

**Universidade Federal do Pará**  
**Centro de Geociências**  
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“MINERAIS ÓXIDOS DE Fe e Ti E SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA EM  
VULCÂNICAS E GRANITÓIDES PROTEROZÓICOS DA VILA  
RIOZINHO, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS”**

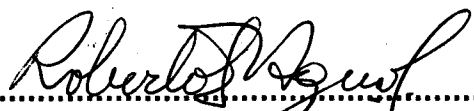
TESE APRESENTADA POR

**MARCO AURÉLIO BENEVIDES MAIA FIGUEIREDO**

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em  
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação: 22.12.1999

**Comitê de Tese:**

  
.....  
ROBERTO DALL'AGNOL (Orientador)

  
.....  
SILVIO ROBERTO FARIAS VLACH

  
.....  
EVANDRO FERNANDES DE LIMA

## DEDICATÓRIA

*Sempre acreditei que qualquer conquista pessoal é fruto de muito trabalho, renúncia e dedicação. Entretanto, jamais considerarei este trabalho como unicamente meu. Por isso, dedico a você EDI, que não mediu esforço e colaboração para a conquista desse projeto pessoal, a você minha filha FERNANDA, que nos trouxe mais felicidade em nosso lar, e a você meu pai FRANCISCO e minha mãe CARMEM, minha gratidão ilimitada.*

## AGRADECIMENTOS

Manifesto meus sinceros agradecimentos a todos que contribuíram para a realização deste trabalho, em especial:

À Universidade Federal do Pará, por intermédio do Centro de Geociências, pela infraestrutura disponibilizada durante o curso de Pós-Graduação.

Ao Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de estudo e ao PADCT/FINEP/FADESP pelo auxílio fornecido através do convênio 04200/98.

À empresa Rio Tinto Desenvolvimento Minerais (RTDM) pelo apoio logístico e financeiro e pela liberação de informações inéditas e amostras da região estudada; a Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) Belém, em particular ao geólogo Marcelo Vasquez nos trabalhos de campo.

Ao Prof. Roberto Dall'Agnol pela oportunidade, apoio e orientação ao longo de minha formação profissional.

À geóloga Marília S de Magalhães pelos ensinamentos iniciais na Petrologia Magnética.

Ao amigo Cláudio Lamarão pela liberação de informações inéditas de sua tese de Doutorado e ajuda ao longo deste trabalho.

Ao Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG), do Centro de Geociências da UFPA, pelo suporte técnico ao longo do desenvolvimento dessa pesquisa.

Aos amigos integrantes do GPPG, por contribuições diversas, companhia e amizade, sempre presentes no grupo.

Aos Profs. Silvio Vlach e Evandro Lima por suas críticas e sugestões.

Ao Prof. Thomas Scheller pela sua indispensável contribuição no Laboratório de Petrologia Magnética (LPM).

Ao Departamento de Geoquímica e Petrologia (DGP) pelo apoio ao LPM.

E a todos que direta e indiretamente contribuíram para a execução deste trabalho.

SUMÁRIO	
DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	vi
LISTA DE ABREVIATURAS.....	x
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	3
<b>1 - INTRODUÇÃO.....</b>	<b>5</b>
<b>2 - CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO REGIONAL.....</b>	<b>7</b>
2.1 – GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA REGIÃO DE MORAIS ALMEIDA E VILA RIOZINHO.....	11
<b>3 – APRESENTAÇÃO DO CONTEÚDO DA DISSERTAÇÃO.....</b>	<b>15</b>
3.1 – APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA.....	15
3.2 – OBJETIVOS.....	16
3.3 – METODOLOGIA DE TRABALHO.....	16
3.3.1 – Pesquisa bibliográfica.....	16
3.3.2 – Mapeamento geológico e amostragem.....	16
3.3.3 – Estudo petrográfico.....	17
3.3.4 – Suscetibilidade magnética.....	17
3.3.5 – Estudo minerográfico.....	20
3.3.6 – Tratamento dos dados.....	20
<b>4 – PROPRIEDADES MAGNÉTICAS DE ROCHAS E MINERAIS: UMA BREVE REVISÃO.....</b>	<b>22</b>
4.1 – DEFINIÇÃO.....	22
4.2 – MAGNETISMO DOS MATERIAIS.....	22
4.2.1 – Tipos de magnetismo.....	22
4.2.2 – Tipos de magnetização.....	24
4.3 – SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DE ROCHAS E MINERAIS.....	25
4.4 – APLICAÇÃO DOS ESTUDOS DE PROPRIEDADE MAGNÉTICA DE ROCHAS E MINERAIS.....	28
<b>5 – PETROGRAFIA, MINERAIS ÓXIDOS DE FE E TI E SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DAS DIFERENTES UNIDADES.....</b>	<b>33</b>
5.1 – GRANITO SÃO JORGE.....	33
5.1.1 – Petrografia.....	33
5.1.1.1 – Fácies Biotita-Hornblenda-Quartzo-Monzodiorito.....	33
5.1.1.2 – Fácies Hornblenda-Biotita-Monzogranito.....	34
5.1.1.3 – Fácies Biotita-Monzogranito.....	36
5.1.1.4 – Fácies Biotita-Leucomonzogranito.....	37
5.1.2 – Minerais óxidos de Fe e Ti.....	38
5.1.2.1 – Fácies Biotita-Hornblenda-Quartzo-Monzodiorito.....	38

5.1.2.2 - Fácies Hornblenda-Biotita-Monzogranito.....	42
5.1.2.3 - Fácies Biotita-Monzogranito.....	46
5.1.2.4 - Fácies Biotita-Leucomonzogranito.....	50
<b>5.1.3 – Suscetibilidade magnética.....</b>	<b>53</b>
5.1.3.1 – Apresentação dos dados.....	53
5.1.3.2 – Relação entre SM e Fácies.....	57
5.1.3.3 – Relações entre SM e conteúdo mineral.....	61
<b>5.1.4 – Características mineralógica e magnéticas do Gsj na área mineralizada.....</b>	<b>65</b>
5.2 – GRANITO JARDIM DO OURO.....	72
<b>5.2.1 – Petrografia.....</b>	<b>72</b>
<b>5.2.2 - Minerais óxidos de Fe e Ti e outros minerais opacos.....</b>	<b>73</b>
<b>5.2.3 – Suscetibilidade magnética.....</b>	<b>78</b>
5.2.3.1 – Apresentação dos dados.....	78
5.3 – GRANITOS SUBALCALINOS DE MORAIS ALMEIDA.....	80
<b>5.3.1 – Petrografia.....</b>	<b>80</b>
<b>5.3.2 – Minerais óxidos de Fe e Ti e outros minerais opacos.....</b>	<b>82</b>
<b>5.3.3 – Suscetibilidade magnética.....</b>	<b>87</b>
5.3.3.1 – Apresentação dos dados.....	87
5.3.3.2 – Relação entre SM e conteúdo mineral.....	92
5.4 – RIOLITOS E IGNIMBRITOS DE MORAIS ALMEIDA.....	94
<b>5.4.1 – Petrografia.....</b>	<b>94</b>
<b>5.4.2 – Minerais óxidos de Fe e Ti e outros minerais opacos.....</b>	<b>95</b>
<b>5.4.3 – Suscetibilidade magnética.....</b>	<b>102</b>
5.4.3.1 – Apresentação dos dados.....	102
5.5 – VULCÂNICAS DE VILA RIOZINHO.....	106
<b>5.5.1 – Petrografia.....</b>	<b>106</b>
<b>5.5.2 – Minerais óxidos de Fe e Ti e outros minerais opacos.....</b>	<b>106</b>
<b>5.5.3 – Suscetibilidade magnética.....</b>	<b>111</b>
5.5.3.1- Apresentação dos dados.....	111
<b>6 – COMPARAÇÕES ENTRE OS GRANITÓIDES, AS SEQUÊNCIAS VULCÂNICAS ESTUDADAS E IMPLICAÇÕES DOS ESTUDOS DE SM E OPACOS.....</b>	<b>113</b>
6.1 – COMPARAÇÕES ENTRE AS ROCHAS ESTUDADAS.....	113
6.1.1 – Comparações entre os granitos São Jorge, Jardim do Ouro e subalcalino de Morais Almeida.....	113
6.1.2 – Associação vulcânica de Morais Almeida e Vila Riozinho.....	118
6.2 – VARIAÇÕES TEXTURAIS E DE FASE DOS ÓXIDOS DE FE E TI E PROCESSOS DE OXIDAÇÃO.....	121
6.3 – FUGACIDADE DE OXIGÊNIO.....	125
6.4 – TIPOLOGIA.....	131
<b>6.4.1 – Granitos das séries magnetita e ilmenita.....</b>	<b>131</b>
<b>6.4.2 – Tipologia das rochas graníticas estudadas.....</b>	<b>133</b>
6.5 – POTÊNCIAL METALOGENÉTICO.....	137

6.6 – TRANSFORMAÇÕES HIDROTERMAIS <i>VERSUS</i> SM E OPACOS.....	140
<b>7 – COMPARAÇÕES COM OUTRAS ASSOCIAÇÕES MAGMÁTICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO.....</b>	<b>144</b>
7.1 – COMPARAÇÃO EM TERMOS DO COMPORTAMENTO DE SM DO GRANITO SÃO JORGE E GRANITÓIDES COM ALTA SM DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	147
7.2 – GRANITÓIDES COM BAIXA SM.....	151
<b>8 – CONCLUSÕES.....</b>	<b>154</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>159</b>

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### FIGURAS

Figura 1 –	Mapa geológico parcial simplificado da Folha Riozinho (PMT).....	9
Figura 2 –	Mapa geológico da região de Morais Almeida-Vila Riozinho (PMT).....	12
Figura 3 –	Tipos de bobinas que podem ser utilizadas no suscetibilímetro SI-1.....	18
Figura 4 –	Representação esquemática dos domínios de materiais ferromagnéticos.....	24
Figura 5 –	Diagrama ternário do sistema $TiO_2$ -FeO- $Fe_2O_3$ .....	27
Figura 6 –	Cristais hipidiomórficos de Magnetita inclusos em feldspato, sem evidências de martitização (a) e corroídos pela cloritização (b).....	39
Figura 7 –	Cristais de Mt corroídos com lamelas de Ilm T associada.....	40
Figura 8 –	Cristal de Mt mostrando Ilm T (a) e Ilm S (b) associadas.....	40
Figura 9 –	Cristais de Mt corroídos com Ilm C associada.....	41
Figura 10 –	Cristais xenomórficos de Ilm I transformada.....	41
Figura 11 –	Cristal xenomórfico de Py corroído (a) e associada com Mt e Ilm I (b).....	42
Figura 12 –	Magnetita sem corrosão e martitização (a); corroída (b).....	43
Figura 13 –	Cristais xenomórficos de Ilm I mostrando intercrescimento com Hm.....	44
Figura 14 –	Magnetita incipientemente martitizada (a); Ilm I intercrescida com Hm.....	45
Figura 15 –	Cristal hipidiomórfico de Py associada a ferromagnesianos.....	46
Figura 16 –	Cristal de Mt pouco transformado (a); associado a titanita (b); incipientemente martitizado (c) e moderadamente martitizado (d).....	47
Figura 17 –	Cristal de Ilm mostrando lamelas de exsolução de Hm.....	48
Figura 18 –	Magnetita martitizada na borda (a) e em todo o cristal (b).....	49
Figura 19 –	Cristal de Cpy hipidiomórfico isolado (a) e em grãos xenomórficos (b).....	49
Figura 20 –	Cristais de Mt disseminados (a); Cristal de Mt martitizado (b).....	50
Figura 21 –	Magnetita intensamente martitizada mostrando feições de corrosão (a); Cristal de Ilm com exsolução de Hm.....	51
Figura 22 –	Cristais de Mt mostrando a intensidade e as formas de martitização.....	52
Figura 23 –	Histograma de frequência (a), polígono de frequência (b) e gráfico de probabilidade do Granito São Jorge.....	56
Figura 24 –	Mapa de variação de SM das várias fácies do Granito São Jorge.....	58
Figura 25 –	Histograma de frequência mostrando a distribuição das diferentes fácies do Granito São Jorge.....	60
Figura 26 –	Desenho esquemático da distribuição dos valores de SM das diferentes fácies do Granito São Jorge.....	60
Figura 27 –	Diagrama mostrando o comportamento dos valores entre SM e os conteúdos modais de opacos (a), total de máficos (b), anfibólio (c), biotita (d), clorita (e) e titanita (f).....	63
Figura 28 –	Diagrama mostrando o comportamento de SM e dos conteúdos modais de álcali-feldspato (a), quartzo (b) e plagioclásio (c).....	64
Figura 29 –	Perfil esquemático e descrição do furo 7 da área mineralizada do Gsj.....	66
Figura 30 –	Perfil esquemático do furo 7 da área mineralizada do Gsj mostrando a variação da SM ao longo do perfil.....	67
Figura 31 –	Perfil esquemático e descrição do furo 6 da área mineralizada do Gsj.....	68

Figura 32 – Perfil esquemático do furo 6 da área mineralizada do Gsj mostrando a variação da SM ao longo do perfil.....	69
Figura 33 – Polígonos (a) e histogramas de frequência (b), comparativos, referentes aos dados de SM dos furos de sondagem (F7 e F6) e amostras de superfície do Gsj.....	71
Figura 34 – Cristal de Mt mostrando o desenvolvimento incipiente de lamelas de martita..	74
Figura 35 – Cristais hipidiomórficos de Ilm I, associados a ferromagnesianos.....	75
Figura 36 – Feições texturais dos cristais de Ilm C associados a Mt.....	75
Figura 37 – Feições texturais da Ilm S associada a magnetita.....	76
Figura 38 – Detalhe de intercrescimentos de Mt martitzada e Ilm T.....	76
Figura 39 – Ilm P associada a Mt, parcialmente martitzada.....	76
Figura 40 – Feições texturais de ilmenitas pseudomorfisadas: a) Ilm I, b) Ilm C.....	77
Figura 41 – Cristais de Mt mostrando os aspectos texturais dominantes da martitização ao longo das várias direções de clivagem da Mt.....	77
Figura 42 – Histograma de frequência referente aos dados de SM do Granito Jardim do Ouro comparado com os do Granito São Jorge.....	79
Figura 43 – Cristais de magnetita: a) incluso em feldspato; b) martitzada, mostrando a presença de Ilm T e P associadas.....	83
Figura 44 – Cristal de Ilm I incluso em feldspato (a); Ilm C intercrescida com Hm.....	84
Figura 45 – Detalhes de cristais de Mt martitzados mostrando: a) Ilm T; b) Ilm P.....	84
Figura 46 – Aspecto textural das Ilm C com diferentes intensidades de martitização.....	85
Figura 47 – Aspecto textural dos cristais de magnetita mostrando as diferentes intensidades do processo de martitização.....	86
Figura 48 – Histograma de frequência a); polígono de frequência b) e gráfico de probabilidade normal referente aos dados de SM do granito subalcalino de Morais Almeida.....	89
Figura 49 – Mapa de variação de SM dos granitos subalcalinos de Morais Almeida.....	91
Figura 50 – Diagramas mostrando as relações entre o comportamento de SM e o conteúdo modal de: a) opacos, b) máficos, c) biotita e d) clorita dos granitos subalcalinos de Morais Almeida.....	93
Figura 51 – Cristais de magnetita disseminados em feldspatos a); b) Mt xenomórfica e corroída com bordas transformadas.....	96
Figura 52 – Aspecto textura dos diferentes tipos de ilmenitas observados nos riolitos de Morais Almeida.....	97
Figura 53 – Aspectos texturais dos cristais de pirita disseminados nos riolitos de Morais Almeida.....	98
Figura 54 – Aspectos texturais dos cristais de magnetita que ocorrem nos ignimbritos de Morais Almeida.....	99
Figura 55 – Feições texturais de cristais de magnetita afetados por processos de martitização intenso e das ilmenitas associadas.....	100
Figura 56 – Magnetita fortemente martitzada mostrando: a) fantasmas de lamelas de Ilm T; b) Ilm C intercrescida com Hm.....	101
Figura 57 – Histogramas de frequência referente aos dados de SM da associação vulcânica de Morais Almeida.....	105

Figura 58 – Cristais de Mt mostrando diferentes intensidades de martitização nos dacitos de Vila Riozinho.....	107
Figura 59 – Cristais de Ilm I mostrando exsolução de Hm nos dacitos de Vila Riozinho....	107
Figura 60 – Cristais de Mt intensamente martitizados nos dacitos de Vila Riozinho.....	108
Figura 61 – Cristais de Py disseminadas nos dacitos de Vila Riozinho.....	108
Figura 62 – Cristais de covelita nos dacitos de Vila Riozinho.....	108
Figura 63 – Formas de ocorrência dos cristais de Mt nos andesitos de Vila Riozinho.....	109
Figura 64 – Aspectos texturais das diferentes formas de ocorrência de ilmenita nos andesitos de Vila Riozinho.....	110
Figura 65 – Cristal xenomórfico de pirita dos andesitos de Vila Riozinho.....	111
Figura 66 – Histograma de freqüência referente aos dados de SM da associação vulcânica de Vila Riozinho.....	112
Figura 67 – Histogramas a) e polígonos de freqüência b) referente aos dados de SM dos granitóides estudados.....	116
Figura 68 – Histograma de freqüência referente aos dados de SM das associações vulcânicas que ocorrem em Morais Almeida e Vila Riozinho.....	120
Figura 69 – Diagrama Log $fO_2$ – T mostrando os domínios de estabilidade de diferentes fases portadoras de Fe, em função dos seus vários estados de oxidação.....	126
Figura 70 – Diagrama T - $fO_2$ , mostrando a disposição dos tampões HM, HITMQ, NNO e FMQ.....	128
Figura 71 – Diagramas discriminantes entre o conteúdo modal de opacos e SM (a) e entre os conteúdos modais de opacos e de feldspato potássico + quartzo (b).....	134
Figura 72 – Gráficos de probabilidade normal referentes aos dados de SM do Granito São Jorge nos furos 7 (a) e 6 (b).....	143
Figura 73 – Histograma (a) e polígono de freqüência (b) referentes aos dados de SM dos granitos Antônio Vicente, Pedra Branca, Serra dos Carajás, Madeira, Água Boa, Velho Guilherme e Mocambo.....	145
Figura 74 – Histograma (a) e polígono de freqüência (b) referentes aos dados de SM dos granitos Uapés, Água Branca, Jamon e Musa.....	146
Figura 75 – Polígonos de freqüência referente aos dados de SM dos granitóides do grupo com altos valores de SM.....	148
Figura 76 – Polígonos de freqüência referente aos dados de SM de alguns granitos estaníferos do Cráton Amazônico comparados com o do Granito subcalalino de Morais Almeida.....	152

## TABELAS

Tabela 1 –	Suscetibilidade magnética de algumas rochas.....	26
Tabela 2 –	Propriedades dos principais minerais magnéticos formadores de rochas.....	26
Tabela 3 –	Suscetibilidade magnética de alguns minerais.....	28
Tabela 4 –	Dados de suscetibilidade magnética do Granito São Jorge.....	54
Tabela 5 –	Parâmetros estatísticos dos dados de SM do Granito São Jorge.....	55
Tabela 6 –	Percentís dos dados de SM do Granito São Jorge.....	55
Tabela 7 –	Análises modais das variedades petrográficas do Granito São Jorge.....	62
Tabela 8 –	Dados de suscetibilidade magnética do Granito Jardim do Ouro.....	78
Tabela 9 –	Dados de suscetibilidade magnética do granito subalcalino de Morais Almeida.....	88
Tabela 10 –	Parâmetros estatísticos dos dados de SM do granito subalcalino de Morais Almeida.....	88
Tabela 11 –	Percentís dos dados de suscetibilidade magnética do granito subalcalino de Morais Almeida.....	88
Tabela 12 –	Dados de suscetibilidade magnética dos riolitos de Morais Almeida.....	102
Tabela 13 –	Parâmetros estatísticos dos dados de suscetibilidade magnética dos riolitos de Morais Almeida.....	102
Tabela 14 –	Dados de suscetibilidade magnética dos ignimbritos de Morais Almeida.....	103
Tabela 15 –	Parâmetros estatísticos dos dados de suscetibilidade magnética dos ignimbritos de Morais Almeida.....	103
Tabela 16 –	Percentís dos dados de suscetibilidade magnética dos ignimbritos de Morais Almeida.....	104
Tabela 17 –	Dados de suscetibilidade magnética da associação vulcânica de Vila Riozinho.....	112
Tabela 18 –	Varição dos valores de SM dos granitóides estudados.....	114
Tabela 19 –	Características dos minerais óxidos de Fe e Ti dos granitóides estudados.....	118
Tabela 20 –	Características dos minerais óxidos de Fe e Ti observados nas associações vulcânicas.....	121
Tabela 21 –	Sumário de algumas características magnéticas dos granitos São Jorge, Musa, Jamon e Redenção.....	149
Tabela 22 –	Características dos minerais óxidos de Fe e Ti observadas nos granitos São Jorge, Musa, Jamon e Redenção.....	151

## LISTA DE ABREVIATURAS

Gsj: Granito São Jorge	$fO_2$ : fugacidade de oxigênio
Gjo: Granito Jardim do Ouro	FMQ: faialita-magnetita-quartzo
GSma: granito subalcalino de Morais Almeida	HM: hematita-magnetita
Igma: ignimbritos de Morais Almeida	NNO: níquel-óxido de níquel
Rlma: Riolitos de Morais Almeida	HITMQ: hedembergita-ilmenita-titanita-magnetita- Quartzo
Gj: Granito Jamon	LR: luz refletida
BHQMZD: biotita-honblenda-quartzo-monozodiorito	LN: luz natural
HBMZG: honblenda-biotita-monzogranito	SM: suscetibilidade magnética
BMZG: biotita monzogranito	Siv: sistema internacinal volumétrico
BLMZG: biotita-leucomonzogranito	SI-emu: unidade eletromagnética no sistema internacional
Tmt: titanomagnetita	PAC: Província Amazônia Central
Mt: magnetita	PMT: Província Mineral do Tapajós
Hm: hematita	SIC: Suíte Intrusiva Creporizão
Mrt: martita	SMJ: Suíte Metamórfica Jacareacanga
Ilm: ilmenita	SMC: Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú
Ilm T: ilmenita em treliça	SIM: Suíte Intrusiva Maloquinha
Ilm I: ilmenita individual	F7: furo 7
Ilm C: ilmenita composta	F6: furo 6
Ilm P: ilmenita em manchas ( <i>patch</i> )	
Ilm S: ilmenita sanduiche	
Py: pirita	
Cpy: calcopirita	
Cov: covelita	

## RESUMO

O estudo de suscetibilidade magnética (SM) e da minerografia de minerais óxidos de Fe e Ti em granitóides e rochas vulcânicas da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, permitiu discutir as relações entre as variações do comportamento magnético e os processos que ocorreram durante a evolução dessas rochas, bem como estimar as condições de fugacidade de oxigênio ( $fO_2$ ) para a sua formação e estabelecer comparações com rochas similares do Cráton Amazônico.

Duas associações vulcânicas e três corpos granitóides de idades paleoproterozóicas, foram selecionados. A associação vulcânica de Morais Almeida (1,88 Ga), é formada por riolitos e ignimbritos, ao passo que a de Vila Riozinho (2,0 Ga) é formada por dacitos e andesitos com riolitos subordinados. Entre os granitóides, foram estudados o granito subalcalino de Morais Almeida (1,88 Ga) e os granitos cálcico-alcalinos São Jorge (1,98 Ga, mineralizado a ouro) e Jardim do Ouro (1,88 Ga).

O Granito São Jorge (Gsj) apresenta conteúdos modais expressivos de magnetita (Mt) com ilmenita (Ilm), geralmente intensamente transformada, em proporções subordinadas. As quatro populações magnéticas em que foi dividido, apresentam boa correlação com as fácies petrográficas, observando-se que as variações dos valores de SM nas suas diversas fácies são devidas principalmente aos diferentes graus de martitização da Mt e, de uma fácies para outra, às variações nos conteúdos modais de Mt, refletindo os processos de diferenciação. Condições oxidantes, com  $fO_2$  próxima ao tampão HITMQ, estiveram presentes durante a cristalização do Gsj. Em furos de sondagem de área mineralizada, observou-se um decréscimo dos valores de SM nas zonas mais hidrotermalizadas, evidenciando a desestabilização parcial da Mt pela ação das soluções hidrotermais.

O Granito Jardim do Ouro (Gjo) é similar ao Gsj, diferenciando-se, entretanto, deste, por apresentar conteúdos de opacos e valores de SM inferiores, bem como pela melhor preservação e maior diversidade de tipos texturais de ilmenita. Esse último aspecto, associado à presença menos acentuada de martita na Mt hospedeira, é sugestivo de que as condições de  $fO_2$  durante o estágio pós-magmático foram comparativamente menos oxidantes do que aquelas observadas no Gsj.

As amostras do Granito Subalcalino de Morais Almeida (GSma), em que a Mt não se encontra inteiramente martitizada, apresentam valores de SM similares aqueles observados no Gjo e nas fácies mais evoluídas do Gsj. Entretanto, se considerarmos que as amostras do GSma e

Gjo são, respectivamente, leucogranitos e hornblenda-biotita-monzogranitos, pode-se até mesmo pensar que, para rochas de mesma composição, o GSma seja comparativamente mais magnético que o Gjo. Os polígonos de frequência construídos a partir dos dados de SM do GSma mostraram um comportamento bimodal para o GSma, não observado no Gsj. O conjunto de amostras do GSma com menores valores de SM àquelas mais intensamente martitizadas. Logo, esse contraste com o Gsj é provavelmente devido ao maior grau de oxidação da Mt presente em um número expressivo de amostras do GSma. Os minerais óxidos de Fe e Ti são representados tanto pela Mt quanto pela Ilm. Este corpo granítico mostra maior afinidade com os granitos do tipo A, e se formou em condições um pouco menos oxidantes do que as do Gsj.

Na associação vulcânica de Morais Almeida, os valores inferiores de SM apresentados pelos ignimbritos, em relação aos riolitos, são claramente resultantes do forte processo de oxidação a que foram submetidas essas rochas. Isso é demonstrado conclusivamente pelas feições texturais da Mt, que foi substituída inteiramente por martita, trocando-se uma fase ferrimagnética por outra antiferromagnética.

Na associação vulcânica de Vila Riozinho, dacitos e andesitos apresentaram valores de SM superiores aos ignimbritos e riolitos de Morais Almeida. Tais rochas apresentam-se comparativamente menos afetadas pelos processos de oxidação e, conseqüentemente, preservaram melhor suas propriedades magnéticas. Essas características são sugestivas de que, na região estudada, as associações extrusivas ácidas, mais jovens e possivelmente mais hidratadas, foram mais fortemente oxidadas do que as associações de composição andesítica-dacítica.

Os granitóides paleoproterozóicos da Amazônia Oriental Musa, Jamon e Redenção possuem associações de minerais óxidos de Fe e Ti e comportamento magnético semelhantes ao do Gsj. Os maciços citados distinguem-se, entretanto, do Gsj por serem do tipo A, e subalcalinos. Já o Adamelito Água Branca, cálcico-alcálico e de idade similar a do Gsj, também apresenta valores de SM superpostos com os obtidos no Gsj, porém não se dispõe de estudos sobre seus minerais óxidos de Fe e Ti.

O GSma, por outro lado, apresenta valores máximos de SM que se aproximam mais daqueles das variedades menos evoluídas dos granitóides mineralizados em Sn da Amazônia Oriental (Antônio Vicente, Mocambo, Velho Guilherme) e Ocidental (Água Boa e Madeira). Entretanto, seus valores mínimos de SM são sistematicamente mais elevados do que os das variedades especializadas em Sn. Essa característica do GSma é coerente com a ausência de mineralizações estaníferas associadas ao mesmo.

## ABSTRACT

The study of the magnetic susceptibility (MS) of Fe and Ti oxide minerals from granitoids and volcanic rocks from the Vila Riozinho region, Tapajós Gold Province, has permitted to discuss the relationships between variations of the magnetic behavior and the processes that took place during rock evolution. It was also possible to estimate the oxygen fugacity ( $fO_2$ ) conditions during rock formation. Comparisons between the studied rocks and rocks of similar compositions found in the Amazonian Craton, are done.

Two Proterozoic volcanic assemblage and three granite bodies have been selected. The Morais Almeida volcanic assemblage (1,88 Ga) is composed of rhyolites and ignimbrites, whereas the Vila Riozinho volcanic assemblage (2,0 Ga) is constituted of dacites, andesites and subordinated rhyolites. Among the granites, the Morais Almeida subalkaline granite (1,88 Ga), the São Jorge (1,98 Ga, gold-bearing), and the Jardim do Ouro (1,88 Ga) calc-alkaline granites have been studied.

The São Jorge granite (Gsj) shows significant magnetite (Mt) modal contents and subordinate proportions of Ilmenite (Ilm), which is generally intensely transformed. Four magnetic statistic groups were distinguished. They show a good correlation with the petrographic facies of the pluton. The variations of SM values observed in each facies are due mainly to the different degrees of Mt alteration to martite. The changes in MS values, from one facies to another one, reflect essentially variations of Mt modal contents, that are related to fractionation processes. Relatively oxidizing conditions, with  $fO_2$  near HITMQ buffer, prevailed during the Gsj crystallization. In drill core samples from the mineralized area, it was observed that the SM values decrease in the strongly hydrothermalized zones, indicating a partial destabilization of Mt by the involved fluids.

The Jardim do Ouro granite (Gjo) is similar to the Gsj. It differs from the latter, however, by its lower oxide modal contents and MS values, as well as by showing a better preservation of ilmenite and magnetite and a more important diversity of ilmenite textural types. The fact that magnetite and ilmenite are not intensely altered suggests that the  $fO_2$  conditions during post-magmatic stages were comparatively less oxidizing than those that have affected the Gsj.

The subalkaline Morais Almeida granite (Gsma) presents MS values similar to those measured on rocks from the Gjo and in the more evolved facies of the Gsj. However, considering that the samples from the GSma end Gjo are, respectively, leucogranites and hornblende

monzogranites, it is possible to estimate that, for rocks with the same silica content, the GSma could be more magnetic than the Gjo. Frequency polygons built up with SM data from these granites have shown a bimodal behavior for the GSma, which is not observed for the Gsj. The low MS samples of the GSma show a more intense alteration of magnetite to martite, suggesting that the mentioned contrast between the GSma and Gsj is probably a response to the higher oxidation degree of Mt of the GSma. The Fe-Ti oxides minerals in the GSma are both Mt and Ilm. This granitic body shows affinities with A-type granites, and it was formed in more moderate oxidizing conditions compared to the Gsj.

In the Morais Almeida volcanic sequence, the ignimbrites denote more intense oxidation processes and display lower MS values compared to the rhyolites. In the ignimbrites, Mt was entirely replaced by martite, implying to charge a ferrimagnetic mineral by an antiferromagnetic one.

Dacites and andesites from the Vila Riozinho volcanic sequence present higher SM values than the ignimbrites and rhyolites of Morais Almeida. The formers are comparatively less affected by oxidation processes and, consequently, they better preserve their magnetic properties. These characteristics suggest that, in the studied region, the felsic volcanic sequence, which is younger and probably derived from more hydrated magmas, was more strongly oxidized than the andesite-dacite sequence.

The Musa, Jamon, and Redenção, Paleoproterozoic granites of the Eastern Amazonian region, have Fe-Ti oxide minerals assemblages and magnetic behavior similar to those of the Gsj. The mentioned massifs show, however, A-type and subalkaline signatures which permit to distinguish them from the Gsj. On the other hand, the Água Boa adamellite is calc-alkaline and has an age similar to that of the Gsj. MS values from the Água Boa adamellite are superposed with those of the Gsj, however there are not studies about Fe-Ti mineral oxides in the former.

The GSma, in the other hand, presents maximum SM values which are similar to those from the less evolved tin-bearing granitoids from the Eastern (Antônio Vicente, Mocambo, Velho Guilherme) and from the Western (Água Boa, Madeira) Amazonian region. However, their lower SM values are systematically more elevated than those from the tin-bearing varieties, which is coherent with the absence of cassiterite mineralization associated with the GSma.

## 1 - INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT), localizada na porção central do Cráton Amazônico, caracteriza-se por apresentar um importante e extenso magmatismo vulcano-plutônico de idade predominantemente proterozóica cujas rochas, vulcânicas e plutônicas, são representadas, respectivamente, por seqüências ácidas a intermediárias (riolitos, ignimbritos, dacitos, andesitos e riodacitos), incluídas genericamente no Grupo Uatumã, e por granitóides cálcico-alcálicos (Suíte Creporizão e Parauari) e subalcalinos a alcalinos (Suíte Maloquinha e afins). Além destas unidades, ocorrem, ainda, algumas suites máficas (Gabro Ingarana, Diabásio Crepori e o Álcali-basalto Cachoeira Seca).

O Granito São Jorge (Gsj) é um batólito de idade Paleoproterozóica ( $1.980 \pm 2$  Ma; Lamarão em preparação), com tendência cálcico-alcálica, formado por uma série expandida de biotita-hornblenda-quartzo-monzodiorito (BHQMZD), hornblenda-biotita-monzogranitos (HBMZG), biotita-monzogranitos (BMZG) e biotita-leucomonzogranitos (BLMZG), aflorante às proximidades e a sul de Vila Riozinho, na Província Aurífera do Tapajós.

O estudo das propriedades magnéticas de rochas granitóides, seja a partir da suscetibilidade magnética (SM), anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) ou levantamentos aeromagnéticos é baseado inteiramente no contraste entre as assinaturas e propriedades magnéticas de um pequeno grupo de minerais que corresponde aos minerais óxidos de Fe e Ti, os quais costumam ser constituintes acessórios, mas estão presentes em praticamente todas as rochas (Tarling, 1971). Infelizmente, costumam ser relegados a segundo plano nos estudos petrográficos e apenas mencionados entre os acessórios.

Nesta pesquisa, busca-se definir, a partir do estudo de SM em conjunto com o de minerais opacos, as relações entre o comportamento magnético e os processos magmáticos e pós-magmáticos, bem como discutir as condições de fugacidade de oxigênio ( $fO_2$ ) presentes em diferentes estágios da evolução magmática das diferentes unidades estudadas e estabelecer comparações com rochas similares.

Estudos de SM têm auxiliado na definição do potencial metalogenético de granitóides e permitido a identificação de áreas favoráveis à concentração de minérios (Ishihara, 1981; Hattori, 1987; Magalhães, 1991). Os processos geológicos epigenéticos produzem modificações significativas no sistema original, ocasionando em geral redução nos valores de SM nas zonas alteradas (Studemeister, 1983; Hageskov, 1984 e Criss & Champion, 1984, entre outros). Dessa

forma, tais valores funcionam como um registro de reações químicas, as quais podem, em certos casos, ser detectadas por variações de SM ( Rokov & Solov`yev, 1971; Lapoint et al., 1986; Dall`Agnol et al., 1988). Os dados magnéticos podem permitir a caracterização de regiões com diferentes graus de transformações e, indiretamente, a identificação de zonas mineralizadas.

A classificação japonesa de rochas graníticas em séries magnetita e ilmenita (Ishihara, 1977; 1981) baseia-se em grande parte nas propriedades magnéticas, relacionando as diferentes séries a condições distintas de  $fO_2$ . A primeira seria formada em condições relativamente oxidantes e a segunda em condições redutoras.

Este tipo de estudo também se mostrou importante na caracterização da auréola de contato decorrente do efeito térmico provocado por intrusões graníticas (Magalhães & Dall`Agnol, 1992; Magalhães et al., 1994; Soares, 1996).

Os inúmeros estudos que utilizam o par mineral magnetita-ilmenita para determinar as condições de  $fO_2$  e temperatura em rochas ígneas (Buddington & Lindsley, 1964; Dall`Agnol et al., 1997, entre outros), também demonstraram a importância de pesquisas nessa área.

## 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO REGIONAL

Desde o estabelecimento do caráter cratogênico da região Amazônica e da definição do Cráton Amazônico proposta por Almeida (1978), houve um avanço significativo no seu conhecimento geológico, principalmente nas duas últimas décadas, onde diversas informações geológicas, petrológicas, geocronológicas, estruturais e geofísicas foram divulgadas, permitindo, assim, que províncias estruturais fossem definidas e modelos evolutivos fossem propostos para explicar a evolução geotectônica do Cráton (Issler, 1977; Almeida et al., 1981; Hasui et al., 1984, entre outros).

Paralelamente, foi feita uma tentativa de identificação de unidades geotectônicas com base nos dados geocronológicos disponíveis para a região amazônica e países vizinhos (Cordani et al., 1979; Cordani & Brito Neves, 1982; Teixeira et al., 1989; Tassinari et al., 1996 e Sato & Tassinari, 1997). Tais autores dividiram o Cráton em diferentes províncias cujas idades variam do Arqueano ao Mesoproterozóico. Segundo os modelos mais recentes destes autores, a Província Mineral do Tapajós e a região estudada, situam-se no limite entre as províncias Amazônia Central e Ventuari-Tapajós. A Província Amazônia Central (PAC) representa os terrenos Arqueanos (> 2,3 Ga) parcialmente cobertos por seqüências vulcânicas e sedimentares do Proterozóico.

Dall'Agnol et al. (1994) discutiram as principais características do magmatismo anorogênico da PAC e concluíram que a heterogeneidade da mesma fazia necessária a sua divisão. Tais autores distinguiram na PAC os blocos Oriental, Central e Ocidental. A região estudada e a Província Mineral do Tapajós como um todo situam-se no bloco Central. O mesmo se estende desde os rios Trombetas-Mapuera no Escudo das Guianas, até às regiões dos rios Iriri-Jamanxim e Xingu, no Escudo Brasil Central e caracteriza-se por apresentar um terreno formado predominantemente por rochas magmáticas paleoproterozóicas a mesoproterozóicas. O seu embasamento não se mostra bem exposto e foi pouco estudado (Suite Cuiu-Cuiú e Suite Metamórfica Jacareacanga). Também estão mal definidas as relações genéticas e estratigráficas entre os granitos tidos originalmente como anorogênicos (Suítes Maloquinha e Mapuera) e os granitóides de idade Transamazônica (Água Branca, Jamanxim e Parauari) e as vulcânicas do Supergrupo Uatumã.

A Província Mineral do Tapajós (PMT), também conhecida como Província Aurífera do Tapajós (PAT) (Vasquez et al., 1996; Faraco et al., 1997) está inserida no limite entre a PAC e a

Ventuari-Tapajós (Sato & Tassinari, 1997). A última, representa um desmembramento da porção da antiga Província Amazônia Central (Cordani & Brito Neves, 1982; Teixeira et al., 1989).

A PMT foi alvo na década de 70, impulsionado sobretudo pelas descobertas de importantes áreas mineralizadas em ouro, de uma série de levantamentos regionais desenvolvidos através de projetos, instituições e diversos programas do convênio DNPM/CPRM que culminaram por fornecer uma visão geral do seu quadro litoestratigráfico. Porém, somente na década de 90, com a retomada da prospecção empresarial e dos levantamentos geológicos básicos, essa região vem sofrendo um avanço significativo na sua caracterização geológica, geocronológica e metalogenética, conforme observado na figura 1.

O Complexo Xingu, formado predominantemente por gnaisses, migmatitos e granitóides, e assumido originalmente como o embasamento do Escudo Brasil Central (Silva et al., 1974), vem sendo progressivamente compartimentado em novas unidades ao longo do tempo. Na PMT foi individualizada uma suíte formada por gnaisses, granitóides e anfibolitos, denominada de Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú (SMC) que, juntamente com as seqüências metavulcano-sedimentares do tipo *greenstone-belt* da Suíte Metamórfica Jacareacanga (SMJ), correspondem as unidades mais antigas da província (Faraco et al., 1997; Klein et al., 1998). Datações geocronológicas U-Pb em zircão no Metatonalito Conceição (MC), considerado como representante da SMC, e em zircões detriticos dos xistos da Suíte Jacareacanga forneceram, respectivamente, idades de 2.006 Ma e 2.100 Ma, indicando que a fonte de sedimentação da SMJ foi Transamazônica (Santos et al., 1997). Mais recentemente, datações U-Pb em zircões, obtidas por Santos e citadas por Ricci et al. (1999), em granitóides milonitizados nos arredores da Vila Crepori (1.960 Ma) e na SMC (2.000 Ma), permitiram a individualização nesta última a caracterização de uma nova suíte denominada Creporizão (SIC). O MC e a SMJ são intrudidas pelos granitóides Parauari, cuja idade Rb-Sr é de 1.947 Ma (Santos & Reis Neto, 1982). Segundo esses autores, as rochas que formam esses granitóides (predominantemente granodioritos e monzogranitos) recebem várias denominações regionais, como Adamelito Água Branca (Araújo Neto & Moreira, 1976), no NE do Amazonas e SE de Roraima; Granodiorito Parauari (Bizinel et al., 1980) e Adamelito Jamanxim (Pessoa et al., 1977), no SW do Pará; Granito Juruena, no N de Mato Grosso (Silva et al., 1974) e Granodiorito Falsino, no Amapá (Lima et al., 1974), mas apresentam uma série de características em comum.

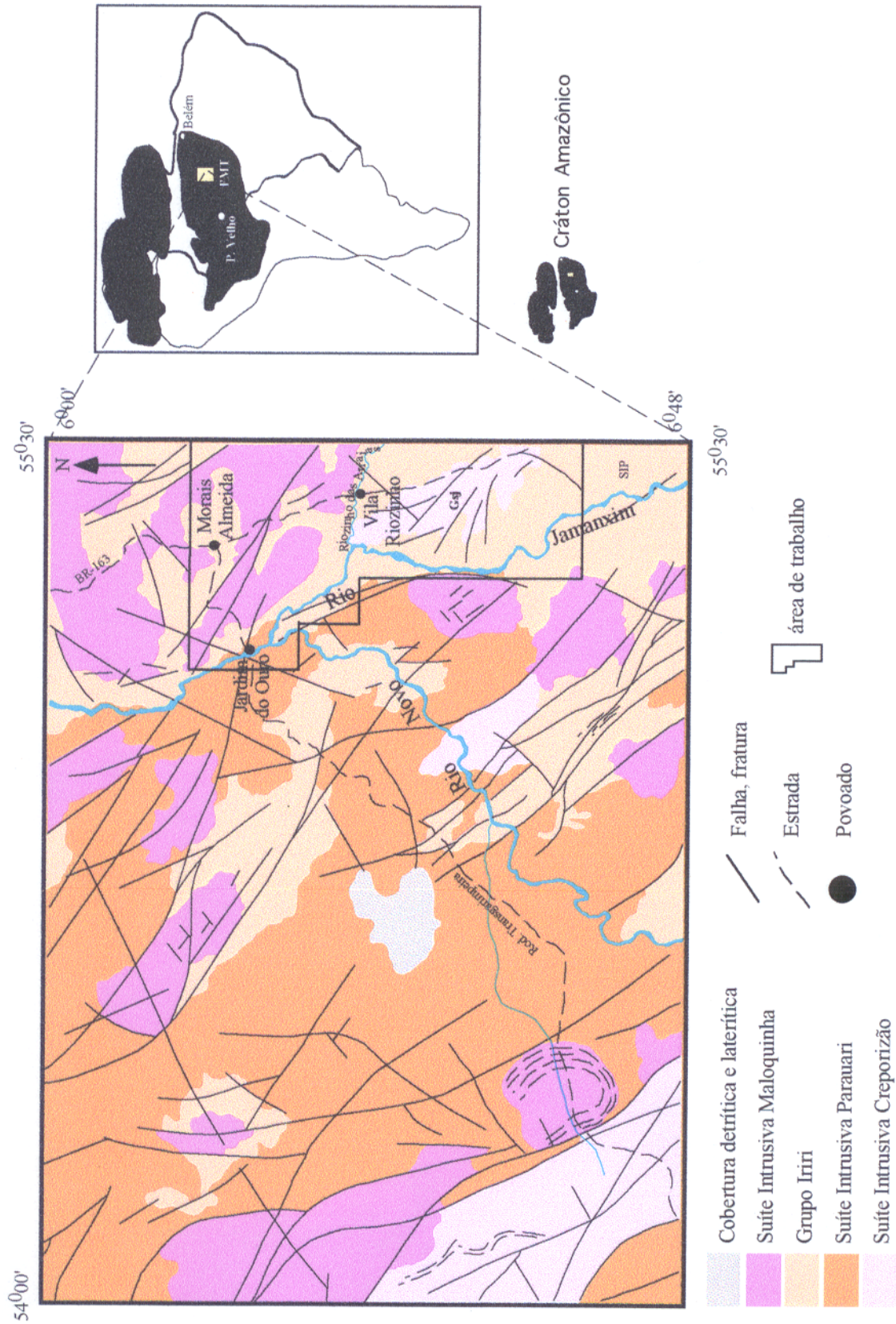


Figura 1 - Mapa geológico parcial simplificado da Folha Vila Riozinho, situada no contexto da Província Mineral do Tapajós (PMT), destacando-se as principais unidades geológicas que ocorrem na região, conforme Klein et al. (1999).

A Suíte Intrusiva Ingarana (SII; Quadros et al., 1999), em substituição a terminologia Gabro Ingarana (Pessoa et al., 1977), compreende uma associação de natureza básica com quimismo subalcalino que ocorre de forma intrusiva na SMC e no Granodiorito Parauari. A datação Pb-Pb para esta suíte, revelou uma idade em torno de  $1.887 \pm 3$  Ma, ao passo que nas mineralizações de galena e pirita/calcopirita a ele associadas, foram registradas idades entre 1.860 e 1.830 (Santos et al., 1997). A SII forma *stocks* cortados pelas rochas vulcânicas do Grupo Iriri (andesitos, riodacitos e riolitos) e exibe idades Rb-Sr entre  $1.840 \pm 74$  Ma a  $1.820 \pm 21$  Ma. Santos et al. (1997) consideram ainda que essas vulcânicas seriam pertencentes ao evento magmático Uatumã, da mesma forma que vários corpos graníticos que ocorrem a elas associados, os quais seriam relacionados à fase final desse magmatismo. Datações Pb-Pb em zircão obtidas por Vasquez et al (1999) confirmaram a contemporaneidade entre algumas vulcânicas do Grupo Iriri e os granitos da Suíte Maloquinha (SM), obtendo-se, respectivamente, idades de  $1.888 \pm 2$  e  $1.882 \pm 4$  Ma para um riodacito e um sienogranito. Regionalmente diversas designações são atribuídas a esses granitos, como Saracura, em Roraima; Mapuera, no NE do Amazonas e NW do Pará e Maloquinha, no SW do Pará. Estudos posteriores realizados por Andrada et al. (1978) levaram à substituição do termo Granito Maloquinha por Suite Intrusiva Maloquinha (SIM), para melhor caracterizar a assembléia de diferentes tipos de plutonitos. Nesse contexto, Faraco et al. (1997) consideram a SIM como formada predominantemente por álcali-feldspato granitos e monzogranitos, intrusivos nos metamorfitos Cuiú-Cuiú, nos granitóides Parauari e nas vulcânicas Iriri, com idade Rb-Sr de  $1.840 \pm 26$  Ma (Santos et al., 1997). Esses granitóides ocorrem como *stocks* e batólitos de forma irregular (raramente elipsoidal, semi-circular ou circular), fortemente alongados na direção NW-SE (Klein et al., 1997), compostos predominantemente por granitos e feldspato alcalino granitos (Vasquez et al., 1999).

No Mesoproterozóico, a PMT foi alvo de um novo regime tectônico extensional que culminou com a instalação de bacias que abrigaram os sedimentos areníticos, psamíticos e pelíticos da Formação Palmares. Ainda neste mesmo período, Santos et al., (1997) registram a ocorrência de um magmatismo básico pós-Uatumã, com idade K-Ar entre 1.69 e 1.56 Ga representado por um *sill* (*Sill Crepori*), formado essencialmente por olivina-diabásio, alojado em rochas sedimentares da Formação Palmares. Segundo Pessoa et al. (1977), o *Sill Crepori* é correlacionável aos *Sills* básicos que cortam a Formação Roraima, no referido estado e ao Dolerito Avanavero, no Suriname. Posteriormente, Santos (1982) denominaram esta unidade de

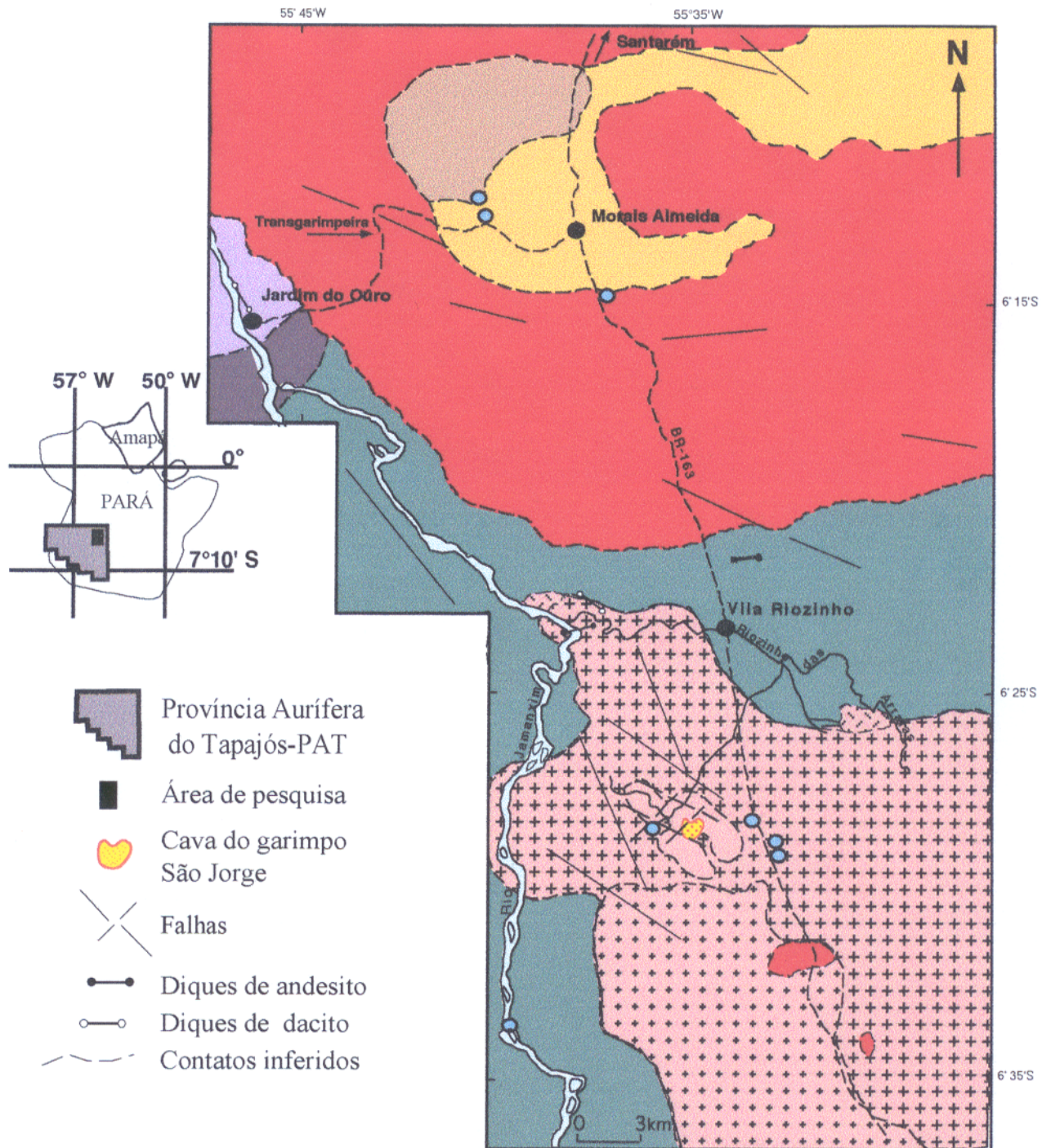
Diabásio Crepori. De acordo com Faraco et al. (1997; 1998), tem-se, ainda no Neoproterozóico, um magmatismo ácido representado pelo granito rapakivítico Cumaru, intrusivo nos granitos Parauari e Maloquinha, e o Troctolito Lagoa Seca, composto de diabásio e olivina-gabros, correspondendo a um magmatismo básico alcalino com idade K/Ar entre  $1.046 \pm 50\text{Ma}$  e  $1.072 \pm 18\text{Ma}$  (Pessoa et al., 1977). Esta unidade, segundo Quadros et al. (1998) intrusiva nos granodioritos Parauari e nos sedimentos da Formação Palmares.

O Cambriano está representado por um enxame de diques e *sills* de diabásio-gabro com idades variando de 499 a 529 Ma (Santos et al., 1999) que ocorrem de forma intrusiva em todas as rochas paleoproterozóicas, incluindo as da Bacia do Alto Tapajós (Santiago et al., 1980) que é constituída pelas formações Jatuarana e Ipixuna; e o Cenozóico por coberturas lateríticas terciárias, sedimentares fluviais pleistocênicas e aluvionares holocênicas.

## 2.1 - GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DE MORAIS ALMEIDA E VILA RIOZINHO

A região situada entre as localidades de Morais Almeida e Vila Riozinho e proximidades, apresenta um quadro geológico bastante representativo das principais associações magmáticas que dominam na Província Mineral do Tapajós (PMT). Essas associações são formadas por granitóides cálcico-alcalinos e granitos subalcalinos correlacionáveis preliminarmente, às suites Parauari e Maloquinha, respectivamente, e associações vulcânicas genericamente enquadradas no Vulcânismo Iriri. O texto aqui apresentado sobre este ítem, baseia-se fundamentalmente em Lamarão et al. (1998; 1999) e Lamarão 1999 (em preparação).

Os granitóides cálcico-alcalinos, representados pelos granitóides São Jorge (Gsj) e Jardim do Ouro (Gjo), afloram, respectivamente, nas proximidades de Vila Riozinho e às margens do Rio Jamanxim, no lugarejo que lhe empresta o nome (Figura 2). O primeiro, com pelo menos  $450\text{ km}^2$ , é formado por uma série expandida de dioritos, granodioritos, monzogranitos e leucogranitos, com os termos mais máficos aflorando nas bordas e a fácies mais evoluída na parte central do corpo, sugerindo a existência de um zoneamento composicional. Na parte central do corpo, onde o granito encontra-se intensamente fraturado e hidrotermalizado, localiza-se o garimpo São Jorge, alvo de pesquisas da empresa Rio Tinto Desenvolvidos Minerais (RTDM). Morfologicamente, o Gsj aflora como pequenos lajeiros no leito de drenagens



- Província Aurífera do Tapajós-PAT
- Área de pesquisa
- Cava do garimpo São Jorge
- Falhas
- Diques de andesito
- Diques de dacito
- Contatos inferidos

Granitóides Cálcico-Alcalinos

- |                |  |                             |
|----------------|--|-----------------------------|
| Granito        |  | Hb-Bt-Monzogranito          |
| Jardim do Ouro |  | Diorito                     |
| Granito        |  | Bt-Leucomonzogranitos       |
| São Jorge      |  | Bt-Monzogranitos            |
|                |  | Hb-Bt-Monzogranitos         |
|                |  | Bt-Hb-Quartzo-Monzodioritos |

Associações Vulcânicas

- |                |  |   |
|----------------|--|---|
| Morais Almeida |  | Riolitos  |
|                |  | Ignimbritos   |
| Vila Riozinho  |  | Andesitos, dacitos, riodacitos, riolitos, tufos e brechas |

Granitos Subalcalinos a Alcalinos

- |  |                            |
|--|----------------------------|
|  | Bt-Monzo-Sienogranitos     |
|  | Granitos Pórfiros          |
|  | Hb-Bt-Monzogranito pórfiro |

Figura 2 - Mapa geológico da região de Morais Almeida - Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós. Fonte: Lamarão (em preparação).

ou como pequenos morrotes abaulados sem grandes expressão topográfica ou, de forma mais restrita, formando pequenas serras alongadas.

O presente projetos de pesquisa envolve uma cooperação entre universidade e empresas, tendo sido possibilitado, indiretamente, através da ADIMB (Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira). Foi fundamental o apoio recebido da RTDM que forneceu suporte logístico, bem como liberação de informações e amostras da região mineralizada do Gsj para o desenvolvimento da tese de doutorado de C. N. Lamarão e desta pesquisa. Outras empresas e instituições, como a Secretaria de Ciências, Tecnologia, Mineração e Meio Ambiente do Estado do Pará (SECTAM), Homestake e o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), contribuíram com contrapartidas financeiras através do projeto *Mineralizações Auríferas Associadas ao Granito São Jorge*, Província Tapajós, vinculado ao PADCT III (FINEP-FADESP) para o desenvolvimento das referidas teses. Dessa forma, na zona mineralizada do Gsj, cinco furos de sondagens executadas pela RTDM, foram amostrados sistematicamente para estudos mineralógicos, petrográficos e metalogenéticos, ora em desenvolvimento.

O Gjo também de afinidade cálcico-alcalina, e ocorrência mais restrita, aflora em áreas topograficamente arrasadas, às margens do rio Jamanxim próximo a rodovia Transgarimpeira (Figura 2), circundado por granitóides subalcalinos a alcalinos (tipo Maloquinha) e por um pequeno *stock* diorítico, cujas relações de contato com o Gjo não são claras. Trata-se de um monzogranito porfirítico, de coloração cinza-rosada com textura rapakivi localizadas, cuja mineralogia é semelhante a do Gsj, porém não apresenta sinais de transformações hidrotermais intensas.

A associação de granitos subalcalinos (GSma) ocorre sob a forma de pequenas serras, circundando a associação vulcânica de Morais Almeida (ignimbritos e riolitos). Afloramentos representados por grandes blocos de rochas são, da mesma forma, comuns ao longo da rodovia Transgarimpeira. São representados por biotita-monzo a sienogranitos, com granulação grossa e coloração predominantemente avermelhada, pobres em máficos, constituídos por apatita, zircão, opacos e alanita.

Ignimbritos, com riolitos subordinados, aflorando em superfícies aplainadas nos arredores de Morais Almeida e dacitos (dominantes) e andesitos, aflorantes em Vila Riozinho e em zonas de relevo baixo e plano, ocupando preferencialmente as calhas do Rio Jamanxim e afluentes,

representam as associações vulcânicas que se associam, respectivamente, aos domínios dos granitos subalcalinos e ao Granito São Jorge. A amostragem, relativamente reduzida para o estudo dos minerais óxidos de Fe e Ti da associação vulcânica de Vila Riozinho é devida ao fato da campanha de amostragem ao longo do rio Jamanxim ter se desenvolvido tardiamente, o que impossibilitou o uso no presente estudo de grande parte das amostras coletadas nesta área.

Além das unidades acima mencionadas, pequenos afloramentos de granitos pórfiros, sem grande extensão lateral e sem relações claras de contatos, ocorrem associados, no sul da área ao Granito São Jorge e na porção norte, a sul de Morais Almeida, aos ignimbritos e granitos subalcalinos. Estes granitos pórfiros não foram, porém, caracterizados quanto aos seus aspectos minerográficos e magnéticos.

Datações geocronológicas através da metodologia Pb-Pb em zircão (Lamarão et al., 1999), forneceram as seguintes idades para essas unidades:  $1.981 \pm 2$  Ma para o Gsj;  $2.001 \pm 6$  Ma para os dacitos;  $1.881 \pm 2$  Ma para o Gjo;  $1.877 \pm 4$  Ma para os ignimbritos;  $1.890 \pm 2$  Ma para os riolitos e  $1.890 \pm 9$  Ma para os granitos subalcalinos a alcalinos de Morais Almeida.

A caracterização geoquímica das associações e corpos granitóides ainda é preliminar, pois o estudo geoquímico detalhado (Lamarão, em preparação) acha-se em desenvolvimento.

### **3 – APRESENTAÇÃO DO CONTEÚDO DA DISSERTAÇÃO**

#### **3.1 – APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA**

A Província Mineral do Tapajós (PMT) alcançou a sua caracterização geológica, geocronológica e metalogenética preliminares com os trabalhos pioneiros de projetos e programas do convênio DNPM/CPRM. Boa parte desse valioso acervo vem passando por algumas reinterpretações face a escala regional de trabalho daqueles projetos, interpretações isoladas de informações, da disponibilidade hoje, de novas técnicas e/ou metodologias mais precisas, mas sobretudo em função da retomada dos levantamentos geológicos básicos pela própria CPRM e também por diversas universidades e empresas.

O estudo do magmatismo proterozóico, que nessa região apresenta uma ampla distribuição, é fundamental para se entender e esclarecer as relações entre as vulcânicas Uatumã e as várias suítes graníticas presentes. Também permanecem pobremente definidas as relações entre as associações magmáticas e as abundantes mineralizações auríferas, existentes na província. A coerência estratigráfica, petrológica e geoquímica do Supergrupo Uatumã também tem sido questionada. Para buscar respostas a estas questões, são necessários estudos petrológicos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos, que, no caso da região de Morais Almeida e Vila Riozinho, estão sendo efetuados paralelamente, em sua maior parte, por C. N. Lamarão em sua tese de doutorado, ora em desenvolvimento na UFPA. Os resultados obtidos pela CPRM em seus mapeamentos geológicos também constituem uma contribuição relevante.

Entretanto, não se dispõe de nenhuma informação publicada sobre o comportamento em termos de SM das diferentes unidades ou associações litológicas já identificadas na Província Aurífera do Tapajós. Não se conhece tampouco os minerais de óxido de ferro e titânio presentes nas mesmas, nem seus conteúdos modais e variações texturais nas diferentes rochas. Embora se saiba que o Granito São Jorge foi afetado por transformações hidrotermais, com as quais se associam mineralizações de sulfetos e ouro, não há nenhuma indicação sobre os óxidos de Fe e Ti presentes nas faixas hidrotermalizadas. Finalmente, não se conhece se os granitóides e vulcânicas possuem maiores afinidades com as séries com magnetita ou com ilmenita e não há nenhuma informação sobre as condições de fugacidade de oxigênio em que cristalizaram os diferentes magmas.

### 3.2 – OBJETIVOS

Com base na ausência de informações referentes aos minerais óxidos de Fe e Ti e suscetibilidade magnética (SM), e tendo em vista a disponibilidade de amostragem, bem como de informações sobre a estratigrafia e geologia das diversas associações magmáticas da região de Morais Almeida e Vila Riozinho são propostos para a presente pesquisa os seguintes objetivos:

- Caracterizar o comportamento magnético dos diferentes conjuntos litológicos: granitóides São Jorge e Jardim do Ouro; granitos subalcalinos (tipo Maloquinha); vulcânicas ácidas de Morais e vulcânicas intermediárias a ácidas de Vila Riozinho.
- Estabelecer comparações preliminares entre os valores de SM obtidos em áreas hidrotermalizadas e no granito hospedeiro (Granito São Jorge).
- Caracterizar a associação de minerais óxidos de Fe e Ti ocorrentes nas varias associações, levando em conta a intensidade do hidrotermalismo que as afetou.
- Integrar os dados dos minerais óxidos de Fe e Ti com os de propriedades magnéticas (SM) de rochas, buscando contribuir para a definição das tipologias e para avaliar as condições de  $fO_2$  reinantes durante a cristalização e evolução subsolidus das diferentes associações litológicas.
- Avaliar os efeitos das alterações hidrotermais no comportamento de SM e dos minerais óxidos de Fe e Ti e procurar definir o potencial metalogenético das diferentes associações litológicas.

### 3.3 – METODOLOGIA DE TRABALHO

Para que se pudesse alcançar os objetivos enunciados para a elaboração desta pesquisa, as seguintes metodologias e técnicas foram utilizadas nas diferentes etapas de trabalho:

#### 3.3.1 – Pesquisa bibliográfica

Constou de um levantamento bibliográfico referente à geologia da área enfocada e principalmente sobre temas que abordavam o estudo de minerais opacos e suscetibilidade magnética (SM) em rochas ígneas, bem como sobre o comportamento da SM em áreas mineralizadas e suas aplicações.

#### 3.3.2 – Mapeamento geológico e amostragem

Face a articulação da presente pesquisa com a de doutoramento de C. N. Lamarão, foi possível contar com amostras oriundas da realização de três campanhas de campo com amostragem sistemática de rochas representativas das principais unidades que afloram tanto ao longo da Rodovia BR-316 (Cuiabá-Santarém) e Transgarimpeira como nos rios Jamanxim e

Novo e pequenos córregos que cortam a área. As duas etapas iniciais, realizadas antes do início desta pesquisa, contaram com o apoio e infra-estrutura da RTDM, enquanto a terceira foi realizada em conjunto com a CPRM. Foram utilizados como apoio, nessas campanhas, imagens de satélites na escala 1:100.000, carta-imagem na escala 1:250.000 (Folha SB.21-Z-A, Vila Riozinho) e mapas aerogeofísicos de magnetometria e radiometria. A amostragem de sondagens executadas pela RTDM na área mineralizada do Granito São Jorge, destina-se sobretudo ao projeto aprovado pelo PADCT-III, ora em desenvolvimento pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG).

### **3.3.3 – Estudo petrográfico**

Constou do exame microscópico em luz transmitida de cerca de 150 lâminas, onde se buscou caracterizar os diferentes minerais presentes nas rochas, bem como analisar as feições texturais e transformações tardi a pós-magmáticas. Os resultados de análises modais das amostras mais representativas das unidades enfocadas, foram cedidas por C. N. Lamarão (Tese em preparação). Eles foram obtidos através de um contador eletrônico de pontos, da marca swift, com uma contagem média de aproximadamente 1700 pontos por lâmina.

