



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**O MACIÇO GRANÍTICO MATUPÁ NO DEPÓSITO  
DE OURO SERRINHA (MT): PETROLOGIA,  
ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL  
E METALOGENIA**

**Tese de Doutorado n° 24**

**MÁRCIA ABRAHÃO MOURA**

**Orientador: Prof. Dr. NILSON FRANCISQUINI BOTELHO**

DEZ/1998



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**O MACIÇO GRANÍTICO MATUPÁ NO DEPÓSITO  
DE OURO SERRINHA (MT): PETROLOGIA,  
ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL  
E METALOGENIA**

**Tese de Doutorado n°24**

**MÁRCIA ABRAHÃO MOURA**

**Banca examinadora:**

Prof. Nilson Francisquini Botelho (Orientador)

Prof<sup>a</sup> Cristina Maria Wiedemann (UnB/UFRJ)

Prof. Hardy Jost (UnB)

Prof. Roberto Dali'Agnol (UFPA)

Prof<sup>a</sup> Zara Gerhardt Lindenmayer (UNISINOS)

Dez/1998

# ***AGRADECIMENTOS***

---

Agradeço ao Professor Nilson Francisquini Botelho a escolha do tema desta Tese e sua impecável orientação. Espero ter absorvido pelo menos um pouco de seu bom senso e generosidade.

Agradeço à Mineração Jenipapo a permissão para entrar em sua área de pesquisa, a cessão do mapa geológico de Serrinha, o apoio nas etapas de campo e o custeio de análises químicas.

Agradeço ao Departamento de Mineralogia e Petrologia da UnB ter-me liberado para realizar Doutorado Sanduíche na França.

Agradeço à CAPES a concessão de bolsa de Doutorado Sanduíche.

Agradeço ao CNPq o financiamento parcial desta Pesquisa.

Agradeço ao DNPM/DIREX e ao PADCT/GTM, e especialmente ao Dr. Onildo João Marini, a obtenção de recursos para análises químicas e viagem ao Mato Grosso, como parte do projeto *Caracterização de minérios e rejeitos de depósitos minerais brasileiros*.

Agradeço ao Professor J.C. Touray, da *Université d'Orléans*, França, minha aceitação em seu laboratório.

Agradeço ao Dr. Philippe Rossi, do BRGM, França, seu total apoio profissional e pessoal em Orléans, sem os quais os objetivos do Doutorado Sanduíche não teriam sido alcançados. Agradeço profundamente a sua esposa Danielle a calorosa acolhida e permanente assistência durante minha estada na França.

Agradeço aos Pesquisadores Olivier Legendre, Jean-Pierre Girard e Claire Béný, do BRGM, França, a colaboração nos laboratórios do BRGM.

Agradeço ao Dr. S. Iyer, da *University of Calgary*, Canadá, as análises de isótopos de enxofre.

Agradeço ao Antonio João Paes de Barros a liberação de sua Dissertação de Mestrado antes de sua defesa.

Agradeço ao Dr. Carlos Eduardo Coelho as valiosas informações fornecidas durante o estudo de inclusões fluidas.

Agradeço à Professora Sylvia Maria Araújo as sugestões e correção do *Abstract*.

Agradeço aos funcionários do Instituto de Geociências da UnB que ajudaram a viabilizar este trabalho, especialmente Sérgio, Valdeci e Raimunda.

Agradeço a Luciana Miyahara Teixeira pelo apoio, principalmente na fase final da Tese.

Serei eternamente grata às amigas Mônica E. Freitas e Gema R. Olivo pelo constante incentivo e fornecimento de material bibliográfico.

Agradeço a minha amiga Maria Tereza M. T. Walter o constante apoio e a correção das referências bibliográficas.

Agradeço ao meu marido, Antonio Luiz, a revisão linguística da Tese. Quero, ainda, expressar-lhe meu profundo agradecimento pelo seu companheirismo e por suprir minhas ausências como mãe, com extrema competência e dedicação.

Agradeço aos meus filhos a compreensão pelas minhas constantes ausências, mesmo sem conseguirem entender a razão de tanta dedicação profissional.

Agradeço aos meus pais minha formação pessoal e profissional. Sou especialmente grata à minha mãe pelo seu irrestrito incentivo.

# SUMÁRIO

<b>Agradecimentos</b>	i
<b>Sumário</b>	iii
<b>Lista de figuras</b>	vi
<b>Lista de tabelas</b>	viii
<b>Pranchas fotográficas</b>	viii
<b>Resumo</b>	ix
<b>Abstract</b>	xi

## **CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO**

1-APRESENTAÇÃO	001
2 - LOCALIZAÇÃO	001
3 - OBJETIVOS	002
4- METODOLOGIA	003
5 - EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS SOBRE O CRÁTON AMAZÔNICO	004
5.1-O quadro geral da evolução geotectônica do Cráton Amazônico no Pré- Cambriano	004
5.2-O magmatismo granítico no Cráton Amazônico	009
5.3 - Trabalhos anteriores e Geologia Regional	014

## **CAPÍTULO II - GEOLOGIA, PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO MACIÇO GRANÍTICO MATUPÁ**

1	-	GEOLOGIA	LOCAL	025
1.1-	Diques máficos			027
1.2-	Diques félsicos			033
2-	PETROGRAFIA DO GRANITO MATUPÁ			033
3-	GEOCRONOLOGIA DO GRANITO MATUPÁ			037
4-	QUÍMICA DE MINERAIS MAGMÁTICOS			040
4.1-	Biotita			040
4.2-		Hornblenda		047
5-	LITOGEOQUÍMICA			052
5.1-	Métodos analíticos			052
5.2-	Características químicas			053
5.3-	Discussão			060
6-	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sm - Nd			070
6.1-	Metodologia			070
6.2-	Resultados e discussão			071
7-	DISCUSSÃO			074
7.1-	Condições de fugacidade de oxigênio e temperatura durante a cristalização do Granito Matupá			074
7.2-	Modelo petrogenético			075
7.3-	Correlação do Granito Matupá com o magmatismo granítico do Cráton Amazônico			082

### **CAPÍTULO III - CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E MINERALÓGICA DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DO GRANITO MATUPÁ**

1-INTRODUÇÃO	085
2 - DESCRIÇÃO DOS FÁCIES METASSOMÁTICOS	086
3 - MOBILIDADE DE ELEMENTOS EM ROCHA	098
3.1 - Introdução	098
3.2 - Metodologia	098
3.3 - Feições petrográficas	106
3.4 - Mobilidade de elementos	109
3.5 - Discussões	117
4 - ESTUDO DE MINERAIS METASSOMÁTICOS	120
4.1 - Introdução	120
4.2 - Métodos analíticos	121
4.3 - Mica branca	121
4.4 - Clorita	128
4.5 - Titanita	137
4.6 - Epidoto	145
5 - CONCLUSÕES	150

### **CAPITULO IV - INCLUSÕES FLUIDAS**

1 - INTRODUÇÃO	152
2- METODOLOGIA	152
3- PETROGRAFIA	154
4- RESULTADOS DA ESPECTROMETRIA RAMAN	156
5- ESTUDO MICROTERMOMÉTRICO	161
5.1 - Sistema CO <sub>2</sub>	161
5.2 - Sistema H <sub>2</sub> O - NaCl - CO <sub>2</sub> - (CH <sub>4</sub> )	163
5.3 - Sistema H <sub>2</sub> O - NaCl - (KCl)	169
5.4 - Sistema H <sub>2</sub> O - NaCl - CaCl <sub>2</sub>	177
6 - DISCUSSÃO	181
6.1 - Estimativa das condições de de pressão e temperatura de aprisionamento dos fluidos	181
6.2 - Origem e evolução dos fluidos hidrotermais no Sistema Serrinha	187
6.3 - Evolução da paragênese hidrotermal em Serrinha	189
7- CONCLUSÕES	191

### **CAPÍTULO V - A MINERALIZAÇÃO DE OURO**

1 - INTRODUÇÃO	194
2- DISTRIBUIÇÃO DO OURO NO DEPÓSITO	195
3- MINERALOGIA DO OURO E MINERAIS ASSOCIADOS	197
3.1 - INVESTIGAÇÃO DE OURO "INVISÍVEL" NA PIRITA	202
4 - ISÓTOPOS DE ENXOFRE	207
5- DISCUSSÃO	209
5.1 - Fonte, transporte e deposição do ouro	209
5.2 - Modelo genético para a mineralização de ouro do Sistema Serrinha	213
6 - CONCLUSÕES	219

## ANEXO 1 - MAPA GEOLÓGICO DO DEPÓSITO SERRINHA

## ANEXO 2 - ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA

## ANEXO 3 - ANÁLISES QUÍMICAS DE MINERAIS

**LISTA DE FIGURAS**

Figura 1.1 - Mapa de localização geográfica da área do presente trabalho	002
Figura 1.2 - Esboço das Províncias Geocronológicas da Amazônia.	008
Figura 1.3 - Mapa geológico de parte da reserva garimpeira de Peixoto de Azevedo	021
Figura 1.4 - Mapa geológico da Província aurífera Juruena-Teles Pires	024
Figura 2.1 - Mapa geológico do Maciço granítico Matupá no Depósito Serrinha	026
Figura 2.2 - Amostras dos diques máficos e félsicos no diagrama TAS	028
Figura 2.3 - Diagrama AFM	028
Figura 2.4 - Amostras do dique máfico posicionadas em diagrama de Pearce & Cann (1973)	029
Figura 2.5 - Amostras de dique máfico plotadas no diagrama discriminante de ambiente tectônico de Meschede (1986)	029
Figura 2.6 - Padrão de elementos terras raras para amostras do dique de diabásio	030
Figura 2.7 - Diagrama de distribuição de elementos para amostras de dique máfico, normalizados ao manto primordial	031
Figura 2.8 - Diagrama de distribuição de elementos para amostras de dique máfico	032
Figura 2.9 - Amostras do Maciço Matupá no diagrama QAP	035
Figura 2.10 - Diagrama de frequência de idades	038
Figura 2.11 - Composição das biotitas do Granito Matupá em um diagrama $Mg/(Mg+Fe) \times Al^{IV}$	041
Figura 2.12 - Diagrama proposto por Nachit (1986) para biotitas de diferentes tipos de rochas	042
Figura 2.13 - Análises de biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama $Fe^{2+}(t) \times Mg^{2+}$	042
Figura 2.14 - Análises da biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama $Ti^{VI} \times Al^{VI}$	042
Figura 2.15 - Análises da biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama $R^{2+} \times Ti^{VI}$ ( $R^{2+} = Mg + Fe^{2+}(t) + Mn^{2+}$ )	043
Figura 2.16 - Análises da biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama $[ ]^{VI} \times Ti^{VI}$	043
Figura 2.17 - Análises da biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama $Ti^{VI} + [ ]^{VI} \times R^{2+}$	044
Figura 2.18 - Análises de biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama $R^{2+} \times [ ]^{VI}$	044
Figura 2.19 - Análises da biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama $[ ]^{VI} \times Al^{VI}$	045
Figura 2.20 - Análises da biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama $R^{2+} \times Al^{VI}$ . ( $R^{2+} = Mg + Fe^{2+}(t) + Mn^{2+}$ )	045
Figura 2.21 - Posicionamento das biotitas do granito Matupá no diagrama em que Nachit (1986) distingue diferentes famílias magmáticas com base na relação entre Mg e Al das biotitas	046
Figura 2.22 - Biotitas do granito Matupá no diagrama proposto por Rossi & Chevremont (1987)	046
Figura 2.23 - Análises da biotita do Granito Matupá no diagrama $FeO(t) - MgO - Al_2O_3$ , de Abdel-Rahman(1994)	047
Figura 2.24 - Análises da hornblenda do Granito Matupá posicionadas em um diagrama $2Si^{iv} + [R^{2+}]^{vi} \times 2Al^{IV} + Ti^{VI}$	049

Figura 2.25 - Análises da hornblenda do Granito Matupá posicionadas em um diagrama $(Ti^{VI} + Al^{IV}) \times (Al^{VI} + Si)$ .	049
Figura 2.26 - Análises da hornblenda do Granito Matupá posicionadas em um diagrama $Si^{IV} + [R^{24}]^{VI} \times 2Al^{IV} + Al^{VI}$ .	050
Figura 2.27 - Análises da hornblenda do Granito Matupá posicionadas em um diagrama $\{ J^A + Si^{iv} \times Na + Al^{VI}$ .	050
Figura 2.28 - Amostras do Granito Matupá posicionadas no diagrama de Shand	054
Figura 2.29 - $SiO_2 \times ISA$ para amostras do Granito Matupá e do dique de riolito	054
Figura 2.30 - Classificação das amostras do granito Matupá no diagrama de Peacock (1931)	054
Figura 2.31 - Amostras do granito Matupá no diagrama de Wright, 1969)	054
Figura 2.32 - Diagramas de variação do tipo Harker de elementos maiores para amostras do Granito Matupá e do dique de riolito	055
Figura 2.33 - Amostras do Granito Matupá e do dique de riolito em um diagrama $TiO_2 \times MgO$	056
Figura 2.34 - Diagramas de variação de elementos-traço e razões interelementos com o aumento de $SiO_2$ para amostras do Granito Matupá e do dique de riolito	057
Figura 2.35 - Distribuição das amostras do Granito Matupá e do dique de riolito em um diagrama $Th \times Nb$	058
Figura 2.36 - Correlação entre Ta e Nb para as amostras do Granito Matupá e uma amostra do dique de riolito	058
Figura 2.37 - Espectro de elementos terras raras de amostras representativas do Granito Matupá	059
Figura 2.38 - Espectro de elementos terras raras de amostras de dique de riolito	059
Figura 2.39 - Amostras representativas do Granito Matupá em digrama de variação de elementos normalizados ao manto primordial	061
Figura 2.40 - Amostras do dique de riolito em digrama de variação de elementos normalizados ao manto primordial	061
Figura 2.41 - Amostras do Granito Matupá e do dique de riolito em um diagrama $SiO_2 \times Rb/Sr$	062
Figura 2.42 - Gráfico $Ga \times Al_2O_3$	064
Figura 2.43 - Amostras do Granito Matupá e do dique de riolito plotadas nos diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984)	065
Figura 2.44 - Espectros de normalização a granitos de cadeias oceânicas de amostras do Granito Matupá	066
Figura 2.45 - Padrões multielementares normalizados aos granitos de cadeias oceânicas de amostras do granito Matupá	067
Figura 2.46 - Amostras do Granito Matupá e do dique de riolito nos diagramas de discriminação geotectônica de Thieblemont & Cabanis (1990)	068
Figura 2.47 - Amostras do Granito Matupá no diagrama de Harris et al. (1986)	069
Figura 2.48 - Amostras do Granito Matupá plotadas no diagrama utilizado por Harris et al. (1986) para separar granitos do grupo II de magmas do grupo III e de arcos vulcânicos	069
Figura 2.49 - Diagrama esquemático para ilustrar o modelo em quatro estágios para a evolução magmática de um cinturão colisional, segundo Harris et al. (1986) e Crawford & Windley (1990)	076
Figura 2.50 - Diagrama esquemático para a evolução do magmatismo gerado durante a distensão Variscana dos Pirineus	078
Figura 2.51 - Seção esquemática do modelo tectônico para o desenvolvimento dos arcos magmáticos Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena	080
Figura 3.1 - Mapa de detalhe da cata I.1	088
Figura 3.2 - Mapa de detalhe da cata II.1	092
Figura 3.3 - Mapa de detalhe da cata II.9	093
Figura 3.4 - Mapa de detalhe da cata II.4	096
Figura 3.5 - Figura ilustrativa de um diagrama de isócona, utilizando amostras do Granito Matupá.	100
Figura 3.6 - Diagrama ilustrando os valores de fator de volume ( $f_v$ ) quando $X_n = 0$ para o par SE II.1.2 - SE II.1.4	101
Figura 3.7 - Diagrama de valores de perdas e ganhos de elementos para o par SE II 1.2 - SE II 1.3	110
Figura 3.8 - Diagrama de valores de perdas e ganhos de elementos para o par SE II 1.3 - SE II 1.4	110
Figura 3.9 - Diagrama de valores de perdas e ganhos de elementos para o par SE II 1.2 - SE II 1.4	110
Figura 3.10- Diagrama de valores de perdas e ganhos de elementos para o par SE II 4.4A - SE II 4.4D	111
Figura 3.11- Diagrama de valores de perdas e ganhos de elementos para o par SE II 6.2 - SE II 6.1	112
Figura 3.12- Diagrama de valores de perdas e ganhos de elementos para o par SE I4.3.2 - SE I4.3.1	112
Figura 3.13- Padrões de terras raras para amostras da área II.1	115
Figura 3.14- Padrões de terras raras para amostras da área II.4	115



Figura 3.15- Padrões de terras raras para amostras da área II.6	116
Figura 3.16- Padrões de terras raras para amostras da área 14	116
Figura 3.17 - Comportamento das micas brancas de Serrinha em um diagrama $M^{2+}$ -Al-Si	123
Figura 3.18 - Diagrama $M^{2+}$ - $Al^{VI}$ para a muscovita de Serrinha	124
Figura 3.19 - Fraca correlação negativa entre $Al^I$ e $Al^{IV}$ para a muscovita de Serrinha	124
Figura 3.20 - Diagrama $[ ]^{VI}$ - $Al^{VI}$ para a muscovita do Granito Matupá e de seus fácies hidrotermais	126
Figura 3.21 - Diagrama $[ ]^{XII}$ - K para a muscovita do Granito Matupá e de seus fácies hidrotermais	126
Figura 3.22 - Diagrama MgO x FeO para as cloritas identificadas em Serrinha	131
Figura 3.23 - Diagrama MgO x MnO para as cloritas identificadas em Serrinha	131
Figura 3.24 - Comportamento das cloritas dos grupos A e C durante a evolução da alteração hidrotermal na área II. 1 e comparação com a biotita do granito SE II. 1.2	132
Figura 3.25 -Classificação das cloritas dos grupos A, B e C em um diagrama ternário Fe(t)-Mn-Mg	135
Figura 3.26 - Cloritas dos grupos A, B e C em um diagrama $Fe^{2+}$ - Mg	135
Figura 3.27 - Correlação negativa entre $Al^{VI}$ - $R^{2+}$ para os três grupos de clorita de Serrinha	136
Figura 3.28 - Relação entre $[ ]^{VI}$ e $Al^{VI}$ para os três grupos de clorita estudados	136
Figura 3.29 - Diagrama $Al_2O_3$ - $TiO_2$ para os três tipos de titanita descritos em Serrinha	139
Figura 3.30 - Diagrama $(Al+Fe^{3+})$ - Ti para distinguir os três tipos de titanita de Serrinha	144
Figura 3.31 - Relação entre F e cátions trivalentes para as titanitas de Serrinha	144
Figura 3.32 - Relação de substituição entre Al e $Fe^{3+}$ para os diferentes tipos de epidoto de Serrinha	145
Figura 3.33 - Correlação negativa entre $Fe^{3+}$ e $(Al - 2)$ para o epidoto de SE II. 1.4	149
Figura 3.34 - Correlação negativa entre $Mn^{2+}$ e Ca para o epidoto de SE II. 1.4	150
Figura 4.1a - Espectro RAMAN da inclusão SE I.Ib/2.1/VII	158
Figura 4.1b - Parte do espectro RAMAN para a fase gasosa da inclusão I.3A/1.1/III1	159
Figura 4.1c - Espectro RAMAN para a fase sólida da inclusão fluida I.Ib/1.1/III	159
Figura 4.1 d - Espectro RAMAN para a fase sólida da inclusão II.4AB/1.1/18	160
Figura 4.1e - Espectro RAMAN para a fase sólida da inclusão 1.4.3.1/2.2/3V	160
Figura 4.1f - Espectro RAMAN para a fase sólida da inclusão I.1A/3.1/01	161
Figura 4.2- Dados microtermométricos para as inclusões fluidas do sistema $CO_2$	162
Figura 4.3 - Dados microtermométricos para as inclusões fluidas do sistema $H_2O$ - NaCl - $CO_2$ - $(CH_4)$ .	167
Figura 4.4 - Dados microtermométricos para as inclusões fluidas do sistema $H_2O$ - NaCl - [KCl]	175
Figura 4.5 - Dados microtermométricos para as inclusões fluidas do sistema $H_2O$ - NaCl - $CaCl_2$	181
Figura 4.6 - Diagrama de isócoras construído para as inclusões fluidas dos tipos C ( $CO_2$ ) e $L_1$ ( $H_2O$ - NaCl) para a amostra SE II	183
Figura 4.7 - Diagrama de isócoras construído para as inclusões fluidas dos tipos C ( $CO_2$ ) e $L_1$ ( $H_2O$ - NaCl) para a amostra SE I3A	183
Figura 4.8 - Diagrama de isócoras, construído para as inclusões fluidas dos tipos C ( $CO_2$ ) e $L_1$ ( $H_2O$ - NaCl), para a amostra SE 14.3.1	184
Figura 4.9 - Diagrama de isócoras, construído para as inclusões fluidas dos tipos C ( $CO_2$ ) e $L_1$ ( $H_2O$ - NaCl), para a amostra SE 114	184
Figura 4.10 - Diagrama de temperatura-pressão para os líquidos do sistema NaCl- $H_2O$	186
Figura 4.11 - Diagrama ilustrativo do modelo de desmistura, a partir de um único fluido	188
Figura 4.12 - Diagramas mostrando os prováveis caminhos da alteração hidrotermal nos diferentes estágios de evolução do Sistema Serrinha	190
Figura 4.13 - Relações de estabilidade entre silicatos em função da temperatura e da composição da fase fluida	191
Figura 5.1 - Relação entre Au e Ag do ouro de Serrinha para diferentes amostras	203
Figura 5.2 - Comparação entre $^{834}S$ de pirita do Depósito Serrinha com mineralizações consideradas geneticamente associadas a rochas graníticas	208
Figura 5.3 - Seção esquemática mostrando um possível cenário para a gênese de magma granítico oxidado, resultante de fusão parcial da placa subductada e da cunha de manto metassomatizada	216
Figura 5.4 - Modelo esquemático para a gênese e evolução da mineralização de ouro de Serrinha	217
Figura 5.5 - Condições genéticas dos magmas graníticos dos tipos I e S e condições de formação dos depósitos de Cu-Au pórfiro, Mo pórfiro, Sn pórfiro, W pórfiro e depósitos hidrotermais de U	218

## ***LISTA DE TABELAS***

Tabela 1.1 - Comparação entre diferentes classificações para o magmatismo granítico do Cráton Amazônico	011
Tabela 2.1 - Composição modal (%) de amostras do Maciço Matupá	034
Tabela 2.2 - Dados analíticos obtidos por evaporação de chumbo de monozircão do Granito Matupá	038
Tabela 2.3 - Valores de pressão, em Kb, calculados para o resfriamento do Granito Matupá com base no geobarômetro do Al total da hornblenda	051
Tabela 2.4 - Discriminação dos laboratórios e métodos utilizados para a análise química de rochas	052
Tabela 2.5 - Resultados isotópicos de Sm-Nd para amostras representativas do Granito Matupá	071
Tabela 3.1 - Análises químicas, por microsonda eletrônica, da aegirina existente na área SE IVG	091
Tabela 3.2 - Valores relativos de perdas e ganhos de elementos (%) para amostras de rocha do Granito Matupá e fácies hidrotermais	102
Tabela 3.3 - Comparação entre teores de Au de granito e seus fácies hidrotermais	116
Tabela 4.1 - Principais resultados da espectrometria RAMAN	158
Tabela 4.2 - Dados petrográficos e microtermométricos para as inclusões C	162
Tabela 4.3 - Dados petrográficos e microtermométricos para as inclusões LC	164
Tabela 4.4 - Dados das inclusões fluidas modeladas pelo sistema H <sub>2</sub> O - NaCl - (KCl)	170
Tabela 4.5 - Dados das inclusões fluidas modeladas pelo sistema H <sub>2</sub> O - NaCl - CaCl <sub>2</sub> .	179
Tabela 4.6 - Resultados de temperatura e pressão de aprisionamento, com base na interseção de isócoras no geotermômetro da clorita	185
Tabela 5.1 - Resultados analíticos de alguns elementos para amostras do Granito Matupá, fácies hidrotermais e uma amostra de dique de riolito (SE 12.1) e uma de diabásio (SE VIC)	196
Tabela 5.2 - Resultados de análises por microsonda eletrônica de minerais inclusos em pirita de Serrinha	201
Tabela 5.3 - Resultados das análises do ouro de Serrinha por microsonda eletrônica	203
Tabela 5.4 - Dados de isótopos de enxofre de amostras de pirita do Depósito Serrinha	208
Tabela 5.5 - Principais características do Depósito Serrinha, em comparação com depósitos de ouro pórfiro	214

## ***PRANCHAS FOTOGRAFICAS***

Prancha 2.1	036
Prancha 2.2	039
Prancha 3.1	090
Prancha 3.2	097
Prancha 3.3	146
Prancha 4.1	157
Prancha 5.1	198
Prancha 5.2	200

# RESUMO

---

O Depósito de ouro Serrinha, localizado no extremo norte do Estado do Mato Grosso, na Província Aurífera Juruena-Teles Pires, associa-se espacial e geneticamente ao Maciço granítico Matupá, de  $1872 \pm 12$  Ma, inserido no Domínio Geocronológico Ventuari-Tapajós.

O Maciço Matupá apresenta-se no Depósito Serrinha como um corpo de biotita monzogranito, denominado Granito Matupá, equigranular a porfirítico, *subsolvus*, raramente contendo hornblenda. Magnetita, ilmenita, titanita, zircão, fluorapatita, allanita e monazita são minerais acessórios. Diques de composição riolítica, cogenéticos ao magmatismo granítico, e diques de diabásio, com características químicas de basaltos toleíticos continentais, cortam o Granito Matupá.

O Granito Matupá é cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso, semelhante aos granitos do tipo I, com  $\text{SiO}_2 = 68-75\%$ ,  $\text{MgO/TiO}_2 = 2,56$ ,  $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O} > 1$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13-14\%$ ,  $\text{CaO} = 1-2\%$ , elevados conteúdos de Ba e Sr, quantidades moderadas de Zr e Rb e baixos conteúdos de Nb, Y, Ta, Ga, Zn, F, C e Li. ETR = 250 ppm,  $\text{La}_n/\text{Yh}_n = 30$  e  $\text{Eu/Eu}^* = 0,35$ . Assemelha-se a granitos orogênicos, especialmente granitos de arco vulcânico ou pós-colisionais. Sua pressão de cristalização, estimada com base no geobarômetro da hornblenda, situou-se entre 3,3 e 4,5 Kb.

Os valores de  $T_{\text{DM}}$  situam-se entre 2,34 e 2,47 Ga e podem representar a idade de formação de crosta continental ( $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -2,7$  a  $-4,3$ ), considerando-se uma única fonte para o magma granítico original, mas a hipótese de que o magma resultou da mistura de fontes mantélica e crustal não deve ser descartada.

O Granito Matupá foi submetido a expressiva alteração hidrotermal de infiltração disseminada no Depósito Serrinha, começando por hidrotermalismo incipiente do biotita granito, seguido de alteração K-silicática, sódica, cloritização, alteração sericítica, piritização e carbonatação. Considerando-se Zr imóvel,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$  foram pouco móveis durante o processo, enquanto FeO, MnO,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , CaO, MgO,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  foram muito móveis, resultados condizentes com albitização, sericitização, microclinização, piritização e carbonatação do granito.

A clorita é abundante nos fácies hidrotermais do Granito Matupá e constitui três diferentes grupos: grupo A, clorita intermediária entre chamosita e clinocloro; grupo B, clinocloro, e grupo C, chamosita com elevados teores de MnO, entre 2 e 5,5%. Três tipos de

titanita ocorrem em Serrinha: titanita magmática, com  $\text{Al}_2\text{O}_3$  próximo de 1,7%; titanita hidrotermal do granito pouco hidrotermalizado, com  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sempre superior a 2%, e titanita hidrotermal de SE IVG, com  $\text{Al}_2\text{O}_3$  desprezível e contendo  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,53 a 0,76%). Dois tipos de epidoto constituem produto de alteração hidrotermal do Granito Matupá: epidoto da série clinzoisita-epidoto, predominante, e epidoto com até 3,5% de  $\text{MnO}$ , restrito à área II. 1.

Fluidos  $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl}$ , exsolvidos do magma granítico e aprisionados a  $423^\circ\text{C}$  e 1,3 Kbar, foram provavelmente os primeiros a circular no Granito Matupá em Serrinha, seguidos de fluidos  $\text{H}_2\text{O-NaCl-CO}_2\text{-(CH}_4\text{)}$ ,  $\text{CO}_2$  e  $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ , aprisionados a  $T = 330^\circ\text{C}$  e  $P = 0,5 - 1,3$  Kbar, provavelmente resultantes de imiscibilidade. A evolução final do sistema hidrotermal foi dominada por mistura de fluidos salinos e meteóricos e circulação de fluido rico em Ca.

A mineralização de ouro no Depósito Serrinha é disseminada e se restringe às áreas de intensa alteração hidrotermal do Granito Matupá em que há associação de pirita, sericha, clorita e/ou albita. Magnetita hidrotermal e rutilo acompanham a pirita. O ouro está na forma nativa, incluso ou em fraturas de pirita. Análises de pirita por LAM-ICP-MS resultaram em teores de Au, Ag, Pd e Pt inferiores a 10 ppm.

Os valores de isótopos de enxofre obtidos para pirita (+1,3 a +3,5 ‰) e os dados de inclusões fluidas são compatíveis com um fluido mineralizante oriundo do próprio magma granítico. O ouro foi inicialmente transportado na forma de complexos cloretados em fluidos quentes, exsolvidos do magma granítico, oxidados, altamente salinos e ácidos. Diminuição da temperatura do fluido durante sua ascensão, imiscibilidade ou aumento de pH pode ter propiciado a precipitação de ouro. A diluição e/ou a desmistura do fluido salino podem ter ocasionado a deposição da segunda geração de Au.

O Depósito Serrinha assemelha-se aos depósitos disseminados classificados como do tipo ouro pórfiro. Apesar de o nível de erosão atual diminuir a probabilidade de existir um depósito de grande porte em Serrinha, dados geológicos sobre a Província Aurífera Juruena-Teles Pires permitem sugerir que o modelo proposto para o Depósito Serrinha seja aplicável a outros depósitos de ouro da região.

# ABSTRACT

---

The Serrinha gold Deposit, northern Mato Grosso state (Brazil), is part of the Juruena-Teles Pires gold Province. The deposit is spatially and genetically related to the Matupá granitic Massif (1872 ± 12 Ma), part of the Ventuari-Tapajós geochronological Domain.

At the Serrinha Deposit, the Matupá Massif comprises a single biotite monzogranite, called Matupá Granite, which outcrops as isotropic undeformed and little-fractured blocks. The Matupá Granite is subsolvus, medium to coarse grained, equigranular to porphyritic. Hornblende is very rare and magnetite, titanite, zircon, fluorapatite, allanite, monazite and ilmenite are accessory minerals. Comagmatic rhyolitic dikes and younger diabase dikes crosscut the granite.

The Matupá Granite is calc-alkaline, metaluminous to peraluminous, similar to I-type granites developed in orogenic terrains, specially volcanic arc and post-collisional settings. The biotite granite is characterized by 68-75 w.t.% SiO<sub>2</sub>, 13-14 w.t.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, high MgO/TiO<sub>2</sub> ratio (2.56), K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio higher than 1, 1-2 w.t.% Ca, high Ba and Sr, medium Zr and Rb, low Nb, Y, Ga, Zn, F, Sn, W, Cu, Mo, Ta, Cl and Li contents. ΣETR = 250 ppm, La/Yb ratios ≅ 30 and Eu/Eu\* ratio ≅ 0.35. The crystallization pressure of the Matupá Granite, based on hornblende geobarometer, was 3.3 to 4.5 Kb.

