31	3,65	2,67	3,06	4,17	3,84	3,41	3,20
MnO	0,87	1,10	0,41	0,63	0,70	0,61	0,39	0,38
CaO	0,15	0,10	0,03	0,10	0,07	0,05	0,09	0,04
NiO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01
Na ₂ O	0,18	0,09	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,09
K ₂ O	0,05	0,07	0,10	0,04	0,02	0,04	0,10	0,03
H ₂ O	10,02	10,04	10,00	10,05	10,23	10,00	10,14	9,95
Total	95,95	96,16	95,69	96,29	96,53	96,00	96,52	95,67
Nº de cátions com base em 14(O)								
Si ⁺⁴	2,73	2,69	2,64	2,61	2,69	2,60	2,77	2,62
Al ^{IV}	1,27	1,31	1,36	1,39	1,31	1,40	1,23	1,38
Al ^{VI}	1,19	1,17	1,30	1,27	1,32	1,19	1,25	1,22
Ti ⁺⁴	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Fe ⁺³	0,07	0,12	0,04	0,10	0,00	0,21	0,00	0,16
Fe ⁺²	4,04	3,96	4,12	4,02	3,86	3,94	4,09	4,06
Mg ⁺²	0,59	0,65	0,48	0,54	0,73	0,69	0,60	0,57
Mn ⁺²	0,09	0,11	0,04	0,06	0,07	0,06	0,04	0,04
Ca ⁺²	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na ⁺	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02
K ⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
(OH) ⁻	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Fe/Fe+Mg	0,84	0,83	0,83	0,86	0,83	0,84	0,86	0,86

	F1-16C/C7	F4-26B/C1	F4-26B/C2	F4-26B/C3	F4-26B/C4	F4-26B/C6	F4-26E/C3	F4-26E/C6-1
SiO ₂	21,95	21,50	21,92	22,78	22,93	23,88	23,93	23,19
Al ₂ O ₃	17,55	19,59	19,37	19,37	19,97	20,00	18,79	19,01
TiO ₂	0,17	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,07	0,05
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,02
FeO	42,37	44,04	40,96	40,34	42,22	36,59	36,21	38,42
MgO	3,05	1,31	1,96	3,2	2,34	6,86	6,69	4,87
MnO	0,37	0,29	0,36	0,25	0,31	0,36	0,26	0,32
CaO	0,04	0,12	0,80	0,03	0,05	0,11	0,13	0,06
NiO	0,00	0,01	0,03	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00
Na ₂ O	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,03
H ₂ O	9,90	10,01	9,98	10,17	10,31	10,67	10,44	10,27
Total	95,44	96,89	95,42	96,22	98,17	98,60	96,58	96,26
	Nº de cátions com base em 14(O)							
Si ⁺⁴	2,66	2,58	2,63	2,69	2,67	2,69	2,75	2,71
Al ^{IV}	1,34	1,42	1,37	1,31	1,33	1,31	1,25	1,29
Al ^{VI}	1,17	1,34	1,38	1,38	1,41	1,34	1,29	1,33
Ti ⁺⁴	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe ⁺³	0,16	0,08	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Fe ⁺²	4,13	4,33	4,13	4,05	4,18	3,47	3,53	3,80
Mg ⁺²	0,55	0,23	0,35	0,56	0,41	1,15	1,15	0,85
Mn ⁺²	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Ca ⁺²	0,00	0,01	0,10	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01
Na ⁺	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K ⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
(OH) ⁻	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Fe/Fe+Mg	0,87	0,94	0,89	0,87	0,90	0,74	0,75	0,81

	F4-26E/C9-1	F4-26F1/C5-1	F4-26F1/C5-2	F4-26F1/C5-3	F4-26F1-C8	F4-26E/C6-2
SiO ₂	22,56	22,50	21,00	20,95	22,08	23,72
Al ₂ O ₃	19,36	18,19	19,59	19,39	18,25	18,11
TiO ₂	0,08	0,02	0,05	0,03	0,05	0,20
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
FeO	38,84	41,34	43,30	44,83	44,08	40,07
MgO	5,06	2,85	1,14	0,73	1,35	4,76
MnO	0,30	0,09	0,14	0,18	0,11	0,21
CaO	0,04	0,22	0,21	0,05	0,03	0,05
NiO	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,02
Na ₂ O	0,00	0,08	0,16	0,00	0,00	0,16
K ₂ O	0,01	0,14	0,06	0,03	0,05	0,02
H ₂ O	10,26	9,98	9,87	9,85	9,90	10,35
Total	96,52	95,47	95,58	96,03	95,89	97,67
	Nº de cátions com base em 14(O)					
Si ⁺⁴	2,64	2,70	2,55	2,55	2,68	2,75
Al ^{IV}	1,36	1,30	1,45	1,45	1,32	1,25
Al ^{VI}	1,30	1,28	1,36	1,33	1,28	1,22
Ti ⁺⁴	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe ⁺³	0,05	0,02	0,08	0,12	0,04	0,01
Fe ⁺²	3,74	4,14	4,32	4,45	4,43	3,88
Mg ⁺²	0,88	0,51	0,21	0,13	0,24	0,82
Mn ⁺²	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
Ca ⁺²	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01
Na ⁺	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,04
K ⁺	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00
(OH) ⁻	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Fe/Fe+Mg	0,80	0,87	0,94	0,97	0,94	0,81

Anexo 6- Temperaturas de cristalização da clorita hidrotermal do depósito aurífero do Palito, calculadas com base nas equações de Kranidiotis & MacLean (1987), Cathelineau (1988) e Zang & Fyfe (1995), a partir de análises químicas em microsonda eletrônica.