### **3.3.4 – Suscetibilidade magnética**

As medidas de SM foram elaboradas com o suscetibilímetro SI-1, fabricado pela *SAPHIRE INSTRUMENTS*, pertencente ao Laboratório de Petrologia Magnética do Centro de Geociências da UFPA. Este equipamento permite medir materiais com SM variando de  $1 \times 10^{-6}$  a  $> 1$  cgs unidade de volume, incluindo materiais diamagnéticos. Possibilita também, a elaboração de medidas de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM).

O medidor SI-1 é um equipamento portátil, equipado originalmente com uma calculadora HP48SX, que permite a obtenção de medidas de SM e ASM com acurácia maior que 95% quando se utiliza um padrão de dióxido de manganês e maior que 80% quando não se utiliza nenhum tipo de calibração. As medidas podem ser realizadas tanto no campo, como em laboratório, neste caso envolvendo amostras de superfície ou de furos de sondagem, devido aos diversos tipos de bobinas que podem ser acopladas ao SI-1 (Figura 3a). A bobina utilizada para a obtenção das medidas de SM no presente estudo, consiste de um sensor plano com  $15 \text{ cm}^2$  de área (Figura 3b). Em razão disso, as amostras foram previamente serradas, de modo a se obter superfícies planas para assegurar um bom contato da amostra com o sensor (Figura 3c).

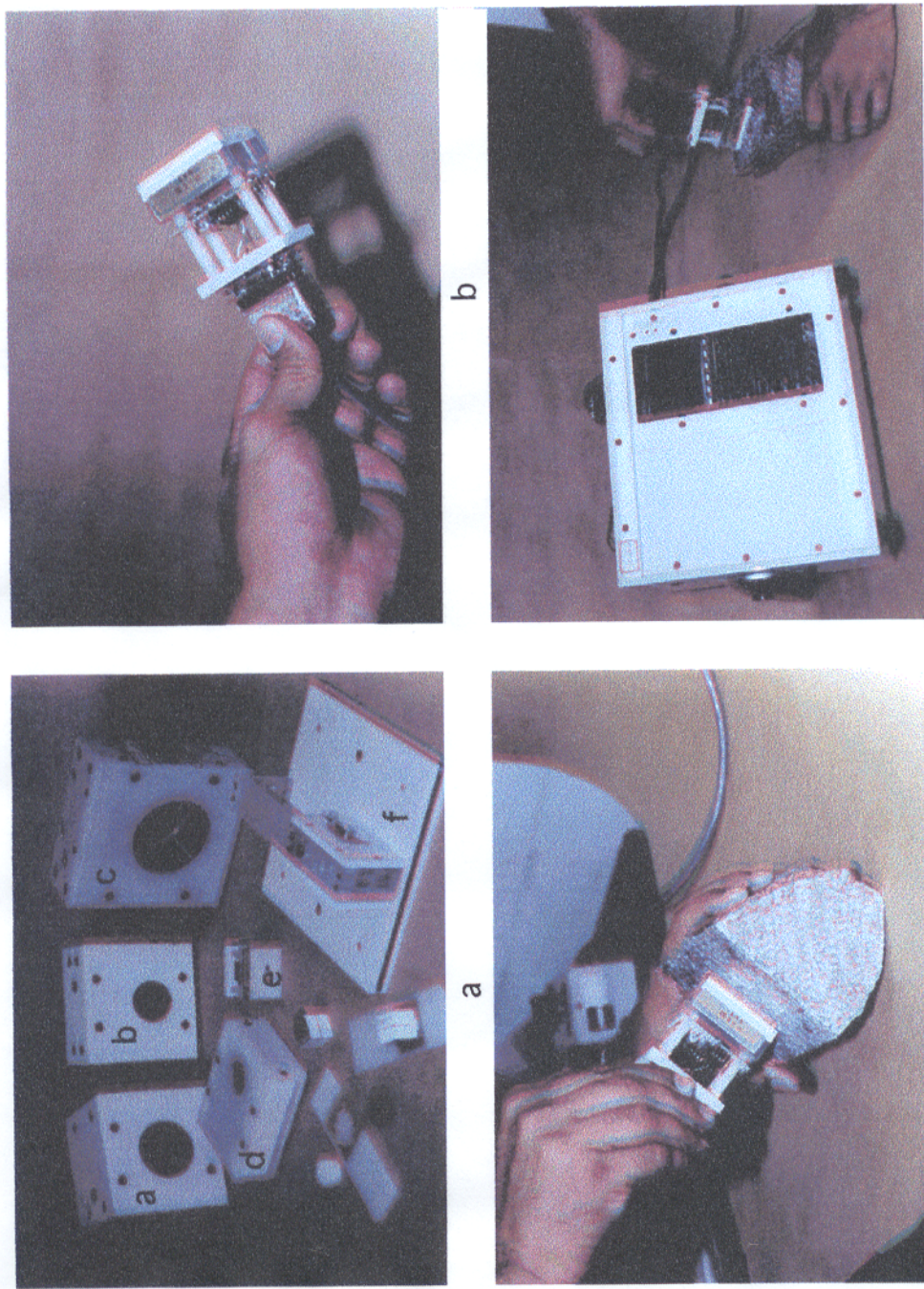


Figura 3 - a) Tipos de bobinas que podem ser acopladas ao susceptímetro SI-1 na obtenção de medidas de SM: a) bobina AMS; b) bobina MSC; c) bobina CMS; d) bobina SMS; e) bobina plana; f) bobina FMS; b) bobina do tipo plana, utilizada na obtenção dos dados de SM; c) detalhe da bobina plana em contato com uma amostra de superfície, para medição dos valores de SM. Em cada superfície são feitas diversas medidas; d) detalhe do susceptímetro SI-1 utilizado para o obtenção dos dados de SM, observando-se a calculadora HP48SX embutida no aparelho.

Na presente pesquisa, as medidas de SM foram obtidas pelo SI-1 acoplado, não a calculadora HP48SX (Figura 3d), mas sim a um computador PC. Este também pode controlar diretamente o suscetibilímetro através de um programa denominado MS, quando a HP é desligada, possibilitando, ainda, armazenar uma quantidade maior de informações.

A SM da rocha é determinada pelo SI-1 através de medidas comparativas de indutância. O procedimento consiste primeiramente na obtenção das indutâncias da bobina em contato direto com o ar (sem amostra) e, posteriormente em contato direto com a amostra. O valor de SM computado corresponde à razão das duas indutâncias.

Para efeito de controle do bom funcionamento do equipamento, antes do início de cada série de medidas, utilizou-se um programa denominado TP, que serve de teste para a correta operação do suscetibilímetro. O teste consistiu em medir a SM de uma amostra padrão cujo valor é conhecido. Durante as medidas de SM, pode-se também verificar o seu bom funcionamento observando-se os valores das indutâncias, com e sem amostra em contato com o sensor, que devem ser próximas de 36 milhões quando o tempo de medida (T) for duas unidades de tempo, que corresponde aproximadamente a 2,6 s.

A sensibilidade do equipamento e a precisão são controladas pelo número de repetições de medidas na amostra (NR) e pelo tempo de medida (T), os quais devem ser determinados em função do valor de SM da amostra. Como os valores de SM das amostras a serem medidas situavam-se sempre acima de  $1,2566 \times 10^{-4}$  SIv, optou-se pelo valor numérico dois (2) para T e NR. No caso de valores muito baixos de SM, o aumento de NR, ou mesmo de T, pode ser importante para aumentar a razão sinal/ruído. Os demais parâmetros escolhidos (fator de calibração-CF e volume-V) foram em função de que a razão CF/V tem que ser próxima de 0,33. Como optou-se por um volume de 64,2, o fator de calibração escolhido foi de 21,2 pois,  $21,2/64,2$  é aproximadamente 0,33, valor de CF/V que deve ser utilizado para a bobina plana no caso de se trabalhar com o sistema cgs. Entretanto, para obter os valores de SM diretamente no SI, que são  $4\pi$  vezes maior que os do sistema cgs, utilizou-se o valor de 266,484 para o CF.

Testes utilizando-se  $CF = 21,2$  forneceram valores de SM no sistema cgs que, transformados posteriormente para o SIv, resultavam em valores muito próximos àqueles obtidos diretamente no SIv, mostrando assim uma correlação satisfatória em ambas as formas de medidas.

A área de cada superfície medida em geral, foi superior a 3cm x 5cm, maior, portanto, que a área do sensor (Figura 3b). Isso possibilitou que diversas medidas fossem feitas em diferentes partes de uma mesma amostra, sendo a média aritmética dessas medidas considerada como representativa da amostra.

Amostras ou zonas alteradas intempericamente foram evitadas durante as medidas de SM, por representar na maioria das vezes valores sem nenhum significado petrológico. Entretanto, amostras afetadas por transformações tardi a pós-magmáticas foram medidas, a fim de se verificar a evolução dos minerais opacos e de SM nesses estágios, bem como estabelecer comparações.

### **3.3.5 – Estudo minerográfico**

O estudo minerográfico, que visou caracterizar as associações e as texturas dos minerais óxidos de Fe e Ti e compreender o papel desses minerais durante a evolução dos corpos estudados, foi elaborado com base em exame microscópico em luz refletida e transmitida de 25 lâminas polidas, cobrindo todas as unidades estudadas. No caso específico do Granito São Jorge, foram feitas seções de todas as fácies definidas neste corpo que, por sua vez, representavam as populações com características magnéticas distintas identificadas.

### **3.3.6 – Tratamento dos dados**

O tratamento dos dados magnéticos foi realizado no programa statgraphics versão 5.0, a partir da elaboração de diagramas e histogramas de frequência e diagramas de probabilidade. O último serviu de base para a discriminação das populações por tornar mais clara a separação de grupos com características magnéticas diferentes. A utilização do gráfico de probabilidade permite a representação gráfica de quantidades variáveis de dados, propiciando uma representação visual concisa dos valores de suscetibilidade magnética. O seu emprego é discutido por vários autores (Tennant & White, 1959; Williams, 1967; Lepeltier, 1969; Bolviken, 1971; Sinclair, 1974).

As populações apresentadas no referido gráfico foram definidas segundo critérios de Harding (1949), Bolviken (1971) e Sinclair (1974), os quais consideram que mudanças significativas na distribuição dos dados são indicadas por pontos de inflexão ou mudanças na direção dos segmentos de reta definidos pelos valores plotados. Cada segmento, assim definido, corresponde a uma população, designada genericamente de população “A”, “B”, “C” etc.

Entretanto, ressalta-se que os segmentos de retas que definem as populações estatisticamente, nem sempre traduzem características que podem ser explicadas petrologicamente.

A determinação do número de classes e o respectivo intervalo adotado na elaboração dos histogramas de frequência dos granitos São Jorge e subalcalinos de Morais Almeida, foi feito com base em valor obtido através da seguinte fórmula, utilizada em cálculos estatísticos (Fonseca & Martins, 1979):

$$NC = 1 + 3,22 \log K,$$

onde K é o número de medidas realizadas. Por outro lado, nas unidades onde a amostragem é reduzida (granitóide Jardim do Ouro, Associações vulcânicas de Vila Riozinho e Morais Almeida) a elaboração dos histogramas foi feita estipulando-se um intervalo de  $-\log 0,2$  e situando as amostras que ocorrem em cada intervalo. Este procedimento não corresponde a um tratamento estatístico análogo ao feito utilizando-se a fórmula acima mencionada. Entretanto, ele possibilita que se faça uma comparação entre unidades diferentes, posicionando o número de amostras em intervalos fixos.

Diagramas X-Y envolvendo a relação entre SM e conteúdo modal, também foram elaborados através do programa statgraphics versão 5.0 retrabalhados posteriormente no programa Canvas. Os mapas de variação de SM foram elaborados com base nas populações de SM definidas nos gráficos de probabilidade.

## **4 - PROPRIEDADES MAGNÉTICAS DE ROCHAS E MINERAIS: UMA BREVE REVISÃO**

### **4.1 - DEFINIÇÃO**

A suscetibilidade magnética ( $K$ ) é a relação entre a magnetização ( $M$ ) e o campo indutor ( $H$ ), onde a magnetização induzida é igual a suscetibilidade vezes o campo magnético externo. Desse modo, quanto maior for a suscetibilidade magnética ( $SM$ ) de um corpo, maior será a sua magnetização.

A  $SM$ , apesar de ter sido definida de várias formas (por unidade de massa, por unidade de volume e por mol), é facilmente convertida de um tipo para outro conhecendo-se as densidades e composições químicas. Para a conversão de unidade volumétrica para unidade de massa, por exemplo, efetua-se a multiplicação pela densidade do material medido. No caso de rochas graníticas a densidade média é  $2,66 \text{ g/cm}^3$  (Johanson & Olhoeft, 1984). A unidade de  $SM$ , utilizada atualmente na literatura geológica e geofísica, é a unidade eletromagnética no Sistema Internacional (SI-emu), a qual é  $4\pi$  vezes maior que no sistema cgs-emu.

Em granitos típicos contendo feldspatos, quartzo, silicatos ferromagnesianos e minerais opacos, a variação de  $SM$  é fortemente dependente da quantidade de magnetita, pois esta apresenta uma suscetibilidade muito maior do que qualquer outro mineral de ocorrência natural (Grant, 1985).

### **4.2 - MAGNETISMO DOS MATERIAIS**

#### **4.2.1 - Tipos de magnetismo**

Todos os materiais, elementos, compostos, substâncias etc. podem ser classificados em três grupos de acordo com o comportamento magnético que adquirem quando submetidos a um campo magnético. As substâncias que são repelidas, na presença deste campo, são denominadas de diamagnéticas, enquanto as que são atraídas são denominadas de paramagnéticas. Estas últimas, sob certas condições, podem apresentar magnetização espontânea passando então a ser denominadas de substâncias ferromagnéticas.

Os materiais diamagnéticos somente se magnetizam na presença de campo indutor nas suas proximidades. Eles adquirem magnetização de intensidade fraca e sentido contrário ao do campo, sendo por isso repelidos. Isso faz com que se atribua um sinal negativo a sua

suscetibilidade da ordem de  $-10^{-6}$  emu/cm<sup>3</sup> (Carmichael, 1982). Muitos elementos e compostos exibem diamagnetismo, entretanto, os materiais diamagnéticos mais comuns são: grafita, gipsita, mármore, quartzo e halita (Telford et al., 1976). Nestes materiais, a magnetização é decorrência somente do movimento orbital dos elétrons em torno do núcleo dos átomos do elemento, uma vez que existe um número igual de elétrons circulando em sentidos opostos, cancelando-se os seus momentos.

Os materiais paramagnéticos, da mesma forma, somente se magnetizam na presença de um campo indutor. Nesses materiais, a magnetização é ainda fraca, por causa de sua baixa suscetibilidade. Entretanto, a magnetização tem o mesmo sentido do campo, caracterizando a suscetibilidade com sinal positivo, cujos valores variam de  $10^{-4}$  a  $10^{-6}$  emu/cm<sup>3</sup> (Carmichael, 1982). Entre as rochas e minerais paramagnéticos destacam-se: gnaiss, sienito, dolomita, olivina, piroxênio, biotita, pirita e ilmenita (esta pode tornar-se antiferromagnética a baixas temperaturas). A principal causa do paramagnetismo é o fato de os spins dos elétrons não se encontrarem balanceados. Por esta razão, está basicamente associado aos materiais que têm número ímpar de elétrons.

Os materiais ferromagnéticos, contrariamente aos diamagnéticos e paramagnéticos, não necessitam de um campo magnético indutor para tornar-se magnéticos. Isto se deve ao alinhamento dos momentos magnéticos, resultante da forte interação entre os átomos que os constituem. A interação é tão forte que, geralmente, somente a temperaturas bem acima da temperatura ambiente, a agitação térmica consegue destruir o alinhamento dos momentos magnéticos, passando, então, a comportar-se como paramagnéticos. A temperatura em que se dá a inversão do comportamento do material é denominada de temperatura de Curie.

Os materiais ferromagnéticos podem ser subdivididos em inúmeros domínios ou células magnéticas, cujos momentos são orientados em direções diferentes. Quando todos os domínios apresentam momento magnético com a mesma orientação (Figura 4a), o material é dito verdadeiramente magnético (Ex: ferro, níquel e cobalto). Se os momentos magnéticos não são igualmente orientados, mas existe uma resultante em alguma direção (figura 4b), o material é dito ferrimagnético (Ex: magnetita, maghemita e pirrotita). E no caso em que a resultante da composição dos momentos é nula (figura 4c), o material é denominado antiferromagnético (Ex: hematita e goethita).

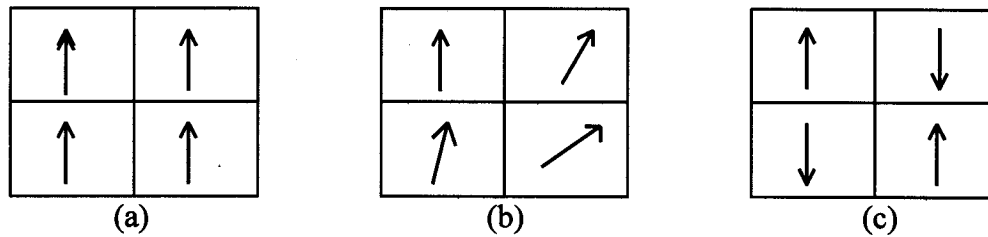


Figura 4 - Representação esquemática dos domínios de materiais ferromagnéticos: (a) verdadeiramente ferromagnético; (b) ferrimagnético e (c) antiferromagnético; cf. Luiz & Silva (1995).

#### 4.2.2 - Tipos de magnetização

A magnetização, que é um produto da presença de minerais magnéticos na rocha, pode, de acordo com Luiz & Silva (1995), ser classificada em dois tipos: magnetização induzida, provocada pelo campo atual da terra, e magnetização residual remanescente ou remanente, que é adquirida ao longo da história geológica da rocha. A magnetização remanente pode, ainda, dependendo de suas propriedades magnéticas e origem geológica, ser subdividida em vários tipos, formados por processos diferentes. A seguir são listados alguns tipos de acordo com Carmichael (1982):

**Magnetização termo-remanente** desenvolve-se a partir do resfriamento da rocha, abaixo da Temperatura de Curie, na presença do campo magnético terrestre da época.

**Magnetização isotérmica** é um tipo de magnetização residual que pode ser adquirida pela rocha quando submetida a um campo magnético por um determinado tempo.

**Magnetização remanente natural** é a magnetização encontrada na amostra nas condições em que foi coletada *in situ*.

**Magnetização remanente química**, desenvolve-se quando ocorrem transformações químicas ou crescimento de grãos ferromagnéticos durante a formação de rochas metamórficas e sedimentares.

**Magnetização deposicional** é formada em sedimentos clásticos pela deposição de finas partículas em corpos d'água.

**Magnetização piezo-remanente** pode ser adquirida por rochas que foram submetidas a esforços tectônicos.

**Magnetização viscosa** é adquirida gradualmente pela amostra com o tempo, na presença de um pequeno campo externo.

### 4.3 - SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DE ROCHAS E MINERAIS

A suscetibilidade magnética (SM) das rochas depende, principalmente, da quantidade, tamanho dos grãos e modo de distribuição dos minerais ferromagnéticos nelas contidos. Esses minerais e seus estados físico-químicos controlam a intensidade e estabilidade da SM no decorrer do tempo.

Devido à presença de minerais ferromagnéticos, as rochas mostram, algumas vezes, características similares as desses minerais. Entretanto, a sua intensidade de magnetização não é tão elevada quanto à dos minerais ferromagnéticos tomados isoladamente. De acordo com Luiz & Silva (1995), as rochas sedimentares são, normalmente, as que apresentam os menores valores de SM (inferiores a  $50 \times 10^{-6}$  no sistema cgs), enquanto as rochas metamórficas possuem valores dentro da faixa de  $10 \times 10^{-6}$  a  $500 \times 10^{-6}$  cgs e as rochas magmáticas variam entre  $100 \times 10^{-6}$  a  $10.000 \times 10^{-6}$  para as rochas vulcânicas e  $100 \times 10^{-6}$  a  $5.000 \times 10^{-6}$  para as plutônicas. Os espécimes mais máficos das rochas, por conterem maior quantidade de ferro, são as que costumam apresentar maiores valores de SM, da ordem de  $5.000 \times 10^{-6}$  (Wright, 1981). Na tabela 2 são listados alguns valores de SM para diferentes tipos de rochas.

As propriedades dos minerais magnéticos mais importantes e comuns formadores de rochas estão representados na tabela 3. Esses minerais podem ser representados dentro de três sistemas químicos (Haggerty, 1979): a) FeO-TiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Figura 5); b) sulfetos: Fe-Ni-S; e c) ligas metálicas: Fe-Ni-Co. Além destes, destacam-se ainda os oxi-hidróxidos de ferro, geralmente representados pelos minerais do grupo da limonita, como por exemplo a goethita ( $\alpha$ FeOOH) e lepidocrocita ( $\gamma$ FeOOH).

Podem existir soluções sólidas entre os componentes de cada sistema e as propriedades magnéticas dos minerais formadores dessas soluções variam como uma função do grau de solubilidade do sólido. As composições dos minerais individuais são controladas por suas temperaturas iniciais de formação, pelo volume químico da rocha, pela presença do solvus ao longo da solução sólida e pela magnitude das  $fO_2$  e  $fS_2$  (Haggerty, 1979).

Tabela 1 - Suscetibilidade magnética de algumas rochas

Tipo	Suscetibilidade x 10 <sup>-6</sup> -emu (Intervalo) (média)		Tipo	Suscetibilidade x 10 <sup>-6</sup> -emu (Intervalo) (média)	
Sedimentares			Igneas		
Dolomito	0-75	10	Granito	0-4000	200
Calcário	2-280	25	Riolito	20-3000	
Arenito	0-1660	30	Dolerito	100-3000	1400
Folhelho	5-1480	50	Diabásio	80-13.000	4500
Metamórficas			Gabro	80-7200	6000
Anfibolito		60	Basalto	20-14.500	6000
Filito		130	Diorito	50-10.000	7000
Xisto	25-240	120	Piroxenito		10.500
Gnaisse	10-2000		Peridotito	7600-15.600	13.500
Quartzito		350	Andesito		13.500
Serpentinito	250-1400		Ignimbrito ácido	3-6530	650
			Ignimbrito básico	44-9710	2600

Fonte: Telford et al. (1976)

Tabela 2 – Propriedades dos principais minerais magnéticos formadores de rochas.

Mineral	Composição	Estrutura magnética	Saturação de magnetização Emu/g	Temperatura de Curie ou Néel, respectivamente
Ulvoespinélio	Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	Antiferromagnético		-153 <sup>o</sup> C
Magnetita	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	Ferrimagnética	92	580 <sup>o</sup> C
Ilmenita	FeTiO <sub>3</sub>	Antiferromagnética		-190 <sup>o</sup> C
Hematita	α-Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Antiferromagnética	0.5	680 <sup>o</sup> C
Maghemita	γ-Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ferrimagnética	85	400-500 <sup>o</sup> C
Pirrotita	Fe <sub>7</sub> S <sub>8</sub>	Ferrimagnética	20	305 <sup>o</sup> C
Ferro	Fe	Ferromagnético	220	770 <sup>o</sup> C
Cobalto	Co	Ferromagnético	162	1123 <sup>o</sup> C
Níquel	Ni	Ferromagnético	57	358 <sup>o</sup> C
Awaruita	Ni <sub>3</sub> Fe	Ferromagnética	110	620 <sup>o</sup> C
Wairauita	CoFe	Ferromagnética	232	986 <sup>o</sup> C

Fonte: Haggerty (1979)

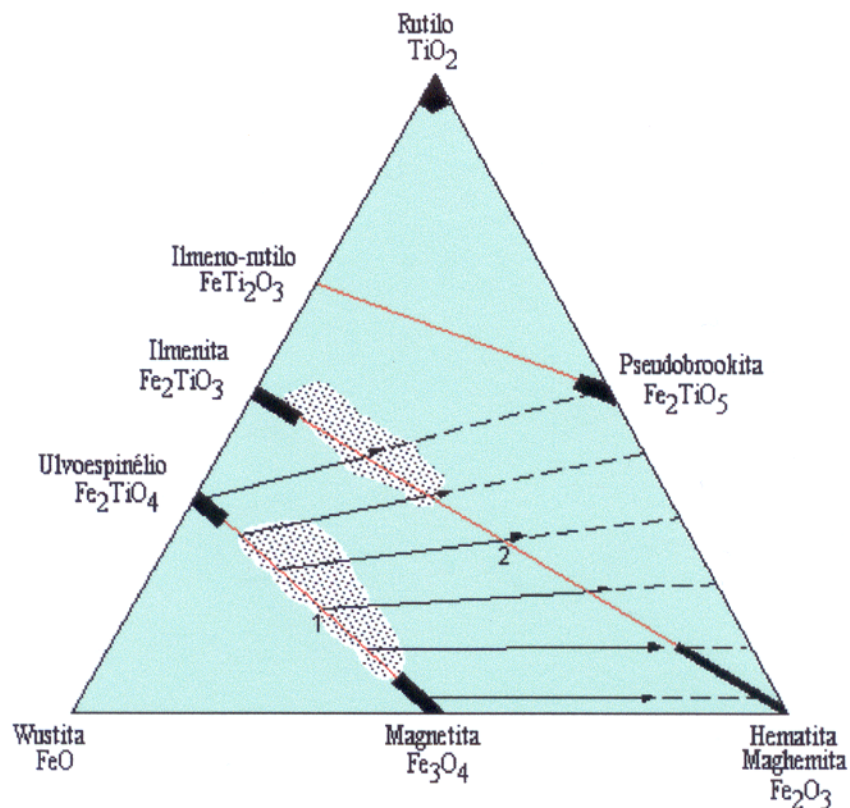


Figura 5 – Diagrama ternário do sistema  $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ , mostrando os minerais óxidos de Fe e Ti mais Comuns. Os campos pontilhados representam as composições químicas das soluções sólidas dos referidos óxidos encontradas na maioria das rochas ígneas. As setas indicam a direção do aumento da oxidação com razão Fe:Ti constante; as barras representam as composições dos minerais extremos das solução sólidas e as linhas vermelhas as soluções sólidas entre: 1) magnetita-ulvoespínélio e 2) hematita-ilmenita, conforme Tarlin (1971).

Dentre os sulfetos a pirrotita ( $\text{FeS}_{1+x}$ ) é, particularmente interessante, pois apresenta variações nas suas propriedades magnéticas, em função do conteúdo de enxofre. Para certas composições, principalmente na região onde  $x = 0,14$  ( $x$  varia de 0 a 1), a pirrotita tem fortes propriedades magnéticas. Contudo, tem sido também relatada como ferrimagnética para  $x > 0,08$  e antiferromagnética para  $x < 0,08$ . Ocasionalmente foram identificadas propriedades magnéticas a temperatura normal, em outros minerais como, por exemplo a cassiterita ( $\text{SnO}_2$ ). Entretanto, a sua magnetização, tal como no caso de algumas argilas, micas etc., é relacionada a inclusões de magnetita ou hematita dentro de sua estrutura e não ao seu magnetismo próprio (Tarling, 1971). Na tabela 4 são fornecidos alguns valores de SM de diferentes tipos de minerais.

Tabela 3 - Suscetibilidade magnética de alguns minerais

Tipo	Suscetibilidade x 10 <sup>-6</sup> -emu (Intervalo)	(média)	Tipo	Suscetibilidade x 10 <sup>-6</sup> -emu (Intervalo)	(média)
Grafite		-8	Siderita	100-310	
Quartzo		-1	Pirita	4-420	
Gipso, Anidrita		-1	Arsenopirita		240
Calcita	-0.6 a -1		Hematita	40-3000	550
Calcopirita		32	Cromita	240-9400	600
Esfalerita		60	Pirrotita	10 <sup>2</sup> - 5 x 10 <sup>5</sup>	125 x 10 <sup>3</sup>
Cassiterita		90	Ilmenita	2,5 x 10 <sup>4</sup> - 3 x 10 <sup>5</sup>	1,5 x 10 <sup>5</sup>
			Magnetita	10 <sup>5</sup> - 1,6 x 10 <sup>6</sup>	5 x 10 <sup>5</sup>

Fonte: Telford et al. (1976)

#### 4.4 - APLICAÇÕES DOS ESTUDOS DE PROPRIEDADES MAGNÉTICAS DE ROCHAS E MINERAIS

O estudo do comportamento magnético de rochas granitóides em conjunto com o de minerais opacos, vem tornando-se uma ferramenta de grande aplicação em diversas áreas de pesquisa geológica face aos resultados positivos que vem fornecendo. A seguir, é destacada uma série de aplicações desse tipo de estudo.

Mooney & Bleifuss (1953) apresentaram dados de SM obtidos a partir de medidas em afloramento e laboratório de uma grande variedade de rochas e relacionaram a SM (K) ao conteúdo modal de magnetita (V) através da expressão:  $K = 2,890 \times 10^{-3} \times V^{1,01}$  cgs-emu, a qual foi calculada a partir de um conjunto de dados envolvendo basaltos, diabásios, granitos e gabros. Para os granitos isoladamente, essa mesma relação é expressa como  $K = 1,940 \times 10^{-3} \times V^{0,47}$  cgs-emu.

Balsley & Buddington (1958) também apresentaram uma expressão para relacionar SM e o volume modal de magnetita, formulada como  $K = 2,6 \times V^{1,33} \times 10^{-3}$  cgs-emu.

Sauk (1972) chamou a atenção para um erro na expressão apresentada por estes autores e corrigiu-a para  $K = 2,6 \times V^{1,11} \times 10^{-3}$  cgs-emu.

É importante salientar que estas expressões não são rigorosas, uma vez que o conteúdo de magnetita não é o único parâmetro determinante dos valores de SM; o tamanho, forma e distribuição dos cristais de magnetita também influenciam diretamente no valor de SM obtido a partir de uma rocha (Grant & West, 1965).

Hanna (1969) demonstrou que a intensidade da suscetibilidade magnética e remanente de rochas em zonas mineralizadas no batólito Boulder é inferior às de rochas não alteradas da região. Atribuiu parcialmente esse fato à oxidação e hidratação de óxidos de ferro magnéticos por fluidos hidrotermais, notando ainda que as zonas anômalas são associadas com anomalias aeromagnéticas negativas.

McGrath (1970) efetuou medidas de SM em intrusões monzograníticas, tanto em campo (aflorentos), quanto em laboratório (amostras de mão), as quais apresentaram resultados equivalentes. Isso sugere que, em ambas as formas de obtenção de dados, a SM é representativa. Nessas intrusões, as fases precocemente diferenciadas apresentam anomalias magnéticas, enquanto as fases tardias não são magnéticas .

Rokov & Slov'yev (1971) sugerem a utilização de SM em estudos de alteração hidrotermal, pois observaram valores decrescentes de SM conforme cresce a intensidade da alteração.

Henkel (1976), a partir do estudo de rochas do escudo Báltico (1 a 2 Ga), coloca que a SM de rochas plutônicas intermediárias e ácidas frequentemente tem uma distribuição log-normal simples, com valor máximo de  $5 \times 10^{-3}$  cgs-emu. Uma variação neste tipo de comportamento, que resulta em um espectro de SM complexo, pode ser decorrência de variações no tamanho de grãos ou da atuação de processos secundários. As distribuições de frequência de SM, observadas pelo referido autor, para medidas *in situ* e medidas de amostras de mão, são equivalentes em termos estatísticos, apesar do volume de medidas nas duas situações diferir em cerca de dez vezes.

Ishihara (1981) classificou granitóides de terrenos orogênicos do Fanerozóico com base, principalmente, no conteúdo modal de magnetita, SM e razões  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ , ambos em rocha total, definindo granitos da série magnetita e ilmenita. Os limites do conteúdo de magnetita, dos valores de SM e da razão  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  entre ambas as séries é 0,1%,  $1 \times 10^{-4}$  emu/g e 0,5, com os valores mais elevados correspondendo a série magnetita. Essas séries traduzem condições de  $f\text{O}_2$  distintas durante a formação de rochas graníticas e, segundo Ishihara (1981), por não ser genética esta classificação poderia ser empregada para quaisquer granitos, inclusive os pré-cambrianos.

Speer (1981) em estudos realizados no plúton Liberty Hill, Carolina (EUA), descreveu uma auréola de contato onde a magnetita de origem metamórfica seria a responsável por anomalia aeromagnética.

Guillet et al. (1983) desenvolvendo estudos de estruturas em corpos magmáticos, usando métodos independentes, mostraram uma boa correspondência entre os resultados obtidos pelos métodos clássicos de geologia estrutural, envolvendo projeções estereográficas de foliações e lineações de fluxo magmático sintetizadas em mapas estruturais do Granito Guerande (França), com aqueles decorrentes das medidas de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM).

Collinson (1983) destacou a utilização da SM em estudos de magnetização remanescente natural (NRM) de sedimentos lacustres e oceânicos e mostrou que a SM obtida em diferentes testemunhos pode ser um parâmetro útil para a correlação estratigráfica.

Criss & Champion (1984) obtiveram medidas de SM em amostras de mão pertencentes ao batólito granítico de Idaho (Jurássico ao Terciário). Os valores mais baixos de SM neste corpo estão relacionados a granitos leucocráticos e plútons granodioríticos, os quais comumente contêm muscovita e são desprovidos de hornblenda, enquanto valores mais elevados de SM são fornecidos por tonalitos e granodioritos mesozóicos, relativamente enriquecidos em máficos, apresentando hornblenda, bem como por stocks epizonais do Terciário. Observaram, também, que a atividade hidrotermal-meteórica geralmente reduz os valores de SM de algumas rochas. Entretanto, quando as razões água/rocha são mais baixas, ocorre um aumento significativo da SM refletindo a formação da magnetita hidrotermal.

Hageskov (1984), através de medidas sistemáticas de SM em diques toleíticos de Koster, oeste da Suécia, demonstrou uma correlação entre SM e o padrão regional de recristalização. A transformação de doleritos para metadoleritos e finalmente para anfibolitos linearizados é acompanhada por uma diminuição marcante de SM, a qual é relacionada essencialmente com o grau de alteração da titanomagnetita para titanita + ions de Fe incorporados nos silicatos. Sugeriu, assim, que o padrão regional de recristalização nos diques possa ser mapeado por medidas sistemáticas de SM.

Heller & Liu (1984) mostraram que os valores de suscetibilidade magnética são fortemente correlacionados com os registros de isótopos de oxigênio de mar profundo, indicando que a deposição de material fino na China e o volume de gelo global foram ligados e controlados por trocas na circulação geral do Hemisfério Norte.

Lapointe et al. (1986) observaram uma variação progressiva dos valores de SM em função da intensidade de alteração no plúton granítico Arqueano Eye-Dashwa Lake. As suas zonas mais alteradas, em geral intensamente fraturadas, possuem os menores valores de SM, os quais podem funcionar como um registro das reações químicas relacionadas a processos epigenéticos.

Maher (1986), Maher & Taylor (1988) e Maher & Thompson (1991) relatam o uso de técnicas de propriedades magnéticas, incluindo suscetibilidade magnética, em solos chineses, para caracterizar a assembléia dos minerais óxidos de ferro nos vários tipos de solos e, por conseguinte, os diferentes tipos de solos.

Hunt (1986) e Beckwith et al. (1990) destacam a utilização de medidas de suscetibilidade magnética para quantificar a intensidade do grau de poluição urbana. Isso é possível porque, muitas emissões, particularmente a queima de carvão, contém partículas ricas em ferro, fortemente magnéticas que podem ser detectadas através da medição de SM em muros poluídos nas cidades e nos solos superficiais.

Hattori (1987) obteve valores elevados de SM em intrusões félsicas auríferas de idade Arqueana associadas ao *greenstone Belt* do Abitibi, cujo conteúdo de magnetita pode atingir até 5%. Suas zonas hidrotermalizadas apresentam anomalias aeromagnéticas discretas. Estas intrusões são comparadas aos plútons Fanerozóicos da série a magnetita (Ishihara, 1981). A autora conclui que a identificação de intrusões ricas em magnetita e o reconhecimento das alterações hidrotermais através de estudos de SM podem auxiliar na seleção de áreas para a pesquisa de ouro.

Rochette (1987) destacou a interferência da matriz das rochas (minerais diamagnéticos, paramagnéticos e antiferromagnéticos) nos resultados de SM quando esta é inferior a  $10^{-3}$  SI-emu (aproximadamente  $80 \times 10^{-6}$  cgs-emu).

Dall'Agnol et al. (1988) apresentaram um estudo preliminar de SM em granitóides do Cráton Amazônico, a partir do qual identificaram dois grandes grupos de SM. Os granitos estaníferos ocorrem, principalmente, no grupo que comporta os menores valores de SM, ao passo que o Granito Jamon, Suíte Água Branca e o Granito Uaupés apresentam SM elevada, semelhante à do Granito Musa (Magalhães, 1991).

Magalhães & Dall'Agnol (1992), Figueiredo & Magalhães (1993), Magalhães et al. (1994) e Soares (1996), a partir de estudos de granitóides arqueanos no SE do Pará, (Granodiorito Rio Maria, Tonalito Arco Verde e Granito Garantã, seccionados por granitos anorogênicos

paleoproterozóicos (Musa e Jamon), destacam a utilização dos valores de SM na caracterização e definição da extensão da auréola de contato de intrusões graníticas.

Maher et al. (1994), através de estudo de solos no centro-norte da China, mostraram um alto grau de correlação entre a SM desses solos e a precipitação pluviométrica anual, sugerindo que esta correlação pode ser usada para estimativas da precipitação pluvial nos episódios glaciais e interglaciais ao longo do Quaternário nos Platôs de *Loess*.

Rochete et al. (1994), em estudos realizados nos leucogranitos do Himalaia, demonstram a eficiência da anisotropia de suscetibilidade magnética na detecção da fábrica de alta temperatura desses granitos e na compreensão do fluxo magmático e da deformação no estado viscoso, auxiliando, portanto, no entendimento das condições de colocação de plútons magmático.

Verosub & Roberts (1995) destacam a importância do magnetismo ambiental como uma técnica capaz de fornecer dados importantes para o estudo de processos climáticos e de impacto ambiental, nas situações nas quais o transporte, deposição ou transformação de grãos magnéticos são influenciados por processos ambientais na atmosfera e hidrosfera.

Crowther & Barker (1995) salientam a importância da suscetibilidade magnética em investigações arqueológicas, particularmente para distinguir os efeitos causados por atividade antropogênica e processos naturais.

Archanjo (1996) utilizou técnicas de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) para o estudo estrutural de plútons graníticos sem magnetita e com magnetita, apresentando uma interpretação da distribuição espacial dos minerais que formam a rocha a partir da fábrica magnética.

## **5 - PETROGRAFIA, MINERAIS ÓXIDOS DE FE E TI E SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DAS DIFERENTES UNIDADES**

### **5.1 - GRANITO SÃO JORGE**

#### **5.1.1 - Petrografia**

A paragênese essencial das diferentes fácies magmáticas do Gsj está representada por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, sendo biotita e/ou anfibólio as fases varietais. A associação de fácies caracteriza uma série expandida formada por monzodioritos, monzogranitos e leucomonzogranitos.

##### **5.1.1.1 - Fácies Biotita-Hornblenda-Quartzo-Monzodiorito (BHQMZD)**

Esta fácies mostra-se mais homogênea texturalmente que as demais, exibindo quase sempre uma textura equigranular média a grossa. Difere dos demais tipos pela abundância dos minerais máficos e opacos, bem como pelo intenso processo de descalcificação do plagioclásio que resulta na formação da paragênese secundária sericita-epidoto. Os ferromagnesianos apresentam-se, comparativamente, às demais fácies, menos alterados para clorita, porém é mais freqüente a presença de epidoto secundário derivado do anfibólio.

O plagioclásio domina entre os constituintes essenciais. Ocorre invariavelmente bastante sericitizado, observando-se, entretanto, cristais com bordas hipidiomórficas livres de alteração, provavelmente de composição mais sódica, contrastando com o seu núcleo que deveria ser bastante cálcico. Esta hipótese é evidenciada pela abundância de epidoto secundário no núcleo. Localmente são observados agregados de cristais de plagioclásio formando textura em *synneusis* (Vance, 1969), assim como pequenas fraturas preenchidas por minerais secundários e planos de maclas encurvados. Os contatos entre cristais de plagioclásio são normalmente mascarados pela intensa alteração, ao passo que aqueles com o feldspato potássico tendem a ser retos. Como inclusões, além de opacos, destaca-se a presença de anfibólio, que, por sua vez, também apresenta cristais de plagioclásio inclusos.

O feldspato potássico ocorre em pequenas proporções, como cristais xenomórficos, intersticiais, alterados incipientemente para argilo-minerais. Apresenta localmente inclusões de plagioclásio (dominantes), opacos e anfibólio.

O quartzo é pouco abundante. Em geral possui uma extinção ondulante fraca e tende a apresentar-se como uma fase tardia em relação aos feldspatos. Inclusões de opacos, plagioclásio, titanita, biotita e anfibólio são observadas, podendo dar-lhe um aspecto poiquilítico.

O anfibólio apresenta-se predominantemente como cristais hipidiomórficos e, mais raramente, idiomórficos, com dimensões que variam de 0,7 a 3,6 mm. Altera-se freqüentemente para epidoto e, menos freqüentemente, para clorita e biotita, sendo freqüentemente associado com opacos, biotita e titanita. Localmente são observadas inclusões de opacos e plagioclásios.

A biotita forma cristais hipidiomórficos a xenomórficos com dimensões que alcançam no máximo 2 mm. Seu pleocroísmo varia de verde oliva a verde amarelado, diferindo sensivelmente daqueles das biotitas das demais fácies. Em geral, mostra planos de clivagem encurvados, com presença marcante de titanita secundária disposta entre eles. Altera-se para clorita, epidoto e muscovita. Normalmente, encontra-se associada com opacos, anfibólio, zircão e apatita. Inclusões de opacos são freqüentes.

Os minerais acessórios são representados por opacos, titanita, apatita e zircão. Os dois últimos comumente apresentam-se como cristais idiomórficos, com dimensões submilimétricas, associados principalmente a ferromagnesianos e plagioclásios.

A titanita ocorre com dimensões variando de aproximadamente 0,4 a 1,8 mm com formas variadas. Está presente como mineral primário e de alteração. No primeiro caso apresenta um pleocroísmo variando de castanho a castanho alaranjado, indicando provavelmente a presença de teores significativos de  $Fe_2O_3$  (Deer et al., 1966). Quando se associa aos minerais opacos e ferromagnesianos é comum apresentar finas fraturas preenchidas provavelmente por epidoto. Ocorre também, de forma freqüente, como cristais xenomórficos substituindo opacos ou biotita, formados provavelmente durante o estágio pós-magmático.

#### 5.1.1.2 - Fácies Hornblenda-Biotita-Monzogranito (HBMZG)

Representa a fácies dominante do Granito São Jorge, texturalmente mais heterogênea que as demais fácies. Possui textura variando de granular hipidiomórfica a seriada com granulação média a grossa e teores de minerais máficos bastante expressivo.

O plagioclásio nesta fácies mostra um grau variável de alteração, o que possibilita, algumas vezes, a observação de seus maclamentos, em geral do tipo albita-periclina. Via de regra, forma cristais hipidiomórficos a idiomórficos, com bordas xenomórficas de composição

mais sódica. Seu núcleo mostra-se mais intensamente transformado para sericita e epidoto sugerindo um zoneamento normal. Seus contatos com o quartzo tendem a ser retilíneos, ao passo que aqueles com o feldspato potássico costumam ser marcados por uma borda sódica. Cristais de plagioclásios mostrando relações de *synneusis* (Vance, 1969) e *patchy zoning* (Vance, 1965; Smith & Brown, 1988) também são observados. Localmente, onde ocorrem fraturas, maclas levemente encurvadas podem ser observadas.

O feldspato potássico apresenta-se mais pertítico e com tamanhos mais expressivos que na fácies BHQMZD. Ocorre incipientemente argilizado com formas hipidiomórficas e xenomórficas, com dimensões variando de 1,0 a 7,2 mm. Os cristais maiores são observados principalmente nas amostras com textura seriada. As lamelas sódicas das pertitas apresentam-se sob a forma de filmes, *patchy*, *strings* e cordões (Alling, 1932, 1938; Smith, 1974). Em geral seus cristais não se apresentam geminados, mas, por vezes, podem apresentar geminação *carlsbad* e *albita-periclina*. Localmente, são observados *albita intergranular*, assim como inclusões de plagioclásio (dominantemente), opacos e biotita, imprimindo-lhe um aspecto *poiquilítico*, e fraturas dispostas aleatoriamente.

O quartzo é xenomórfico ou, algumas vezes, hipidiomórfico, com contatos retilíneos com o plagioclásios. Exibe fraca a moderada extinção ondulante, exceto localmente quando afetado por fraturamento. Também ocorre em intercrescimentos *mirmequíticos*. Inclusões de plagioclásio, opacos e máficos são observadas.

Os minerais ferromagnesianos varietais são hornblenda e biotita. Apresentam-se como cristais hipidiomórficos a xenomórficos de granulações predominantemente média, porém com alguns cristais alcançando 7,2 mm (anfibólio) e 6,0 mm (biotita). Nesta fácies, o anfibólio encontra-se mais alterado para biotita, clorita e, principalmente, para epidoto, em relação às demais fácies que ocorrem no Gsj. Como inclusões, destaca-se a ocorrência de plagioclásio e opacos, tanto na biotita como no anfibólio.

Opacos, titanita, apatita e zircão constituem os minerais acessórios nesta fácies e comumente encontram-se associados a anfibólio e biotita. A titanita apresenta-se nesta fácies com o seu hábito característico, formando seções rômbricas, diferentemente do observado na fácies BHQMZD. Pode ser observada formando agregados inclusos em feldspatos, interdigitada aos minerais ferromagnesianos, associada aos minerais opacos ou como mineral secundário provindo

da alteração da biotita. A apatita e o zircão apresentam-se geralmente como cristais submilimétricos idiomórficos, associados principalmente aos minerais ferromagnesianos.

O epidoto é uma fase secundária marcante nesta fácies. Pode ser observado como produto da transformação do plagioclásio, principalmente nos seus núcleos e, menos abundantemente, provindo do anfibólio e da biotita.

#### 5.1.1.3 - Fácies Biotita-Monzogranito (BMZG)

Representa a segunda fácies em abundância do Granito São Jorge. Apresenta em geral uma textura granular hipidiomórfica média e pouca variação no conteúdo modal de biotita. Localmente apresenta concentrações de biotita+titanita+opacos+apatita+zircão.

O feldspato potássico, incipientemente argilizado, apresenta-se predominantemente hipidiomórfico a xenomórfico, com dimensões variando de 0,9 a 4,5 mm e, freqüentemente, pertítico. As pertitas podem ser observadas com diferentes aspectos texturais: *patchy*, *strings* e filmes (Alling, 1932, 1938; Smith, 1974). Localmente mostra-se poiquilítico por apresentar inclusões de plagioclásio e biotita.

O plagioclásio, via de regra, ocorre transformado em diferentes intensidades para sericita e epidoto. Algumas determinações de sua composição, no seu núcleo, realizadas pelo método Mychel-Levy, indicaram tratar-se de uma albita com teores máximos de An<sub>8</sub>, sugerindo, dessa forma, a sua descalcificação. Bordas albíticas, livres de alteração, são comumente observadas em contatos com cristais de feldspato potássico. Como inclusões, destaca-se a presença de opacos, biotita e apatita.

O quartzo apresenta-se como cristais xenomórficos com extinção ondulante moderada, bem desenvolvidos, porém, de cristalização tardia.

Representando a única fase varietal desta fácies, a biotita apresenta-se como cristais hipidiomórficos com dimensões máximas de 1,5 mm, de ocorrência isolada ou formando agregados com opacos, titanita e apatita. Localmente pode ser observada incipientemente alterada para clorita, epidoto e muscovita ou apresentando inclusões de opacos, zircão e apatita. Cristais submilimétricos de opacos, possivelmente de origem secundária, dispõem-se paralelamente às suas clivagens.

Os minerais acessórios são representados predominantemente pelos minerais opacos, ocorrendo, ainda, titanita, apatita, zircão e allanita. Os dois últimos ocorrem como cristais

submilimétricos, normalmente associados a biotita e opacos. A titanita está presente principalmente sob a forma de cristais xenomórficos, muitas vezes alterados. Em geral associa-se a biotita e opacos, englobando os últimos. Localmente esses minerais formam agregados, nos quais pode estar presente a fluorita.

Sericita, epidoto, argilo-minerais, clorita, muscovita e opacos são as fases secundárias desta fácies.

#### 5.1.1.4 - Fácies Biotita-Leucomonzogranito (BLMZG)

Esta fácies caracteriza-se por apresentar uma granulação fina a média com arranjo textural seriado e xenomórfico, com baixos conteúdos de opacos e biotita. Além disso, em geral, os cristais de álcali-feldspato encontram-se mais intensamente transformados, com ocorrência abundante de vários tipos texturais de pertitas. Comumente apresenta agregados de biotita+titanita+opacos+apatita, podendo estar presente, algumas vezes, o zircão.

O feldspato potássico é uma microclina moderadamente argilizada que se apresenta predominantemente sob a forma de cristais xenomórficos ricos em pertitas do tipo *patchy*, *strings* e cordões (Alling, 1932, 1938; Smith, 1974; Deer et al., 1966), sendo localmente observadas texturas do tipo albita *chessboard*. Cristais de microclina muitas vezes bordejam cristais de plagioclásio assemelhando-se a uma textura anti-rapakivi.

O plagioclásio é xenomórfico, intensamente alterado para sericita-muscovita e epidoto, envolto por uma fina borda albítica, ou levemente alterado e com maclas albita-periclina. A composição de zonas reequilibradas ou cristalizadas mais tardiamente, determinada oticamente, corresponde a uma albita  $An_8$ . Entretanto, o plagioclásio primário deveria ser, mais provavelmente, oligoclásio.

O quartzo é xenomórfico, com contatos irregulares e moderada extinção ondulante, exceto quando afetado por fraturamento. Inclusões de plagioclásio, opacos, biotita e titanita foram observadas.

A biotita ocorre como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, invariavelmente alterados para clorita em diferentes intensidades.

Os minerais acessórios são representados por opacos, titanita, apatita, zircão e allanita. Em geral ocorrem associados formando agregados com a biotita. A allanita forma raros cristais xenomórficos.

Sericita-muscovita e epidoto, resultantes da transformação do plagioclásio, clorita, vinda da desestabilização da biotita, e argilo-minerais, oriundos da alteração de feldspato potássico, formam as fases secundárias desta fácies.

### **5.1.2 - Minerais óxidos de Fe e Ti e outros minerais opacos**

Os minerais opacos identificados no Granito São Jorge são representados basicamente pelos óxidos magnetita (Mt), hematita (Hm), geralmente da variedade martita (Mrt), ilmenita (Ilm) e, ocasionalmente, pelos sulfetos pirita (Py) e calcopirita (Cpy). As diversas fácies apresentam muitas analogias mineralógicas em termos dos minerais opacos, mas elas apresentam variações nos seus conteúdos modais e, principalmente, nas feições texturais dos mesmos. Dentre eles a Mt é o mineral dominante. Ela apresenta-se com diferentes intensidades de oxidação e substituição por martita, o que se reflete nos valores de suscetibilidade magnética.

#### **5.1.2.1 - Fácies BHQMZD**

Os minerais opacos, representados por magnetita, ilmenita, pirita e calcopirita, ocorrem com conteúdos significativamente mais elevados em relação às demais fácies, principalmente quando comparados com a fácies mais evoluída em termos de diferenciação magmática. Invariavelmente, são observados inclusos ou associados a minerais ferromagnesianos ou, mais localmente, inclusos em cristais de feldspatos.

A titanomagnetita original (TMt) apresenta-se atualmente como magnetita (Mt) predominantemente como cristais hipidiomórficos e, mais raramente, xenomórficos. Quando incluída em feldspatos, forma cristais com dimensões menores que 0,02 mm de ocorrência isolada, geralmente desprovidos de evidências de oxidação (Figura. 6a). Por vezes, quando incluída em plagioclásios, pode ocorrer circundada por epidoto. Quando associados e/ou inclusos em anfibólio, biotita e titanita, que é o caso mais comum, principalmente nos anfibólios, os cristais de Mt apresentam-se isolados ou como agregados, cujos tamanhos alcançam 0,1 mm. São freqüentes cristais de Mt entremeados com clorita (Figura 6b), sugerindo que a Mt foi afetada por soluções hidrotermais, com a cloritização desenvolvendo-se ao longo dos planos de clivagem da Mt, corroendo-a. Mesmo nestes casos, somente em áreas muito localizadas pôde-se observar uma martitização incipiente.

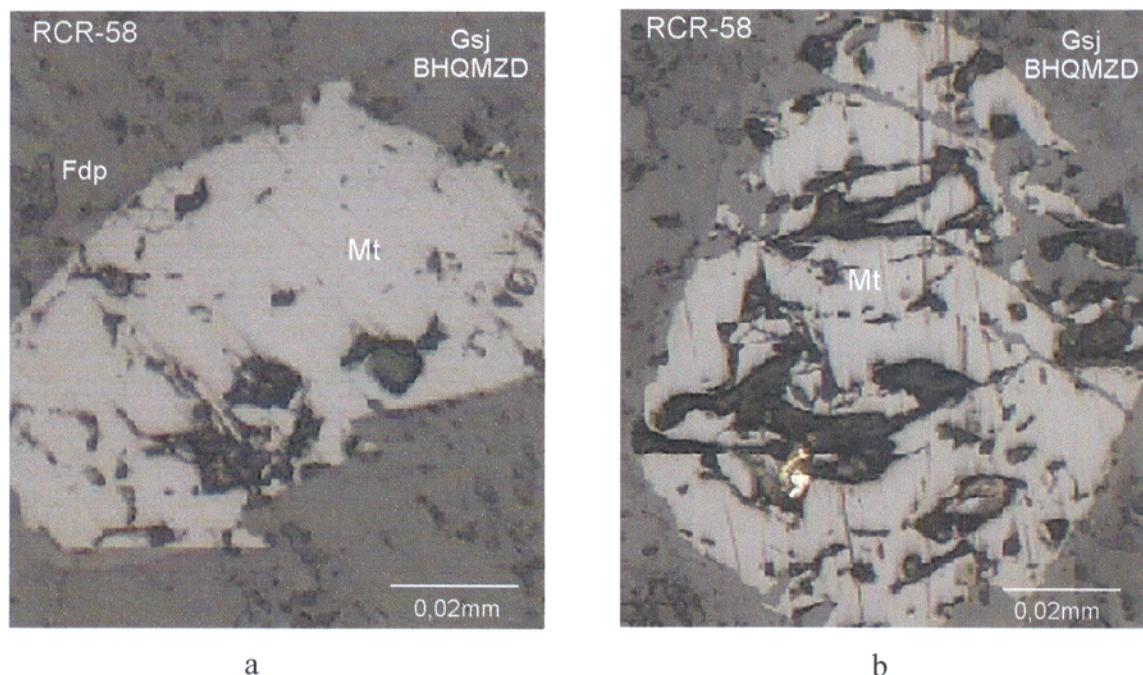
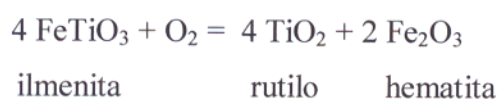


Figura 6 - a) Cristal hipidiomórfico de magnetita incluído em feldspato (fdp), sem evidência de martitização; b) magnetita (Mt) fortemente corroída pela cloritização. Fotomicrografia em luz refletida (LR), nicóis paralelos (NP).

A ilmenita (ilm) apresenta-se sempre como cristais pseudomorfoseados, com formas predominantemente xenomórficas ou hipidiomórficas, que podem estar ou não em contato direto ou intercrescidos com a magnetita. De acordo com os tipos texturais de ilmenita sugeridos por Buddington & Lindsley (1964), Haggerty (1991) e Dall'Agnol et al. (1997), foram identificados ilmenitas dos tipos em treliça (Ilm T; Figs. 7a, b e 8a), sanduíche (Ilm S; Figura 8b), composta (Ilm C; Figura 9a e b), e individual (Ilm I; Figs. 10a, b). A Ilm T apresenta-se atualmente substituída por clorita devido ao intenso processo de cloritização a que foram submetidas estas rochas, ao passo que os demais tipos encontram-se alterados, com diferentes intensidades, para um produto branco acinzentado. O mesmo é descrito por Deer et al. (1966) como sendo leucoxênio, mas pode em um estágio mais avançado de transformação evoluir para rutilo ou anatásio. Somente em porções localizadas é possível observar, ainda, alguns restos de Ilm associada provavelmente com Hm. Entretanto, além desta, existem outros produtos resultantes dessa alteração. Uma das reações típicas envolvendo a desestabilização da Ilm pode ser assim representada:



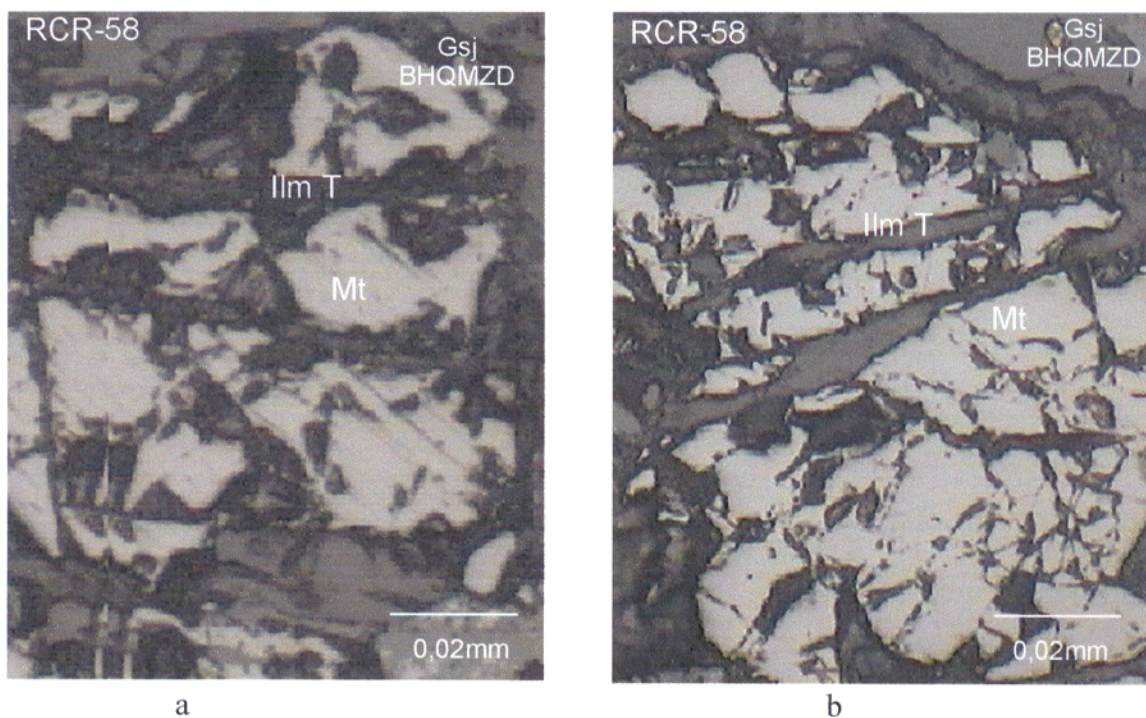


Figura 7a, b – Cristais de magnetita bastante corroídos, mostrando lamelas de ilmenita em treliça substituídas pela clorita que ocupou os planos de clivagem da Mt hospedeira. (LR, NP).

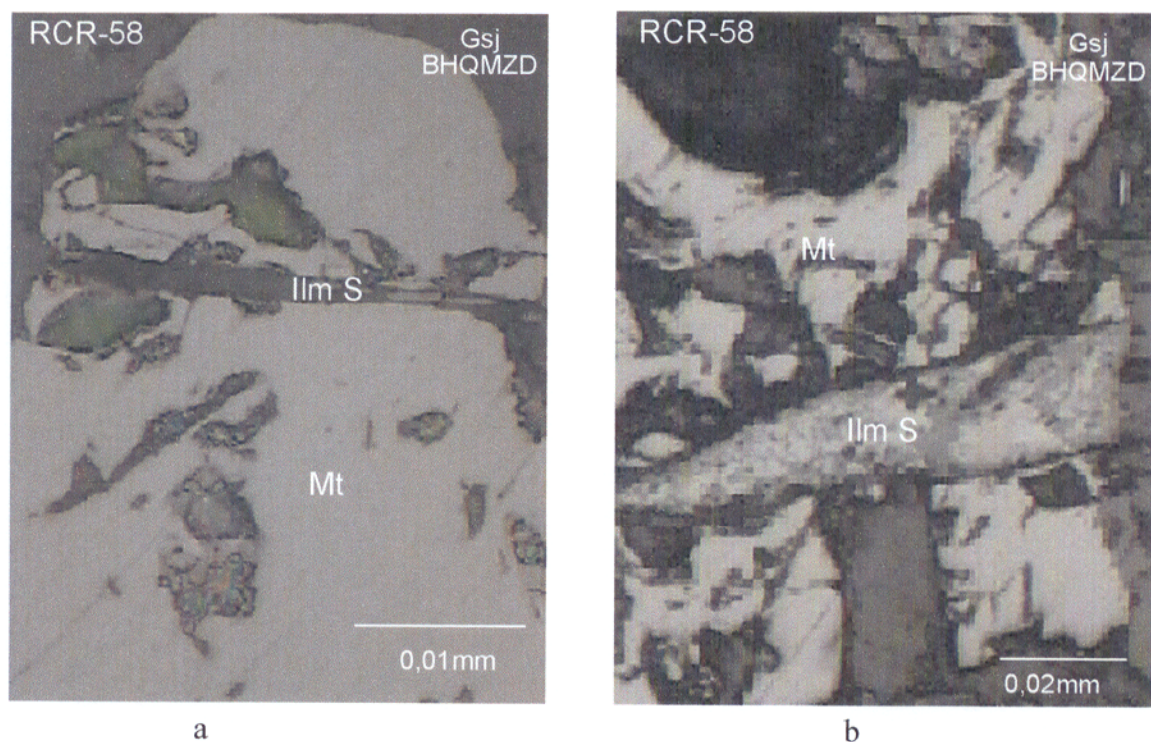


Figura 8a – Magnetita bem preservada mostrando lamela isolada de Ilm S; b) magnetita corroída com Ilm S associada. A Ilm S mostra-se heterogênea e formada por pelo menos duas fases, melhor visualizadas nas Ilm C e Ilm I. (LR, NP)

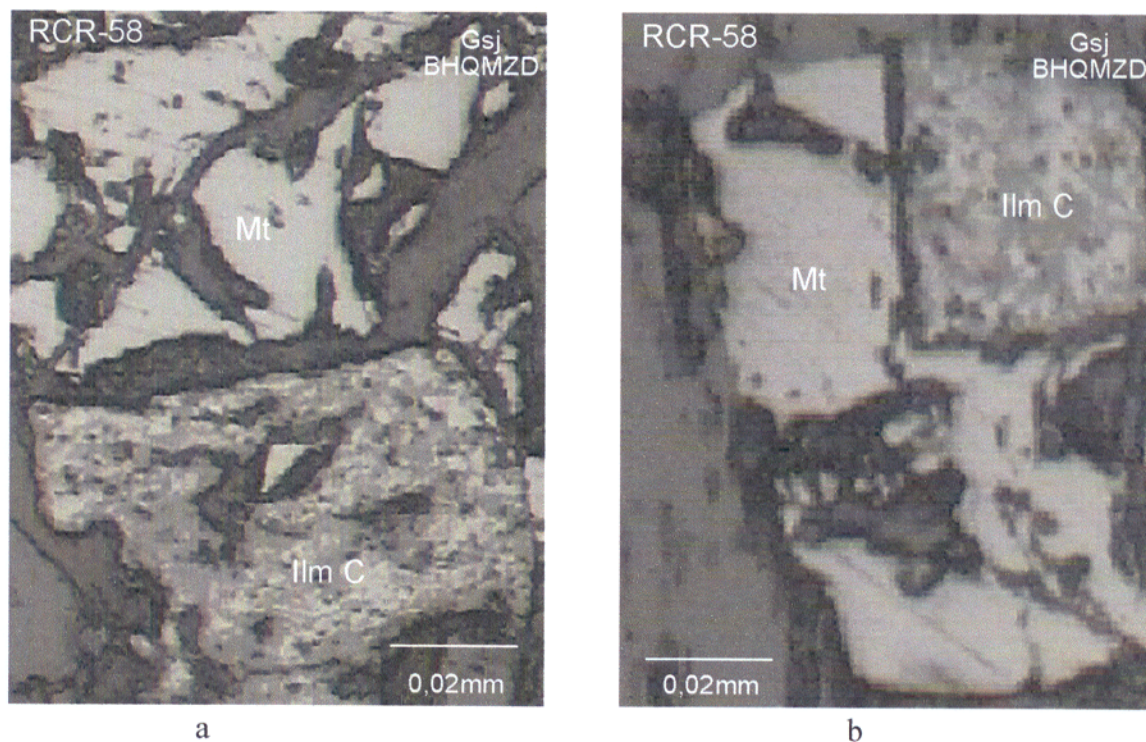


Figura 9a, b – Cristais de magnetita em contato com ilmenita composta, notando-se a corrosão dos primeiros e a presença na ilmenita de uma associação entre duas fases distintas, possivelmente resultantes da transformação de intercrescimento hematita-ilmenita. (LR, NP).