T<sub>DM</sub> values lie between 2.34 and 2.47 Ga and may represent the continental crust crystallizing age (ε<sub>Nd</sub>(t) = -2.7 a -4.3), considering a unique source for the original granitic magma, but the hypothesis of mixing mantelic and crustal sources cannot be disregarded.

The Matupá Granite was submitted to a pervasive hydrothermal alteration at the Serrinha Deposit, beginning with an incipient hydrothermal alteration, followed by K-silicatic, sodic, chloritic, sericitic and pyritic alterations, with final carbonatization. Considering Zr as having been immobile during the alteration, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and TiO<sub>2</sub> were less mobile while FeO, MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, K<sub>2</sub>O and Na<sub>2</sub>O were mobile, results compatible to the hydrothermal processes that took part in Serrinha.

Chlorite is a widespread secondary mineral at the deposit and comprises three different groups: group A, intermediary between clinocllore and chamosite; group B, clinocllore, and group C, chamosite with high manganese content (2 - 5.5 w.t.% MnO). Three types of titanite were identified: magmatic (near 1.7 w.t.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); hydrothermal titanite developed during the incipient hydrothermal alteration of the granite (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 2 w.t.%) and hydrothermal titanite

associated to the sodic assemblage (near zero  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and 0.53 to 0.76 w.t.%  $\text{Na}_2\text{O}$ ). Two epidote types were formed during alteration: epidote from clinozoisite-epidote series, widespread, and epidote containing up to 3.5 w.t.%  $\text{MnO}$ , restricted to II. 1 area.

$\text{H}_2\text{O}$ - $\text{NaCl}$ - $\text{KCl}$  fluids, interpreted to have been exsolved from the granitic magma, and entrapped at 423 °C and 1.3 Kbar, were probably the earliest fluids that circulated through the Matupá Granite in the Serrinha Deposit. The early fluids were superimposed by lower temperature and pressure (330°C and 0.5 to 1.3 Kbar )  $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{NaCl}$ - $\text{CO}_2$ - $(\text{CH}_4)$ ,  $\text{CO}_2$  e  $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{NaCl}$  fluids, probably derived from immiscibility. The final evolution of the hydrothermal system was dominated by mixing of saline and meteoric fluids and by circulation of low temperature Ca-enriched fluids.

The gold mineralization is disseminated and restricted to the intense hydrothermal alteration areas where it is associated to pyrite, sericite, chlorite and/or albite. Hydrothermal magnetite and rutile occur with pyrite. Gold is in the native form, included or filling fractures in pyrite. LAM-ICP-MS analysis in pyrite grains show Au, Ag, Pd and Pt values below 10 ppm.

$\delta^{34}\text{S}$  data of pyrite (+1.3 to +3.5 ‰) together with fluid inclusion data are consistent with a mineralizing fluid exsolved from the crystallizing magma. Gold was initially transported as chlorine complexes in a hot, saline, acid and oxidized fluid. Decreasing in temperature during the fluid ascent, immiscibility process or pH increase could have enhanced gold precipitation. Dilution and/or unmixing of the saline fluid can have been responsible for the deposition of the second generation of gold.

Serrinha gold Deposit is similar to disseminated deposits genetically related to granite magmas classified as porphyry gold. Nevertheless, the present deep erosion level in the region, probably located at the root of the hydrothermal system, does not favor the presence of a giant Au deposit at Serrinha.

# *CAPÍTULO I*

---

## *INTRODUÇÃO*

### **1- APRESENTAÇÃO**

A associação espacial entre o Depósito de ouro Serrinha (MT) e o Maciço granítico Matupá, localizados na Província aurífera Juraena-Teles Pires, em uma região de geologia pouco conhecida, suscitou interesse para o desenvolvimento da presente pesquisa geológica.

As primeiras descobertas de ouro na região de Peixoto de Azevedo - Matupá ocorreram em 1978, durante a construção da rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163). A chegada de garimpeiros na região foi responsável pela descoberta de inúmeros depósitos aluvionares de ouro. A exploração do primeiro depósito primário na região, localizado em Garantã do Norte, teve início em 1983.

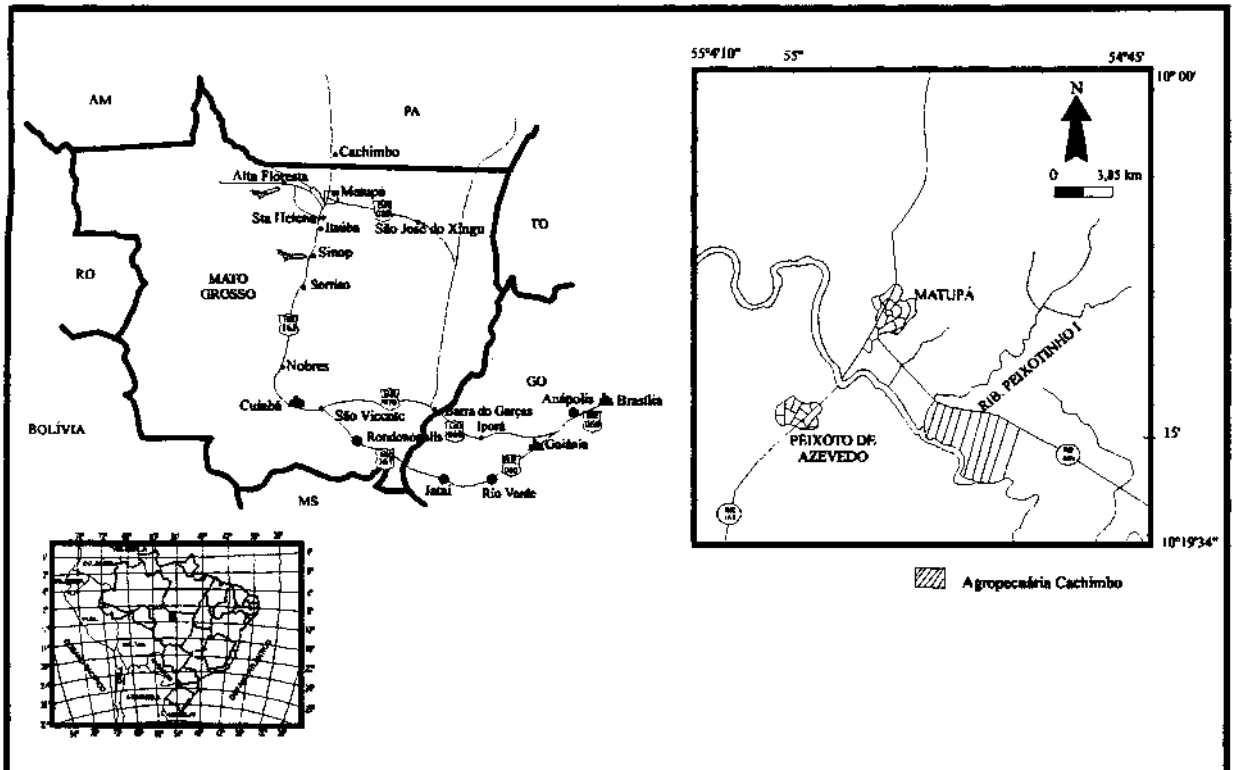
No Depósito Serrinha, a atividade dos garimpeiros esteve inicialmente concentrada nos aluviões, com posterior extração de ouro de rocha.

O estudo realizado no Depósito Serrinha englobou a petrologia do Maciço granítico Matupá e de seus fácies hidrotermais, bem como a caracterização da mineralização aurífera.

### **2 - LOCALIZAÇÃO**

A área selecionada para o presente estudo localiza-se no extremo norte do Estado do Mato Grosso, entre as latitudes 10°14'20" e 10°15'58"S e longitudes 54°51'22" e 54°54'07"W, a aproximadamente 10 Km a sudeste da cidade de Matupá (MT) (figura 1.1). O

Maciço granítico Pré-Cambriano aqui denominado Matupá situa-se no extremo sul da Província Amazônica Central, de Cordani & Brito Neves (1982), considerando-se os mapas geológicos regionais de Dall'Agnol *et al.* (1987), Macambira *et al.* (1990) e Costa & Hasui (1992), ou Domínio Ventuari-Tapajós (Tassinari, 1996).



**Figura 1.1** - Mapa de localização geográfica da área do presente trabalho, situada no extremo norte de Mato Grosso, a sudeste de Matupá, no interior do polígono delimitado como Agropecuária Cachimbo.

### 3 - OBJETIVOS

Os seguintes objetivos nortearam os estudos em Serrinha (Matupá, MT):

- a) definição dos tipos de granitos porventura existentes na área, de suas relações temporais e espaciais e comparação com os diferentes tipos de granitos descritos no Cráton Amazônico;
- b) determinação do ambiente geotectônico das intrusões graníticas;
- c) caracterização dos produtos da alteração hidrotermal de cada tipo de granito;
- d) determinação dos principais parâmetros físico-químicos do sistema hidrotermal atuante sobre os granitos e do processo de mineralização;
- e) definição da metalogenia do ouro e do seu comportamento durante a evolução dos fenômenos tardi/pós magmáticos;
- f) definição dos controles de pré-concentração e/ou reconcentração do ouro.



## 4- METODOLOGIA

Para que os objetivos propostos fossem cumpridos, foram realizados trabalhos de campo e de laboratório, de acordo com a seguinte metodologia geral:

a) estudo geológico da área de Serrinha, com base em mapa 1:5.000 elaborado e cedido pela Mineração Jenipapo, que desenvolveu pesquisa na área até 1996;

b) petrologia detalhada dos granitos e de seus produtos de alteração, englobando:

i) estudo petrográfico detalhado, no laboratório de microscopia da UnB;

ii) análise química de minerais primários e secundários em microsonda eletrônica, na UnB, para verificar as mudanças de composição ocorridas em decorrência do metassomatismo dos granitos e bem caracterizar as fases primárias;

iii) química de rocha total na UnB, GEOSOL e BRGM, incluindo análises de elementos maiores e de elementos-traço;

iv) determinação da idade do Granito Matupá no BRGM (Orléans, França), pelo método Pb-Pb em zircão;

c) estudo da mineralização aurífera e da sua relação com o magmatismo granítico:

i) estudo mineralógico detalhado do ouro e dos sulfetos a ele associados, inclusive com determinação da concentração de Au em sulfetos por ICP-MS-LAM e investigação da existência de ouro invisível;

ii) estudo de inclusões fluidas. O estudo petrográfico foi iniciado no laboratório de microscopia da UnB e concluído na Universidade de Orléans (França). Os estudos microtermométricos foram realizados no BRGM (Orléans, França) e as análises em microsonda RAMAN, no CNRS (Orléans, França);

iii) análise de isótopos de enxofre em pirita na "University of Calgary", pelo pesquisador Sundaram Ieyer.

d) análise dos resultados e redação da Tese.

## 5 - EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS SOBRE O CRÁTON AMAZÔNICO

Tendo em vista a complexidade e o excesso de nomenclaturas existentes para as diferentes unidades geológicas que ocorrem no Cráton Amazônico, bem como a carência de dados geológicos na região do presente trabalho, será apresentada uma revisão geral dos conhecimentos sobre a evolução geotectônica do Cráton Amazônico, do seu magmatismo granítico no Pré-Cambriano e dos poucos dados geológicos regionais compreendendo a área de Matupá-Peixoto de Azevedo, para que seja possível situar a área estudada no contexto geológico regional.

Apesar de o presente trabalho adotar a escala de tempo Pré-Cambriano aprovada pela IUGS (Plumb, 1991; Fuck, 1991), considerando-a como uma subdivisão estritamente cronométrica do tempo Pré-Cambriano, serão mantidas as nomenclaturas utilizadas pelos respectivos autores na citação de trabalhos.

### 5.1 - O QUADRO GERAL DA EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO CRÁTON AMAZÔNICO NO PRÉ-CAMBRIANO

O Cráton Amazônico compreende quase a totalidade das rochas pré-cambrianas expostas na Região Amazônica e foi dividido por Almeida *et al.* (1977) em duas províncias estruturais: a Província Rio Branco, situada a norte da bacia Amazônica, pertencente ao Escudo das Guianas, e a Província Tapajós, a sul, parte do Escudo Brasil Central ou Cráton do Guaporé.

Ao longo dos anos, diversas interpretações foram dadas para a evolução geotectônica do Cráton Amazônico e diferentes foram suas divisões em unidades geotectônicas e os limites estabelecidos para províncias tectônicas. Com a evolução dos conhecimentos, muitos dos modelos inicialmente propostos para o Cráton Amazônico tornaram-se obsoletos. Serão aqui apresentados os trabalhos mais representativos da evolução do conhecimento e os que expressam o estado da arte do pensamento dos estudiosos sobre o Cráton Amazônico.

Almeida *et al.* (1977) consideraram que o Cráton Amazônico estabilizou-se há 1800 Ma. Entre 1800 e 1000 Ma houve uma série de processos de protoativação do antigo cráton.

Cordani & Brito Neves (1982) definiram o Cráton Amazônico como uma grande unidade geotectônica complexa e bem diferenciada que agiu como antepaís para o Cinturão de dobramentos Paraguai-Araguaia. Os autores descreveram o Cráton como constituído de um núcleo antigo, designado Província Amazônia Central, circundado por cinturões móveis do

Proterozóico Inferior a Médio, designados Maroni-Itacaiúnas, Rio Negro-Juruena e Rondoniano.

A Província Amazônia Central é constituída por dois núcleos quasi-cratônicos, Pakaraima (Venezuela) e Xingu (a sudeste de Boa Vista e na Província Tapajós), separados por uma zona móvel. As condições cratônicas existem pelo menos desde o Proterozóico Inferior, o que é atestado pela existência de episódios tectônicos de reativação do cráton, como as rochas vulcânicas Surumu e Caiçara, de 1900 Ma, Iricoumé e Dalbara, de 1800 Ma, Iri e Uatumã, de 1700 Ma e granitos anorogênicos Parguaza, Surucucu e Velho Guilherme, com idades entre 1800 e 1300 Ma.

O Cinturão móvel Maroni-Itacaiúnas, cuja evolução ocorreu durante o Transamazônico, entre 2200 e 1800 Ma, ao longo da porção norte-oriental do Cráton, compreende rochas de seqüências metavulcânicas e metassedimentares, metamorfizadas nos fácies xisto-verde e anfibolito e intensamente deformadas. O Cinturão tem caráter ensiálico, tendo-se formado sobre uma crosta continental pré-existente. Alguns de seus representantes são as seqüências Carichapo-Pastora, Orapu, Vila Nova e Grão Pará.

O Cinturão Rio Negro-Juruena ocorre na borda sudoeste da Província Amazônia Central e suas rochas predominantes são granitos a granodioritos em geral com estruturas gnáissicas. As idades dos seus eventos tectônicos são de 1750-1500 Ma e não existe indicação de embasamento mais antigo (Cordani & Brito Neves, 1982).

O Cinturão Rondoniano é caracterizado por eventos tectônicos/magmáticos entre 1400-1100 Ma. Cordani & Brito Neves (1982) consideraram-no claramente ensiálico, com várias regiões exibindo embasamento com idades mínimas do Proterozóico Inferior.

Amaral (1984) e Schobbenhaus & Campos (1984) apresentaram propostas fixistas para a evolução da Plataforma Amazônica, a qual teria ocorrido por meio de processos de reativação de uma plataforma consolidada há 2500 Ma, segundo o primeiro, ou com o encerramento do Ciclo Transamazônico, segundo Schobbenhaus & Campos (1984).

Teixeira *et al.* (1989) dividiram o Cráton Amazônico em províncias geocronológicas, assim definidas as regiões caracterizadas por um padrão de idades coerente em toda sua extensão. Uma província também pode exibir direções estruturais típicas, deformação complexa, falhamente e episódios de granitização e migmatização, que podem ser interpretados como acreção juvenil ou retrabalhamento crustal. Desse modo, o Cráton Amazônico foi dividido em um núcleo antigo, a Província Amazônia Central, que é bordejada por províncias do Proterozóico Inferior a Médio: Maroni-Itacaiúnas, Rio Negro-Juruena,

Rondoniana e Sunsás. Com base em dados isotópicos, os autores sugeriram que eventos de diferenciação mantélica e acreção ocorreram nas Províncias Amazônia Central, Maroni-Itacaiúnas e Rio Negro-Juruena, seguidos por orogenias tipicamente ensiálicas intracontinentais nas Províncias Rondoniana e Sunsás.

A Província Amazônia Central pode ser descrita como um núcleo arqueano exibindo condições cratônicas desde, pelo menos, o Proterozóico Inferior, como atestado pelas ocorrências de seqüências vulcano-sedimentares não deformadas e não metamorfizadas, com idades entre 1,9 e 1,4 Ga, e de intrusões graníticas anorogênicas de 1,8 a 1,4 Ga.

A Província Maroni-Itacaiúnas é caracterizada por rochas supracrustais associadas a gnaisses e migmatitos acrescidos durante o Proterozóico Inferior, embora fragmentos de rochas metamórficas arqueanas de alto grau estejam incorporados a esse cinturão.

A Província Rio Negro-Juruena é composta predominantemente por rochas graníticas e granodioríticas de idade médio-proterozóica. Dados isotópicos revelam idades entre 1,75 e 1,60 Ga para as rochas da Província (Granitos Rio Uaupés e Rio Papuri, terrenos granito-gnaisses Rio Aripuanã, de Pontes de Lacerda e Quatro Marcos) e sugerem uma evolução de arco magmático com derivação mantélica (Teixeira *et al.*, 1989). Dall'Agnol & Macambira (1994), entretanto, com base em dados para o Granito Rio Uaupés, semelhante aos granitos tipo A, localizado na Província Rio Negro e representativo dos granitos da Província, propõem uma colisão continental com importante espessamento crustal para a geração do Granito Rio Uaupés e descartam a possibilidade de que a Província Rio Negro corresponda tectonicamente a um arco magmático relacionado à subducção de crosta oceânica.

No extremo oeste do Cráton Amazônico são identificadas as Províncias Rondoniana e Sunsás, as mais jovens do cráton, com caráter ensiálico. Dois períodos de atividade granítica anorogênica ocorreram nessas províncias, há 1,25 e 1,0-0,95 Ga, respectivamente (Teixeira *et al.*, 1989).

Para Gibbs & Barron (1993), o Cráton Amazônico, constituído pelos Escudos Guaporé e da Guiana, divide-se em nove províncias geológicas distintas. Os autores estudaram o Escudo das Guianas, para o qual propuseram um desenvolvimento a partir da formação do Complexo Imataca, de 3,66 Ga. Os *greenstone-belts* se teriam formado por processos de subducção de placas. As rochas existentes no escudo foram metamorfizadas nos fácies anfíbolito e granulite durante o Episódio tectonotermal Transamazônico, por volta de 2,0 Ga, o evento mais importante que afetou o Escudo das Guianas. A sucessão de eventos tectônicos, metamórficos e ígneos que caracterizam o Episódio Transamazônico é interpretada como

estando geneticamente relacionada à subducção de placa oceânica. A ausência de material crustal e de idades pré-transamazônicas no Escudo sugere que a subducção deve ter envolvido duas placas oceânicas.

Ao final do Episódio Transamazônico, entre 1,9 e 1,8 Ga, a área consistiu de escamas subductadas fortemente dobradas, intrudidas por granitos. O Episódio Transamazônico marca a junção de diversos fragmentos crustais, deformação e, em grande parte do cráton, o primeiro desenvolvimento de ambientes continentais. Houve múltiplos estágios de intrusões, algumas associadas com o vulcanismo dos *greenstone-belts*, geração de granitos do tipo S por anatexia de rochas sedimentares e a possível intrusão de kimberlitos.

Granitos anorogênicos e rochas vulcânicas félsicas (Supergrupo Uatumã e Ciclo Parguaza), rochas sedimentares do Grupo Roraima e rochas máficas intrusivas, da suíte Avanavero (1,76 Ga), foram provavelmente geradas no Cráton Amazônico no Proterozóico Médio (considerando seu limite inferior em 2,0 Ga), aproximadamente entre 1,65 e 1,85 Ga.

Tassinari (1996) e Sato & Tassinari (1997) consideraram que a estabilização tectônica do Cráton Amazônico ocorreu no final do Mesoproterozóico. Com base em dados isotópicos, a evolução crustal da Amazônia foi descrita como envolvendo núcleos arqueanos amalgamados por meio de cinturões móveis de idades relativas ao ciclo orogênico Transamazônico. Esses grandes fragmentos neoformados, por sua vez, foram agregados por uma sucessão de arcos magmáticos com idades variáveis de 1,9 até 1,55 Ga. Finalmente, essa imensa área continental sofreu a atuação, em sua borda sudoeste, de dois eventos orogênicos de natureza ensialica, denominados Rondoniano-San Ignácio e Sunsás.

O Cráton foi dividido nas seguintes Províncias Geocronológicas (Sato & Tassinari, 1997; Tassinari *et al.*, 1996) ou Domínios Geocronológicos (Tassinari, 1996) (figura 1.2): Amazônia Central (>2,3 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), Ventuari - Tapajós (1,95-1,80 Ga), Rio Negro-Juruena (1,80-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,5-1,3 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga).

A Província Amazônia Central constitui fragmentos continentais arqueanos preservados pela orogenia transamazônica, servindo de palco apenas para atividades ígneas cratogênicas durante o Proterozóico. A Província Maroni-Itacaiúnas teve a sua evolução metamórfica entre 2,2 e 1,95 Ga e pode ser dividida em: a) terrenos gnáissico-granulíticos com protólitos arqueanos, que seriam partes retrabalhadas da Província Amazônia Central; b) terrenos *granito-greenstone* e granulíticos diferenciados do manto durante a orogênese transamazônica.

A Província Ventuari-Tapajós, definida por Tassinari (1996), compreende rochas granito-gnáissicas de composição quartzo-diorítica a granodiorítica, formadas entre 1,95 e 1,8

Ga, a partir de processos de diferenciação mantélica ocorridos pouco tempo antes da formação das rochas, caracterizando a atuação de um arco magmático. Associadas a essas rochas, que constituem o embasamento da província, ocorrem granitóides de composição diorítica a granodiorítica, de caráter sin a pós-tectônicos.

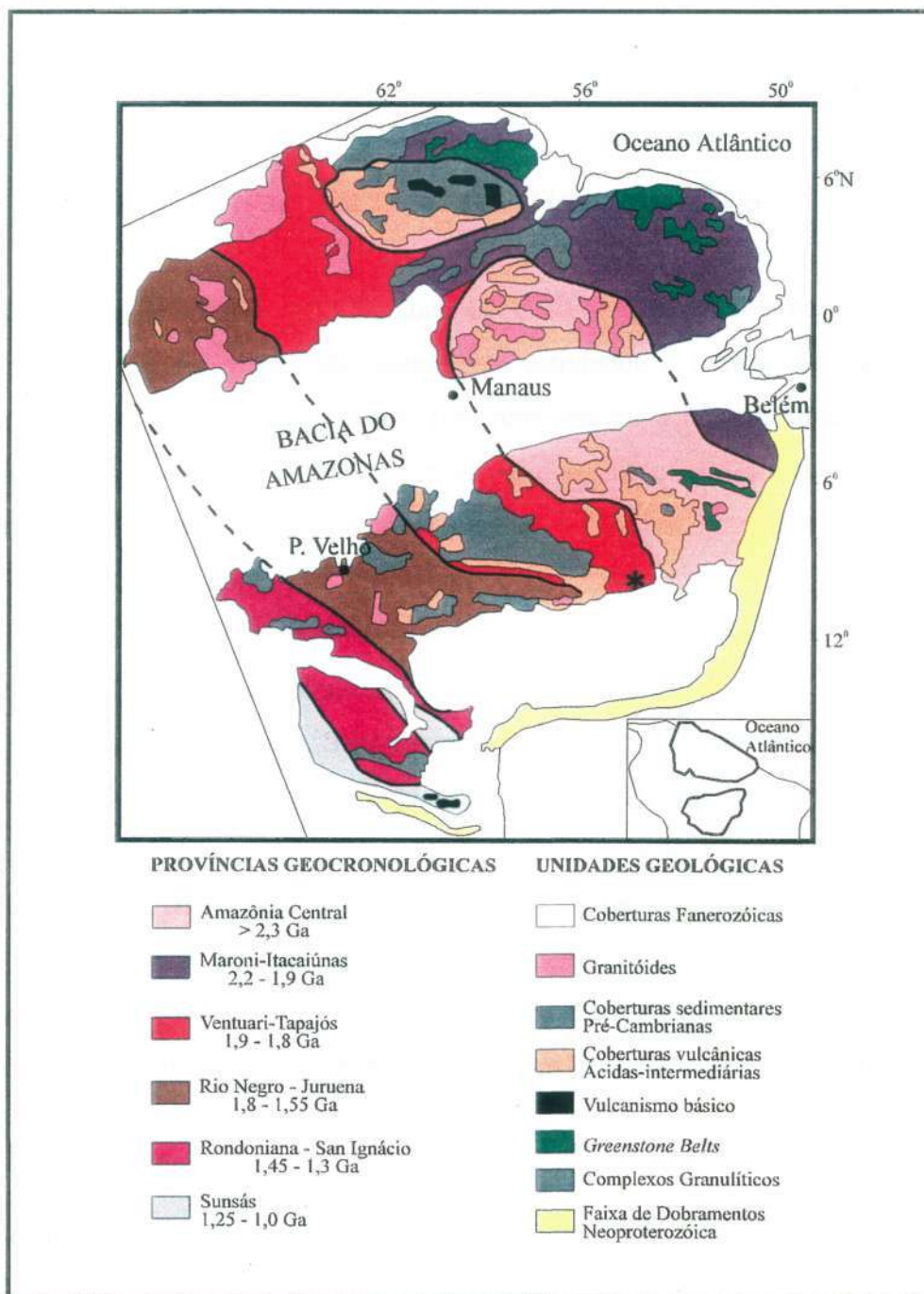


Figura 1.2 - Esboço das Províncias Geocronológicas da Amazônia (modificado de Tassinari, 1996). \* - localização aproximada da área do presente estudo.

A Província Rio Negro-Juruena é constituída por uma zona de intensa geração de granitos e migmatização, tendo-se desenvolvido através de uma sucessão de arcos magmáticos entre 1,8 e 1,55 Ga. A Província Rondoniana-San Ignácio inclui rochas polimetamórficas formadas principalmente entre 1,5 e 1,3 Ga, mas também contém núcleos preservados de rochas mais antigas. A Província Sunsás inclui as rochas mais jovens do cráton, geradas durante a orogenia Sunsás, que foi acompanhada de atividades ígneas graníticas e básico-ultrabásicas.

## 5.2 - O MAGMATISMO GRANÍTICO NO CRÁTON AMAZÔNICO

A ocorrência de magmatismo granítico no Cráton Amazônico é bastante ampla. Por diversos motivos, alguns corpos são muito bem estudados e outros são pouco ou nada conhecidos. Apesar disso, os autores têm tido uma preocupação constante em agrupar os granitos do Cráton Amazônico, estando as principais denominações resumidas na tabela 1.1.

Santos (1982) distinguiu três tipos principais de rochas graníticas proterozóicas na Plataforma Amazônica brasileira:

1) granitóides pré-Uatumã - corpos originados no Proterozóico Inferior (entre 2200 e 1900 Ma), anteriores à fase inicial do magmatismo Uatumã, cortados por diques ou recobertos por derrames desse evento magmático. Suas composições são granodioríticas. Seus representantes são o Adamelito Água Branca, no nordeste do Amazonas e sudeste de Roraima; Granodiorito Parauari e Adamelito Jamanxim, no sul do Pará; Granito Juruena, no norte do Mato Grosso e Granodiorito Falsino, no Amapá. Os granitóides pré-Uatumã, de modo geral, não apresentam forma geométrica regular nem são distinguidos por meio de imagens de satélite ou fotografias aéreas das rochas metamórficas em que são intrusivos. Normalmente fazem parte de extensas áreas peneplanizadas e alcançam dimensões de enormes batólitos, apesar de também ocorrerem como pequenos *stocks*.

2) granitóides do magmatismo Uatumã - reúnem vários corpos médio-proterozóicos (entre 1900 e 1800 Ma) associados à fase final do magmatismo Uatumã, intrusivos nas rochas vulcânicas cálcio-alcálicas e piroclásticas da fase inicial (grupos Iriri, Iricoumé e Surumu), com as quais estão geneticamente relacionados. Seus representantes são os Granitos Saracura, em Roraima; Mapuera, no NE do Amazonas e NW do Pará; Maloquinha, no SW do Pará e Serra dos Carajás, no SE do Pará. Normalmente constituem corpos de tendência circular a elíptica,

de dimensões até batolíticas, sem contudo atingir mais de 2.000 Km<sup>2</sup>. Petrograficamente dominam os granitos *sensu strictu* e os álcali-feldspato granitos. São comuns os tipos biotíticos, alaskíticos e granofíricos, além de granitos pórfiros e ocasionalmente anfibólio granitos. Sua importância econômica se deve a diversas ocorrências de Sn (Maloquinha e Mapuera), Mo (Saracura) e Nb (Maloquinha).

3) granitóides da reativação Parguazense - representados por complexos rapakivi, intrusivos na primeira cobertura sedimentar da Plataforma (Roraima, Gorotire e Beneficente), enriquecidos em Sn, com idades entre 1600 e 1400Ma. Alguns exemplos são os Granitos Parguaza, na Venezuela; Surucucus, em Roraima; Teles Pires, no norte do Mato Grosso; Santa Helena, no SW do Pará; Velho Guilherme, no SE do Pará e Serra da Providência, no leste de Rondônia e NW do Mato Grosso. Os granitos ocorrem com formas circular e elíptica, geralmente com dimensão de *stock*, podendo alcançar tamanho batolítico.

Santos (1982) afirmou que, ao contrário dos Granitos Uatumã, os pós-Uatumã não estão associados a vulcanismo cálcio-alcálico, mas revelam comportamento toleítico. Existe pouca diferença de idade entre os granitos Parguazenses e os diabásios toleíticos Avanavero. Além disso, há grande semelhança química entre rochas diferenciadas associadas aos *sills* de diabásio tipo Avanavero, Quarenta Ilhas e Crepori e os granitos Parguazenses, principalmente as razões K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, índice de ferro, CaO e FeO/MgO, levando o autor a admitir uma origem comum, por diferenciação magmática em profundidade, a partir de um magma toleítico.

Os granitos da reativação Parguazense são geralmente estaníferos - Velho Guilherme, Surucucus, Teles Pires, Providência, Parguaza. As províncias estaníferas de Roraima, do sul do Pará e do norte do Mato Grosso estão diretamente relacionadas com granitos pós-Uatumã.

Dall'Agnol *et al.* (1987) distinguiram cinco grupos de granitóides na Amazônia, com base em suas idades, características petrológicas e, em alguns casos, as províncias tectônicas de ocorrência, descritas por Teixeira *et al.* (1989):

- 1) granitóides arqueanos (> 2500 Ma);
- 2) granitóides transamazônicos (2000 Ma);
- 3) granitos anorogênicos da Província Amazônia Central (1800 a 1400 Ma);
- 4) granitos da Província Rio Negro (1700 a 1400 Ma ou 1200 Ma);
- 5) granitos anorogênicos das Províncias Juruena e Rondônia (1400 a 900 Ma).



Tabela 1.1 - Comparação entre diferentes classificações para o magmatismo granítico do Cráton Amazônico.