Amostras	Fe ⁺² /Fe ⁺² +Mg	Kranidiotis & MacLean (1987) ¹			Cathelineau (1988) ²		Zang & Fyfe (1995) ³		
		Al ^{IV} /28(O)	Al ^{IV} _{Corr}	T (°C)	Al ^{IV} /14(O)	T (°C)	Al ^{IV} /28(O)	Al ^{IV} _{Corr}	T (°C)
F1-12B/C4	0,84	2,5414	3,1294	349,72	1,2707	347,22	2,5414	2,1014	240,75
F1-12B/C8	0,83	2,6162	3,1972	356,9	1,3081	359,26	2,6162	2,185	249,61
F1-16C/C2	0,88	2,7218	3,3378	371,81	1,3609	376,26	2,7218	2,2466	256,14
F1-16C/C3	0,86	2,7736	3,3756	375,81	1,3868	384,6	2,7736	2,316	263,5
F1-16C/C5-1	0,83	2,6276	3,2086	358,11	1,3138	361,1	2,6276	2,1964	250,82
F1-16C/C5-2	0,84	2,8022	3,3902	377,36	1,4011	389,21	2,8022	2,3622	268,39
F1-16C/C6-1	0,86	2,4686	3,0706	343,48	1,2343	335,5	2,4686	2,011	231,17
F1-16C/C6-2	0,86	2,7652	3,3672	374,92	1,3826	383,25	2,7652	2,3076	262,61
F1-16C/C7	0,87	2,682	3,291	366,85	1,341	369,86	2,682	2,2156	252,85
F4-21C/C2	0,69	2,2066	2,6896	303,1	1,1033	293,32	2,2066	1,8986	219,25
F4-26B/C1	0,94	2,8476	3,5056	389,59	1,4238	396,52	2,8476	2,3196	263,88
F426B/C2	0,89	2,7308	3,3538	373,5	1,3654	377,71	2,7308	2,2468	256,16
F426B/C3	0,87	2,6236	3,2326	360,66	1,3118	360,45	2,6236	2,1572	246,66
F426B/C4	0,9	2,6632	3,2932	367,08	1,3316	366,83	2,6632	2,1704	248,06
F426B/C6	0,74	2,6298	3,1478	351,67	1,3149	361,45	2,6298	2,2778	259,45
F426E/C3	0,75	2,5022	3,0272	338,88	1,2511	340,91	2,5022	2,1414	244,99
F426E/C6-1	0,81	2,5816	3,1486	351,75	1,2908	353,69	2,5816	2,168	247,81
F426E/C6-2	0,81	2,5008	3,0678	343,19	1,2504	340,68	2,5008	2,0872	239,24
F426E/C9-1	0,8	2,7282	3,2882	366,55	1,3641	377,29	2,7282	2,3234	264,28
F426F1/C5-1	0,87	2,5948	3,2038	357,6	1,2974	355,82	2,5948	2,1284	243,61
F426F1/C5-2	0,94	2,8956	3,5536	394,68	1,4478	404,24	2,8956	2,3676	268,97
F426F1/C5-3	0,97	2,9006	3,5796	397,44	1,4503	405,05	2,9006	2,3462	266,7
F426F1/C8	0,94	2,6492	3,3072	368,56	1,3246	364,57	2,6492	2,1212	242,85

¹ Equação de Kranidiotis & MacLean (1987): $T(^{\circ}\text{C}) = 106 \text{ Al}^{\text{IV}}_{\text{Corr}} + 18$. $\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{Corr}} = \text{Al}^{\text{IV}} + 0,7 \text{ Fe/Fe+Mg}$. Al^{IV} calculado para 28(O).

² Equação de Cathelineau (1988): $T(^{\circ}\text{C}) = 321,98 \text{ Al}^{\text{IV}} - 61,92$. Al^{IV} calculado (sem correção) para 14(O).

³ Equação de Zang & Fyfe (1995): $T(^{\circ}\text{C}) = 106 \text{ Al}^{\text{IV}}_{\text{Corr}} + 18$. $\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{Corr}} = \text{Al}^{\text{IV}} - 0,88 \text{ Fe/Fe+Mg} + 0,2992$. Al^{IV} calculado para 28(O).

Al^{IV} = Al tetraédrico calculado (sem correção). $\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{Corr}}$ = Al tetraédrico corrigido.