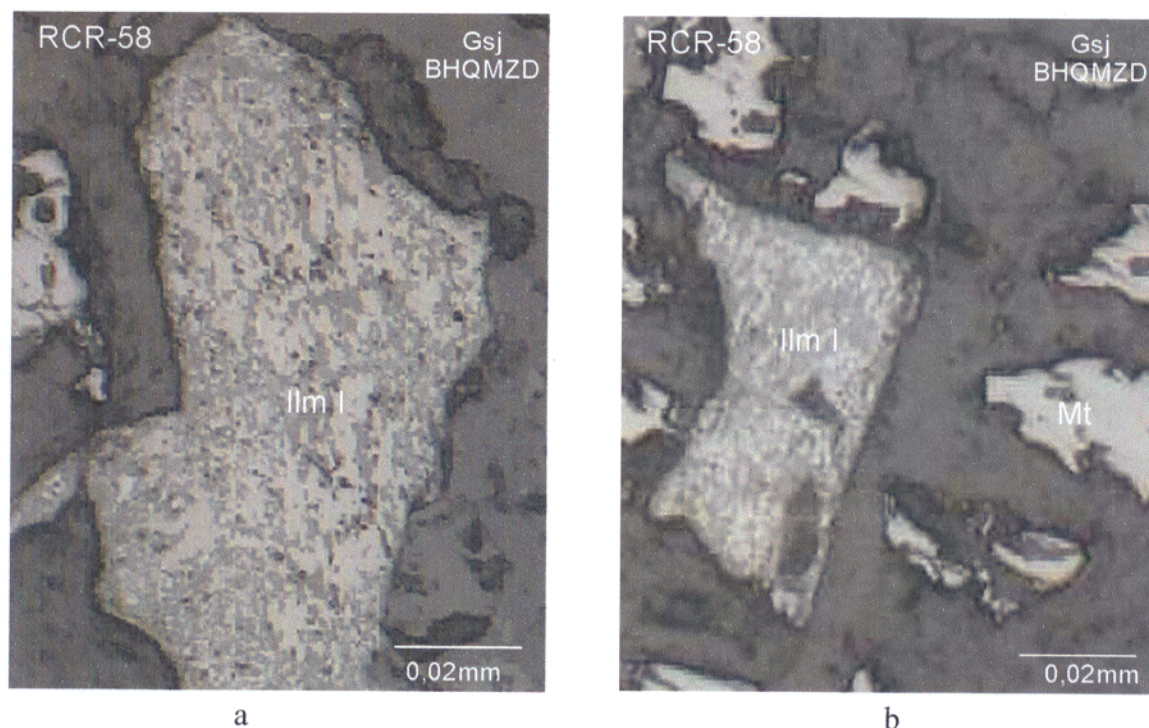


Figura 10a, b – Cristais xenomórficos de ilmenitas individuais, notando-se a presença de grãos xenomórficos de magnetita nas proximidades. A ilmenita mostra o mesmo aspecto heterogêneo observado nas Ilm S e Ilm C. (LR, NP).

A pirita (Py) é pouco abundante, apresentando-se com dimensões bastante heterogêneas e sem evidências texturais de transformações. Ocorre predominantemente como cristais xenomórficos a hipidiomórficos isolados (Figura 11a) ou disseminados, associados principalmente aos minerais ferromagnesianos, ou com a magnetita e pseudomorfos de ilmenita (Figura 11b). Também ocorre como pequenos cristais de granulação fina inclusos nos feldspatos. A calcopirita (Cpy) é ainda mais rara, apresentando-se localmente associada ou inclusa na magnetita.

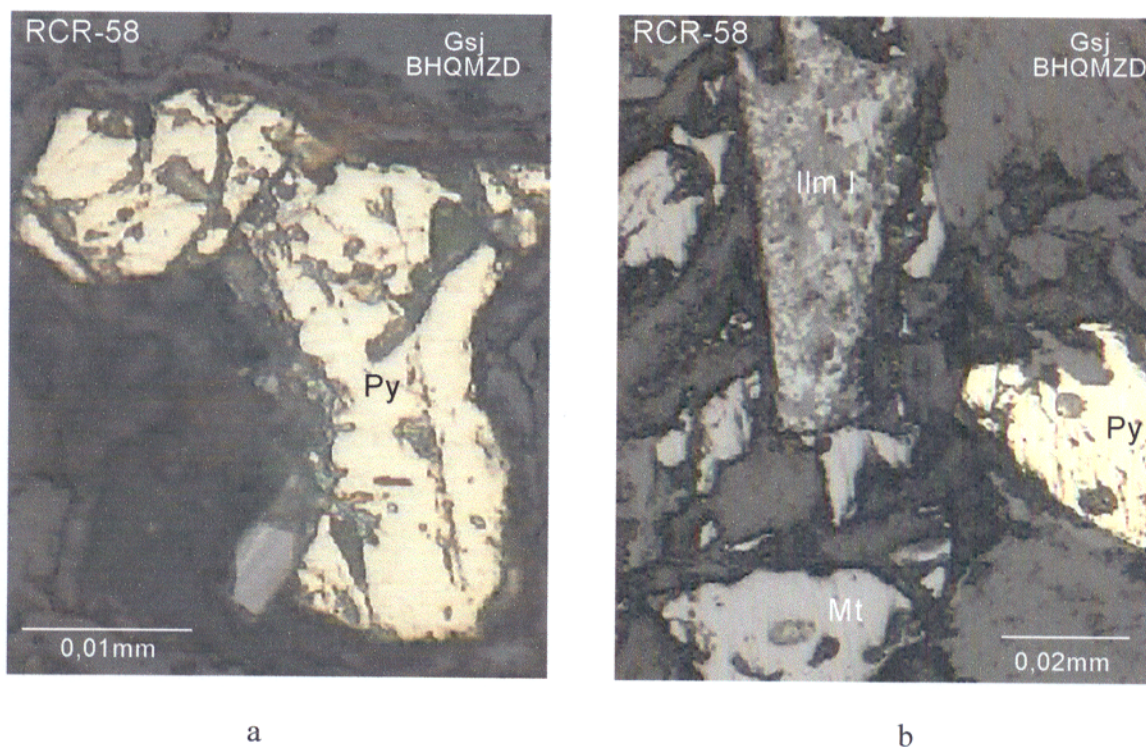


Figura 11 – a) Cristal xenomórfico de pirita com evidências de corrosão; b) grão de pirita associado com magnetita e ilmenita. (LR, NP).

#### 5.1.2.2 - Fácies HBMZG

Magnetita, ilmenita, hematita (incluindo a variedade martita), pirita e calcopirita representam os minerais opacos presentes nesta fácies. Estes ocorrem como inclusões ou associados aos ferromagnesianos e titanita, formando algumas vezes pequenos agregados, ou como inclusões disseminadas em cristais de feldspatos. Como características marcantes desta fácies destacam-se fundamentalmente: a relação entre ilmenita e titanita, com a primeira ocorrendo como núcleos circundados por titanita; a corrosão marcante da Mt; e a escassez da ilmenita.

A magnetita (Mt) ocorre predominantemente como cristais hipidiomórficos e xenomórficos, por vezes subarredondados (Figura 12a), com dimensões que alcançam no máximo 0,5 mm, associada, principalmente a minerais ferromagnesianos e, algumas vezes, a titanita (Figura 12b) e apatita, a qual também pode ocorrer como inclusão na Mt. Menos comumente acham-se disseminados em feldspatos. Nesta fácies, a martitização ainda é bastante incipiente, limitando-se praticamente apenas às bordas dos cristais de Mt. Localmente apresenta-se entremeada com clorita e fortemente corroída, ao que tudo indica, pela ação de soluções hidrotermais, facilitada, em parte, pelos planos de clivagem da Mt.

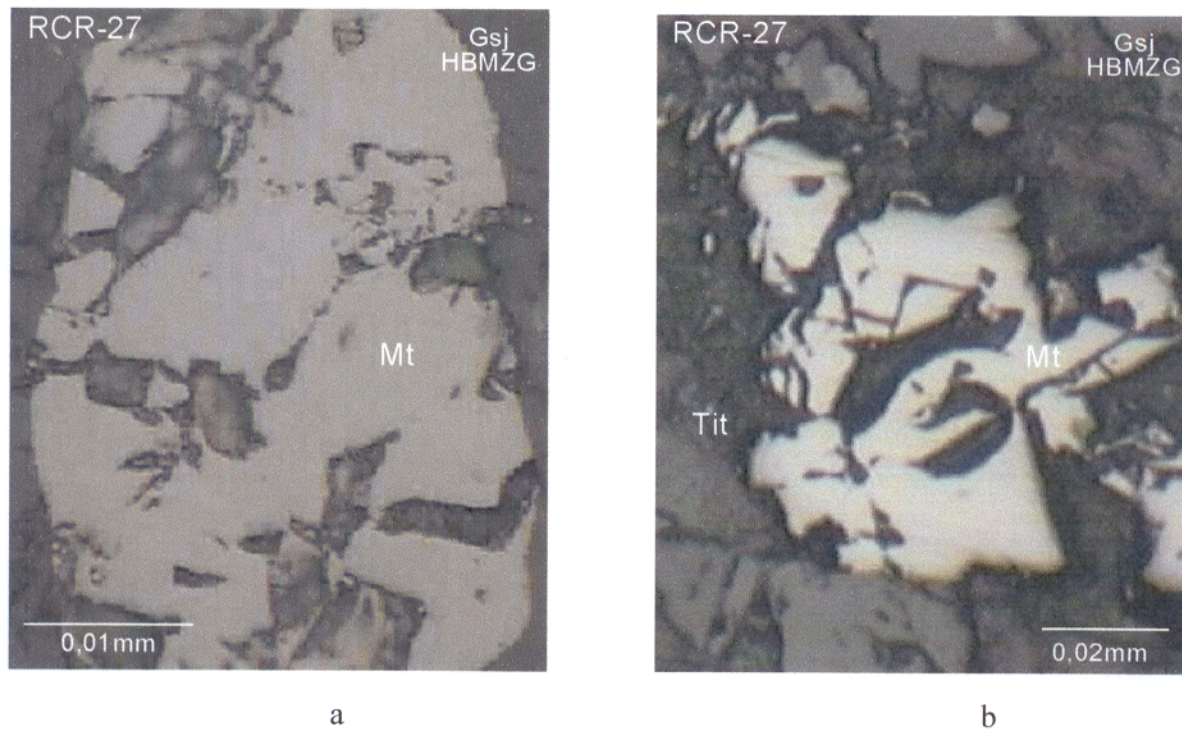


Figura 12 - a) Cristal hipidiomórfico subarredondado de magnetita, sem evidências de corrosão e martitização expressivas, e b) cristal xenomórfico de magnetita, corroída e circundado por titanita. (LR, NP).

A ilmenita (Ilm), a exemplo da Mt, encontra-se normalmente associada a titanita, anfibólio e biotita. Apresenta-se apenas como ilmenita do tipo individual (Ilm I), sob a forma de cristais xenomórficos, quase sempre circundados por uma auréola de titanita (Figura 13a), sugerindo a sua desestabilização, possivelmente ainda no estágio magmático, levando à formação da titanita. Nas rochas com textura granular hipidiomórfica, a Ilm torna-se mais escassa ou mesmo ausente. Apresenta-se sempre formando intercrescimentos com a hematita, com a

hematita, com esta última fase estando presente em concentração estimadas em no máximo 25 a 30% na ilmenita hospedeira. A hematita apresenta-se, sempre, como finas lentes sigmoidais orientadas e descontínuas que podem limitar-se algumas vezes a determinadas porções da Ilm, estando ausente nas suas bordas (Figura 13a), ou, por vezes, distribuir-se de modo mais homogêneo por todo o cristal (Figura 13b e 14b).

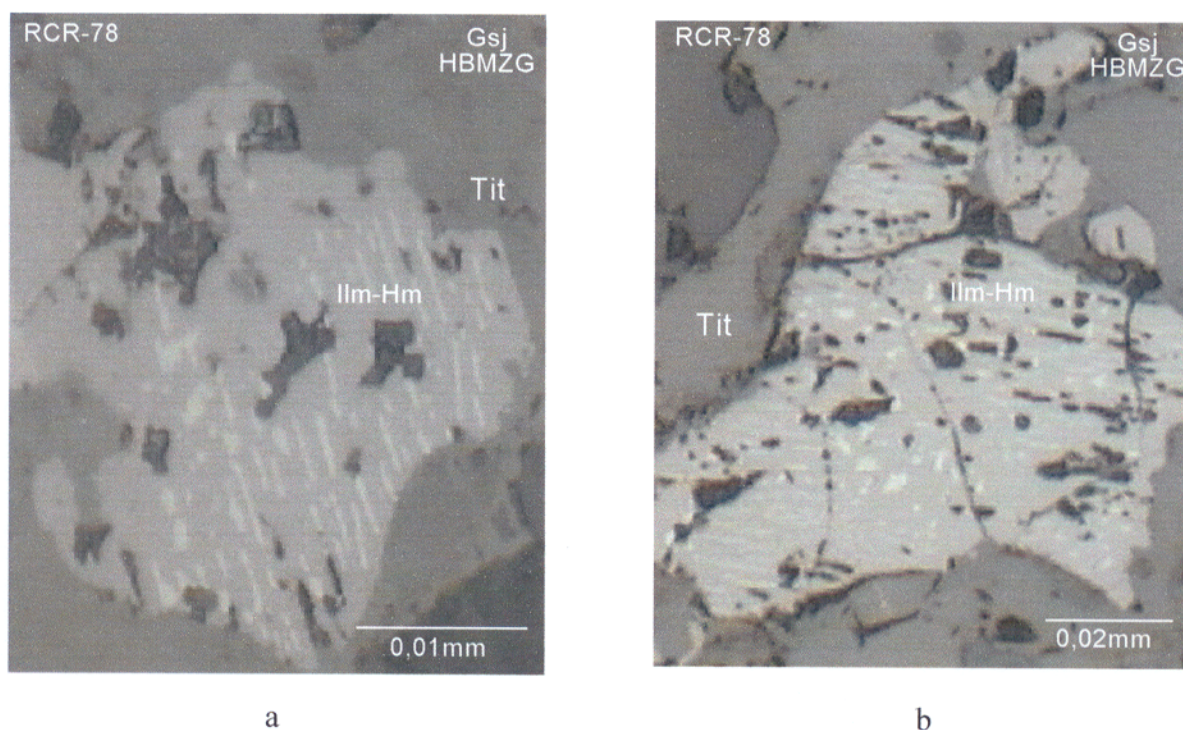
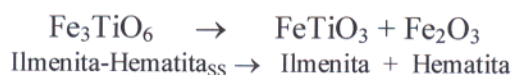


Figura 13a e b) Cristais xenomórficos de ilmenita individual (Ilm I), mostrando lentes sigmoidais orientadas e descontínuas de hematita (cinza claro), evidenciando que os intercrescimentos atuais resultam da exsolução a partir da solução sólida entre este dois minerais. Notar a substituição da ilmenita por titanita. (LR, NP).

A presença dos intercrescimentos de ilmenita e hematita pode ser explicada pela sua derivação por exsolução a partir da solução sólida entre esses dois minerais, segundo a reação:



A hematita (Hm) é escassa, podendo ser observada como produto de alteração da magnetita sob a forma de martita (Mrt; Figura 14a) ou formando solução sólida com a ilmenita (Figura 14b). A martita exhibe, em geral, formas lamelares, desenvolvendo-se a partir da borda da Mt hospedeira (Figura 14a), mas, quando o processo é um pouco mais intenso, chega a formar





Figura 15 - Cristal hipidiomórfico de pirita associada a ferromagnesianos. (LR, NP).

#### 5.1.2.3 - Fácies BMZG

Magnetita, ilmenita, hematita (principalmente a variedade martita), pirita e calcopirita foram observados nesta fácies. Os minerais opacos ocorrem como inclusões ou associados a titanita e biotita, formando, por vezes, pequenos agregados, juntamente com apatita e zircão ou, ainda, como inclusões em cristais de feldspatos. Caracteristicamente a magnetita distingue-se daquelas descritas nas fácies precedentes por se apresentar fortemente martitizada, evidenciando o alto grau de oxidação a que foi submetida.

Os cristais de magnetita (Mt) apresentam-se predominantemente hipidiomórficos e xenomórficos (Figura 16a) e, mais raramente, idiomórficos. Estão associados a titanita (Figura 16b) e/ou biotita, podendo por vezes formar agregados (Figura 16c), nos quais podem estar presentes apatita e zircão, ou ainda disseminados nos feldspatos. No primeiro caso, seus cristais podem apresentar-se moderadamente corroídos por soluções hidrotermais, que levaram à formação de cloritas, atualmente entremeadas nos cristais de Mt. Os cristais de Mt desta fácies, comumente, mostram martitização expressiva (Figura 16d).

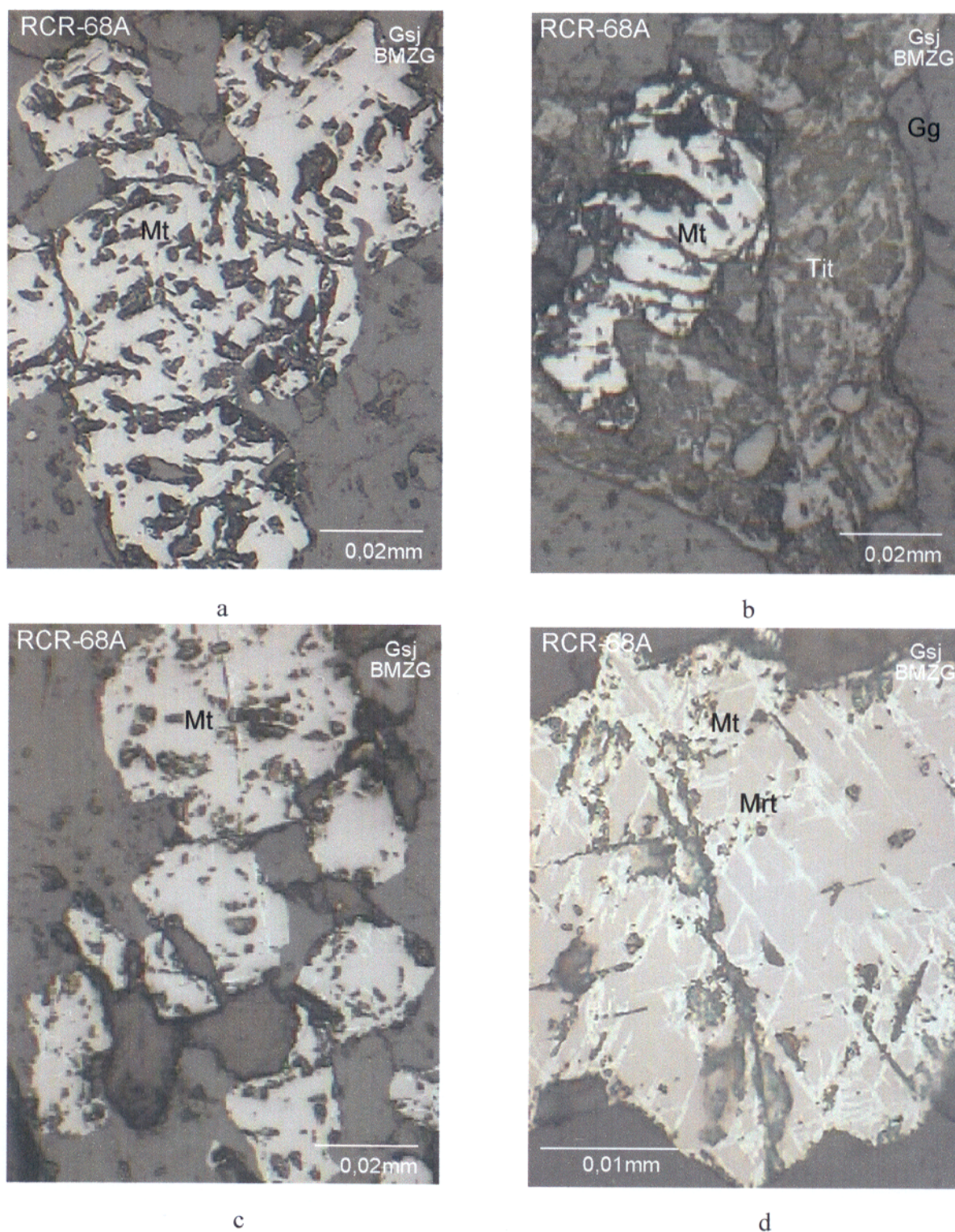


Figura 16 - a) Cristal xenomórfico de magnetita pouco transformado; b) cristal de magnetita associado a titanita; c) cristais de magnetita com martitização incipiente formando agregados; d) cristal de magnetita com desenvolvimento marcante de lamelas de martita (cinza claro), preferencialmente ao longo dos planos de partição da magnetita hospedeira. (LR, NP).

A ilmenita (Ilm) é pouco abundante. Apresenta-se freqüentemente como ilmenita individual (Ilm I), sob a forma de cristais xenomórficos, normalmente associados a titanita, biotita e Mt. A Ilm costuma exibir no seu interior finas lamelas de exsolução de hematita, evidenciando a solução sólida entre esses dois minerais (Figs. 17a e b).

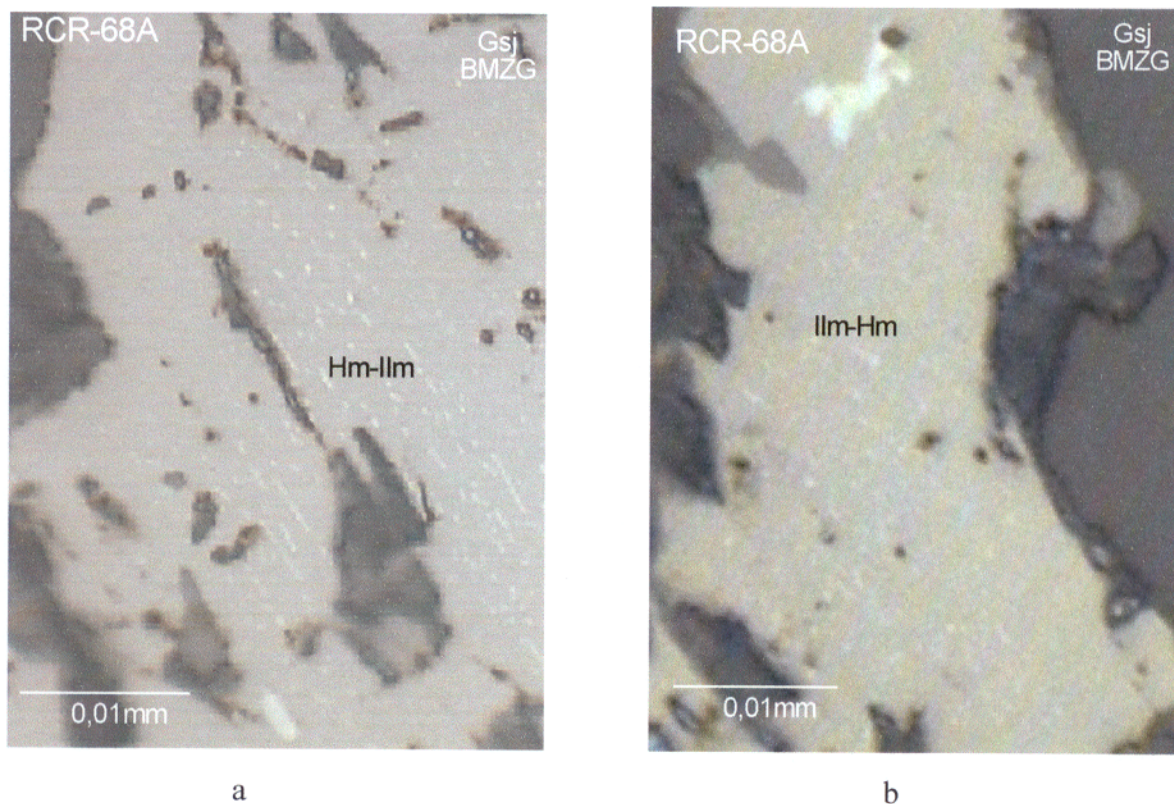


Figura 17a e b - Cristais de ilmenita mostrando lamelas de exsolução de hematita. Notar que nesta fácies, as lamelas de hematita são menos abundantes que na fácies HBMZG. (LR, NP).

A hematita (Hm) é caracteristicamente observada como produto de oxidação da magnetita (Mrt), podendo tanto se desenvolver mais intensamente a partir de suas bordas (Figura 18a), como se distribuir ao longo de todo o cristal, de forma regular ou não (Figura 18b). De um modo geral está sempre presente, variando porém a intensidade da martitização nos cristais de Mt. De modo restrito, pode ser visualizada sob a forma de intercrescimento com a Ilm ou preenchendo fraturas.

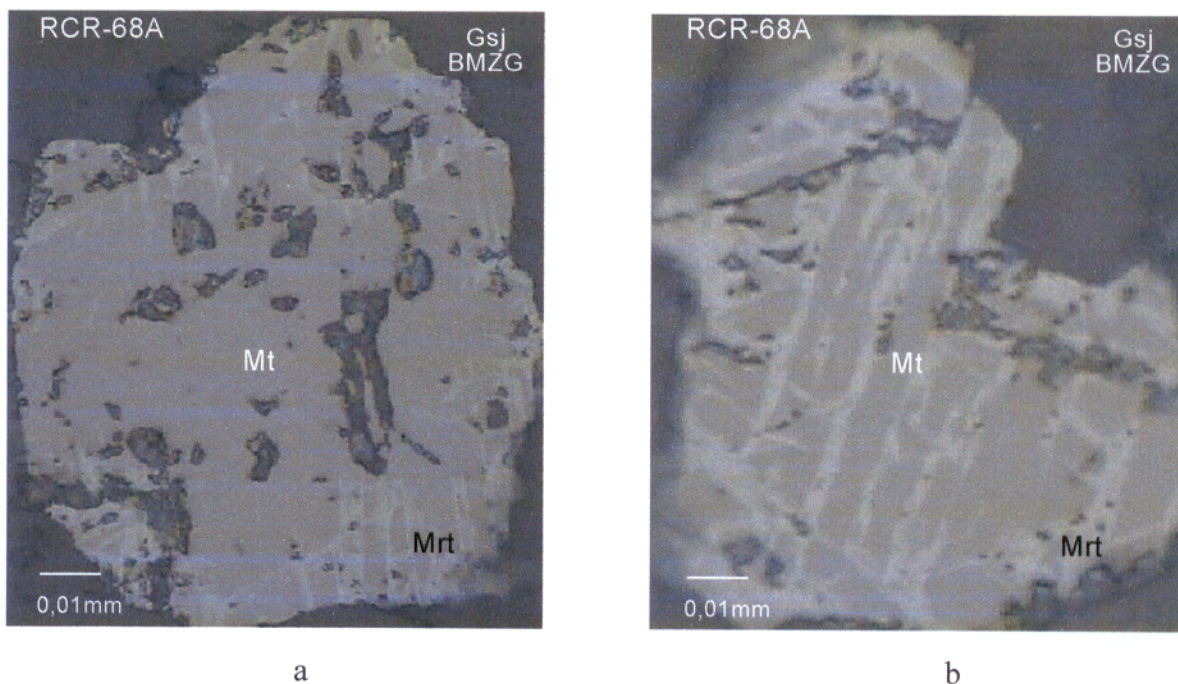


Figura 18 – Cristais de magnetita martitizados preferencialmente nas bordas (a) e em todo o cristal (b). (LR, NP).

A calcopirita e a pirita ocorrem via de regra associadas a biotita ou dispostas como inclusões nos feldspatos. Dominantemente apresentam-se como cristais hipidiomórficos, isolados (Figura 19a), de granulação fina ou em vários grãos associados a feldspatos (Figura 19b).

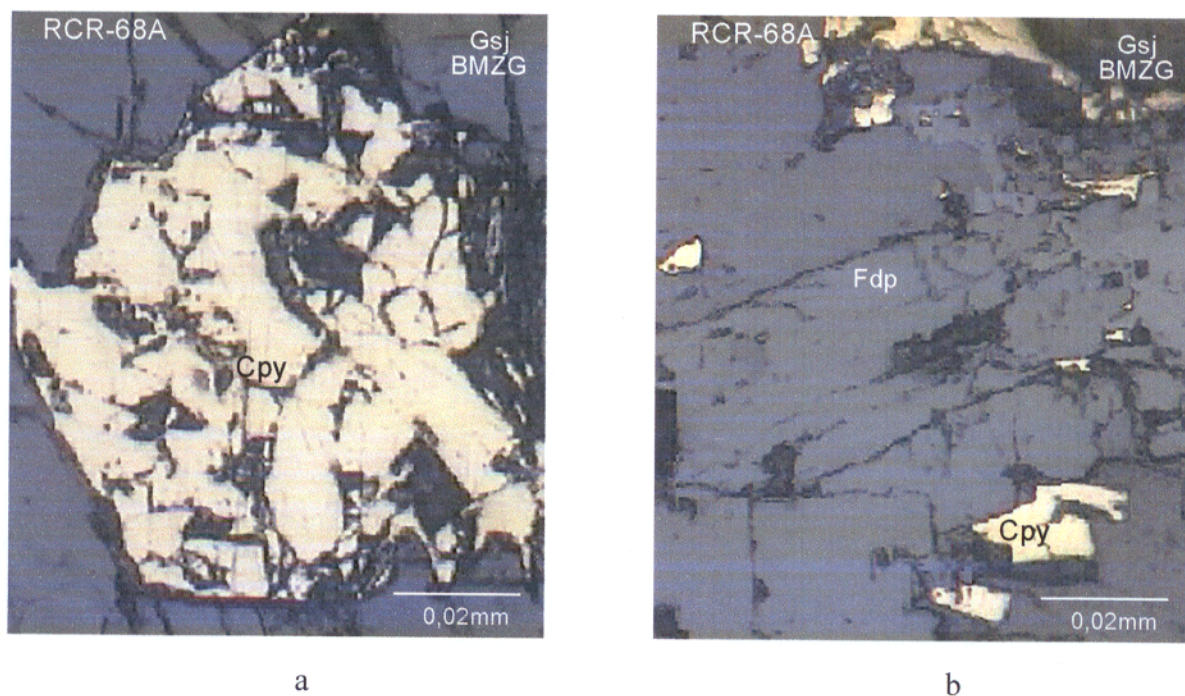


Figura 19 – Cristal de calcopirita a) hipidiomórfico, isolado, e b) em grãos xenomórficos associados com feldspatos. (LR, NP).

#### 5.1.2.4 - Fácies BLMZG

Os minerais opacos desta fácies, representados por magnetita, ilmenita, hematita e pirita, apresentam conteúdos modais mais reduzidos em relação às demais fácies. Além disso, eles diferem fundamentalmente dos opacos das mesmas pela intensidade do processo de oxidação.

A magnetita ocorre em proporções mais reduzidas em relação às outras fácies. Apresenta-se com formas predominantemente hipidiomórficas, passando a xenomórficas nos cristais mais fortemente oxidados. Localmente possui granulação muito fina e acha-se disseminada e inclusa em feldspatos (Figura 20a). Distingue-se das fácies anteriores, por apresentar um mais alto grau de oxidação, traduzindo-se em uma martitização mais intensa, taanto nas bordas como nas porções mais internas dos cristais (Figura 20b), sendo muito raros os cristais sem evidência de martitização.

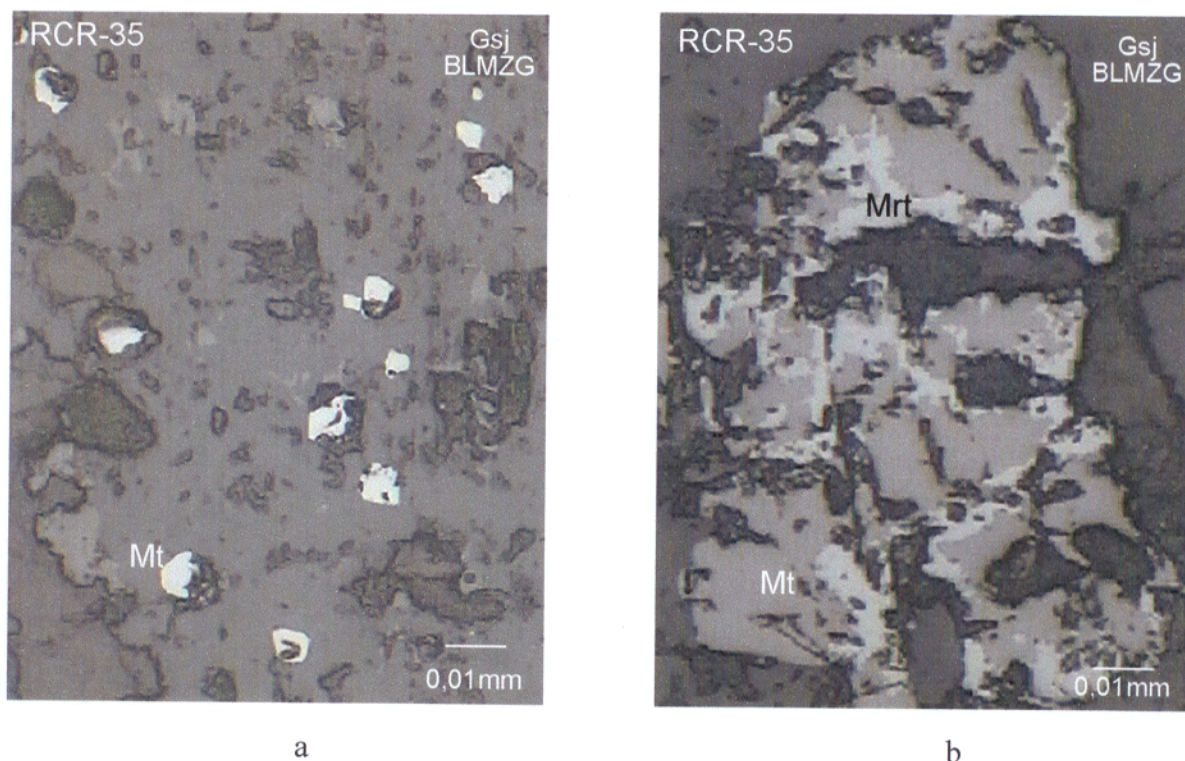


Figura 20 – a) Cristais muito finos, hipidiomórficos de magnetita disseminados e inclusos em feldspatos e b) cristal hipidiomórfico de magnetita mostrando a martitização que invade o cristal e se distribui de modo irregular. (LR, NP).

A ilmenita é pouca abundante. Apresenta-se associada com a magnetita sob a forma de lamelas pseudomorfizadas de Ilm T (Figura 21a) ou Ilm S. Menos comumente, ocorre como cristais submilimétricos de Ilm I, formando intercrescimento com a hematita (Figura 21b). Esta acha-se ausente nas bordas da ilmenita, sugerindo o requilíbrio parcial da Ilm I de forma similar ao descrito por Dall'Agnol et al. (1997) no Granito Jamon.

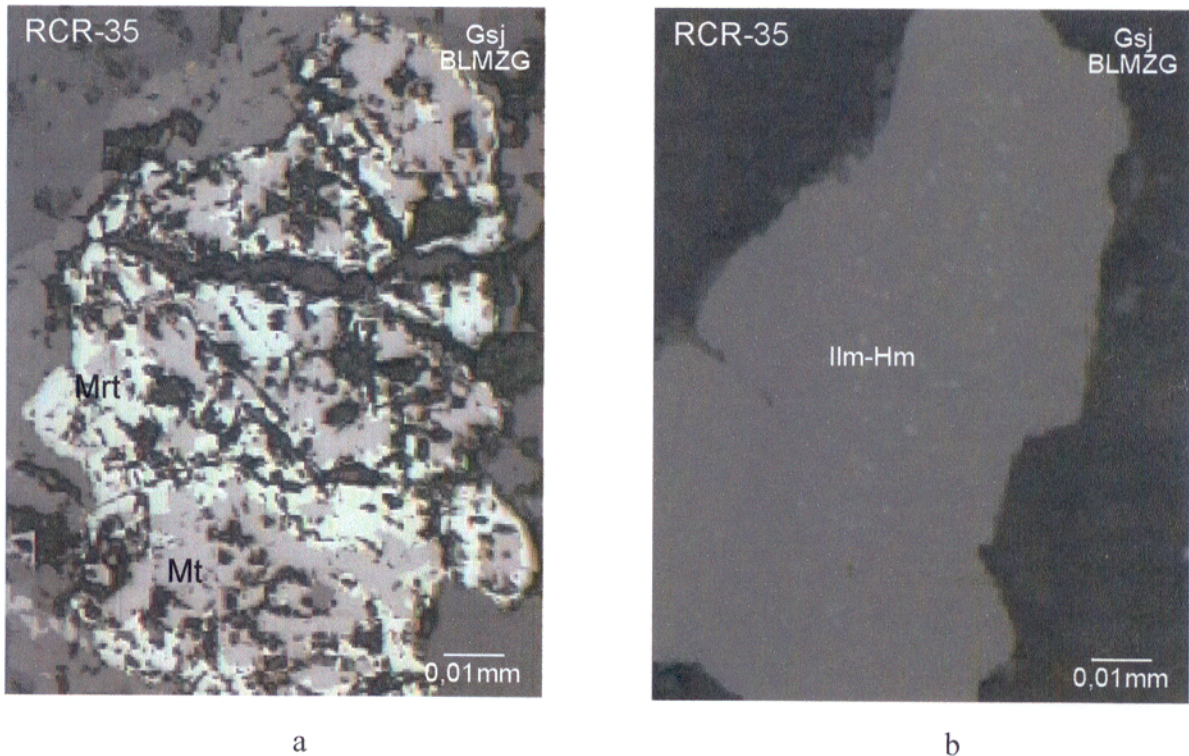
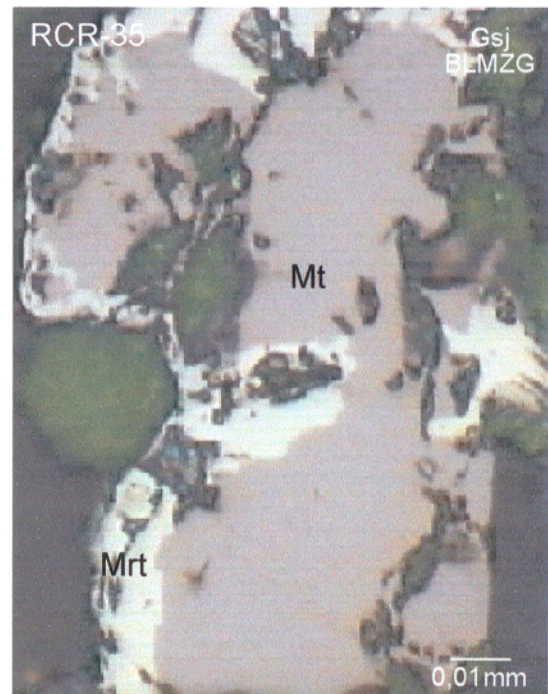


Figura 21 – a) Cristal xenomórfico de magnetita intensamente martitizado, mostrando feições de corrosão em vários planos de clivagem da Mt, onde possivelmente existiam ilmenitas em treliça; e b) cristal de ilmenita com exsolução de hematita. Notar que as zonas livre de exsolução são concentradas nas bordas do cristal.

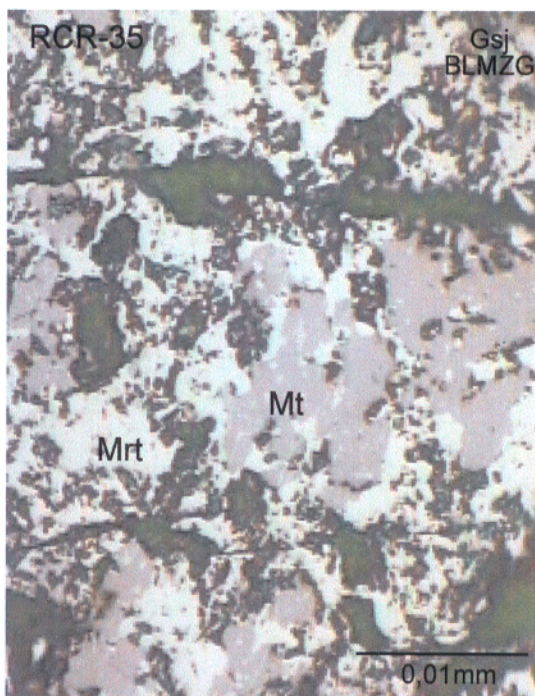
A martita é muito freqüente nesta fácies, desenvolvendo-se intensamente, tanto a partir das bordas (Figs. 22a e b) como ao longo de todo o cristal de Mt hospedeira (Figs. 22c e d). A martitização pode se dar de forma regular ou não e, por vezes, chega a substituir completamente os cristais de Mt.



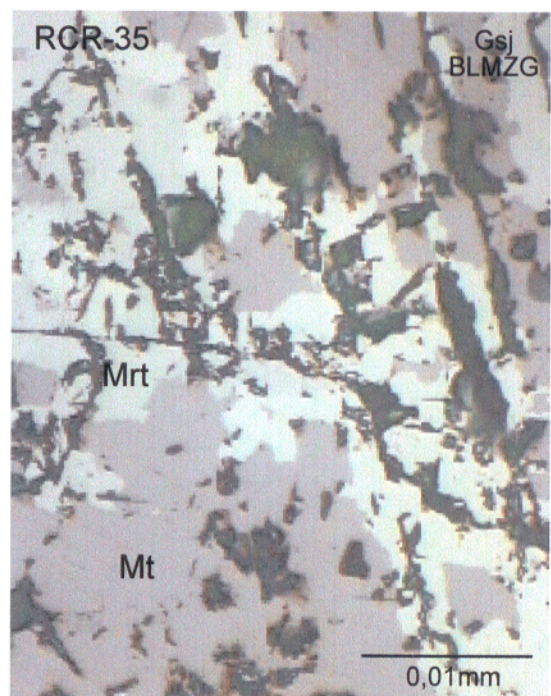
a



b



c



d

Figura 22 – Cristais xenomórficos de magnetita mostrando a intensidade e as formas de martitização: a) e b) martitização intensa concentrada nas bordas da magnetita; c) e d) martitização intensa, distribuída, por todo o cristal, formando ilhas de magnetita, envoltas por martita. (LR, NP).

### 5.1.3 - Suscetibilidade magnética

#### 5.1.3.1 - Apresentação dos dados

O Granito São Jorge (Gsj) apresenta suscetibilidade magnética (SM) variando de  $2,0895 \times 10^{-3}$  (valor mínimo) a  $20,895 \times 10^{-3}$  SI (valor máximo) (Tab. 4) com média de  $8,2261 \times 10^{-3}$  SI. O sumário estatístico dos dados de SM é apresentado na Tabela 5 e as variações percentuais dos dados são apresentadas na tabela de percentís (tab. 6), a partir da qual se observa que aproximadamente 38% das amostras analisadas possuem SM superior ao valor médio de SM do corpo, sendo 35% dessas situadas no intervalo de  $8,3506 \times 10^{-3}$  a  $15,944 \times 10^{-3}$  SI.

A análise dos dados de SM a partir de histograma e polígono de frequência (figs. 23a e b), revela que a distribuição do conjunto de amostras é claramente unimodal, com o máximo situando-se próximo do valor médio de SM (Figura 23a, b). Os valores de SM mostram um espalhamento discreto, com a sua grande maioria concentrando-se no intervalo entre log  $-1,8$  e  $-2,4$  (SIv). Estes dados quando plotados no gráfico de probabilidade normal (Figura 23c), possibilitaram a separação de 4 (quatro) populações, designadas genericamente de “A”, “B”, “C” e “D”, com diferentes características magnéticas. As várias populações são definidas a partir de segmentos de reta, com diferentes inclinações que unem grupos de amostras alinhadas segundo esses mesmos segmentos.

A população “A”, formada por amostras fracamente magnéticas, apresenta valores de SM situados no intervalo de  $2,0895 \times 10^{-3}$  a  $5,436 \times 10^{-3}$  SI (Tab. 4) com valor médio de  $4,503 \times 10^{-3}$  SI. Essa população engloba aproximadamente 29% das amostras estudadas e caracteriza-se por conter amostras da fácies biotita-leucomonzogranito (BLMZG) e biotita-monzogranitos (BMZG), as mais evoluídas em termos de fracionamento, sendo a primeira situada predominantemente na porção inferior da referida população.

A população “B”, representada por 15% das amostras estudadas, apresenta valores de SM que variam de  $5,8268 \times 10^{-3}$  a  $6,4965 \times 10^{-3}$  SI (Tab. 5) com média de  $6,1851 \times 10^{-3}$  SI. Esta população é bastante heterogênea, englobando, predominantemente, amostras da fácies BMZG e BLMZG, acompanhadas por uma única amostra de HBMZG.

A população “C”, composta por 18% das amostras, apresenta valor médio de SM de  $7,8502 \times 10^{-3}$  SI e valores de SM que situam-se no intervalo de  $7,2570 \times 10^{-3}$  a  $8,1644 \times 10^{-3}$  SI. Esta população engloba, praticamente, somente a fácies BMZG, com uma única amostra da fácies HBMZG. Caracteriza-se por representar a transição entre a fácies mais rica em

ferromagnesianos, possivelmente, menos evoluída em termos de diferenciação magmática (população “D”) e as fácies mais pobres em máficos (populações “A” e “B”), possivelmente oriundas de líquidos mais evoluídos.

O grande espalhamento das amostras da fácies BMZG poderia sugerir que os BMZG não são um grupo homogêneo em termos petrográficos. Entretanto, isso pode refletir apenas variações na intensidade da martitização da magnetita. Neste caso, as amostras de BMZG das populações “B” e “A” teriam sido mais intensamente transformadas, com desestabilização mais marcante de sua magnetita. Esta segunda hipótese não pode, porém, ser demonstrada, por não se dispor de lâminas polidas de amostras dessa fácies, presentes nas populações “B” e “A”.

Tabela 4 - Dados de suscetibilidade magnética do Granito São Jorge.

POPULAÇÃO	AMOSTRAS	K (SI)	FÁCIES	Log K
“D”	RCR 58 (*)	20,9890 x 10 <sup>-3</sup>	BHQMZD	-1,67801
	RCR 78 (*)	15,9440 x 10 <sup>-3</sup>	HBMZG	-1,79740
	RCR 73B	13,6850 x 10 <sup>-3</sup>	HBMZG	-1,86376
	RCR 27 (*)	13,5520 x 10 <sup>-3</sup>	HBMZG	-1,86800
	RCR 36 <sup>A</sup>	12,9400 x 10 <sup>-3</sup>	HBMZG	-1,88807
	RCR 73C	12,3660 x 10 <sup>-3</sup>	HBMZG	-1,90777
	RCR 67B	11,1580 x 10 <sup>-3</sup>	HBMZG	-1,95241
	RCR 73	10,3230 x 10 <sup>-3</sup>	HBMZG	-1,98619
	RCR 65B	9,7065 x 10 <sup>-3</sup>	HBMZG	-2,01294
	RCR 32	9,6067 x 10 <sup>-3</sup>	HBMZG	-2,01743
	RCR 28	9,4099 x 10 <sup>-3</sup>	HBMZG	-2,02641
	RCR 64A	8,6019 x 10 <sup>-3</sup>	HBMZG	-2,06541
	RCR 73A	8,3506 x 10 <sup>-3</sup>	HBMZG	-2,07828
	“C”	RCR 74	8,1644 x 10 <sup>-3</sup>	BMZG
RCR 30		8,1609 x 10 <sup>-3</sup>	BMZG	-2,08826
RCR 72 (*)		7,9652 x 10 <sup>-3</sup>	HBMZG	-2,09880
RCR 68A (*)		7,8621 x 10 <sup>-3</sup>	BMZG	-2,10446
RCR 79A		7,6916 x 10 <sup>-3</sup>	BMZG	-2,11398
RCR 79B		7,2570 x 10 <sup>-3</sup>	BMZG	-2,13924
“B”	RCR 25A	6,4965 x 10 <sup>-3</sup>	BLMZG	-2,18732
	RCR 65A	6,3864 x 10 <sup>-3</sup>	HBMZG	-2,19474
	RCR 25E	6,3359 x 10 <sup>-3</sup>	BMZG	-2,19819
	RCR 75	5,8798 x 10 <sup>-3</sup>	BLMZG	-2,23064
	RCR 64B	5,8268 x 10 <sup>-3</sup>	BMZG	-2,23457
“A”	RCR 63A	5,4362 x 10 <sup>-3</sup>	BMZG	-2,26470
	RCR 1A	5,3198 x 10 <sup>-3</sup>	BLMZG	-2,27410
	RCR 31	4,9308 x 10 <sup>-3</sup>	BMZG	-2,30708
	RCR 69	4,9140 x 10 <sup>-3</sup>	BMZG	-2,3-856
	RCR 1B	4,7387 x 10 <sup>-3</sup>	BLMZG	-2,32434
	RCR 85	4,6343 x 10 <sup>-3</sup>	BLMZG	-2,33402
	RCR 76	4,6118 x 10 <sup>-3</sup>	BMZG	-2,33613
	RCR 63B	4,4437 x 10 <sup>-3</sup>	BLMZG	-2,35226
	RCR 2A	3,9115 x 10 <sup>-3</sup>	BLMZG	-2,40766
	RCR 71	2,0895 x 10 <sup>-3</sup>	BMZG	-2,67996

K (SI): valor médio de SM no Sistema Internacional. B = Biotita; H = Hornblenda; QMZD = Quartzo-Monzodiorito; MZG = Monzogranito; L = Leuco.  
(\*): amostras com lâmina polida

Tabela 5 - Parâmetros estatísticos dos dados de suscetibilidade magnética do Granito São Jorge.

PARÂMETROS ESTATÍSTICOS (n° de amostras = 34)	K (SI)
Média	$8,2262 \times 10^{-3}$
Mediana	$7,7768 \times 10^{-3}$
Moda	$7,6916 \times 10^{-3}$
Média geométrica	$7,4185 \times 10^{-3}$
Variância	$1,5395 \times 10^{-5}$
Desvio padrão	$3,9237 \times 10^{-3}$
Erro padrão	$6,7290 \times 10^{-4}$
Valor mínimo	$2,0895 \times 10^{-3}$
Valor máximo	$20,9890 \times 10^{-3}$

K (SI): valor de SM no Sistema Internacional.

Tabela 6 - Percentís dos dados de suscetibilidade magnética do Granito São Jorge.

PERCENTAGENS	PERCENTIS K (SI)
90	$13,5520 \times 10^{-3}$
80	$11,158 \times 10^{-3}$
70	$9,4099 \times 10^{-3}$
65	$8,6019 \times 10^{-3}$
60	$8,1644 \times 10^{-3}$
55	$7,9652 \times 10^{-3}$
50	$7,7768 \times 10^{-3}$
45	$7,2570 \times 10^{-3}$
40	$6,3864 \times 10^{-3}$
35	$5,8798 \times 10^{-3}$
30	$5,8268 \times 10^{-3}$
20	$4,9140 \times 10^{-3}$
10	$4,6118 \times 10^{-3}$
5	$3,9115 \times 10^{-3}$

K (SI): valor de SM no Sistema Internacional.

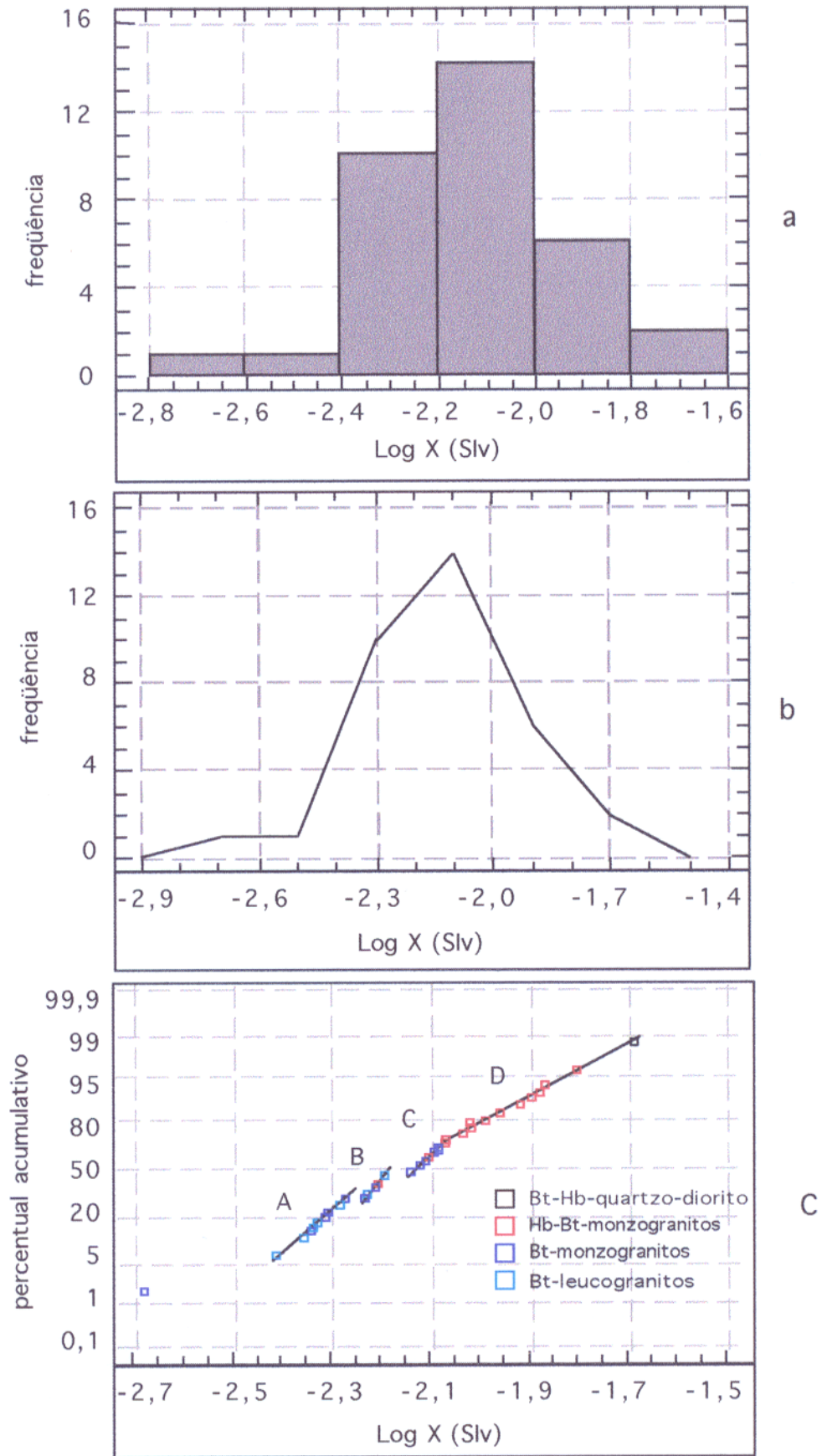


Figura 23 - a) Histograma, b) polígono de frequência e c) gráfico de probabilidade normal, referentes aos dados de suscetibilidade magnética do Granito São Jorge (6 classes).

A população “D”, formada por 38% dos dados, representa as amostras mais magnéticas do Gsj, as quais situam-se no intervalo de  $8,3506 \times 10^{-3}$  a  $20,9890 \times 10^{-3}$  SI com valor médio de  $12,0487 \times 10^{-3}$  SI. Esta população é caracterizada por apresentar essencialmente amostras da fácies HBMZG, acompanhadas pela única amostra de BHQMZD, variedade menos evoluída do corpo. Representa, assim, um grupo muito homogêneo que engloba as rochas menos evoluídas do conjunto estudado. As únicas amostras de HBMZG que ocorrem nas populações “C” e “B” mostram um dos conteúdos modais mais reduzidos de minerais opacos desta fácies, justificando o seu comportamento magnético.

#### 5.1.3.2 - Relação entre SM e Fácies

Um mapa de variação de SM (Figura 24), relacionado com a distribuição das diferentes fácies identificadas e as populações estabelecidas na figura 23c, permite visualizar a distribuição geral de SM no maciço. No referido mapa, observa-se uma concentração dos valores mais elevados de SM, correspondentes às fácies HBMZG e BHQMZD no norte do corpo, próximo de Vila Riozinho, e nas porções centro-leste e sul da área. Por sua vez, os menores valores de SM (fácies BLMZG e BMZG; população A) concentram-se principalmente na região de cava do garimpo São Jorge (BLMZG) e se estendem para a porção sudeste do corpo (BMZG). Valores intermediários de SM, fornecidos predominantemente pela fácies BMZG (populações “C” e “B”), foram obtidos em amostras coletadas ao longo da BR-163, no centro e sudeste do maciço.

Observou-se uma boa correlação entre os dados de suscetibilidade magnética (SM) e a provável evolução magmática admitida para o Granito São Jorge (Lamarão, em preparação). Os valores mais altos de SM relacionam-se às fácies menos evoluídas no processo de diferenciação magmática, enquanto os valores mais baixos de SM são, em geral, representados pelas fácies diferenciadas mais tardiamente.

As variedades faciológicas do Gsj, com exceção do BHQMZD, no qual executou-se medidas em apenas uma amostra, estão bem representadas na amostragem estudada. Mesmo assim, o valor de SM obtido para o BHQMZD parece representativo, pois corresponde ao valor esperado de SM em função do alto teor de minerais opacos e máficos que a rocha possui, bem como pelo seu caráter menos evoluído em termos de diferenciação magmática. A medida isolada no BHQMZD reflete na realidade a pouca expressividade com que esta fácies ocorre em relação

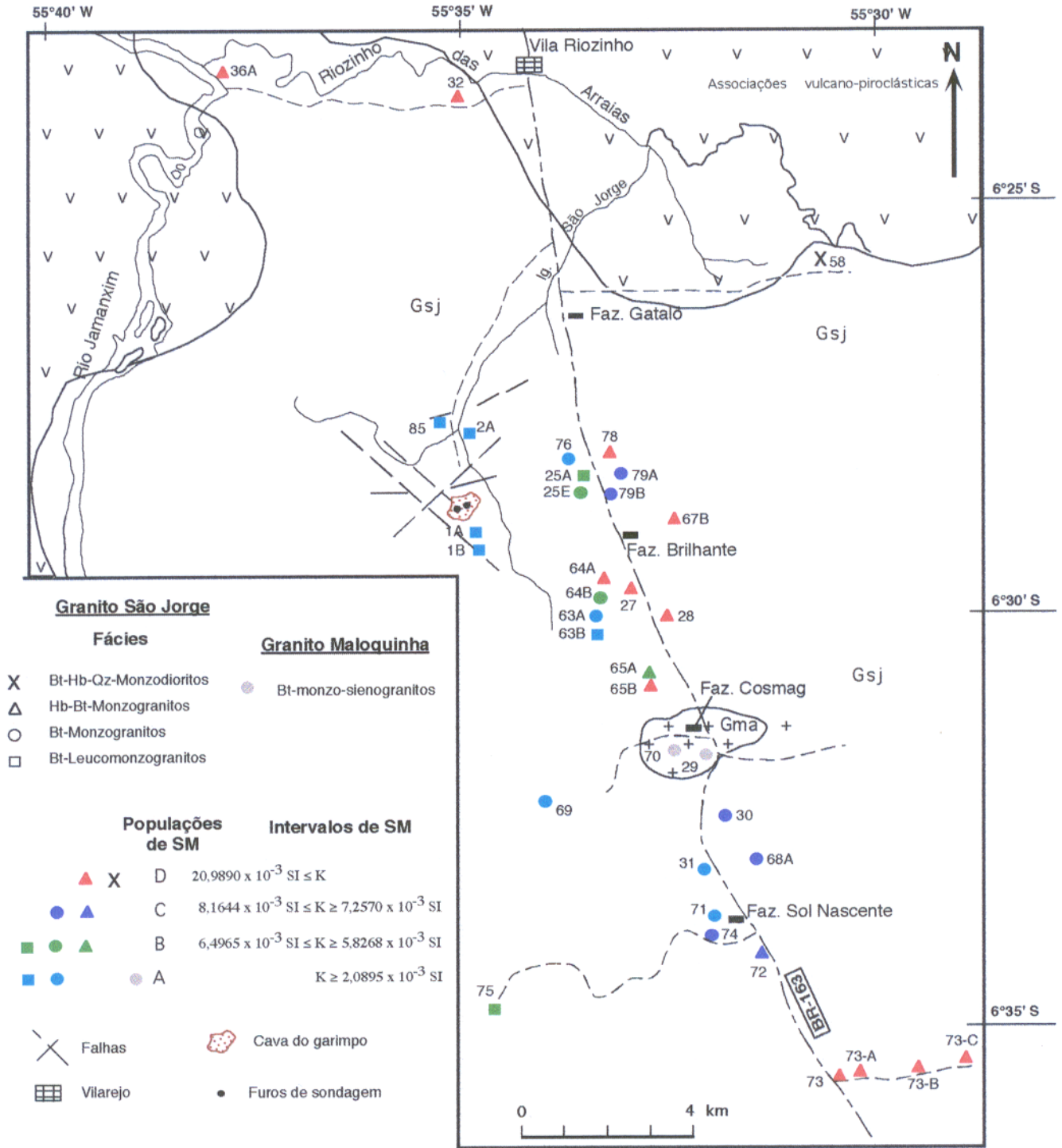


Figura 24 - Mapa de amostragem indicando a variação de suscetibilidade magnética das diferentes fácies do Granito São Jorge. Os símbolos indicam as fácies e as cores as populações de SM.

as demais do Gsj. Ela situa-se na população “D” juntamente com a maioria das amostras da fácies HBMZG. Distingue-se, entretanto, desse conjunto, por apresentar um conteúdo muito elevado de minerais opacos, os quais ocorrem associados principalmente ao anfibólio. Isso que se reflete no seu valor de SM em torno de 30% mais elevado que o valor máximo da fácies HBMZG.

Os Bt-leucomonzogranitos (BLMZG), que representam a fácies mais evoluída do Gsj, apresentam uma distribuição concentrada predominantemente na população “A”, onde ocorrem os valores mais reduzidos de SM, com algumas amostras na população “B”. Seus valores de SM variando de  $3,9115 \times 10^{-3}$  a  $6,4965 \times 10^{-3}$  SI, são resultantes, em parte, dos baixos conteúdos de minerais opacos e, conseqüentemente, de magnetita, que esta fácies apresenta.

Os biotita-monzogranitos (BMZG) concentram-se principalmente na população “C”, que é formada predominantemente por amostras pertencentes a essa fácies e nas populações “A” e “B”, apresentando dessa forma uma ampla distribuição. O comportamento distinto das amostras de BMZG das populações “A” e “B” é devido ao fato de algumas amostras dessas populações apresentarem conteúdos de opacos e de minerais máficos mais reduzidos e, provavelmente, pelo fato da magnetita encontrar-se ligeiramente mais transformada, justificando o comportamento magnético observado.

Os hornblenda-biotita-monzogranitos (HBMZG) concentram-se caracteristicamente na população “D”, onde ocorrem os maiores valores de SM. As duas únicas amostras desta fácies que ocorrem nas populações “C” e “B” apresentam conteúdos de opacos comparativamente mais reduzidos.

A análise do histograma de freqüência referente aos dados de SM do Gsj, onde foram distinguidas as suas respectivas fácies (Figura 25) mostra, conforme já comentado anteriormente, que a fácies menos evoluída, representada pelo BHQMZD, apresenta o valor mais elevado de SM (Log -1,67). As demais fácies tendem a tornar-se menos magnéticas, seguindo o *trend* de uma provável diferenciação magmática (BHQMZD→HBMZG→BMZG→BLMZG), definido por Lamarão (em preparação). A figura 26 mostra as variações de SM nas amostras das várias fácies consideradas isoladamente. Embora haja superposições entre os valores de SM das amostras de diferentes fácies, principalmente no intervalo de log -2,4 a -2,0, observa-se uma excelente correlação entre os dados de SM e a provável evolução magmática do Gsj, com a SM decrescendo das fácies mais ricas para as mais pobres em máficos (possivelmente das menos evoluídas para as mais evoluídas), mas, em geral, sugerindo a transição entre as várias fácies.