SANTOS, 1982	DALL'AGNOL ET AL. (1987)	TEIXEIRA ET AL. (1989)
<ul style="list-style-type: none"> <li>• 22-1.9 Ga: granitóides pré-Uatumã granodioritos a monzogranitos. Extensas áreas penneplanizadas. ex.: Adam. Água Branca (AM, RR), Granodiorito Parauari e Adam. Jamanxim (PA), Granito Juruena (MT) e Granodiorito Falsino (AM).</li> <li>• 1,9-1,8 Ga: granitóides Uatumã Fase final do magmatismo Uatumã, intrusivos nas vulc. calcialcalinas. ex.: Granito Saracura (RR), Mapuera (AM), Maloquinha (PA), Serra dos Carajás (PA).</li> <li>• 1,6-1,4 Ga: granitóides da reativação Parguazense Complexos rapakivi intrusivos na Iª cobertura sedimentar da Plataforma ex.: Gr. Parguaza (Venez.), Surucucus (RR), Teles Pires (MT), Santa Helena e Velho Guilherme (PA), Serra da Providência (RO).</li> <li>• 1,2 Ga: granitos Rondonianos</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• granitóides arqueanos (&gt; 2,5 Ga)</li> <li>• granitóides transamazônicos: monzogranitos e granodioritos, isotrópicos, tipo I, mais velhos que as vulcânicas Uatumã (1,9-1,8 Ga), ex.: Granitóide Água Branca, Granodioritos Parauari, Jamanxim, Granito Juruena.</li> <li>• 1,8-1,4 Ga: granitos anorogênicos da Província Amazônia Central <ul style="list-style-type: none"> <li>a) gr. alcalinos, do tipo A: Parguaza, Surucucus, Mapuera, Serra do Acari e Pitinga (Escudo das Guianas); Velho Guilherme e Serra dos Carajás (Escudo Brasil Central);</li> <li>b) granitos da série magnetita, do tipo I Caledoniano: Jamon (1,6 Ga), Musa e Redenção.</li> </ul> </li> <li>• 1,7-1,4 ou 1,2 Ga: granitos da Província Rio Negro</li> <li>• 1,4-0,9 Ga: granitos anorogênicos das Províncias Juruena e Rondônia <ul style="list-style-type: none"> <li>a) suíte Serra da Providência (1,4-1,2)</li> <li>b) granitos rapakivi (1,27-1,18)</li> <li>c) granitos Rondonianos jovens (0,98)</li> </ul> </li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <u>granitóides arqueanos (&gt; 2,5 Ga)</u></li> <li>• <u>2,0 -1,9 Ga: granitóides transamazônicos</u></li> <li>• <u>1,8-1,4 Ga: granitos anorogênicos médio-proterozóicos da Província Amazônia Central</u></li> <li>• <u>1,7-1,4 ou 1,2 Ga: granitos anorogênicos médio-proterozóicos da Província Rio Negro-Juruena</u></li> <li>• <u>1,5-0,9 Ga: granitos anorogênicos do Proterozóico Médio a Superior das Províncias Rio Negro - Juruena, Rondoniana e Sunsás.</u></li> </ul>

Os granitóides arqueanos estão melhor preservados na Amazônia Oriental. Os mais antigos são tonalitos, trondhjemitos e granodioritos com *trend* cálcio-alcalino. Na região de Rio Maria (SE do Pará), granodioritos arqueanos, mais jovens que os do grupo anterior, são comuns. Granitos potássicos, de idade indefinida, porém posteriores aos granitóides sódicos com os quais se associam, são muito frequentes no Amapá e na região de Altamira (PA).

Os granitóides transamazônicos não são muito conhecidos. Um dos mais bem estudados é o Granitóide Água Branca (1950 Ma), localizado na Província Amazônia Central, na porção sul do Escudo das Guianas, bem como seus correlatos - Granodioritos Parauari e Jamanxim e o Granito Juruena, situados no Escudo Brasil Central. Esses corpos são considerados mais antigos que as rochas vulcânicas Uatumã (1900-1800 Ma). Os granitóides tipo Água Branca formam grandes batólitos, são predominantemente isotrópicos e possuem cor cinza ou cinza rosado. Monzogranitos e granodioritos são dominantes na maioria dos complexos, mas sienogranitos, quartzo monzonitos, quartzo monzodioritos, quartzo dioritos e tonalitos também estão presentes. Quimicamente, eles possuem valores de SiO<sub>2</sub> moderados (65-71%), elevados Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e MgO (respectivamente, 14-18 %, 2% e 0,7%), K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O próximo de 1, Rb moderado (105 a 195 ppm) e Sr alto (204 a 616 ppm), sendo em muitos aspectos semelhantes aos granitos tipo I (Dall'Agnol *et al.*, 1987).

Os granitos anorogênicos da Província Amazônia Central formam grandes batólitos ou *stocks* circulares, ovais ou irregulares, são sempre claramente discordantes das rochas encaixantes e não possuem significantes foliações internas. Dall'Agnol *et al.* (1987) dividiram-nos em dois grupos:

- a) granitos alcalinos, similares aos do tipo A, representados pelos Granitos Parguaza, Surucucus, Mapuera, Serra do Acari e Pitinga, no Escudo das Guianas, e Velho Guilherme e Serra dos Carajás no Escudo Brasil Central;
- b) granitos da série magnetita, com analogias químicas com granitos do tipo I Caledoniano, restritos à borda leste da Província, derivados possivelmente da anatexia de rochas metaígneas de terrenos *greenstone-belts*, representados pelos Granitos Jamon (1601 ± 21 Ma), Musa e Redenção, situados no Escudo Brasil Central.

Os granitos anorogênicos das Províncias Juruena e Rondônia são muito similares aos da Província Amazônia Central e foram subdivididos em:

- a) suíte Serra da Providência, com abundância de rochas rapakivíticas (1400 - 1200 Ma);
- b) granitos rapakivi e tipos análogos (1270 - 1180 Ma);
- c) granitos Rondonianos jovens (980 Ma).

Na Província Rio Negro ocorrem a) eseno-anfibólio-biotita-quartzo monzonitos a monzogranitos, que seguem o *trend* subalcalino monzonítico e b) granitos com duas micas, derivados da anatexia de rochas sedimentares (Dall'Agnol *et al.*, 1987).

Teixeira *et al.* (1989) subdividiram os granitos do Cráton Amazônico em cinco grupos:

- 1) granitóides arqueanos;

- 2) granitóides transamazônicos (2,0 - 1,9 Ga);
- 3) granitos anorogênicos médio-proterozóicos da Província Amazônia Central (1,8-1,4 Ga);
- 4) granitos anorogênicos médio-proterozóicos da Província Rio Negro-Juruena (1,7 - 1,4 ou 1,2 Ga);
- 5) granitos anorogênicos do Proterozóico Médio a Superior das Províncias Rio Negro - Juruena, Rondoniana e Sunsás.

Os granitóides arqueanos são os granitos sódicos do Amapá, os mais bem preservados e estudados, e os granodioritos de Rio Maria, a sul de Carajás. Os corpos relacionados à orogenia Transamazônica ocorrem vastamente na Província Amazônia Central e especialmente na Província Maroni-Itacaiúnas. Os granitóides do Proterozóico Médio são muito comuns e formam uma das maiores províncias magmáticas anorogênicas do mundo. Concentram-se nas Províncias Amazônia Central e Rio Negro-Juruena. Os granitos anorogênicos do Proterozóico Médio a Superior estão relacionados às evoluções tectônicas Rio Negro-Juruena e Rondoniana, estando as principais fases magmáticas definidas entre 1,45 e 1,3 Ga, 1,5 e 1,2 Ga e 1,05 e 0,9 Ga.

Macambira *et al.* (1990) apresentaram resumo dos dados geocronológicos das rochas graníticas da Província Amazônia Central e distinguiram três grandes grupos de granitóides, distribuídos do Arqueano ao Proterozóico Médio:

- 1) granitóides arqueanos (> 2500 Ma), de composições tonalíticas, trondhjémíticas e granodioríticas, exemplificados pelo batólito granodiorítico Rio Maria, trondhjemitó Mogno e granodiorito Cumaru;
- 2) granitóides transamazônicos (cerca de 2000 Ma), representados pelo adamelito Água Branca, situado na porção centro-sul do Escudo das Guianas e granodioritos Jamanxim e Parauari, situados na porção centro-norte do Escudo Brasil Central;
- 3) granitóides anorogênicos do Proterozóico Médio (1600 - 1750 Ma), mais abundantes e melhor estudados.

Dall'Agnol *et al.* (1994) discutiram os aspectos geocronológicos, petrológicos e geoquímicos dos granitos anorogênicos da Província Amazônia Central. Considerando-se as rochas encaixantes dos granitos, que demonstram que a Província não é tectonicamente homogênea, os autores dividiram-na em três blocos diferentes:

- 1) o bloco leste, situado na extremidade sudeste da Província, possui extensão limitada, com embasamento arqueano bem exposto e somente ocorrências restritas de rochas extrusivas proterozóicas (vulcânicas Uatumã). Inclui o Distrito metalogenético de Carajás e os domínios

*granito-greenstone* das regiões de São Félix do Xingu e Rio Maria, que são intrudidos pelos batólitos anorogênicos mais antigos do Cráton Amazônico (1,88 Ga), representados pelos Granitos Serra da Seringa, Cigano, Velho Guilherme, Carajás, Pojuca, Musa, Jamon e Marajoara;

2) bloco central, que se estende das áreas dos rios Trombetas-Mapuera no Escudo das Guianas até as regiões dos rios Iriri-Jamanxim e Xingu, no Escudo Brasil Central. O embasamento não é bem exposto e sua idade e natureza não estão claramente definidas. As rochas encaixantes dos granitos anorogênicos consistem dos granitóides transamazônicos Água Branca, Jamanxim e Parauari, de rochas vulcânicas Uatumã e coberturas sedimentares plataformais proterozóicas. Seus representantes são os Granitos Serra do Acari ( $1750 \pm 30$  Ma) e Pitinga ( $1689 \pm 38$  Ma);

3) o bloco oeste, que cobre as regiões norte e noroeste do Estado de Roraima e partes da Venezuela, caracterizado por granitos anorogênicos rapakivi médio-proterozóicos (1,55 Ga) intrusivos em embasamento do Proterozóico Inferior, transamazônico, representados pelos Granitos Mucajaí, Parguaza e Surucucus.

### 5.3 - TRABALHOS ANTERIORES E GEOLOGIA REGIONAL

As principais unidades pré-cambrianas já registradas na região norte do Mato Grosso e pertinentes ao presente trabalho serão descritas a seguir.

a) **Complexo Xingu:** denominação proposta por Silva *et al.* (1974b, 1974c), na área entre os paralelos 04°00'S e 09°00'S e meridianos 48°00'W e 54°00'W, para a unidade basal do Pré-Cambriano Inferior a Médio (3,3 - 2,0 Ga), formada por granitos, granodioritos, dioritos, quartzo-dioritos, granulites ácidos e básicos, anfíbolitos, quartzitos, xistos e gnaisses, com metamorfismo variando de fácies xisto verde, zona da almandina, a granulite. Silva *et al.* (1974a) empregaram tal nomenclatura para a unidade geológica mais antiga na área do seu projeto, ocupando suas porções central e nordeste, onde é constituída de rochas vulcânicas metamórficas de fácies anfíbolito, em geral migmatitos, gnaisses de composição granítica, granodiorítica e sienítica, posicionados no Pré-Cambriano Inferior a Médio. Silva *et al.* (1980) identificaram na área do Projeto Juruena granitos, adamelitos, granodioritos, quartzo dioritos, metabasitos, xistos e raros anfíbolitos e granulites dentro do Complexo Xingu.

b) **Granito Juruena:** denominação proposta por Silva *et al.* (1974a) para os corpos graníticos remobilizados do Complexo Xingu, com expressão topográfica positiva nas imagens de radar.

Compreende granitóides porfiróides, biotíticos e muscovíticos, freqüentemente gnaissificados. Os autores sugeriram origem sinorogênica para eles, correlacionando-os ao Ciclo Transamazônico (2600 -1800 Ma), no Pré-Cambriano Médio.

c) **Supergrupo Uatumã:**

Apesar de diversos autores terem se referido às rochas Uatumã (*in* Santos, 1984), Barbosa (1966) foi o primeiro a empregar a denominação Grupo Uatumã, o qual, na área do seu trabalho, no médio Tapajós, consiste de rochas pré-Silurianas vulcânicas andesíticas intercaladas com arcósios, além de tufos e lavas riódacíticas e dacíticas. Diques de riolito e andesito cortam essas rochas e outras mais antigas.

Caputo *et al.* (1972) e Caputo (1971) (*in* Caputo *et al.*, 1912) utilizaram o termo Grupo Uatumã para tufitos e riolitos pórfiros pertencentes ao Pré-Cambriano Superior, de ambas as margens da Bacia Amazônica.

Silva *et al.* (1974b) dividiram o Grupo Uatumã na área das folhas SB.22 Araguaia e SC.22 Tocantins nas Formações Sobreiro e Iriri, da base para o topo, com 1,6 Ga. A Formação Sobreiro é constituída por andesitos pórfiros e porfiríticos, augita-hornblenda andesitos, latitos e tufos andesíticos e a Formação Iriri originou-se por vulcanismo ácido, fissural e explosivo, gerando riolitos, dacitos e ignimbritos, piroclásticas e granófiros.

Silva *et al.* (1974a) observaram que na área da folha Juruena o Grupo Uatumã se acha representado pela Formação Iriri e rochas intrusivas subvulcânicas associadas (Granito Teles Pires e o Sienito Canamã). A Formação Iriri é constituída de riolitos, riódacitos, dacitos, ignimbritos e raros andesitos, repousa discordantemente sobre o Complexo Xingu, corta o Grupo Beneficente e está cortada por granitos subvulcânicos. Os riolitos possuem idades entre 1600 e 1400 Ma.

Segundo Issler (1977), a associação vulcano-plutônica do Grupo Uatumã representa uma das maiores manifestações de vulcanismo ácido a intermediário do Globo, com três climas da atividade vulcânica e complexos subvulcânicos anorogênicos associados: 1730 Ma (Iriri), com intrusivas subvulcânicas associadas - Granitos Serra da Seringa, São Francisco, Cupari; 1580 Ma (Teles Pires), com intrusivas cratogênicas associadas - Granitos Velho Guilherme, Maloquinha e Teles Pires; 1000 Ma (Madeira), com complexos vulcanoplutônicos rondonianos intrusivos (980 ± 20 Ma).

Souza *et al.* (1979), trabalhando entre os paralelos 09°30'S e 10°00'S e meridianos 54°45'W e 56°15'W, dividiram o Grupo Uatumã, da base para o topo, em Formação Iriri

(composta por riolitos e tufos ácidos e andesites propilitizados subordinados), Granito Teles Pires ( $\pm 1590$  Ma) e nos sedimentos do braço sul.

Silva *et al.* (1980) propuseram que o Grupo Uatumã, seguido da deposição dos sedimentos do Grupo Beneficente, marca o encerramento do Ciclo Transamazônico na região. O Grupo Uatumã é dividido em Formação Iriri e Granito Teles Pires, a primeira sendo constituída por riolitos, riodacitos, dacitos, ignimbritos, tufos, aglomerados vulcânicos, raros andesites e basaltos e rochas sedimentares associadas, como arenitos, arcóseos, chert, folhelho, argilito, siltito e conglomerados polimíticos.

Santos (1984) utilizou a denominação Supergrupo Uatumã (depois de ter sido definido por Leal *et al.*, 1978) para os produtos de um magmatismo vulcano-plutônico cálcio-alcálico anterior à cobertura sedimentar proterozóica (tipo Roraima, Beneficente, Urupi, Gorotire, Mutum-Paraná), com idades do Proterozóico Médio (1750 a 1900 Ma). Os granitóides de idade pós-sedimentação e as camadas piroclásticas nela intercaladas, originadas pela reativação Parguazense (1500 - 1600 Ma) e ricas em FeO, com afinidades toleíticas, não fazem parte do Supergrupo Uatumã.

O autor definiu o vulcanismo Uatumã como as seqüências vulcânicas desprovidas de metamorfismo regional conhecidas localmente sob as designações Surumu (Roraima), Iricoumé (NE do Amazonas e NW do Pará), Iriri (SE do Amazonas e SW do Pará), Dalbana (Suriname), Caiçara (Venezuela) e Iwokrama (Guiana), com o mesmo posicionamento estratigráfico, semelhantes idades radiogênicas (1700 - 1900 Ma) e quimismo cálcio-alcálico comum. Estratigraficamente, repousa na região setentrional sobre metamorfitos do Proterozóico Inferior (Cauarane, Roraima; Pastora, Venezuela e Barama-Mazaruni, Guiana) e é recoberta pela primeira cobertura de plataforma do Proterozóico Médio (1,65-1,75 Ga), como Roraima (Escudo Güianense), Gorotire (sul do Pará), Beneficente (SE do Amazonas) e Urupi (NE do Amazonas). As rochas vulcânicas são encaixantes dos plutonitos da fase final do Magmatismo Uatumã (granitóides tipo Maloquinha, Mapuera e Saracura) e anteriores aos granitos pós-Uatumã (Surucucus, Teles Pires, Providência, Abonari, Parguaza). Com base em dados químicos, o autor demonstrou o predomínio de riolitos e riodacitos, seguidos de dacitos, andesites e a existência de diversas amostras com tendência alcalina.

Dall'Agnol *et al.* (1987) estabeleceram que o magmatismo granítico anorogênico da Província Amazônia Central ocorre entre 1800 e 1400 Ma e que as vulcânicas do Supergrupo Uatumã são mais antigas (1900 - 1800 Ma). Uma seqüência de rochas vulcânicas denominada Teles Pires foi considerada de idade mais jovem, entre 1650 e 1600 Ma. Os autores

consideraram questionável que as vulcânicas Uatumã, cálcio-alcalinas (com base em Santos, 1984) e com uma proporção significativa de andesites e dacitos, possam estar geneticamente relacionadas com os típicos granitos anorogênicos.

Dall'Agnol *et al.* (1994) observaram que as seqüências vulcânicas Uatumã concentram-se no bloco central da Província Amazônia Central e salientaram que: 1) normalmente as rochas vulcânicas cobrem extensamente as rochas do embasamento e não estão associadas a granitos no mesmo complexo; 2) as rochas vulcânicas incluem andesites, dacitos, riodacitos e predominantemente riolitos e sua composição modal não corresponde àquelas encontradas nos granitos; 3) as rochas vulcânicas são cálcio-alcalinas (com base em Santos, 1984) e os granitos não o são; e 4) existe mais de um episódio vulcânico no Cráton, mas a escassez de trabalhos dificulta sua separação. Os autores concluíram que pelo menos as rochas vulcânicas mais antigas, da série andesito-dacito-riodacito-riolito, de caráter cálcio-alcalino, são mais antigas e não comagmáticas com os granitos anorogênicos.

e) **Granito Teles Pires:** designação proposta por Silva *et al.* (1974a) para os corpos graníticos com estrutura anelar, tendência alásquítica, tipicamente cratogênicos e condicionados ao mesmo ambiente de formação das lavas ácidas Iriri, com a mesma composição das vulcânicas a eles associadas. Apresentam variações texturais, de granito pórfiro a granito grosso, alcançando composição granodiorítica. Os granitos não possuem deformação e sua mineralogia é composta de feldspato potássico, quartzo, plagioclásio sódico subordinado ou ausente, biotita cloritizada, riebeckita (uma amostra) e allanita, apatita, epidoto, titanita, fluorita, opacos, zircão e xenotima ou monazita. Amostras coletadas a sudeste de Cachimbo forneceram idades de 1550 Ma

Issler (1977) separou os maciços graníticos do tipo Teles Pires, com idade provável de 1600 Ma, em:

1) granitos normais - predominantes; caracterizados por rochas equigranulares maciças, com coloração rósea, vermelho tijolo ou avermelhada, granulação média a grossa, chegando ocasionalmente a pegmatóide. São granitos leucocráticos, algumas variedades sendo alásquíticas, desprovidos de deformações. A mineralogia essencial é feldspato alcalino e quartzo, com plagioclásio sódico subordinado ou ausente, e biotita cloritizada, e os acessórios são allanita, apatita, epidoto, titanita, fluorita, opacos, zircão e xenotima ou monazita.

2) albita-riebeckita granitos - rochas de coloração cinza creme, faneríticas, equigranulares, leucocráticas, de granulação média a grossa e de estruturas maciças. Os minerais acessórios são titanita e opacos.

3) microgranitos - muito frequentes; ocorrem associados aos granitos. Caracterizam-se por granulação fina, coloração rósea a avermelhada e por serem alaskíticos. Raramente contêm biotita.

4) granitos pórfiros - leucocráticos, porfíricos, com coloração avermelhada e esparsas lamelas de biotita.

5) granófiros - apresentam coloração avermelhada, estrutura granofírica e biotita como mineral máfico.

Souza *et al.* (1979) definiram os *plutons* da Unidade Teles Pires como corpos circulares tipicamente pós-cinemáticos, de dimensões variadas, composição álcali-granítica, alaskítica, do tipo rapakivi. Petrograficamente, predominam álcali-granitos de coloração rosa-avermelhada, hololeucocráticos, de granulação média a grossa. Viborgitos e piterlitos são relativamente abundantes. Os minerais essenciais são quartzo e álcali-feldspato, com o plagioclásio fortemente subordinado ou ausente, e biotita cloritizada. Em alguns casos, ocorrem hastingsita, aegirina e riebeckita. Os acessórios são fluorita, opacos e apatita.

Silva *et ai.* (1980) consideraram o Granito Teles Pires ( $1548 \pm 28$  Ma) o representante plutônico do Grupo Uatumã, posterior à Formação Iriri e anterior ao Grupo Beneficente. Os maciços graníticos acham-se quase sempre relacionados à Formação Iriri, mas ocorrem também intrusivos no Complexo Xingu. As texturas observadas são gráfica, granofírica, micrográfica e pórfira. O feldspato potássico predominante é o ortoclásio perítico, raros sendo os grãos de microclínio. As rochas são classificadas como granito e adamelito, com as seguintes variedades: granito pórfiro, microgranito, granito, granito gráfico, granófiro, riebeckita granito e granito rapakivi.

Santos & Loguércio (1984) observaram que o Granito Teles Pires ( $1548 \pm 28$  Ma) possui idades muito próximas das de granitos do norte do cráton, como Parguaza (1545 Ma), Surucucus (1530 Ma) e Abonari (1520 Ma), e do Granito Velho Guilherme (1432 Ma), do sudeste do Pará, o que indica que o Granito Teles Pires pertence à segunda geração de granitos cratogênicos, originada pela reativação Parguazense. Portanto, é mais jovem que os granitos da primeira geração ( $\pm 1800$ ) e intrusivos no Supergrupo Uatumã (tipo Saracura, Maloquinha, Serra dos Carajás e Mapuera). Os autores situaram o Granito Teles Pires como pós-Beneficente.

Issler & Lima (1987) consideraram o Granito Teles Pires contemporâneo às rochas vulcânicas ácidas da Formação Iriri, pertencente ao Supergrupo Uatumã. Conforme dito anteriormente, Dall'Agnol *et al.* (1987) consideraram que o magmatismo Teles Pires é mais



jovem que as rochas do Supergrupo Uatumã.

Macambira *et al.* (1990) assinalaram a ausência de datações isoladas dos granitos da suíte Teles Pires, apesar de uma isócrona de referência obtida por Tassinari (1978) (*in* Macambira *et al.*, 1990), envolvendo vários maciços, ter fornecido uma idade Rb-Sr de  $1602 \pm 30$  Ma. Os autores observaram que apesar de o caráter comagmático entre as diversas suítes graníticas e vulcânicas não estar claramente demonstrado, parte dos granitóides do Proterozóico Médio tem sido relacionada ao vulcanismo Uatumã.

Em seu trabalho sobre o magmatismo anorogênico na Província Amazônia Central, Dall'Agnol *et al.* (1994) não fizeram referência aos Granitos Teles Pires. Porém, observaram que pelo menos as rochas mais antigas do Supergrupo Uatumã não são comagmáticas com o magmatismo anorogênico da Província Amazônia Central.

A existência de trabalhos geológicos na região onde se desenvolveu o presente estudo é bastante restrita. Entretanto, alguns mapeamentos, em geral em escala de reconhecimento, foram desenvolvidos.

Barbosa & Braun (1961) apresentaram um mapa 1:1.000.000 do Projeto Iriri-Cachimbo que engloba a região em apreço, no qual as rochas da região de Peixoto de Azevedo são classificadas como pertencentes ao Pré-Cambriano Indiviso e Terciário.

Silva *et al.* (1974a) apresentaram dados de mapeamento 1:1.000.000 em parte da folha SC.21 Juruena, em área situada entre os paralelos 08°00'S e 11°00'S e meridianos 54°00'W e 60°00'W, onde identificaram o predomínio de rochas pertencentes ao Pré-Cambriano (Complexo Xingu, Granito Juruena, Grupo Beneficente, Grupo Uatumã e Formação Prosperança ou Dardanelos, constituída de sedimentos elásticos de cobertura de plataforma), mas também mapearam diques de diabásio jurássicos, o dolerito Cururu, de 175 Ma.

Araújo *et al.* (1975) reconheceram quatro unidades pré-cambrianas na folha Peixoto de Azevedo, entre 10°00'S e 11°00'S e 54°00'W e 55°30'W: Complexo Basal, Unidade Pré-Cambriano I, Unidade Pré-Cambriano II e Intrusivas básicas epimetamórficas. O Complexo Basal engloba as rochas mais antigas da área e é constituído por granito-gnaisses e biotita granitos pórfiros. A Unidade Pré-Cambriano I compreende rochas vulcânicas, piroclásticas e intrusivas ácidas, de composição adamelítica e granítica, correlacionadas ao Grupo Uatumã. As rochas graníticas não apresentam feições que evidenciem deformações. A Unidade Pré-Cambriano II é constituída de rochas sedimentares arenosas, com vulcânicas intercaladas, que sustentam baixos platôs, e é correlacionada com a Formação Dardanelos. As rochas intrusivas epimetamórficas são diques de diabásio e gabro, NW-SE, levemente metamorfizados, que

cortam rochas do Complexo Basal e da Unidade Pré-Cambriano I. Os autores relataram a ausência de ocorrências minerais na folha Rio Peixoto de Azevedo.

Silva *et al.* (1980), quando do mapeamento da folha SC.21 Juruena, entre os paralelos 08°00'S e 12°00'S e meridianos 54°00'W e 60°00'W, identificaram no Pré-Cambriano Médio a Superior o Complexo Xingu e no Pré-Cambriano Superior, o Grupo Uatumã, constituído pela Formação Iriri (1700-1550 Ma) e Granito Teles Pires (1550 Ma); Grupo Beneficente; Granito Serra da Providência (1.430-1.230 Ma) e Grupo Caiabis, constituído pelas Formações Dardanelos e Arinos (1200-1400 Ma), e Alcalinas Canamã (1100 Ma).

Paes de Barros (1994) realizou mapeamento em escala 1:50.000 na reserva garimpeira de Peixoto de Azevedo, situada no extremo norte do Estado do Mato Grosso, abrangendo parte dos municípios de Peixoto de Azevedo, Guarantã do Norte e Matupá, e individualizou oito unidades litoestratigráficas, sendo quatro pré-cambrianas (figura 1.3):

- 1) Complexo Xingu - compreende mais de 60% da área mapeada e é representado por gnaisses, metabásicas, anfíbolitos, xistos e granitóides não diferenciados, em geral, tonalitos, dioritos, granodioritos e granitos metaluminosos, com magnetita, bastante recristalizados e deformados;
- 2) granitos pré-Uatumã - dois tipos de granitos foram inseridos nesta unidade, ambos considerados intrusivos no Complexo Xingu e correlacionados ao Ciclo Transamazônico: Granitos Juruena e Matupá.

Os granitos tipo Juruena constituem-se principalmente de hornblenda monzogranitos, biotita monzogranitos e granodioritos porfiríticos, de cor cinza, cálcio-alcalinos, metaluminosos a peraluminosos, observados na região de Peixoto de Azevedo.

O termo Granito Matupá engloba monzogranitos e granodioritos cálcio-alcalinos, caracterizados por intensa alteração hidrotermal (cloritização, sericitização, carbonatação e piritização) e mineralização aurífera, destacando-se sobre a superfície arrasada da região como pequenas serras alongadas segundo N50-70E, situados a leste da cidade de Matupá (MT). O autor observou que nas porções fortemente hidrotermalizadas do Granito Matupá existe mineralização aurífera do tipo disseminada e inúmeras feições cisalhantes de natureza dúctil-rúptil, sugerindo estreito relacionamento dos granitos transformados com uma fase de cisalhamento regional transcorrente, E-W, e com a percolação das soluções hidrotermais em uma fase tardi a pós-deformação. Uma importante fase de microclinização é considerada mais jovem, de caráter regional e pervasivo, vinculada às intrusões de álcaligranitos, microgranitos,

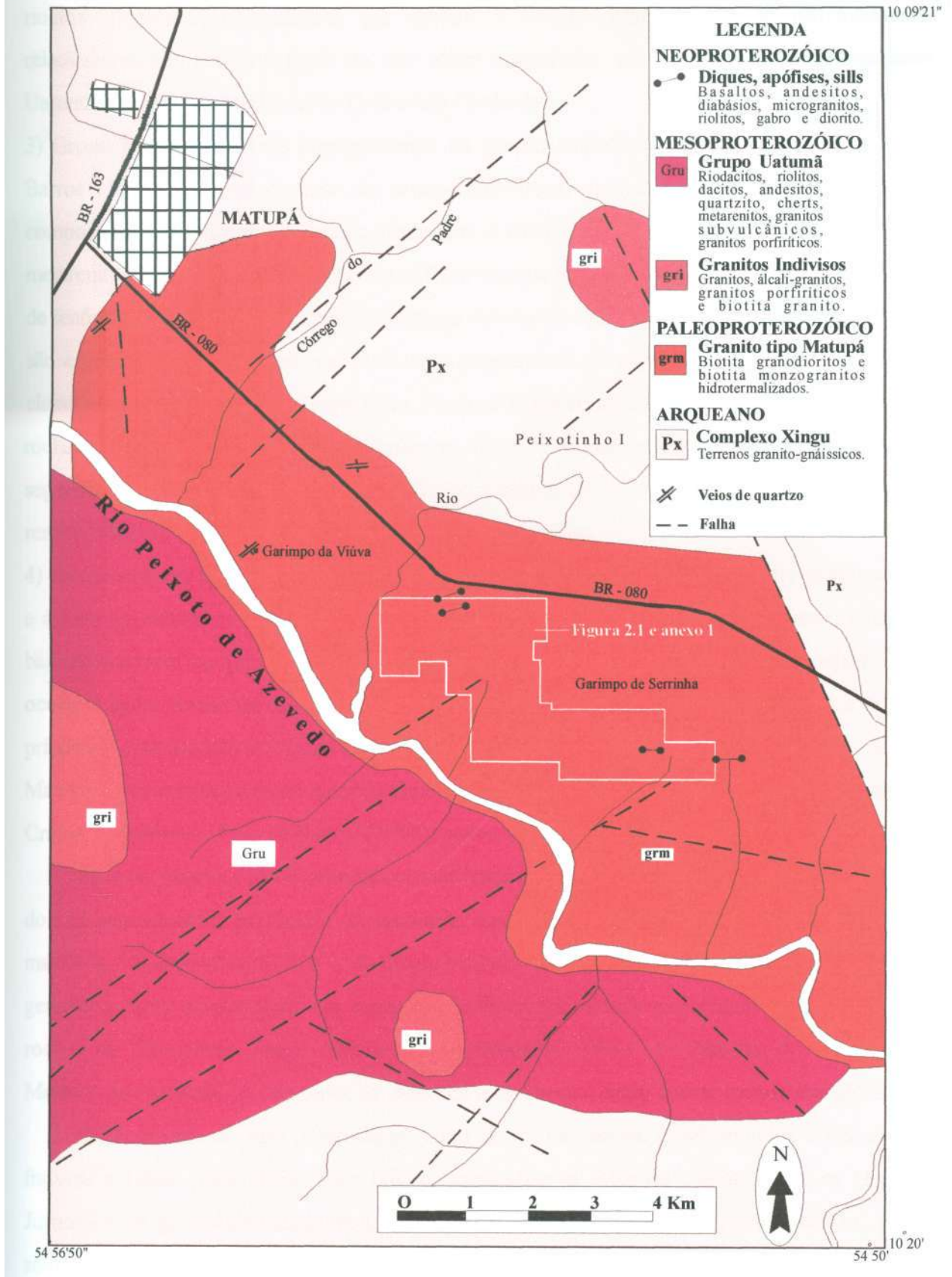


Figura 1.3 - Mapa geológico de parte da reserva garimpeira de Peixoto de Azevedo (Paes de Barros, 1994).

riolitos e granitos pegmatíticos que cortam o Granito Matupá e estão provavelmente relacionados aos estágios finais da fase rúptil tafrogênica que condicionou o magmatismo Uatumã ao longo da borda sul do Gráben do Cachimbo.