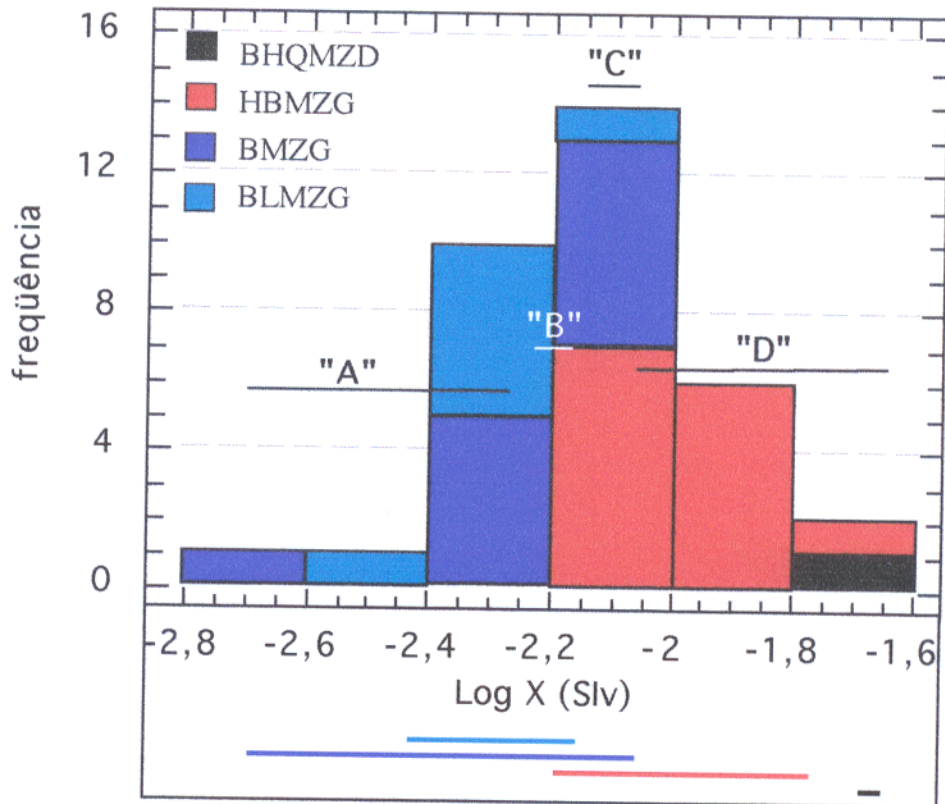


Figura 25 - Histograma de frequência mostrando a distribuição das diferentes fácies do Granito São Jorge (amostras de superfície) (6 classes).

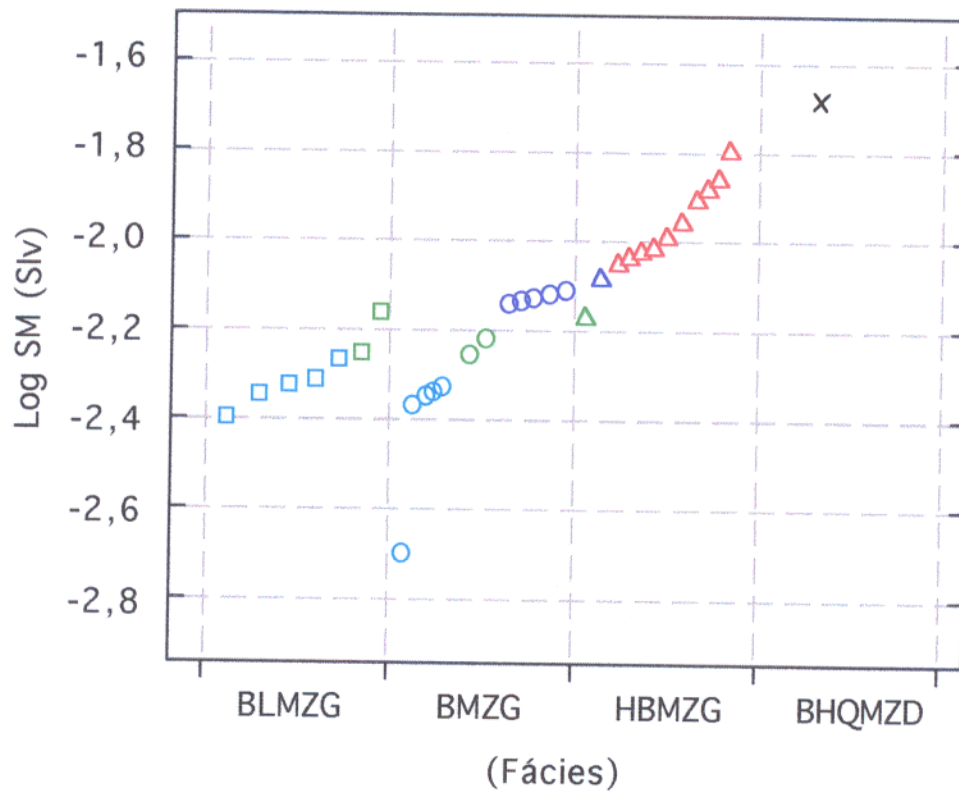


Figura 26 - Desenho esquemático da distribuição dos valores de suscetibilidade magnética das diferentes fácies do Granito São Jorge. Legenda conforme Figura 24.

### 5.1.3.3 - Relações entre SM e conteúdo mineral

O conteúdo de opacos do Granito São Jorge (Gsj) é expressivo. Apenas três amostras apresentaram valores modais abaixo de 0,5% (Tab. 7) e somente amostras das fácies BHQMZD e HBMZG possuem percentuais acima de 1,4% (Tab. 7). No diagrama da Figura 27a observa-se, no geral, uma tendência a correlação positiva entre os valores de SM e conteúdos modais de opacos tanto para o conjunto das amostras, quanto para as fácies HBMZG e BMZG. O mesmo comportamento não é constatado para a fácies mais evoluída (BLMZG). A análise individual das fácies, ressalta a tendência geral de diminuição dos valores de SM no sentido HBQMZD→BMZG→BLMZG, embora haja superposição entre os valores de SM das várias fácies e, principalmente, nos conteúdos de opacos, em função da presença de minerais opacos diferentes da magnetita.

Este mesmo tipo de relação pode ser observado entre SM e máficos (Figura 27b), principalmente para amostras que apresentam valores de SM até  $12 \times 10^{-3}$  SI. Um *trend* análogo é definido pela relação entre SM e anfibólio (Figura 22c), onde verifica-se uma clara correlação positiva até determinados valores de SM e uma curiosa ausência de correlação nas amostras com SM mais elevada. Também se observa uma correlação positiva entre SM e biotita (Figura 27d) e, apesar de existir um espalhamento maior, principalmente da fácies HBMZG, que sugere dois *trends* subparalelos, também observados no gráfico SM x % opacos. A correlação é, de modo geral, melhor definida neste caso do que para o total de máficos e/ou anfibólio.

Entre SM e clorita (Figura 27e) verifica-se um comportamento geralmente aleatório, evidenciado principalmente nas fácies mais evoluídas, enquanto que parte das amostras da fácies HBMZG mostram uma correlação positiva. A correlação positiva nos HBMZG parece refletir a correlação pré-existente entre a biotita e SM (Figura 27d), com a clorita derivando-se da mica e, de certo modo, mimetizando a relação desta com a SM. Os BLMZG são mais afetados pelos processos pós-magmáticos, daí a correlação negativa entre SM e este mineral.

Relações envolvendo SM e titanita (Figura 27f) não mostraram nenhuma evidência de correlação, no caso das fácies BLMZG, BMZG e BHQMZD, enquanto no caso dos HBMZG percebe-se uma correlação positiva, sugerindo crescimento paralelo dos conteúdos modais de titanita e magnetita.

A Figura 28 ilustra uma tentativa para avaliar a tendência geral do comportamento da SM ao longo de um suposto processo de diferenciação magmática. Constata-se que, paralelamente à

diminuição dos valores de SM, tende haver enriquecimento em álcali-feldspatos e quartzo no sentido BHQMZD→BMZG→BMZG→BLMZG (Figura 28a e b). O plagioclásio, ao contrário, sugere uma nítida correlação positiva com a SM (Figura 28c).

Tabela 7- Análises modais das variedades petrográficas do Granito São Jorge.

Fácies BHQMZD		Fácies HBMZG										
AMOSTRAS	58-b	72	65-a	28	65-b	73-b	73	67-b	64-a	73-a	32	78
Quartzo	6,1	17,8	18,1	26,7	21,7	18,3	26,7	20,4	21,1	28,4	12,4	17,2
Plagioclásio	57,2	42,8	31,2	33,3	35,4	37,5	22,5	43,1	34,1	30,2	16,8	15,4
Álcali-Feldspato	10,8	31,6	42,2	27,9	31,9	35,2	43,8	26,3	37,2	34,3	63,3	59,2
Biotita	2,8	4,6	4,9	5,1	4,9	4,1	2,3	5,2	4,2	3,4	1,8	2,3
Anfibólio	19,6	1,8	1,3	3,2	2,9	2,0	1,8	0,9	0,9	0,5	2,8	1,4
Titanita	0,3	0,3	0,9	0,6	0,8	0,6	1,1	1,1	0,6	1,0	0,7	1,1
Opacos	1,8	0,5	0,7	1,8	1,2	1,0	0,6	1,7	0,8	1,0	1,4	1,3
Epidoto	0,2	---	0,2	0,7	---	0,3	0,1	0,7	---	0,1	---	0,3
Clorita	0,8	0,3	---	---	0,5	0,6	0,5	0,2	0,4	0,8	0,1	0,8
Outos acessórios	0,2	0,2	0,3	0,6	0,6	0,3	0,5	0,3	0,6	0,1	0,5	0,8
Máficos (M)	25,7	7,7	8,3	12,0	10,9	8,9	6,9	10,1	7,5	6,9	7,3	8,0

Fácies BMZG										
AMOSTRAS	31	63-a	64-b	74	69	68-a	63-b	30	25-e	76
Quartzo	27,9	21,9	27,1	27,4	25,8	31,5	25,3	24,4	27,4	30,3
Plagioclásio	39,9	28,5	26,9	31,7	27,4	33,6	28,0	22,3	29,6	22,7
Álcali-Feldspato	27,9	44,8	42,3	36,6	43,2	30,9	43,7	47,1	36,6	42,3
Biotita	2,8	2,3	2,2	2,1	1,9	1,7	0,5	4,1	2,9	0,7
Anfibólio	---	---	---	---	---	---	---	---	0,3	0,1
Titanita	0,1	0,6	0,7	0,7	0,5	0,9	0,3	0,1	0,6	1,0
Opacos	0,9	0,9	0,5	1,3	0,9	1,1	0,4	1,2	0,7	0,8
Epidoto	---	---	---	---	---	---	0,1	---	0,8	0,8
Clorita	0,3	0,5	---	---	---	0,2	0,8	0,5	0,1	1,0
Acessórios	0,1	0,4	0,2	Tr	0,2	---	0,7	---	0,9	0,2
Máficos (M)	4,2	4,7	3,6	4,1	3,5	3,9	2,8	5,9	6,3	4,6

Fácies BLMZG						
AMOSTRAS	75	85	01-b	01-a	02-a	25-a
Quartzo	26,3	23,7	32,9	25,6	29,6	27,4
Plagioclásio	24,3	26,2	26,9	25,2	29,3	27,0
Álcali Feldspato	46,7	46,8	38,4	46,4	37,8	42,9
Biotita	1,1	0,9	0,8	0,7	0,2	0,4
Anfibólio	---	---	---	---	---	0,2
Titanita	0,4	0,5	0,4	0,8	0,8	0,9
Opacos	0,7	1,2	0,3	0,5	1,1	0,2
Epidoto	---	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1
Clorita	0,2	0,1	0,1	0,4	0,6	0,7
Acessórios	0,2	0,5	0,2	0,2	0,4	0,1
Máficos (M)	2,6	3,2	1,7	2,6	3,1	2,6

Fonte: Lamarão (em preparação).

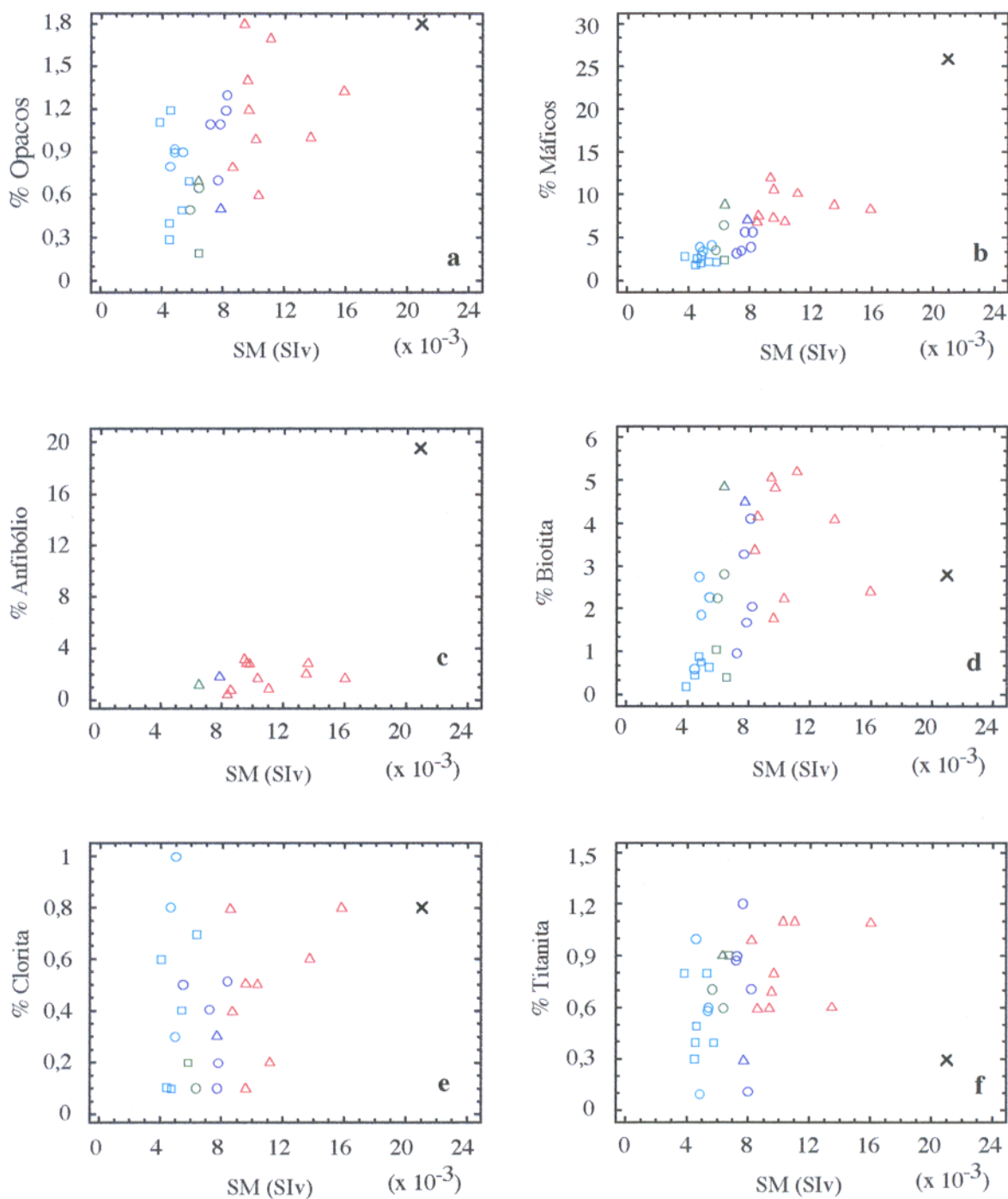


Figura 27 - Diagramas mostrando as relações entre o comportamento dos valores de suscetibilidade magnética (SM) e os conteúdos modais de: a) opacos, b) total de máficos, c) anfibólio, d) biotita e) clorita e f) titanita.

Legenda conforme Figura 24.

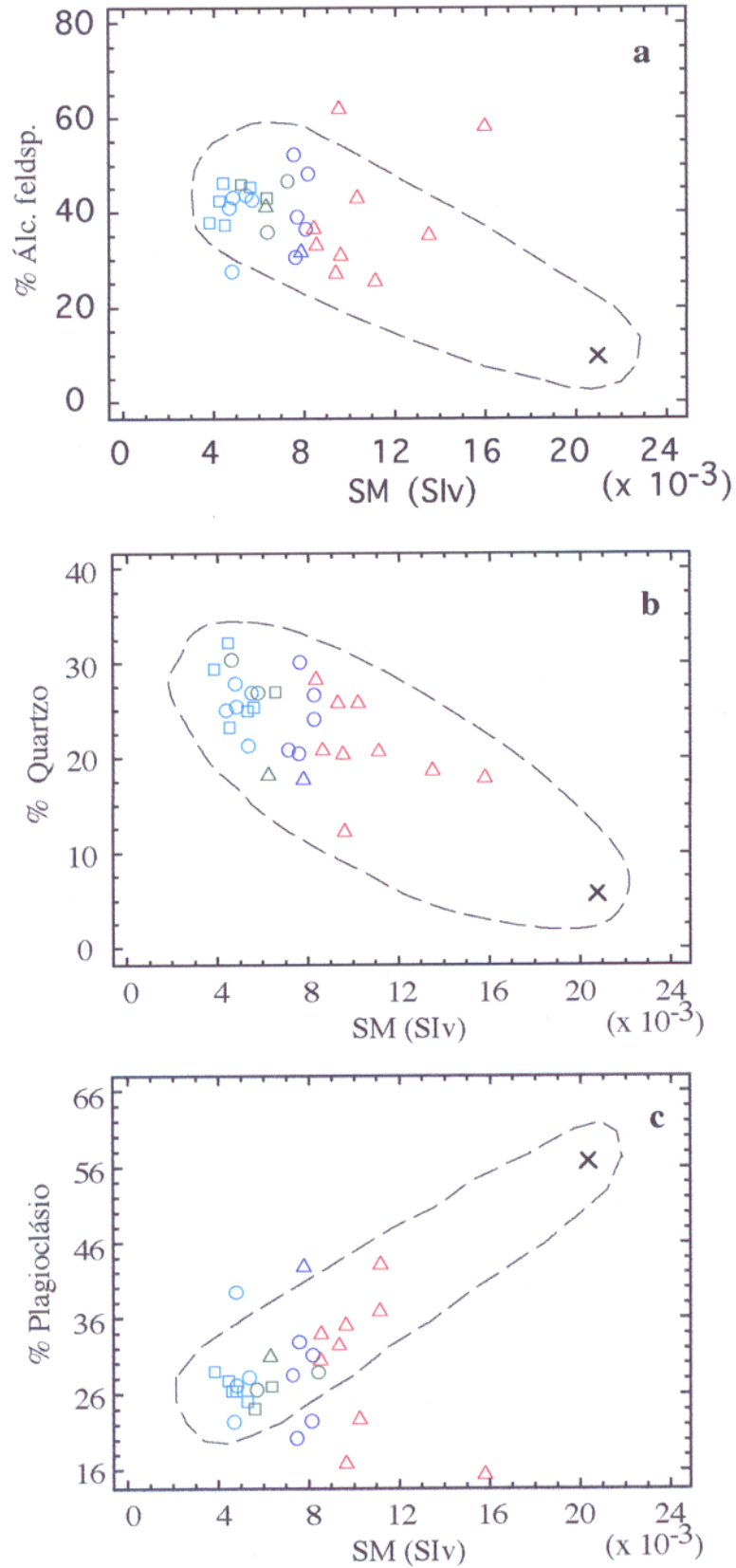


Figura 28 - Diagramas mostrando as relações entre os valores de suscetibilidade magnética (SM) e dos conteúdos modais de: a) álcali-feldspatos, b) quartzo e c) plagioclásio. Legenda conforme Figura 24.

#### 5.1.4 – Características mineralógicas-magnéticas do Gsj em áreas hidrotermalizadas

Amostras de dois furos de sondagens, cedidas pela empresa RTDM, foram utilizadas para que se pudesse avaliar o comportamento dos valores de SM nas zonas de alteração que afetaram as rochas do Granito São Jorge (Gsj). Essas amostras estão sendo estudadas pelos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) no contexto do projeto “Mineralizações associadas ao Granito São Jorge (PADCT-FINEP), no qual participa o autor. Os resultados aqui apresentados são resultantes da interação entre a presente pesquisa e o referido projeto. Os furos mencionados, amostrados de forma descontínua, são representados pelos furos 7 (F7) e 6 (F6), os quais encontram-se sumariamente descritos, macroscopicamente, nas figs. 29 e 31. As variações do comportamento magnético ao longo dos furos, encontram-se registradas nas figs. 30 e 32.

Os testemunhos de sondagens das porções mais hidrotermalizadas e mineralizadas, por serem de maior interesse para a empresa, tiveram um volume reduzido de material fornecido. Dispõe-se, dessa forma, nessas porções apenas de testemunhos de 2 cm de diâmetro (1/4 de polegada), ao passo que nas porções menos afetadas, testemunhos atingem 4 cm de diâmetro (1/2 polegada). Isso acarretou uma dificuldade operacional. Os valores de SM obtidos nas porções mais hidrotermalizadas dos testemunhos de sondagens, por apresentarem um diâmetro menor do que os lados do retângulo da bobina plana utilizada na obtenção das medidas de SM (3 x 5 cm), necessitaram ser corrigidos por um fator. Para definir esse fator foram feitas medidas de SM em testemunhos com 4 cm de largura e, posteriormente, após serem os testemunhos serrados e transformados em testemunhos de 2 cm de largura, refeitas as medidas de SM. Constatou-se que os primeiros forneciam sistematicamente, valores de SM cerca de 40 a 45% acima do que aqueles obtidos nos testemunhos de 2 cm. Esse percentual se mantinha independentemente da intensidade do hidrotermalismo. Com base nisso, obteve-se normalmente os valores de SM dos testemunhos de 2 cm da área hidrotermalizada, sendo, posteriormente, os mesmos multiplicados por um fator de 1,45, considerado adequado para compensar a redução da área da amostra.

As rochas do F7 caracterizam-se por apresentar predominantemente uma textura magmática bem preservada, achando-se comparativamente as do F6 menos transformadas pelos processos hidrotermais. Há, entretanto, porções localizadas fortemente afetadas pelas soluções hidrotermais. Por outro lado, as rochas do F6 acham-se com mais frequência e mais intensamente alteradas do que aquelas observadas no F7. Sua textura ígnea original foi obliterada e constata-se igualmente uma frequência maior de valores relativamente baixos de SM. De um modo geral, as principais alterações verificadas nos dois furos afetam principalmente anfibólios, biotitas e plagioclásios, e, menos comumente, os feldspatos potássicos.

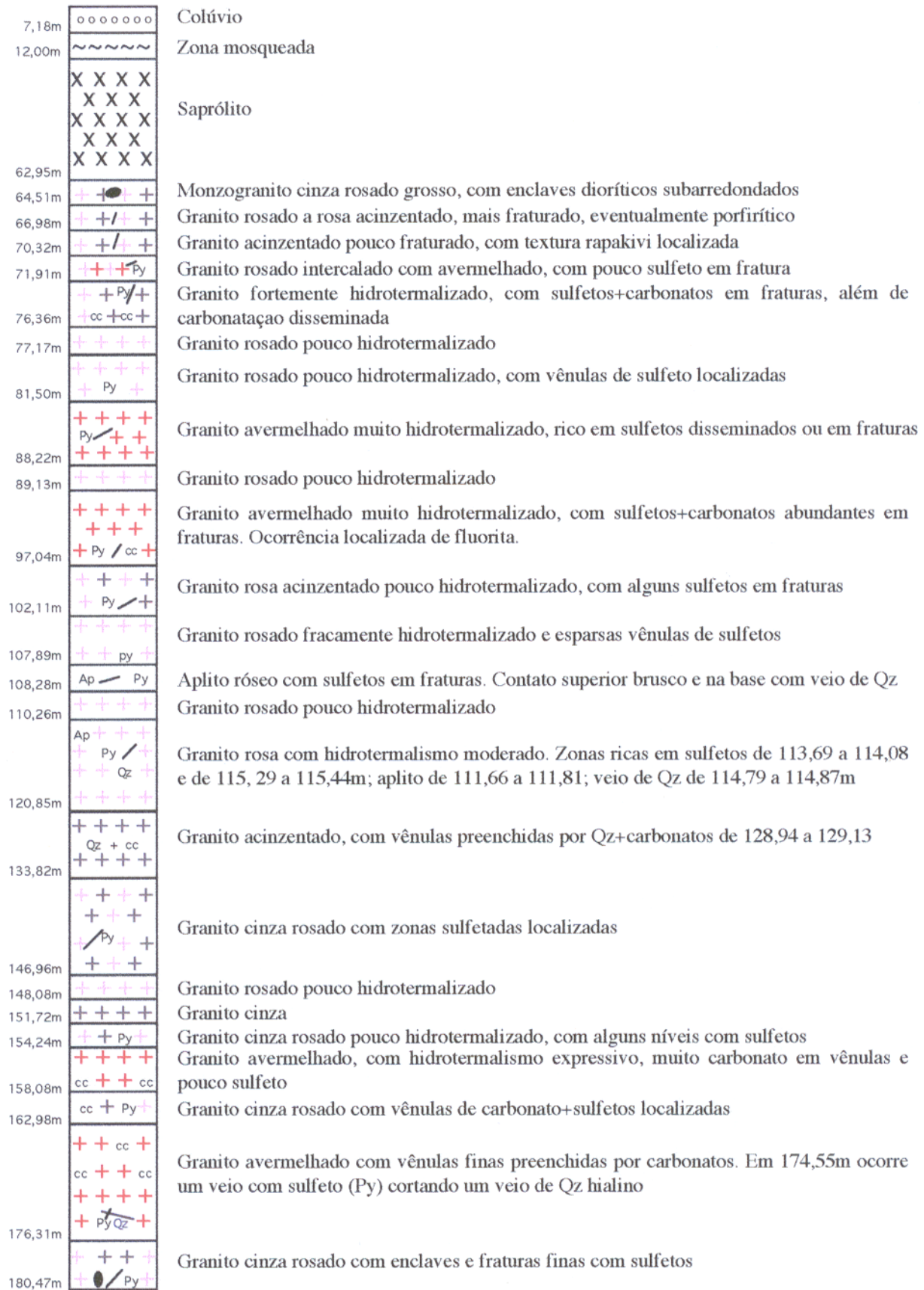


Figura 29 - Perfil esquemático e descrição do Furo 7 da área mineralizada do Granito São Jorge.

# Log SM (Slv)

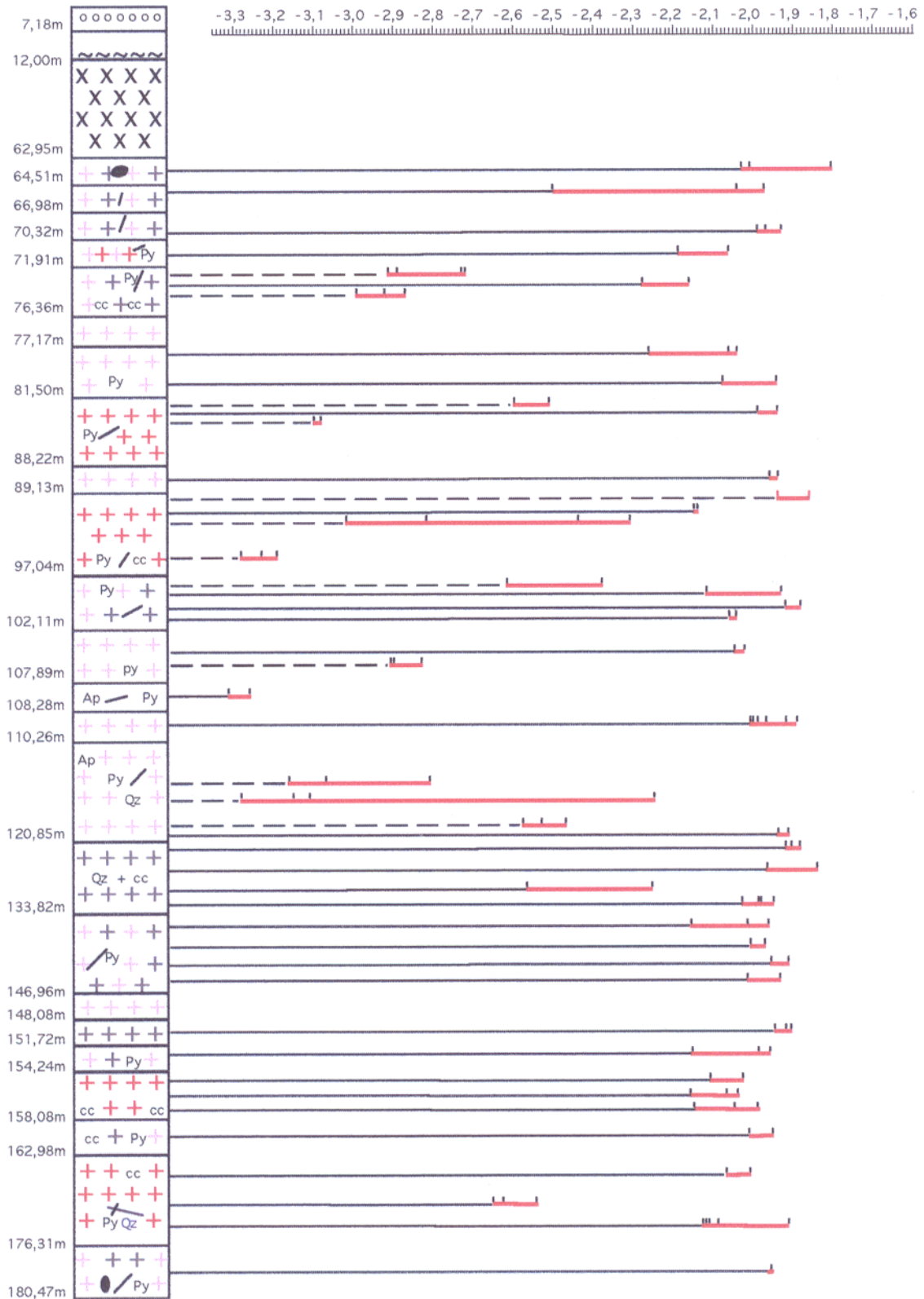


Figura 30 - Perfil esquemático do furo 7 da área mineralizada do Granito São Jorge mostrando a variação da suscetibilidade magnética (SM; Log SM no Slv) ao longo do perfil. Os traços vermelhos representam a variação de SM no intervalo medido e os traços pretos, em cima, o número de medidas com o seu respectivo valor de SM. Os traços contínuos e descontínuos de cor preta representam amostras com 4 e 2 cm de largura, respectivamente.

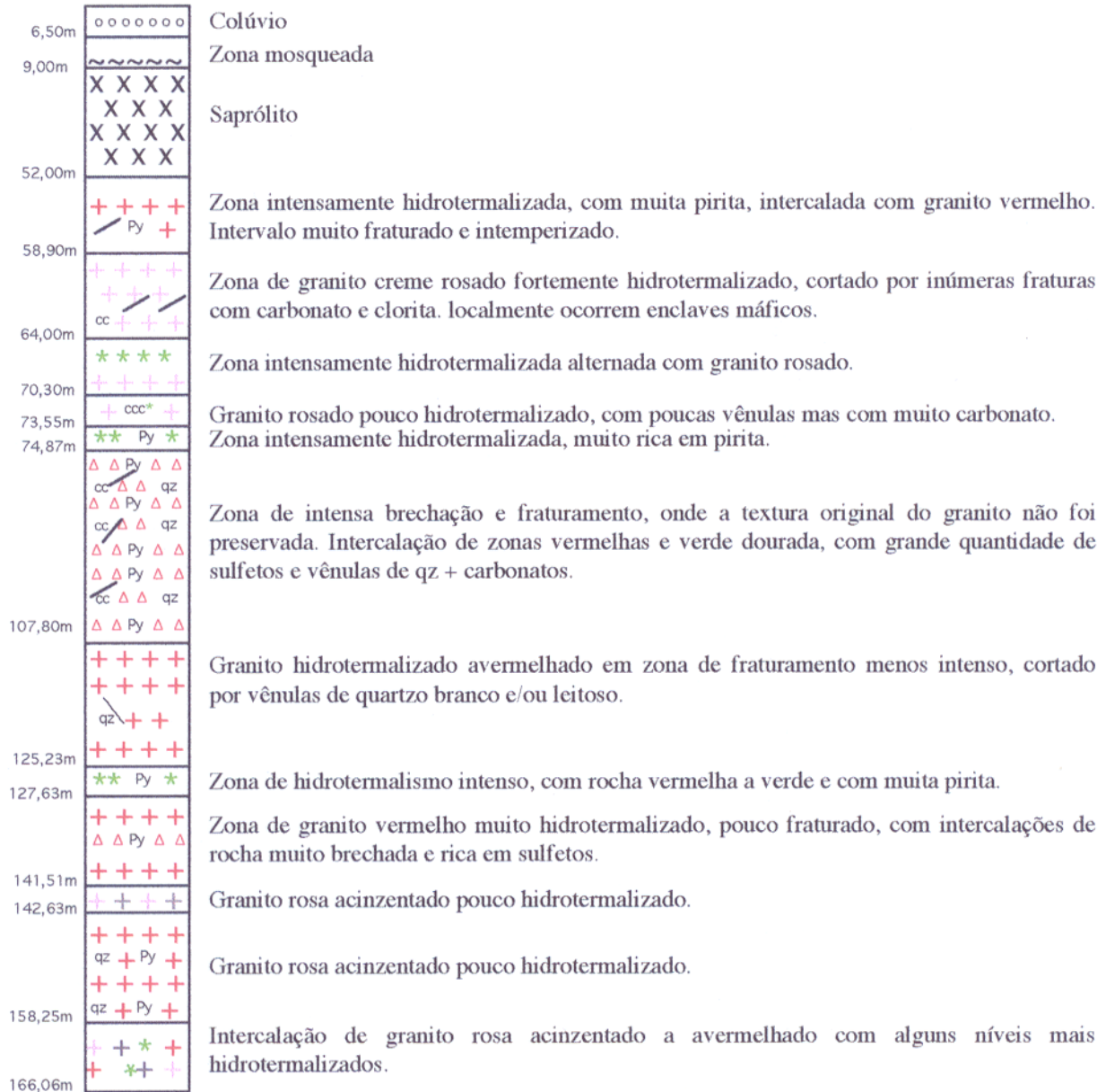


Figura 31 - Perfil esquemático e descrição do furo 6 da área mineralizada do Granito São Jorge.



Figura 32 - Perfil esquemático do furo 6 da área mineralizada do Granito São Jorge mostrando a variação da suscetibilidade magnética (SM) ao longo do perfil. Os traços vermelhos representam a variação de SM no intervalo medido e os traços pretos, em cima, o número de medidas com o seu respectivo valor de SM. Os traços contínuos e descontínuos de cor preta, representam amostras de 4 e 2 cm de largura, respectivamente.

O plagioclásio apresenta-se normalmente substituído pela sericita, mascarando muitas vezes suas geminações polissintéticas, que podem, ainda, estar encobertas por outros minerais de alteração como epidoto, clorita, muscovita e carbonato. O feldspato potássico comumente apresenta-se com uma leve a moderada argilização, imprimindo-lhe, nas porções mais fortemente transformadas, um aspecto turvo, indicativo de alteração. Dentre os minerais ferromagnesianos, o anfibólio encontra-se nas porções mais hidrotermalizadas normalmente substituído e pseudomorfosoado por um agregado de clorita, carbonatos, opacos e titanita, enquanto que a biotita é comumente substituída por clorita, que, por sua vez, apresenta acículas de rutilo. No F6, ressalta-se a presença de rochas mais enriquecidas em plagioclásio e quartzo, aparentemente de composição “tonalítica”.

Com relação aos processos hidrotermais, nota-se que no F7 ocorre um grande domínio de sericitização-muscovitização, sendo a cloritização e a carbonatação subordinadas. Em contrapartida, no F6, a sericitização-muscovitização e a carbonatação são os eventos dominantes, enquanto que a cloritização é eventual.

Os sulfetos presentes em ambos os furos restringem-se à pirita (dominante), calcopirita e esfalerita, podendo ocorrer tanto de forma disseminada quanto associados a zonas de fratura ou de hidrotermalismo intenso. Os sulfetos apresentam um comportamento invertido em relação aos óxidos (principalmente a magnetita) nas zonas hidrotermalizadas. Quando é mais expressiva a presença de sulfetos, observa-se uma diminuição significativa no conteúdo de magnetita e vice-versa. Além disso, constata-se nos “tonalitos”, a baixa frequência tanto dos sulfetos, quanto dos óxidos.

Em se tratando dos óxidos, destaca-se a magnetita. Lamelas de ilmenita em treliça resultantes de processos de oxi-exsolução foram observadas no F7, mas são menos frequentes que no F6, cujos grãos de magnetita comumente exibem lamelas de exsolução e martitização. No F6, a martita pode substituir intensamente a magnetita hospedeira, formando pseudomorfos, o que justifica, em parte, uma frequência maior de valores elevados de SM no F7. Nas porções mais hidrotermalizadas, são comuns cristais de magnetita corroídos ao longo dos seus planos de clivagem, e afetados, principalmente, pela cloritização.

A análise dos histogramas e polígonos de frequência referentes aos dados de SM dos dois furos (Figura 33a,b), apesar de aparentarem valores absolutos máximos e mínimos semelhantes,

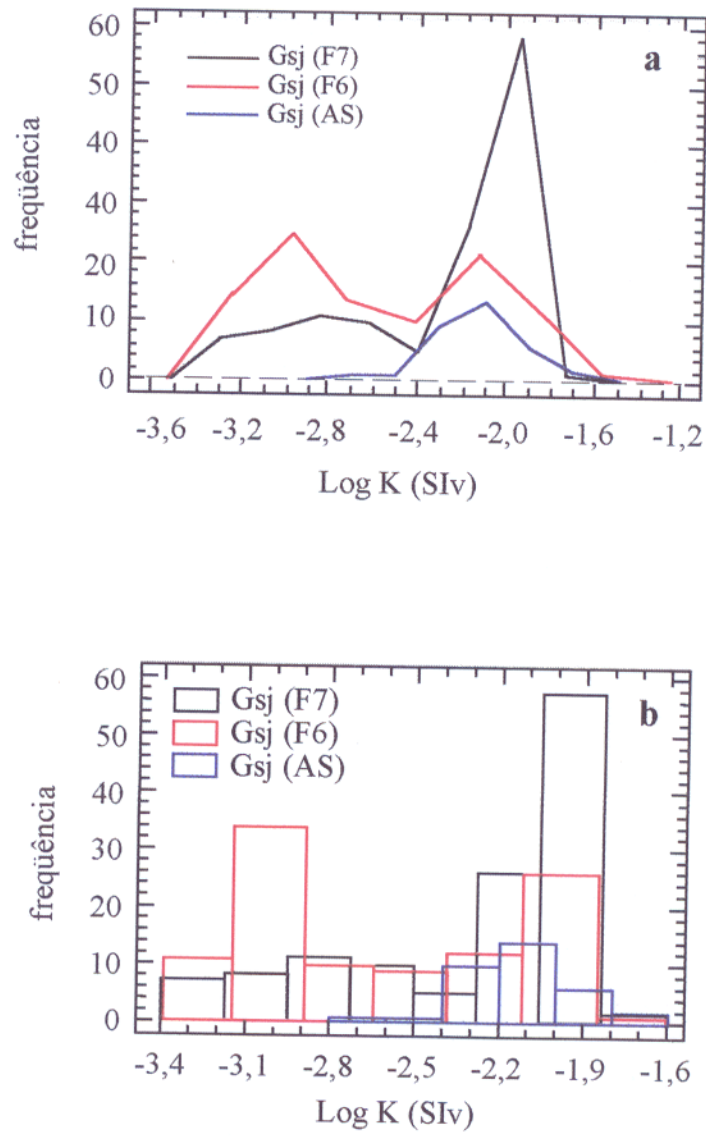


Figura 33 - Polígonos (a) e histogramas de frequência (b), comparativos, referentes aos dados de suscetibilidade magnética dos furos de sondagem (F7 e F6) e amostras de superfície (AS) do Granito São Jorge.

mostrou um comportamento distinto entre eles. No F7, a grande maioria dos valores de SM obtidos (60% dos dados), situa-se acima de  $3,9 \times 10^{-3}$  SI (-log 2,4). Por outro lado, apenas 38% dos valores obtidos no F6, situam-se acima desse valor, ficando a maior parte (62%) situada abaixo desse valor de referência. Consequentemente, o valor médio de SM do F6 ( $4,3331 \times 10^{-3}$  SI) é bem menor do que aquele verificado no F7 ( $8,6279 \times 10^{-3}$  SI).

Percebe-se, ainda, na figura 33 que a distribuição das amostras é claramente bimodal no caso do F6, ao passo que no F7, embora haja também essa tendência, as amostras com baixos valores de SM não chegam a definir um máximo.

A comparação entre o comportamento da SM nos dois furos estudados e as amostras de superfície do Gsj, leva as seguintes conclusões: (a) as amostras dos furos mostram uma dispersão muito maior, tendendo a uma distribuição bimodal, que se estende para valores mais baixos de SM, indicando que o hidrotermalismo resultou na diminuição dos conteúdos de magnetita; (b) as amostras do furo menos intensamente hidrotermalizado mostram um comportamento de SM análogo ao registrado em amostras de superfície, ratificando as semelhanças entre as amostras das duas áreas.

## 5.2 - GRANITO JARDIM DO OURO

### 5.2.1 - Petrografia

O Granito Jardim do Ouro (Gjo) corresponde a um hornblenda-biotita-monzogranito (HBMZG) com textura porfirítica, formada por fenocristais grossos de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo imersos em uma matriz média a fina. É constituído essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, sendo biotita e anfibólio as fases varietais, além de opacos, titanita, zircão, apatita e allanita, como acessórios primários e sericita, clorita, biotita, epidoto e titanita como minerais secundários.

O plagioclásio ocorre como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, com dimensões heterogêneas, variando desde submilimétricos a, no máximo, 6 mm. Acham-se alterado em diferentes graus para sericita, permitindo, algumas vezes, a observação de seus planos de maclas, sem, entretanto, possibilitar a determinação de sua composição. Localmente, são observados cristais de plagioclásios mostrando “colagem” ao longo de suas faces mais desenvolvidas, sugerindo relações de *synneusis* (Vance, 1969) ou crescimento epitáxico (Dowty, 1980; Smith & Brown, 1988). A presença eventual de manchas mais sódicas evidencia a ocorrência de *patchy*

*zoning* (Vance, 1965). Como inclusões, destaca-se principalmente a ocorrência de opacos e anfibólio.

Os cristais de quartzo apresentam formas que sugerem sua cristalização tardia em relação às demais fases essenciais. Entretanto, localmente, são observados cristais subarredondados que sugerem uma cristalização precoce. Estes possuem em geral uma extinção ondulante fraca com granulação variando de média a grossa.

Os fenocristais de feldspato potássico ocorrem principalmente como cristais hipidiomórficos de granulação média a grossa, argilizados, com freqüentes pertitas na forma de filmes, cordões e *strings* (Smith, 1974). Podem apresentar geminação *carlsbad*, bem como conter inclusões de plagioclásio (dominantemente), biotita e opacos. Diferentemente destes, o feldspato potássico da matriz, forma cristais xenomórficos de granulação fina, livres de inclusões.

Os minerais ferromagnesianos são representados por anfibólio e biotita. O primeiro trata-se de hornblenda, com pleocroísmo variando de verde escuro a verde claro. Ocorre como cristais hipidiomórficos (dominantemente) a idiomórficos, geralmente bem preservados, embora localmente alterem-se incipientemente para biotita e clorita, que formam muitas vezes, agregados, juntamente, com opacos, zircão e apatita. A biotita, por sua vez, apresenta-se, geralmente, como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, alterados em diferentes intensidades para clorita, titanita e, mais raramente, para epidoto.

Os minerais acessórios primários são representados por opacos, titanita, zircão, apatita e allanita. A titanita, é pouco freqüente, e, em geral, pode ser observada como cristais primários, idiomórficos, de granulação fina ou como grãos xenomórficos secundários, muito finos, provenientes da alteração da biotita e situados ao longo dos seus planos de clivagem. Os demais formam também cristais de granulação fina, estando comumente associados.

### **5.2.2 - Minerais óxidos de Fe e Ti e outros minerais opacos**

Os minerais óxidos de Fe e Ti identificados no Granito Jardim do Ouro (Gjo) são representados pela magnetita, ilmenita e hematita, esta incluindo a variedade martita (Mrt). Além destes, ocorrem ainda sulfetos como pirita e calcopirita. Estes minerais, embora estejam sempre presentes, apresentam variações nos seus conteúdos modais e nas suas feições texturais.

A magnetita (Mt) ocorre dominantemente como cristais hipidiomórficos, associados a minerais ferromagnesianos (biotita e/ou anfibólio, algumas vezes juntamente com titanita) ou

inclusos em feldspatos. Forma cristais relativamente homogêneos com dimensões máximas de 1,0 mm, onde são freqüentes fraturas, inclusões de zircão e, fundamentalmente a presença de martita (Figura 34). Lamelas de ilmenita em treliça, dispostas segundo os planos {111} da Mt, bem como outros tipos texturais de Ilmenitas, tais como Ilm C, Ilm S e Ilm P, também ocorrem associadas com certa freqüência aos cristais de magnetita.

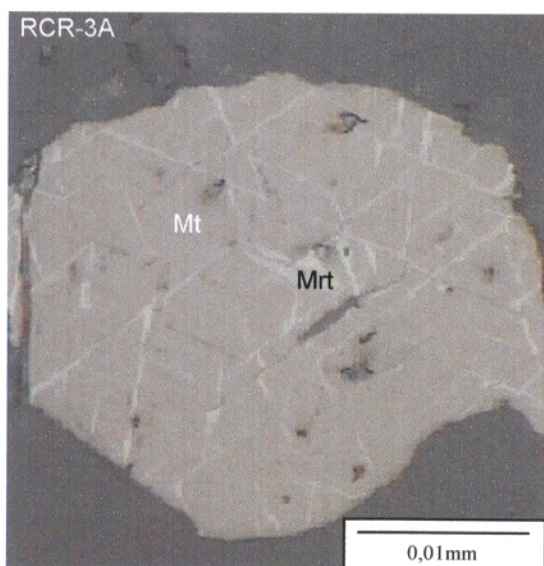
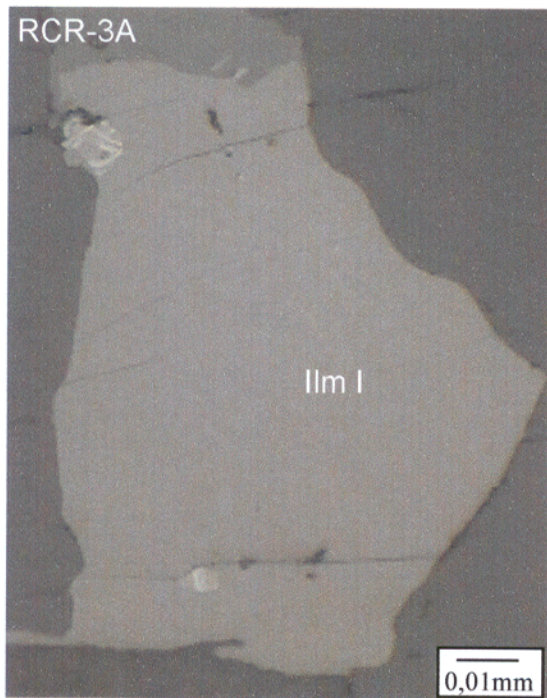


Figura 34 – Cristal hipidiomórfico de magnetita incluído em feldspato, mostrando o desenvolvimento incipiente de lamelas de martita ao longo dos planos {111} da magnetita. (LR, NP).

A ilmenita ocorre também de duas formas distintas: associada a minerais ferromagnesianos e incluída em feldspatos. Em ambos os casos, desenvolve cristais cujas dimensões alcançam no máximo 0,4 mm, podendo apresentar-se na forma de ilmenita individual (Ilm I; Figura 35a, b), ou associada a Mt, sob diferentes formas texturais, tais como: ilmenita composta (Ilm C; Figura 36a, b), ilmenita sanduíche (Ilm S; Figura 37a, b), ilmenita em treliça (Ilm T; Figura 38) e, menos comumente, ilmenita em manchas ou *patch* (Ilm P; Figura 39) (Buddington & Lindsley, 1964; Haggerty, 1981a, 1991; Dall'Agnol et al., 1997). Os cristais de Ilm C e Ilm I apresentam-se, localmente, bem preservados, entretanto, esta não é a feição dominante, pois comumente estes cristais podem também apresentar-se transformados e pseudomorfosados, resultando um aspecto mosqueado devido à mistura entre um mineral branco acinzentado e outro cinza de difícil identificação (Figura 40a, b). As evidências texturais indicam que tais minerais são resultantes da oxidação intensa da ilmenita e as fases presentes podem ser rutilo, anatásio, pseudobrookita ou misturas heterogêneas contendo, ainda, titanita e óxidos (Haggerty, 1991). Existe, ainda, a possibilidade de que lamelas de Hm estivessem presentes na Ilm, ora oxidada.

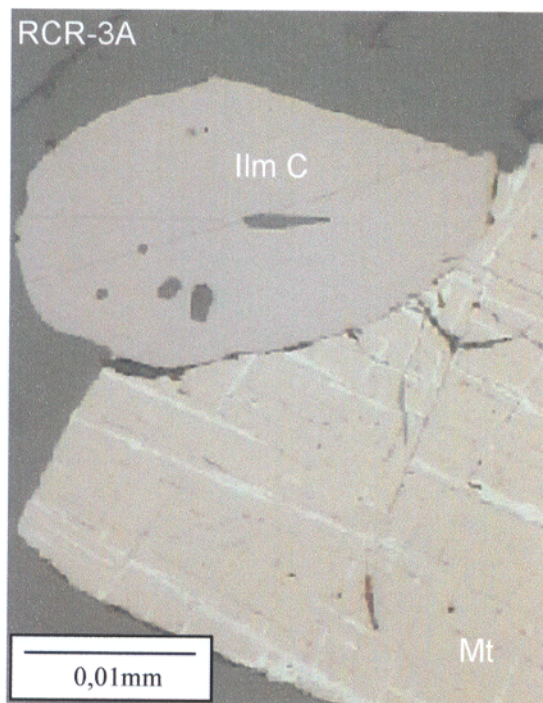


a

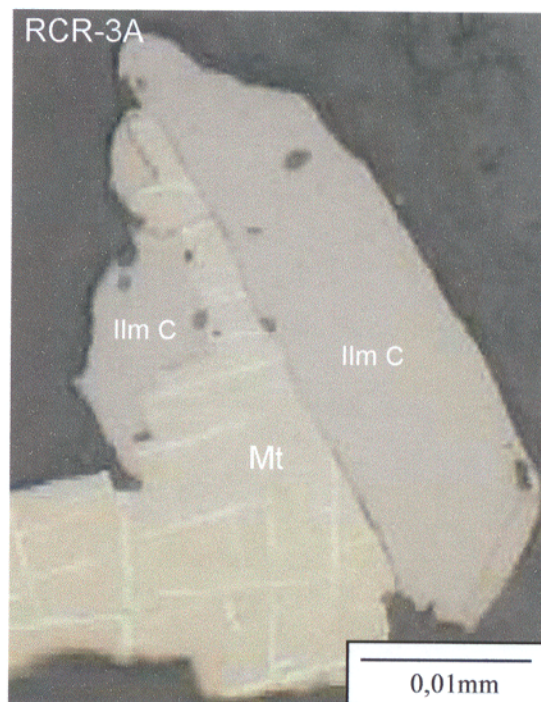


b

Figura 35a, b – Cristais hipidiomórficos de ilmenita individual (Ilm I), bem preservada, associados a ferromagnesianos. (LR, NP).

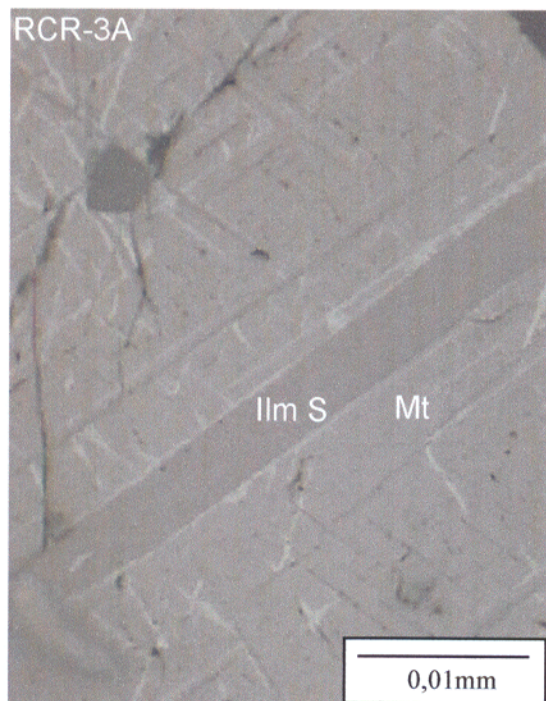


a

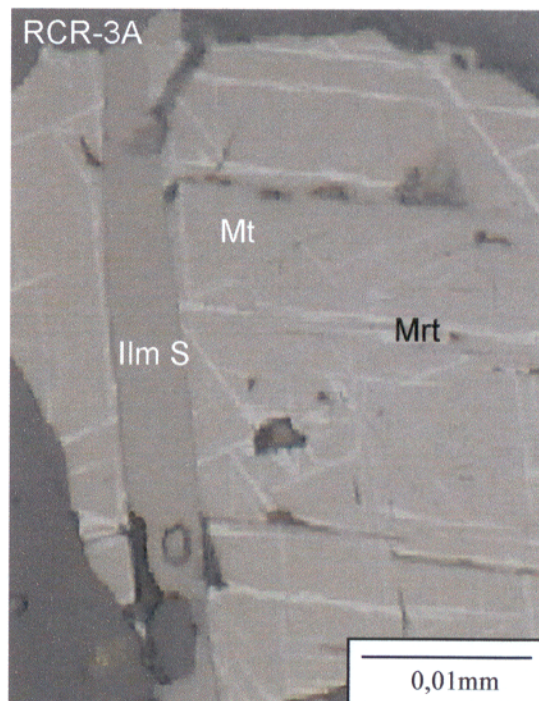


b

Figura 36a, b – Feições texturais dos cristais de ilmenita composta (Ilm C) associados a magnetita, parcialmente martitizada (lamelas cinza claro). (LR, NP).

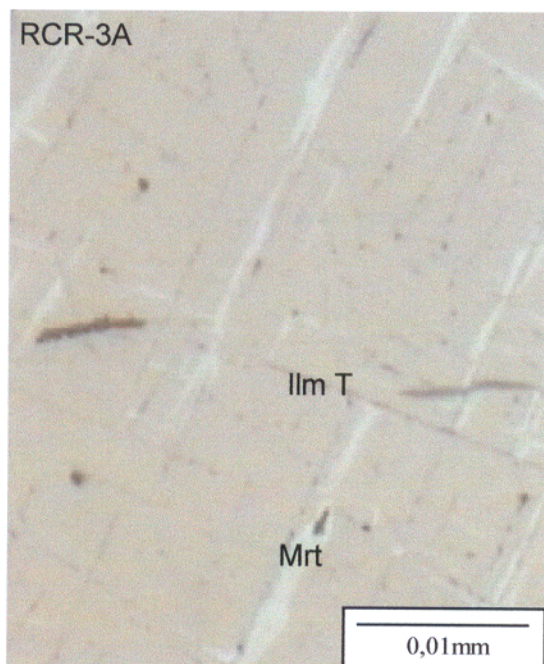


a

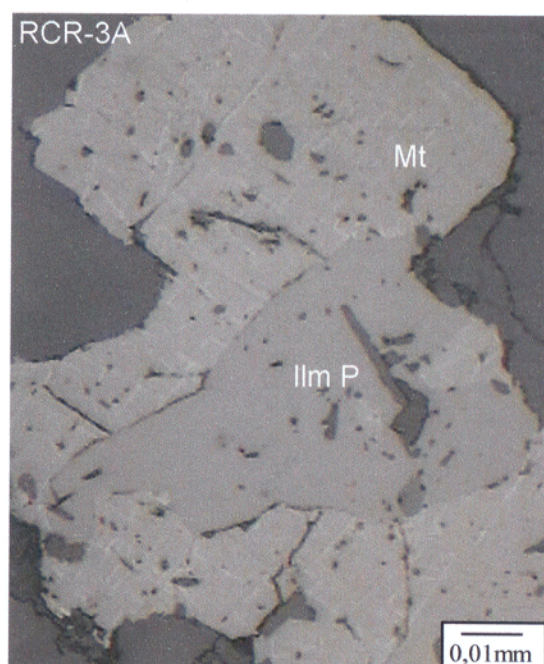


b

Figura 37a, b – Feições texturais da ilmenita sanduíche (Ilm S) associada a magnetita, parcialmente martitizada. (LR, NP).



38



39

Figura 38 - Detalhe de intercrescimentos de magnetita martitizada e ilmenita em treliça (Ilm T).  
 Figura 39 – Ilmenita em manchas (patch; Ilm P) de forma irregular, associada a cristal de magnetita, parcialmente martitizado. (LR, NP).

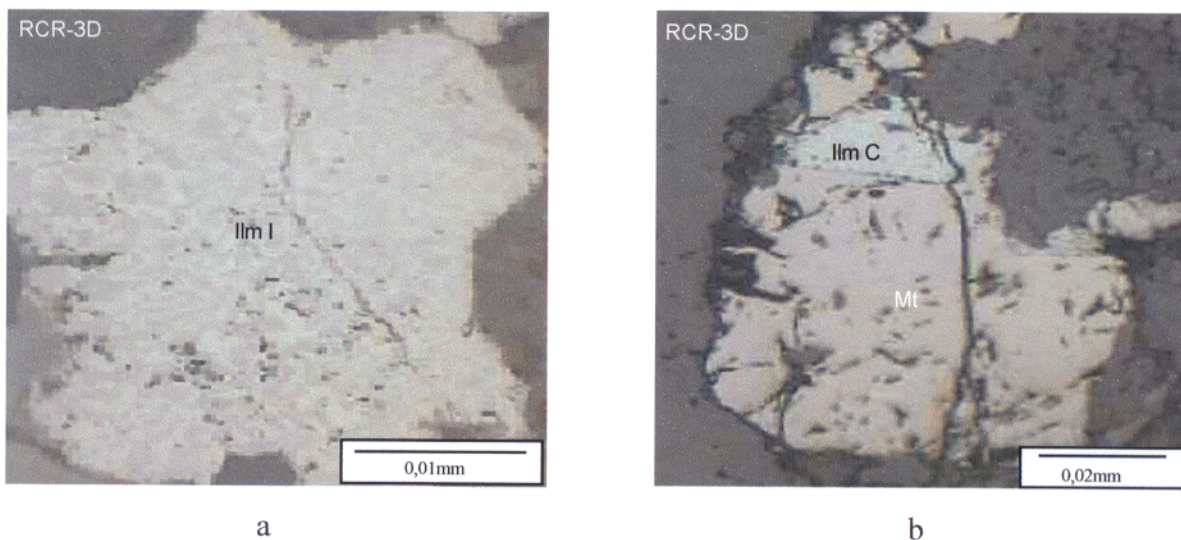


Figura 40 – Feições texturais de ilmenitas pseudomorfoseadas: a) ilmenita individual (Ilm I), b) ilmenita composta (Ilm C). (LR, NP).

A Hematita (Hm) apresenta-se predominantemente como produto de oxidação da magnetita, sob a forma de martita (Mrt). Está sempre presente na Mt, em diferentes intensidades, mas sempre subordinada a ela. Ocorre formando minúsculos filetes, dispostos segundo as direções de partição da Mt e situadas tanto na bordas quanto nas porções mais internas da Mt hospedeira (Figs. 41a, b). Via de regra, as lamelas de Mrt são truncadas quando alcançam a ilmenita presente na Mt. De modo mais restrito, a Hm forma intercscimentos com a Ilm. A Hm normalmente é a fase subordinada, restringindo-se, apenas, a pequenos filetes.

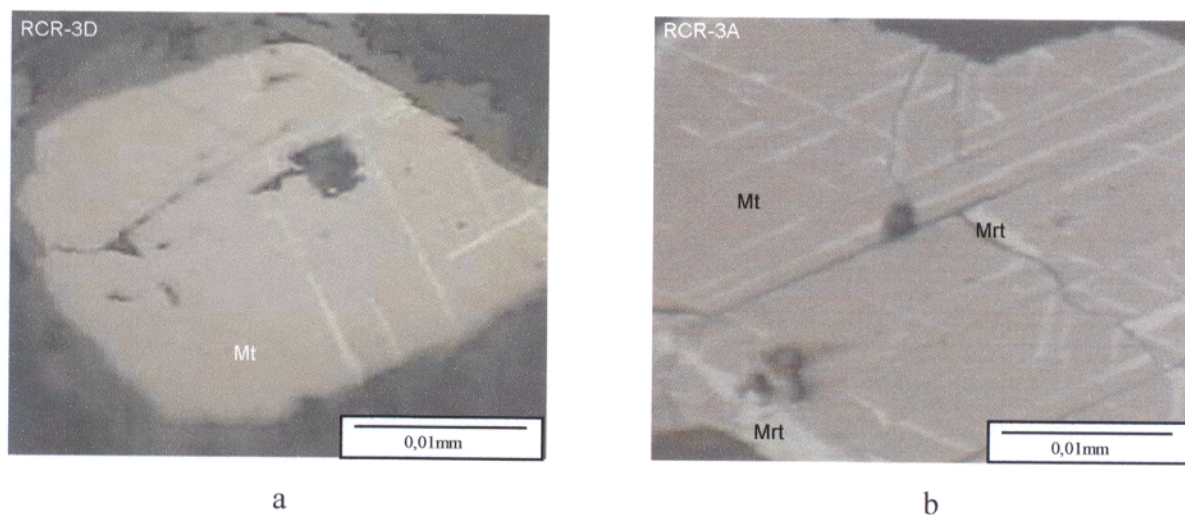


Figura 41 – Cristais de magnetita mostrando os aspectos texturais dominantes da martitização, ao longo das várias direções de partição da magnetita. Em a) a martitização é limitada em apenas uma porção da magnetita hospedeira; em b) a martitização é mais intensa e mais regularmente distribuída. (LR, NP).

Pirita e calcopirita ocorrem como pequenos cristais idiomórficos a hipidiomórficos, com dimensões submilimétricas, inclusas ou disseminados em feldspatos. Algumas vezes, ocorrem associadas e inclusas em cristais de magnetita.

### 5.2.3 - Suscetibilidade magnética

A ocorrência do Granito Jardim do Ouro (Gjo) na área em estudo, restringe-se a uma pequena porção localizada às proximidades do povoado de Jardim do Ouro, às margens do Rio Jamanxim e cortada pela Rodovia Transgarimpeira. Isso acarretou uma amostragem reduzida e impossibilitou o tratamento estatístico das poucas medidas de SM realizadas. Entretanto, tais amostras foram devidamente estudadas para se ter uma idéia do seu comportamento magnético e conteúdo de minerais óxidos de Fe e Ti e poder compará-lo com as fácies observadas nas emais unidades da região.

#### 5.2.3.1 - Apresentação dos dados

O Gjo, representado apenas por três amostras, apresenta um valor médio de SM de  $4,7988 \times 10^{-3}$  SI com valores que variam de  $3,8855 \times 10^{-3}$  a  $5,4334 \times 10^{-3}$  SI (tab. 8). Esses dados, quando comparados com os valores do Granito São Jorge (Gsj), em termos de histograma de frequência (Figura 42), situam-se dentro do intervalo representado pela população A, que engloba as amostras mais evoluídas do Gsj (fácies BLMZG), juntamente com aquelas da fácies BMZG que apresentam um conteúdo reduzido de minerais opacos e são, em decorrência, em termos comparativos, fracamente magnéticas.

Tabela 8 - Dados de suscetibilidade magnética do Granito Jardim do Ouro.

AMOSTRAS	K (SI)	Log K
RCR-3D (*)	$5,4334 \times 10^{-3}$	-2,2649
RCR-3A (*)	$5,0774 \times 10^{-3}$	-2,2944
RCR-4D	$3,8855 \times 10^{-3}$	-2,4105

K (SI) valor médio de SM no Sistema Internacional.

\* - amostras com lâmina polida

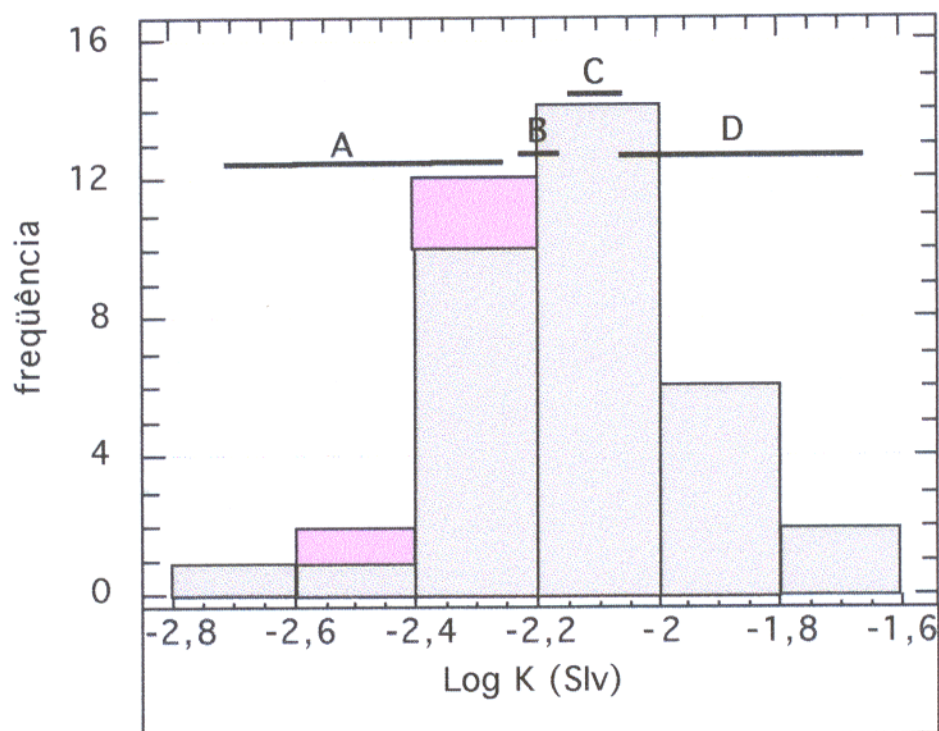


Figura 42 - Histograma de frequência referente aos dados de suscetibilidade magnética do Granito Jardim do Ouro (róseo), comparado com os do Granito São Jorge (cinza). As barras A, B, C e D, mostram as variações de SM nas diferentes populações de SM identificadas no plúton São Jorge.

### 5.3 - GRANITOS SUBALCALINOS DE MORAIS ALMEIDA

#### 5.3.1 - Petrografia

Petrograficamente os granitos subalcalinos caracterizam-se por apresentar poucas variações composicionais, em termos dos minerais essenciais, bem como a nível textural. Situam-se na interface leucosienogranitos a leucomonzogranitos com textura granular hipidiomórfica média a fina, cuja paragênese mineral é representada essencialmente por feldspato potássico (dominante), quartzo e plagioclásio, sendo a biotita a única fase ferromagnésiana varietal.

O feldspato alcalino é mesopertítico ou pertítico (Smith, 1974) e ocorre em geral como cristais hipidiomórficos e xenomórficos com dimensões variando desde 0,75mm a 6mm. Via de regra apresenta-se fortemente argilizado com ocorrência abundante de vários tipos texturais de pertita, tais como *string e patchy* (Alling, 1938). Os contatos entre os cristais de feldspato alcalino são sempre marcados pela ocorrência abundante de albita intergranular (Ramberg, 1962; Peng, 1970; Smith, 1974), que muitas vezes, contorna toda a linha de contato entre os cristais, podendo desenvolver coroas trocadas. Os contatos com o plagioclásio e o quartzo são em geral mais retilíneos. Inclusões de minerais opacos, além de quartzo e plagioclásio são bastante frequentes, dando-lhe localmente um aspecto tendendo a poiquilítico. Microfraturamentos preenchidos por minerais opacos fortemente oxidados ocorrem localmente.

O quartzo apresenta-se predominantemente com formas hipidiomórficas a xenomórficas e apenas xenomórficas quando ocorre, respectivamente, em contato com o feldspato potássico e plagioclásio. Geralmente forma cristais inequigranulares com dimensões variando de 0,45 a 7,2 mm e extinção ondulante moderada. Outras formas de ocorrência, localizadas, são formando intercrescimento granofírico com o feldspato alcalino e como inclusão na biotita.

O plagioclásio ocorre frequentemente como cristais hipidiomórficos a xenomórficos com tamanhos entre 0,45 e 1,8 mm, bastante sericitizados. A geminação do tipo albita é frequente, notando-se menos abundantemente, a combinação albita-carlsbad. Os teores de anortita, obtidos através do método Michel-Levy, na borda e em porções intermediárias do cristal oscilam de An<sub>1</sub> a An<sub>18</sub>, correspondendo ao intervalo de albita a oligoclásio sódico. A sua descalcificação é marcante, sendo certamente relacionada com a formação de paragênese secundária a base de sericita-epidoto, mascarando algumas vezes os seus planos de maclas. Embora este processo seja intenso em alguns cristais, é possível, em geral, observar nos mesmos bordas pouco ou não afetadas, em contraste com o seu núcleo. Estas bordas normalmente ocorrem em contato com o

feldspato potássico.

A biotita perfaz cerca de 2 a 3% modal dos minerais presentes, sendo mais abundante nas amostras que apresentam valores de SM superiores a  $1,0285 \times 10^{-3}$  SI e que correspondem a população B dos polígonos de frequência e gráfico de probabilidade referentes aos dados de SM. Ocorre como cristais hipidiomórficos a xenomórficos com tamanhos variando entre 0,36 a 1,88mm, e pleocroísmo variando de marrom amarelado a verde escuro. Em geral está associada a minerais opacos, os quais localmente a bordejam. Neste caso, é comum a presença de titanita secundária disposta paralelamente aos seus planos de clivagem. Alterações para clorita são frequentemente observadas, principalmente nas amostras com baixos valores de SM ( $\leq 1,0285 \times 10^{-3}$  SI). A clorita muitas vezes substitui completamente a biotita e, neste caso, é comum também a presença de pequenas proporções de muscovita, bem como também de um mineral, pleocróico de cor amarelo dourado a castanha e extinção reta, possivelmente stilpnomelano (?). Inclusões de opacos, zircão e apatita são comuns.

O anfibólio ocorre apenas em algumas amostras e é escasso. Apresenta-se, via de regra, sob a forma de cristais quase que completamente pseudomorfos para clorita opacos e quartzo.

Como minerais acessórios destacam-se os opacos, os quais ocorrem como minerais hipidiomórficos a xenomórficos e, mais raramente, idiomórficos, ora associados a biotita, ora inclusos em feldspatos. O conteúdo e a dimensão dos grãos de opacos são bem inferiores nas amostras da população A com  $SM \leq 1,0285 \times 10^{-3}$  SI. Inclusões de zircão em opacos e o inverso são observados, denotando as cristalizações simultâneas de ambos. Além destes, ocorrem ainda allanita (um único cristal com 5,2 mm foi observado); zircão e apatita como pequenos cristais euédricos, concentrando-se próximo a biotita, ou também como inclusões nas mesmas ou no plagioclásio.

Os minerais secundários são representados por sericita + epidoto e argilo-minerais, provenientes, respectivamente, da alteração de plagioclásio e feldspato potássico; stilpnomelano (?), clorita e titanita, substituindo a biotita. A fluorita é, em geral, hipidiomórfica, não mostrando nenhuma evidência de relação com os outros minerais, apresentando via de regra contatos bem definidos, retos e angulosos com quartzo, plagioclásio e feldspato potássico. Localmente preenche fraturas.

### 5.3.2 - Minerais óxidos de Fe e Ti e outros minerais opacos

Os minerais opacos observados nestas rochas ocorrem invariavelmente inclusos em feldspatos ou associados à biotita. São representados por magnetita (Mt), ilmenita (Ilm) e hematita (Hm), incluindo a variedade martita (Mrt), e, ocasionalmente, goethita (?) (Gt). Além destes, ocorrem ainda raros sulfetos, como pirita (Py) e calcopirita (Cpy). Embora a associação desses minerais seja constante, os seus conteúdos modais e, principalmente, o grau de transformação da magnetita varia sistematicamente, ocasionando, por conseguinte, variações no comportamento magnético da unidade.

A Mt ocorre como cristais hipidiomórficos e, mais raramente, idiomórficos (Figura 43a) quando se apresenta inclusa em feldspatos, e xenomórfica quando está associada com a biotita ou com pseudomorfos de anfibólio. Em ambos os casos, forma cristais com dimensões máximas de 1.0 mm que podem apresentar-se incipiente, moderada ou intensamente martitizados, tanto em suas bordas quanto nas suas porções mais internas. Nas amostras que apresentam valores de SM  $\leq 1,0285 \times 10^{-3}$  SI, e que representam a população A dos dados de SM no gráfico de probabilidade, a redução do conteúdo modal de Mt é bastante acentuada, quando comparada com as amostras da população B, podendo inclusive, algumas vezes, a mesma estar praticamente ausente.

Em relação às suas formas de ocorrência, apresenta-se em geral em cristais isolados, com presença freqüente de diferentes tipos texturais de ilmenitas associados (Figura 43b) a magnetita. Podem encontrar-se pseudomorfos. A magnetita exhibe pequenas fraturas, que não chegam a desagregar os seus cristais. Inclusões de zircão e, algumas vezes, de apatita, são observadas. Quando a Mt encontra-se associada à biotita cloritizada, são comuns feições de corrosão da Mt, que é substituída por este mineral e também pela goethita.

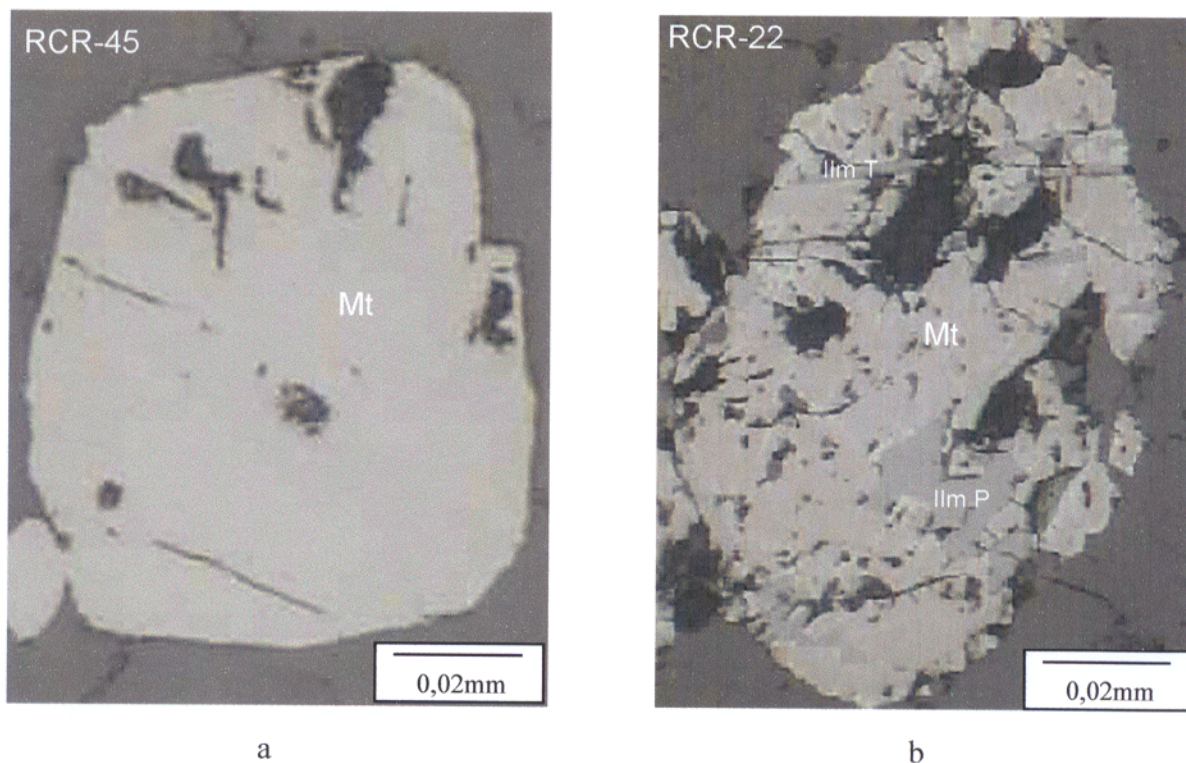


Figura 43- a) Cristal idiomórfico de magnetita incluído em feldspatos; b) cristal hipidiomórfico de magnetita martitizada, mostrando a presença de ilmenitas em treliça (Ilm T) e em manchas (Ilm P) associadas. (LR, NP).

A ilmenita (Ilm) tanto se apresenta em cristais hipidiomórficos a idiomórficos, como xenomórficos. Esses cristais se apresentam sob diferentes variedades texturais de acordo com a classificação de Buddington & Lindsley (1964), Haggerty (1981a, 1991) e Dall'Agnol et al. (1997). Eles foram, ainda, afetados por diferentes graus de oxidação e de transformação.

Os cristais de Ilm I, predominantemente hipidiomórficos (Figura 44a), formam cristais com dimensões de até 0,7 mm. Texturalmente, podem ocorrer sem evidências de lamelas exsolução de hematita, o que é a feição dominante ou, de modo mais restrito, apresentar intercrescimentos com a hematita, derivados ao que tudo indica de solução sólida entre Ilm e Hm (Figura 44b). Essa feição também é mostrada pela Ilm C, sugerindo assim a sua origem primária. Os tipos texturais Ilm T (Figura 45a), Ilm P (Figura 45b) e Ilm C (Figura 46a e b), ocorrem associados com a Mt. Tanto esses tipos texturais de Ilm, assim como a Ilm I ocorrem localmente pseudomorfosados e com aspecto mosqueado, indicando a substituição da Ilm por associações complexas, possivelmente envolvendo rutilo, pseudo-brookita, titanita e óxidos, geralmente designados como sendo leucoxênio.

Nas amostras com baixos valores de SM ( $\leq 1,0285 \times 10^{-3}$  SI), a Ilm apresenta-se comumente associada a pseudomorfos de anfibólio e/ou biotita, formando cristais alongados, localmente em agregados, que, juntamente com a Hm, são as únicas fases presentes.

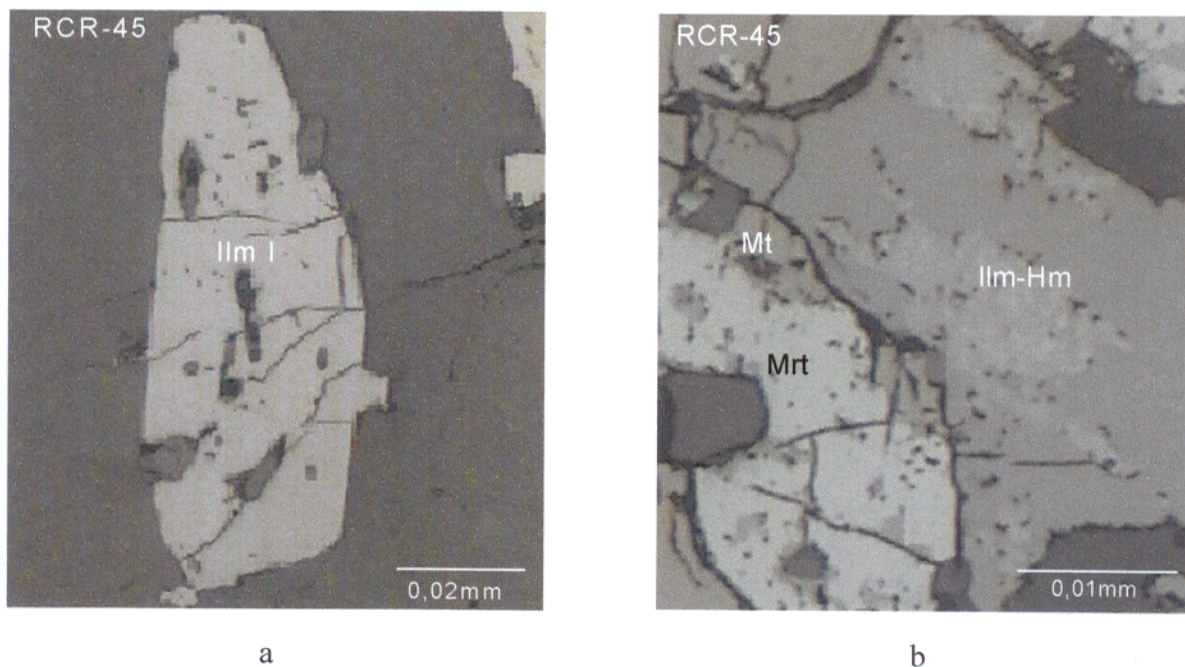


Figura 44- a) Cristal idiomórfico de ilmenita individual (Ilm I) incluído em feldspato; b) ilmenita composta (Ilm C) mostrando a presença de exsolução de hematita associada a magnetita intensamente martitzada. (LR, NP).

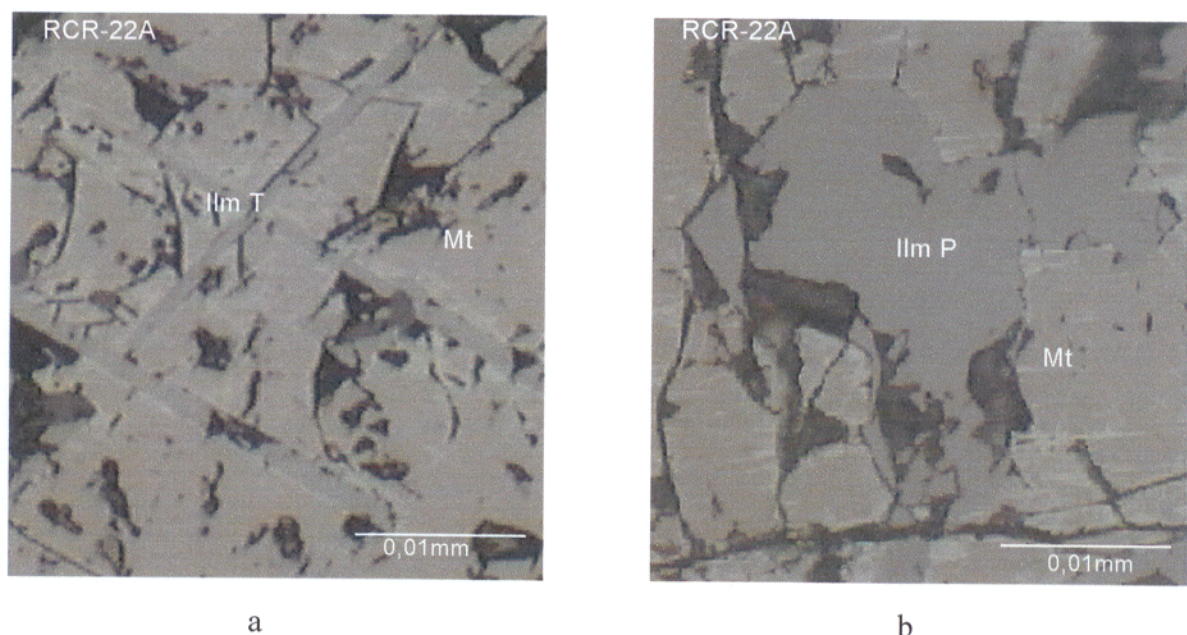


Figura 45 - Detalhes de cristais de magnetita martitzados mostrando: a) ilmenita em treliça (Ilm T) em duas direções distintas; b) ilmenita irregular do tipo Ilm P). (LR, NP).

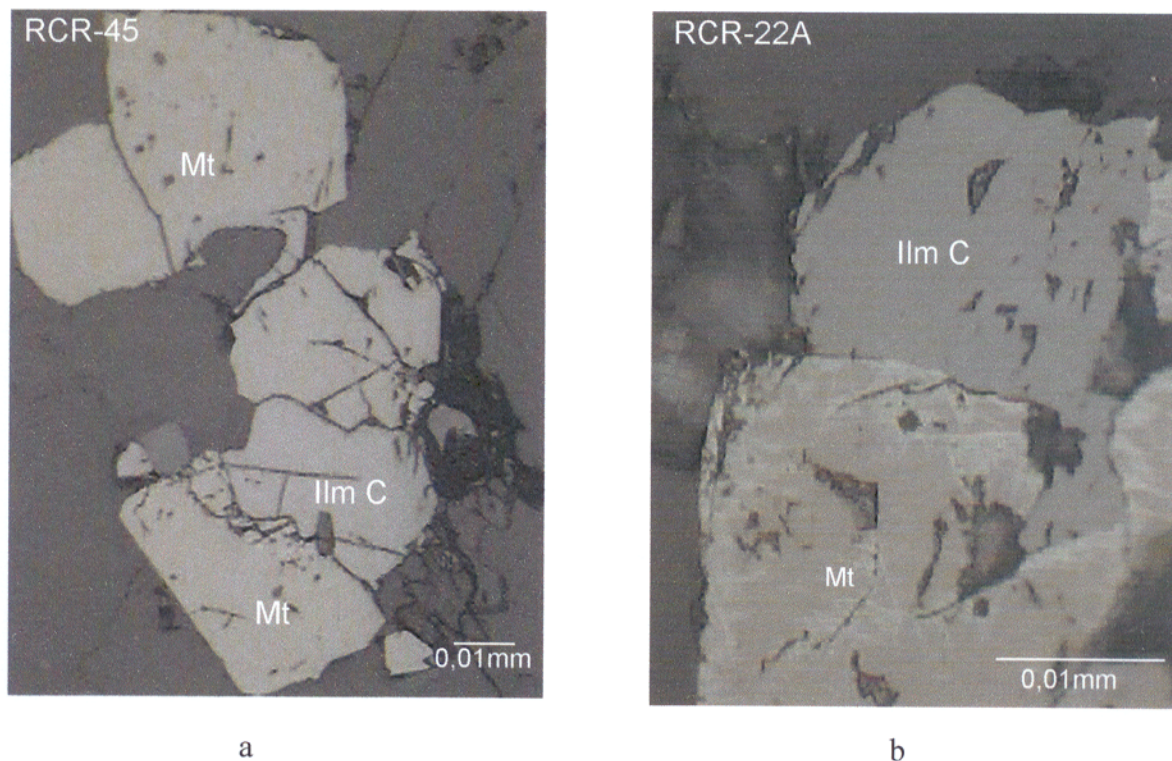


Figura 46 – Aspecto textural das ilmenitas compostas (Ilm C) associadas a magnetita. Pouco a) ou expressivamente b) martitizadas.

A hematita (Hm) ocorre com frequência e sua abundância reflete a intensidade (Figura 47a, b, c e d) com que substituiu a magnetita através do processo de martitização. É observada com mais regularidade nas amostras que apresentam valores de  $SM \leq 1,0285 \times 10^{-3}$  SI. Comumente a martitização é mais intensa nas bordas do que nas porções mais internas dos cristais de magnetita hospedeiros. As lamelas de martita são interrompidas nos contatos com a ilmenita (dominantemente Ilm T), podendo, localmente, acompanhar a ilmenita ao longo de seu contato com a Mt. De acordo com Haggerty (1981a), a formação da Hm através do processo de martitização se dá comumente ao longo dos planos  $\{111\}$  da magnetita (cf. Figura 47a), mas pode propagar-se por todo o cristal e mesmo substituí-lo inteiramente (Figura 47c, d).

Outra forma de ocorrência da Hm, porém bem mais restrita, é formando intercrescimentos em cristais de Ilm I e/ou Ilm C, derivados a partir da exsolução da solução sólida (Ilm-Hm). A fase hematita, geralmente em pequenas proporções, concentra-se nas porções mais internas da Ilm hospedeira, sob a forma de pequenos filetes alinhados os quais são semelhantes aos descritos por Uytendogaardt & Burke (1971) e classificados como sendo uma exsolução do tipo simples com textura lamelar.

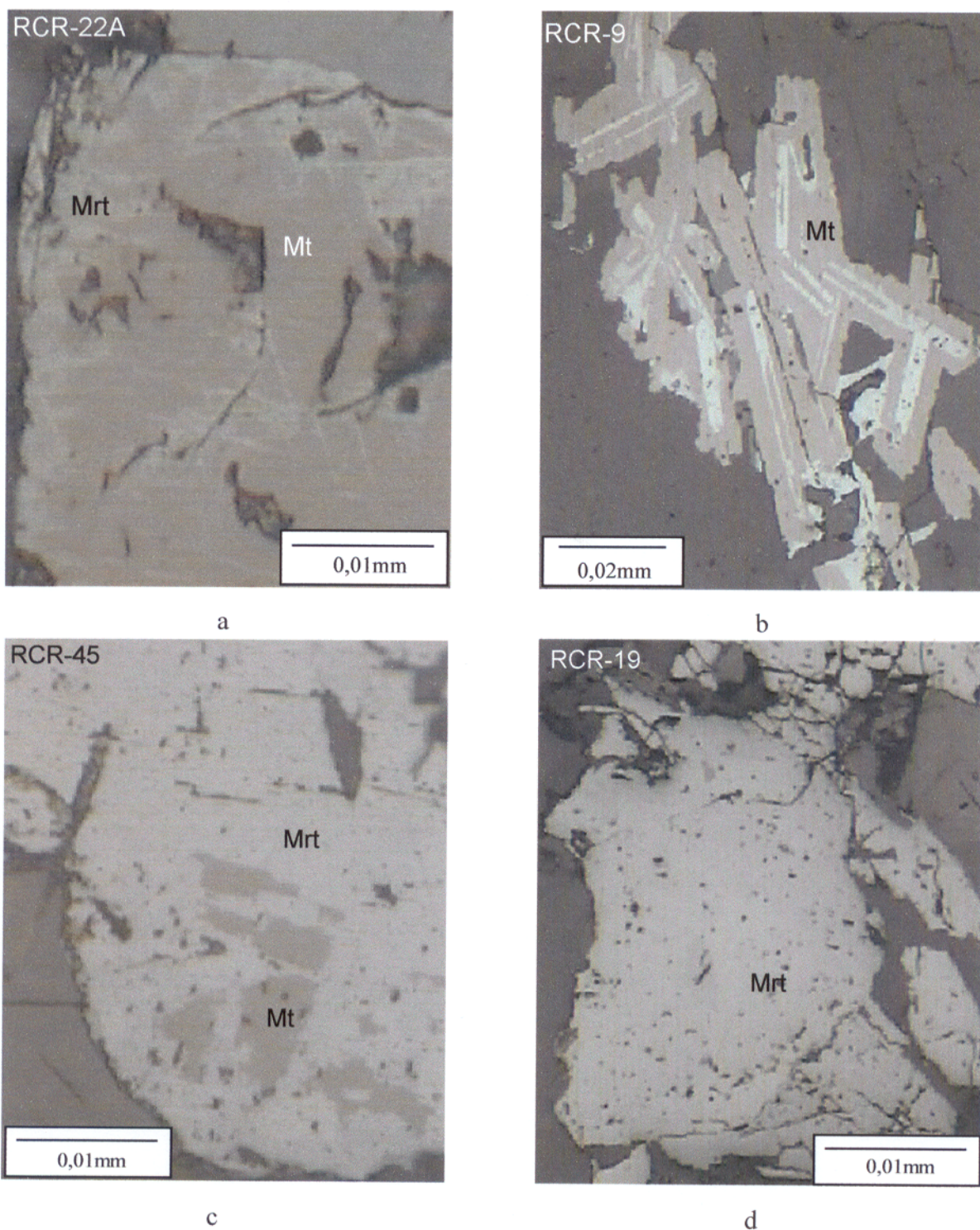


Figura 47 – Aspecto textural dos cristais de magnetita mostrando as diferentes intensidades do processo de martitização: a) martitização incipiente a moderada restringindo-se a pequenos filetes, principalmente nas bordas; b) martitização moderada concentrada na porção interna dos cristais; c) martitização intensa por todo o cristal, restando apenas escassas manchas de Mt; d) cristal de magnetita totalmente martitizado.

A goethita (Gt) ocorre em proporções limitadas e apenas em algumas amostras. Via de regra, encontra-se entremeadada ou bordejando cristais de magnetita fortemente oxidados, indicando que se formou às expensas deste mineral. Comumente a sua formação tem sido relacionada a processos de oxi-hidratação da magnetita. Além da magnetita, Uytendogaardt & Burke (1971) a consideram como possível produto de alteração de ilmenita, hematita, pirita e calcopirita, entre outros. Por outro lado, Haggerty (1981b) admite que a sua origem relaciona-se a processo de oxi-hidratação de titanomagnetitas primárias pobres em titânio em suites de rochas silicosas.

Pirita e calcopirita ocorrem, em geral, como pequenos cristais idiomórficos a hipidiomórficos, com dimensões muito reduzidas, disseminados em feldspatos e, por vezes, associadas e inclusas em cristais de magnetita. Não apresentam evidências de transformações.

### 5.3.3 - Suscetibilidade magnética

#### 5.3.3.1 - Apresentação dos dados

Os granitos subcalinos de Morais Almeida apresentam valor médio de suscetibilidade magnética (SM) de  $2,1534 \times 10^{-3}$  SI, com valores que variam de  $0,5180 \times 10^{-3}$  a  $5,3746 \times 10^{-3}$  SI (Tab. 9). O sumário estatístico dos dados de SM é apresentado na tabela 10 e a variação dos dados de SM na tabela 11. Nesta verifica-se que aproximadamente 40% das amostras estudadas possuem valores de SM maiores que o valor médio, 30% possuem valores de SM maiores que  $2,7543 \times 10^{-3}$ , 40% situam-se no intervalo entre  $0,94386 \times 10^{-3}$  a  $4,1787 \times 10^{-3}$  SI e os restante (30%) possuem SM abaixo de  $0,66861 \times 10^{-3}$  SI.

A elaboração de histograma (Figura 48a) e polígono de frequência (Figura 48b) com os dados de SM revelou que o conjunto da amostras estudadas apresenta uma distribuição de SM francamente bimodal. Por sua vez, o gráfico de probabilidade (Figura 48c) permitiu separar dois grupos de concentrações situados nas faixas de  $0,5180 \times 10^{-3}$  (-log 3,28) a  $1,0285 \times 10^{-3}$  (-log 2,98) SI e de  $1,8321 \times 10^{-3}$  (-log 2,74) a  $5,3746 \times 10^{-3}$  (-log 2,26) SI, nomeadas genericamente de populações A e B, respectivamente. Existiria a possibilidade de se introduzir subdivisões dentro de cada população, levando à caracterização de quatro populações, porém, a análise petrográfica das amostras não indica diferenças que possam justificar tal separação. Optou-se, por isso, pela separação do conjunto em apenas duas populações, conforme sugeridas pelo histograma e polígono de frequência.

Tabela 9 – Dados de suscetibilidade magnética (SM) do granito subcalino de Morais Almeida.

POPULAÇÃO	AMOSTRAS	K(SI)	Log K
B	RCR-45 (*)	$5,3746 \times 10^{-3}$	-2,26965
	RCR-09 (*)	$4,8300 \times 10^{-3}$	-2,31605
	RCR-22B	$4,6635 \times 10^{-3}$	-2,33129
	RCR-22A (*)	$4,2250 \times 10^{-3}$	-2,37417
	RCR-80	$4,1325 \times 10^{-3}$	-2,38379
	RCR-70	$3,0494 \times 10^{-3}$	-2,51579
	RCR-44	$2,4592 \times 10^{-3}$	-2,60921
	RCR-29A	$2,2699 \times 10^{-3}$	-2,64399
	RCR-84	$2,1290 \times 10^{-3}$	-2,67182
	RCR-81	$1,8321 \times 10^{-3}$	-2,73705
	A	RCR-20 (*)	$1,0285 \times 10^{-3}$
RCR-6A		$0,8592 \times 10^{-3}$	-3,06590
RCR-8A		$0,7015 \times 10^{-3}$	-3,15398
RCR-18B		$0,6357 \times 10^{-3}$	-3,19671
RCR-19 (*)		$0,5763 \times 10^{-3}$	-3,23932
RCR-83A		$0,5538 \times 10^{-3}$	-3,25662
RCR-83B		$0,5465 \times 10^{-3}$	-3,26237
RCR-82		$0,5308 \times 10^{-3}$	-3,27506
RCR-83D		$0,5180 \times 10^{-3}$	-3,28565

K (SI): valor médio de SM no Sistema Internacional

(\*): amostra com lâmina polida

Tabela 10 - Parâmetros estatísticos dos dados de SM do granito subcalino de Morais Almeida.

PARÂMETROS ESTATÍSTICOS (Nº de amostras = 19)	K (SI)
Média	$2,1534 \times 10^{-3}$
Mediana	$1,8321 \times 10^{-3}$
Moda	$1,8321 \times 10^{-3}$
Média geométrica	$1,5142 \times 10^{-3}$
Variância	$2,9638 \times 10^{-3}$
Desvio padrão	$1,7215 \times 10^{-3}$
Erro padrão	$3,9496 \times 10^{-3}$
Valor mínimo	$0,5180 \times 10^{-3}$
Valor máximo	$5,3746 \times 10^{-3}$

Tabela 11 - Percentis dos dados de SM do granito subcalino de Morais Almeida.

PERCENTAGENS	PERCENTIS K (SI)
90	$4,8300 \times 10^{-3}$
80	$4,2250 \times 10^{-3}$
70	$3,0490 \times 10^{-3}$
65	$2,4592 \times 10^{-3}$
60	$2,2699 \times 10^{-3}$
55	$2,1290 \times 10^{-3}$
50	$1,8321 \times 10^{-3}$
45	$1,0285 \times 10^{-3}$
40	$0,8592 \times 10^{-3}$
30	$0,6357 \times 10^{-3}$
20	$0,5383 \times 10^{-3}$
10	$0,5308 \times 10^{-3}$

K (SI): valor de SM no Sistema Internacional

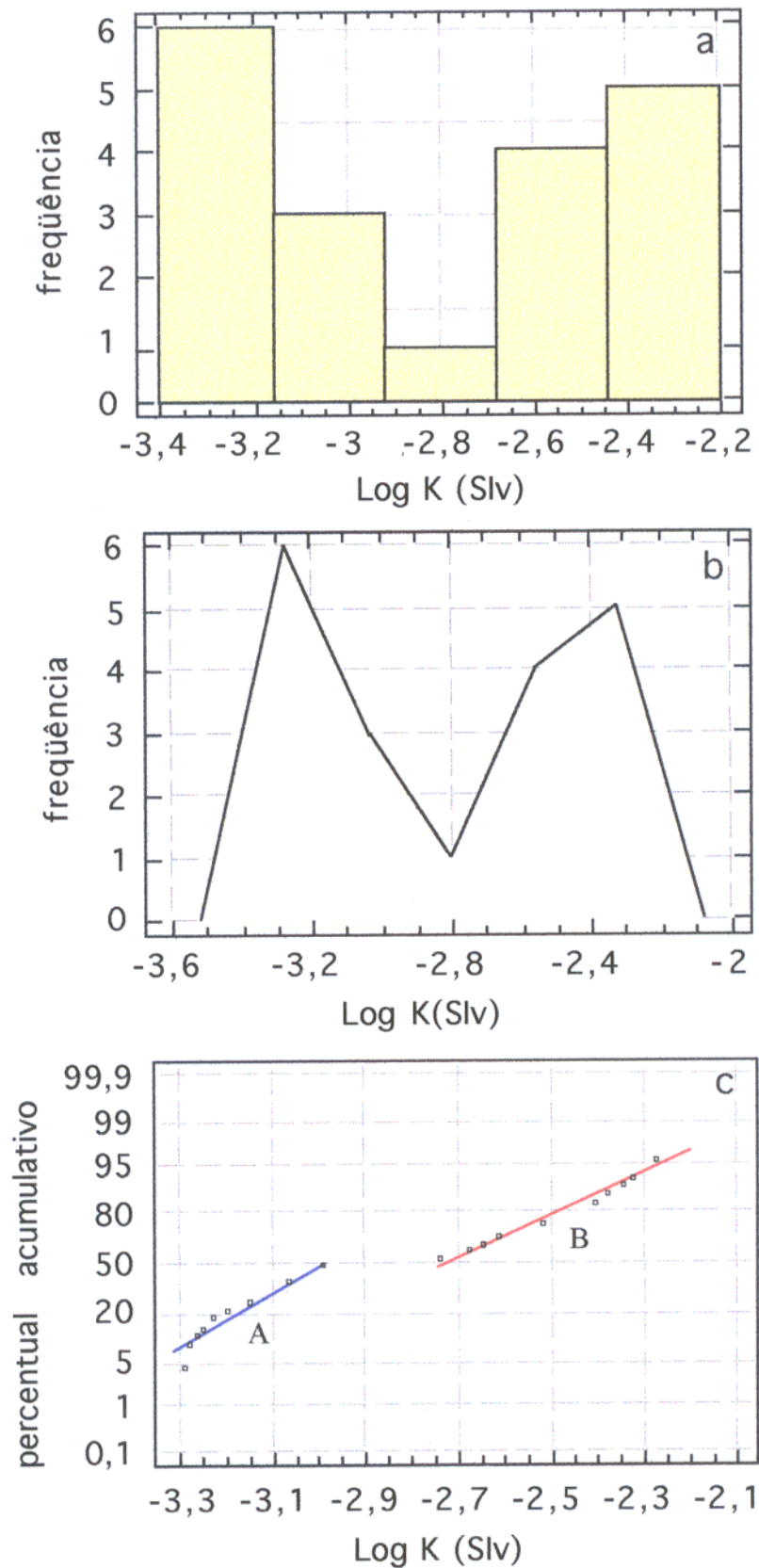


Figura 48 - a) Histograma de frequência; b) polígono de frequência e c) gráfico de probabilidade referentes aos dados de suscetibilidade magnética do granito subalcanino de Morais Almeida (5 classes).

A população A, formada por amostras menos magnéticas (Tab. 9), apresenta valor médio de SM de  $0,6607 \times 10^{-3}$  SI, representando cerca de 47% das amostras analisadas, ao passo que a população B, composta pelos restantes 53% dos dados, possui valor médio de SM de  $3,496 \times 10^{-3}$  SI. Ao microscópio observa-se, de um modo geral, um conteúdo menor de minerais opacos e uma martitização mais intensa na Mt das amostras da população A em relação à B.

A relação dos dados magnéticos apresentados em mapa de variação de SM (Figura 49) elaborado de acordo com as populações de SM estabelecidas na figura 48 mostra intercalações de amostras com valores mais altos de SM, mais abundantes a sul de Morais Almeida, com amostras com valores mais baixos que situam-se tanto nesta área, quanto próximo ao contato com o Granito Jardim do Ouro. Não há, portanto, uma relação clara entre a localização das amostras na área e as variações de SM que levaram à definição de duas populações.

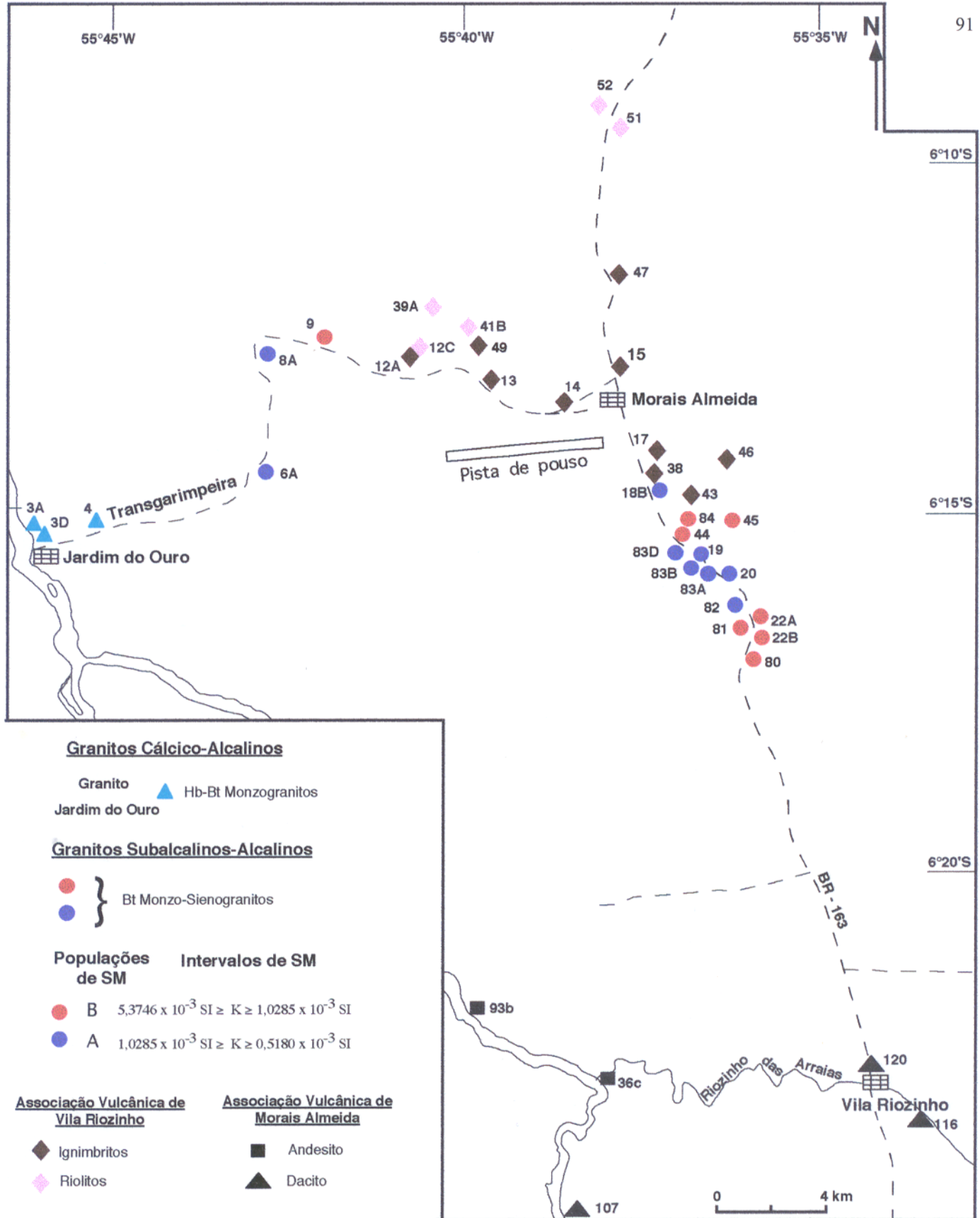


Figura 49 - Mapa de amostragem mostrando a variação de suscetibilidade magnética dos granitos subalcalinos, mostrando a localização das amostras do Granito Jardim do Ouro e associações vulcânicas.

### 5.3.3.2 – Relação entre SM e conteúdo mineral

As relações entre SM e o conteúdo mineral das amostras desse maciço, não mostram uma correlação clara quando considerado o conjunto de amostras. Entretanto, há diferenças de comportamento quando são tratadas separadamente as populações magnéticas identificadas no gráfico de probabilidade normal (Figura 48c). Para as amostras situadas na população A, que representam as amostras fracamente magnéticas, não se observa uma correlação clara entre SM e os conteúdos modais de opacos (Figura 50a). Isto é decorrente principalmente, do forte processo de martitização que afetou a magnetita nestas rochas, pois o fato de se ter conteúdos modais relativamente elevados de opacos, paralelamente com baixos valores de SM, associado às observações petrográficas, favorece essa interpretação. A coexistência de magnetita e ilmenita em proporções variáveis, não poderia explicar esse contraste, pois a ilmenita não teria uma participação tão efetiva, haja vista que as amostras da população B, que mostram com maior frequência a coexistência dessas duas fases, apresentam uma correlação distinta, ou seja, positiva (Figura 50a). Relações similares são sugeridas pelos gráficos que comparam as relações entre SM e máficos (representados essencialmente por Bt), biotita e clorita (Fig 50b, c e d).

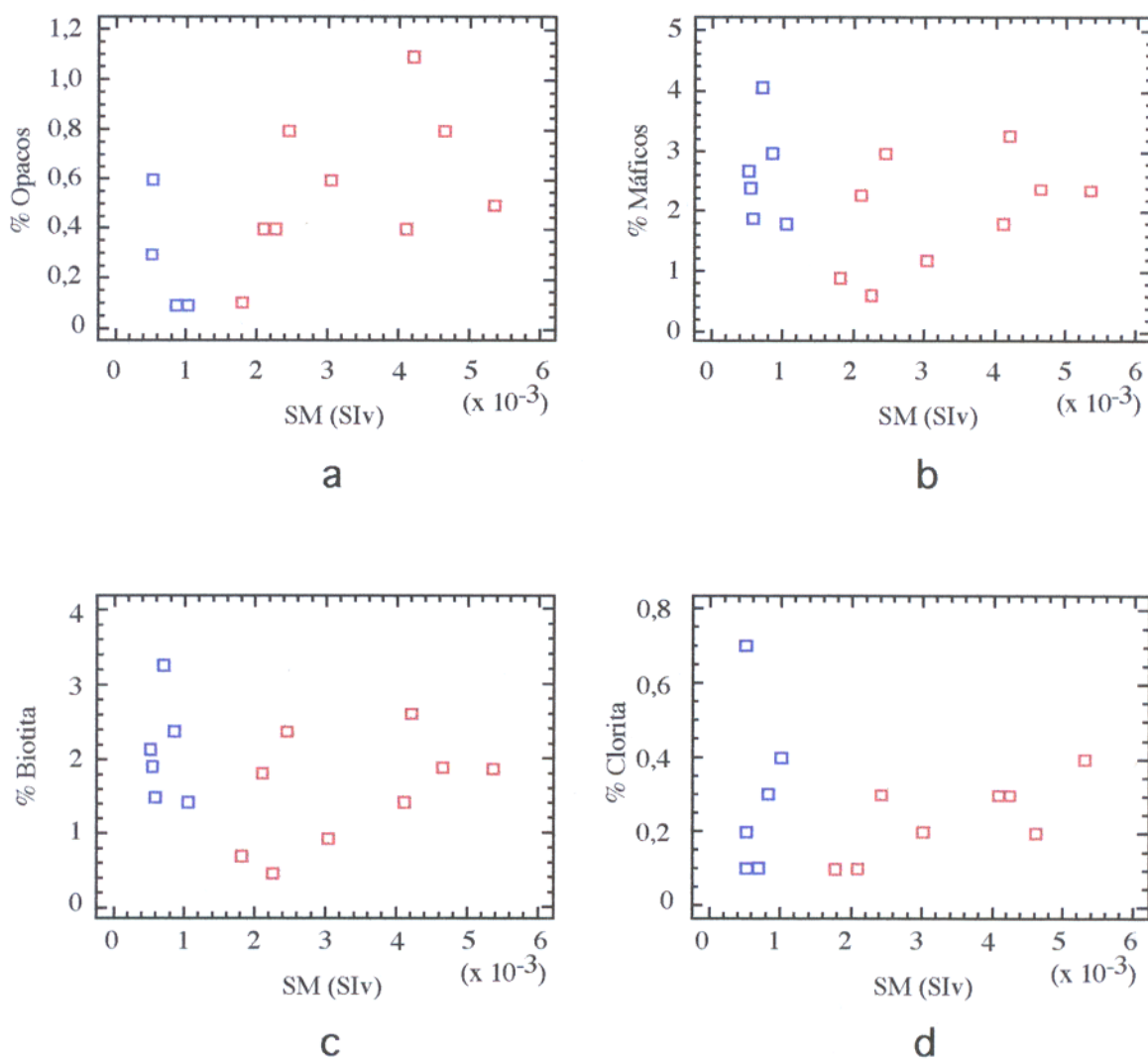


Figura 50 - Diagramas mostrando as relações entre o comportamento de suscetibilidade magnética (SM) e o conteúdo de: a) opacos, b) máficos, c) biotita e d) clorita dos granitos subcalinos de Morais Almeida. Símbolos: quadrados azuis (população A) e vermelhos (população B).

## 5.4 - RIOLITOS E IGNIMBRITOS DE MORAIS ALMEIDA

### 5.4.1 - Petrografia

Os riolitos (Rlma) apresentam uma textura porfírica constituída por fenocristais de granulação média de feldspato potássico, quartzo e raros cristais de plagioclásio imersos em uma matriz quartzo-feldspática microgranular, que predomina sobre os fenocristais em volume em uma proporção de 4:1. Os fenocristais dominantes e mais desenvolvidos são de feldspato potássico, ocorrendo sob a forma de cristais hipidiomórficos a xenomórficos, freqüentemente transformados para argilominerais (dominantemente) e carbonatos.

O quartzo apresenta-se geralmente xenomórfico e, localmente, idiomórfico, livre de inclusões, com dimensões de até 1,0 mm. Fraturas localizadas preenchidas por carbonatos e clorita podem ser observadas.

O plagioclásio forma cristais com tamanhos de até 2,0 mm, xenomórficos a hipidiomórficos, bastante transformados para sericita (dominantemente), clorita e, menos intensamente, para carbonatos. Localmente, a cloritização, concentrada mais no seu núcleo, imprime-lhe um aspecto zonado, sendo ainda possível perceber os maclamentos. Engloba inclusões de opacos, principalmente, e zircão.

Titanita, opacos e zircão representam a assembléia de minerais acessórios primários presentes nestas rochas, ocorrendo quase sempre associados. A titanita acha-se bastante transformada para mineral marrom avermelhado de granulação muito fina, possivelmente rutilo.

Os minerais opacos ocorrem por vezes, associados com zircão e bordejados por clorita. Esta última, é observada com mais freqüência no plagioclásio, mas também aparece preenchendo pequenas fraturas, principalmente nos feldspatos.

Os ignimbritos (Igma) caracterizam-se pela abundância de fragmentos de rochas (dominantemente de vulcânicas félsicas) e cristais (quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e máficos transformados), com dimensões de até 3,5 mm; em matriz microgranular felsítica, com aspecto orientado, devido à presença de lascas vítreas ("shards"), achatadas e desvitrificadas. Apresentam-se fortemente soldados, com evidentes texturas de fluxo e eutaxítica, ricos em cristais com aspecto cristaloclástico com proporção matriz:fenocristais 1:1 e freqüente presença de amígdalas preenchidas provavelmente por zeólitas.

O quartzo ocorre dominantemente como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, por vezes subarredondados, com dimensões que variam desde submilimétricas a 1,6 mm.

Freqüentemente são observadas feições de embaiamento, sugerindo reabsorção. Localmente, mostram-se fraturados e, neste caso, apresentam uma forte extinção ondulante.

O feldspato potássico apresenta-se como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, bastante argilizado, com dimensões que alcançam no máximo 1,6 mm. Localmente, mostra pequenas fraturas preenchidas por clorita e/ou carbonatos, bem como pertitas principalmente do tipo *string*. Contém inclusões de opacos, quartzo e plagioclásio.

O plagioclásio ocorre como cristais hipidiomórficos com dimensões submilimétricas, via de regra, intensamente sericitizado. Localmente exhibe pequenas fraturas preenchidas, predominantemente, por sericita, bem como alteração para carbonatos.

Titanita, opacos e zircão representam a assembléia de minerais acessórios presentes nestas rochas. Eles formam cristais muito finos e ocorrem sempre associados. A titanita apresenta-se sempre pseudomorfisada ao passo que o zircão forma cristais subarredondados.

#### **5.4.2 - Minerais óxidos de Fe e Ti outros minerais opacos**

Os minerais óxidos de Fe e Ti identificados nos Riolitos de Morais Almeida (Rlma) são representados por magnetita, hematita e ilmenita, além dos sulfetos pirita e calcopirita, sendo seus conteúdos bastante variáveis. De um modo geral, estes minerais ocorrem como inclusões em feldspatos, disseminados na matriz ou, ainda, associados a clorita.

A magnetita (Mt) ocorre predominantemente como cristais hipidiomórficos a xenomórficos e, mais raramente, idiomórficos, com dimensões máximas de 1,0 mm. De um modo geral apresentam uma oxidação variável que se traduz em uma martitização incipiente a moderada. Quando ocorrem inclusos em feldspatos, mostram dimensões mais reduzidas (Figura 51a) e apresentam-se geralmente homogêneos, desprovidos de lamelas de ilmenita em treliça e pouco martitizados, embora possam ser observados, localmente, cristais quase que totalmente martitizados. Diferentemente destes, alguns cristais de Mt apresentam porções localizadas de transformação para martita. (Figura 51b).

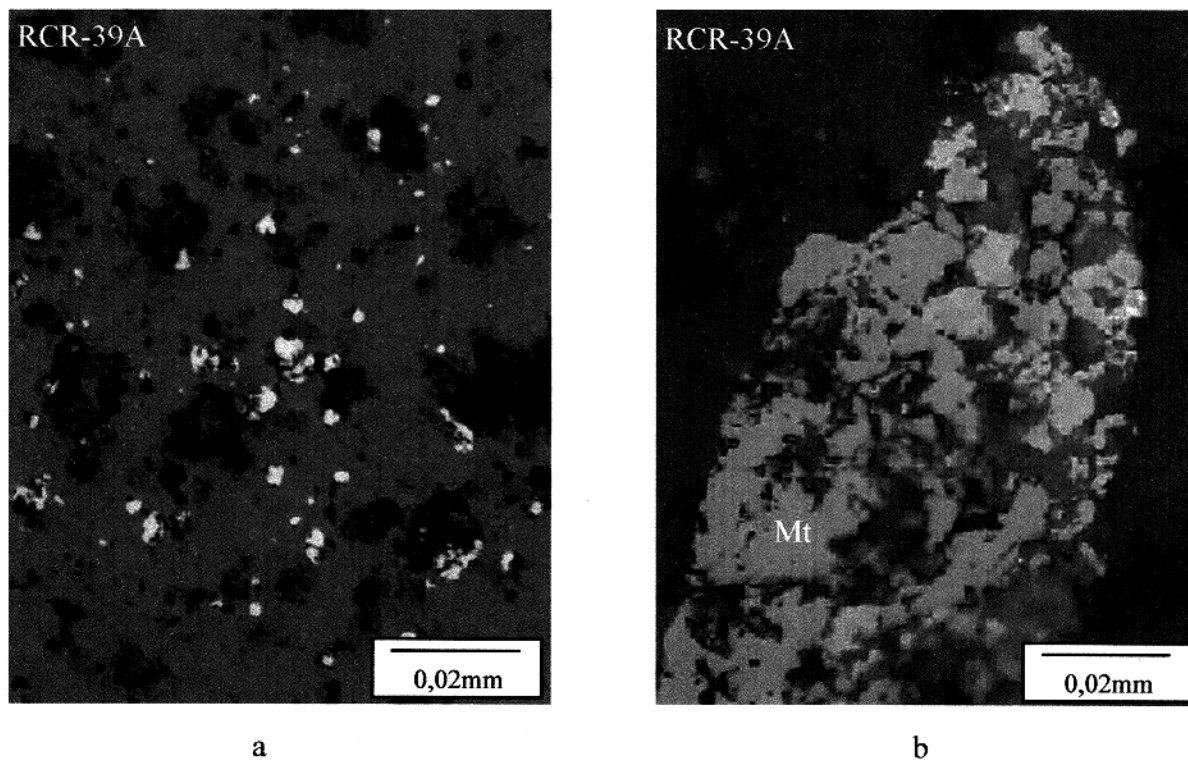
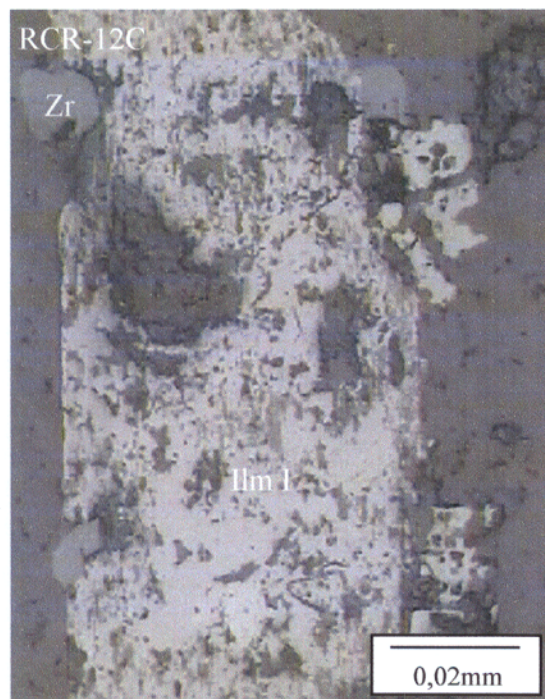


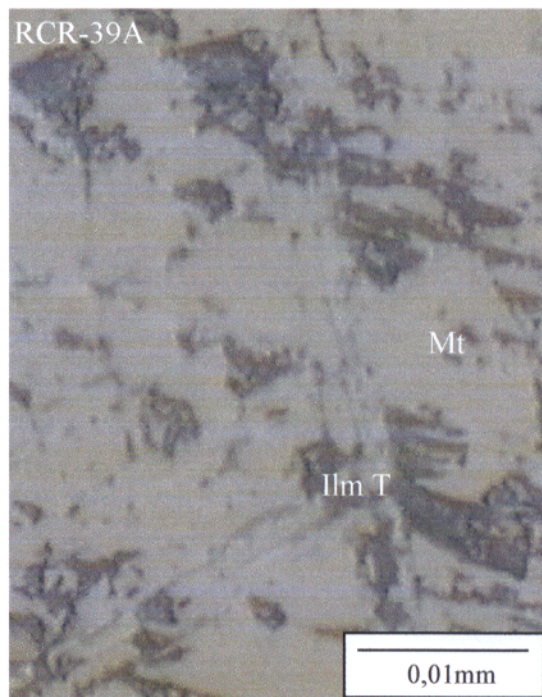
Figura 51 – a) Cristais de granulação fina de magnetita disseminados em feldspatos; b) cristal xenomórfico e corroído de magnetita, apresentando em suas bordas porções transformadas. (LR, NP).

A hematita apresenta de modo geral conteúdos pouco expressivos, ocorrendo apenas como produto de alteração da magnetita, sob a forma de martita, desenvolvida de forma incipiente, principalmente em suas bordas.

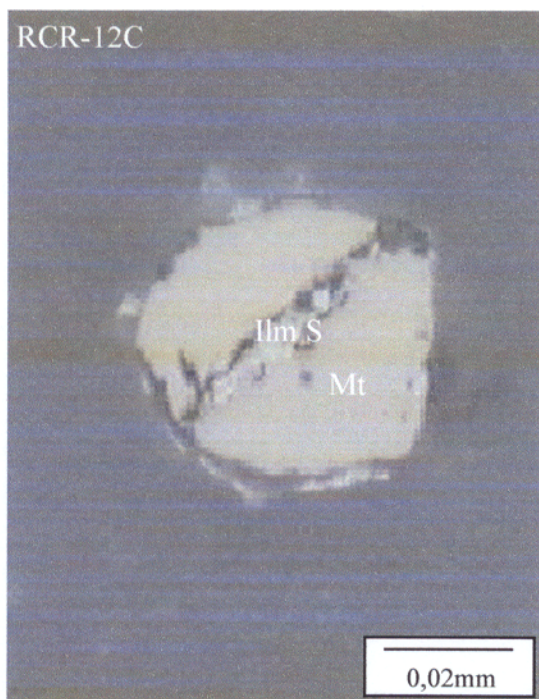
A ilmenita ocorre apenas como cristais pseudomorfosados. Comumente apresenta-se alterada para um produto cinza esbranquiçado de difícil identificação ao microscópio óptico. De acordo com a classificação textural proposta por Buddington & Lindsley (1964), Haggerty (1981a, 1991) e Dall'Agnol et al. (1997), foram observadas ilmenitas do tipo individual (Ilm I; Figura 52a), treliça (Ilm T; 52b), sanduíche (Ilm S; 52c) e composta (Ilm C; 52d).



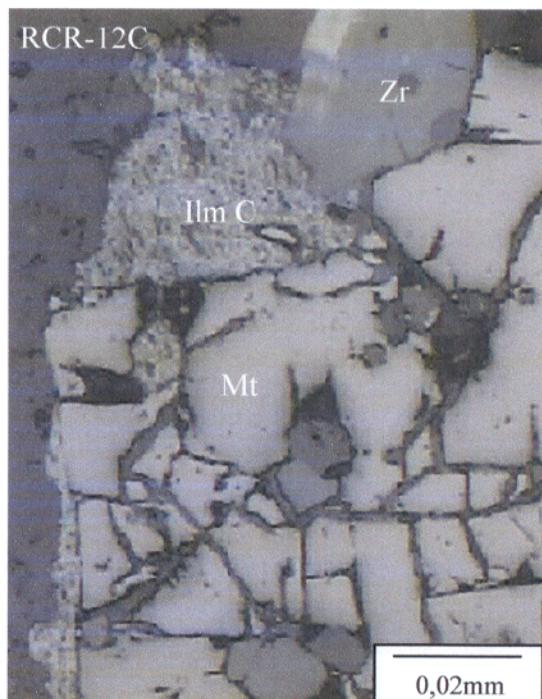
a



b



c



d

Figura 52 – Aspecto dos diferentes tipo texturais de ilmenitas observados nos riolitos de Morais Almeida: a) lmenita individual (Ilm I) totalmente pseudomorfisada e substituída por um mineral cinza claro, proveniente da oxidação da Ilm; b) lamelas de ilmenita em treliça (Ilm T) intercrescida com magnetita; c) ilmenita sanduíche (Ilm S) associada com Mt e d) ilmenita composta (Ilm C) associada com Mt preservada, mas muito fraturada, e zircão. (LR, NP).

A pirita ocorre com certa freqüência. Apresenta-se geralmente com formas idiomórficas (Figura 53a) a xenomórficas com dimensões que alcançam no máximo 0,1 mm, disseminada por toda a rocha, o que é a feição dominante, ou, de modo mais restrito, preenchendo fraturas (Figura 53b).

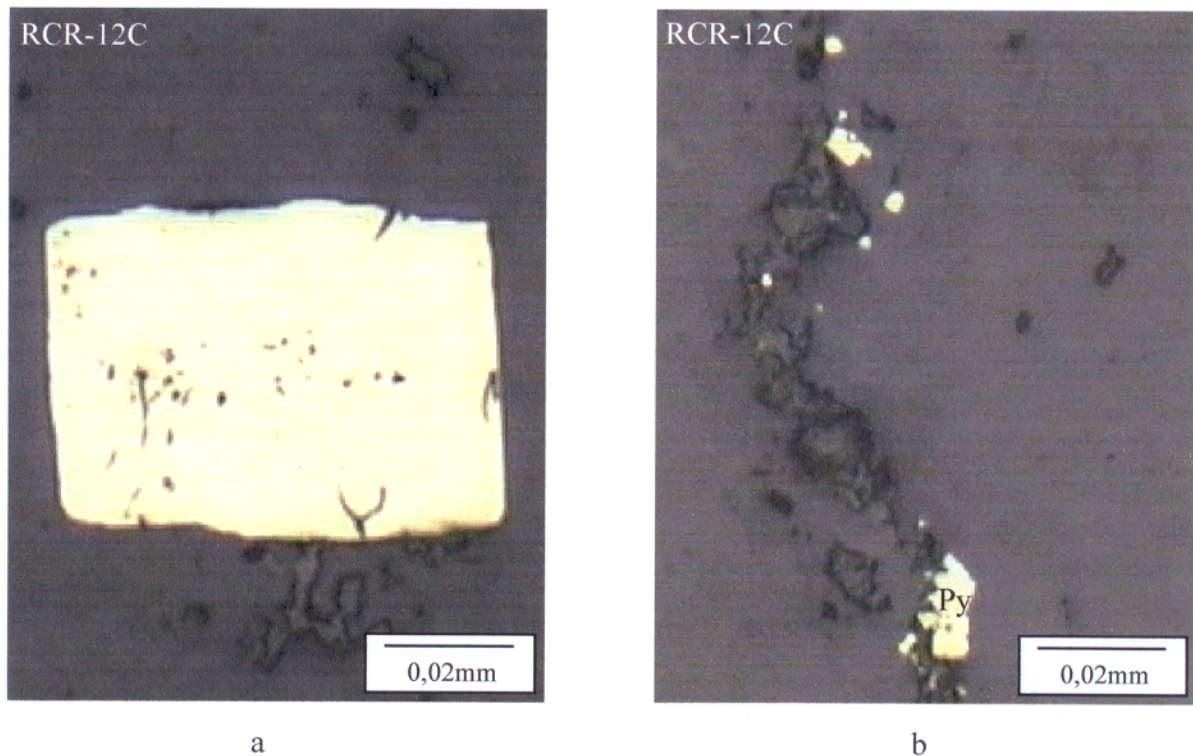


Figura 53 – Aspectos texturais dos cristais de pirita disseminados nos riolitos de Morais Almeida: a) pirita idiomórfica incluída em feldspatos; b) pirita preenchendo fraturas em feldspatos. (LR, NP).

Os Ignimbritos (Igma) apesar de apresentarem uma mineralogia semelhante a dos riolitos, diferem texturalmente destes por apresentarem uma proporção matriz/fenocristais próximo da unidade e, comumente, cristais de magnetita mais fortemente oxidados. De um modo geral, os opacos ocorrem de forma disseminada na matriz ou circundando pseudomorfs de anfibólio.

A magnetita ocorre, predominantemente, sob a forma de cristais hipidiomórficos a idiomórficos (Figura 54). Geralmente apresenta alguma evidência de oxidação, seja nas suas bordas ou nas suas porções mais internas (Figura 54a). Entretanto, é mais comum apresentar-se intensa ou mesmo totalmente transformada para hematita, o que se verifica principalmente nas amostras com valores de SM inferiores a  $1,3124 \times 10^{-3}$  SI. Por outro lado, em amostras com SM

maior que o valor acima citado, ocorrem raros cristais de Mt sem evidências de oxidação (Figura 54b). Quando ocorre associada a pseudomorfos de anfibólio, é comum a presença de minerais acessórios como titanita e zircão associados. Feições texturais que indicam intercrescimento com ilmenita em treliça também são bastante freqüentes (Fig 55a, c).