3) Grupo Uatumã - ocorre principalmente na porção sudeste da área mapeada por Paes de Barros (1994), com predomínio de termos graníticos, associados a rochas vulcânicas de composição variando entre riolitos, riodacitos e dacitos, com intercalações sedimentares de metarenitos e metassiltitos. Os granitos exibem relativa homogeneidade petrográfica e ausência de fenômenos cataclásticos intensos, possuem coloração avermelhada, composição alaskítica e são equigranulares a porfiríticos, por vezes granofíricos ou rapakivi. Paes de Barros (1994) classificou-os como Granitos Teles Pires. Na área de ocorrência do Granito Matupá, descreveu rochas vulcânicas e sedimentares, inseridas no Grupo Uatumã, sustentando as cristas alinhadas segundo E-W. O autor acredita que o Grupo Uatumã não condicionou mineralizações, mas remobilizações, em estruturas potencialmente mineralizadas.

4) *Stocks*, diques, apófises e *sills* - compreendem principalmente rochas básicas, intermediárias e ácidas de natureza nitidamente tardia em relação às seqüências descritas acima. As rochas básicas ocorrem na forma de diques de andesito e derrames basálticos e as rochas ácidas ocorrem sob a forma de diques de microgranitos, granófiros, granitos pegmatíticos e riolitos, principalmente nas proximidades das zonas mineralizadas dos corpos de biotita granito do tipo Matupá. Não sendo possível correlacionar essa unidade com unidades similares descritas no Cráton Amazônico, Paes de Barros (1994) optou por inseri-la no Proterozóico Superior.

Paes de Barros (1994) identificou três tipos principais de depósitos auríferos na região do seu mapeamento, em função da tipologia, morfologia e contexto geológico em que estão inseridos. Os depósitos do tipo I, de preenchimento de fraturas, estão vinculados às estruturas geradas a partir da evolução das zonas de cisalhamento dúcteis que afetam principalmente as rochas do Complexo Xingu. Ocorrem nos chamados Filões do Paraíba, do Mineiro, do Melado, do Roberto, do Olerindo, do Nauram e do Erédio, entre outros menos significativos.

Os depósitos do tipo II são de pequeno porte, filoneanos, condicionados a sistemas de fraturas e falhas preferencialmente NE, concentrados na faixa de contato entre os Granitos Juruena e os granitóides arqueanos. Os depósitos estão em veios de quartzo leitoso, pouco sulfetados, com 1% de pirita, estreitos (10-15 m), encaixados em rochas monzograníticas caulinizadas, com halos sericíticos pouco desenvolvidos e baixos teores (10g/ton). Dentre os corpos situados neste tipo de mineralização, Paes de Barros (1994) citou os filões do Córrego do Paulista, da Grota do Simão, do Córrego do Zé Deco, do Geraldo, Antena e da Viúva.

Os depósitos do tipo III constituem mineralização do tipo disseminada ou *stockwork*, similar aos depósitos do tipo Cu-Au pórfiros, alojada em fraturas dispostas principalmente em granitóides hidrotermalizados do tipo Matupá, encontrados no garimpo da Serrinha, em Matupá. A paragênese de alteração está representada por sericita, feldspato potássico, epidoto e pirita, resultando em processos de sericitização, cloritização, carbonatação e epidotização. Os corpos de minério não possuem forma definida, mas estão notoriamente associados a sistemas de fraturas de cisalhamento e falhas, com grande densidade de superfícies estriadas.

Em estudos geológicos regionais preliminares em desenvolvimento na porção norte do Mato Grosso, em uma área compreendida entre Matupá e Paranaíta (figura 1.4), denominada Província aurífera Juruena-Teles Pires, foram distinguidos dois grupos de granitos (Botelho *et al.*, 1997; Botelho & Moura, 1998). O primeiro grupo engloba os granitos cálcio-alcálicos, semelhantes aos granitos do tipo I, de arco vulcânico ou pós-tectônico, contendo magnetita magmática. Uma feição importante é a constante presença de fácies hidrotermalizadas desses granitos intimamente associadas a mineralizações de ouro, sugerindo a existência de relação genética entre este grupo de granitos e depósitos de ouro na região de Peixoto de Azevedo - Alta Floresta.

O segundo grupo compreende granitos subsolvus e hipersolvus, com richterita, magnetita magmática e biotita característica de granitos alcalinos, quimicamente comparável a granitos de arco vulcânico, apesar de estarem caracterizados na literatura como anorogênicos do tipo Granito Teles Pires. Esses granitos não parecem ter relação genética com mineralizações auríferas, embora sejam hospedeiros de algumas ocorrências (figura 1.4).

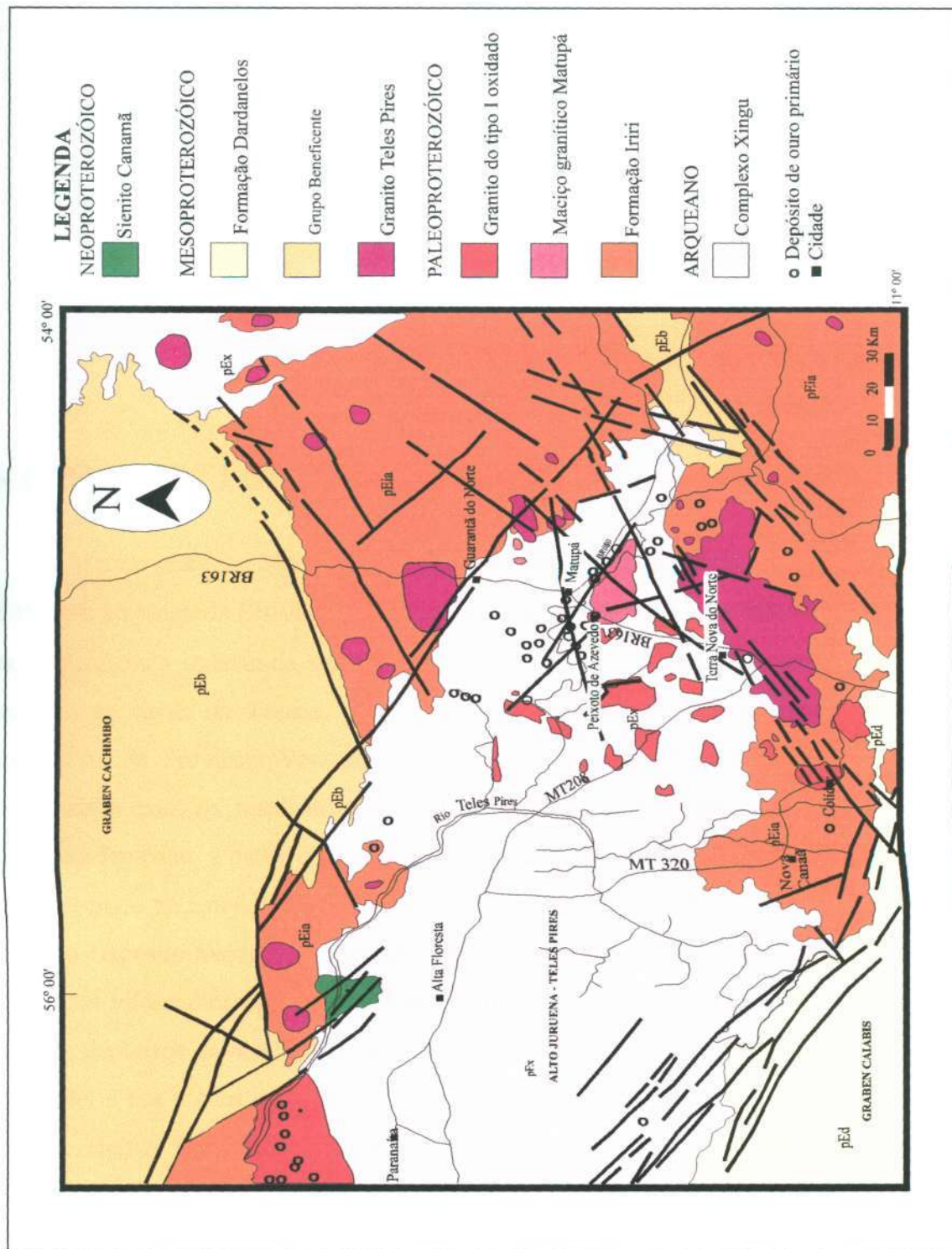


Figura 1.4 - Mapa geológico da Província aurífera Juruena-Teles Pires (Botelho et al., 1997).

# CAPÍTULO II

---

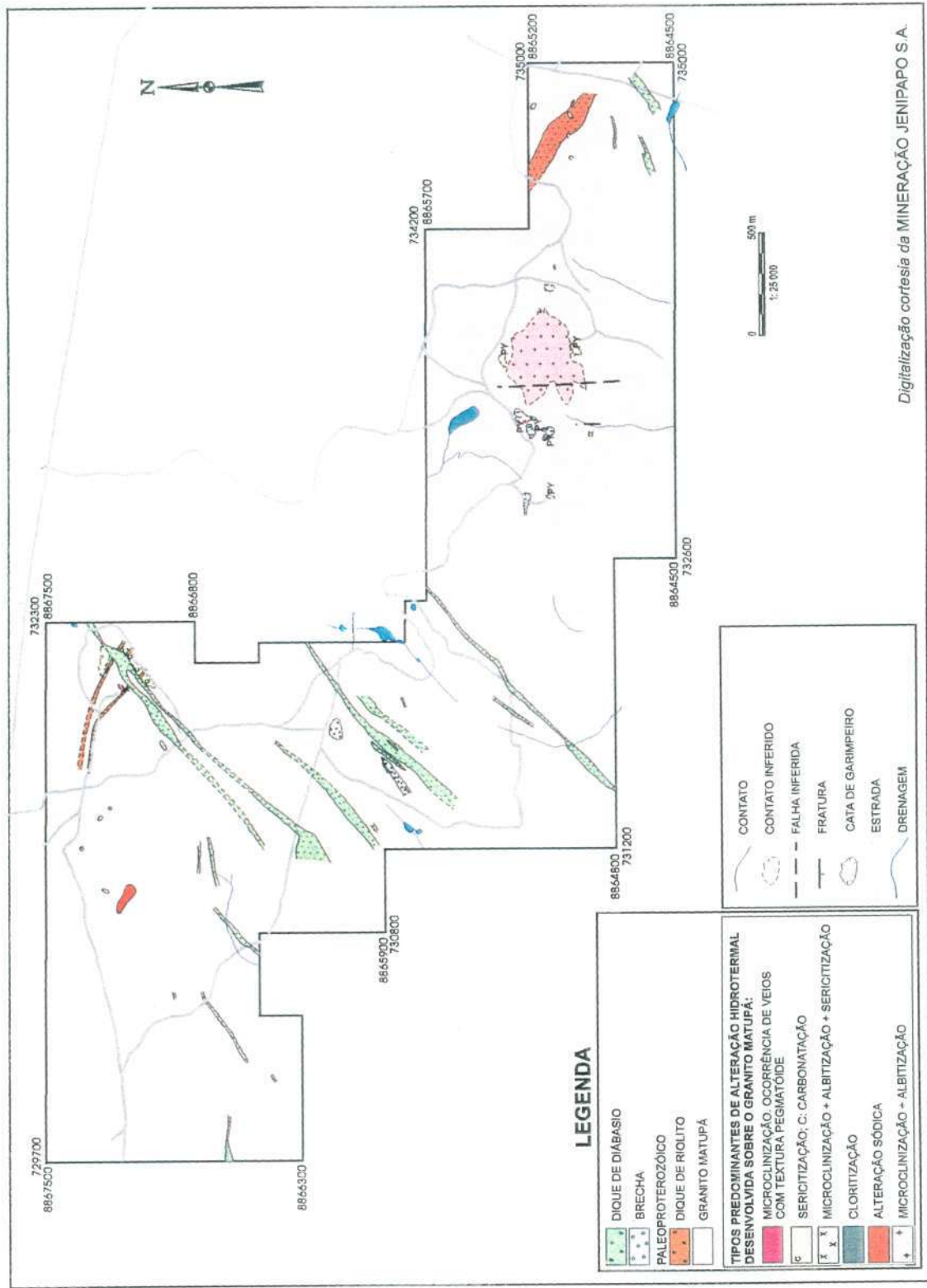
## ***GEOLOGIA, PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO MACIÇO GRANÍTICO MATUPÁ***

### **1-GEOLOGIA LOCAL**

O Maciço granítico Matupá aflora nos Depósitos de ouro Serrinha e Viúva, na Pedreira de Matupá, ao longo da BR-080, sob a ponte do Rio Peixotinho I - situados aproximadamente dez quilômetros a sudeste da cidade de Matupá (MT) - e a oeste da cidade de Peixoto de Azevedo, na *curva da Tocaia*, constituindo um corpo de aproximadamente 280 km<sup>2</sup> no extremo sul da Província Ventuari-Tapajós, de Tassinari (1996). Essa extensão está em conformidade com os resultados de Siqueira (1986) e com mapa inédito elaborado pela Mineração Jenipapo, a partir de observações de campo e de dados geofísicos, onde um único corpo granítico foi individualizado desde o Depósito Serrinha até Peixoto de Azevedo.

No Depósito Serrinha, o Maciço Matupá constitui serras alongadas segundo N50-70E, designadas informalmente de áreas I a VII (anexo 1). Adjacente a esses corpos, existem extensos depósitos de material alúvio-coluvionar, que impedem a observação da continuidade do granito e das rochas encaixantes. Com base em critérios petrográficos e metalogenéticos, Paes de Barros (1994) denominou Granito Matupá corpos de granito hidrotermalmente transformado, com composição primária de biotita granodiorito, coloração cinza claro a rósea e textura hipidiomórfica equigranular média a porfirítica.

Em Serrinha, o Maciço granítico Matupá encontra-se não deformado, pouco fraturado, porém bastante hidrotermalizado em alguns locais, que se constituíram em catas exploradas por garimpeiros para ouro, embora a maior concentração de garimpos esteja nos depósitos de



Digitalização cortesia da MINERAÇÃO JENIPAPO S.A.

Figura 2.1 - Mapa geológico do Maciço granítico Matupá no Depósito Serrinha, Matupá - MT. (Geologia de campo por Mineração Jenipapo S.A.; definição dos litotipos por M.A. Moura e N.F. Botelho.)



material alúvio-coluvionar.

Diques félsicos N70W a EW, métricos, e diques máficos N45E (figura 2.1), com largura variando de 1 cm a dezenas de metros, cortam o Maciço granítico Matupá. Os diques máficos são mais jovens que os félsicos e são responsáveis pela sustentação e alongamento das serras. O pouco expressivo fraturamento do granito é paralelo às duas direções de diques. Veios de 2-3 cm de pegmatite e de aplito NE foram observados na área II.

Entre as serras VI e VII e no furo de sonda SRD 006 foram identificados blocos de brecha orientados paralelamente aos diques máficos (figura 2.1; anexo 1). A brecha compreende agregados de cristais de feldspato e quartzo de até 3 cm, fraturados e estirados, imersos em matriz verde, constituída predominantemente por clorita muito fina, mica branca fina, cristais de quartzo euédricos não deformados e ripas de actinolita. A sua proximidade com os diques máficos, a presença de actinolita e a existência de quartzo euédrico sugerem derivarem as brechas da intrusão dos diques máficos no Granito Matupá.

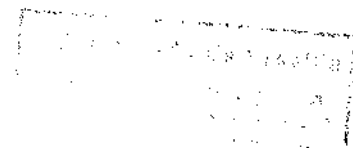
## 1.1 - DIQUES MÁFICOS

Distinguem dois tipos petrográficos de diques máficos em Serrinha. O tipo predominante é porfirítico, com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz ofítica mais vidro. O plagioclásio está quase totalmente substituído por sericita, e a magnetita possui textura esqueletal (SE VIIe e SE VIC). Sua composição modal aproximada é matriz vítrea (40%), plagioclásio (25%), augita (25%) e magnetita (10%).

O segundo tipo de dique é mineralogicamente semelhante ao dique porfirítico. Porém sua textura é granular-hipidiomórfica média a fina, subofítica (prancha 2.1-a). A magnetita está bem cristalizada e a matriz vítrea, ausente.

O plagioclásio se encontra por vezes zonado, variando de andesina a labradorita ( $Al_{33}$  a  $An_{56}$ ) e o piroxênio possui fórmula estrutural média ( $Mg_{0,83}Ca_{0,68}Fe^{2+}_{0,38}Fe^{3+}_{0,04}Al_{0,02}$ ) ( $Si_{1,93}Al_{0,07}O_6$ ). Clorita, sericita, pirita e raramente actinolita constituem os minerais secundários.

Visando à caracterização química e discriminação tectônica dos diques máficos para sua melhor compreensão no contexto do Depósito Serrinha, procedeu-se ao estudo químico de amostras representativas. Os resultados analíticos (anexo 2) demonstram serem as amostras estudadas quimicamente homogêneas, provavelmente representantes de uma única câmara magmática.



Posicionados no diagrama TAS (Le Maitre, 1984; Le Bas *et al.*, 1992), os diques máficos de Serrinha são classificados como basalto médio-K (figura 2.2). Com base na relação  $SiO_2 \times (K_2O + Na_2O)$ , o basalto é subalcalino (Irvine & Baragar, 1971). No diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (figura 2.3), como também nos diagramas de Miyashiro (1974), as amostras analisadas seguem *trend* toleítico, com proeminente enriquecimento em  $FeO^*$ .

Os valores de  $SiO_2$  variam de 48,2 a 50,6% e os de  $MgO$  situam-se entre 5,3 e 8,5%. As amostras analisadas possuem  $TiO_2 < 2\%$ , à semelhança dos resultados obtidos por Kuyumjian (1998) para diques paleoproterozóicos e/ou arqueanos intrudidos no Maciço de Goiás.

Em comparação com valores típicos de MORB e de basaltos toleíticos havaianos, as rochas estudadas são enriquecidas em  $K_2O$  e empobrecidas em  $CaO$  e  $TiO_2$ , sendo comparáveis a basaltos continentais da província de Deccan, Bacia do Paraná, Columbia e Etendeka (Carlson, 1991). Relativamente ao Ti, Carlson (1991) assinalou que os basaltos continentais são semelhantes às lavas de margens continentais primitivas.

Os valores de Ni (49-168) e de #Mg (33-55) mostram que os diques de Serrinha representam magmas basálticos diferenciados, pois os líquidos toleíticos derivados diretamente do manto possuem número de #Mg acima de 68 e valores de Ni entre 300 e 500 ppm (Kuyumjian, 1998).

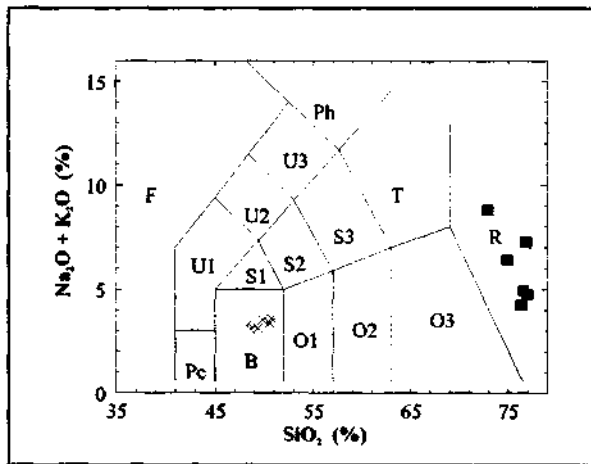


Figura 2.2 - Amostras dos diques máficos (x) e félsicos (•) no diagrama TAS de Le Maitre (1984). B: basalto; R:riolito.

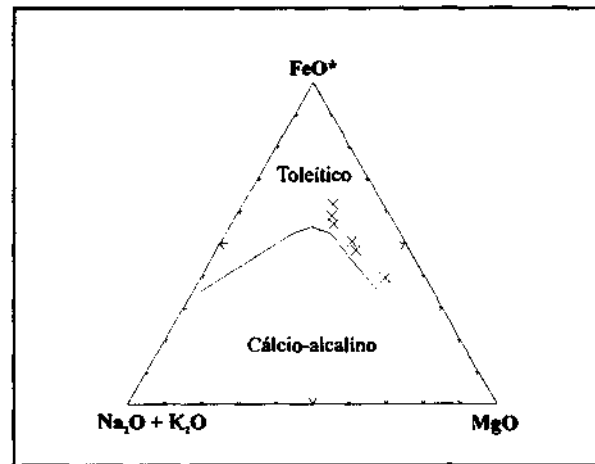


Figura 2.3 - Diagrama AFM (in Irvine & Baragar, 1971) com amostras dos diques máficos (x).

Nos diagramas discriminantes de ambiente tectônico propostos por Pearce & Cann (1973) e Meschede (1986), os diques estudados podem ser classificados como basaltos intra-placa (figuras 2.4 e 2.5).

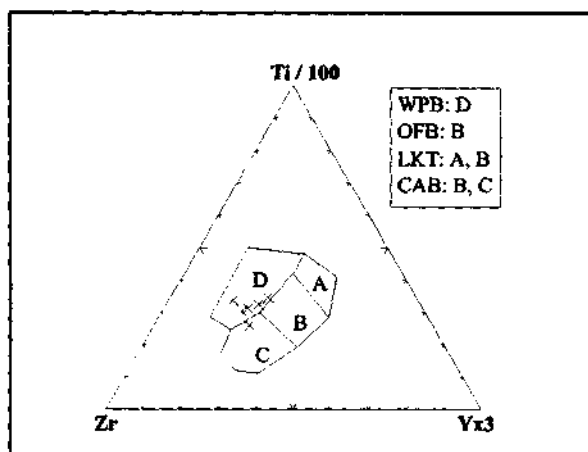


Figura 2.4- Amostras do dique máfico posicionadas em diagrama de Pearce & Cann (1973). WPB: basaltos intra-placa; OFB: basaltos de fundo oceânico; LKT: toleitos baixo-potássio; CAB: basaltos cálcio-alcallnos.

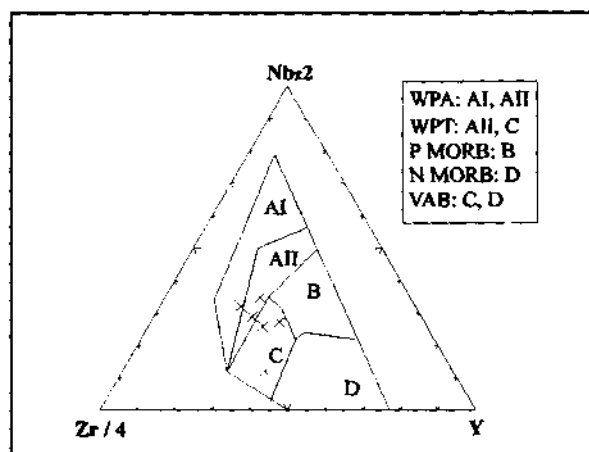


Figura 2.5 - Amostras de dique máfico plotadas no diagrama discriminante de ambiente tectônico de Meschede (1986). WPA: basaltos alcalinos intra-placa; WPT: toleitos intra-placa; P MORB; N MORB: basaltos de cadelas meso-oceânicas; VAB: basaltos de arcos vulcânicos.

Na figura 2.5, as amostras estudadas apresentam praticamente as mesmas relações entre Nb, Zr e Y e se situam quase totalmente no campo dos toleitos intra-placa, psicionando-se uma no campo dos toleitos intra-placa, no limite com basaltos alcalinos intra-placa.

As amostras de dique de diabásio analisadas possuem razões Zr/Nb e Y/Nb baixas a moderadas - respectivamente 9,09-12,4 e 1,33-2,09, desconsiderando-se o valor anormalmente baixo de Nb da amostra SE VIC - e são enriquecidas em ETR leves ( $La_N/Sm_N = 1,77-2,93$ ), valores próximos aos obtidos por Melluso *et al.* (1995) para basaltos com alto Ti e toleitos potássicos de Deccan ( $Zr/Nb = 3-12$  e  $Y/Nb = 0,6-2,1$ ), em oposição às razões encontradas nos basaltos com baixo Ti ( $Zr/Nb = 10,4-16,6$  e  $Y/Nb = 2,1-9,3$ ). Melluso *et ai.* (1995) consideraram as razões obtidas para os basaltos com alto Ti e toleitos potássicos típicas de basaltos intra-placa ou de basaltos enriquecidos, E-MORB (le Roex *et ai.*, 1985).

Os padrões de elementos terras raras normalizados a condrito das amostras estudadas (figura 2.6) são fracionados, com razão média  $La_N/Yb_N = 8,2$ , semelhantes aos padrões de derrames basálticos continentais. As amostras SE 1.3.7 e SE VII e.1 apresentam fraca anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,8$ ), indicando que houve pouco fracionamento de plagioclásio.

Os diques estudados são enriquecidos nos elementos mais higromagmatófilos relativamente ao manto primordial, da mesma forma que os basaltos continentais (Carlson, 1991). Na figura 2.7 estão apresentados os padrões de distribuição de elementos relativamente ao manto primordial, estando os elementos dispostos em ordem crescente de coeficiente de distribuição, conforme proposta de Wood *et al.* (1979).

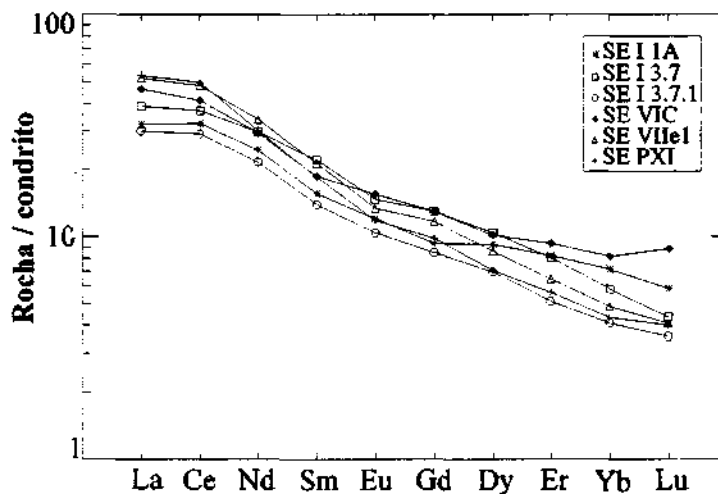


Figura 2.6 - Padrão de elementos terras raras para amostras do dique de diabásio normalizados ao condrito de Nakamura (1974),

Os padrões de distribuição multielementares das amostras de Serrinha normalizados a valores de Wood *et al.* (1979), comparados com os resultados obtidos por Holm (1985) para trinta províncias diferentes, são semelhantes aos de toleítos continentais, cujo padrão geral apresenta inclinação negativa, com significativa anomalia negativa de Nb. Em oposição, os toleítos de ilhas oceânicas têm padrão de U invertido, anomalia positiva de Nb e inclinação negativa para Sm-Ti-Y-Yb; os toleítos de fundo oceânico caracterizam-se por inclinação positiva e os de arcos de ilhas e de margens continentais apresentam inclinação negativa, quase obscurecida por várias anomalias, destacando-se as anomalias negativas de Nb e Th e a anomalia positiva de Sr.

Holm (1985) avaliou a influência de alteração hidrotermal e contaminação por crosta continental sobre diabásio continental da Groelândia e concluiu que o padrão multielementar fica distorcido; mas anomalias importantes são preservadas, permitindo que o ambiente tectônico seja reconhecido. O principal efeito do aumento da contaminação é o aumento da inclinação negativa, além de as anomalias tornarem-se mais pronunciadas, principalmente no segmento La-Ti.

No diagrama multielementar da figura 2.7, os diques de Serrinha apresentam anomalia negativa de Nb e positiva de Ti e Rb. As amostras SE I.3.7 e SE I.1A apresentam anomalia negativa de P, enquanto as demais possuem anomalia positiva de P. Comportamentos semelhantes desses elementos são apresentados por basaltos continentais, como ocorre com os basaltos da Bacia do Paraná, que são geralmente empobrecidas em Nb, Ta, P e Ti e enriquecidas em Pb, Ba e Rb, características comumente associadas à crosta continental (Mantovani *et al.*, 1985; Carlson, 1991). O toleíto Kilauea e os basaltos com alto P e Ti da

Bacia do Paraná e de Deccan também são enriquecidos em Ti. Carlson (1991) salientou que em uma mesma província podem haver basaltos com comportamentos de elementos-traço opostos, como a existência de basaltos com alto P e Ti em oposição a basaltos com baixo P e Ti da Bacia do Paraná. O grupo com baixos Ti e P apresenta uma forte assinatura litosférica. Entretanto, permanece o debate na literatura se tal assinatura representa contaminação durante a passagem do líquido basáltico pela litosfera ou se é evidência de fonte no manto litosférico subcontinental para esses magmas.

Arndt *et al.* (1993) salientaram que a grande maioria dos derrames vulcânicos continentais e rochas hipabissais associadas é moderada a fortemente enriquecida em todos os elementos incompatíveis com minerais mantélicos, exceto Ta e Nb, sendo as anomalias mais acentuadas as dos picritos da Província do Karoo e de diques de diabásio dos crátons precambrianos. Os autores sugeriram existir dois controles principais para as composições de derrames basálticos continentais. O primeiro é a espessura da litosfera, que influencia fortemente a profundidade e o grau de fusão mantélica de uma fonte astenosférica ou de uma pluma. Onde a litosfera é espessa, os líquidos fundem a elevada pressão, existe presença de granada, o grau de fusão é baixo e as concentrações de elementos-traço são elevadas. Este tipo de magma evolui para a produção de basaltos continentais com alto Ti. Onde a litosfera é mais fina, a fonte ascende a níveis mais rasos, a porcentagem de fusão é maior, a granada deve ter sido exaurida e os magmas possuem menores conteúdos de elementos-traço. Estes magmas fornecem basaltos com baixo Ti.

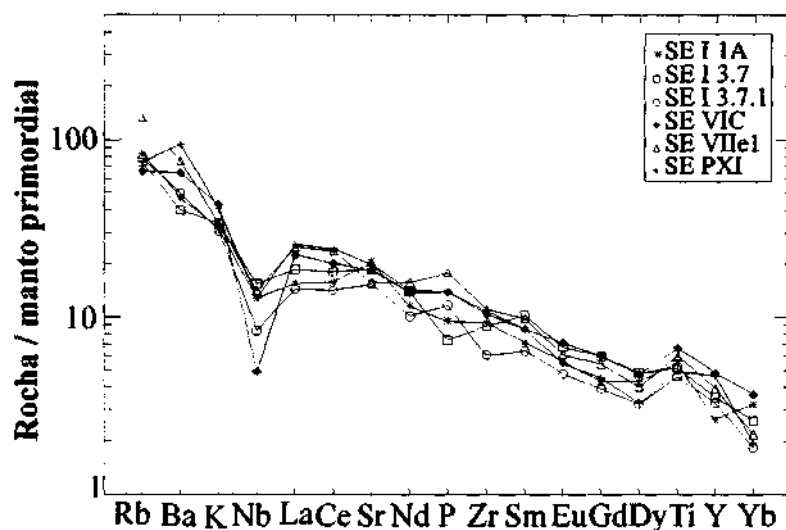


Figura 2.7 - Diagrama de distribuição de elementos para amostras de dique máfico, normalizados ao manto primordial (valores de normalização propostos por Sun & McDonough, 1989).