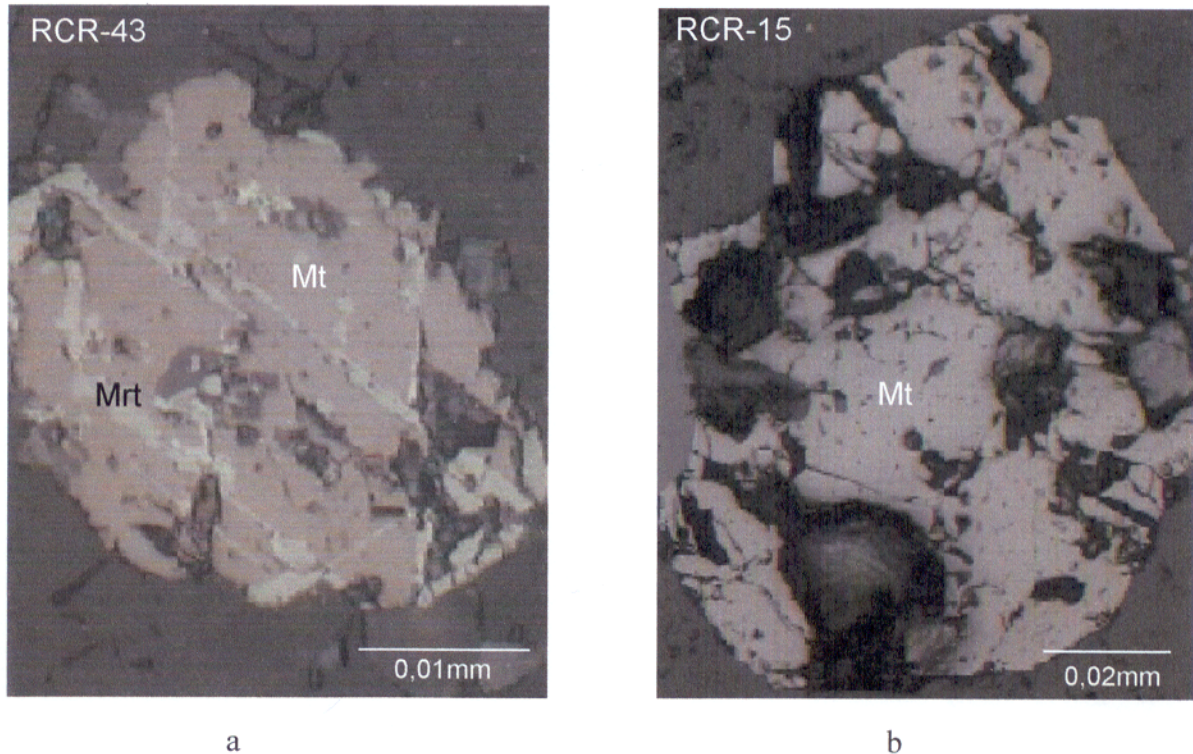


Figura 54 – Aspectos texturais dos cristais de magnetita que ocorrem nos ignimbritos de Morais Almeida: a) cristal hipidiomórfico, moderadamente martitizado; b) cristal hipidiomórfico sem martitização, apresentando apenas vestígios de lamelas de ilmenita em treliça, transformadas. (LR, NP).

A hematita está mais comumente presente nos ignimbritos sob a forma de martita, substituindo a magnetita em diferentes intensidades, seja a partir de suas bordas ou de porções mais internas. Muitas vezes a substituição é completa ou quase, principalmente nas amostras que apresentam valores de SM inferiores a  $1,3124 \times 10^{-3}$  SI (Figura 55a), onde certamente este processo foi mais intenso. O processo de alteração da magnetita foi mais efetivo do que nas ilmenitas associadas. Uma clara evidência disso é o fato de se observar com bastante freqüência lamelas de Ilm T ou Ilm S, respectivamente, intercrescidas ou associadas com a Mt (Figura 55b, d). Há, porém, casos em que as lamelas de Ilm T também foram totalmente transformadas, restando apenas evidências texturais de sua existência prévia (Figura 55a, c; Figura 56a).

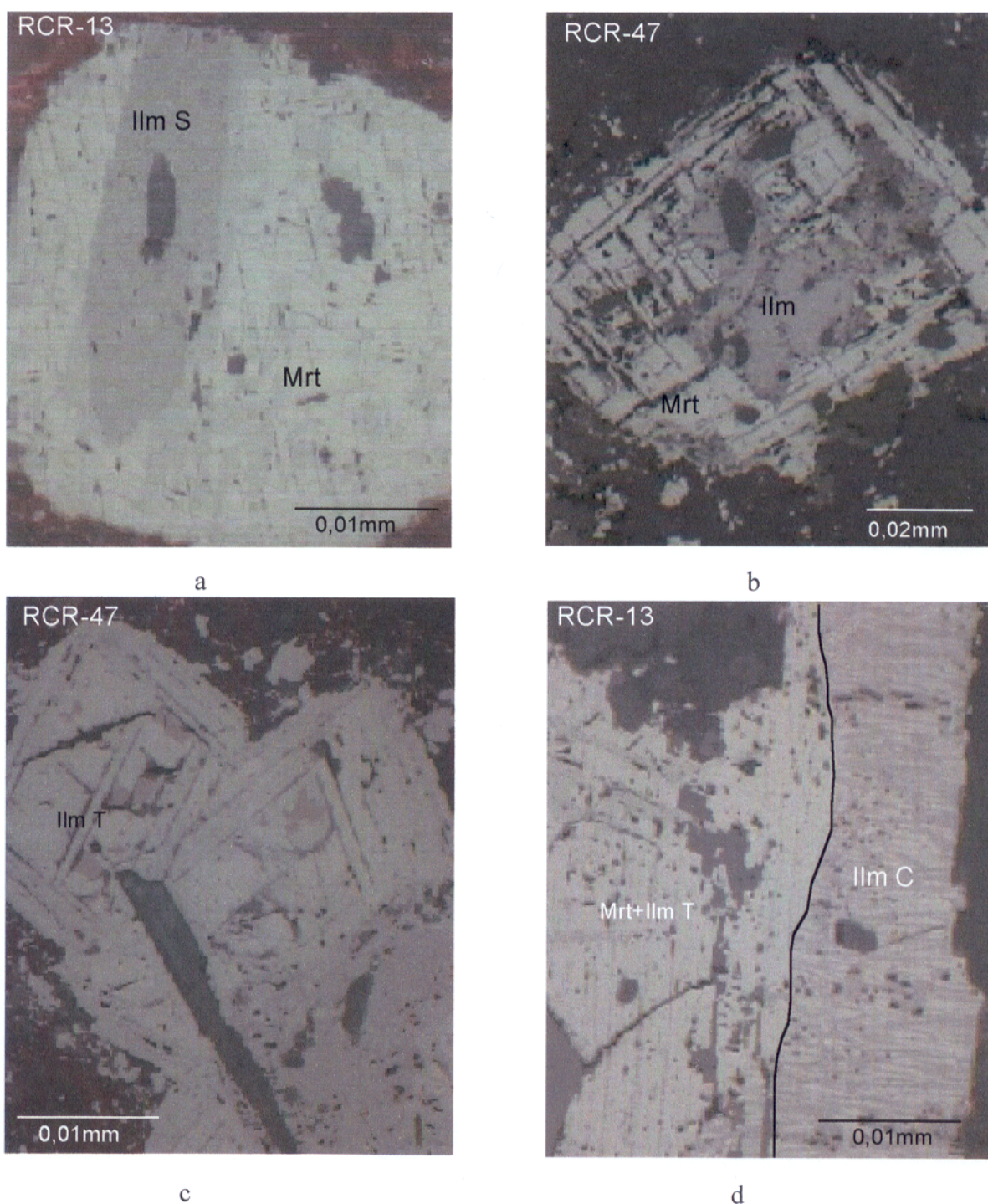


Figura 55 – Feições texturais de cristais de magnetita afetados por processo de martitização intenso e das ilmenitas associadas; a) cristal hipidiomórfico de magnetita totalmente martitizado, associado com ilmenita sanduíche (Ilm S); b) cristal idiomórfico de magnetita totalmente martitizado, notando-se os fastasmas das lamelas de Ilm T; c) agregado de cristais de magnetita quase que inteiramente substituídos por martita, e apresentando fantasmas de lamelas de Ilm T; d) cristal de magnetita totalmente martitizado exibindo lamelas de Ilm T, em contato com ilm C mostrando feições de intercrescimento com a hematita e/ou outros produtos de sua oxidação. (LR, NP).

Não foram observados cristais de ilmenita individual (Ilm I) e a ilmenita apresenta-se, via de regra, associada aos cristais da titanomagnetita original que geraram os intercrescimentos de Mt + Ilm T. Texturalmente ocorre sob a forma de Ilm S (Figura 55a; Figura 56a), Ilm T (Fig 55b, c), ou Ilm C. Esta ocorre associada a pseudomorfos martitizados de magnetita, sob a forma de intercrescimentos entre duas fases (Figura 55d; Figura 56b) que podem tanto ser resultantes da exsolução da solução sólida da ilmenita com a hematita, quanto da transformação das mesmas. A identificação dessas fases unicamente por microscópio óptico não foi possível, necessitando-se de estudos complementares por microscópio eletrônico de varredura e/ou microsonda eletrônica.

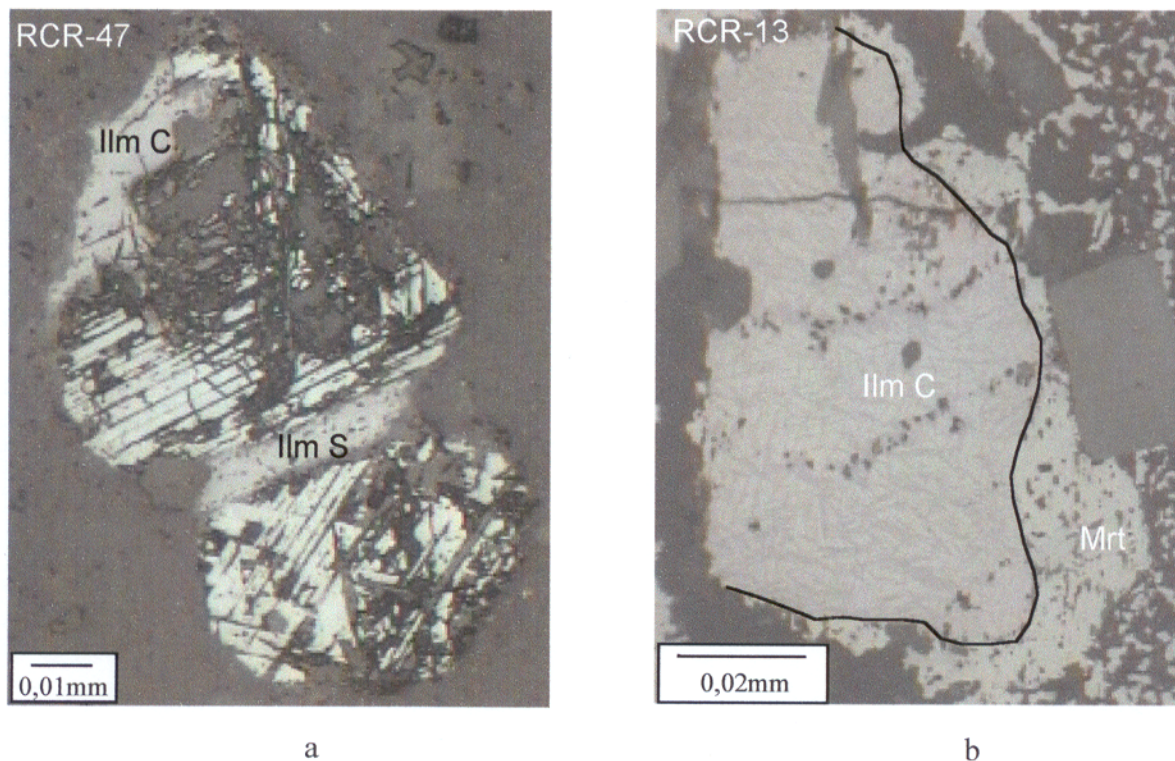


Figura 56 – Cristais idiomórficos a xenomórficos de magnetita fortemente martitizada mostrando: a) fantasmas de lamelas de ilmenita em treliça (Ilm T) na Mt e a presença de ilmenita composta (Ilm C) e, ao centro ilmenita sanduíche (Ilm S) associadas; b) ilmenita composta (Ilm C), atualmente em forma de intercrescimento entre duas fases de difícil identificação, possivelmente ilmenita e hematita ou produtos de sua transformação. (LR, NP).

### 5.4.3 - Suscetibilidade magnética

#### 5.4.3.1 – Apresentação dos dados

As rochas riolíticas de Morais Almeida (RLma) apresentam valores de suscetibilidade magnética (SM) variando de  $1,1978 \times 10^{-3}$  (valor mínimo) a  $7,7780 \times 10^{-3}$  SI (valor máximo) com média de  $5,2220 \times 10^{-3}$  SI. A tabela 12 mostra o comportamento magnético geral das amostras analisadas, e a tabela 13 ilustra alguns “parâmetros estatísticos” dessa unidade. (esses parâmetros são limitados pelo número muito reduzido de amostras disponíveis).

Tabela 12 - Dados de suscetibilidade magnética dos riolitos de Morais de Almeida.

AMOSTRAS	K (SI)	Log K
RCR-41B	$7,7780 \times 10^{-3}$	-2,11
RCR-39 <sup>A</sup> (*)	$7,3102 \times 10^{-3}$	-2,14
RCR-51	$5,1436 \times 10^{-3}$	-2,19
RCR-12C (*)	$4,6878 \times 10^{-3}$	-2,33
RCR-52 (*)	$1,1978 \times 10^{-3}$	-2,92

K (SI): valor médio de SM no Sistema Internacional.

(\*): amostras com lâmina polida

Tabela 13 - Parâmetros estatísticos dos dados de suscetibilidade magnética dos riolitos de Morais de Almeida.

PARÂMETROS ESTATÍSTICOS (N <sup>o</sup> de amostras = 5)	K (SI)
Média	$5,2220 \times 10^{-3}$
Mediana	$5,1463 \times 10^{-3}$
Moda	$5,1463 \times 10^{-3}$
Média geométrica	$4,3949 \times 10^{-3}$
Variância	$6,8475 \times 10^{-6}$
Desvio padrão	$2,6168 \times 10^{-3}$
Erro padrão	$1,1703 \times 10^{-3}$
Valor mínimo	$1,1978 \times 10^{-3}$
Valor máximo	$7,7780 \times 10^{-3}$

K (SI): valor médio de SM no Sistema Internacional.

Os Ignimbritos de Morais de Almeida (IGNma) apresentam suscetibilidade magnética (SM) média de  $1,9224 \times 10^{-3}$  SI, com valores que variam de  $0,4790 \times 10^{-3}$  (valor mínimo) a  $5,1990 \times 10^{-3}$  SI (valor máximo) (Tab. 14). Os parâmetros estatísticos (com as limitações já assinaladas) e as variações percentuais dos dados de SM são apresentados, respectivamente, nas tabelas 15 e 16. Nesta última, observa-se que somente cerca de 30% das amostras analisadas apresentam SM superior ao valor médio de SM, 40% situam-se no intervalo de  $3,2239 \times 10^{-3}$  a  $0,81872 \times 10^{-3}$  SI e os 30% restante possuem  $SM \leq 0,81872 \times 10^{-3}$  SI.

Tabela 14 - Dados de suscetibilidade magnética dos Ignimbritos de Morais de Almeida.

AMOSTRAS	K (SI)	Log K
RCR-43	$5,1990 \times 10^{-3}$	-2,2840
RCR-15 (*)	$5,1577 \times 10^{-3}$	-2,2875
RCR-12A	$5,1436 \times 10^{-3}$	-2,4916
RCR-47 (*)	$1,3124 \times 10^{-3}$	-2,8819
RCR-49 (*)	$0,9644 \times 10^{-3}$	-3,0157
RCR-14	$0,8283 \times 10^{-3}$	-3,0817
RCR-46	$0,8187 \times 10^{-3}$	-3,0868
RCR-13 (*)	$0,6210 \times 10^{-3}$	-3,2068
RCR-17	$0,6197 \times 10^{-3}$	-3,2077
RCR-38	$0,4790 \times 10^{-3}$	-3,3196

K (SI): valor médio de SM no Sistema Internacional.

(\*): amostras com lâmina polida

Tabela 15 - Parâmetros estatísticos dos dados de suscetibilidade magnética dos Ignimbritos de Morais de Almeida.

PARÂMETROS ESTATÍSTICOS (Nº de amostras = 10)	K (SI)
Média	$1,9224 \times 10^{-3}$
Mediana	$8,9642 \times 10^{-4}$
Moda	$8,2837 \times 10^{-4}$
Média geométrica	$1,2990 \times 10^{-3}$
Variância	$3,5640 \times 10^{-6}$
Desvio padrão	$1,8879 \times 10^{-3}$
Erro padrão	$5,9699 \times 10^{-4}$
Valor mínimo	$0,4790 \times 10^{-3}$
Valor máximo	$5,1990 \times 10^{-3}$

K (SI): valor de SM no Sistema Internacional.

Tabela 16 - Percentís dos dados de suscetibilidade magnética dos Ignimbritos de Morais Almeida.

PERCENTAGENS	PERCENTIS K (SI)
90	$5,1990 \times 10^{-3}$
80	$5,1577 \times 10^{-3}$
70	$3,2239 \times 10^{-3}$
60	$1,3124 \times 10^{-3}$
50	$0,9644 \times 10^{-3}$
40	$0,8283 \times 10^{-3}$
30	$0,8187 \times 10^{-3}$
20	$0,6210 \times 10^{-3}$
10	$0,6197 \times 10^{-3}$

K (SI): valor de SM no Sistema Internacional.

Nos riolitos e ignimbritos de Morais Almeida não foram feitos polígono de frequência nem tampouco gráfico de probabilidade, contrariamente ao procedimento adotado para os granitos São Jorge e subcalinos de Morais Almeida (tipo Maloquinha), porque não se dispõe de uma amostragem suficiente para permitir o tratamento estatístico dos dados de SM. Nessa associação vulcânica, foram feitos histogramas estipulando-se um intervalo de SM de  $-\log 0,2$  e situando a frequência do número de amostras que ocorrem em cada intervalo. Isto possibilita a comparação direta com outras unidades por apresentar um intervalo fixo. Dessa forma, são apresentados de forma comparativa em um mesmo histograma os riolitos e ignimbritos de Morais Almeida.

A figura 57 mostra o histograma de frequência referente aos dados SM dos riolitos e ignimbritos de Morais Almeida. O mesmo revela que o conjunto de amostras possui um comportamento bimodal com uma descontinuidade (“gap”) entre  $-\log 2,8$  a  $2,6$ . A grande maioria das amostras dos ignimbrios (60%) situa-se no intervalo ( $-\log 3,4$  a  $3,0$ ) de baixa SM, onde ocorre apenas uma amostra de riolitos. Já os riolitos apresentam valores concentrados no intervalo de mais alta SM com valores de SM entre  $-\log 2,4$  a  $2,0$ .

Esses dados, associados às observações sobre os minerais óxidos de Fe e Ti, indicam que os riolitos e ignimbritos possuem associações similares de opacos primários, porém os ignimbritos foram mais intensamente afetados pelos processos de oxidação, responsáveis, entre outras coisas, pela martitização da magnetita. Com isso, embora ignimbritos e riolitos deveriam apresentar originalmente valores de SM superpostos, tem-se atualmente uma concentração preferencial de riolitos e ignimbritos em intervalos distintos de SM.

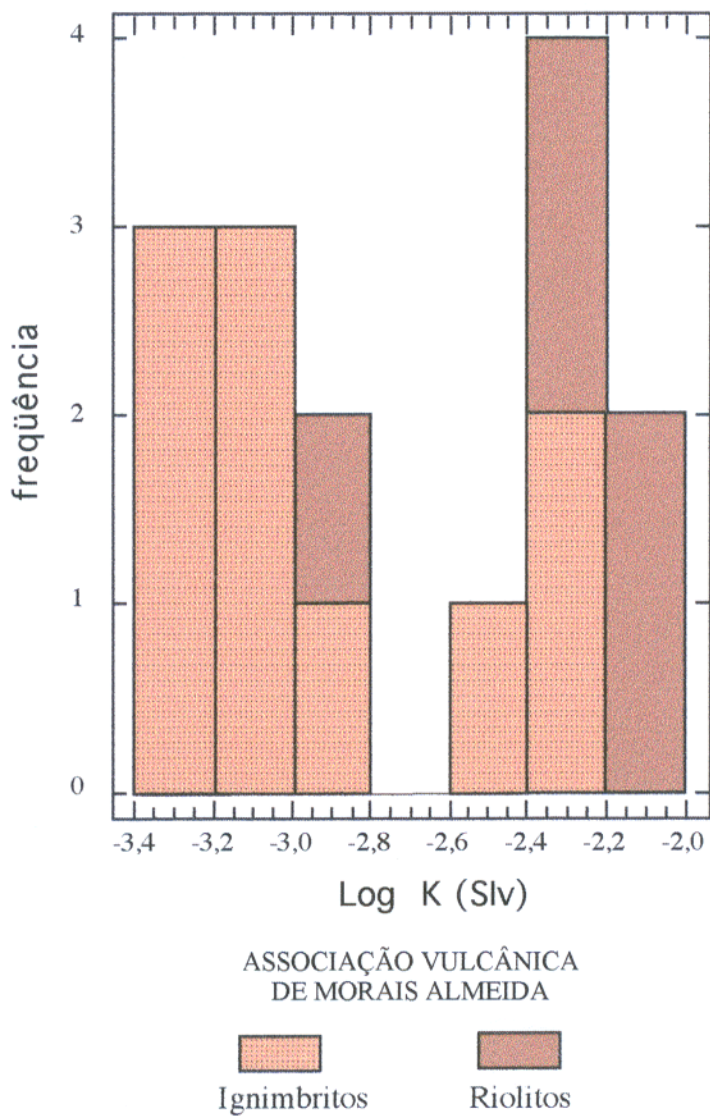


Figura 57 - Histograma de frequência referente aos dados de suscetibilidade magnética da associação vulcânica de Morais Almeida.

## 5.5 - VULCÂNICAS DE VILA RIOZINHO

### 5.5.1 - Petrografia

A associação vulcânica de Vila Riozinho (Lamarão et al., 1999) é formada por andesitos, dacitos e riolitos. Destes, os dois primeiros tipos petrográficos foram selecionados para estudos preliminares de suscetibilidade magnética e dos minerais óxidos de Fe e Ti.

Os dacitos possuem uma textura porfirítica, sendo formada por fenocristais finos a médios de plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo, imersos em uma matriz microgranular felsítica.

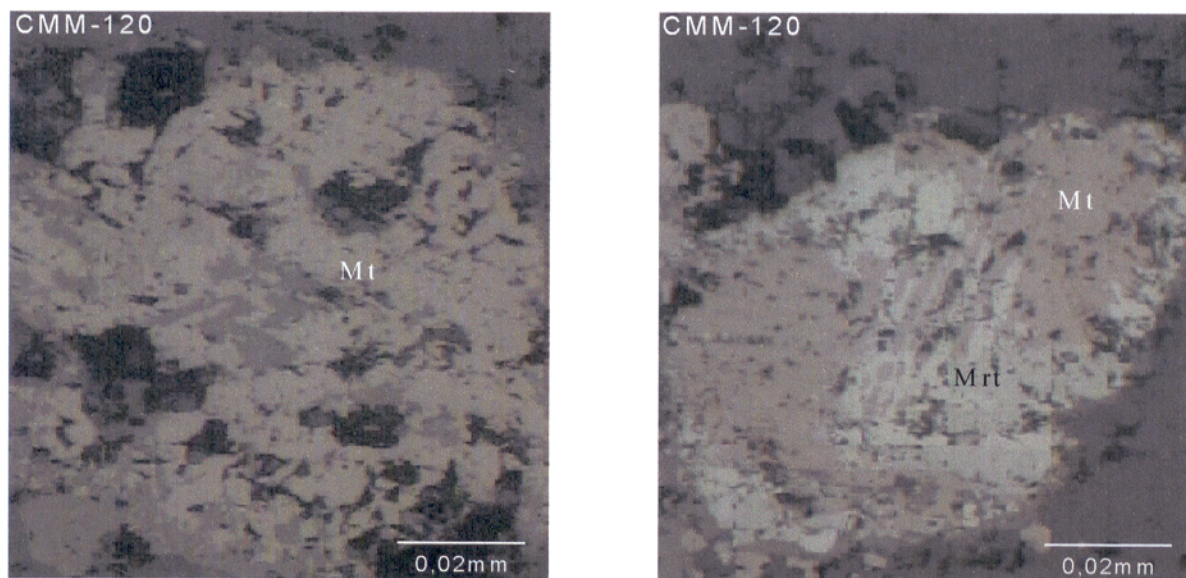
O plagioclásio forma a maioria dos fenocristais. Apresenta-se geralmente com formas hipidiomórficas e alterado em diferentes intensidades para sericita-muscovita. Os fenocristais de álcali-feldspato e quartzo ocorrem de modo reduzido. O primeiro ocorre como cristais xenomórficos, localmente fraturados e bastante argilizados, ao passo que o segundo, apresenta-se com formas hipidiomórficas ou subarredondadas, com dimensões máximas de 1,0 mm. Por vezes exibe bordas reentrantes ocupadas pela matriz felsítica. Além destes, ocorrem ainda biotita, via de regra intensamente transformada para clorita e, menos comumente, para epidoto, titanita e outros produtos de alteração. Opacos e zircão acham-se geralmente associados à mica.

Os andesitos caracterizam-se principalmente pela abundância de finas ripas de plagioclásio descalcificado, levemente orientadas. De granulação fina, também ocorrem opacos e titanita, sendo este último comumente bastante transformado. Clorita e epidoto são as fases secundárias presentes, provenientes da transformação de anfibólio e plagioclásio, respectivamente.

### 5.5.2 - Minerais óxidos de Fe e Ti e outros minerais opacos

Os minerais óxidos de Fe e Ti identificados nos dacitos de Vila Riozinho são essencialmente magnetita, ilmenita e hematita. Além destes minerais opacos, ocorrem ainda os sulfetos pirita, calcopirita e covelita. Tanto os óxidos, como os sulfetos associam-se aos ferromagnesianos ou acham-se disseminados na matriz.

A magnetita (Mt) ocorre predominantemente como cristais xenomórficos com dimensões máximas de 0,9 mm, sendo freqüentemente observadas feições de substituição pela martita (Mrt), com diferentes formas e intensidades (Figs. 58a e b).

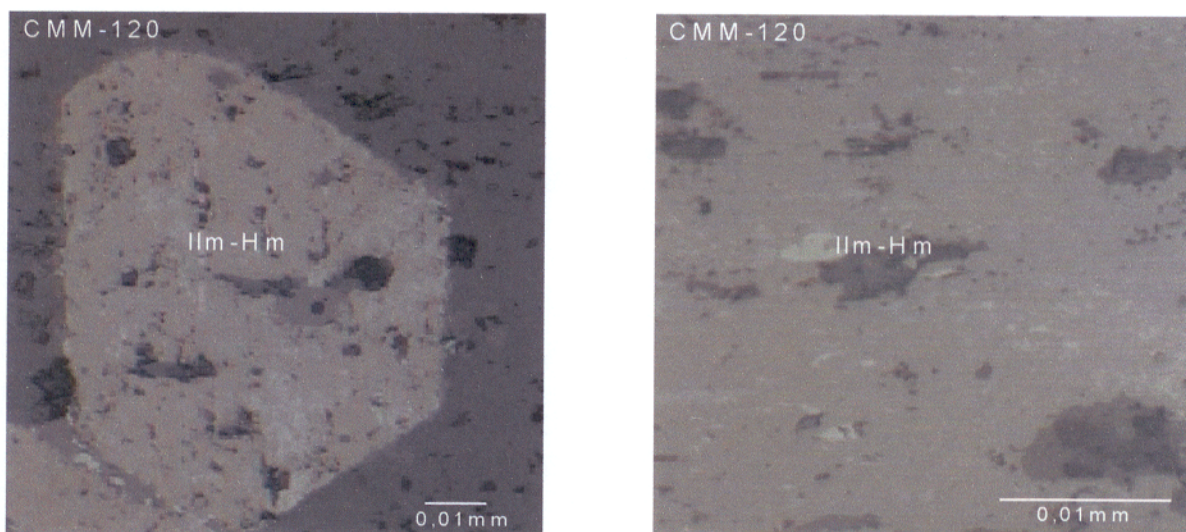


a

b

Figura 58 – Cristais xenomórficos de magnetita mostrando diferentes intensidades de martitização: a) cristal incipientemente martitizado, apenas alterado em suas bordas; b) cristal intensamente martitizado, com a martita invadindo diferentes porções do mesmo. (LR, NP).

A ilmenita (Ilm) apresenta-se tanto como cristais idiomórficos como hipidiomórficos e xenomórficos, cujos tamanhos oscilam em torno de 0,3 mm. Comumente é observada formando intercrescimentos com a hematita (Hm), que é a fase menos abundante (Figs. 59a e b). Pode ser observada ainda como cristais muito finos de ilmenita individual (Ilm I) disseminados na matriz.



a

b

Figura 59a e b – Cristais de ilmenita individual (Ilm I) mostrando exsolução de hematita. (LR, NP).

A hematita (Hm) está presente em duas formas distintas: formando intercrescimentos com a Ilm e como produto de alteração da Mt sob a forma de martita (Mrt). Em ambos os casos encontra-se comumente associada a minerais ferromagnesianos, os quais estão quase sempre alterados. Nos cristais onde substitui a Mt, a martitização pode ser muito intensa chegando a haver substituição de grande parte ou mesmo de praticamente todo o cristal (Figs. 60a e b).

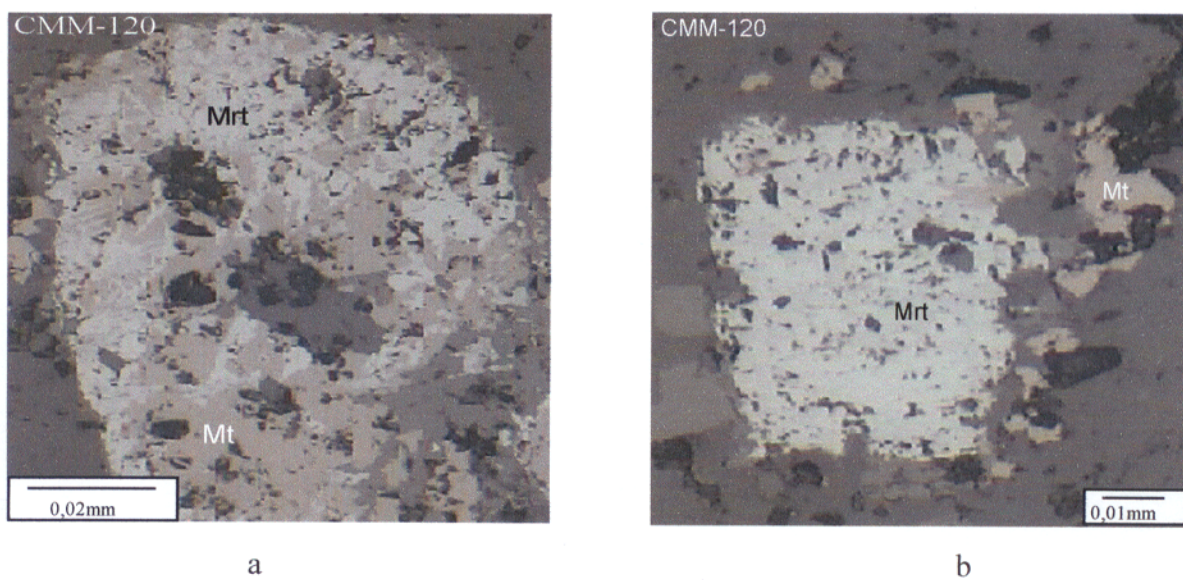


Figura 60a e b – Cristais de magnetita intensamente martitizados. (LR, NP).

Pirita, calcopirita (Figura 61) e covelita (Figura 62) são os sulfetos presentes, associados aos ferromagnesianos ou disseminados na matriz. São desprovidos de alterações.

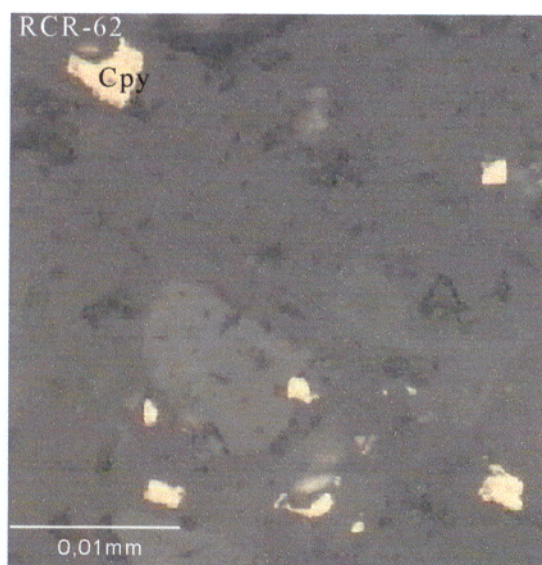


Figura 61 – Cristais de calcopirita disseminados nos feldspatos. (LR, NP).

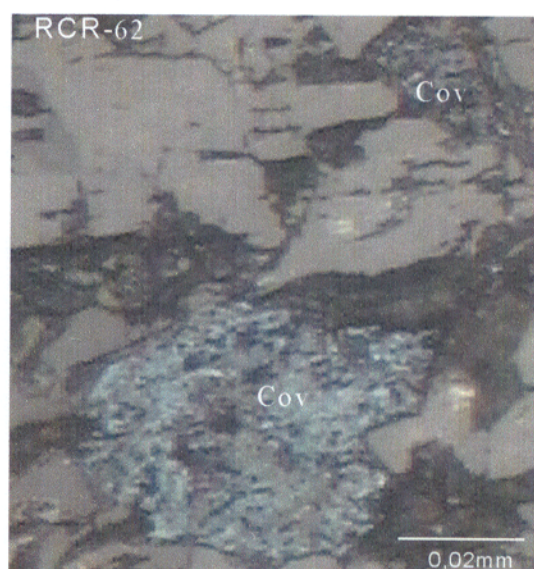


Figura 62 – Cristais xenomórficos de covelita disseminados em feldspatos. (NP)

Nos andesitos, magnetita, ilmenita, pirita e calcopirita são os minerais opacos presentes. A magnetita é o mineral dominante. Ocorre como numerosos cristais de granulação muito fina disseminados por toda a rocha (Figura 63a), e de forma restrita, em cristais mais desenvolvidos (Figura 63b). Texturalmente não apresenta nenhuma evidência de oxidação.

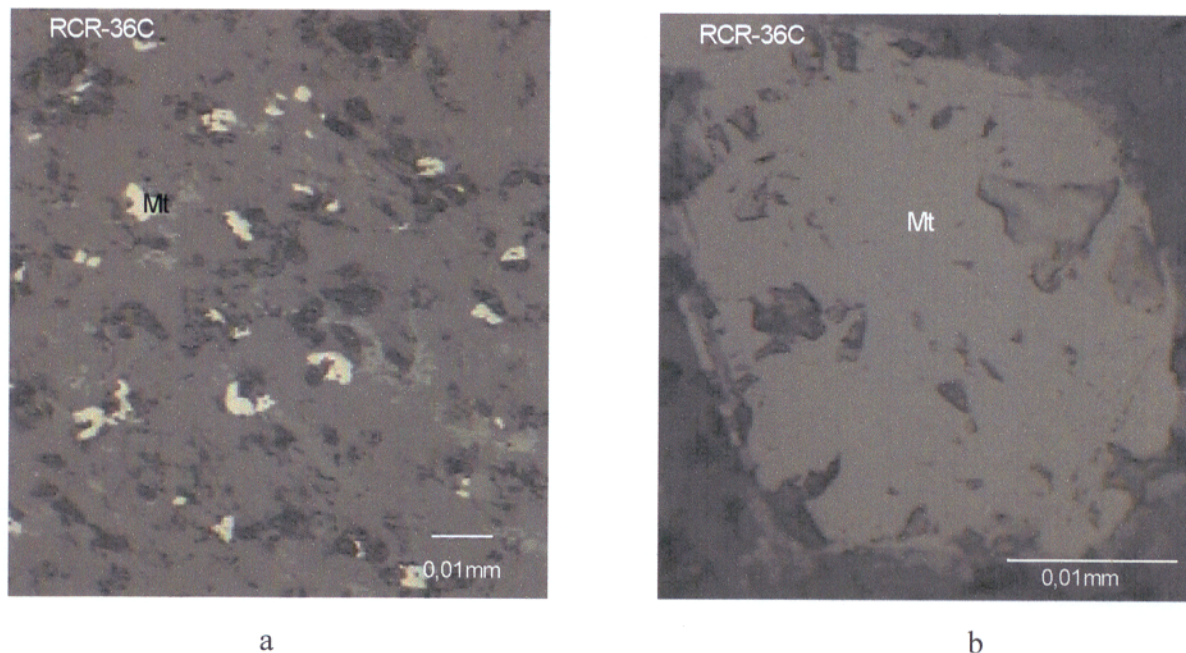


Figura 63 – Formas de ocorrência dos cristais de magnetita nos andesitos de Vila Riozinho: a) grãos muito finos disseminados na matriz; b) cristal isolado, hipidiomórfico, desprovido de exsolução e oxidação.

A ilmenita está presente em finos cristais isolados, disseminados na matriz, ou associada aos cristais de magnetita. No primeiro caso forma cristais de ilmenita individual (Ilm I; Figura 64a), que texturalmente não apresentam evidências de exsolução. Na segunda situação, que é a dominante, a ilmenita ocorre sob diversos aspectos texturais: ilmenita em treliça (Ilm T; Figura 64b); ilmenita em mancha ou *patch* (Ilm P; Figura 64c) e ilmenita composta (Ilm C; Figura 64d).

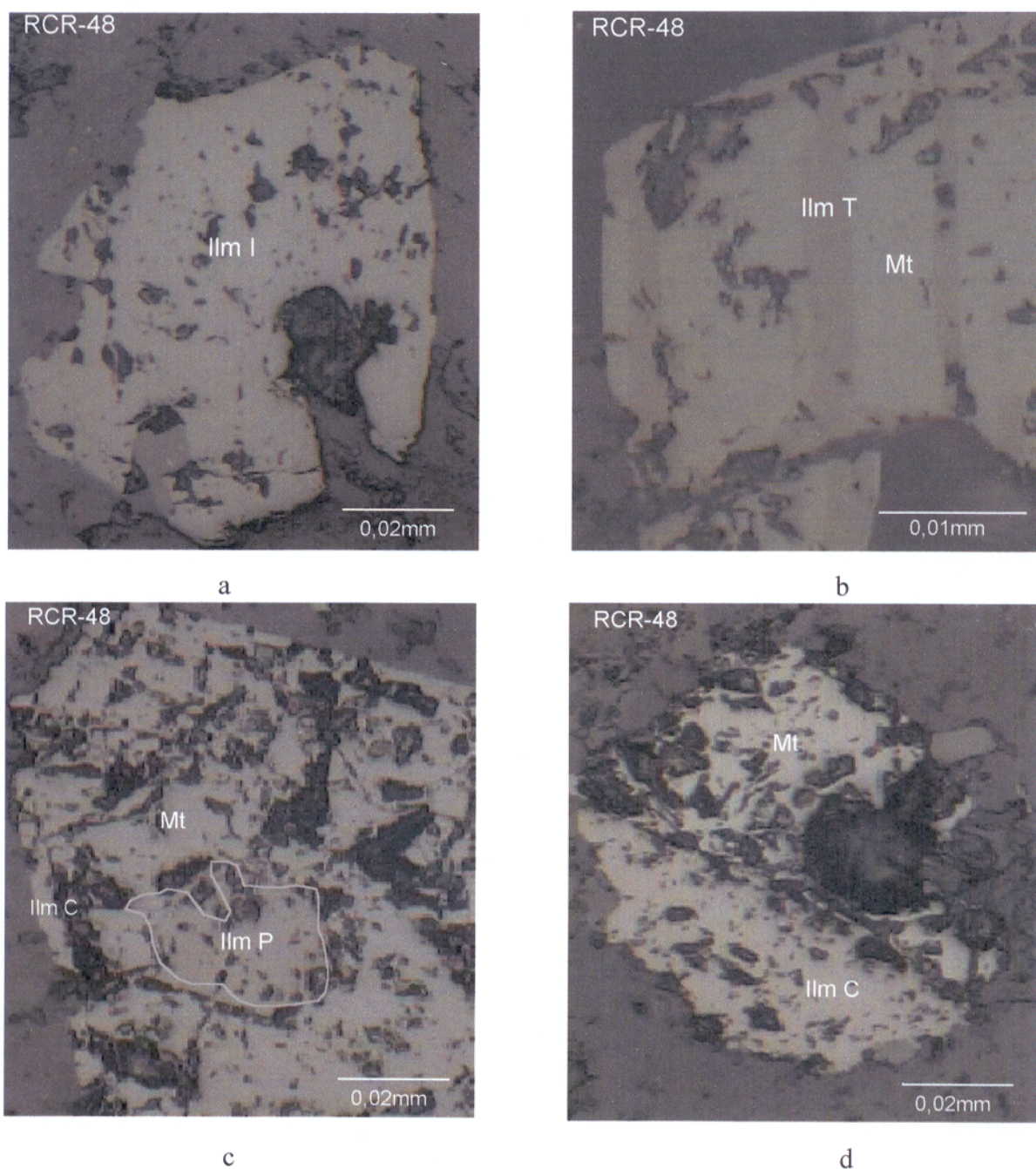


Figura 64 – Aspectos texturais das diferentes formas de ocorrência de ilmenita nos andesitos de Vila Riozinho: a) cristal subidiomórfico de ilmenita individual (Ilm I); b) lamelas de ilmenita em treliça (Ilm T) em magnetita idiomórfica; c) ilmenita em manchas ou *patch* (Ilm P) em cristal subidiomórfico de Mt; d) ilmenita composta (Ilm C) associada com Mt hipidiomórfica.

Pirita e calcopirita são os sulfetos presentes. São relativamente comuns e ocorrem algumas vezes associados (Figura65); sendo a pirita dominante. Apresentam-se como cristais de granulação fina, geralmente com formas xenomórficas, disseminados por toda a rocha e sem evidências de transformações.

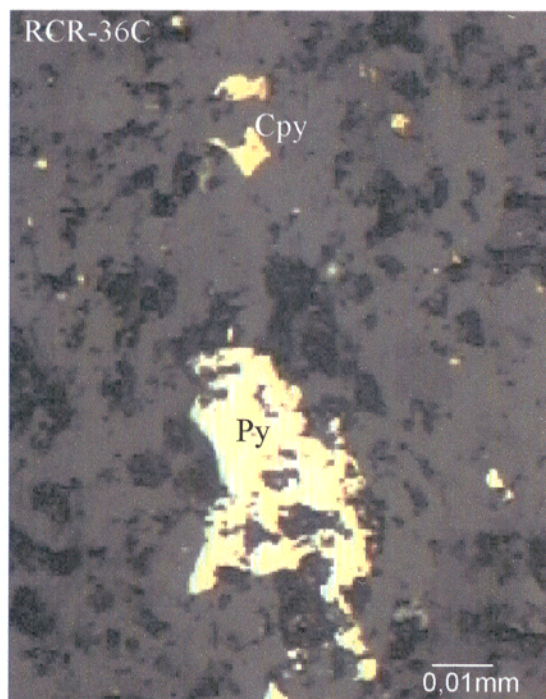


Figura 65 – cristais xenomórficos de granulação fina de pirita e calcopirita disseminados na matriz.

### 5.5.3 - Suscetibilidade magnética

#### 5.5.3.1 – Apresentação dos dados

Somente em três amostras de dacitos e duas de andesitos foram realizadas medidas de SM. O primeiro litotipo apresenta valores de SM que situam-se no intervalo de  $8,5075 \times 10^{-3}$  a  $15,7100 \times 10^{-3}$  SI (Tab. 17), ao passo que o segundo possui um valor mínimo de  $16,5950 \times 10^{-3}$  SI e um valor máximo de  $51,9650 \times 10^{-3}$  SI (Tab. 17), caracterizando-se assim como a unidade que apresenta os mais elevados valores de SM de toda a associação. Um histograma referente a esses dados pode ser observados na figura 66.

A tabela 17 e o histograma (Figura 66) revelam que ambas as rochas apresentam valores bastantes elevados de SM, porém com aqueles dos andesitos sobrepujando os dos dacitos. Isso pode refletir um possível conteúdo modal mais elevado de magnetita nos andesitos (não se dispõe desse dado), mas, sem dúvida, o maior grau de martitização das magnetitas dos dacitos em relação às dos andesitos contribuiu para a diminuição dos valores de SM dos primeiros.

Tabela 17 - Dados de suscetibilidade magnética da associação vulcânica de Vila Riozinho.

AMOSTRAS	K (SI)	Log K	CLASSIFICAÇÃO
RCR 36C (*)	$51,9650 \times 10^{-3}$	-1,28	Andesito
CMM 93B	$16,5950 \times 10^{-3}$	-1,78	Andesito
CMM 107	$15,7100 \times 10^{-3}$	-1,80	Dacito
CMM 116/62 (*)	$11,7180 \times 10^{-3}$	-1,93	Dacito
CMM 120 (*)	$8,5075 \times 10^{-3}$	-2,07	Dacito

K (SI): valor médio de SM no Sistema Internacional.

(\*): amostras com lâmina polida

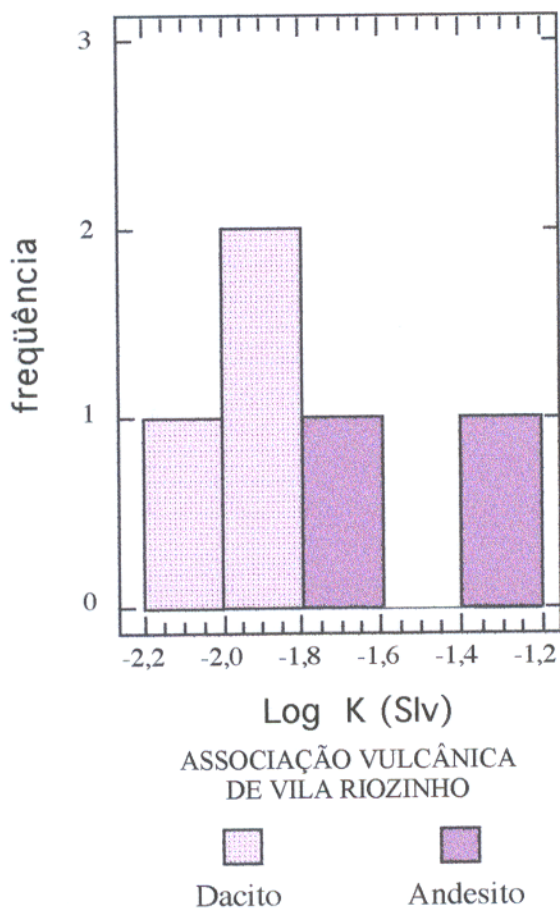


Figura 66 - Histograma de frequência referente aos dados de suscetibilidade magnética da associação vulcânica de Vila Riozinho.

## **6 - COMPARAÇÕES ENTRE OS GRANITÓIDES E AS SEQÜÊNCIAS VULCÂNICAS ESTUDADAS E IMPLICAÇÕES DOS ESTUDOS DE SM E OPACOS**

### **6.1 – COMPARAÇÕES ENTRE AS ROCHAS ESTUDADAS**

Com base no estudo elaborado, serão efetuadas comparações entre as propriedades magnéticas e características mineralógicas e texturais dos minerais óxidos de Fe e Ti das diversas unidades estudadas, as quais estão diretamente relacionadas com a evolução petrológica das referidas rochas.

Os histogramas de freqüência com os dados de SM obtidos nos diferentes granitóides e associações vulcânicas (Cap. Anterior) apresentam número de classes e intervalos de classes diferentes. Isto dificulta a comparação entre as características magnéticas dos mesmos em um único histograma. Para superar esse problema e efetuar a comparação, estabeleceu-se um intervalo de SM fixo para cada classe. Como o Gsj possui uma amostragem maior, optou-se por adotar o intervalo de classe obtido para ele (-log 0,2). Este procedimento possibilita também que unidades com amostragem reduzida (Granito Jardim do Ouro e vulcânicas de Morais Almeida e Vila Riozinho) possam ter seus valores de SM comparados.

#### **6.1.1 – Comparações entre os granitos São Jorge, Jardim do Ouro e sabalcalinos de Morais Almeida**

O Granito São Jorge (Gsj) possui os valores mais elevados e distribuição mais ampla de suscetibilidade magnética (SM) entre os granitóides estudados. Aproximadamente 71% das amostras do Gsj, cujos valores variam de  $5,4362 \times 10^{-3}$  a  $20,9890 \times 10^{-3}$  SI, possuem SM mais elevada do que a da amostra mais magnética do Granito Jardim do Ouro (Gjo) (SM =  $5,4334 \times 10^{-3}$  SI; Tab. 18). Esta situação também se repete quando se compara o Gsj com as amostras do granito subalcalino de Morais Almeida (GSma), cuja amostra mais magnética apresenta um valor de SM de  $5,3746 \times 10^{-3}$  SI, similar ao valor máximo de SM obtido no Gjo (Tab. 18). Deve-se ressaltar, no entanto, que o valor médio de SM do Gjo é maior do que o do GSma.

Tabela 18 - Variação dos valores de suscetibilidade magnética das unidades estudadas.

GRANITO	POPULAÇÃO	INTERVALO DE SM (SIv)	MÉDIA DE SM
São Jorge	A	$2,0895 \times 10^{-3}$ a $5,4362 \times 10^{-3}$	$8,2261 \times 10^{-3}$
	B	$5,8268 \times 10^{-3}$ a $6,4965 \times 10^{-3}$	
	C	$7,2570 \times 10^{-3}$ a $8,1644 \times 10^{-3}$	
	D	$8,3506 \times 10^{-3}$ a $20,989 \times 10^{-3}$	
Jardim do Ouro	-	$3,8855 \times 10^{-3}$ a $5,4334 \times 10^{-3}$	$4,7988 \times 10^{-3}$
Subalcalino de Morais Almeida	A	$0,5180 \times 10^{-3}$ a $1,0285 \times 10^{-3}$	$2,1534 \times 10^{-3}$
	B	$1,8321 \times 10^{-3}$ a $5,3746 \times 10^{-3}$	

SIv: Sistema Internacional Volumétrico

A variação mais ampla dos valores de SM observada nas amostras do Gsj deve refletir em parte a amostragem mais densa desse corpo, mas deve ser consequência também do provável fracionamento magmático pelo qual suas rochas passaram, o qual teria ocasionado a formação de líquidos gradativamente mais evoluídos durante a cristalização do corpo. Este processo teria acarretado diminuição dos conteúdos de constituintes máficos nos líquidos mais evoluídos, que se traduzem em proporções modais de minerais óxidos de Fe e Ti e ferromagnesianos mais baixas, nas amostras das fácies hipoteticamente mais fracionadas, as quais possuem em decorrência, menores valores de SM. Somado a isso, transformações pós-magmáticas às expensas da magnetita, principalmente aquelas que conduziram à formação de martita, são responsáveis pela baixa resposta magnética das amostras da fácies BMZG que ocorrem nas populações A e B do gráfico de probabilidade normal do referido granitóide (vide tab. 5; fig. 23c).

O valor de SM mais alto registrado no Gjo situa-se dentro do grupo caracterizado como população A do Gsj onde situam-se, predominantemente, as amostras da fácies mais evoluída deste corpo e as amostras mais martitizadas da fácies BMZG. Um histograma dos valores de SM referentes a estes dois corpos é registrado na figura 67a onde observa-se melhor o comportamento magnético distinto, desses dois granitóides. Cabe destacar que, embora as amostras do Gjo coincidam em termos de SM com as da população A do Gsj, as amostras do primeiro correspondem a HBMZG, portanto relativamente pouco evoluídas, e sua magnetita não apresenta evidências de martitização intensa (Cap. anterior). Logo, o contraste entre os dois granitóides é de fato expressivo.

O GSma possui os menores valores de SM entre os granitóides estudados. Mais da metade de suas amostras, ou seja toda a população A e mais uma amostra da população B, cujos valores de SM situam-se no intervalo de  $0,5180 \times 10^{-3}$  a  $1,8321 \times 10^{-3}$  SI, possuem valores de SM inferiores ao menor valor de SM do Gsj ( $2,0895 \times 10^{-3}$  SI). O comportamento magnético geral do GSma, com valores de SM variando de  $0,51180 \times 10^{-3}$  a  $5,3746 \times 10^{-3}$  SI (Tab. 18), se superpõe no máximo a população A do Gsj ( $2,0895 \times 10^{-3}$  a  $5,4362 \times 10^{-3}$  SI), conforme figura 66a.

Considerando-se que as amostras do GSma são bastantes evoluídas, o fato da SM de suas amostras menos intensamente martitizadas coincidir com os valores da população A do Gsj não permite uma distinção imediata dos mesmos em termos de comportamento magnético. Porém, os polígonos de frequência construídos a partir dos dados de SM desses granitóides (Fig. 67b) evidenciaram um comportamento bimodal para o GSma, não observado no Gsj. Essa diferença pode, no entanto, ser devida ao maior grau de oxidação da magnetita presente no GSma e não refletir necessariamente feições primárias desses granitos. Conclui-se que, apesar de a primeira vista os comportamentos magnéticos do Gsj e GSma serem muito contrastantes, se forem consideradas as composições das rochas e os processos de oxidação *subsolidus*, as diferenças entre ambos não são tão marcantes. Por outro lado, fica claro que as transformações pós-magmáticas conduzindo à desestabilização da magnetita foram comparativamente mais intensas no GSma.

Os valores mais elevados de SM do GSma se superpõem com aqueles das três amostras medidas do Gjo. Isso sugere similaridade no comportamento magnético desses dois granitos (Fig. 67b), sobretudo se admitirmos que os valores mais baixos de SM obtidos na maioria das amostras do GSma esteja refletindo a intensa martitização da sua magnetita, feição não observada no Gjo (cf. Cap. anterior). Entretanto, se considerarmos que as amostras do Gjo são HBMZG, relativamente menos evoluídos que os leucogranitos dominantes no GSma, pode-se pensar até mesmo que o GSma não transformado seja mais magnético que amostras do Gjo com mesmos teores de sílica.

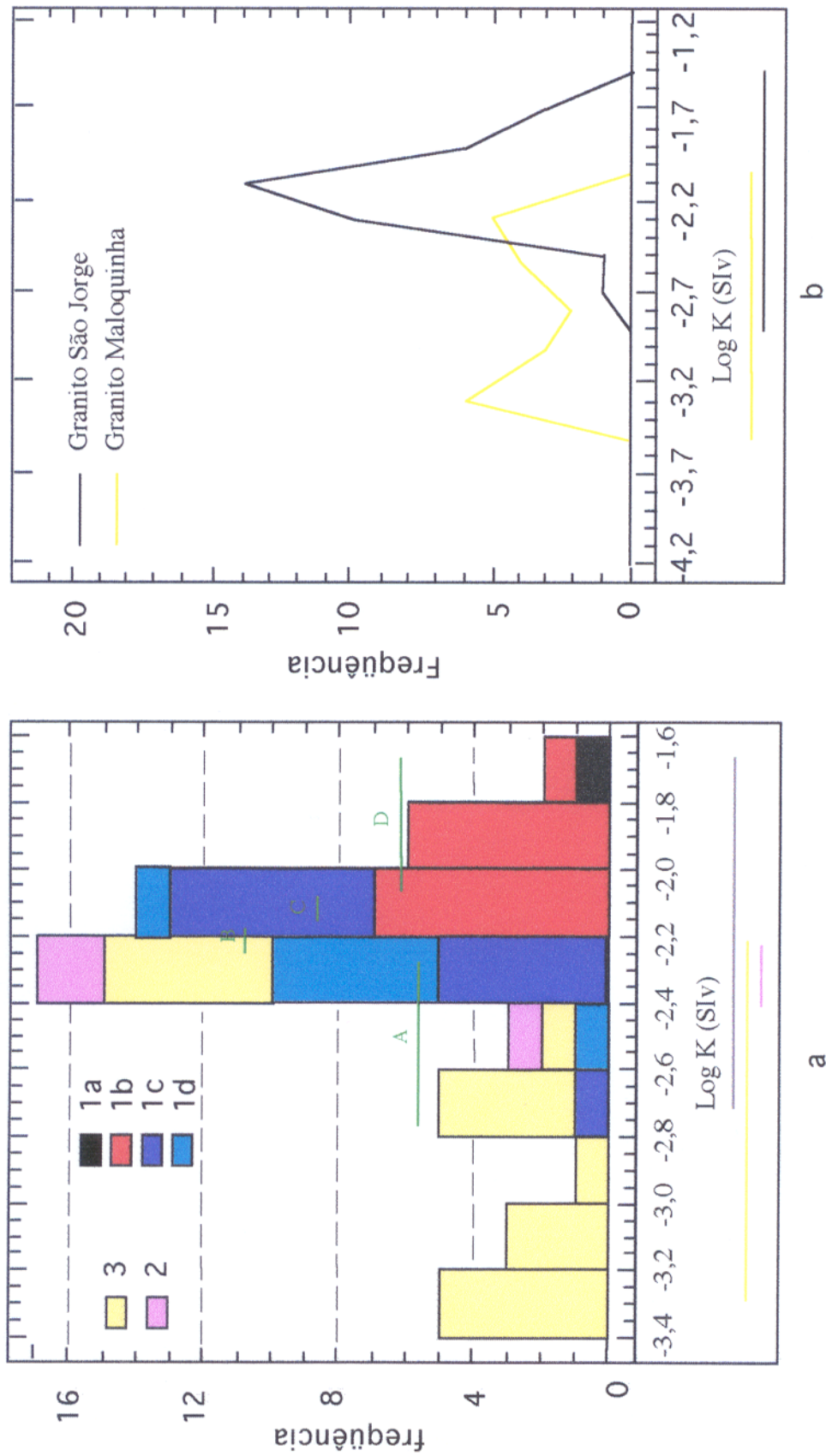


Figura 67 - a) histogramas e b) polígonos de frequência referentes aos dados de SM dos granitos São Jorge. (1a = BHQMZD; 1b = HBMZG; 1c = BMZG; 1d = BLMZG); Jardim do Ouro (2) e subcalcinos de Morais Almeida (3). Os traços em verde representam os intervalos de SM das diferentes populações do Gsj.

No que se refere aos minerais óxidos de Fe e Ti dos granitóides estudados, observa-se que, apesar de possuírem uma mineralogia semelhante, formada basicamente por magnetita, ilmenita e martita, eles diferem consideravelmente em termos texturais e na intensidade dos processos atuantes durante a sua formação. Dentro do próprio Gsj, as feições texturais apresentadas por estes minerais nas diferentes fácies são bastante distintas. No BHQMZD, fácies menos evoluída, por exemplo, a titanomagnetita original, que hoje se apresenta sob a forma de magnetita, normalmente ocorre com feições de corrosão pela clorita, tanto nas bordas como nas suas porções mais internas. Essa feição tende a ser menos freqüente nas fácies mais diferenciadas. Além disso, há uma variação crescente da intensidade do grau de martitização da magnetita, da fácies menos evoluída para a fácies mais evoluída, onde muitas vezes a martita substitui quase que completamente a magnetita. Situação similar, porém no sentido inverso, ocorre com a ilmenita, que nas fácies mais precoces, diferentemente das mais tardias, apresenta-se apenas como pseudomorfos.

Ao contrário do Gsj, o Gjo não apresenta feições de corrosão na magnetita e, embora apresente martitização da Mt, esta limita-se apenas a filetes orientados segundo os planos  $\{111\}$  da Mt, não havendo restos de Mt envoltos por martita, nem tampouco cristais onde a última ocupa um volume maior do que o da Mt. A ilmenita, por outro lado, apresenta-se sempre bem desenvolvida, estando freqüentemente presente na Mt ou associada a ela, com diferentes aspectos texturais. Além disso, as ilmenitas texturalmente classificadas como sendo do tipo individual (Ilm I) e composta (Ilm C) comumente apresentam-se com lamelas exsolvidas de hematita, evidenciando-se assim a sua origem magmática.

No granito subalcalino, os cristais de magnetita também ocorrem com diferentes intensidades de martitização, a exemplo do Gjo, porém apresentam-se comparativamente mais fortemente oxidados, o que é evidenciado pela presença freqüente de pseudomorfos de Mt. Em algumas amostras, o processo de martitização apresenta uma característica observada somente neste granitóide: a martitização dos cristais de magnetita a partir de seus núcleos (Fig. 47b).

Um sumário comparativo das principais características dos minerais óxidos de Fe e Ti presentes nos granitóides estudados é apresentada na tabela 19.

Tabela 19 - Características dos minerais óxidos de Fe e Ti dos granitóides estudados.

GRANITOS	GRANITO SÃO JORGE				GRANITO JARDIM DO OURO	GRANITO SUBALCALINO DE MORAIS ALMEIDA
	FÁCIES					
MINERAIS	BHQMZD	BHMZG	BMZG	BLMZG		
Magnetita	Muito Abundante	Abundante	Frequente	Comum	Abundante	Frequente. rara a ausente na população A
Martita / Martitização	Ausentes	Rara / limita-se às Bordas dos cristais de Mt	Frequente / Moderada a Intensa	Muito frequente / Intensa	Comum / Pouco intensa	Frequente ou abundante / Parcial ou muito intensa
Ilm I	Muito Abundante (pseudomorfos)	Frequente; circundada por titanita	Comum	Rara	Frequente	Frequente
Ilm T	Comum (pseudomorfos)	Comum	Comum	Rara	Muito abundante	Comum
Ilm C	Comum (pseudomorfos)	Ausente	Ausente	Rara	Frequente	Comum
Ilm S	Comum (pseudomorfos)	Ausente	Ausente	Ausente	Frequente	Comum
Ilm P	Comum (pseudomorfos)	Ausente	Ausente	Ausente	Rara	Comum
Intercrescimento	Ausentes	Frequentes	Comuns	Comuns	Raros	Comuns

### 6.1.2 – Associação Vulcânica de Morais Almeida e Vila Riozinho

Embora as duas associações de rochas vulcânicas apresentem uma amostragem bastante reduzida, os seus valores de SM fornecem uma idéia do comportamento magnético de tais rochas, principalmente no que se refere à sua caracterização, possibilitando dessa forma, comparações entre as associações que ocorrem em Morais Almeida e Vila Riozinho.

As comparações entre as assinaturas magnéticas das vulcânicas de tais localidades pode ser dificultada pelas modificações deutéricas, pois, de acordo com Grant (1985), rochas com diferentes histórias de resfriamento poderão também mostrar contrastes, em suas propriedades magnéticas, mesmo que elas tenham composições químicas similares.

Duas associações de rochas vulcânicas foram identificadas por Lamarão et al. (1998). A primeira, ácida, formada predominantemente por ignimbritos e riolitos subordinados, aflora nos arredores de Morais Almeida e a segunda, intermediária, formada por dacitos e andesitos, ocorre nos arredores de Vila Riozinho. A primeira associação apresenta valores de SM menores do que a segunda.

Os ignimbritos possuem valores de SM variando de  $0,4790 \times 10^{-3}$  a  $5,1990 \times 10^{-3}$  SI (-Log 3,31 a 2,28), enquanto que os dos riolitos situam-se entre  $1,1978 \times 10^{-3}$  a  $7,7780 \times 10^{-3}$  SI (-Log 2,92 a 2,10). 60% das amostras de ignimbritos apresentam valores de SM inferiores ao dos

riolitos, caracterizando-se assim como as rochas menos magnéticas das duas associações vulcânicas (Fig. 68). Os riolitos, embora no histograma da figura 68 aparentem uma pequena superposição de valores de SM com os dacitos de Vila Riozinho, também possuem, na realidade, menores valores de SM, pois os dacitos apresentam um valor mínimo de SM de  $8,5075 \times 10^{-3}$  SI. Os andesitos, por outro lado, mostram um comportamento magnético bem distinto, até mesmo dos dacitos a ele associados, chegando a alcançar valores de  $51,9650 \times 10^{-3}$  SI e caracterizando-se como a litologia mais magnética das duas associações vulcânicas (Fig. 68).

Considerando-se apenas os aspectos composicionais dos magmas e as temperaturas de formação, os riolitos e ignimbritos estudados deveriam, mais provavelmente, apresentar valores de SM coincidentes. Porém na associação ácida de Morais Almeida tal comportamento não ocorre e os valores inferiores de SM apresentados pelos ignimbritos, em relação aos riolitos, são claramente resultantes do forte processo de oxidação a que foram submetidas essas rochas. As evidências desse processo são mostradas conclusivamente pelas feições texturais apresentadas pelos seus óxidos cf. Cap. anterior e tabela 20, principalmente a magnetita. Admite-se, portanto, que a oxidação intensa causou um processo de transformação mineral, que obliterou o magnetismo, por levar a inversão de minerais ferrimagnéticos (magnetita) para minerais antiferromagnéticos (hematita). Os contrastes entre as associações de Morais Almeida e Vila Riozinho são compatíveis com as observações de Haggerty (1979) de que, a temperaturas elevadas a intermediárias, suítes extrusivas ácidas são mais fortemente oxidadas do que as suítes de composição intermediária.

Na associação de Vila Riozinho, os valores de SM registrados pelos dacitos e andesitos e destes em relação aos ignimbritos e riolitos de Morais Almeida já era esperado, haja vista, tratar-se de rochas menos evoluídas e apresentarem-se menos afetadas pelos processos de oxidação (Tab. 20), tendo, conseqüentemente, preservado melhor suas propriedades magnéticas. Cabe destacar, no entanto, que foram selecionadas para os estudos de SM e opacos amostras de andesitos mais preservadas de alteração propilítica. É possível, portanto, que, em andesitos mais transformados, os minerais óxidos de Fe e Ti e, particularmente, a magnetita também tenha sido afetada pelos processos hidrotermais.

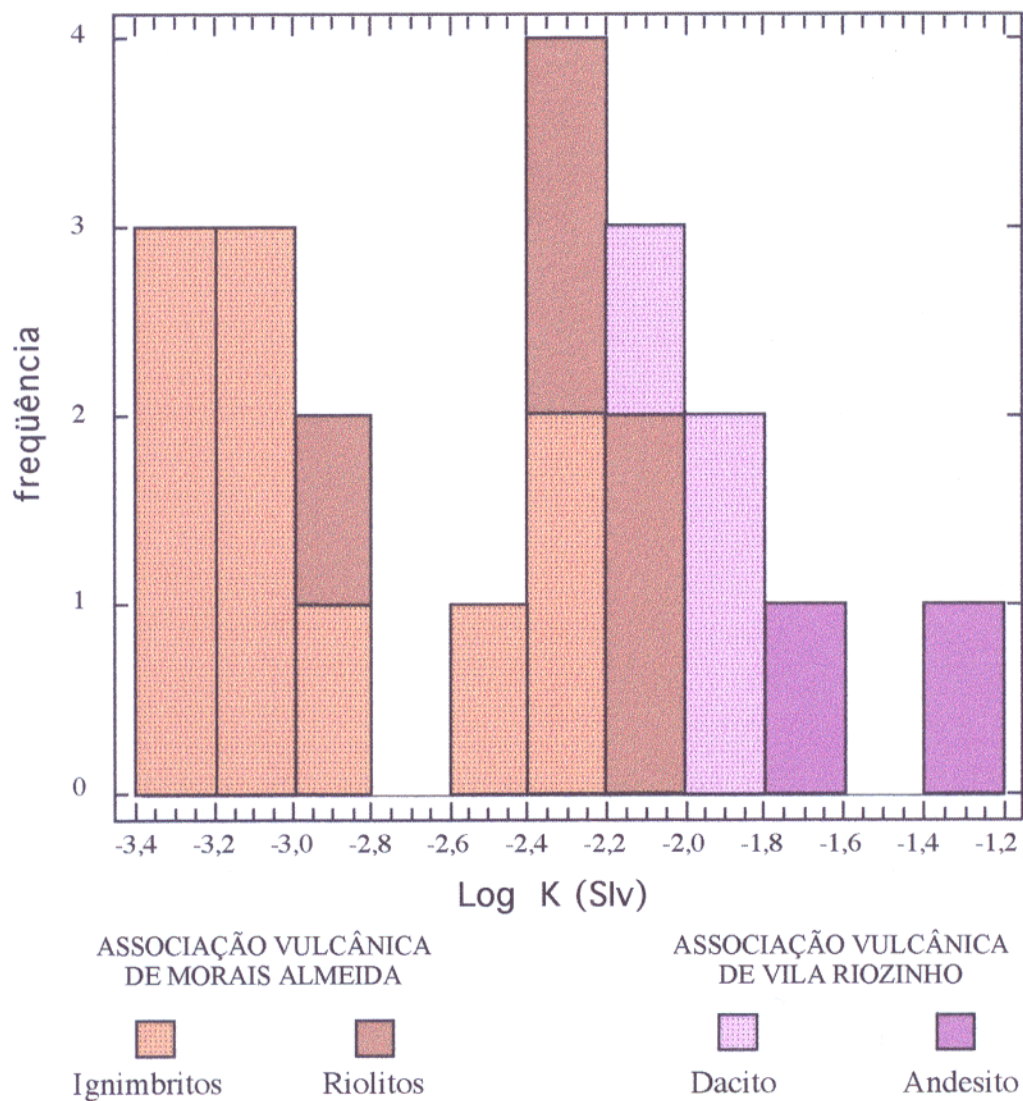


Figura 68 - Histograma de freqüência referente aos dados de suscetibilidade magnética das associações vulcânicas que ocorrem em Morais Almeida De Vila Riozinho.

Tabela 20 - Características dos minerais óxidos de Fe e Ti observados nas Associações Vulcânicas.

MINERAIS	ASSOCIAÇÃO VULCÂNICA DE MORAIS ALMEIDA		ASSOCIAÇÃO VULCÂNICA DE VILA RIOZINHO	
	Ignimbrito	Riolitos	Dacitos	Andesitos
Magnetita	Frequente a comum	Frequente	Abundante	Muito abundante
Martita	Frequente a abundante	Comum	Frequente a abundante	Ausente
Ilm I	Rara	Ausente	Comum	Frequente
Ilm T	Rara	Comum	Ausente	Ausente
Ilm C	Ausente	Rara	Ausente	Ausente
Ilm S	Ausente	Rara	Ausente	Ausente
Ilm P	Ausente	Ausente	Ausente	Ausente
Intercrescimento entre Ilm-Hem	Ausentes	Ausentes	Comuns	Ausentes

## 6.2 – VARIAÇÕES TEXTURAIS E DE FASES DOS ÓXIDOS DE FE E TI E PROCESSOS DE OXIDAÇÃO

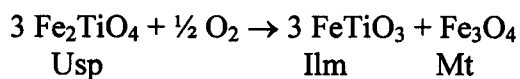
Nas variações texturais e da associação da assembléia mineral com a intensidade de oxidação, são envolvidos fundamentalmente três componentes químicos,  $TiO_2$ ,  $FeO$  e  $Fe_2O_3$ . Esses óxidos de Fe e Ti podem formar diversas associações minerais, em função fundamentalmente da intensidade de oxidação, ou seja da fugacidade de oxigênio. Esta, por sua vez, é em muito dependente das condições de temperatura, sendo menos influenciada por variações de pressão.

As variedades texturais e assembléias mineralógicas, mais comumente encontradas nas rochas ígneas, envolvendo os minerais óxidos de Fe e Ti, são fortemente dependentes de processos relacionados a oxidação e exsolução (Buddington & Lindsley, 1964; Haggerty, 1981b; 1991; Dall'Agnol et al., 1997). Assim, os cristais de titanomagnetita primária podem apresentar durante sua evolução diferentes feições texturais relacionadas, principalmente, com a maneira como se apresenta a ilmenita intercrescida com a magnetita.

Os diversos estágios de evolução da titanomagnetita primária, podem, de acordo com Haggerty (1991), ser classificados do seguinte modo: 1) Caracteriza-se pela presença de titanomagnetita (Tmt) rica em ulvoespínélio, formando solução sólida óticamente homogênea; 2) a Tmt apresenta um pequeno número de lamelas de ilmenita em treliça (Ilm T) na solução sólida enriquecida em magnetita; 3) A Tmt evolui para um intercrescimento de Mt pobre em Ti com abundantes lamelas de Ilm T; 4) Presença de mosqueamento na ilmenomagnetita (magnetita com

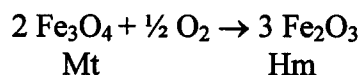
intercrescimento de ilmenita); 5) Desenvolvimento de rutilo + titanohematita a partir das lamelas de ilmenita T, que podem ser substituídas completamente; 6) Formação incipiente da solução sólida de pseudobrookita (Psb<sub>SS</sub>) a partir de rutilo + titanohematita. Haggerty (1991) ressalta, entretanto, que a substituição da titanomagnetita hospedeira por rutilo + titanohematita não é um pré-requisito para a formação da Psb<sub>SS</sub>; 7) É o estágio mais avançado de oxidação da titanomagnetita original, caracterizado pela assembléia Psb<sub>SS</sub> + Hm<sub>SS</sub>.

Os estágios 2 e 3 de Haggerty (1991) são resultantes do processo de oxidação-exsolução atuando sobre a solução sólida representada pela titanomagnetita. Eles podem ser sintetizados pela seguinte reação (Buddington e Lindsley, 1964):



Os demais estágios baseiam-se fundamentalmente no grau de oxidação da ilmenita resultantes do processo de oxi-exsolução.

Além dos estágios identificados por Haggerty (1991) e Dall'Agnol et al. (1997) constataram que, em zonas localizadas mais fortemente oxidadas, a magnetita tende a apresentar-se desprovida ou relativamente empobrecida em lamelas de Ilm T. Outro aspecto importante, não assinalado nos estágios discutidos anteriormente, é o processo de oxidação da magnetita pobre em titânio, que conduz à formação da martita. Esse processo está presente em maior ou menor grau em quase todas as rochas estudadas, podendo, em casos extremos, levar à substituição total da magnetita pela martita. Ele pode ser representado pela reação:



De acordo com as terminologias adotadas pelos autores acima, as ilmenitas, que ocorrem na titanomagnetita hospedeira, podem texturalmente ser de diferentes tipos, podendo cada tipo ocorrer isolado, associados no mesmo cristal ou, ainda, em diferentes cristais da mesma rocha. A quantidade, o tamanho e a distribuição dos intercrescimentos relacionados a esses óxidos, em geral variam sistematicamente com o aumento do percentual de Ti.

A ilmenita em treliça (Ilm T) corresponde às lamelas submilimétricas ( $< 1-10 \mu\text{m}$ ) que se desenvolvem normalmente nos planos  $\{111\}$  da magnetita, em até três direções distintas de partição e mais expressivamente ao longo dos limites dos cristais. É semelhante a textura Widmanstätten observada nos meteoritos ferrosos. A sua origem foi explicada por Buddington & Lindsley (1964) e Haggerty (1981a, 1991) como sendo decorrência do processo de oxidação-exsolução ou oxi-exsolução que afetou as titanomagnetitas primárias durante ou após a cristalização magmática.

A Ilmenita composta (Ilm C) são as ilmenitas, euédricas a anédricas, que ocorrem sob a forma de inclusão ou coladas a cristais de magnetita (Mt) hospedeiro. A Ilm C pode ser denominada interna ou externa, dependendo se ela encontra-se inclusa na Mt ou colada a mesma. Contrariamente à Ilm T, são raramente orientadas ao longo dos planos  $\{111\}$  ou  $\{100\}$ .

A ilmenita sanduiche (Ilm S) é menos freqüente que as Ilm T e Ilm C. Corresponde às ilmenitas lamelares, mais espessas ( $25-50 \mu\text{m}$ ) que as Ilm T, em geral restritas a uma direção dos planos  $\{111\}$  da Mt. Geralmente tem-se apenas uma lamela de Ilm S na magnetita, ou ocorrem em pequeno número. Difere ainda da Ilm T por raramente apresentar lados paralelos ou terminações estreitas.

De acordo com Buddington & Lindsley (op. cit), as Ilm C e Ilm S (ver abaixo), se originam do mesmo modo que a Ilm T. Entretanto, Haggerty (1991), embora não afaste a hipótese de oxi-exsolução, apresentou a alternativa de explicar a sua formação a partir da cristalização direta do líquido magmático.

A ilmenita individual (Ilm I) corresponde aos cristais de ilmenita que ocorrem de forma isolada. Este tipo textural, geralmente é considerado como produto da cristalização magmática.

A ilmenita patch (Ilm P) é adotada para as Ilm de forma irregular que cristalizaram ao redor de inclusões (apatita, zircão), nas bordas ou ao longo dos contatos de cristais de Mt. Dados texturais e químicos obtidos por Dall'Agnol et al. (1997) no Granito Jamon mostraram conclusivamente que as Ilm P e T daquele granito são de origem secundária, contrariamente ao observado para as Ilm C e Ilm I.

A análise das texturas e as paragêneses mineralógicas identificada nas diferentes fácies do Granito São Jorge (Gsj) e nos demais granitóides estudados, permitiu que se elaborasse uma síntese da distribuição dos diferentes tipos texturais dos minerais óxidos de Fe e Ti, conforme

sumarizado na tabela 19. Em termos do Gsj, observou-se que: 1) a magnetita sem evidência de martitização, ocorre somente na fácies BHMZD e que a intensidade da martitização nos cristais de Mt aumenta concomitantemente com o *trend* de diferenciação magmática; 2) pseudomorfos de ilmenita em treliça (Ilm T) estão presentes em todas as fácies, sendo mais abundantes nas fácies menos diferenciadas; 3) intercrescimentos entre ilmenita e hematita (Ilm-Hm) provenientes de solução sólida estão presentes em todas as fácies, exceto na fácies BHMZD; 4) a ilmenita em treliça está presente em todas as fácies com intensidade variável; 5) na fácies BHMZG a ilmenita encontra-se geralmente alterada para associações poliminerálicas oiticamente de difícil identificação.

No Granito Jardim do Ouro, pôde-se constatar que: 1) Os cristais de magnetita apresentam-se sempre martitizados, mas o processo de martitização não costuma ser muito intenso; 2) a ilmenita em treliça está presente de forma relativamente abundante na magnetita hospedeira e acha-se, em geral, bem preservada; 3) a ilmenita apresenta localmente transformações para associações complexas. No granito subalcalino de Morais Almeida, o processo de martitização foi comparativamente muito mais intenso que no Granito Jardim do Ouro, não havendo muitas diferenças quanto aos tipos texturais de ilmenitas, conforme tabela 20.

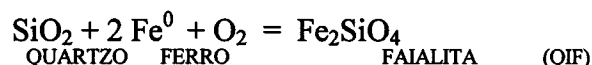
Embora seja extremamente difícil caracterizar com precisão o estágio de oxidação a que foram submetidos os diferentes granitóides, com base somente em observações microscópicas, haja vista que os produtos de oxidação, principalmente da ilmenita, não são monominerálicos, podendo incluir diferentes espécies, tais como anatásio, rutilo, pseudobrookita, entre outros, em agregados complexos, acredita-se, com base nas características descritas anteriormente, que a oxidação da titanomagnetita e da ilmenita primárias do Granito São Jorge tenham alcançado, respectivamente, o estágio da martitização total e os estágios 5 a 7, estes de difícil individualização. Processos de oxidação menos intensos que esses provavelmente atingiram o Granito Jardim do Ouro, ao passo que o granito subalcalino de Morais Almeida, foi ao que tudo indica, submetido a condições análogas as que afetaram o Granito São Jorge.

No que diz respeito aos ignimbritos e riolitos de Morais Almeida, constatou-se nos primeiros as seguintes características dos minerais opacos: 1) a Mt apresenta-se, via de regra, moderadamente a fortemente martitizada, sendo observados algumas vezes cristais inteiramente pseudomorfizados; 2) a Ilm apresenta-se de duas formas distintas: em lamelas de Ilm T

provenientes da oxi-exsolução da Tmt ou formando intercrescimentos com a hematita; 3) as Ilm T são freqüentes e ocorrem sempre pseudomorfisados; 4) a Hm ocorre como martita proveniente da oxidação da magnetita ou formando intercrescimentos com a Ilm. Nos riolitos observou-se que: 1) a Mt apresenta-se incipientemente martitizada, ou até mesmo, algumas vezes, sem oxidação; 2) lamelas de ilmenita em treliça comumente estão presentes na Mt e apresentam-se, em geral transformadas. Conclui-se, portanto, que os ignimbritos foram submetidos a processos de oxidação bem mais intensos que os riolitos.

### 6.3 - FUGACIDADE DE OXIGÊNIO

A fugacidade de oxigênio ( $fO_2$ ), de acordo com Haggerty (1991), é uma variável usada em sistemas geológicos para indicar o potencial de oxidação ou redução do ferro. A baixas fugacidades, tais como àquelas encontradas no núcleo da terra e em meteoritos, o ferro está presente como um metal ( $Fe^0$ ). Em fugacidades comparativamente mais elevadas e em sistemas portadores de sílica, o ferro ocorre como cátion divalente sendo incorporado principalmente nos silicatos, conforme a reação:



Em fugacidade ainda mais elevada, o ferro está presente nos estados ferroso (divalente) e férrico (trivalente) e é incorporado principalmente na magnetita, conforme a reação:



A fugacidade de oxigênio extremamente alta, o ferro ocorre no estado férrico na hematita, segundo a reação:



Para o sistema Fe-O-SiO<sub>2</sub> (Fig. 68), as reações FMQ e QIF marcam, respectivamente, os limites superior e inferior de estabilidade de faialita, ao passo que FMQ e MH são os limites inferior e superior, respectivamente, de fugacidade de oxigênio para a estabilidade da magnetita (Frost, 1991). Dessa forma, a  $fO_2$  é a variável que informa se o ferro deve ser encontrado no estado nativo, como ion divalente nos silicatos ou como ion divalente ou trivalente nos óxidos

(Fig. 69). Ela exerce, assim, um importante papel no equilíbrio de fases e, também, na evolução das rochas magmáticas (Osborn, 1962; Grant, 1985).

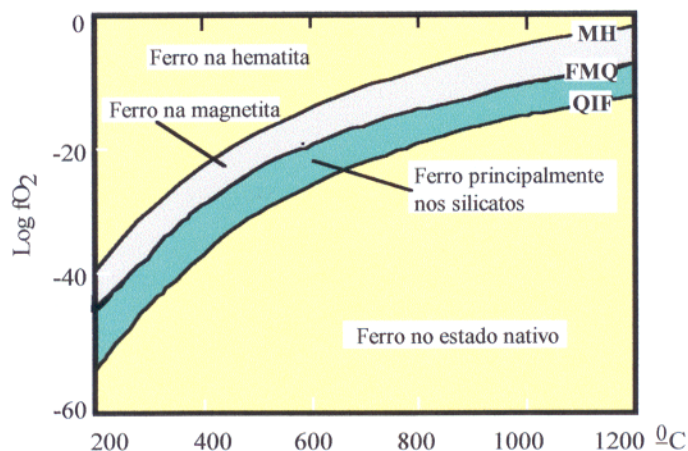


Figura 69 – Diagrama Log  $fO_2$  – T mostrando os domínios de estabilidade das diferentes fases portadoras de ferro, em função dos seus vários estados de oxidação, no sistema Fe-Si-O, conforme Frost (1991).

O geotermômetro e oxibarômetro dos minerais óxidos de Fe e Ti, baseado nas composições das soluções sólidas ulvoespínélio-magnetita (Usp-Mt<sub>SS</sub>) e ilmenita-hematita (Ilm-Hm<sub>SS</sub>) coexistentes em equilíbrio (Buddington & Lindsley, 1964; Spencer & Lindsley, 1981), fornece através de um ábaco as condições de temperatura (T) e fugacidade de oxigênio ( $fO_2$ ) nas quais as rochas se formaram.

Para aplicar esse oxibarômetro e geotermômetro é necessário conhecer as composições das fases cúbicas e romboédricas, formadas no estágio magmático, obtidas normalmente através da análises em microsonda eletrônica. A fase cúbica é expressa em termos das proporções dos componentes magnetita e ulvoespínélio e a fase romboédrica em termos das proporções dos componentes hematita e ilmenita. Conhecendo-se essas composições, a  $fO_2$  e a temperatura podem ser lidas diretamente em um ábaco. Infelizmente as complexas reações *subsolidus* que costumam afetar os minerais óxidos de Fe e Ti conduzem a modificações nas composições originais e dificultam a aplicação desse oxi-geotermômetro (Dall'Agnol et al., 1997). Independentemente disso, como não se dispõe das composições químicas desses minerais, o mesmo não poderia ser aplicado nas rochas estudadas.

Várias reações, conhecidas como tampões, governam o relacionamento entre T e  $fO_2$ . As assembléias minerais que definem essas reações, funcionam como um tampão de oxigênio, ou seja, um regulador da  $fO_2$ . Como exemplo dessas reações podem-se destacar as reações FMQ e MH, já discutidas.

A grande aplicabilidade desses tampões é que eles são insensíveis a outras fases presentes nas rochas. Se faiálita, magnetita e quartzo (FMQ) coexistem na rocha, a  $fO_2$  do sistema evolui com o decréscimo da temperatura sobre a referida curva tampão, independentemente da presença de outras fases sólidas. Isso permite fazer uma estimativa das condições relativas de  $fO_2$  em que a rocha se formou. Outras reações tampões tais como magnetita-wustita (MW), níquel-óxido de níquel (NNO), quartzo, ulvoespínélio, ilmenita e faiálita (QUIIF), podem ser úteis para estimar as condições na qual os óxidos se equilibraram. Além destas, a reação tampão hedembergita, ilmenita; titanita, magnetita, quartzo (HITMQ; Wones, 1989), também tem se mostrado importante no entendimento da evolução magmática de rochas graníticas. Em outras palavras as associações minerais presentes nas rochas ígneas, confrontadas com os domínios de estabilidade definidos com base nas reações tampão (Fig. 70), permitem estimar se as mesmas foram formadas em condições relativamente oxidantes ou relativamente redutoras. Como a  $fO_2$  é estritamente dependente da temperatura e esta varia durante a cristalização, a definição de uma condição de  $fO_2$  não permite estimar automaticamente o intervalo de temperatura da cristalização.

No Granito São Jorge (Gsj), a presença no estágio magmático da paragênese titanita + magnetita + quartzo, permite fazer uma estimativa relativa da  $fO_2$ . Segundo Wones (1989), esta paragênese é característica de um magma formado em condições relativamente oxidantes e de moderadamente alta  $fO_2$ . Acredita-se com base nisso, que condições  $fO_2$  próximas às do tampão HITMQ (Fig. 70; entre os tampões HM e FMQ e um pouco acima do NNO; Wones, 1989) devem ter atuado durante a formação das rochas do Gsj. Além disso, presume-se que a  $fO_2$  deva ter crescido, em termos relativos, seguindo o provável *trend* de diferenciação magmática, haja vista que a intensidade da martitização e também das transformações pós-magmáticas aumentaram neste mesmo sentido (cf. Cap. anterior) (Fig. 27).

No Granito Jardim do Ouro (Gjo), a paragênese titanita + magnetita + quartzo foi igualmente observada. Dessa forma, estima-se que, a exemplo do Gsj, as condições de  $fO_2$  em que se formou este granitóide, situam-se próximas às do tampão HITMQ (Fig. 70), diferenciando-se,

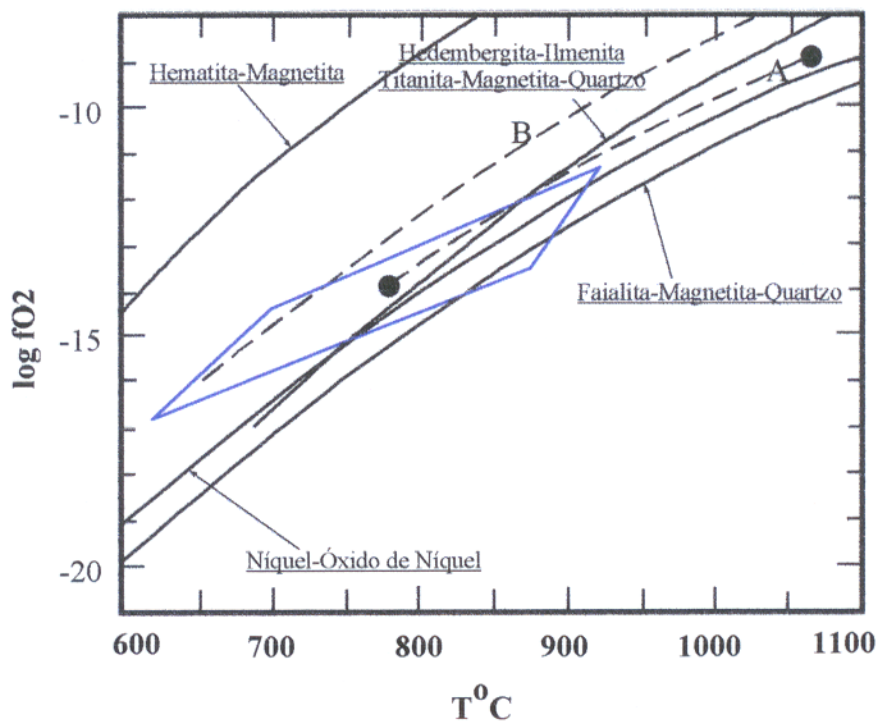


Figura 70 - Diagrama T-fO<sub>2</sub>, mostrando a disposição dos tampões hematita-magnetita, hedembergita-ilmenita-titanita-magnetita-quartzo, níquel-óxido de níquel e faialita-magnetita-quartzo, segundo (Frost, 1991; Wones, 1989). O polígono em azul mostra o campo estimado para os granitos do tipo-A do sudoeste dos Estados Unidos, excluindo o Granito Hualapai (Anderson & Bender, 1989). Trend T-fO<sub>2</sub> do Granito Jamon (A), conforme Dall' Agnol et al., 1997. Trend T-fO<sub>2</sub> de séries cálcico-alcalinas do oeste dos Estados Unidos (B), segundo Ewart (1979). ✓

entretanto, do Gsj por apresentar conteúdos mais reduzidos de magnetita e titanita. Além disso, os aspectos texturais observados nos minerais óxidos de Fe e Ti deste granito, tais como a presença menos acentuada de martita na Mt hospedeira, restringindo-se apenas a pequenos filetes orientados em várias direções, mas não substituindo-a de forma mais intensa, são sugestivos de que as condições de  $fO_2$ , no estágio pós-magmático, foram um pouco menos oxidantes do que aquelas observadas no Gsj.

Essas características de  $fO_2$  são compatíveis com as observações de Frost & Lindsley (1991), que, reunindo dados de plútons cálcico-alcálicos, mostraram que a sua cristalização deu-se em condições de  $fO_2$  relativamente altas, aproximadamente uma ou duas unidades log acima do tampão FMQ.

Os granitos subalcalinos de Morais Almeida (GSma), divergem dos demais granitóides estudados porque não apresentam a associação titanita + magnetita + quartzo (Wones 1989), uma vez que não mostram cristais bem desenvolvidos de titanita primária. Entretanto, seus conteúdos modais de magnetita são expressivos para leucogranitos e a escassez de titanita pode ser devida ao seu caráter muito evoluído. Além disso, os valores de suscetibilidade magnética (SM) das amostras menos transformadas dos GSma se superpõem com aqueles obtidos para o Gjo. Isso sugere que condições relativamente oxidantes, similares às observadas no Gjo, devem ter prevalecido durante a formação de suas rochas. Dessa forma, acredita-se que condições de  $fO_2$  superiores às do tampão FMQ e talvez, próximas de NNO (Fig. 70) devem ter condicionado a formação de suas rochas. Essas condições, relativamente oxidantes, são coerentes com os valores de SM apresentados por estas rochas. Eles contrastam com os valores de SM dos granitóides do Cráton Amazônicomineralizados em Sn que são bem inferiores (Magalhães et al., 1994), refletindo muito provavelmente a formação dos últimos em condições mais redutoras.

Se confirmada sua afinidade com os granitos tipo-A, a  $fO_2$  relativamente alta do GSma é extremamente interessante por ratificar a questão do contraste de  $fO_2$  no magmatismo granítico tipo-A (Anderson & Bender, 1989). Os referidos granitos foram definidos em termos petroquímicos por Loiselle & Wones (1979) como sendo caracterizados por uma baixa  $fO_2$ , assumida também por Clemens et al. (1986), Frost & Frost (1997) e King et al. (1997) e dominante igualmente nas séries rapakivíticas (Rämö & Rapala, 1995). Entretanto há muitos

granitos do tipo-A formados em condições de  $fO_2$  relativamente elevadas (Anderson & Bender, 1989; Dall'Agnol et al., 1997), demonstrando, assim, que os granitos do tipo-A podem ser formados em condições relativamente oxidantes. Como exemplo dos últimos tem-se os granitos da Amazônia Oriental, Musa e Jamon (Dall'Agnol et al., 1997, Dall'Agnol et al., 1999) e do sudoeste dos Estados Unidos (Anderson & Bender, 1989), que contrastam com com o batólito Wolf River, de Wisconsin, Estados Unidos (Anderson & Cullers, 1978; Anderson, 1980) e com os granitos rapakivi do leste da Fennoscandia (Ramö & Rapala, 1990).

A definição das condições de  $fO_2$  em que se deu a cristalização pode ser de fundamental importância, porque ela pode refletir a região fonte dos magmas (Carmichael, 1991; Pichavant et al., 1996), limitando significativamente os possíveis tipos de rochas fontes para esses granitos.

Com relação à associação ácida de Morais Almeida (riolitos e ignimbritos), pode-se dizer que a presença constante da magnetita em suas amostras, indica que condições relativamente oxidantes (entre os tampões FMQ e HM) prevaleceram durante as suas evoluções magmáticas. Condições similares para suítes extrusivas ácidas também foram observadas por Buddington & Lindsley (1964), Carmichael (1967), Lipman (1971), Ewart et al. (1971), e Heming & Carmichael (1973). No estágio pós-magmático a  $fO_2$  provavelmente deve ter crescido em termos relativos, atingindo no mínimo o tampão HM, como sugerem as texturas dos seus minerais óxidos de Fe e Ti. Neste estágio, as condições de  $fO_2$  devem ter sido comparativamente muito mais oxidantes nos ignimbritos, em relação aos riolitos, haja vista o forte processo de martitização que afetou as magnetitas dos primeiros, transformando-as quase que completamente em hematita, bem como as intensas transformações que sofreram os cristais de ilmenitas.

Na associação vulcânica ácida a intermediária de Vila Riozinho (dacitos e andesitos) observa-se também com certa frequência, embora com menor intensidade, cristais de magnetita, evidenciando condições de  $fO_2$  oxidantes (situadas entre os tampões FMQ e HM). Essas condições são compatíveis com as das rochas vulcânicas de Raton-Clayton, nordeste do Novo Mexico (Stormer, 1972), cuja  $fO_2$  situa-se cerca de 3 unidades log acima do tampão FMQ.

Nos andesitos não foram observadas evidências de transformações pós-magmáticas intensas. Texturalmente os cristais de magnetitas apresentam-se sem martitização, ao passo que nos dacitos é comum a sua presença, indicando condições mais oxidantes neste estágio.

## 6.4 - TIPOLOGIA

Os magmas graníticos podem ser formados por uma variedade de processos (fracionamento, fusão parcial e mistura de magmas, entre outros) e derivar de diferentes tipos de rochas fontes. Isso ocasiona, conseqüentemente, diferenças composicionais e de potencial metalogenético. A partir dessa constatação, foi desenvolvida a classificação de granitos em tipos I, S, A e M (Chappell & White, 1974; Chappell et al., 1987), os quais apresentariam características e fontes específicas. Posteriormente, esses tipos foram relacionados a diferentes ambientes geotectônicos (Pitcher, 1987). Além destes, tem-se ainda os granitos das séries a magnetita e a ilmenita, cuja caracterização não é baseada em parâmetros químicos e sim em propriedades vinculadas à petrologia magnética, sendo, por esta razão, abordada a seguir.

### 6.4.1 - Granitos das séries magnetita e ilmenita

Esta classificação foi elaborada por Ishihara (1977; 1981) para os granitóides do Cinturão Orogênico Circum-Pacífico do Japão. Esse autor introduziu os termos granitos da série magnetita ( $\pm$  ilmenita) e ilmenita.

A classificação proposta por Ishihara (1977; 1981) reflete fundamentalmente o estado de oxidação do magma durante a sua evolução, o qual pode ter sido relativamente oxidado ou reduzido, formando os granitos a magnetita e a ilmenita, respectivamente. Portanto, as duas séries de granitóides são resultantes de diferentes condições de fugacidade de oxigênio durante a evolução do magma granítico. A dissociação de água em magmas hidratados é o principal agente oxidante, devendo ser expressiva em granitos da série magnetita, ao passo que a incorporação de carbono crustal é o grande responsável pela formação de magmas da série ilmenita. Os granitos a magnetita são derivados de magmas gerados no manto ou na crosta inferior e no caso do Japão, ligados a ambiente extensional, enquanto que os granitos a ilmenita são tipicamente crustais e, geralmente, associados a ambiente compressional.

A relação entre os granitos da série com magnetita (portadores de magnetita) e da série com ilmenita (desprovidos de magnetita) e o esquema petrogenético de classificação de granitóides em tipos I e S da escola australiana (Chappell & White 1974, 1992), foi discutida por Takahashi et al. (1980), os quais demonstraram que as rochas graníticas dos tipos I e S não são equivalentes às séries magnetita e ilmenita, porque as rochas graníticas do tipo I podem fazer

parte de ambas as séries. Portanto, quando esses dois esquemas de classificação são aplicados em diferentes províncias graníticas, rochas do tipo I e S não são sempre correspondentes às séries magnetita e ilmenita, respectivamente. Rochas do tipo S, contudo, fazem parte somente da série ilmenita. A presença ou ausência de magnetita pode se verificar nas rochas do tipo I, refletindo diferenças significativas na fugacidade de oxigênio durante a cristalização desses granitos. Isso torna delicada a distinção de granitos tipo I daqueles do tipo S com base somente na presença de magnetita ou ilmenita (Takahashi et al., 1980).

Em termos metalogenéticos, os granitos com magnetita apresentam, principalmente, mineralizações em sulfetos, enquanto que nos tipos com ilmenita predominam as mineralizações em estanho. Um dos fatores de grande aceitação da classificação proposta por Ishihara é a sua praticidade e fácil aplicação, que advém em parte do fato de não ser uma classificação baseada em princípios genéticos. Além disso, ela é útil, pois fornece indicações sobre a especialização metalogenética dos granitóides. Os granitos a magnetita podem apresentar mineralizações de S, Mn, Hg, Au, Ag, Cu, Pb, Zn e Mo e os tipos a ilmenita associam-se, em geral, a mineralizações de Sn, W, Be, e fluorita.

Um exemplo prático de aplicabilidade desses conceitos é fornecido por Lehman (1990) e Pollard (1995), os quais consideram que os granitos a magnetita são estéreis em estanho, pois em magmas relativamente oxidados, o  $\text{Sn}^{+4}$  pode substituir o  $\text{Ti}^{+4}$  e o  $\text{Fe}^{+3}$  em minerais em cristalização como a titanita e a magnetita, originando um magma residual pobre em Sn (coeficiente de distribuição cristal/líquido  $>1$ ). Por outro lado em magmas relativamente reduzidos, o Sn ocorre na forma divalente ( $\text{Sn}^{+2}$ ), aumentando a sua concentração com o fracionamento, pois comporta-se de forma incompatível com o sólido (coeficiente de distribuição cristal/líquido  $<1$ ), precipitando tardiamente como cassiterita. A situação inversa provavelmente ocorre com o Mo.

Mineralogicamente os granitos da série magnetita apresentam um conteúdo de minerais opacos entre 0,1 e 2,0% , alcançando até 5,0% nos termos mais máficos. Destes, praticamente 90% é representado por magnetita, havendo, ainda, ocorrência reduzida de outros óxidos, como ilmenita e hematita, e sulfetos como, pirita e calcopirita. Titanita e, por vezes, epidoto costumam ocorrer como minerais acessórios. Possuem ainda altas razões  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  ( $> 0,5$ ), altos valores de suscetibilidade magnética ( $> 1 \times 10^{-4}$  emu/g) e baixos valores de  $^{18}\text{O}$ .

Estudos desenvolvidos por Verhoogen (1962), Wones (1966, 1989), Carmichael & Nicholls (1967), Lipman (1971), Czamanke & Wones (1973), vieram mostrar que a presença em rochas ígneas da assembléia formada por magnetita + titanita primária + quartzo é importante, pois permite definir que os mesmos formaram-se em condições relativamente oxidantes, sob alta fugacidade de oxigênio (granitos a magnetita).

Os granitos da série a ilmenita possuem conteúdos modais de opacos menor que 0,1%, representados praticamente apenas por ilmenita, e seus principais minerais acessórios são pirrotita, grafita e muscovita. São características desta série: Baixas razões  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  nas biotitas, baixos valores de suscetibilidade magnética ( $< 1 \times 10^{-4} \text{ emu/g} \cong 3,34 \times 10^{-3} \text{ Siv}$ ) e altos valores de  $\Delta^{18}\text{O}$ .

#### 6.4.2 - Tipologia das rochas graníticas estudadas

O estudo elaborado do comportamento magnético de rochas, através de suscetibilidade magnética (SM) e minerais opacos, permite comparar os resultados obtidos nos granitos estudados com aqueles relativo aos granitóides do Cinturão Orogênico Circum-Pacífico, haja vista, que os critérios utilizados para a classificação de tais granitóides (série com magnetita e série com ilmenita), por não serem genéticos, possibilitam que se estabeleça comparações com a classificação proposta por Ishihara (1977, 1981). Deve ser enfatizado, no entanto, que o enquadramento dos granitos estudados numa ou noutra série não implica nenhuma correspondência em termos de ambiente tectônico ou mesmo petrológica. Ela revela, apenas, analogias em termos da  $f\text{O}_2$  dominante durante a formação dos magmas. As outras classificações tipológicas de rochas graníticas, por serem baseadas fundamentalmente em parâmetros químicos, não serão abordadas.

No Granito São Jorge (Gsj) os valores relativamente elevados de SM ( $> 3.34 \times 10^{-3} \text{ Siv}$ ; Tabela 4), bem como os conteúdos modais de opacos ( $> 0,1 \%$ ) e a presença marcante da magnetita em todas as fácies, são características compatíveis com os granitos da série magnetita, de acordo com a definição de Ishihara (1977, 1981). Diagramas discriminantes relacionando o valor de SM *versus* conteúdo modal de opacos e deste *versus* percentagens modais de FK + quartzo (Fig. 71a e 71b), respectivamente, ratificam esta afinidade. Comportamento semelhante

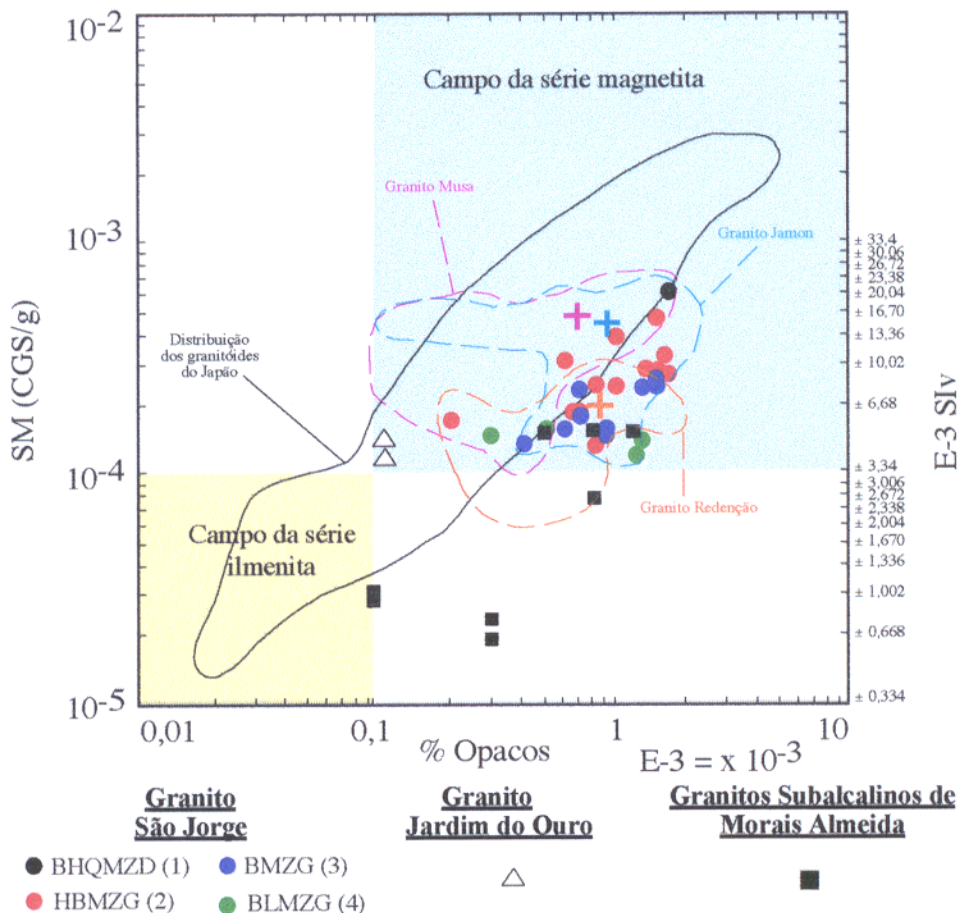


Figura 71a - Relação entre o conteúdo modal de opacos e susceptibilidade magnética dos granitos São Jorge (1 = Biotita-hornblenda quartzo-monzodiorito; 2 = Hornblenda-biotita-monzogranito; 3 = Biotita-monzogranito; 4 = Biotita-leucogranito); Jardim do Ouro e subalcalinos de Morais Almeida. Os números a direita do diagrama representam os valores aproximados de SM no SIV. As Áreas em azul e amarelo representam, respectivamente, os campos dos granitos das séries com magnetita e com Ilmenita (Ishihara, 1981) e as cruzes os pontos médios nos campos de concentração de amostras dos granitos Musa e Jamon (Magalhães, 1991) e Redenção (Oliveira, 1999). Conteúdos modais de opacos segundo Lamarão (em preparação.).

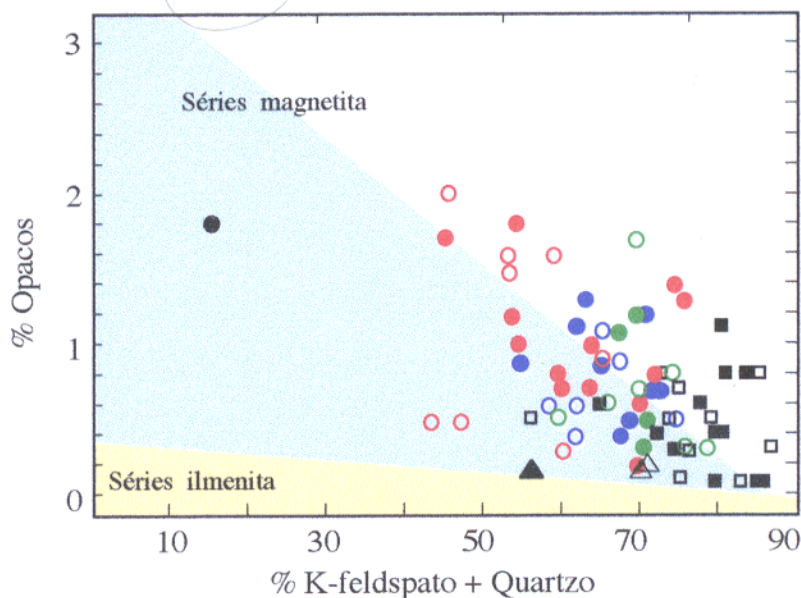


Figura 71b - Relação entre os conteúdos modais de opacos e de K-feldspato + quartzo dos granitos São Jorge e subalcalinos de Morais Almeida. (simbologia conforme figura anterior). As simbologias preenchidas e não preenchidas, representam, respectivamente, amostras com e sem valores de SM medidos. Análises modais fornecidas por Lamarão (em preparação). Campos conforme Hishihara (1981).

apresentam, também, o Granito Jardim do Ouro. Diferencia-se, entretanto, pelo fato de suas amostras situarem-se quase que no limite inferior do campo da série a magnetita (Fig. 71a).

Os granitóides proterozóicos do sudeste do Pará, Musa e Jamon (Magalhães, 1991; Magalhães & Dall'Agnol, 1992) e Redenção (Oliveira, 1999), que apresentam semelhanças em termos de mineralogia acessória e dos valores de SM com o Gsj, também foram comparados com o mesmo (Fig. 71a). Apesar das rochas graníticas citadas apresentarem características que permitem classificá-las como granitos da série magnetita, observa-se que a distribuição de suas amostras configuram campos distintos daquele definido pelas rochas granitóides do Japão, que tendem a apresentar uma nítida correlação positiva entre SM e percentagem modal de opacos (Fig. 71a). Uma possível explicação para as diferenças observadas seria um crescimento mais acentuado da  $fO_2$  durante a evolução pós-magmática dos granitos da Amazônia, que se refletiria num aumento significativo da martitização, assim como da cloritização, nas magnetitas primárias, conforme observado no Gsj. Isso levaria a obtenção de valores comparativamente mais baixos de SM em amostras com maiores conteúdos de opacos, se traduzindo num deslocamento para a direita em relação ao campo dos granitos do Japão, tal como observado na figura 71a.

Ressalta-se que, em geral, a titanita é um mineral acessório relativamente comum no Gsj e, costuma formar bordas de reação ao redor da ilmenita, a qual contém exsolução de hematita e, provavelmente, alteração para rutilo (?). Características similares foram observadas na Suite Moruya (*Lachlan fold belt*, Austrália; Whalen & Chappell, 1988) e no Complexo Finnmarka (Oslo, Noruega; Czamanske & Wones, 1973), tendo sido interpretadas como indicativas de condições relativamente oxidantes.

Os granitos subalcalinos de Morais Almeida (tipo Maloquinha), diferentemente do Gsj, apresentam, a primeira vista, no que se refere as suas propriedades magnéticas e conteúdo modal de opacos, características ambíguas com relação a sua afinidade com as séries estabelecidas por Ishihara (1977, 1981). Cerca de 74% de suas amostras apresentam valores de SM abaixo de  $3,34 \times 10^{-3}$  SIv (valor limite entre os granitos com magnetita e com ilmenita, conforme Ishihara, 1981). Por outro lado, seus conteúdos modais de opacos são pertinentes com os granitos da série com magnetita.

Sua assembléia mineralógica (cf. item 5.3.2), da mesma forma que suas propriedades magnéticas, apresentam ambigüidades que dificultam a sua classificação segundo os parâmetros estabelecidos pela Escola Japonesa. De um lado, ressalta-se a ausência de titanita e minerais do grupo do epidoto primários, os quais são acessórios comumente encontrados em granitos com magnetita. Por outro lado, o conteúdo modal de opacos ( $> 0,1\%$ ) e a presença marcante da magnetita não são condizentes com os granitos da série com ilmenita. Suas amostras plotadas em diagramas relacionando o valor de SM versus conteúdo modal de opacos e este versus percentagem de FK + quartzo (Figuras 71a e b), respectivamente, ratificam a dificuldade de se estabelecer o seu enquadramento. Porém, conforme discutido anteriormente, essa dificuldade para a sua caracterização tipológica, muito provavelmente se deve aos processos tardi a pós-magmáticos, os quais mascaram a associação ígnea original, conduzindo a transformação de magnetita em martita e implicando redução nos valores de SM.

Cabe, ainda lembrar que: composição predominantemente sienogranítica, intercrescimentos granofíricos, presença freqüente de fluorita, e formação em condições de subsaturação de  $H_2O$ , são algumas das características observadas nos GSma, as quais têm sido interpretadas por Collins et al. (1982), Clemens et al. (1986) e Whalen et al. (1987) como feições indicativas de granitóides tipo-A.

As características geoquímicas apresentadas pelos granitos da Suíte Saracura (Fraga & Haddad, 1999), correlacionável ao GSma (Santos et al., 1997), tais como os baixos conteúdos de MgO e CaO, altos teores de álcalis, Zr, Nb, Ce, Y e ETR e razões  $Na_2O/K_2O$  e  $FeO^*/FeO^* + MgO$  normalmente maiores que 0,85, são feições de granitos tipo-A (Collins et al., 1982; Anderson & Bender, 1989).

Estudos adicionais, ora em desenvolvimento por C. N. Lamarão em sua tese de doutorado, envolvendo entre outros temas a geoquímica dos granitos estudados no presente trabalho, devem contribuir para o esclarecimento das afinidades tipológicas dos mesmos.

## 6.5 - POTENCIAL METALOGENÉTICO

Busca-se neste item avaliar, com base no estudo elaborado e na literatura, o potencial das rochas graníticas estudadas para mineralizações. A literatura tem fornecido diversos exemplos de corpos granitóides, cujo potencial para mineralizações tem sido associado às condições de  $fO_2$  e aos valores de suscetibilidade magnética (SM).

O estado de oxidação de um magma é um parâmetro fundamental, tanto no controle do comportamento compatível ou incompatível de muitos elementos geradores de minérios, quanto na evolução dos fluidos magmáticos potencialmente geradores de minérios (Lehman, 1990; Blevin & Chappel, 1992; Candela, 1992). A capacidade de transporte de enxofre por uma dada solução aquosa de cloreto, por exemplo, é diretamente dependente da  $fO_2$  no sistema (Burnhan & Ohmoto, 1980). Sabe-se que os fluidos derivados dos magmas mais oxidados, do tipo I ou da série a magnetita, são mais eficazes na geração de mineralizações de Au e sulfetos de metais básicos do que os fluidos derivados de magmas do tipo S ou da série a ilmenita, mais reduzidos (Ishihara, 1981). Segundo Carmichael (1991) a  $fO_2$  dos magmas reflete muito provavelmente, aquela da sua região fonte.

Estudos específicos, envolvendo as propriedades magnéticas de rochas, têm permitido reconhecer grandes diferenças no comportamento magnético dos plútons das séries magnetita e ilmenita, que refletem diferenças no estado de oxidação dos seus magmas. Os primeiros caracterizam-se por apresentar fortes anomalias magnéticas, contrariamente ao observado nos plútons da série ilmenita. Um exemplo prático da aplicabilidade dessa classificação é relatado por Ishihara (1981). Ele destaca que os depósitos fanerozóicos de Cu pórfiros, por vezes acompanhados de mineralizações de outros metais base e preciosos são hospedados, exclusivamente, por granitóides da série magnetita ( $SM > 3,34 \times 10^{-3}$  SI), ao passo que os cinturões da Malásia e Bolívia com mineralizações de Sn e W, são formados por intrusões da série com ilmenita.

Outro exemplo é fornecido pela província metalogenética Miocênica do sudoeste do Japão, onde a cassiterita e wolframita estão presentes nos granitos da série com ilmenita, ao passo que os depósitos de sulfetos, contendo, Cu, Pb, Zn, Au e Ag, ocorrem naqueles da série com magnetita.

Alguns depósitos Arqueanos de Au do Canadá, tais como Mishibishu, Red Lake e Harker-Holloway (Hattori, 1987), são associados a granitóides ricos em magnetita primária associada com titanita, implicando  $fO_2$  relativamente alta para seus magmas (Wones, 1989; Noyes et al., 1983). No último depósito citado, alguns corpos a ele associados, como o stock Harker, de composição quartzo-monzonítica, apresentam valores de SM excepcionalmente altos, acima de  $7,25 \times 10^{-3}$  SI. Segundo Hattori (1987), essas intrusões são comparáveis aos plútons félsicos fanerozóicos portadores de magnetita, formados em condições oxidantes, que ocorrem no sudeste da Ásia, Alasca, oeste da América do Norte e Chile, os quais comumente são acompanhados por mineralizações de metais base e preciosos (Ishihara, 1977, 1981).

Enquanto rochas intrusivas félsicas têm geralmente baixos valores de SM quando comparadas com rochas máficas e ultramáficas (item 4.3), intrusões félsicas associadas com mineralizações Arqueanas de Au possuem SM elevada, sugerindo que seus magmas foram formados em condições relativamente oxidantes.

Entre os granitóides estudados, o Granito São Jorge (Gsj) com SM variando de aproximadamente  $3,0 \times 10^{-3}$  a  $21 \times 10^{-3}$  SI, é o único que apresenta mineralização de Au e valores de SM compatíveis com aqueles observados nas intrusões félsicas canadenses associadas com depósitos de Au. Quando comparado com o *stock Harker*, por exemplo, que possui valores de SM acima de  $7,0 \times 10^{-3}$  SI, o Gsj apresenta cerca de 56% dos valores de SM situados acima desse valor. Isto é decorrência do seu expressivo conteúdo modal de minerais óxidos de Fe e Ti, especialmente de magnetita, que formaram-se em condições de  $fO_2$  relativamente oxidantes. Para o valor de SM, acima referido, o conteúdo modal de magnetita, de acordo com a expressão apresentada por Sauck (1972) deve representar, pelo menos, cerca de 0,25% em volume.

Entretanto, as características magnéticas de um corpo com as suas respectivas paragêneses mineralógicas, quando analisadas isoladamente, não são um fator determinante para a caracterização de um corpo granitóide como propício a mineralização. Uma evidência disso é fornecida pelos granitóides situados na porção leste do Cráton Amazônico, como o Musa e o Jamon, que não possuem mineralizações auríferas associadas, mas sim localmente de wolframita (Javier Rios, 1995) e apresentam semelhanças mineralógicas e em termos de comportamento magnético com o Gsj (Dall'Agnol et al., 1988; Magalhães, 1991; Magalhães & Dall'Agnol, 1992). Isto provavelmente se deve ao fato de serem, os granitos Musa e Jamon do tipo A,

aluminoso, e subalcalinos (Dall'Agnol et al., 1999), enquanto que o Gsj é cálcico-alcalino e mostra maiores afinidades com os granitos do tipo I, sendo, portanto, distintos em termos de tipologia e geoquímica).

Portanto, ainda que um granitóide tenha se formado em condições oxidantes, algumas premissas adicionais são necessárias para que ocorram mineralizações de Au associadas. O exemplo citado acima, mostra claramente que a caracterização tipológica e geoquímica de um corpo granítico é um parâmetro fundamental para a valiação de sua potencialidade metalogenética. Os granitóides mineralizados a Au apresentam mais afinidades com os das séries cálcico-alcalinas ou granitos do tipo I e se enquadram na série com magnetita. Isto se deve ao fato dos fluidos derivados dos mesmos serem mais eficazes na concentração desse tipo de mineralização.

O granito subalcalino de Morais Almeida (GSma), por outro lado, apesar de também apresentar características mineralógicas que evidenciam sua formação em um ambiente relativamente oxidante, possui, da mesma forma que os granitos Musa e Jamon, maiores afinidades com os granitos tipo A aluminosos, os quais, por sua vez, são potencialmente mais propensos a mineralizações de Sn e elementos associados.

O GSma diferencia-se dos granitos Musa e Jamon por apresentar valores de SM predominantemente inferiores, aproximando-se mais daqueles dos granitóides mineralizados em Sn da Amazônia Oriental (Antônio Vicente, Mocambo, Velho Guilherme) e Ocidental (Água Boa e Madeira). Entretanto, os valores mínimos de SM do GSma são sistematicamente mais elevados que os das variedades especializadas em Sn. Isto poderia estar relacionado a transformações menos intensas do que aquelas observadas nos granitos estaníferos, pois os granitos especializados, sem exceção, mostram forte alteração relacionada à ação de fluidos nos estágios tardi a pós-magmáticos. Entretanto, a baixa SM desses maciços (principalmente nas fácies mineralizadas), parece ser consequência sobretudo do seu baixo conteúdo de opacos (especialmente da magnetita), refletindo as condições de  $fO_2$  redutoras atuantes durante a sua cristalização. Logo, haveria um contraste expressivo entre as condições de  $fO_2$  reinantes para o GSma e os granitos estaníferos mencionados.

Conclui-se que nem todos os corpos granitóides formados em ambiente oxidante e que apresentam altos valores de SM, são propícios a mineralizações de Au, haja vista que tais

características podem ser igualmente encontradas em alguns granitos do tipo-A. Da mesma forma, nem todos os granitóides do tipo-A, com valores de SM relativamente baixos, são necessariamente propícios a mineralizações de Sn, pois podem ter se formado em ambiente oxidante e apresentarem baixa SM devido a processos de martitização. Apesar dessas ressalvas, é evidente que estudos de SM e de minerais óxidos de Fe e Ti constituem uma ferramenta importante na caracterização do potencial metalogenético de granitóides, bem como no selecionamento de áreas favoráveis a mineralizações.

#### 6.6 - TRANSFORMAÇÕES HIDROTERMAIS VERSUS SM E OPACOS

A ação dos fluidos sobre as rochas do Granito São Jorge (Gsj) resultou em modificações mineralógicas das assembléias primárias, bem como na formação de veios hidrotermais, que marcam, provavelmente, diáclases decorrentes da evolução do resfriamento do magma ou de eventos rúpteis de natureza tectônica. Essas modificações foram estudadas em amostras dos furos 6 (F6) e 7 (F7), do alvo São Jorge, sendo mais marcantes no primeiro, embora no último sejam mais intensas localmente, em zonas de grande densidade de vênulas. No geral, como já foi assinalado no item 5.1.4, as rochas do F7 preservam grande parte de sua associação primária, contrariamente ao observado no F6, cuja assembléia de alteração chega a alcançar parte significativa da massa total das rochas graníticas. A desestabilização da magnetita se traduz numa frequência maior de valores baixos de SM neste furo.

Os tipos de alterações hidrotermais mais importantes que atuaram no Gsj na área mineralizada são representados por cloritização, sericitização-muscovitização e carbonatação, esta última caracterizando um grau mais avançado do processo. Os mesmos foram responsáveis pela formação de minerais secundários, tais como clorita, sericita-muscovita e carbonatos, acompanhados muitas vezes por pirita, com calcopirita e esfalerita subordinados. Eles modificaram a rocha ígnea original em mineralogia e textura. Essas modificações, resultantes da ação de fluidos, afetaram o sistema de forma heterogênea, o que se reflete diretamente na distribuição dos valores de SM obtidos neste granitóide.

Os valores de SM registrados ao longo dos dois furos de sondagem (Figs. 30 e 32), são bastante variáveis ( $0,4879 \times 10^{-3}$  SI a  $15,6710 \times 10^{-3}$  SI para o F7 e  $0,4900 \times 10^{-3}$  SI a  $13,1530 \times 10^{-3}$  SI para o F6, obtendo-se neste último uma única medida com valor de  $23,5650 \times 10^{-3}$  SI).

Entretanto, os valores absolutos máximos e mínimos de SM dos dois furos são próximos entre si. Os valores máximos também se assemelham com aqueles obtidos nas amostras de superfície, onde o granito se encontra preservado ( $20,9890 \times 10^{-3}$  SI). Já os valores mínimos de SM do Gsj ( $2,0895 \times 10^{-3}$  SI) são superiores aos obtidos nos testemunhos de sondagem, que, além disso, apresentam um grande número de amostras situadas abaixo desse valor.

Os valores mais elevados de SM, obtidos tanto no F7 quanto no F6 (Figs. 30 e 32), ocorrem, via de regra, nos intervalos onde o granito ainda preserva a sua textura original, justificando assim a proximidade com os valores de SM mais elevados registrados nas amostras de superfície. Nesses mesmos intervalos, porém, é comum a ocorrência de valores de SM intermediários, face a heterogeneidade na intensidade dos processos hidrotermais atuantes, que ocasiona uma ampla variação dos valores de SM. Por outro lado, os valores mais baixos de SM ocorrem sempre nos intervalos que se apresentam mais hidrotermalizados, com intensa brechação e fraturamentos, os quais possuem baixos conteúdos de óxidos (especialmente magnetita) e uma presença mais efetiva de sulfetos. Reduções similares da assinatura magnética em zonas mineralizadas (Hanna, 1969) e em zonas de fraturas (Henkel & Gusmán, 1977) têm sido atribuídas aos processos de oxi-hidratação. Baixos valores de SM também foram verificados nos veios aplíticos que cortam o Gsj, em função do seu reduzido conteúdo de minerais opacos (magnetita).

A baixa resposta magnética nas zonas hidrotermalizadas certamente é devida à perda gradual do magnetismo, tanto pela transformação das espécies ferrimagnéticas (magnetita) para antiferromagnéticas (hematita), quanto pela dissolução da magnetita causada pela interação da rocha com os fluidos percolantes, principalmente nas zonas de fraturas. O grau de redução dos valores de SM é uma função do período de tempo que o fluido esteve ativo e do volume de água envolvido.

Estudos de SM realizados por Brown & McEwen (1982) e Kamineni & Stone (1983) em testemunhos de sondagem do plúton granítico Eye-Dashwa Lakes, mostraram que a variação do comportamento magnético de suas rochas está relacionada a diferentes zonas de alteração, devidas a hidrotermalismo. Da mesma forma, Facey et al (1985) observaram nos basaltos acamadados do *rift* da Costa Rica um comportamento análogo, onde cada zona de alteração apresenta uma característica magnética distinta (zona 1, levemente alterada com SM em torno de

$30 \times 10^{-3}$  SI; zona 2, moderadamente alterada com SM por volta de  $12 \times 10^{-3}$  SI e a zona 3, fortemente alterada com SM em torno de  $1,5 \times 10^{-3}$  SI).

A distribuição dos dados de SM dos furos F7 e F6 em gráfico de probabilidade normal (Fig 72) define, de modo esquemático, três segmentos lineares (A, B e C) para cada conjunto. Os intervalos definidos por cada segmento permitem diferenciar populações de suscetibilidade, as quais estão diretamente relacionadas com os diferentes níveis de alteração que essas rochas sofreram. O segmento A, com valores de SM abaixo de aproximadamente  $1,25 \times 10^{-3}$  SI (-log 2,9), representa as amostras mais fortemente alteradas com intenso hidrotermalismo associado; o segmento B, com SM alcançando valores máximos em torno de  $8,0 \times 10^{-3}$  SI (-log 2,1), engloba as amostras moderadamente transformadas e, finalmente, o segmento C, com valores acima de  $8,0 \times 10^{-3}$  SI, representa as amostras cuja textura ígnea original ainda acha-se preservada.

O comportamento dos valores de SM observado nos dois furos, mostra claramente que o F6 foi mais afetado pelos processos hidrotermais que o F7, pois o primeiro concentra mais amostras na população A e o segundo na C. Comumente os processos geológicos epigenéticos produzem modificações significativas no sistema original, ocasionando baixos valores de SM, os quais são associados tipicamente às zonas alteradas (Ade-Hall et al., 1971; Studemeister, 1983; Hageskov, 1984; Criss & Champion, 1984; Chomyn et al., 1985). Dessa forma, tais valores funcionam como um registro de reações químicas, as quais podem envolver precipitação de elementos móveis, hidratação ou desidratação de minerais e oxidação ou redução do estado de valência do ferro (Studemeister, 1983). O grande volume de solução percolante pode também causar a introdução e deposição de minerais economicamente importantes, tais como hematita com calcita e prata ou hematita com epidoto, clorita e ouro (Cobalto e Noranda-Canadá). Por conseguinte, as medidas de SM constituem um importante método que pode ser utilizado para a localização rápida e avaliação das zonas alteradas, permitindo assim se chegar indiretamente às zonas mineralizadas.

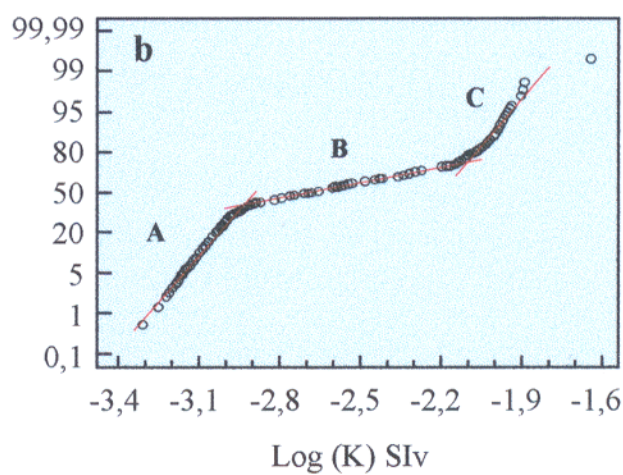
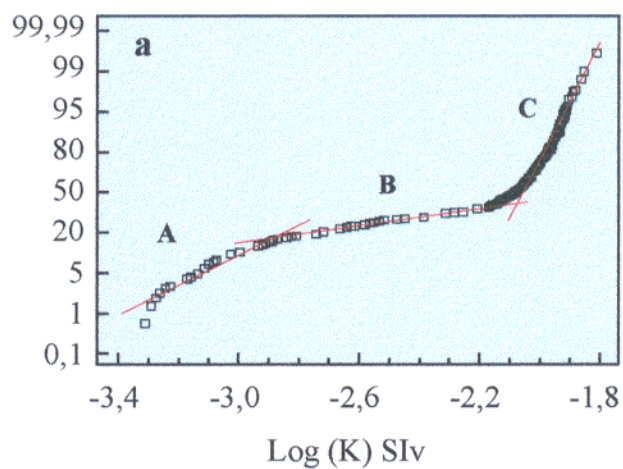


Figura 72 - Gráficos de probabilidade normal referentes aos dados de suscetibilidade magnética do Granito São Jorge obtidos em amostras dos furos 7 (a) e 6 (b). Os segmentos de retas A, B e C, representam populações magnéticas com diferentes intensidades de alteração.

## 7 - COMPARAÇÕES COM OUTRAS ASSOCIAÇÕES MAGMÁTICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO.

Amostras representativas de vários corpos granitóides da Amazônia Oriental (Jamon, Gj; Mocambo, Gmo; Velho Guilherme, Gvg; Antônio Vicente, Gav; Serra dos Carajás, Gsc e Cigano, Gcg), Ocidental (Água Boa, Gab e Madeira, Gmd) e da Província Rio Negro (granitóide a duas micas, G2mc, e Bt-granitóide a titanita e anfibólio, correspondente ao Granito Uaupés, Gua; Dall'Agnol & Macambira, 1992) e também o Adamelito Água Branca (Aab) e o Granodiorito Rio Maria (Gdrm), situados, respectivamente, na região do Rio Mapuera e na borda leste do Cráton Amazônico, tiveram a sua primeira caracterização a nível de suscetibilidade magnética (SM) com o trabalho pioneiro de Dall'Agnol et al. (1988). A partir desse estudo preliminar, esses autores identificaram dois grandes grupos de granitóides em termos de SM: o primeiro formado por granitóides com baixos valores de SM e representados predominantemente pelos granitos anorogênicos, em sua maioria estaníferos (Gav, Gvg, Gmo, Gsc, Gcg, Gab, Gmd) e pelo Gdrm e G2mc, e o segundo formado por granitóides com altos valores de SM (Gj, Aab, Gua).