O segundo controle é o processamento de magmas em câmaras periodicamente supridas com novo material, enquanto os magmas permanecem em fracionamento contínuo e assimilação das rochas crustais encaixantes. Estes processos impõem uma assinatura crustal nos magmas, expressa mais fortemente pelas concentrações de elementos incompatíveis, como as anomalias de Nb e Ta, e por suas características isotópicas (Arndt *et al.*, 1993).

No diagrama de distribuição de elementos normalizados segundo Thompson *et al.* (1984), a amostra SE VIC apresenta acentuadas anomalias negativas Th, Ta, Nb e Ba e as demais amostras apresentam padrões semelhantes ao obtido para SE VIC, considerando-se os elementos analisados, também apresentando anomalia negativa de Nb (figura 2.8).

Comparando-se com os diagramas elaborados por Thompson *et al.* (1984), os padrões obtidos para as amostras de Serrinha são semelhantes aos de derrames basálticos continentais composicionalmente distintos de basaltos de ilhas oceânicas. Thompson *et al.* (1984) atribuíram essa distinção principalmente à contaminação dos magmas na sua ascensão a partir de fontes de basaltos de ilhas oceânicas - fontes astenosféricas subcontinentais - durante seu equilíbrio pré-eruptivo dentro da crosta siálica. Os autores preferiram essa hipótese à de que os basaltos continentais tenham sido gerados em uma litosfera subcontinental antiga.

Os dados obtidos para os diques máficos de Serrinha sugerem que eles intrudiram o Granito Matupá quando a região já estava cratonizada.

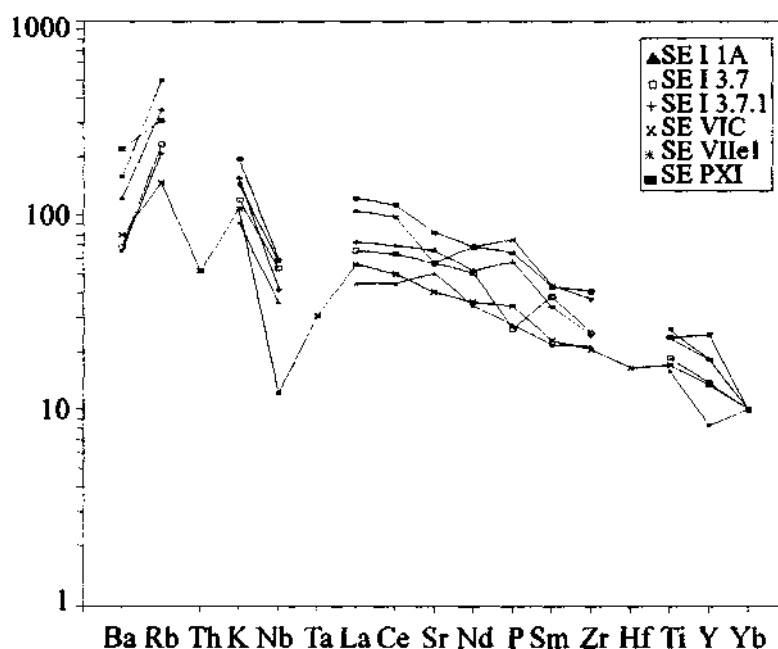


Figura 2.8 - Diagrama de distribuição de elementos para amostras de dique máfico. Os elementos foram duplamente normalizados, sendo os fatores de normalização utilizados conforme Thompson *et al.* (1984).

## 1.2 - DIQUES FÉLSICOS

Os diques félsicos foram observados apenas nas catas de garimpeiros, onde se encontram bastante afetados por processos hidrotermais, mas preservam estruturas de fluxo. Em geral, a rocha é verde clara, com granulação muito fina, rica em *boxworks* de pirita e constituída de quartzo + feldspato (48%), sericita (50%), pirita (2%), zircão e apatita. A quantidade de fenocristais (de quartzo e feldspato) não excede 5% da amostra. As amostras de dique da área 14 (SE 1.4.2 e SE I.4.2A) encontram-se em estágio avançado de alteração hidrotermal, sendo constituídas por uma massa de clorita verde clara (45%) associada a sericita (33%), quartzo (10%), feldspato (10%) e pirita (2%). Conseqüentemente, sua análise química resultou em baixos valores de SiO<sub>2</sub> (50,2 e 43,6, respectivamente) e altos conteúdos de MgO, FeO e P.F. (anexo 2).

Tendo em vista as dificuldades de determinação da moda do dique félsico, sua classificação foi feita com base na sua composição química.

No diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1992), as amostras analisadas classificam-se como riolito (figura 2.2). Para fins de comparação com o Maciço Matupá, o estudo litogeoquímico dos diques de riolito será apresentado no item 5 deste capítulo.

## 2 - PETROGRAFIA DO GRANITO MATUPÁ

O Maciço granítico Matupá aflora no Depósito Serrinha na forma de blocos isotrópicos não deformados e pouco fraturados de biotita granito médio a grosso, *subsolvus*, com textura equigranular a porfirítica e cor rósea (prancha 2.1-b a d). Em vista da sua homogeneidade em todo o Depósito, será aqui adotada a nomenclatura de Paes de Barros (1994) - Granito Matupá - para designar o Maciço granítico Matupá no Depósito Serrinha.

O estudo petrográfico de amostras representativas do Granito Matupá mostrou que os minerais essenciais compreendem quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita e os minerais acessórios existentes são magnetita, ilmenita, titanita, zircão, apatita, aUanita e raramente hornblenda e monazita. A composição modal de amostras selecionadas está expressa na tabela 2.1. As amostras SE PE1 e SE WA são respectivamente do Depósito Viúva e da Pedreira de Matupá, situadas a noroeste do Depósito Serrinha (figura 1.3). Posicionadas no diagrama QAP, de Streckeisen (1976), as amostras estudadas permitem classificar o Maciço

granítico Matupá como monzogranito (figura 2.9). Apenas a amostra SEIIC2, rica em biotita e plagioclásio, situa-se entre os campos de granodiorito e quartzo monzodiorito/monzogabro (tabela 2.1 e figura 2.9).

O plagioclásio primário encontra-se geralmente em processo de descalcificação. Quando preservado (SE IIIA), o mineral apresenta-se zonado, geralmente geminado segundo a lei da albita e com composição variando de oligoclásio a andesina (An 20 a 40). Seu principal produto de alteração é sericita, mas também se formam epidoto e carbonato.

O feldspato potássico possui geralmente hábito prismático, raramente apresenta geminação *carlsbad* e tem geralmente intercrescimento micropertítico. O mineral altera para sericita e albita e se encontra, às vezes, envolvido por massas de microclínio tardio.

O quartzo apresenta-se normalmente com hábito anedral e extinção ondulante, geralmente ocupando interstícios entre os feldspatos. Fraturas de quartzo secundário cortam as massas de microclínio tardio.

A biotita primária possui pleocroísmo variando de verde amarronzado a verde oliva, mas está geralmente cloritizada, o que lhe confere cor verde mais claro, havendo formação conjunta de epidoto, titanita, muscovita, ilmenita e/ou magnetita secundários (prancha 2.1-d).

**Tabela 2.1 - Composição modal (%) de amostras do Maciço Matupá.**

	SE PE1	SE VVA	SE IIIA	SE PX 12	SE 1.4.6	SE IIO	SE IIC2
Quartzo	31,5	21,9	23,1	22,6	30,4	22,3	15,6
Feldspato K	26,6	34,5	28,9	37,8	37,5	40,3	20,42
Plagioclásio	34,6	35,1	39,2	32,3	28,5	33,1	44,0
Biotita	5,6	7,1	7,4	6,7	3,3	3,9	15,6
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	tr.
Titanita	tr.	tr.	tr.	tr.	-	tr.	1,8
Magnetita	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	2,5
Ilmenita	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Apatita	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
zircão	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Monazita	-	-	-	-	-	-	-
Allanita	-	tr.	tr.	-	-	tr.	tr.

O anfibólio magmático foi observado somente na amostra SEIIC.2, onde se associa a biotita, magnetita, titanita e allanita. O mineral é euédrico, com aproximadamente 1,0 mm de diâmetro maior e pleocroísmo variando de verde claro a verde escuro, sendo classificado genericamente como hornblenda (prancha 2.1-e).

O zircão está sempre presente no Granito Matupá, onde ocorre incluso principalmente



em biotita, mas também em quartzo. O mineral encontra-se muito bem preservado, euédrico, prismático, normalmente zonado, com comprimento médio de 20  $\mu\text{m}$ .

A titanita magmática possui hábito navicular, cor castanho avermelhado e diâmetro maior variável, podendo chegar a 1,5 mm. O mineral será estudado no capítulo III, quando será comparado com titanita hidrotermal.

A apatita é um acessório raro, observado principalmente como inclusões euédricas em biotita. Quimicamente pode ser classificada como fluorapatita. O mineral é pobre em elementos terras raras, tendo como fórmula química média:  $(\text{Ca}_{5,15}\text{Fe}_{0,03})(\text{PO}_4)_3\text{F}$ .

A allanita por vezes exhibe fraturas radiais (SE I.1.1 e SE IIIA), indicativas de metamictização, quando se apresenta com hábito eudral, 1 mm de comprimento médio e cor castanho amarelado. Em alguns locais, o mineral possui cor castanho avermelhado e encontra-se ora eudral e zonado, com aproximadamente 3 mm de comprimento, associado a plagioclásio e feldspato potássico (SE WA), ora com 0,3 mm, incluso em microclínio geminado segundo carlsbad (SE IID), sem indício de metamictização, atestando seu caráter magmático (prancha 2.1-f).

A monazita foi observada somente nas amostras SE VII C2 e SE VI J1. O mineral é subedral, com 0,4 mm de diâmetro e sua cor é marrom pálido (prancha 2.1-g).

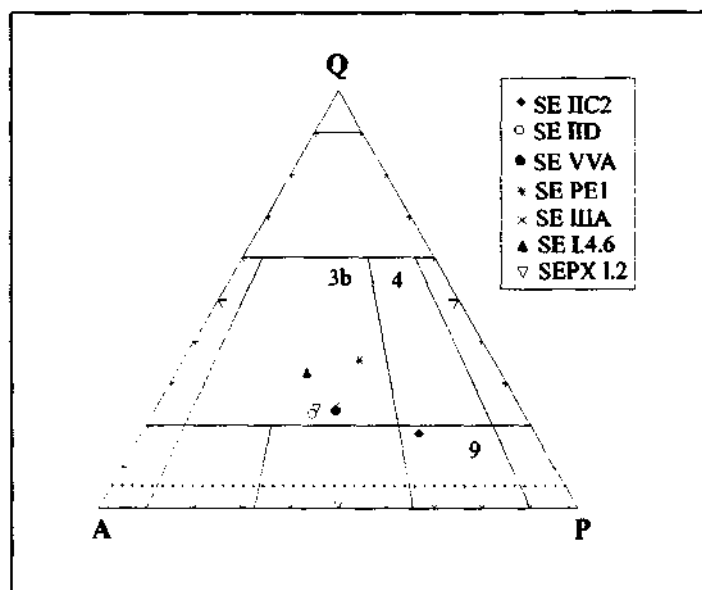
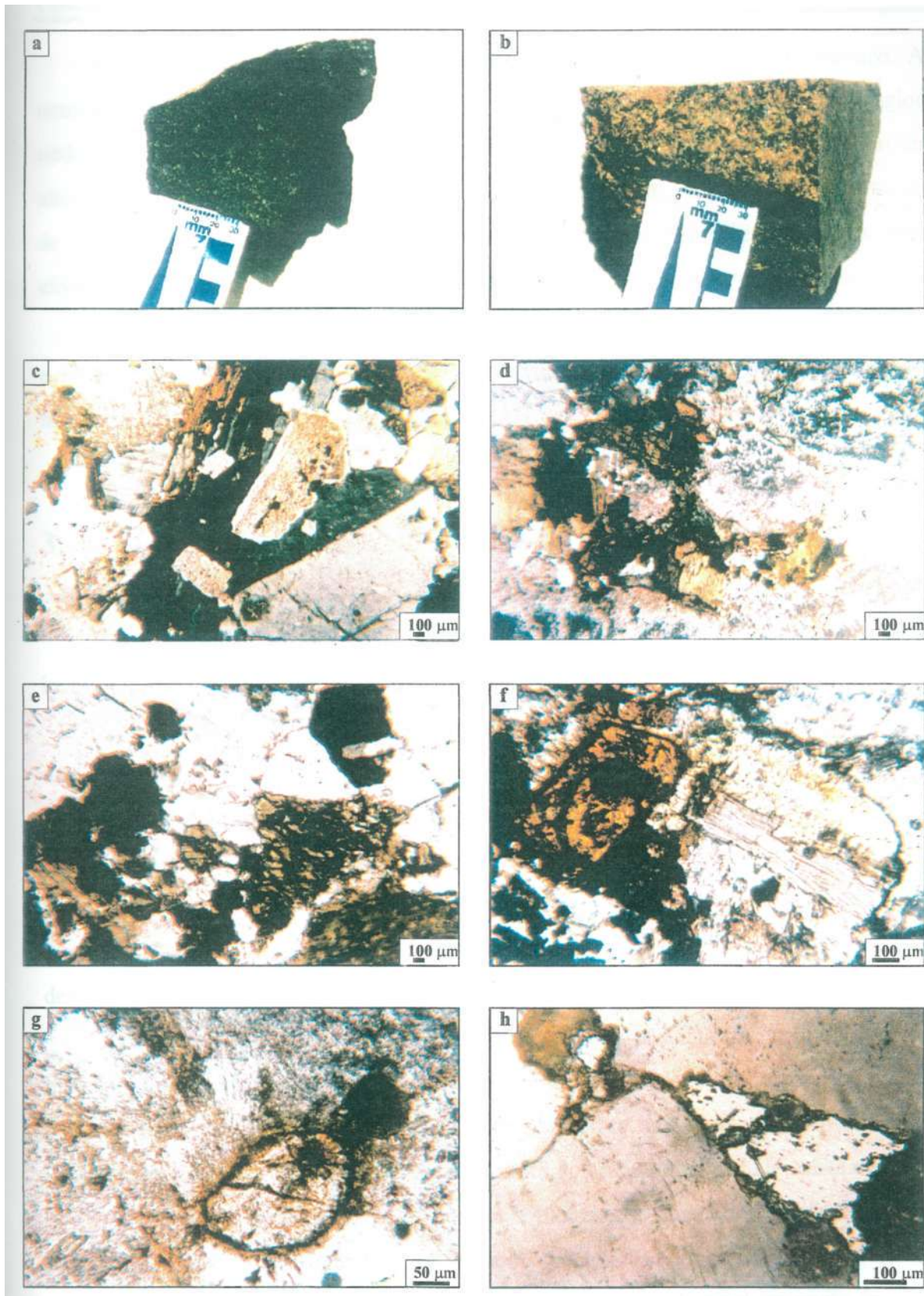


Figura 2.9 - Amostras do Maciço Matupá no diagrama QAP, de Streckeisen (1976). 3b: Monzogranito; 4: granodiorito; 9: quartzo monzodiorito/monzogabro.



Prancha 2.1 - a) Amostra de dique de diabásio equigranular (SE 1.3.7); Granito Matupá; b) Amostra SE II), biotita granito rosa; b) Textura do Granito Matupá preservado (SE II.1.2); d) Fotomicrografia mostrando biotita em início de cloritização, cristais de allanita (vermelho) e titanita e plagioclásio saussuritizado; e) Cristal de hornblenda associado a biotita e magnetita primária (SE IIC2); f) Fotomicrografia mostrando allanita associada a biotita alterando para epidoto (SE IIC2); g) Cristal de monazita primária (SE VIJ1), h) Magnetita (cristal menor) e ilmenita com exsolução de hematita (pontos claros).

A magnetita é mais freqüente que a ilmenita nas amostras do Granito Matupá. Ambos ocupam interstícios de quartzo e feldspato ou ocorrem inclusos em quartzo ou plagioclásio, onde são interpretados como mineral primário. Mas também se formam como produto de alteração da biotita. A magnetita magmática é por vezes euédrica e se apresenta em processo de martitização, com desenvolvimento de hematita principalmente segundo seus planos de clivagem. A ilmenita encontra-se normalmente com exsolução de hematita (prancha 2.1-h).

Pirita e calcopirita ocorrem, às vezes, associadas ao produto de alteração de plagioclásio e raramente inclusas em quartzo, tendo provavelmente derivado da percolação de fluidos hidrotermais no granito.

### 3 - GEOCRONOLOGIA DO GRANITO MATUPÁ

Uma amostra representativa do Granito Matupá (SE IID) foi selecionada para a investigação da idade de cristalização do granito pelo método  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  em zircão.

Após separação de cem cristais de zircão da amostra SE IID no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, foi realizado o estudo geocronológico do Granito Matupá no Departamento de Caracterização Físico-Química e isotópica do BRGM (Orleans, França), por Catherine Gerrot. Os cristais selecionados são bipiramidados, com prisma longo, e estão freqüentemente quebrados. São geralmente transparentes e possuem cor rosa.

O método de datação utilizado foi a evaporação direta de chumbo sobre monozircão, descrito em Kober (1986; 1987) e Cocherie *et al.* (1992).

Seis cristais, designados A, B, C, D, E e F (prancha 2.2), foram montados sobre o filamento do espectrômetro de massa, tornando possível o registro de pelo menos um patamar de idade para cada cristal. Os cristais B e F forneceram dois patamares e o zircão D, três (tabela 2.2). Para o zircão D, os três patamares obtidos indicam uma idade média de 1873 Ma.

Os resultados obtidos são relativamente homogêneos, situando-se as idades próximo de 1870 Ma (tabela 2.2). Entretanto, o primeiro patamar obtido para o zircão B não foi considerado no cálculo da idade, tendo em vista a intensidade do sinal ser muito fraca. Para o cálculo da idade, foram considerados nove patamares para os seis cristais de zircão.

A idade média obtida foi de  $1872 \pm 12$  Ma, para 390 razões isotópicas (tabela 2.2; figura 2.10), interpretada como correspondente à idade de cristalização do Granito Matupá.

Tabela 2.2 - Dados analíticos obtidos por evaporação de chumbo de monozircão do Granito Matupá. Valores de idade em Ma. Os erros das idades referem-se a  $1 \sigma$ .

Cristal de zircão	Número de razões	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ $\pm 1\sigma$	Idade por patamar	Idade por cristal	Idade média
A	24	6000	0,261	$0,11418 \pm 89$	$1867 \pm 14$	$1867 \pm 14$	
B	8	970	0,224	$0,11119 \pm 223$	$1819 \pm 36$		
	66	14600	0,295	$0,11450 \pm 51$	$1872 \pm 8$	$1872 \pm 8$	
C	64	7920	0,281	$0,11368 \pm 63$	$1859 \pm 10$	$1859 \pm 10$	
D	29	4580	0,204	$0,11463 \pm 95$	$1874 \pm 15$		<b><math>1872 \pm 13</math></b>
	29	11400	0,261	$0,11462 \pm 71$	$1874 \pm 11$	$1873 \pm 10$	
	62	28270	0,294	$0,11450 \pm 44$	$1872 \pm 7$		
E	46	11360	0,315	$0,11463 \pm 57$	$1874 \pm 9$	$1874 \pm 9$	
F	12	3170	0,271	$0,11462 \pm 92$	$1874 \pm 15$		
	58	10180	0,346	$0,11507 \pm 77$	$1881 \pm 12$	$1880 \pm 13$	

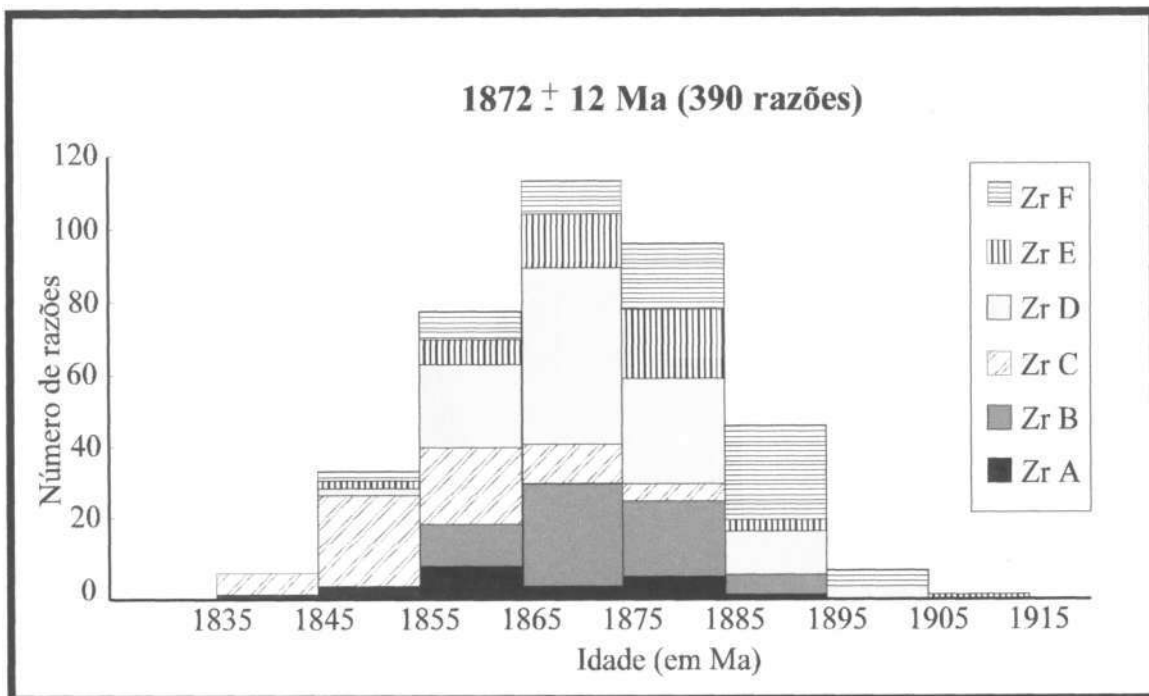
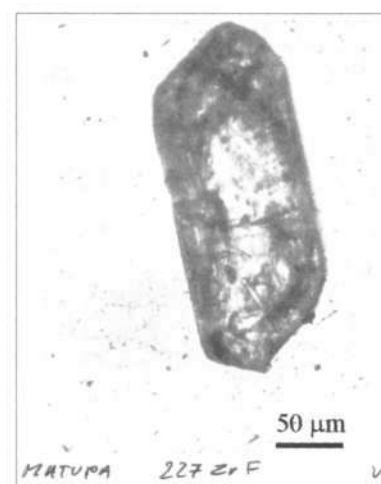
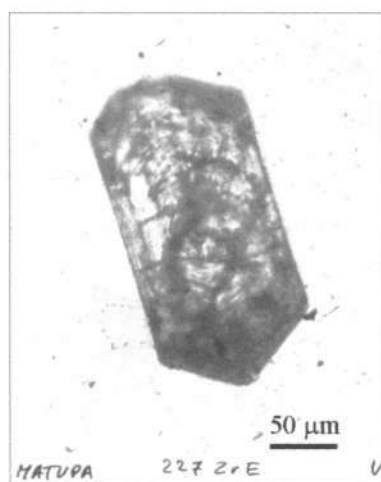
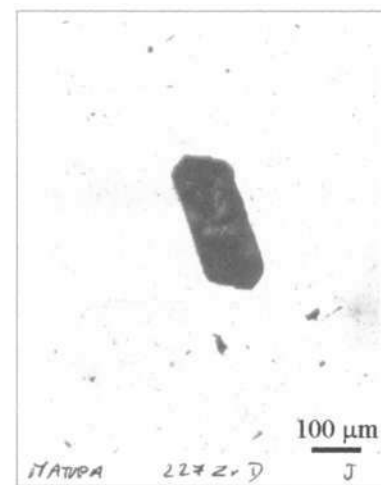
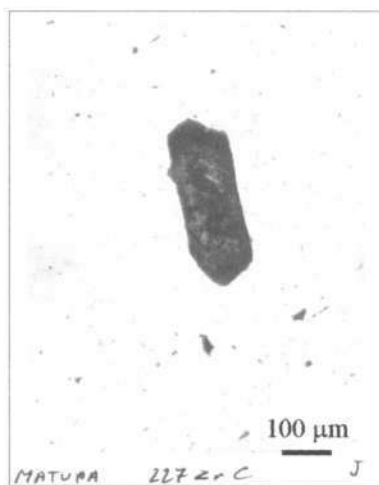
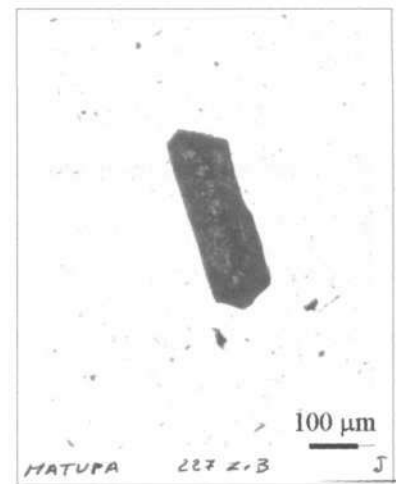
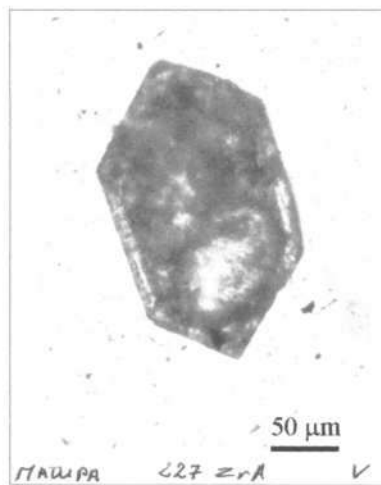


Figura 2.10 - Diagrama de frequência de idades, em função do número de razões, para os cristais de zircão utilizados no cálculo da idade de cristalização do Granito Matupá.



Prancha 2.2 - Fotografia dos cristais de zircão (A, B, C, D, E, F) utilizados para datação.

## 4 - QUÍMICA DE MINERAIS MAGMÁTICOS

O estudo da composição química de minerais é uma ferramenta auxiliar na definição e caracterização de diferentes tipos de granitos porventura existentes em uma região.

No presente estudo, serão analisadas as características químicas de minerais que possam contribuir para a definição de tipos distintos de granitos constituintes do Maciço Matupá ou ser utilizados no estudo petrogenético daqueles granitos. Para tal fim, procedeu-se ao estudo de biotita e hornblenda. A titanita magmática será estudada no próximo capítulo, juntamente com titanita hidrotermal.

### 4.1 - BIOTITA

#### 4.1.1 - Introdução

A biotita é um importante mineral ferromagnesiano constituinte de rochas graníticas e reflete com propriedade tanto a natureza como as condições físico-químicas do magma a partir do qual se cristalizou. A composição química de biotita magmática pode ser diagnóstica de tipos de magmas gerados em diferentes fontes e com histórias petrogenéticas distintas (Nachit, 1986; Abdel-Rahman, 1994).

As análises de biotita do Granito Matupá foram realizadas na Microsonda Eletrônica CAMECA SX-50 da Universidade de Brasília, operando com 15 kV e 15 nA e abertura do feixe variando de 1 a 7 μm, dependendo do tamanho do grão analisado. Os padrões utilizados compreendem substâncias sintéticas e naturais fornecidas pela CAMECA.

A biotita do Granito Matupá ocorre geralmente na forma de lamelas milimétricas em equilíbrio com quartzo e feldspatos. Quando preservada, a biotita possui cor castanha, mas é comum as lamelas de biotita estarem em transformação para clorita, quando sua cor é verde. Nas amostras de granito pouco hidrotermalizado, ocorre biotita castanha submilimétrica blindada em quartzo e feldspato. Os resultados das análises químicas de biotita do Granito Matupá estão no anexo 3.

Em um diagrama  $Mg / (Mg+Fe) \times Al^{IV}$ , onde foram posicionados os pólos de micas trioctaédricas não litiníferas, a biotita do Granito Matupá concentra-se na porção intermediária entre annita e flogopita, com  $Al^{IV} < 2,5$  (figura 2.11), dentro do campo onde se situa a maioria das biotitas naturais, segundo Deer *et al.* (1992).

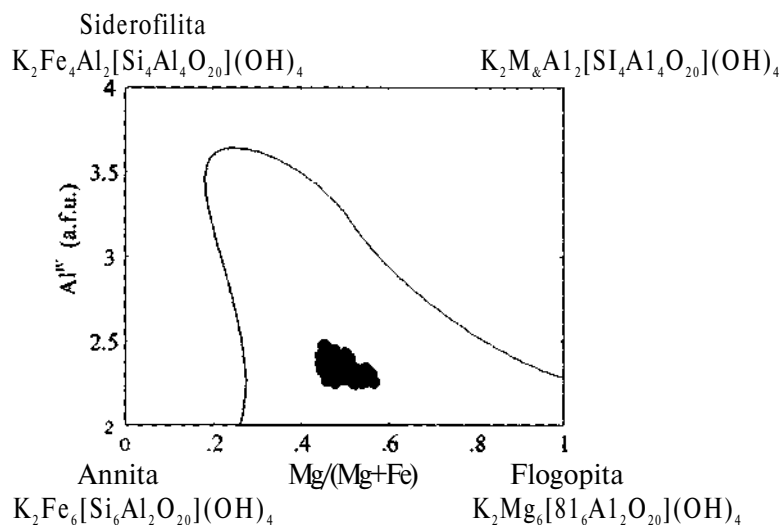
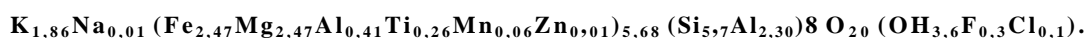


Figura 2.11 - Composição das biotitas do Granito Matupá em um diagrama  $Mg/(Mg+Fe) \times Al^{IV}$ , contendo os principais membros extremos de micas trioctaédricas não litínicas. A área hachurada representa o campo da maioria das biotitas naturais (Deer et al., 1992).

As composições obtidas para a biotita do Granito Matupá são bastante homogêneas, o que permite definir uma fórmula estrutural média representativa das análises obtidas:



#### 4.1.2 - Características químicas e soluções sólidas

Em decorrência de sua homogeneidade composicional, o estudo da química da biotita do Granito Matupá considerará todas as análises como representativas de um único tipo de biotita, não fazendo distinção entre amostras de granito coletadas em pontos diferentes do Maciço Matupá.

A biotita do Granito Matupá caracteriza-se por teores médios de FeO (t), MgO e  $Al_2O_3$  respectivamente correspondentes a 19,3%, 10,7% e 15,0% (anexo 3).

No diagrama triangular  $FeO+MnO - 10^*TiO_2 - MgO$ , de Nachit (1986), quase a totalidade das análises obtidas situa-se no domínio de biotitas primárias reequilibradas, de cor verde a verde-amarronzada, o que está de acordo com a interpretação de biotita primária em processo de transformação hidrotermal (figura 2.12).

Com o objetivo de definir as principais séries de soluções sólidas que controlam as variações composicionais da biotita do Granito Matupá, elaboraram-se diagramas binários.

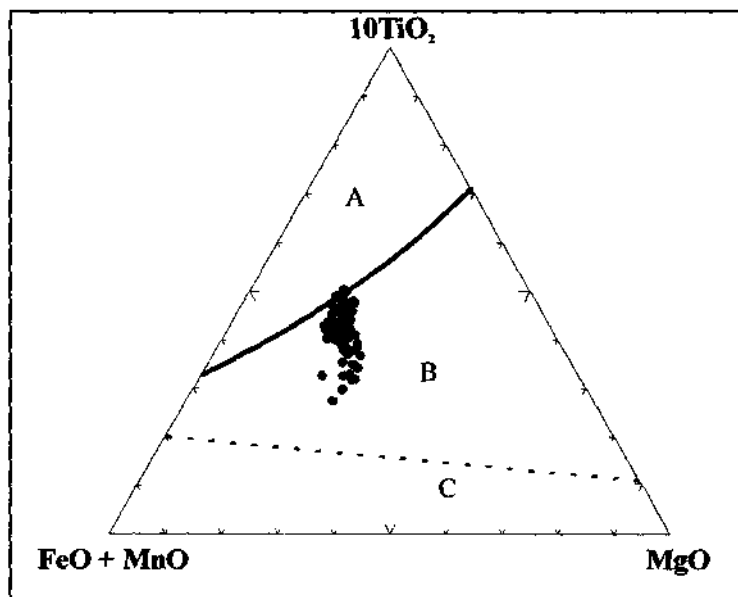


Figura 2.12 - Diagrama proposto por Nachit (1986) para biotitas de diferentes tipos de rochas. A) campo de biotitas primárias (marrons); B) domínio de biotitas primárias reequilibradas (verdes a verdes-amarronzadas); C) domínio das biotitas secundárias (verdes).

A principal substituição tônica existente na estrutura das biotitas estudadas é a existente entre  $Mg^{2+}$  e  $Fe^{2+}$  (t) no sítio octaédrico (figura 2.13). A importância dessa substituição em biotitas foi sublinhada por Foster (1960), que concluiu que as micas trioctaédricas devem ser consideradas como membros de um sistema caracterizado por substituições simultâneas, embora independentes, de Mg por  $Fe^{2+}$  e por  $R^{3+}$  ( $R^{3+} = Al^{3+} + R^{3+}$ ). Entretanto, o segundo tipo de substituição enfatizado por Foster (1960) não está representado na biotita do Granito Matupá, onde há variação em Mg ou  $R^{2+}$  ( $R^{2+} = Mg + Fe^{2+}(t) + Mn^{2+}$ ) e o  $Al^{3+}$  permanece praticamente constante.

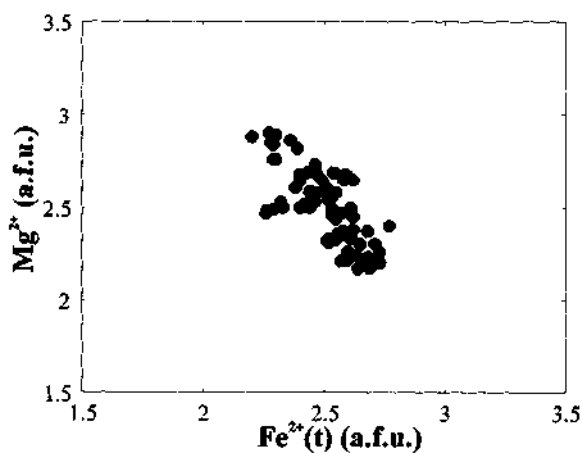


Figura 2.13 - Análises de biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama  $Fe^{2+}(t) \times Mg^{2+}$ .

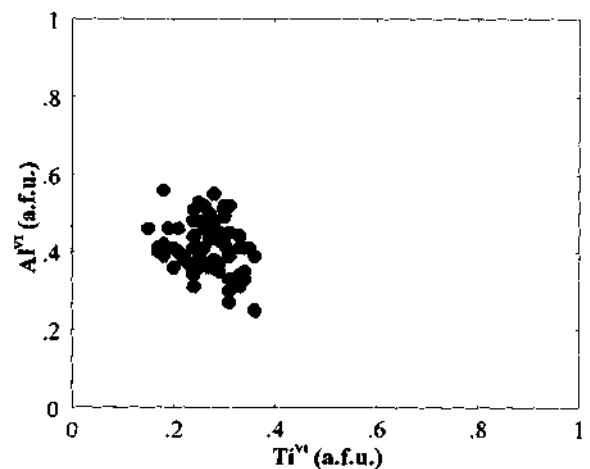
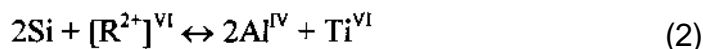


Figura 2.14 - Análises da biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama  $Ti^{VI} \times Al^{VI}$ .



Para compensar a incorporação de  $Ti^{4+}$  no sítio octaédrico, vários mecanismos têm sido propostos na literatura, como a introdução de Al no sítio tetraédrico ou o aumento da vacância no sítio octaédrico. As equações abaixo representam os principais mecanismos para explicar a entrada de  $Ti^{VI}$  (Guidotti, 1984; Deer *et al.*, 1993):



A ausência de correlação entre  $Al^{VI}$  e  $Ti^{VI}$  na biotita do Granito Matupá (figura 2.14) permite descartar a equação (1) como mecanismo responsável pela entrada de Ti na biotita estudada. A fraca correlação negativa entre  $R^{2+}$  e  $Ti^{VI}$  (figura 2.15) sugere não ser o mecanismo (2) o principal responsável pela incorporação de Ti.

Na figura 2.16, observa-se correlação positiva entre Ti e  $[ ]^{VI}$ , podendo significar que a incorporação de Ti no sítio octaédrico das biotitas analisadas esteja relacionada à vacância no sítio octaédrico, mas a total dispersão de pontos em um diagrama  $3Ti^{VI}+[ ]^{VI} \times 4Al^{VI}$  descarta a equação (3). Entretanto, a excelente correlação negativa entre  $Ti^{VI} + [ ]^{VI}$  e  $R^{2+}$ , na figura 2.17, demonstra que o mecanismo (4) deve ser o responsável pela incorporação do Ti no sítio octaédrico da biotita do Granito Matupá.

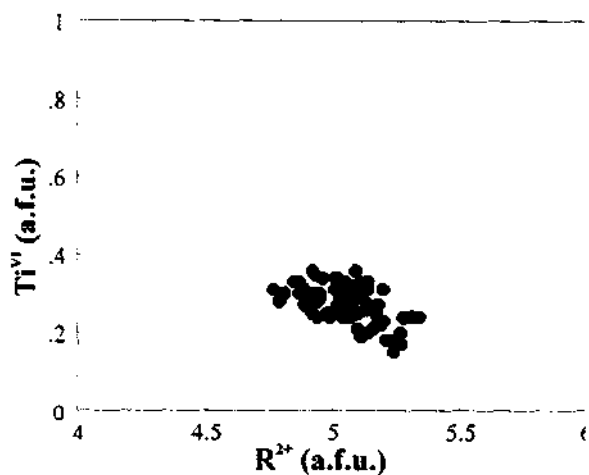


Figura 2.15 - Análises da biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama  $R^{2+} \times Ti^{VI}$  ( $R^{2+} = Mg + Fe^{2+}(t) + Mn^{2+}$ ).

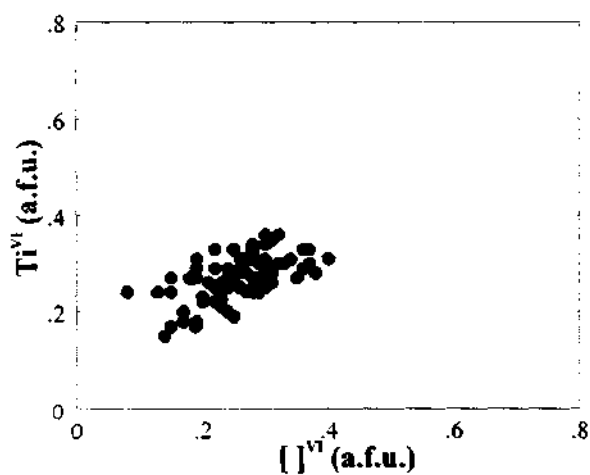
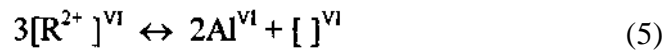


Figura 2.16 - Análises da biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama  $[ ]^{VI} \times Ti^{VI}$ .

A substituição de Ti em sítios octaédricos tem sido estudada em biotitas metamórficas, havendo consenso na literatura de que o conteúdo de Ti em biotita aumenta com o grau metamórfico, ou seja, com o aumento da temperatura (Dymek, 1983; Guidotti, 1984). Deste modo, a diminuição de Ti nas biotitas estudadas deve estar relacionada ao processo hidrotermal a que foi submetido o Granito Matupá.

A pronunciada correlação negativa entre os cátions divalentes e a vacância no sítio octaédrico (figura 2.18), na razão 2:1, também está de acordo com a equação (4) e fornece uma explicação para o incremento da vacância no sítio octaédrico da biotita.

A muscovitização de biotitas pode também envolver associação entre alumínio e a vacância no sítio octaédrico (Konings *et al.*, 1988), conforme a seguinte equação:



Em um diagrama  $[ ]^{VI} \times Al^{VI}$  para a biotita do Granito Matupá (figura 2.19), existe fraca correlação positiva entre  $[ ]^{VI}$  e  $Al^{VI}$ , o que demonstra ser a substituição expressa na equação (5) praticamente inexistente na estrutura da biotita estudada. Outro fator que pode estar contribuindo para a correlação difusa na figura é o fato de todo o ferro analisado ter sido aqui assumido como  $Fe^{2+}$ , não tendo sido considerada a possível presença de  $Fe^{3+}$  no sítio octaédrico.

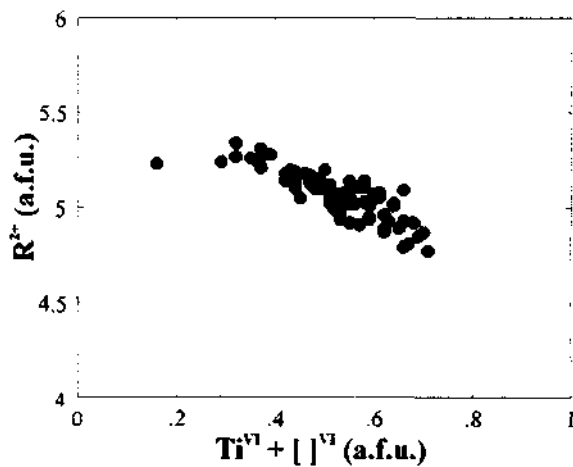


Figura 2.17 - Análises da biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama  $Ti^{VI} + [ ]^{VI} \times R^{2+}$  ( $R^{2+} = Mg + Fe^{2+}(t) + Mn^2$ ).

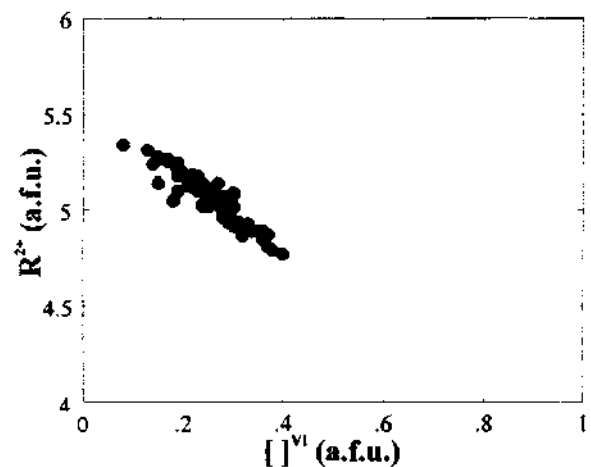


Figura 2.18 - Análises de biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama  $R^{2+} \times [ ]^{VI}$ .

Com o objetivo de verificar a existência de substituição Tschermak na biotita do Granito Matupá, elaborou-se o diagrama da figura 2.20, onde está configurada, embora com relativa dispersão de pontos, a existência de correlação negativa entre  $Al^{VI}$  e cátions divalentes no sítio

octaédrico, de acordo com a equação abaixo:

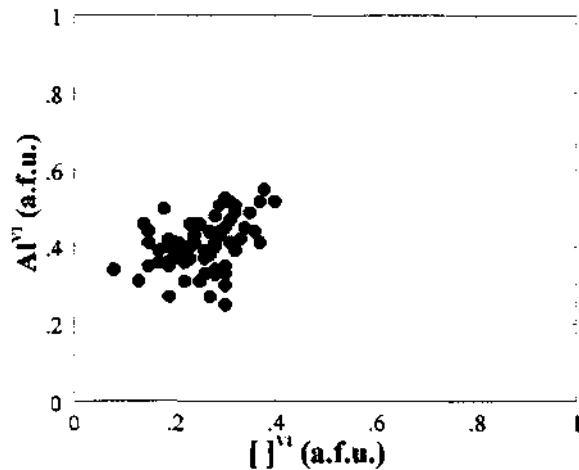
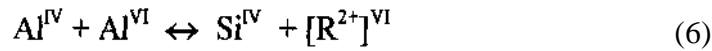


Figura 2.19 - Análises da biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama  $[ ]^{VI} \times Al^{VI}$ .

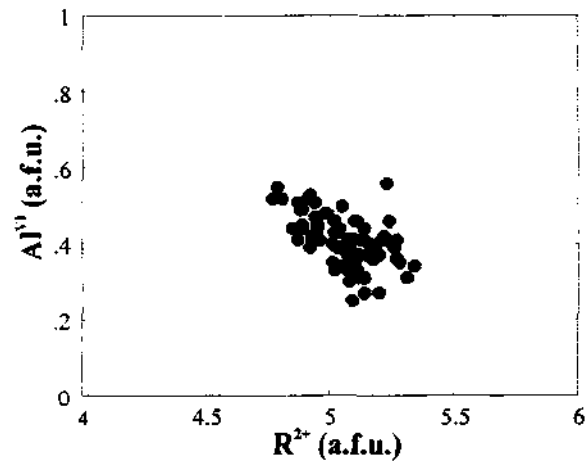


Figura 2.20 - Análises da biotita do Granito Matupá posicionadas em um diagrama  $R^{2+} \times Af$ . ( $R^{2+} = Mg + Fe^{2+(t)} + Mn^{2+}$ )

### 4.1.3 - Relação entre a química de biotita e a natureza do magma granítico

O estudo da química de biotitas primárias de granitos tem sido utilizado para a classificação dos corpos graníticos dentro de diferentes tipos de associações magmáticas (Nachit, 1986; Rossi & Chevremont, 1987).

As relações de substituição apresentadas no item anterior mostram ter havido reequilíbrio na estrutura da biotita do Granito Matupá, envolvendo principalmente Ti e a vacância no sítio octaédrico. As relações entre Fe, Al e Mg permaneceram praticamente inalteradas, tornando possível a utilização desses elementos em diagramas discriminantes de associações magmáticas.

No diagrama  $Mg \times Al^{3+}$ , de Nachit (1986), as análises de biotita do Granito Matupá alinham-se com biotitas de granitos cálcio-alcálinos (figura 2.21).

No diagrama triangular  $FeO(t) - MgO - Al_2O_3$ , em que Rossi & Chevremont (1987) demarcaram os campos de biotitas de diversos maciços granítico franceses, as análises deste estudo formam um único grupo e se situam no campo IIIb (figura 2.22), o que, no organograma elaborado por aqueles autores, posiciona o Granito Matupá entre as associações magmáticas monzoníticas magnésio-potássicas (MgK).

Abdel-Rahman (1994) demonstrou que as composições de biotitas dependem da

natureza dos magmas em que se cristalizaram. O autor observou que os valores médios de FeO(t), MgO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> em biotitas são de 30,6; 4,4 e 11,2 em suítes alcalinas, 22,1; 6,3 e 18,9 em suítes peraluminosas e de 19,7; 11,2 e 14,9 em suítes cálcio-alcalinas. A razão FeO(t)/MgO de biotitas é duplicada de suítes cálcio-alcalinas (1,76) para peraluminosas (3,48) e para suítes alcalinas (7,04).

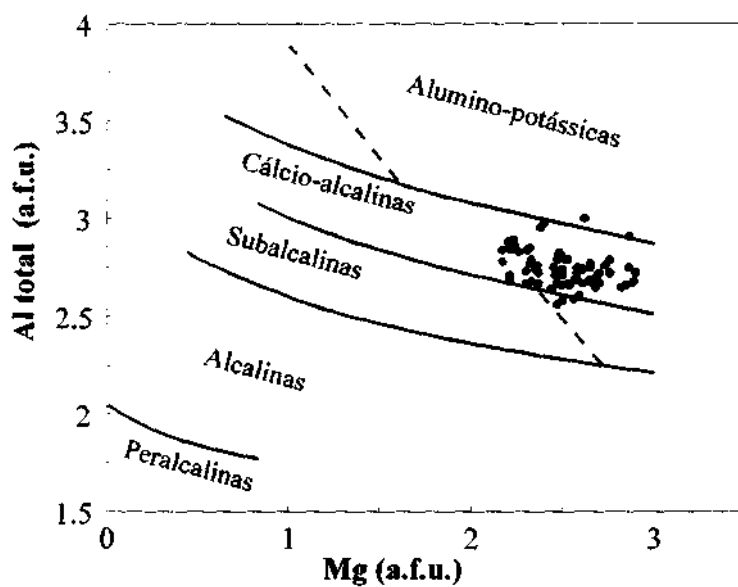


Figura 2.21 - Posicionamento das biotitas do granito Matupá no diagrama em que Nachit (1986) distingue diferentes famílias magmáticas com base na relação entre Mg e Al das biotitas.

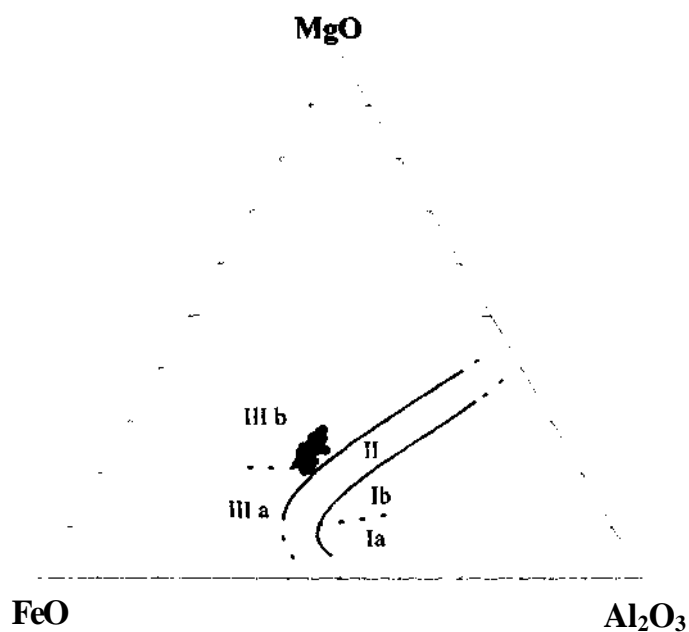


Figura 2.22 - Biotitas do granito Matupá no diagrama proposto por Rossi & Chevremont (1987).

A biotita do Granito Matupá, com valores médios de FeO(t), MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e razão FeO(t)/MgO respectivamente iguais a 19,3%, 10,7%, 15,0% e 1,80, possui características químicas de biotitas de suítes cálcio-alcálicas, de acordo com os dados de Abdel-Rahman (1994). Essa interpretação é confirmada em um diagrama triangular FeO(t) - MgO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, no qual as análises químicas da biotita do Granito Matupá concentram-se no campo das suítes cálcio-alcálicas, que se refere principalmente a suítes orogênicas relacionadas a subducção, incluindo granitos do tipo I (figura 2.23).

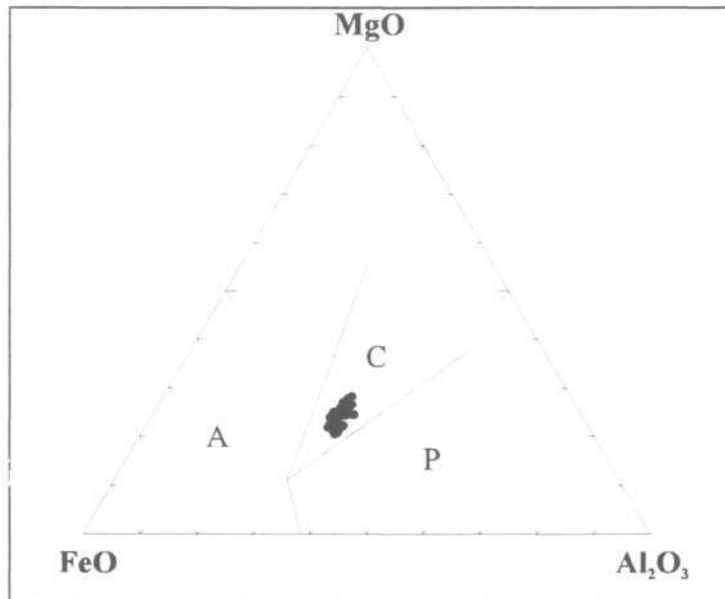


Figura 2.23 - Análises da biotita do Granito Matupá no diagrama FeO(t) - MgO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, de Abdel-Rahman (1994), para discriminação de biotitas de suítes alcálicas anorogênicas (A), suítes peraluminosas, incluindo suítes do tipo S (P), e suítes orogênicas cálcio-alcálicas (C).

## 4.2 - HORNBLEENDA

### 4.2.1 - Introdução

A hornblenda é o anfibólio mais comumente encontrado em granitos cálcio-alcálicos. Os dados existentes na literatura sobre rochas plutônicas cálcio-alcálicas e dados experimentais mostram que a composição do anfibólio varia com a composição da rocha, pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio (Hammarstrom & Zen, 1986).

Ahornblenda é um mineral varietal raro nas amostras do Granito Matupá. Apresenta

hábito eudral a subedral e ocorre incluso em quartzo, associado a magnetita, biotita e titanita magmática, com pleocroísmo variando de verde claro a verde escuro e diâmetro próximo de 1,5mm.

As análises de anfibólio do Granito Matupá foram realizadas na Microsonda Eletrônica CAMECA SX-50 da Universidade de Brasília, operando com voltagem de 15 kV, corrente de 25  $\eta$ A e abertura do feixe igual a 1  $\mu$ m. Os padrões utilizados compreendem substâncias sintéticas e naturais fornecidas pela CAMECA.

#### 4.2.2 - Classificação e soluções sólidas

Análises químicas representativas do anfibólio identificado pelo termo geral hornblenda encontram-se no anexo 3. Sua fórmula química média simplificada, calculada na base de 23 (O) equivalentes, forneceu:  $(\text{Na}_{0,30}\text{K}_{0,20})_{0,50}\text{Ca}_{1,91}(\text{Fe}_{2,32}\text{Mg}_{2,23}\text{Al}_{0,35}\text{Mn}_{0,14}\text{Ti}_{0,12})_{5,16}(\text{Si}_{6,78}\text{Al}_{1,22})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ .

De acordo com a nomenclatura proposta por Leake *et al.* (1997), o anfibólio analisado é membro do grupo cálcico, devido a possuir  $(\text{Ca} + \text{Na})_{\text{M4}} \geq 1,0$  e  $\text{Na}_{\text{M4}} < 0,50$ , podendo ser referido genericamente como hornblenda. O mineral possui  $\text{Ca}_{\text{M4}} = 1,84$ ,  $\text{Si} = 6,78$ ,  $0,45 \leq (\text{Na} + \text{K})_{\text{A}} \leq 0,59$  e  $0,48 \leq \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) \leq 0,52$ , valores que permitem classificá-lo como tendo composição intermediária entre ferro-edenita e edenita, apesar de algumas análises terem fornecido valores de  $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$  inferiores a 0,50, situando o mineral entre ferrohornblenda e magneshornblenda (Leake *et al.*, 1997).

As poucas variações composicionais observadas na hornblenda do Granito Matupá devem-se principalmente a soluções sólidas na estrutura do mineral. A figura 2.24 mostra que o principal mecanismo de incorporação do Ti deu-se pela substituição dos cátions divalentes em posição octaédrica, de acordo com a equação:  $2\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Ti}^{\text{VI}} \leftrightarrow 2\text{Si}^{\text{IV}} + [\text{R}^{2+}]^{\text{VI}}$ . A entrada de Ti juntamente com cátions divalentes em substituição ao  $\text{Al}^{\text{VI}}$ , regida pela equação  $2\text{Al}^{\text{VI}} \leftrightarrow \text{Ti}^{\text{VI}} + [\text{R}^{2+}]^{\text{VI}}$ , é menos provável na estrutura da hornblenda do Granito Matupá, haja vista a fraca correlação existente entre os dois membros da equação:  $2\text{Al}^{\text{VI}} = -1,69 (\text{Ti}^{\text{VI}} + [\text{R}^{2+}]^{\text{VI}}) + 8,84$  ( $R = 0,77$ ). Entretanto, é possível ter havido substituição de Al por Ti no sítio octaédrico pelo mecanismo  $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Ti}^{\text{VI}} \leftrightarrow \text{Si}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$  (figura 2.25). Segundo Anderson & Smith (1995), as substituições envolvendo Ti, tais como  $2\text{Al}^{\text{VI}} = \text{Ti}^{\text{VI}} + [\text{R}^{2+}]^{\text{VI}}$  e  $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Ti}^{\text{VI}} \leftrightarrow \text{Si}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$ , são sensíveis a variações de temperatura.

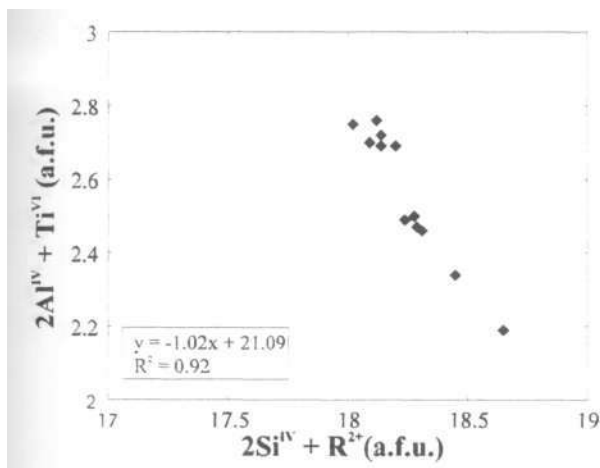


Figura 2.24 - Análises da hornblenda do Granito Matupá posicionadas em um diagrama  $2Si^{IV} + [R^{2+}]^{VI} \times 2Al^{IV} + Ti^{VI}$  para verificar o mecanismo de incorporação do Ti.

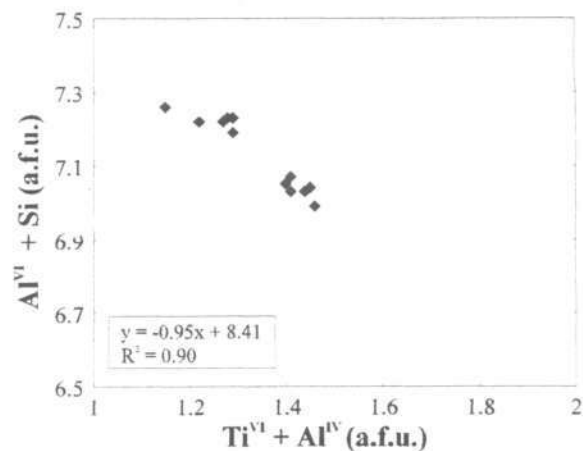


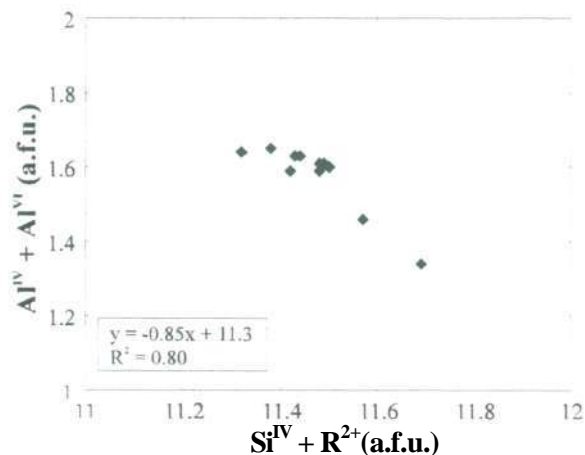
Figura 2.25 - Análises da hornblenda do Granito Matupá posicionadas em um diagrama  $(Ti^{VI} + Al^{VI}) \times (Al^{IV} + Si)$ .

A substituição do tipo tschermak foi outro mecanismo responsável pelo aumento de Al nos sítios octaédricos da hornblenda em substituição aos cátions divalentes, especialmente Fe e Mg, como ilustrado na figura 2.26 e demonstrado pela seguinte equação de substituição:

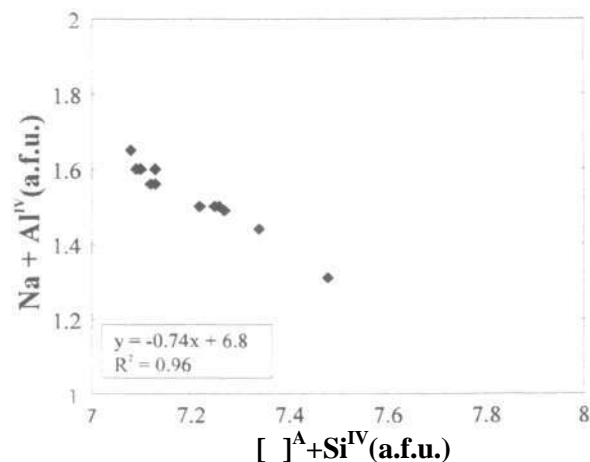


A substituição do tipo edenita, descrita pela equação  $Si^{IV} + [ ]^A \leftrightarrow Al^{IV} + Na^A$ , deve ter sido parcialmente responsável pelo aumento da vacância no sítio A da hornblenda (figura 2.27). A reação de formação da edenita - albíta + tremolita = 4quartzo + edenita -, que utiliza o mecanismo de substituição edenítica, é considerada como função de temperatura (Blundy & Holland, 1990; Anderson & Smith, 1995).

Substituições do tipo  $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$  e  $Na^+ \leftrightarrow K^+$  também devem ter modificado a composição química do anfibólio cálcico. Em contrapartida, a ausência de Na alocado no sítio M4 descarta a possibilidade de substituições do tipo plagioclásio, glaucofana e richterita na hornblenda do Granito Matupá (Poli & Schimidt, 1992; Deer *et al.*, 1997). Entretanto, conforme ressaltado por Hammarstrom & Zen (1986), existe acúmulo de erros durante a atribuição de cátions aos diferentes sítios da fórmula dos anfibólios, na seguinte ordem:  $T < (M1, M2, M3) < M4 < A$ . Deste modo, os valores do sítio A são especialmente sensíveis a erros analíticos e ao esquema utilizado para a distribuição de cátions nos sítios.



**Figura 2.26 - Análises da hornblenda do Granito Matupá posicionadas em um diagrama  $Si^{IV} + [R^{2+}]^I \times 2Al^{IV} + Al^{VI}$  para verificar a existência de substituição tschermak no mineral**



**Figura 2.27 - Análises da hornblenda do Granito Matupá posicionadas em um diagrama  $[J^A + Si^{IV}] \times Na + Al^{IV}$  para verificar a existência de substituição do tipo edenita no mineral.**

#### 4.2.3 - Geobarômetro da hornblenda

Hammarstrom & Zen (1986) e Hollister *et al.* (1987) propuseram correlações empíricas entre as pressões estimadas de cristalização de *plutons* cálcio-alcalinos e o conteúdo total de alumínio da hornblenda magmática. Entre as condições requeridas para a aplicação do geobarômetro, destacam-se a presença da associação plagioclásio (andesina a oligoclásio), feldspato potássico, biotita, hornblenda, titanita, quartzo, apatita e magnetita ou ilmenita e análise apenas das bordas da hornblenda, condição necessária para que a temperatura final esteja limitada a uma pequena faixa. As correlações propostas pelos dois autores são semelhantes:

$$P (\pm 3 \text{ Kbar}) = -3,92 + 5,03Al$$

Hammarstrom & Zen, 1986;

$$P (\pm 1 \text{ Kbar}) = -4,76 + 5,64Al$$

Hollister *et al.*, 1987.

O valor de Al refere-se ao número total de cátions Al por fórmula unitária ( $Al^{IV} + Al^{VI}$ ), calculada na base de 23 átomos de oxigênio. A substituição do tipo tschermak controla o componente da hornblenda sensível à pressão (Hollister *et al.*, 1987; Anderson, 1996).