Esses dados de SM foram obtidos, na época, com o suscetibilímetro CTU-2, sendo posteriormente recorrigidos por Magalhães (1991) com novos padrões, obtendo-se ainda nesta oportunidade dados de SM para os granitos Pedra Branca (Gpb; estanífero de Rondônia) e Musa (Gmu; Amazônia Oriental). Devido ao número reduzido de amostras, o agrupamento desses granitóides se fez necessário, pela referida autora, para que se pudesse elaborar diagrama de probabilidade e histograma de frequência. Tal agrupamento mostrou, a exemplo de Dall'Agnol et al. (1988), dois grandes grupos: a) granitos fracamente magnéticos, cujos valores de SM variam de  $1,9953 \times 10^{-5}$  (-log 4,2) a  $19,9526 \times 10^{-3}$  (-log 1,7) SI (Fig.73); b) granitos com SM elevada (Fig. 74). Cabe destacar, no entanto, que no grupo onde predominam baixos valores de SM, tem-se uma grande dispersão dos valores de SM e as amostras menos evoluídas desses corpos, geralmente contendo anfibólio e teores apreciáveis de magnetita, apresentam valores de SM elevados, que superpõem com aqueles do segundo grupo.

Nos granitóides em estudo (Fig. 67), os valores de SM variam de  $0,5180 \times 10^{-3}$  (-log 3,28) a  $5,3746 \times 10^{-3}$  (-log 2,26) SI para o Granito Subcalino de Morais Almeida (GSma),  $2,0895 \times 10^{-3}$  (-log 2,67) a  $20,989 \times 10^{-3}$  (-log 1,67) SI, para o Granito São Jorge (Gsj) e  $3,885 \times 10^{-3}$  (-log 2,41) a  $5,4334 \times 10^{-3}$  (-log 2,26) SI para o Granito Jardim do Ouro (Gjo), se superpondo, portanto, aos obtidos por Dall'Agnol et al. (1988), Magalhães (1991) e Magalhães & Dall'Agnol (1992).

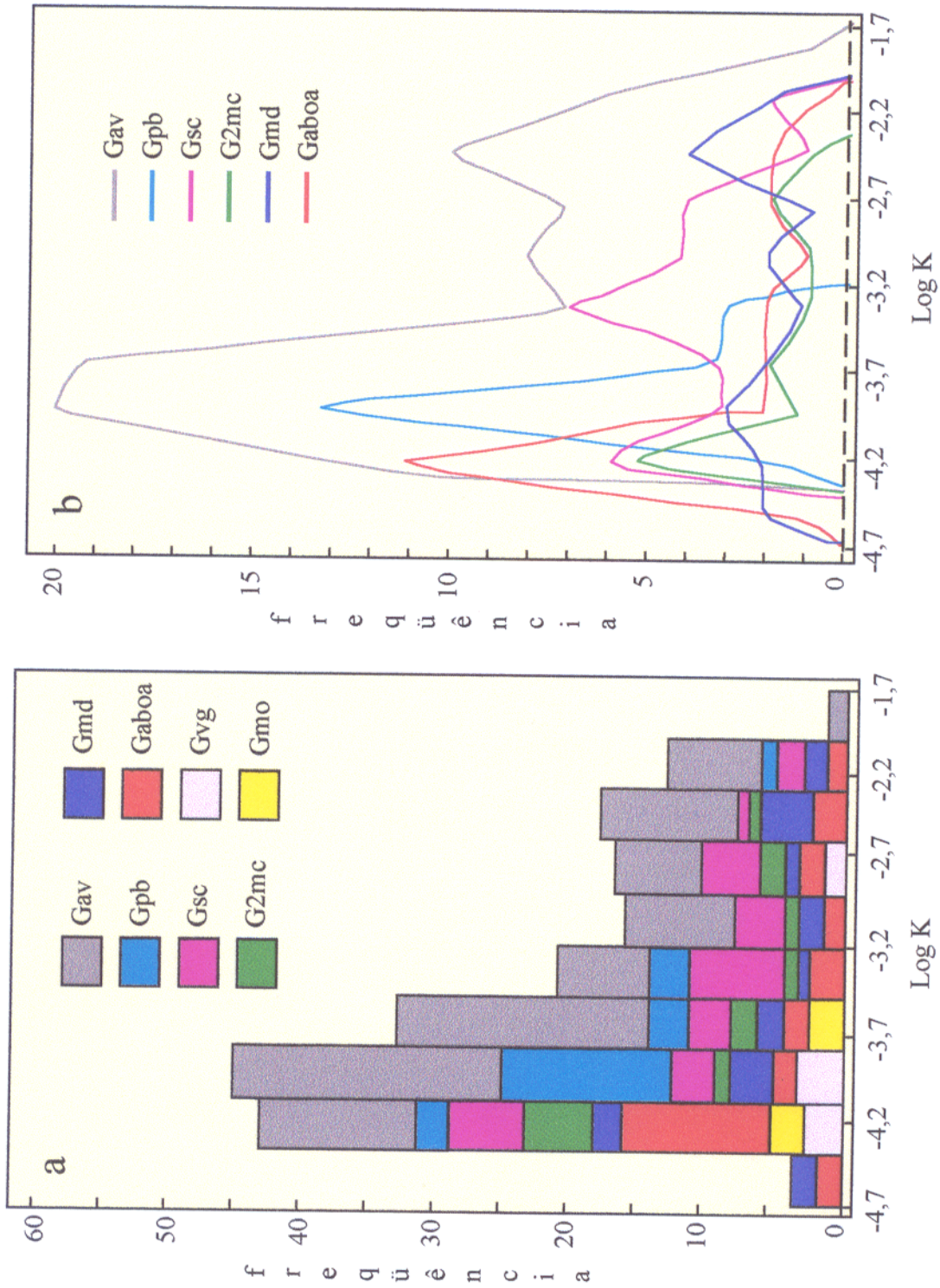


Figura 73 - Histograma (a) e polígono de frequência (b) referentes aos dados de suscetibilidade magnética (SM) dos granitos Antônio Vicente (Gav), Pedra Branca (Gpb), Serra dos Carajás (Gsc), a duas micas (G2mc), Madeira (Gmd), Água Boa (Gaboia), Velho Guilherme (Gvg) e Mocambo (Gmo). Extraído de Magalhães (1991).

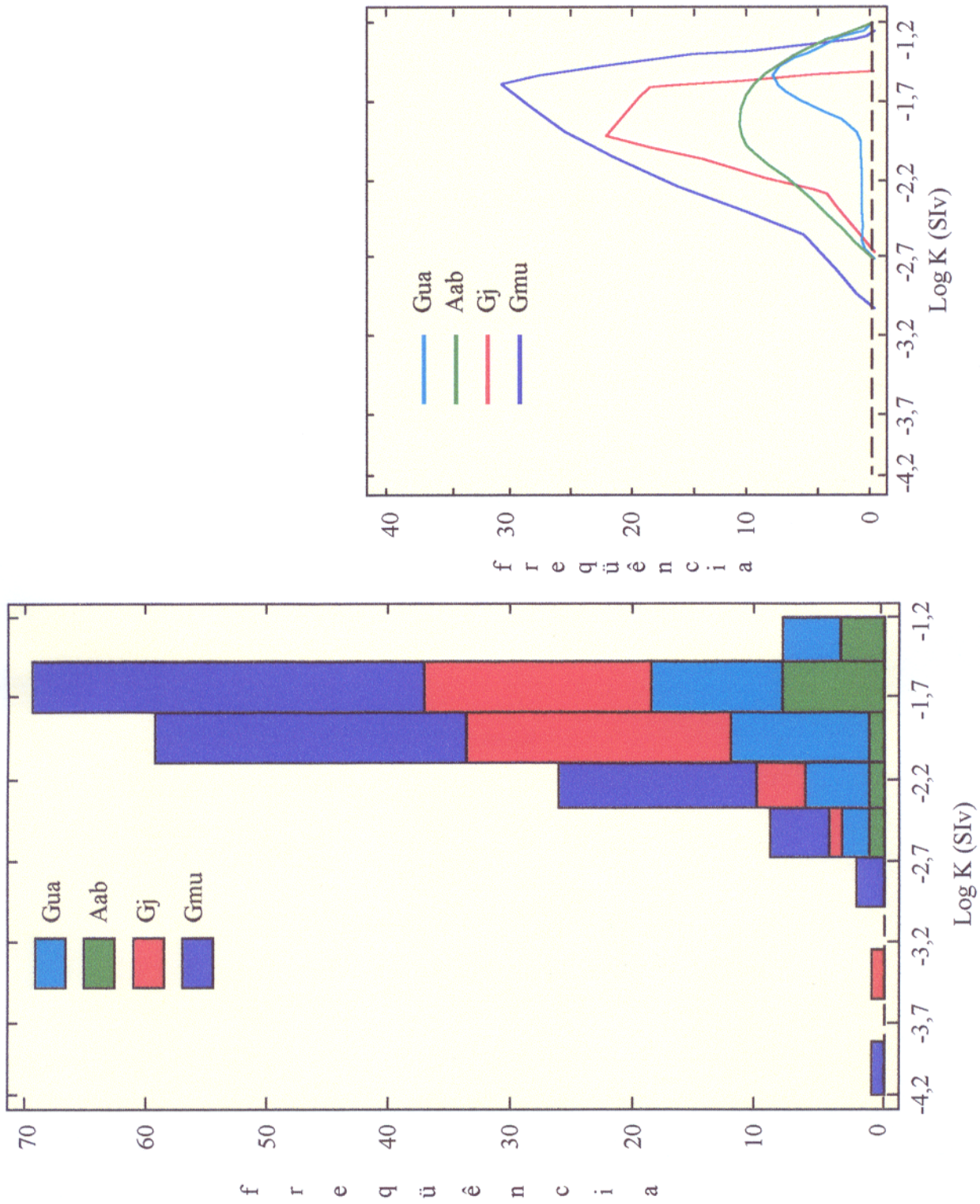


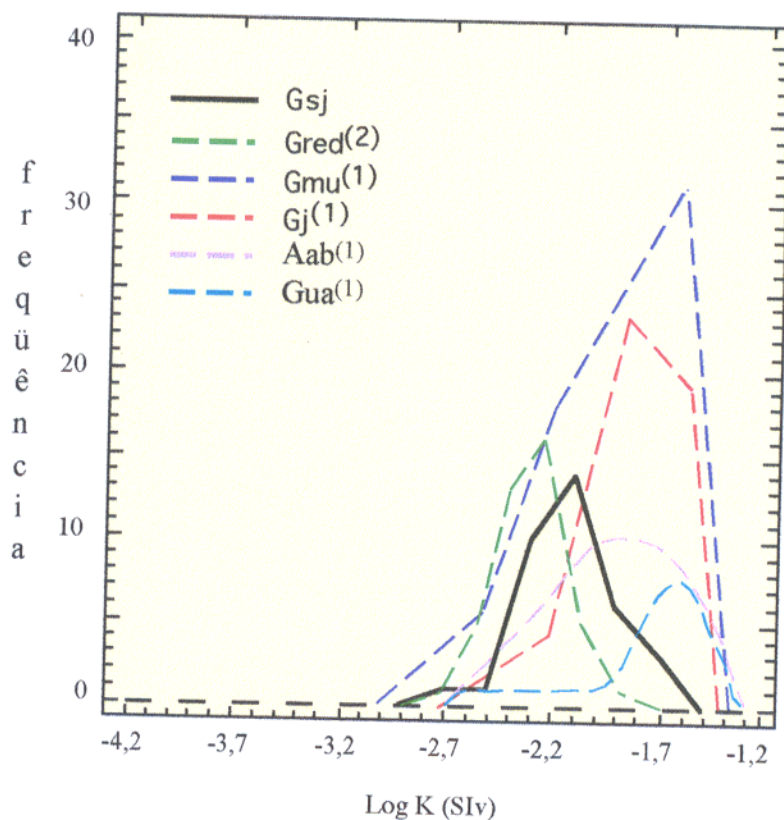
Figura 74 - Histograma (a) e polígono de frequência (b) referentes aos dados de suscetibilidade magnética (SM) dos granitos: Uaupés (Gua), Jamon (Gj), Musa (Gmu) e Adamelito Água Branca (Aab). Extraído de Magalhães (1991).

Embora os valores máximos e mínimos de SM obtidos para o GSma situem-se dentro do intervalo definido por Dall'Agnol et al. (1988), Magalhães (1991) e Magalhães & Dall'Agnol (1992) para os granitos do primeiro grupo, com dominância de baixa suscetibilidade, constata-se que o GSma têm valores no domínio mais elevado de SM desse grupo. Por outro lado, os valores de SM do Gsj são perfeitamente compatíveis com aqueles do grupo considerado de alta suscetibilidade. Comportamento similar ao desse segundo grupo também foi observado por Oliveira (1998) no Granito Redenção da Amazônia Oriental. Face ao exposto, será apresentada a seguir uma comparação mais detalhada entre os valores de SM dos granitóides em estudo e aqueles obtidos por Dall'Agnol et al. (1988) e Magalhães (1991).

#### 7.1 - COMPARAÇÃO EM TERMOS DO COMPORTAMENTO DE SM ENTRE O GRANITO SÃO JORGE E GRANITÓIDES COM ALTA SM DO CRÁTON AMAZÔNICO

Para os granitóides que apresentam altos valores de SM (Fig. 75) observa-se que os maiores valores de SM são aqueles obtidos por Magalhães (1991) para o Granito Musa (Gmu). Este possui, respectivamente, cerca de 8, 18 e 56% de suas amostras com SM maior que o valor máximo de SM obtido para os granitos Jamon (Gj), São Jorge (Gsj) e Redenção (Gred), apresentando, apenas, algumas poucas amostras leucograníticas cujos valores são inferiores ao valor mínimo obtido no Gj ( $2,2556 \times 10^{-3}$  SI), Gsj ( $2,0895 \times 10^{-3}$  SI) e Gred ( $1,8111 \times 10^{-3}$  SI), e que, em linhas gerais, são similares aos valores de SM fornecidos pela fácies BLMZG do Gsj. Um sumário comparando as principais características magnéticas desses granitóides é apresentado na tabela 21.

De modo geral, os comportamentos magnéticos dos granitos Musa, Jamon, São Jorge e Redenção são muito semelhantes (Fig. 75), principalmente aqueles dos Gsj e Gred e dos Gj e Gmu, existindo uma grande coincidência entre os limites de seus valores. As amostras do Gsj, cujos valores de SM situam-se acima de  $8,3508 \times 10^{-3}$  SI (população D; fácies BHMZD e HBMZG), equivalem-se principalmente a fácies granito equigranular do Gj e predominantemente a fácies portadora de anfibólio do Gmu, existindo também uma grande correspondência entre as amostras leucograníticas do Gsj com as do Gmu, embora essas apresentem alguns valores de SM superiores aqueles observados para o Gsj.



(1): extraído de Magalhães (1991).

(2): extraído de Oliveira (1998).

Figura 75 - Polígonos de frequência referentes aos dados de susceptibilidade magnética (K) dos granitóides do grupo com altos valores de susceptibilidade magnética do Cráton Amazônico, comparados com os do Granito São Jorge.

Tabela 21 - Sumário de algumas características magnéticas dos granitos São Jorge, Musa, Jamon e Redenção.

GRANITÓIDES CARACTERÍSTICAS	GRANITO SÃO JORGE <sup>(1)</sup>	GRANITO MUSA <sup>(2)</sup>	GRANITO JAMON <sup>(2)</sup>	GRANITO REDENÇÃO <sup>(3)</sup>
Intervalo de SM (x 10 <sup>-3</sup> SI)	2,0895 a 20,895	1,2570 a 32,156	2,2556 a 23,221	1,8111 a 10,810
Média de SM	8,2261	13,2950	13,0710	5,4909
Populações magnéticas	A: 2,0895 a 5,4362	A: 1,2570 a 7,0500	A: 2,2556 a 3,9257	A: 1,8111 a 3,7521
	B: 5,8268 a 6,4965	B: 7,1380 a 17,731	B: 4,3542 a 16,916	B: 4,0035 a 5,6149
	C: 7,2570 a 8,1644	C: 17,945 a 32,156	C: 18,986 a 23,221	C: 6,0192 a 7,4735
	D: 8,3506 a 20,989			D: 8,7374 a 10,810

<sup>(1)</sup>: este trabalho; <sup>(2)</sup>: Magalhães (1991); Magalhães & Dall'Agnol (1992); <sup>(3)</sup>: Oliveira (1998)

O Gsj também assemelha-se muito ao Adamelito Água Branca (Aab; Santos, 1982; Dall'Agnol et al., 1992) que, tal como ele, possui características cálcico-alcalinas, além de posicionamento estratigráfico e idades semelhantes. O comportamento magnético desses dois granitóides (Fig. 74) reforça as analogias entre eles. Infelizmente, como não se dispõe de informações sobre os minerais óxidos de Fe e Ti do Aab, essa comparação não poderá ser aprofundada.

Tanto no Gsj quanto nos Gmu e Gj, existem correlações positivas claras entre os valores de SM e os conteúdos modais de opacos e anfibólio e correlação negativa entre SM e clorita (este trabalho e Magalhães & Dall'Agnol, 1992). Embora ocorram algumas superposições dos conteúdos modais de opacos nas diferentes fácies desses granitos, existe uma forte tendência para apresentarem valores mais elevados nas suas fácies menos evoluídas, que se caracterizam também pela presença de anfibólio. Por outro lado, as rochas mais evoluídas, são mais pobres em opacos e ferromagnesianos e também mais transformadas, sendo marcadas pela desestabilização da associação mineral primária, inclusive da magnetita, e pela presença mais intensa da clorita. Ocorre, conseqüentemente, a diminuição dos valores de SM, refletindo a evolução das rochas em questão.

No que se refere aos seus minerais óxidos de Fe e Ti, observa-se também uma grande similaridade entre os granitos mencionados. Destaca-se a presença sempre marcante da magnetita (Mt) e ilmenita primárias, bem como o desenvolvimento tardio de quantidades variáveis de hematita (incluindo a variedade martita). A ilmenita se apresenta em todas as suas variedades texturais (Ilm I, C, T e P), mas a formação de pseudomorfos, verificada no Gsj não foi observada nos demais granitos.

Embora não se disponha de composições químicas dos minerais opacos do Gsj, as feições texturais de Ilm I e Ilm C são sugestivas de que as suas formações se deram ainda nos estágios iniciais da formação desse granito. Na fácies HBMZG, por exemplo, a Ilm I apresenta-se comumente desestabilizada, com bordas corroídas, sendo substituída parcialmente por titanita, provavelmente ainda durante a evolução magmática. Além disso, é comum nos cristais de Ilm I e C a presença de exsoluções de hematita. Nos granitos Musa e Jamon, Magalhães (1991), Magalhães & Dall'Agnol (1992) e Dall'Agnol et al. (1997) mostraram através das suas relações texturais e das suas composições químicas que as Ilm I e C teriam se originado ainda no estágio magmático. Outra transformação comum a esses granitóides, ocorrida no estágio subsolidus e posterior ao processo de oxi-exsolução que deu origem ao intercrescimento entre magnetita e ilmenita, é a martitização da magnetita. Um sumário comparativo das principais características dos óxidos de Fe e Ti desses granitóides é fornecido na tabela 22.

O conteúdo expressivo de minerais opacos (até 1,8% no Gsj, 2% nos Gj e Gmu e 2,7% no Gred, nas fácies menos evoluídas), presença marcante da Mt, altos valores de SM e presença da paragênese magnetita-titanita-quartzo, são características similares àquelas apresentadas pelos granitos da série a magnetita (Ishihara, 1977, 1981), formadas em condições de fugacidade de oxigênio ( $fO_2$ ) próximas daquelas dos tampões NNO e HITMQ (Wones, 1989). Apesar dessas semelhanças mineralógicas e em termos de comportamento magnético do Gsj com os granitos Musa, Jamon e Redenção, estes são distintos do primeiro em termos de tipologia e geoquímica. Os últimos são do tipo A, aluminoso e subalcalinos (Montalvão et al., 1982; Magalhães & Dall'Agnol, 1992; Dall'Agnol et al., 1999), e o Granito São Jorge é cálcico-alcalino com maiores afinidades com aqueles do tipo-I.

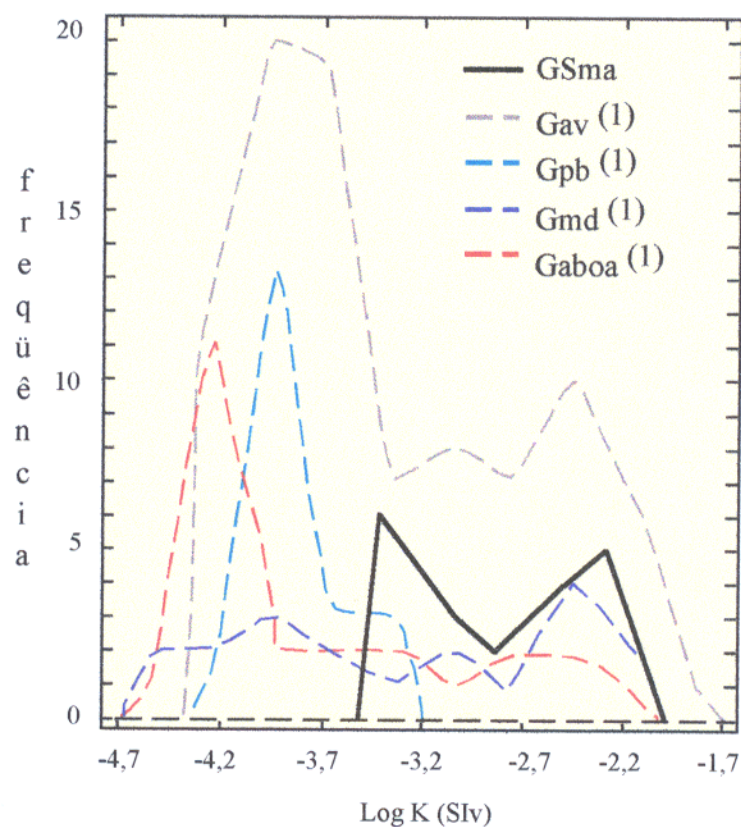
Tabela 22 - Características dos minerais óxidos de Fe e Ti observadas nos granitos São Jorge, Jamon, Musa e Redenção.

GRANITÓIDES CARACTERÍSTICAS	GRANITO SÃO JORGE <sup>(1)</sup>	GRANITO JAMON <sup>(2)</sup>	GRANITO MUSA <sup>(2)</sup>	GRANITO REDENÇÃO <sup>(3)</sup>
Composição	Dominantemente Monzogranítica, mas indo de BHQMZD a BLMZG	Monzogranítica	Sieno e monzogranítica	Sieno e monzogranítica
Magnetita	Diminui para as fácies mais diferenciadas	Presente em todas as fácies	Presente em todas as fácies	Presente em todas as fácies
Martita	Ausente nas fácies mais precoces, aumentando nas mais tardias	Aumenta nas fácies mais tardias	Aumenta nas fácies mais tardias	Presente em todas as fácies
Ilm I	Comum nas fácies precoces e ausente a rara nas tardias.	mais abundante nos monzogranitos menos evoluídos	mais abundante nos monzogranitos menos evoluídos	ausente
Ilm T	comum em todas as fácies. Exceto no BLMZG.	Ausente nos leucogranitos	mais abundante nos monzogranitos	Pouco frequente em todas as fácies
Ilm C	comum na fácies mais precoce e ausente a rara nas mais tardias.	Comum nas fácies monzograníticas menos evoluídas	mais abundante nos monzogranitos menos evoluídos	Presente em todas as fácies, mas escassa
Ilm S	ausente em todas as fácies. exceto na BHQMZG.	Rara ou ausente	Rara ou ausente	Ausente
Ilm P	ausente em todas as fácies. exceto na BHQMZG.	comum nas fácies monzograníticas evoluídas	Comum nas fácies monzograníticas menos evoluídas	Ausente
Intercrescimento Ilm-Hm	presente em todas as fácies. exceto na BHQMZG.	Somente em diques dacíticos associados	-	Ausente

<sup>(1)</sup>: este trabalho; <sup>(2)</sup>: Magalhães & Dall'Agnol (1992); Magalhães (1991); Dall'Agnol et al. (1997) <sup>(3)</sup>: Oliveira (1999)

## 7.2 - GRANITÓIDES COM BAIXA SM

A análise do histogramas (Fig 73a) e polígonos de frequência (Fig. 73b), referentes aos granitoides com baixa SM (Dall'Agnol et al., 1988; Magalhães, 1991), mostrou as semelhanças de comportamento magnético existentes entre as variedades mais evoluídas dos granitos mineralizados em Sn, os quais correspondem às fácies especializadas. Conforme assinalado antes, valores de SM desses corpos variam muito, porém os leucogranitos portadores de mineralizações, se concentram em valores de SM  $< 0,5 \times 10^{-3}$  SI ( $< -\log 3,3$ ), que correspondem aproximadamente aos valores mínimos de SM do granito subalcalino de Morais Almeida (GSma; Fig 76), o qual não se apresenta mineralizado em Sn.



(1): extraído de Magalhães (1991).

Figura 76 - Polígonos de frequência referentes aos dados de suscetibilidade magnética (K) de alguns granitos estaníferos do Cráton Amazônico, comparados com aqueles do Granito subalcalino de Morais Almeida.

Caracteristicamente, os granitos mineralizados em estanho, ao contrário daqueles que possuem altos valores de SM, tendem a apresentar um comportamento bimodal dos valores de SM, sendo a única exceção registrada pelo Granito Pedra Branca. Além disso, apresentam nos vários corpos estudados valores mínimos e máximos de SM muito próximos, sugerindo uma evolução magmática semelhante para essas rochas.

O GSma, por outro lado, embora apresente um comportamento magnético tipicamente bimodal, com valores máximos de SM coincidentes com aqueles dos corpos estaníferos, diferencia-se dos mesmos em seus valores mínimos de SM, os quais são comparativamente mais elevados. Comparando-se, por exemplo, os dados magnéticos do GSma com os do Gav, observa-se que, neste último, mais da metade de suas amostras situa-se no intervalo de  $0,68 \times 10^{-4}$  a  $4,72 \times 10^{-4}$  SI (Magalhães, 1991), equivalente a 61% dos dados, e apresentam valores de SM inferiores ao menor valor de SM registrado no GSma ( $0,5180 \times 10^{-3}$  SI). Além disso, somente 10% das amostras do Gav, que correspondem ao intervalo de  $5,405 \times 10^{-3}$  a  $20,484 \times 10^{-3}$  SI, possuem valores superiores ao valor máximo de SM obtido para o GSma ( $5,3746 \times 10^{-3}$  SI). Segundo Magalhães (1991), as rochas do Gav que possuem SM dentro do intervalo de SM mais elevada, correspondem principalmente às fácies portadoras de anfibólio, enquanto que os leucogranitos mais transformados, correspondentes às fácies especializadas, se concentram no intervalo de mais baixa SM.

Comparando-se os dados de SM obtidos no GSma com aqueles obtidos por Magalhães (1991) através dos polígonos de frequência (Fig. 76), observa-se claramente que o GSma apresenta um comportamento magnético que destoa inteiramente daquele dos demais granitóides estaníferos. O fato dos granitos especializados apresentarem sistematicamente valores mínimos de SM muito próximos entre si e distintos dos GSma, indica que, em termos de fugacidade de oxigênio, o último evoluiu de modo bem diferente, o que é coerente com a ausência de mineralizações estaníferas associadas ao mesmo

## 8 - CONCLUSÕES

O objetivo maior desta pesquisa consistiu no estudo interativo da interpretação dos valores de suscetibilidade magnética (SM) com o de minerais opacos, em granitóides (São Jorge-Gsj, Jardim do Ouro-Gjo e subalcalinos de Morais Almeida-GSma) e vulcânicas paleoproterozóicas (dacitos, andesitos, ignimbritos e riolitos). As principais conclusões e sugestões encontram-se abaixo relacionadas.

- Os principais minerais óxidos de Fe e Ti primários dessas unidades são titanomagnetita (dominante) e ilmenita. A principal fase secundária é a hematita, que ocorre intercrescida com a ilmenita ou substituindo a magnetita, sob a forma de martita. Vários tipos texturais de ilmenita (em treliça, composta, sanduíche, em manchas e individual), foram identificados. Além dos óxidos, ocorrem em menor quantidade os sulfetos pirita, calcopirita e, de modo bem restrito, covelita.

- Nos granitóides, as titanomagnetitas originais, devido a uma série complexa de reações de reequilíbrio durante o resfriamento, envolvendo processos de oxi-exsolução, se apresentam atualmente como intercrescimentos de magnetita com ilmenita. É mais provável que os cristais de ilmenita individual e composta sejam um produto da cristalização direta do líquido magmático, como sugere a presença freqüente de cristais de ilmenita dos Gjo e GSma que possuem intercrescimentos de Ilm com Hm sugerindo a sua derivação a partir da solução sólida ilmenita-hematita formada no estágio magmático. Os demais tipos texturais de ilmenita (T, S e P) são, certamente, tardios, e relacionados aos processos de oxi-exsolução. A magnetita formada pelos processos de oxi-exsolução foi afetada no estágio subsolidus por oxidação que conduziu à sua substituição por martita. A intensidade deste processo, varia de uma fácies para outra, ou mesmo dentro de uma mesma fácies, podendo ser pouco expressivo ou, em casos extremos, levar à martitização total da magnetita.

- Nas rochas vulcânicas, as assembléias dos minerais óxidos de Fe e Ti são bastante semelhantes aquelas dos granitóides, com magnetita dominante e ilmenita subordinada. Diferenciam-se, no entanto, quanto aos aspectos texturais destes minerais e com relação à presença de intercrescimentos entre ilmenita e hematita, que ocorrem apenas nos ignimbritos e nos dacitos.

Nos andesitos de Vila Riozinho não se observaram evidências de martitização significativa da magnetita.

- A análise dos dados de SM do Gsj, permitiu a identificação de quatro populações (A, B, C e D), com diferentes características magnéticas, as quais possuem boa correlação com a evolução magmática do corpo, observando-se que os valores mais altos de SM relacionam-se às fácies menos evoluídas em termos de diferenciação magmática, enquanto os valores mais baixos de SM são, em geral, apresentados pelas fácies cristalizadas tardiamente. Há uma correlação positiva entre SM e os conteúdos de minerais opacos e anfibólio, refletindo o fato de essas fases terem sido formadas em estágio magmático relativamente precoce, embora os primeiros tenham sido posteriormente transformados. Entre SM e clorita verifica-se, por outro lado, um comportamento aleatório melhor evidenciado nas fácies mais evoluídas, onde são mais marcantes as transformações tardi a pós-magmáticas.

- A fácies BHQMZD, apesar de ser caracterizada por uma única amostra, apresenta alto conteúdo de magnetita, responsável pelo valor mais alto de SM obtido em todas as fácies. A fácies HBMZG, concentra-se na população D, juntamente com a fácies BHQMZD, representando 92% das amostras. As duas únicas amostras da fácies HBMZG que situam-se fora desse grupo apresentam conteúdos modais mais reduzidos de minerais opacos, justificando os seus baixos valores de SM. Os BMZG concentram-se principalmente na população C, que é formada quase que unicamente por amostras pertencentes a essa fácies, ocorrendo, ainda, nas populações B e A. Esse comportamento distinto das amostras dessa fácies situadas nessas duas populações, é devido ao fato das mesmas apresentarem um conteúdo de opacos mais reduzido e porque a sua magnetita encontra-se, comparativamente às amostras da população C, mais martitizada, justificando tal comportamento magnético. Os BLMZG, por sua vez, representam a fácies mais evoluída do Gsj e concentram-se predominantemente na população A, onde tem-se os menores valores de SM, os quais traduzem os baixos conteúdos de magnetita, que refletem a derivação dessa fácies a partir de líquidos muito evoluídos.

- Nos dois furos de sondagem estudados, da área mineralizada do Gsj, observou-se um comportamento variado dos valores de SM, sendo os valores mais elevados de SM obtidos, via de

regra, nas porções onde o granito ainda preserva a sua textura original, ao passo que os valores intermediários a baixos estão diretamente relacionados com os níveis de alteração que estas rochas sofreram. Isso mostra que os processos hidrotermais produziram modificações significativas no sistema original, ocasionando decréscimo nos valores de SM, os quais podem funcionar como um registro preliminar da intensidade das reações químicas, responsáveis, entre outras coisas, pela desestabilização da magnetita, causada pela ação dos fluidos, principalmente em zonas de fraturas.

- Os valores de SM obtidos para o Gjo são inferiores aqueles obtidos para o Gsj, situando-se dentro do intervalo representado pela população A do referido granito, que engloba as amostras mais evoluídas de suas fácies, juntamente com aquelas que apresentam um conteúdo mais reduzido de magnetita devido à martitização mais intensa. Além disso, este granito mostra uma maior abundância de ilmenita que pode justificar menores valores de SM, para conteúdos semelhantes de minerais opacos.

- Os valores mais elevados do GSma são similares àqueles obtidos para o Gjo, haja vista que os baixos valores de SM registrados para o GSma, representados principalmente pela população A do gráfico de probabilidade, refletem a intensa martitização de sua magnetita, feição não observada no Gjo. Além disso, se considerarmos que as amostras do Gjo são HBMZG menos evoluídos que os leucogranitos do GSma, pode-se até pensar que o GSma seja mais magnético que o Gjo. Quando comparados o GSma com o Gsj, percebe-se que o contraste do comportamento magnético entre esses dois corpos é resultantes da intensa transformação pós-magmática que conduziu a desestabilização da magnetita de forma mais intensa no GSma que no Gsj.

- Na associação vulcânica de Morais Almeida, os valores inferiores de SM apresentados pelos ignimbritos, em relação aos riolitos, são claramente resultantes do forte processo de oxidação a que foram submetidas essas rochas. Isso é demonstrado conclusivamente pelas feições texturais da Mt, que foi substituída inteiramente por martita, invertendo-se suas propriedades de ferrimagnéticas para antiferromagnéticas.

- Na associação vulcânica de Vila Riozinho, dacitos e andesitos apresentaram valores de SM superiores aos ignimbritos e riolitos de Morais Almeida. Tais rochas apresentam-se comparativamente menos afetadas pelos processos de oxidação e, conseqüentemente, preservaram melhor suas propriedades magnéticas. Essas características são sugestivas de que, na região estudada, as associações extrusivas ácidas, mais jovens e possivelmente mais hidratadas, foram mais fortemente oxidadas do que as associações de composição andesítica-dacítica.

- A comparação dos dados de SM das unidades estudadas com outras rochas graníticas do Cráton Amazônico permitiu concluir que o Gsj apresenta semelhanças mineralógicas e magnéticas com os granitos Musa, Jamon e Redenção, embora sejam distintos em termos de tipologia e geoquímica (estes são do tipo A, aluminoso e subalcalinos, enquanto o Gsj é cálcico-alcalino e com maiores afinidades com os do tipo I). O GSma, por outro lado, apresenta valores máximos de SM que se aproximam daqueles das variedades menos evoluídas dos granitóides mineralizados em Sn da Amazônia Oriental (Antônio Vicente, Mocambo, Velho Guilherme) e Ocidental (Água Boa e Madeira). Entretanto, seus valores mínimos de SM são sistematicamente mais elevados do que os das variedades especializadas em Sn, indicando que o GSma tenha sido formado em condições comparativamente mais oxidantes do que aquelas observadas nos granitos especializados.

- O Gsj apresenta valores relativamente elevados de SM e presença marcante da magnetita em todas as suas fácies, o que permite classificá-lo como um granito da série a magnetita de acordo com a classificação de Ishihara (1981). Condições oxidantes, próximas às do tampão HITMQ, devem ter predominado durante a formação de suas rochas, como sugere a presença da paragênese magmática titanita-magnetita-quartzo. Porém, já no estágio pós-magmático a  $fO_2$  deve ter crescido, em termos relativos, sobretudo nas fácies mais evoluídas para possibilitar a martitização mais intensa da magnetita. Também atribui-se ambiente oxidante aos granitos Jardim do Ouro e subalcalinos de Morais Almeida, que devem ter se cristalizado em condições de  $fO_2$  próximas às do tampão NNO.

- Com relação às associações vulcânicas, constata-se, da mesma forma, que, tanto a de Morais Almeida quanto a de Vila Riozinho, foram formadas em condições oxidantes. Sendo que na primeira, os ignimbritos apresentam fortes evidências de que as suas rochas foram afetadas por

condições de  $fO_2$  muito mais oxidantes do que as dos riolitos. Já os andesitos de Vila Riozinho se diferenciam por não apresentarem evidências de transformações pós-magmáticas expressivas.

- O Gsj, quando comparado com alguns corpos granitóides mineralizados em Au, principalmente do Canadá, mostrou grandes similaridades com os mesmos quanto às suas características mineralógicas, tipológicas, condições de  $fO_2$  e magnéticas. Nos granitóides mencionados, os valores de SM são bastante altos, da mesma forma que no Gsj. Isso mostra que o comportamento de SM em um corpo pode ser um parâmetro fundamental para avaliar o seu potencial para mineralizações de Au. Os granitóides da porção leste do Cráton Amazônico Musa e Jamon, apesar de possuírem semelhanças em relação ao Gsj, quanto às suas condições de  $fO_2$  de formação e propriedades magnéticas, não apresentam nenhuma evidência de mineralização de Au. Isso se explica pelo fato de terem uma afinidade distinta dos granitos especializados em Au, que são, de modo geral granitos da série a magnetita e do tipo I, ao passo que os granitos Musa e Jamon, embora sejam da série com magnetita, são do tipo A aluminoso e subalcalinos.

- A análise do comportamento magnético registrado no Gsj, em áreas hidrotermalizadas, confrontadas com observações petrográficas, mostrou claramente que, dentre os dois furos estudados, o furo 6 foi mais afetado hidrotermalmente que o furo 7. Nas porções mais fortemente hidrotermalizadas, com intensos fraturamentos, ocorre diminuição no conteúdo de magnetita e uma presença mais efetiva de sulfetos, justificando os baixos valores de SM.

- Trabalhos futuros em rochas granitóides envolvendo as metodologias empregadas no presente trabalho, poderão possibilitar uma melhor visualização das relações entre as características magnéticas e a potencialidade metalogenética de granitóides, auxiliando assim a definir regiões favoráveis a mineralizações.

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- ADE-HALL, J. M.; PALMER, H. C.; HUBBARD, T. P. 1971. The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **24**: 137-174.
- ALING, H. L. 1932. Perthites. *Amer. Mineral.*, **17** (2): 43-65.
- ALING, H. L. 1938. Plutonic perthites. *Journal of Geology*, **46**: 142-165.
- ALMEIDA, F. F. M. 1978. A evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco comparada com as dos homólogos do hemisfério Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife. *Anais... SBG*. v.6, p.2393-2407.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, H.; BRITO NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. In: *Earth-Sci.* **17**: 1-29.
- ALMEIDA, M. E.; FRAGA, L. M. B.; MACAMBIRA, M. J. B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1997. Campos do Jordão-SP. *Extende Abstracts*. p. 34-37.
- ANDERSON, J. L. 1980. Mineral equilibria and crystallization conditions in the late Precambrian Wolf River rapakivi massif, Wisconsin. *American Journal of Science*. **280**: 289-332.
- ANDERSON, J. L. & BENDER, E. E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in southwestern United States of America. *Lithos*, **23**: 19-52.
- ANDERSON, J. L. & CULLERS, R. L. 1978. Geochemistry and evolution of the Wolf River batholith, a late Precambrian rapakivi massif in north Wisconsin. U.S.A. *Precambrian Research*. **7**: 287-324.
- ARAUJO NETO, H. & MOREIRA, H. L. 1976. *Projeto Estanho do Abonari*; Relatório Final. Manaus, Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Convênio DNPM/CPRM, relatório Inédito, 2v.
- ARCHANJO, C. J. 1996. Suscetibilidade magnética e anisotropia de mineral: uma ferramenta para o estudo estrutural de plútons graníticos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador. *Anais... SBG*. v.6, p.343-345.

- BALSLEY, J. R. & BUDDINGTON, A. F. 1958. Iron-titanium oxide minerals, rocks, and aeromagnetic anomalies of the Adirondack area, New York. *Economic Geology*. **53** (7): 777-805
- BECKWITH, P. R.; ELLIS, J. B.; REVIT, D. M. 1990. Applications of magnetic measurements to sediment tracing in urban highway environments. *The Science of the Total Environment*, **93**: 449-463.
- BIZINELLA, G. A.; SANTIAGO, A. F.; MELO, A. F. F.; SANTOS, A.; BORGES, F. R.; GODOY, H. K.; YAMAGUTI, H. S.; OLIVEIRA, J. R.; CARMONA, J. R. M.; D'ANTONA, R. J. G.; OLIVEIRA, R. L. 1980. *Projeto Tapajós-Sucunduri: Relatório Final*. Manaus, Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito, 8v.
- BLEVIN, P. L. & CHAPPELL, B. W. 1992. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia: Royal Society of Edinburgh Transactions. *Earth Sciences*. **83**: 305-316.
- BOLVIKEN, B. 1971. A statistical approach to the problem of interpretation in geochemical prospecting. *Can. Inst. Mining Metall. Bul.*. Spec. Vol., **11**: 564-567.
- BROWN, P. A. & McEWEN, J. H. 1982. Pluton as hosts? *Geos*. **11**(4): 12-15.
- BUDDINGTON, A. F. & LINDSLEY, D. H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrology*, **5** (2): 310-357.
- BURNHAM, C. W. & OHMOTO, H. 1980. Late-Stage Processes of Felsic Magmatism. *Mining Geology (Special Issue)*. **8**: 1-11.
- CANDELA, P. A. 1992. Controls on ore metal ratios in granite-related ore systems: An experimental and computational approach: Royal Society of Edinburgh Transactions. *Earth Sciences*. **83**: 317-326.
- CARMICHAEL, I. S. E. 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib. Mineral Petrol.* **14**: 36-64.
- CARMICHAEL, I. S. E. 1991. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source region ?. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **106**: 129-141.
- CARMICHAEL, I. S. E. & NICHOLLS, J. 1967. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *Journal Geophysical Research*, **72** (18): 4665-4687.
- CARMICHAEL, R. S. 1982. *Handbook of physical properties of rocks*. vol II. p.229-287.

- CHAPPELL, B. W. & STEPHENS, W. E. 1987. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Trans. Royal Soc. Edinburg*, **79**: 71-86.
- CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**: 173-174.
- CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R. 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **83**: 1-26.
- CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R.; WIBORN, D. 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrology*, **28**: 1111-1138.
- CHOMYN, B. A.; LAPOINT, P.; MORRIS, W. A.; COLES, R. L. 1985. Magnetic susceptibility applications in borehole geophysics. In: KEGS/GSC SYMPOSIUM. Edited by P. Killeen. Geological Survey of Canada, (Special Publication).
- CLEMENS, J. D.; HOLLOWAY, J. R.; WHITE, A. J. R. 1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *American Mineralogist*, **71**: 317-324.
- COLLINS, W. J.; BEAMS, S. D.; WHITE, A. J. R.; CHAPPELL, B. W. 1982. Nature and Origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**: 189-200.
- COLLINSON, D. W. 1983. *Methods in rock magnetism and paleomagnetism (techniques and instrumentation)*. New York, Chapman and Hall. 503p.
- CORDANI, U. G. & BRITO NEVES, B. B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**: 78-88.
- CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M. A. S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In CONGRESSO DE GEOLOGIA CHILENO, 2., Santiago. *Actas*. V. **4**; p. 137-148.
- CRISS, R. & CHAMPION, D. E. 1984. Magnetic properties of granitic rocks from Southern half of Idaho Batholith: influences of hydrothermal alteration and implications for aeromagnetic interpretation. *Journal Geophysical Research*, **89** (88): 7061-7076.
- CROWTHER, J. & BARKER, P. 1995. Magnetic susceptibility: distinguishing anthropogenic effects from the natural. *Archaeological Prospection*, **2**: 207-215.
- CZAMANSKE, G. K. & WONES, D. R. 1973. Oxidation during magmatic differentiation: Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway. Part 2. The mafic silicates. *Journal of Petrology*, **14**: 349-380.

- DALL'AGNOL, R. & SILVA, C. M. G. 1991. Os riolitos com faialita e clinopiroxênio da região do Baixo Rio Jamanxim: dados preliminares. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém. Anais. SBG. p. 603.
- DALL'AGNOL, R. & MACAMBIRA, M. J. B. 1992. Titanita-biotita granitos do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I. Geologia, petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**: 3-14.
- DALL'AGNOL, R.; JORGE JOÃO, X. S.; COSTI, H. T. 1992. Novos dados geoquímicos sobre os granitóides cálcico-alcálicos Água Branca: implicações em termos de evolução do Cráton Amazônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Anais...* SBG. p. 340-341.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, M. J. B. 1994. Proterozoic Anorogenic Magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: Geochronological, Petrological and 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. *Academia Brasileira de Ciência*. **69**. (3): 325-347.
- DALL'AGNOL, R.; RAMÖ, O. T.; MAGALHÃES, M. S.; MACAMBIRA, M. J. B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic, A-type Granites. *Lithos*. **46**: 431-462.
- DALL'AGNOL, R.; SAUCK, W. A.; GONÇALEZ, M. G. B. 1988. Suscetibilidade magnética em granitóides da Amazônia: Um estudo preliminar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, *Anais...* SBG. v.3, p.1664-1173.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 1966. *Minerais constituintes das rochas: uma introdução*. (Trad. Luis E. N. Conde), 258p.
- DOWTY, E. 1980. Synneusis reconsidered. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **74**: 75-84.
- EWART, A. E.; GREEN, D. C.; CARMICHAEL, I. S. E.; BROWN, F. H. 1971. Voluminous low-temperature rhyolitic magmas in New Zeland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **33**: 128-144.
- EWART, A. 1979. A review of the mineralogy and chemistry of tertiary-recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. In: *Thondhemites, dacites, and related rocks*. (Ed. F Barker). P. 67-71.

- FACEY, D.; HOUSDEN, J.; O'REILLY, W. 1985. A magneto-petrological study of rocks from leg 83, hole 504B, Deep Sea Drilling project. In: *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. United States Government Printing office, Washington, DC, **83**: 339-346.
- FARACO, M. T. L.; CARVALHO, J. M. A.; KLEIN, E. L. 1997. *Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós*. Contribuições à geologia da Amazônia. p. 423-437.
- FARACO, M. T. L.; CARVALHO, J. M. A.; KLEIN, E. L.; MARINHO, P. A. C.; VALE, A. G.; COSTA, E. 1998. A carta metalogenética da Província do Tapajós integrada à imagem Landsat e aerogeofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte. *Anais...* SBG. p.326.
- FIGUEIREDO, M. A. B. M. & MAGALHÃES, M. S. 1993. Suscetibilidade magnética do Metatonalito Gnáissico Arco Verde e do Granito Guarantã, região de Marajoara, sudeste do estado do Pará: um estudo preliminar. In: SEMIN. INIC. CIENT. 4., *Resumos*. Belém, CG-UFPA.
- FONSECA, J. S & MARTINS, G. A. 1979. *Curso de estatística*. Ed. Atlas. 165p.
- FRAGA, L. M. & HADDAD, R. C. 1999. Granitos tipo-A na porção Norte de Roraima - Aspectos petrográficos e geoquímicos da Suite Intrusiva Saracura. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6, Manaus. *Anais*, SBG. p. 527-530.
- FROST, B. R. 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: LINDSLEY, D. H. (ed.). *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. p. 1-9.
- FROST, B. R. & LINDSLEY, D. H. 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. In: Lindsley, D. H. ed *Oxide minerals. Petrologic and magnetic significance.*, *Mineralogical Society of America Reviews in mineralogy*, **25**:433-468.
- FROST, C. D & FROST, B. R. 1997. Reduced rapakivi-type granites: The tholeiite connection. *Geology*. **25** (7): 647-650.
- GRANT, F. S. 1985. Aeromagnetics, geology and ore environments. I. Magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: an overview. *Geoexploration*, **23**: 303-333.
- GRANT, F. S. & WEST, G. F. 1965. *Interpretation theory in applied geophysics*. [s. l]: McGraw-Hill. 584p.
- GUILLET, P.; BOUCHEZ, J. L.; WAGNER, J. J. 1983. Anisotropy of magnetic susceptibility and magnetic structures in the grande granite massif (France). *Tectonics*, **2** (5): 419-429.
- HAGESKOV, B. 1984. Magnetic susceptibility used in mapping of amphibolite facies recrystallisation in basic dikes. *Tectonophysics*, **108**: 339-351.

- HAGGERTY, S. E. 1979. The aeromagnetic mineralogy of igneous rocks. *Can. J. Earth Sci.* **16**: 1281-1293.
- HAGGERTY, S. E. 1981a. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: RUMBLE III, D. ed *Oxide minerals*. 2 ed. Washington, *Mineralogical Society of America*. Hg101-Hg300 (Reviews in Mineralogy, **3**).
- HAGGERTY, S. E. 1981b. Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In: RUMBLE III, D. ed. *Oxide minerals*. 2nd ed. Washington, *Mineralogical Society of America*. Hg1-Hg99. (Reviews in Mineralogy, **3**).
- HAGGERTY, S. E. 1991. Oxide textures - a mini-atlas. In: Lindsley, D. H. ed. **Oxide minerals: petrologic and magnetic significance**. *Mineralogical Society of America*. 129-219. (Reviews in Mineralogy, **25**).
- HANNA, W. F. 1969. *Negative aeromagnetic anomalies over mineralized areas of the boulder batholith, Montana*. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 650-D, D159-D167.
- HARDING, J. P. 1949. The use of probability paper for the graphical analysis of polymodal frequency distribution. *J. Mar. Biol. Assoc., U. K.*, **28**: 141-153.
- HASUI, H.; HARALYI, N. I. E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geodinâmico. In: SYMPOSIUM DA AMAZÔNIA, 2., Manaus. *Anais... DNPM*, v. 2, p. 129-146.
- HATTORI, K. 1987. Magnetic felsic intrusions associated with Canadian Archean gold deposits. *Geology*, **15**: 1107-1111.
- HELLER, F. & LIU, T. S. 1984 Magnetism off Chinese loess deposits: *Journal of Geophysical Research*, **77**: 125-141.
- HEMING, R. F. & CARMICHAEL, I. 1973. High-temperature pumice flows from the Rabaul Caldera Papua, New Guinea. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **38**: 1.
- HENKEL, H. 1976. Studies of density and magnetic properties of rocks from Northern Sweden, *Pure Applied Geophysics*, **114**: 235-249.
- HENKEL, H. & GUSMÁN, M. 1977. Magnetic features of fracture zones. *Geoexploration*, **15**: 173-181.
- HUNT, A. 1986. The application of mineral magnetic methods to atmospheric aerosol discrimination. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. **42**:10-21.
- ISHIHARA, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**: 293-305.

- ISHIHARA, S. 1981. The granitoid series and mineralization. In: SKINNER, B. J. ed. *Economic Geology*, 75th anniversary Volume, p.458-484.
- ISSLER, R. S. 1977. Esboço geológico tectônico do Cráton do Guaporé. *Revista Brasileira de Geociências*, 7 (3): 177-211.
- JAVIER RIOS, F. 1995. "A jazida de wolframita de Pedra Preta, Granito Musa, Amazônia Oriental (Pa): Estudo dos fluidos mineralizantes e isotópos estáveis de oxigênio em veios hidrotermais". Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 215p. (Tese de Doutorado).
- JOHNSON, G. R. & OLHOEFT, G. R. 1984. Density of rocks and minerals. In: CARMICHAEL, R. S. (Ed.) *Handbook of physical properties of rocks*. S. I., CRC Press, v. 3, p. 1-38.
- KAMINENI, D. C. & STONE, D. 1983. The ages of fractures in the Eye-Dashwa pluton, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83: 237-246.
- KING, P. L.; WHITE, A. J. R.; CHAPPELL, B. W.; ALLEN, C. M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38: 371-391.
- KLEIN, E. V.; RICCI, P. S. F.; VASQUEZ, M. L.; SANTOS, A.; MARTINS, R. C. 1998. Metamorfismo e deformação no Complexo Cuiú-Cuiú-província Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte. *Anais...* SBG. p.409.
- KLEIN, E. V.; VASQUEZ, M. L.; SANTOS, A.; COSTA, L. T. R. 1999. Geologia e controle estrutural das mineralizações auríferas na Folha Vila Riozinho e NW da Folha Rio Novo, Província Tapajós. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6, Manaus. *Anais*. SBG/NO. p. 128-131.
- KLEIN, E. V.; VASQUEZ, M. L.; SANTOS, A.; MARTINS, R. C. 1997. Structural elements of the Maloquinha intrusive suite in the Tapajós mineral province, northern, and the emplacement of the plutons. In: INTERNATIONAL SIMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2., *Extended Abstract*. Salvador (BA) Brasil. p. 313-314.
- LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; 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., Gramado-RS. *Anais*. p. 93.

- LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, E. F.; BORGES, R. M. K. 1998. Geologia da região de Morais Almeida-Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, SW do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte. *Anais...* SBG. p.508
- LAPOINT, P.; MORRIS, W. A.; HARDING, K. L. 1986. Interpretation of magnetic susceptibility: a new approach to geophysical evaluation of the degree of rocks alteration. *Can. J. Earth Sci.*, **23**: 393-401.
- LEHMANN, B. 1990. *Metallogeny of tin*: Berlin, *Springer-Verlag*, 211p.
- LEPELTIER, C. 1969. A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation. *Economic Geology*. **64**: 538-550.
- LIMA, M. I. C.; MONTALVÃO, R. M. G.; ISSLER, R. S.; OLIVEIRA, A. S.; BASEI, M. A. S.; ARAÚJO, J. F. V.; SILVA, G. G. 1974. Folha NA/NA.22 Macapá. Geologia. In: BRASIL-MME. Projeto RADAMBRASIL. *Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, DNPM. v. 6, p. 1-120, (Lev. Rec. Nat.).
- LIPMAN, P. W. 1971. Iron-titanium oxide phenocrysts in compositionally zoned ash-flow sheets from southern Nevada. *Journal of Geology*, **79**: 438-456.
- LOISELLE, M. C. & WONWS, D. R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abst. With Progr.*, **11**: 468
- LUIZ, J. G. & SILVA, L. M. C. 1995. *Geofísica de Prospecção*. Belém. Editora Universitária, CEJUP. 311p.
- MAGALHÃES, M. S. 1991. *Minerais opacos e suscetibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental: Implicações Petrológicas*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 274p. (Tese de Mestrado).
- MAGALHÃES, M. S. & DALL'AGNOL, R. 1992. Estudos de minerais opacos e suscetibilidade magnética nos Granitos Musa e Jamon (Região de Rio Maria - SE do Pará) e suas implicações petrológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**: 184-197.
- MAGALHÃES, M. S.; FIGUEIREDO, M. A. B. M.; ALTHOFF, F. J. 1994. Comportamento magnético do Tonalito Arco Verde e do Granito Guarantã, Rio Maria, Pará: suscetibilidade magnética e minerais opacos. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4, Belém. Anais. SBG. p. 347-348.
- MAHER, B. A. 1986. Characterisation of soils by mineral magnetic measurements, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **42**: 76-92.

- MAHER, B. A. & TAYLOR, R. M. 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils, *Nature*, **333**: 368-371.
- MAHER, B. A. & THOMPSON, R. 1991. Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. *Geology*, **19**: 3-6.
- MAHER, B. A.; THOMPSON, R.; ZHOU, L. P. 1994. Spatial and temporal reconstruction of changes in the Asian palaeomonsoon: a new mineral magnetic approach. *Earth and Planetary Science Letters*, **125**: 461-471.
- McGRATH, P. H. 1970. Magnetic investigations of Charlotte and Poklok intrusions, Southern New Brunswick. In: *The Geol. Ass. of Canada*, proceedings, **21**: 25-32.
- MONTALVÃO, R. M. G.; BEZERRA, P. E. L.; PRADO, P.; FERNANDEZ, C. A. L.; SILVA, G. H.; BRIM, R. J. P. 1982. Características petrográficas e geoquímicas do Granito Redenção e suas possibilidades metalogenéticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salvador (Ba). *Anais...* v.2 SBG. p.520-548.
- MOONEY, H. M. & BLEIFUSS, R. 1953. Magnetic susceptibility measurements in minnesota, part II, analysis of field results. *Geophysics*, **18**: 383-393.
- NOYES, H. J.; WONES, D. R. & FREY, F. A. 1983. A tale of two plutons: petrographic and mineralogic constraints on the petrogenesis of the Red Lake and Eagle Peake plutons. Central Sierra Nevada, California. *Journal of Geology*. **91**: 353-379.
- OLIVEIRA, D. C. 1999. *Petrografia, suscetibilidade magnética e minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Redenção, sudeste do estado do Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 68p.
- OSBORN, E. F. 1962. Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. *Amer. Minerl.*, **74**: 2111-226.
- PENG, C. C. J. 1970. Intergranular albite in some granites and syenites of Hong Kong. *Am. Miner.*, **55**: 270-282.
- PESSOA, M. R.; SANTIAGO, A. F.; ANDRADE, A. F.; NSCIMENTO, J. O.; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, J. R.; LPES, R. C.; PRAZERES, W. V. 1977. *Projeto Jamanxim; Relatório Final*. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito, 9v.
- PICHAVANT, M.; HAMMOUDA, T.; SCAILLET, B. 1996. Control of redox stat and Sr isotopic composition of granitic magma: a critical avaluation of the role of source rocks. *Transations of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciencs*. **88**: 321-329.
- PITCHER, W. S. 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rundsch*, **76**: 51-79.

- POLLARD, P. J. 1995. *Granites and related mineralization. Short course* - UFPA-Belém.
- QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C.; ALMEIDA, M. E. 1998. Geologia, petrografia e geoquímica preliminar da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, Província Mineral do Tapajós, sudoeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte. *Anais...* SBG. p.468.
- QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C.; KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; ALMEIDA, M. E.; RICCI, P. S. F.; MONTEIRO, M. A. S. 1999. As intrusões básicas da Província Mineral do Tapajós (PMT) e possibilidades de mineralizações associadas. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6, Manaus. *Anais.* SBG. p. 566-569.
- RAMBERG, H. 1962. Intergranular precipitation of albite formed by unmixing of alkali feldspar. *N. Jb. Minerl., Abh.*, **98**: 14-34.
- RAMDOHR, P. 1980. *The ore minerals and their intergrowths*. 2 ed. 1207p. (International series in earth sciences, 35).
- RÄMÖ, O. T. & HAAPALA, I. 1990. The rapakivi granite of eastern Fennoscandia: a review with insights into their origin in the light of new Sm-Nd isotopic data. In: GOWER, C. F.; RIVERS, T.; RYAN, B. (Eds.), *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica. Geol. Ass. Can.*, p. 401-415. (*Spec. Paper*, **38**)
- RÄMÖ, O. T. & HAAPALA, I. 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Miner. Petrol.*, **52**: 129-185.
- RICCI, P. S. F.; VASQUEZ, M. L.; SANTOS, A.; KLEIN, E. L.; JORGE JOÃO, X. S.; MARTINS, R. C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão-Província Tapajós: proposta e critérios de definição. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6, Manaus. *Anais.* SBG. p. 519-522.
- ROCHETT, P. 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal Structural Geology*, **9** (8): 1015-1-20.
- ROCHETT, P.; SCAILLET, B.; GUILLOT, G.; LE FORTE, P.; PÊCHER, A. 1994. Magnetic properties of the High Himalayan leucogranites: Structural implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **126**: 217-234.
- ROKOV, A. N. & SOLOV'YEV, G. A. 1971. Use of detailed petrophysical investigations for studying the structures of hydrothermal deposits. *Geophys. Abstr.*, **296**: 1211.
- SANTIAGO, A. F.; SANTOS, J. O. S.; MAIA, R. G. N. 1980. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú (SC). *Anais...* v.2 SBG. p.786-797.

- SANTOS, J. O. S. 1981. *Síntese da estratigrafia da área I - Projeto Mapa Geológico do Brasil 1:2.500.000*. Manaus, CPRM. 98p.
- SANTOS, J. O. S. 1982. Granitos proterozóico da plataforma amazônica, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5. Argentina. *Actas*, II. p. 97-112.
- SANTOS, J. O. S. & REIS NETO, J. M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do cráton Amazônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais...Salvador*, SBG. v. 1, p. 339-348.
- 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: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. *Extended abstracts*. Campos do Jordão (SP) Brasil. p. 280-282.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L.; McNAUGHTON, N.; FLETCHER, I. R. 1999. Uma inesperada idade cambriana para o enxame gigante de diques máficos na Província Tapajós, obtida pela geocronologia U-Pb em baddeleyita e zircão. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6, Manaus. *Anais*. SBG/NO. p. 482-485.
- SATO, K. & TASSINARI, C. G. C. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evolução de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M. L. & ANGELICA, R. S. (coordenadores) - contribuições a geologia da Amazônia. p. 92-142.
- SAUCK, W. A. 1972. Magnetic susceptibility and magnetite content (discussion). *Economic Geology*, 67: 383.
- SILVA, G. G.; LIMA, M. I. C.; ANDRADE, A. R. F.; ISSLER, R. S.; GUIMARÃES, G. 1974. Folha SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. Geologia. In: BRASIL-MME. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC-22-Tocantins. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM. v. 4, p.1-143 (Lev. Rec. Nat.).
- SINCLAIR, A. J. 1974. Selection of threshold values in geoghemical data using probability graphs. *Journal of Geochemical Exploration*. 3: 129-149.
- SMITH, J. V. 1974. *Feldspar minerals*. Berlim, Springer-Verlag. v. 2, 690p.
- SMITH, J. V. & BROWN, W. L. 1988. *Feldspar Minerals*. Berlim, Springer-Verlag. 828p.

- SOARES, C. M. 1996. *Estudo das relações de contato do Granodiorito Rio Maria com os granitos Jamon e Musa e com dique do proterozóico*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 165p. (Tese de Mestrado).
- SPEER, J. A. 1981. The nature and magnetic expression of isograds in the contact aureole of the Liberty Hill plutons, South Carolina: Summary, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **92** (9): 603-609.
- SPENCER, K. J. & LINDSLEY, D. H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Am. Mineral.*, **66**: 1189-1201.
- STORMER, J. C. Jr. (1972) Mineralogy and petrology of the Raton-Clayton volcanic field, northeastern New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**: 3299.
- STUDEMEISTER, P. A. 1983. The redox state of iron: a powerful indicator of hydrothermal alteration. *Geoscience Canada*. **10**:189-194.
- TAKAHASHI, M; ARAMAKI, S.; ISHIHARA, S. 1980. Magnetite-series/Ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geology Special Issue*. **8**:13-28.
- TARLING, D. H. 1971. The commoner magnetic minerals and their identification. In: Principles and applications of paleomagnetism. London, Chapman and Hall. p.21-31.
- TASSINARI, C. C. G.; MELLITO, K, M.; LEAL, L. R. B. 1996. Gold mineralization and crustal evolution of the Amazonian Craton. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador, 1996. *Anais.... SBG*. v. 7, p. 267-269.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, **42**:213-227.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.; KEYS, D. A. 1976. *Applied Geophysics*. New York, Cambridge University Press. 860p.
- TENNANT, C. B. & WHITE, M. L. 1959. Estudy of the distribution of some geochemical data. *Economic Geology*. **54**: 1281-1290.
- UYTENBOGAARDT, W. & BURKE, E. A. J. 1971. *Tables for microscopic identification of ore minerals*. Amstardam, Elsevier. 430p.
- VANCE, J. A. 1965. Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. *J. Geol.*, **73**: 636-651.
- VANCE, J. A. 1969. On synneusis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **24**: 7-29.

- 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: SIMP. GEOL. AMAZ., 6, Manaus. Anais. SBG/NO. p. 471-474.
- VASQUEZ, M. L.; SANTOS, A.; KLEIN, E. L.; FRAGA, L. M.; MAIA, R. G. N.; MARTINS, R. C. 1996. Reconhecimento geológico da região do médio Tapajós. Serviço Geológico do Brasil. SUREG-Be. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5, Belém. Anais. SBG/NO. v. 1, p. 117-118.
- VERHOOGEN, J. 1962. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *Am. Jour. Sci.*, v.260, p.211-220.
- VEROSUB, K. L. & ROBERTS, A. P. 1995. Environmental magnetism: Past, present, and future. *Journal de geophysical research*, **100** (B2): 2175-2192.
- WHALEN, J. B. & CHAPPELL, B. W. 1983. Granitoids types and their distribution in the Lachland Fold Belt, Southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **159**: 21-34.
- WHALEN, J. B. & CHAPPELL, B. W. 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lanchlan fold belt, southeast Australia. *American Mineralogist*, **73**: 281-193.
- WHALEN, J. W; CURRIE, K. L.; CHAPPEL, B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* **95**: 407-419.
- WILLIAN, X. K. 1967. Statistics in the interpretation of geochemical data. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **10**: 771-797.
- WONES, D. R. 1966. Mineralogical indicators of relative oxidation states of magmatic systems. *Am. Geophys. Union Trans.*, **47**, 216
- WONES, D. R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetita + quartzo in granitic rocks. *American Mineralogist*, **74**: 744-749.
- WRIGTH, P. M. 1981. Gravity and Magnetic Methods in Mineral Exploration. *Economic Geology*, 75Th Aniversary Volume, p. 829-839.