Johnson & Rutherford (1989), utilizando a mesma paragênese dos geobarômetros empíricos e uma fase fluida constituída por  $H_2O + CO_2$ , e Schmidt (1992), utilizando um fluido aquoso, confirmaram experimentalmente a relação linear entre o conteúdo de Al total da hornblenda e a pressão de solidificação da intrusão, gerando as seguintes equações:



$$P (\pm 0,5 \text{ Kbar}) = -3,46 + 4,23Al$$

Johnson &amp; Rutherford, 1989;

$$P (\pm 0,6 \text{ Kbar}) = -3,01 + 4,76Al$$

Schmidt, 1992.

Para o cálculo da fórmula estrutural do mineral, Johnson & Rutherford (1989) consideraram 23 (O) e Schmidt (1992) assumiu  $Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Fe^{2+}) = 0,30$ ; 23 (O) e  $\Sigma cations - Ca - Na - K = 13$ .

Tendo em vista o Granito Matupá possuir a associação mineral requerida para a utilização do geobarômetro da hornblenda, as relações que utilizam Al total da fórmula calculada na base de 23 átomos de oxigênio foram empregadas com o objetivo de estimar a pressão de cristalização do Granito Matupá. Os resultados obtidos para dez análises da hornblenda SEIIC2 estão dispostos na tabela 2.3. Os valores mais baixos, 3,2 - 3,5Kb, foram os calculados com o barômetro de Johnson & Rutherford (1989) e os mais elevados, 4,56 - 4,84Kb, derivaram da relação proposta por Schmidt (1992), a qual, em virtude de distinguir-se das demais no cálculo da fórmula da hornblenda e de ter fornecido valores muito superiores aos das demais relações, não mais será considerada neste trabalho.

Considerando que o fácies com anfibólio representa a porção menos evoluída do Granito Matupá, os resultados de pressão calculados - 3,3 a 4,5 Kb - indicam profundidade de 11 a 15 km para o início da cristalização do Granito Matupá.

**Tabela 2.3 - Valores de pressão, em Kb, calculados para o resfriamento do Granito Matupá com base no geobarômetro do Al total da hornblenda.**

Análise	Hammarstrom & Zen (1986)	Hollister et al., (1987)	Johnson & Rutherford (1989)	Schmidt (1992)
HC2,3	4,33	4,49	3,48	4,80
HC2,3,11	4,28	4,43	3,44	4,75
HC2,3,13	4,08	4,21	3,27	4,56
HC2,3,15	4,28	4,43	3,44	4,75
HC2,3,16	4,18	4,32	3,35	4,65
HC2,3,19	4,13	4,26	3,31	4,61
HC2,3,20	4,18	4,32	3,35	4,65
HC2,3,21	4,38	4,55	3,52	4,84
HC2,2,9	4,08	4,21	3,27	4,56
HC2,2,10	4,08	4,21	3,27	4,56

## 5 - LITOGEOQUÍMICA

### 5.1 - MÉTODOS ANALÍTICOS

As análises químicas de rocha foram feitas em três laboratórios distintos, LAGEQ/UnB, GEOSOL e laboratório do BRGM (Orléans, França), conforme exposição de elementos dosados e métodos analíticos na tabela 2.4.

**Tabela 2.4 - Discriminação dos laboratórios e métodos utilizados para a análise química de rochas.**

LABORATÓRIO	MÉTODO DE ANALISE	ELEMENTOS DOSADOS
LAGEQ/UnB	<ul style="list-style-type: none"> <li>Decomposição + ICP-AES (Boaventura, 1991; Boaventura &amp; Giuliani, 1993).</li> <li>Volumetria</li> <li>decomposição + absorção atômica</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(t), MnO, MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Cr, Ni, Co, V, Cu, Zn, Be, Ba, Sr, Zr, Y</li> <li>FeO</li> <li>K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, Li</li> </ul>
GEOSOL	<ul style="list-style-type: none"> <li>Pré-concentração em resina de troca iônica + ICP-AES</li> <li>Fluorescência de raios-x</li> <li>Decomposição + absorção atômica</li> <li>Geração de hidretos + absorção atômica</li> <li>Eletrodo seletivo</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>terras raras</li> <li>Rb, Ba, Sr, U, Nb, Zr, Y, Th, Cs, Ga, Cl, Sn, W</li> <li>Ag, Bi, Mo</li> <li>As</li> <li>F</li> </ul>
BRGM	<ul style="list-style-type: none"> <li>Decomposição + ICP-MS (Precisão média de 10%)</li> <li>Decomposição + ICP-AES (Precisão média de 10%)</li> <li>Fluorescência de raios-x (Precisão média de 2%)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Elementos terras raras, Rb, U, Ta, Nb, Hf, Zr, Y, Th</li> <li>Cr, Co, V, Sr, Li, Ba</li> <li>SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(t), MnO, MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, P.F.</li> </ul>

Alguns elementos foram analisados em mais de um laboratório, o que permitiu a comparação de parte dos resultados. As amostras SE WA, SE PE1, SE I.1.1, SE I.1.2, SE I.4.3.1, SE I.4.3.2, SE I.4.3.5, SE II.1.1, SE II.1.3, SE II.9.1, SE II.14.3 e SE VIC tiveram seus elementos maiores analisados no BRGM (fluorescência de raios-x) e no LAGEQ/UnB, obtendo-se resultados coincidentes. Deste modo, para fins de uniformização, foram utilizados os valores de elementos maiores obtidos no LAGEQ/UnB.

Conhecendo-se as características e limitações de cada método e comparando-se os resultados obtidos nos diferentes laboratórios utilizados, as prioridades de utilização dos dados foram GEOSOL > UnB > BRGM para Zr, Y e Nb e GEOSOL > BRGM > UnB para Sr e Ba.

Os dados de análise química de rocha utilizados neste trabalho encontram-se no anexo 2.

## 5.2 - CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS

O Granito Matupá possui valores de SiO<sub>2</sub> entre 64 e 75%, elevada razão MgO/TiO<sub>2</sub> (2,56), K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O > 1,13-14% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1-2% de CaO, é enriquecido em Ba (740 ppm) e Sr (198 ppm). As amostras analisadas possuem valores moderados de elementos terras raras (ETR = 250 ppm), Zr (135-249 ppm) e Rb (180-250 ppm) e baixos conteúdos de Nb (16 ppm), Y (24 ppm), Ta (1,3 ppm), Ga (<10 ppm), Zn (37 ppm), F (580 ppm), Sn (<5 ppm), W (<15 ppm), Cu (1-11 ppm), Mo (<5 ppm), Cl (54 ppm) e Li (10 - 40 ppm).

Em decorrência dos processos de alteração hidrotermal que afetaram o granito na região estudada, para a construção de diagramas representativos das suas características químicas foram selecionadas apenas amostras com P.F. < 2% e valores de elementos maiores, principalmente SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O, considerados aceitáveis para granitos pouco ou nada hidrotermalizados.

Em relação ao índice de saturação em alumina ( $ISA = Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$  (molar); Zen, 1986; Maniar & Piccoli, 1989), o Granito Matupá classifica-se como peraluminoso a levemente metaluminoso (figura 2.28). Entre as amostras de dique de riolito, SEVVR é metaluminosa e as demais são peraluminosas com ISA > 1,2, principalmente devido a estarem empobrecidas em Na<sub>2</sub>O. As amostras com ISA > 1,1 possuem SiO<sub>2</sub> > 72%. Entretanto, algumas amostras com SiO<sub>2</sub> > 72% possuem ISA < 1,1. Chappell & White (1974) constataram que os granitos do tipo I australianos apresentavam ISA < 1,1. Wyborn *et al.* (1992) observaram que os granitos proterozóicos australianos (e rochas vulcânicas comagmáticas) classificados como do tipo I metaluminosos são fracionados em direção a ISA aproximadamente igual a 1,1 para valores de SiO<sub>2</sub> maiores que 72%.

No diagrama SiO<sub>2</sub> x ISA, observa-se o aumento do índice de saturação em alumina com o aumento de SiO<sub>2</sub> para as amostras de granito, enquanto há grande dispersão de ISA para o riolito, provavelmente devido a metassomatismo (figura 2.29). O incremento do índice de saturação em alumina com o aumento progressivo de SiO<sub>2</sub> também foi observado em outras regiões (p.ex. Norman *et al.*, 1992; Rapela & Pankshurst, 1996). Zen (1986) atestou que a precipitação precoce de hornblenda a pressões maiores que 5Kb, sob atividade de H<sub>2</sub>O suficientemente alta e *f*O<sub>2</sub> suficientemente baixa, associada à remoção efetiva de cristais da câmara magmática, pode originar granitos moderadamente peraluminosos por cristalização fracionada de magmas subaluminosos.

A classificação do Granito Matupá no diagrama de Peacock (1931) é dificultada em

função de as amostras estudadas apresentarem domínio restrito de variação de SiO<sub>2</sub>. Entretanto, a disposição das amostras no gráfico sugere que o granito Matupá tende a ser cálcio-alcálico (figura 2.30) (índice de Peacock = 57), situando-se próximo ao limite entre álcali-cálcico e cálcio-alcálico (índice = 56).

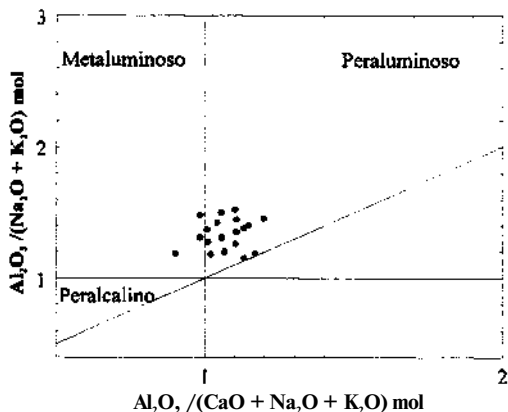


Figura 2.28 - Amostras do Granito Matupá posicionadas no diagrama de Shand (in Maniar & Piccoli, 1989).

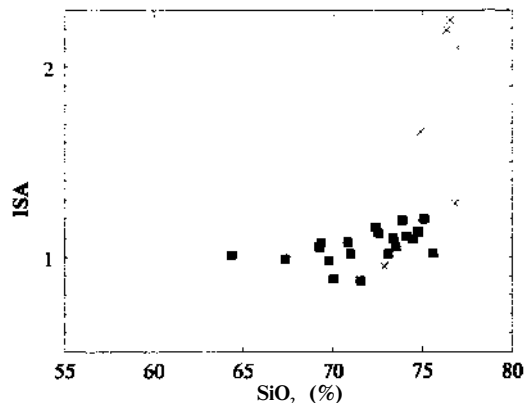


Figura 2.29 - SiO<sub>2</sub> x ISA (índice de saturação em alumina) para amostras do Granito Matupá (m) e do dique de riolito (x).

No diagrama construído com base na razão de alcalinidade de Wright (1969), apropriado para províncias que não contenham uma série completa e cujas rochas sejam ricas em sílica, as amostras do granito Matupá situam-se no campo intermediário entre cálcio-alcálico e alcalino (figura 2.31).

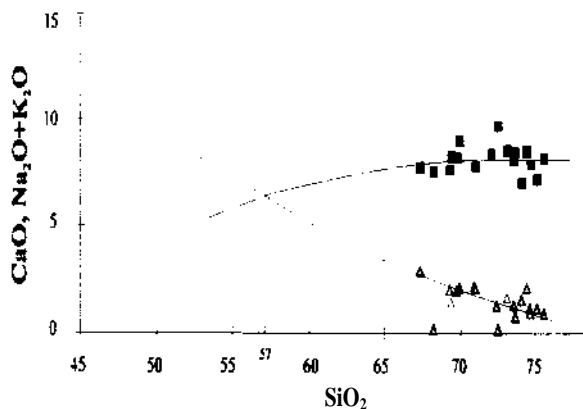


Figura 2.30 - Classificação das amostras do granito Matupá no diagrama de Peacock (1931). ■ - CaC Δ - Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O.

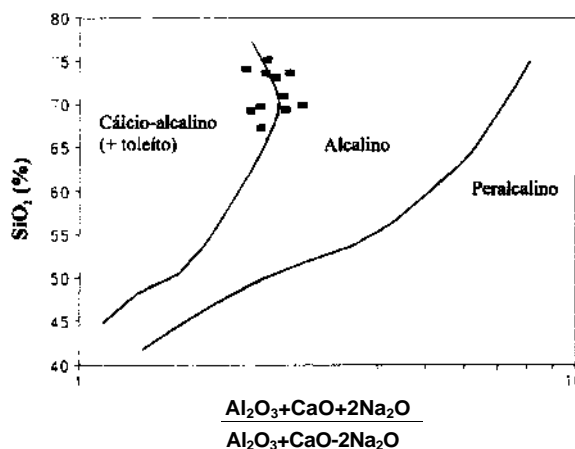


Figura 2.31 - Amostras do granito Matupá no diagrama de Wright, 1969).

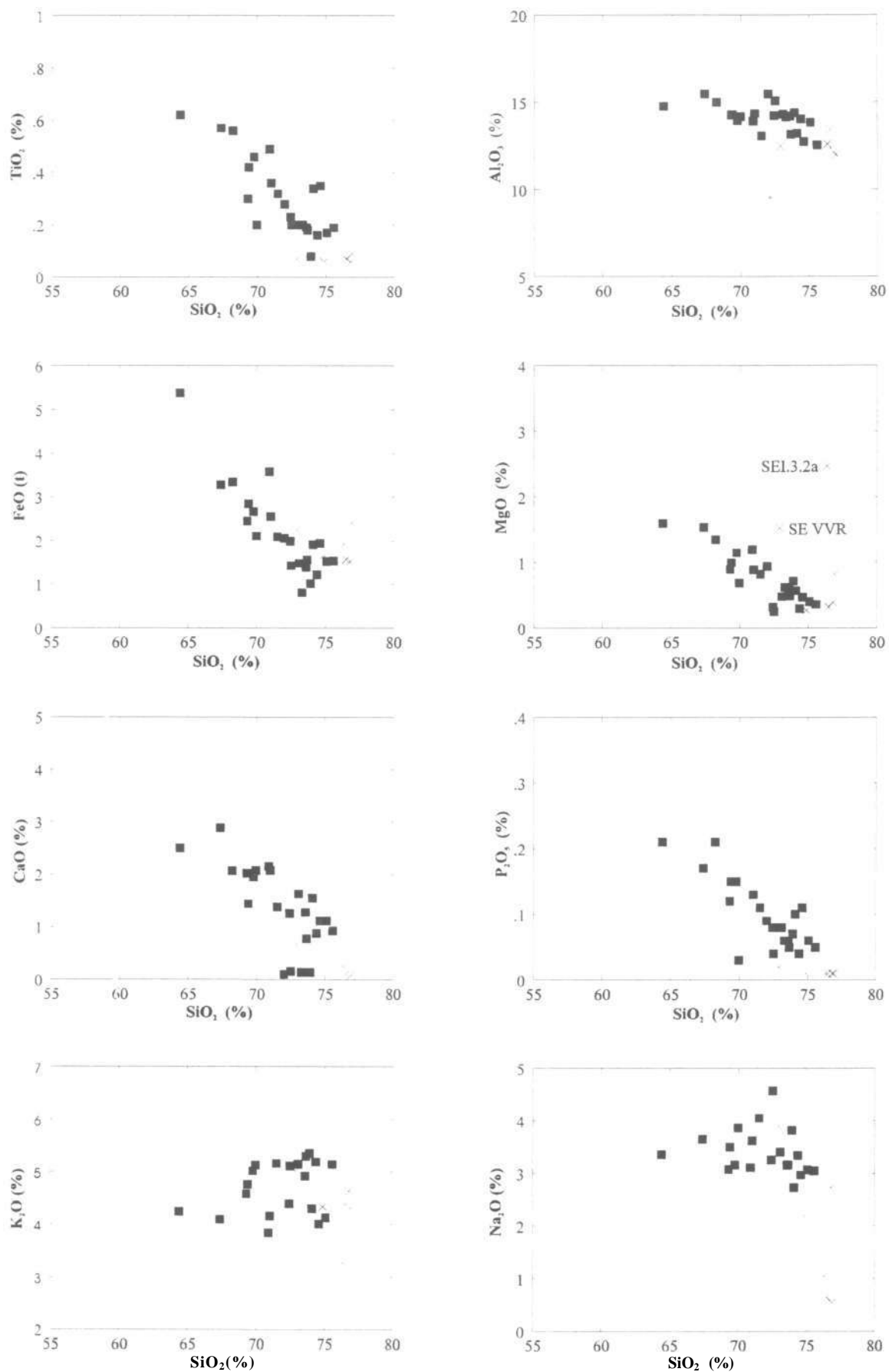
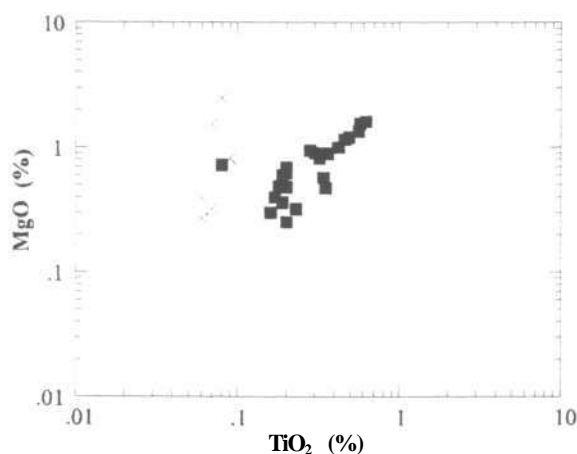


Figura 2.32 - Diagramas de variação do tipo Harker de elementos maiores para amostras do Granito Matupá (■) e do dique de riolito (x).

Apesar da proximidade das amostras de Granito Matupá com os limites inferiores do campo cálcio-alcálico nos diagramas de Peacock (1931) e de Wright (1969), suas características petrográficas e químicas, tais como presença de hornblenda, titanita e allanita, composição da biotita e ausência de anfibólio ou piroxênio alcálico, permitem classificar o Granito Matupá como cálcio-alcálico, sendo semelhante aos granitos do tipo I mais félsicos do Cinturão Lachlan (Chappell & White, 1974; 1992).

Os diagramas de variação de elementos maiores do tipo Harker mostram uma faixa contínua de valores de SiO<sub>2</sub> entre 64 e 77%, sendo os valores mais elevados correspondentes ao riolito (figura 2.32). Para as amostras de granito, com o aumento do conteúdo de SiO<sub>2</sub>, há diminuição em TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO(t), CaO, MgO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. K<sub>2</sub>O e Na<sub>2</sub>O, por serem muito susceptíveis à alteração hidrotermal, têm uma distribuição aleatória. As amostras de riolito tendem a se sobrepor às de granito, situando-se em geral juntamente com as amostras mais enriquecidas em SiO<sub>2</sub>, sugerindo que sejam cogenéticas. Nos diagramas SiO<sub>2</sub> x TiO<sub>2</sub> e SiO<sub>2</sub> x P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, o riolito situa-se nas porções mais empobrecidas em TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

No diagrama TiO<sub>2</sub> x MgO, as amostras de granito alinham-se, mostrando que TiO<sub>2</sub> e MgO tiveram comportamento semelhante durante a evolução do Granito Matupá, apesar de haver dispersão da amostra SE II.4.4A e de amostras de riolito (figura 2.33).



**Figura 2.33 - Amostras do Granito Matupá (•) e do dique de riolito (x) em um diagrama TiO<sub>2</sub> x MgO.**

Nos diagramas do tipo Harker para os elementos-traço, verifica-se diminuição em Ba com o aumento de SiO<sub>2</sub> para as amostras de granito, ao passo que o riolito se enriquece progressivamente em Ba, indicando que o Ba teve comportamento compatível no granito e incompatível nos líquidos mais evoluídos, os quais originaram o dique de riolito (figura 2.34a), ou pode dever-se a desequilíbrios causados pela alteração hidrotermal do riolito.

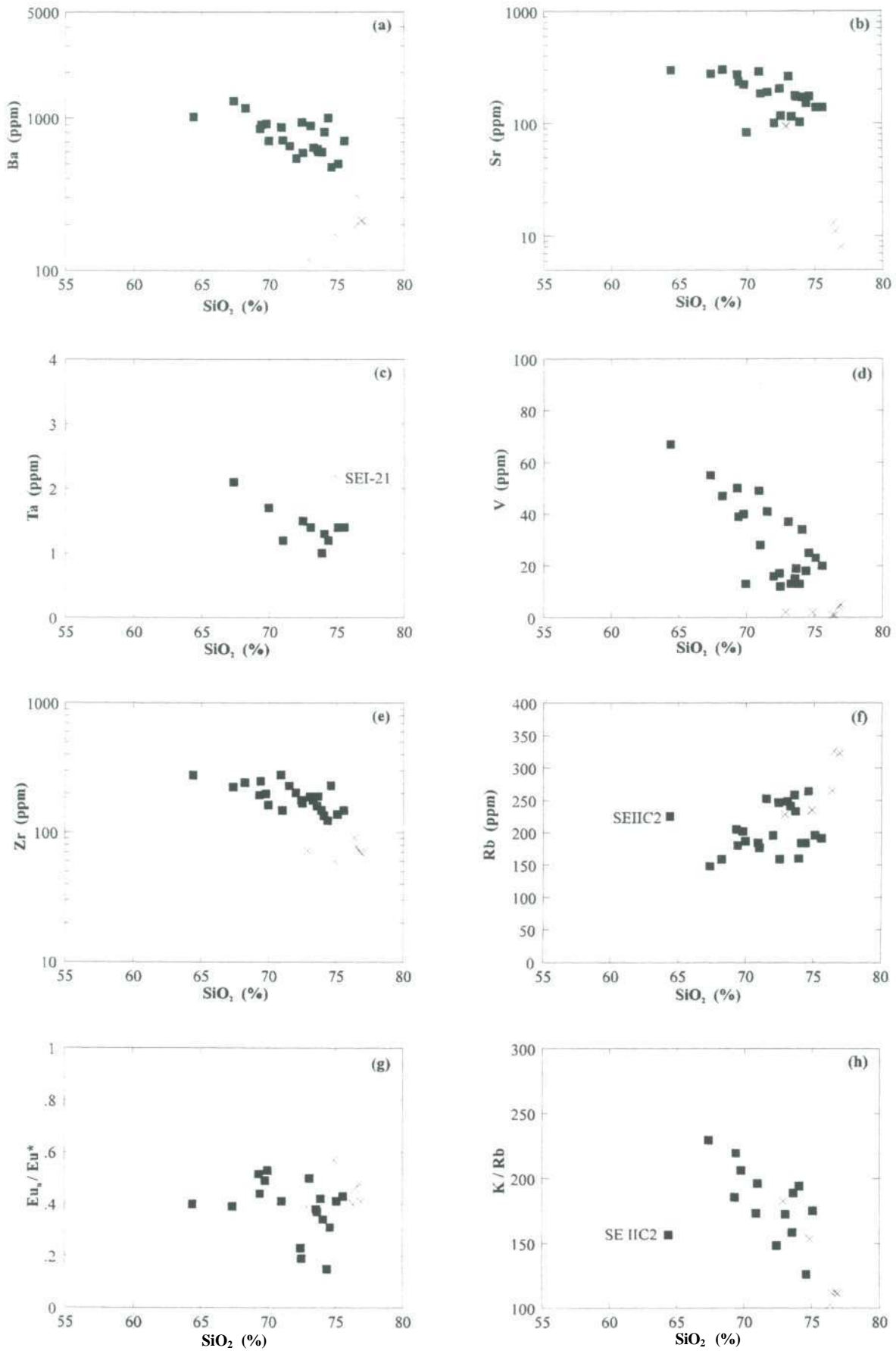
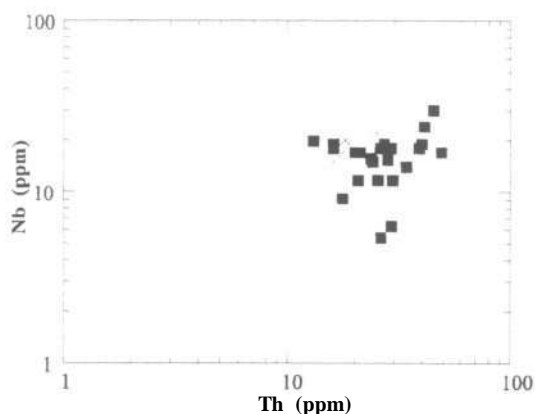


Figura 2.34 - Diagramas de variação de elementos-traço e razões interelementos com o aumento de SiO<sub>2</sub> para amostras do Granito Matupá (■) e do dique de riolito (x).

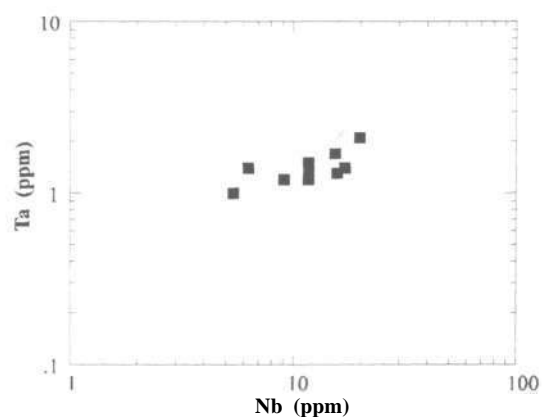
Houve empobrecimento de Ta, V, Sr e Zr com o aumento de SiO<sub>2</sub>, sendo que as amostras de riolito destacam-se nos gráficos SiO<sub>2</sub> x V e SiO<sub>2</sub> x Zr por serem consideravelmente mais empobrecidas em Zr e V que as de granito (figura 2.34).

Nb e Th mostram dispersão em diagramas SiO<sub>2</sub> x Nb e SiO<sub>2</sub> x Th, o mesmo acontecendo em um diagrama Th x Nb (figura 2.35). Entretanto, o Nb apresenta correlação positiva com Ta, sugerindo comportamentos similares entre Nb e Ta (figura 2.36).

Com exceção de SE IIC2, ocorre enriquecimento em Rb com o aumento de SiO<sub>2</sub> tanto no granito como no riolito, sendo o riolito mais enriquecido em Rb que o granito. Em um diagrama SiO<sub>2</sub> x K/Rb, o enriquecimento progressivo em Rb com o aumento de SiO<sub>2</sub> fica ainda mais evidente (figura 2.34h).



**Figura 2.35 - Distribuição aleatória das amostras do Granito Matupá (■) e do dique de riolito (x) em um diagrama Th x Nb.**



**Figura 2.36 - Correlação positiva entre Ta e Nb para as amostras do Granito Matupá (■) e uma amostra do dique de riolito (x).**

Os padrões de terras raras obtidos para amostras representativas do Granito Matupá (figura 2.37) são muito semelhantes. Os espectros mostram elevado enriquecimento em ETRL e enriquecimento menor em ETRP com relação ao condrito. Os padrões são fortemente fracionados ( $La_n/Yb_n \cong 30$ ), com importante anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* \cong 0,35$ ).

O dique de riolito é mais empobrecido em elementos terras raras do que o Granito Matupá ( $\Sigma ETR = 60$  ppm), seu espectro de ETR é menos fracionado ( $La_n/Yb_n$  varia de 5 a 12) e a anomalia negativa de Eu é menos acentuada ( $Eu_n/Eu^* = 0,4$ ). Os padrões obtidos são fracionados em ERTL, com razão  $La_n/Sm_n = 2,5$ , e planos para os ETRP, sendo a razão  $Gd_n/Yb_n = 1,2$  (figura 2.38)

Em diagramas SiO<sub>2</sub> x Eu/Eu\* (figura 2.34g) e Ta x Eu/Eu\*, ocorre dispersão dos dados, mostrando não haver relação direta entre a dimensão da anomalia negativa de Eu e o incremento em SiO<sub>2</sub> das amostras de granito.



Emmermann *et al.* (1975) explicaram anomalias negativas de Eu em granitos da região de Schwarzwald (Alemanha) como podendo estar relacionadas a biotitas enriquecidas em ETR e com forte anomalia negativa de Eu. Como não há evidência de biotita enriquecida em ETR nas amostras estudadas e com base no comportamento de elementos como Sr e Rb, a hipótese de plagioclásio residual parece ser a mais adequada para explicar a anomalia negativa de Eu no Granito Matupá.

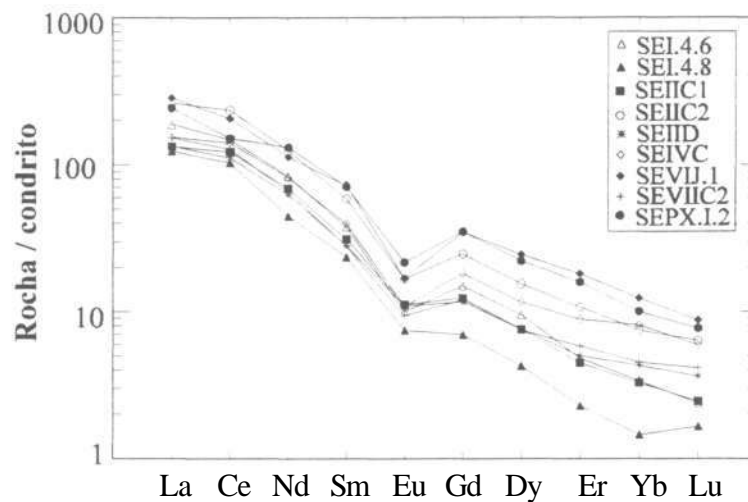


Figura 2.37 - Espectro de elementos terras raras de amostras representativas do Granito Matupá, normalizados ao condrito de Nakamura (1974).

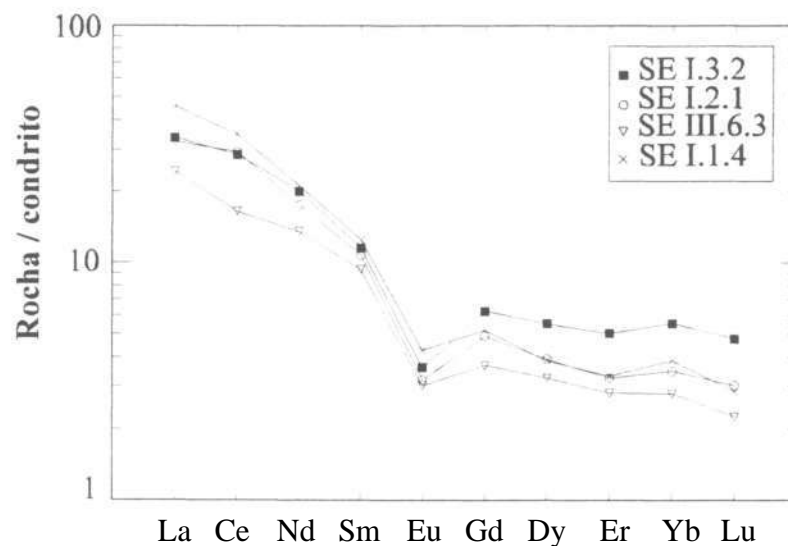


Figura 2.38 - Espectro de elementos terras raras de amostras de dique de riolito, normalizados ao condrito de Nakamura (1974).

### 5.3 - DISCUSSÃO

Um dos diagramas mais utilizados no estudo de granitos é o multielementar normalizado ao manto primordial, em que os elementos são ordenados segundo compatibilidade crescente em relação à fonte mantélica. Sendo o manto primordial a fonte original de todos os magmas crustais, os elementos são normalizados ao manto primordial de modo a caracterizar o grau de fracionamento químico dos granitos a partir daquela fonte comum. Deste modo, os diagramas representam os efeitos integrados de todos os episódios de fusão e processos de fracionamento que contribuíram para a produção dos granitos.

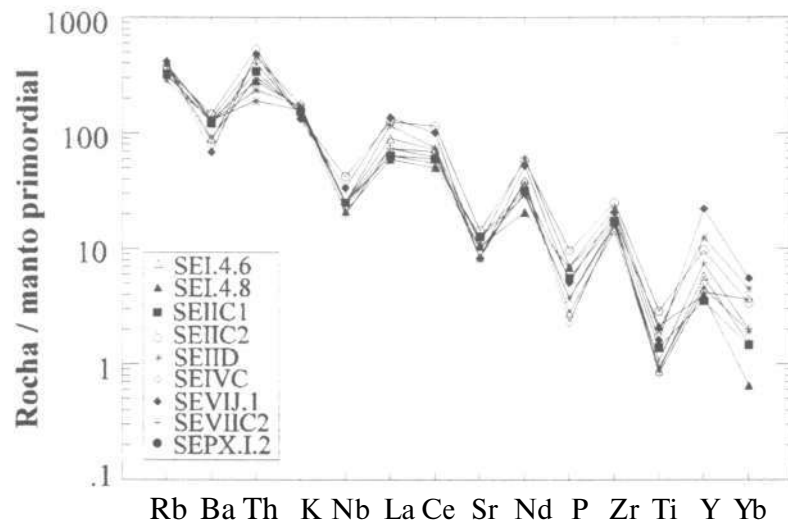
No diagrama multielementar com valores de normalização publicados por Sun & McDonough (1989) e ordenação de elementos semelhante à utilizada por Wyborn *et al.* (1992), para fins de comparação, amostras representativas do Granito Matupá caracterizam-se por acentuadas anomalias negativas de Nb, Sr, P e Ti, anomalia negativa de Yb, pequena anomalia negativa de Ba e ausência de anomalia de Y (figura 2.39).

Dentre as amostras de riolito, há significativas anomalias negativas de Ba, Sr, P e Ti (figura 2.40), não ficando explícita a anomalia negativa de Nb, claramente identificada quando os elementos são ordenados de acordo com Sun & McDonough (1989), quando o Nb é comparado com Ba e K.

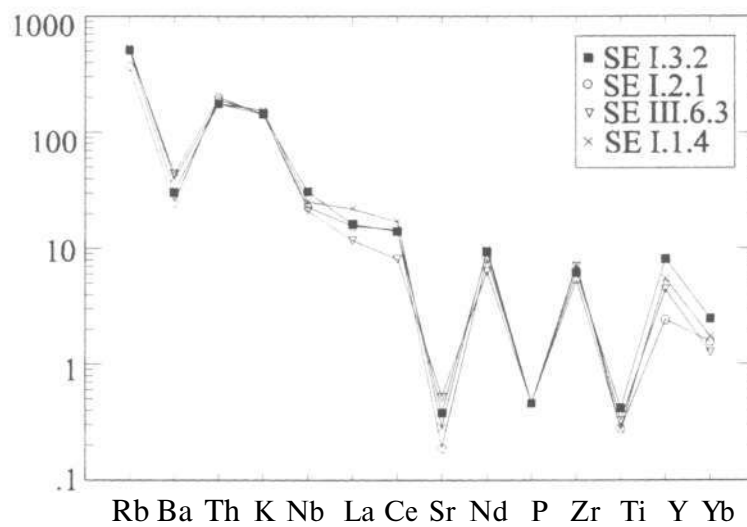
É largamente aceito na literatura que os magmas graníticos são produzidos por fusão parcial, usualmente da crosta, e que o produto da fusão parcial é um líquido aquoso mais um restito anidro. Os magmas que são completamente líquidos ou desprovidos de restito deixam seu resíduo por fusão parcial próximo à fonte e ascendem através da crosta (Chappell *et al.*, 1987; Chappell & White, 1992). Segundo Wyborn *et al.* (1992), os *plutons* dominados por restito podem ser distinguidos daqueles dominados por líquido em razão de possuírem razões K/Rb aproximadamente constantes para a faixa de composição de SiO<sub>2</sub> e devido às suítes vulcânicas comagmáticas terem composições idênticas às dos granitos, por consistirem da mesma mistura cristal-líquido.

Ao contrário de granitos ricos em restito, naqueles que intrudem como líquido cada pluton individual tem uma composição distinta, em consequência de processos de fracionamento cristal-líquido, e as rochas vulcânicas comagmáticas são geralmente mais ricas em SiO<sub>2</sub> que suas rochas intrusivas cogenéticas. Quimicamente, os granitos deste tipo de magma são distinguidos por valores decrescentes de K/Rb com o aumento de SiO<sub>2</sub> e valores exponencialmente crescentes de elementos como Rb e U para valores de SiO<sub>2</sub> maiores que

72%(Wyborn *et al.*, 1992).



**Figura 2.39 - Amostras representativas do Granito Matupá em digrama de variação de elementos normalizados ao manto primordial, com fatores de normalização de Sun & McDonough (1989).**



**Figura 2.40 - Amostras do dique de riolito em digrama de variação de elementos normalizados ao manto primordial, com fatores de normalizações publicados por Sun & McDonough (1989).**

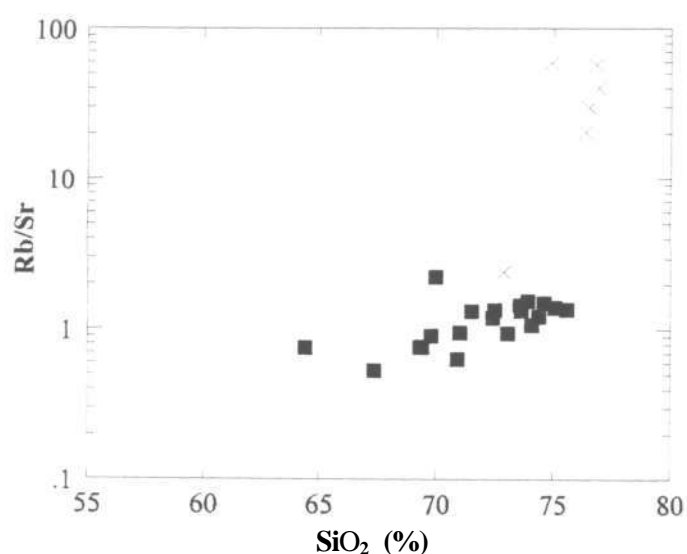
Com base nos critérios expostos nos parágrafos acima, nos dados de campo e em estudos petrográficos, o Granito Matupá caracteriza-se por ausência de material residual da sua fonte e se assemelha ao grupo de granitos proterozóicos da Austrália classificados por Wyborn *et al.* (1992) como *fracionados do tipo I, empobrecidos em Sr e não empobrecidos em Y*. Este grupo contém os principais depósitos minerais associados às rochas graníticas proterozóicas na Austrália.

Outras características dos granitos australianos são a composição predominantemente granodiorítica a monzogranítica e 72 a 76 % de SiO<sub>2</sub>, tendo o magma félsico afinidade com

magma do tipo I-Granodiorítico, de Chappell & Stephens (1988). À semelhança dos granitos estudados por Wyborn *et al.* (1992), regiões mais máficas do Granito Matupá possuem valores de ISA iguais a 0,9, mas as rochas mais ricas em SiO<sub>2</sub> possuem ISA de até 1,2, sendo a variação química nos granitos e riolitos comagmáticos provavelmente controlada por cristalização fracionada.

As características químicas das amostras de granito estudadas indicam que cristalização fracionada foi um mecanismo importante na evolução magmática do Granito Matupá. O processo de cristalização fracionada foi responsável pelo enriquecimento progressivo em Rb e empobrecimento em TiO<sub>2</sub>, MgO, FeO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, CaO, Ba, Sr, V e Zr.

O comportamento do Granito Matupá e dos diques de riolito relativamente à razão Rb/Sr parece ser semelhante ao de granitos e riolitos comagmáticos cretácicos e cenozóicos do NW dos EUA (Norman *et al.*, 1992), em que há incremento moderado da razão Rb/Sr com o fracionamento do granito, enquanto os riolitos possuem razões Rb/Sr mais elevadas, que aumentam abruptamente com o fracionamento (figura 2.41). Em Serrinha, é provável que a alteração hidrotermal dos diques tenha também afetado a relação Rb/Sr.



**Figura 2.41** - Amostras do Granito Matupá ( ) e do dique de riolito (x) em um diagrama SiO<sub>2</sub> x Rb/Sr.

O fracionamento de feldspato do líquido félsico durante a cristalização do Granito Matupá concentrou Rb e empobreceu o líquido em Ba e Sr. A diminuição de TiO<sub>2</sub>, MgO e FeO em direção às composições mais ácidas deve-se provavelmente à remoção de biotita durante a evolução e cristalização do magma granítico. À semelhança dos granitos do tipo I-félsicos do Cinturão Lachlan (Chappell & White, 1992), houve diminuição de Zr e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> durante a cristalização fracionada do Granito Matupá.

De acordo com Harrison & Watson (1984), o comportamento de  $P_2O_5$  em um líquido magmático e a saturação em apatita dependem principalmente da temperatura e do conteúdo de  $SiO_2$ , havendo correlação positiva de  $P_2O_5$  com a temperatura e correlação negativa com  $SiO_2$ . Variações em outros componentes, como Ca,  $fO_2$  e F, não têm efeito aparente na solubilidade da apatita.

Bea *et al.* (1992) mostraram que os granitos subaluminosos (tipos I, A e M) encaixam-se bem no modelo de Harrison & Watson (1984). Mas em granitos peraluminosos, pobres em Ca, do tipo S, o fósforo adquire comportamento incompatível, devido à baixa atividade do Ca. Nos granitos do tipo S do Cinturão Lachlan, o  $P_2O_5$  comportou-se de maneira incompatível (Chappell & White, 1992), confirmando a teoria de Bea *et al.* (1992).

Wyborn *et al.* (1992) utilizaram o diagrama multielementar normalizado ao manto primordial para mostrar que os granitos podem ser empobrecidos em Y e não-empobrecidos em Sr ou não-empobrecidos em Y e empobrecidos em Sr. O primeiro grupo teve granada estável nas regiões-fontes em algum estágio da sua geração e o segundo grupo teve regiões-fontes contendo plagioclásio. Raramente as fontes contêm simultaneamente plagioclásio e granada no instante da fusão parcial.

A ausência de anomalia negativa de Y no Granito Matupá e nos granitos australianos relativamente ao manto primordial indica, segundo Wyborn *et al.* (1992), que a granada jamais foi uma fase estável importante nas fontes desses granitos, enquanto a existência de anomalia negativa de Sr sugere fontes dominadas por plagioclásio, implicando profundidades menores que as requeridas para geração de granito a partir de fontes contendo granada, que são normalmente superiores a 45 Km. Norman *et al.* (1992) propuseram pressões superiores a 10 Kb (35 Km de profundidade) para uma fonte contendo granada.

Os dados petrográficos e químicos do Granito Matupá, como ausência de enclaves máficos, existência de anomalia negativa de Eu, ausência de anomalia negativa de Y em diagramas multielementares normalizados ao manto primordial, os baixos conteúdos de Sr (< 500ppm) e a existência de correlação negativa entre Sr e os indicadores de fracionamento no Granito Matupá, sugerem geração do magma em condições de pressões menores que 10 Kb, onde granada está ausente e o plagioclásio residual é mais abundante, e evolução crustal, provavelmente por cristalização fracionada (Norman *et al.*, 1992; Wyborn *et al.* 1992; Rapela & Pankhurst, 1996).

A geração de magmas silicáticos a pequenas profundidades na litosfera pode estar relacionada à atenuação crustal ocorrida, por exemplo, quando um processo de convergência

de placas cessou (Norman *et al.*, 1992).

### 5.3.1 - Ambiente tectônico

A construção de diagramas que utilizam elementos-traço para discriminar ambientes tectônicos de rochas graníticas tem sido muito difundida na literatura, principalmente a partir do trabalho de Pearce *et al.* (1984). De modo geral, esses diagramas são estatísticos e se baseiam em dados de rochas graníticas posicionadas em ambientes tectônicos recentes e conhecidos. As amostras do Granito Matupá foram posicionadas em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos na tentativa de melhor compreendê-lo.

Segundo Bilal *et al.* (1993), a razão  $MgO/TiO_2$  parece discriminar muito bem os diferentes tipos de granitos: aproxima-se de 1 nos granitos do tipo A, é da ordem de 3 nos granitos do tipo I e S e de 4 nos granitos magnésio-potássicos. Por esse critério, o Granito Matupá, com razão média igual a 2,56, se aproxima dos granitos I e S, apesar de não apresentar características químicas e mineralógicas de granitos peraluminosos e se aproximar dos granitos do tipo I australianos, segundo a classificação de Chappell & White (1974).

Collins *et al.* (1982) e Whalen *et al.* (1987) consideraram os valores de Ga de granitos um indicador do seu ambiente tectônico. Em um diagrama  $Al_2O_3$  - Ga, as amostras de Granito Matupá mostram-se muito mais pobres em Ga que granitos do tipo A australianos (Collins *et al.*, 1982) e granitos anorogênicos da Província Estanífera de Goiás (Botelho, 1992) e, em geral, inferiores aos granitos do tipo I australianos (figura 2.42).

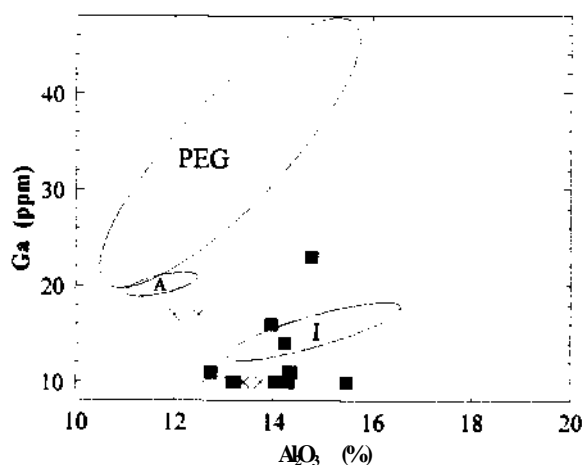


Figura 2.42 - Gráfico mostrando os baixos valores de Ga do Granito Matupá (○) e do dique de riolito (x), semelhantes aos de granitos tipo I australianos, em relação aos granitos do tipo A da Austrália (Collins *et al.*, 1982) e da Província Estanífera de Goiás - PEG (Botelho, 1992).

Amostras do Granito Matupá foram plotadas nos diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984). No diagrama Y-Nb, as amostras situam-se no domínio dos granitos de arco vulcânico (VAG) + sin-colisionais (*syn-COLG*), próximo ao campo dos granitos intra-placa (WPG), mas duas amostras mais ricas em Y (SE VII.1 e SE PXL2) situam-se no campo dos granitos intra-placa (figura 2.43a).

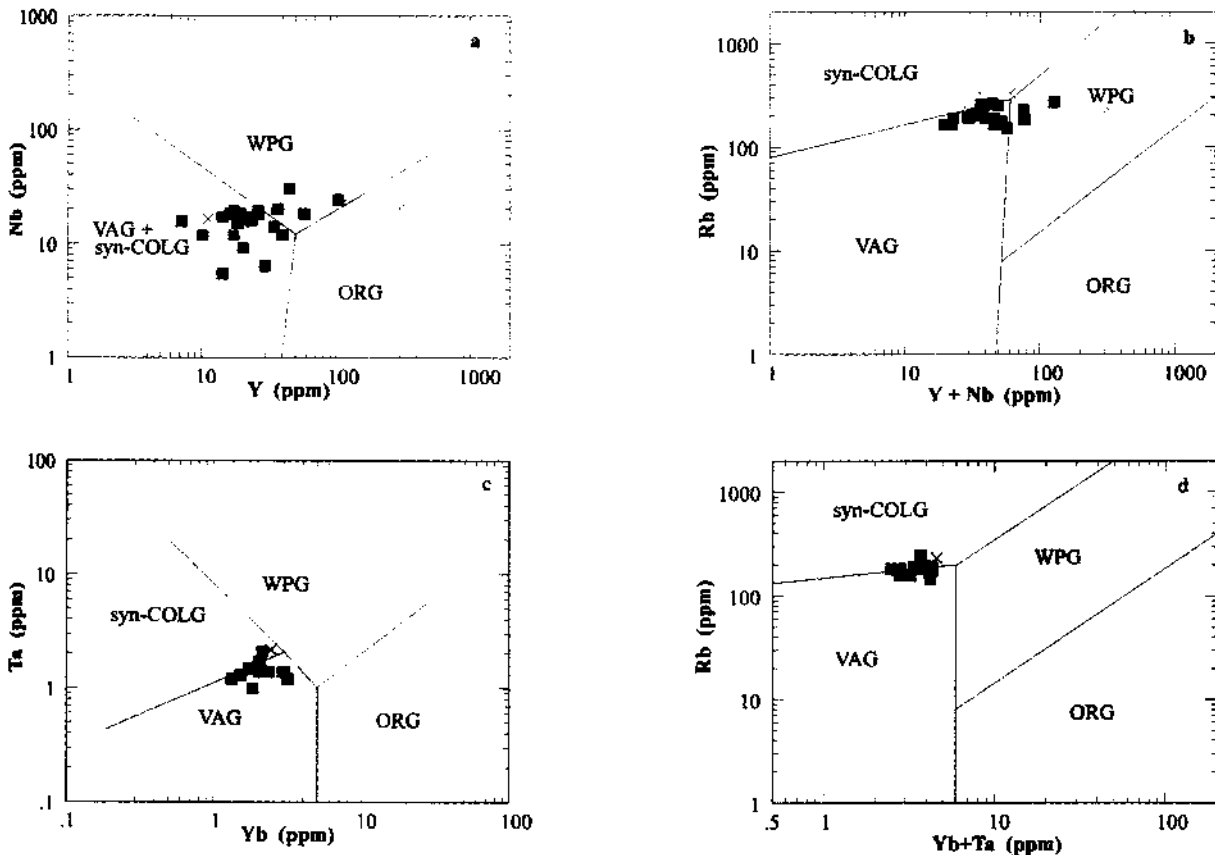
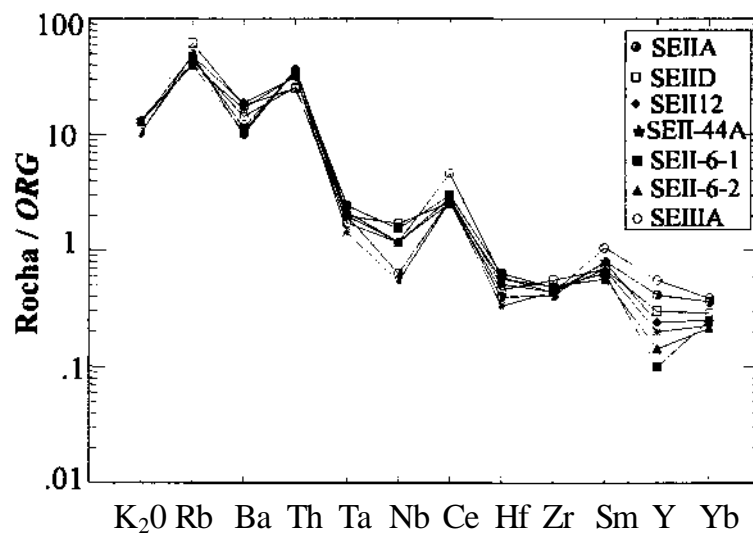


Figura 2.43 - Amostras do Granito Matupá (•) e do dique de riolito (x) plotadas nos diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984).

Conforme mostra o diagrama (Y+Nb) - Rb, o Granito Matupá é mais pobre em Rb que os típicos granitos sin-colisionais (*syn-COLG*), apesar de as amostras situarem-se próximas ao limite entre granitos de arco vulcânico (VAG) e granitos sin-colisionais, e mais pobres em Y+Nb que os granitos intra-placa, com exceção das duas amostras com teores elevados de Y (figura 2.43b). Nesses diagramas, há dispersão dos dados relativamente ao Y, o que pode ser confirmado em um diagrama SiO<sub>2</sub> - Y, mostrando ser o Y um elemento pouco recomendado para o estudo de granitos que sofreram algum tipo de transformação pós-magmática. Nos diagramas Yb-Ta (figura 2.43c) e (Yb+Ta)-Rb (figura 2.43d), não sujeitos aos valores anômalos de Y, as amostras de granito Matupá posicionam-se no topo do campo dos VAG, chegando ao início do domínio dos *syn-COLG*.

O diagrama multielementar da figura 2.44 demonstra a homogeneidade do Granito Matupá quando normalizado a granitos de cadeias oceânicas. Há anomalia positiva de Rb, Th, Ce e Sm e fraca anomalia negativa de Y. Pearce *et al.* (1984) atribuíram o enriquecimento de Rb e Th relativamente a Nb e Ta, e de Ce e Sm em relação aos seus elementos adjacentes a envolvimento crustal e descreveram esse tipo de padrão como *crust dominated*. A comparação daquele diagrama com o similar elaborado por Pearce *et al.* (1984) sugere que as amostras do Granito Matupá têm padrão muito semelhante aos de granitos do Chile (granitos de arco vulcânico - VAG), do Tibete (granitos sin-colisionais - *syn-COLG*) e de Oman (granitos pós-colisionais - *pos-COLG*).



**Figura 2.44 - Espectros de normalização a granitos de cadeias oceânicas (ORG) de amostras do Granito Matupá. Os valores de normalização são de Pearce et al. (1984).**

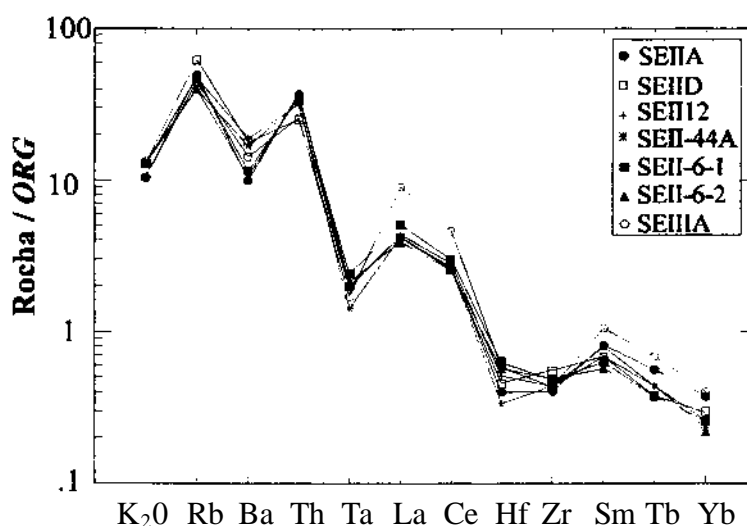
Dentre os granitos classificados por Pearce *et al.* (1984) como de ambiente de arco vulcânico, existem importantes variações nas suas características químicas e mineralógicas. Os granitos de arcos oceânicos, toleíticos, plotam predominantemente nos campos de quartzo diorito e tonalito no diagrama de Streckeisen, possuem hornblenda como principal mineral ferromagnésiano e são cálcicos em relação ao índice de Peacock. Os granitos de arcos cálcio-alcalinos são classificados como quartzo diorito, quartzo monzonito e granodiorito, possuem hornblenda e biotita como minerais ferromagnésianos característicos e são geralmente cálcio-alcalinos. Por fim, os granitos cálcio-alcalinos alto-K e shoshoníticos de margens continentais ativas situam-se predominantemente nos campos de quartzo monzonito, granodiorito e granito (s.s.) no diagrama de Streckeisen, possuem biotita ± hornblenda e pertencem às suítes cálcio-alcalinas e álcali-cálcicas. Os três subgrupos podem variar de metaluminosos a fracamente



peraluminosos e do tipo M (os dois primeiros) ao tipo I (os dois últimos subgrupos).

De acordo com Pearce *et al.* (1984), os granitos classificados como sin-tectônicos são granitos s.s., contêm muscovita, são peraluminosos e exibem muitas das feições de granitos do tipo S. Os granitos pós-tectônicos, por sua vez, contêm comumente biotita  $\pm$  hornblenda, posicionam-se nos campos de quartzo monzonito, granodiorito e granito s.s. no diagrama de Streckeisen, pertencem a suítes cálcio-alcálicas, são metaluminosos a levemente peraluminosos e exibem muitas das características de granitos do tipo I.

A comparação do diagrama multielementar da figura 2.45 com os espectros apresentados por Thiéblemont & Cabanis (1990) mostra haver semelhança entre o Granito Matupá e granitos pós-colisionais (Córsega) e sin-subducção (Peru), com exceção da anomalia positiva de Sm, que não ocorre nos padrões de sin-subducção e é pequena nos padrões de pós-colisão. Segundo Thiéblemont & Cabanis (1990), a anomalia negativa de Ta, também observada no Granito Matupá, reflete a fonte do magma e ocorre em todos os granitos orogênicos.



**Figura 2.45 - Padrões multielementares normalizados aos granitos de cadeias oceânicas (ORG) de amostras do granito Matupá., de acordo com elementos e valores utilizados por Thiéblemont & Cabanis (1990).**

Os dados de litogeoquímica por si só não permitem concluir sobre o ambiente tectônico do Granito Matupá, existindo tanto indicações de ambiente de arco vulcânico, quanto de ambiente sin-colisional e pós-colisional. O fato de o granito Matupá não estar deformado e não apresentar características de granito peraluminoso afasta a possibilidade de ambiente sin-colisão para o seu posicionamento.

No diagrama triangular Rb/100-Y/44-Nb/16, proposto por Thiéblemont & Cabanis (1990) para a discriminação geoquímica das rochas magmáticas ácidas, as amostras do granito

Matupá concentram-se predominantemente no campo das rochas pós-colisionais + sin-subducção e no campo das rochas sin-colisionais, mas observa-se dispersão dos pontos, o que pode ser decorrente da mobilidade do Y (figura 2.46a). Quando posicionadas no diagrama Rb/100-Tb-Ta, as amostras concentram-se no campo das rochas ácidas pós-colisionais + sin-subducção (figura 2.46b).

Pearce *et al.* (1984) observaram que no diagrama (Y+Nb) - Rb, os granitos pós-colisionais típicos situam-se próximo ao topo do campo de granitos de arco vulcânico (VAG), mas que também podem situar-se em mais de um campo, como os campos VAG + *syn-COLG* ou WPG e *syn-COLG*. Os autores assinalaram que os granitos pós-colisionais representam um sério problema em todas as classificações tectono-geoquímicas de granitos, o que se deve a eles não poderem ser explicados em termos de uma única fonte, se mantélica ou crustal, mas a poderem resultar tanto da fusão da crosta inferior devido a relaxação termal após colisão quanto de fusão do manto superior devido à descompressão adiabática que acompanha o soerguimento pós-colisional e erosão. Além disso, uma nova subducção após a colisão pode gerar magmas de arco vulcânico em ambiente de pós-colisão.

Conforme enfatizado por Forster *et al.* (1997), é importante levar sempre em consideração o fato de que a composição do granito depende essencialmente da natureza das rochas-fonte, podendo não refletir o ambiente tectônico, devendo-se utilizar outras informações geológicas para a interpretação mais segura do ambiente tectônico.

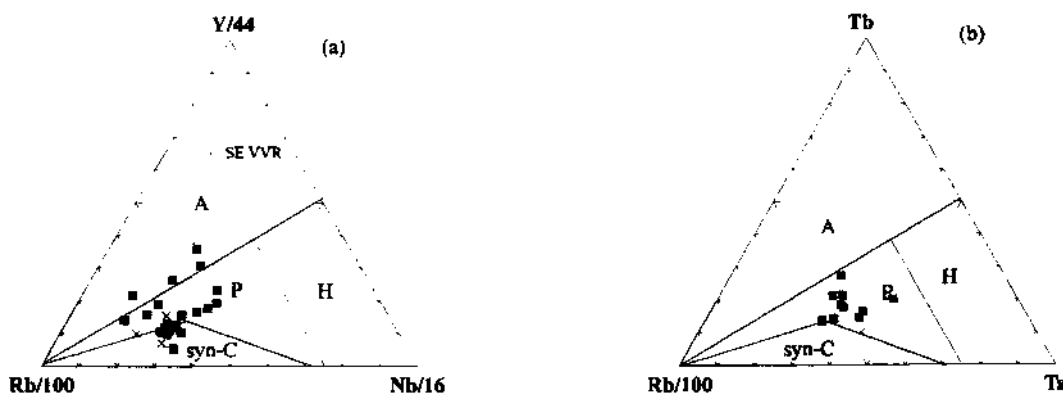


Figura 2.46 - Amostras do Granito Matupá (•) e do dique de riolito (x) nos diagramas de discriminação geotectônica das rochas magmáticas ácidas sin-colisionais (*syn-C*), pós-colisionais + sin-subducção (*P*), anorogênicas não hiperálcalinas (*A*) e hiperálcalinas (*H*), propostos por Thiéblemont & Cabanis (1990).

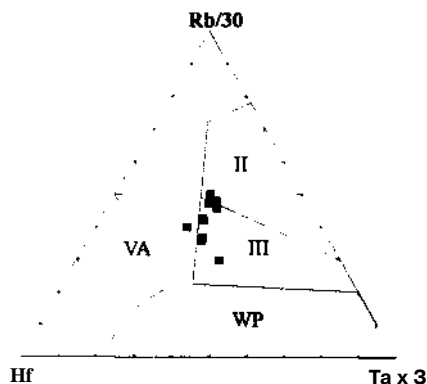
No seu diagrama Rb/100 - Tb - Ta, Thiéblemont & Cabanis (1990) estabeleceram um único campo para rochas ácidas pós-colisionais e sin-subducção, por considerarem que esses termos não são mutuamente exclusivos e acrescentaram que nas orogenias antigas, em decorrência da dificuldade de determinação da idade exata da subducção, é possível imaginar o

caso de magmatismo com características de ambiente pós-colisional e simultaneamente sin-subducção.

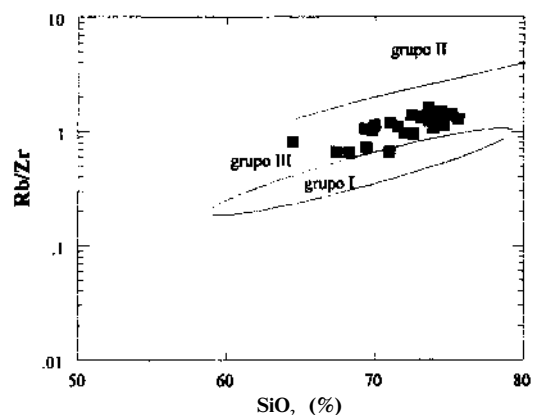
Para explicar a gênese dos magmas ácidos pós-colisionais e de uma parte das rochas ácidas sin-subducção, Thiéblemont & Cabanis (1990) não julgaram adequada a hipótese de gênese por cristalização fracionada de magmas cálcio-alcálicos de origem mantélica e sugeriram dois modelos alternativos. O primeiro recorre à fusão parcial de um reservatório crustal de composição andesítica ou grauvaquiana, enquanto o segundo refere-se a uma mistura entre um reservatório basáltico do tipo transicional a alcalino ( $Tb/Ta < 1$ ) e um constituinte proveniente da crosta continental superior, rico em Rb.

Na tentativa de discriminar geoquimicamente rochas intrusivas intermediárias e ácidas de zonas de colisão, Harris *et al.* (1986) elaboraram um diagrama Hf - Rb/30 - 3Ta, no qual as amostras do granito Matupá concentram-se no centro, quase exclusivamente no campo de granitos pós-colisionais (grupo III) (figura 2.47).

Harris *et al.* (1986) constataram que a razão Rb/Zr é um dos discriminantes mais efetivos na separação das rochas dos grupos II daquelas dos grupos I e III. Em um diagrama SiO<sub>2</sub> - Rb/Zr, as amostras do Granito Matupá situam-se no campo dos granitos pós-colisionais, com razões Rb/Zr próximas às de granitos de arco vulcânico e muito inferiores àquelas obtidas por Harris *et al.* (1986) para granitos sin-colisionais, o que ratifica a tese de que o Granito Matupá não é sin-colisional (figura 2.48).



**Figura 2.47** - Amostras do Granito Matupá no diagrama de Harris *et al.* (1986), discriminando granitos intra-placa (WP), de arco vulcânico (VA), pós-colisionais (grupo III) e sin-colisionais (grupo II).



**Figura 2.48** - Amostras do Granito Matupá plotadas no diagrama utilizado por Harris *et al.* (1986) para separar granitos do grupo II de magmas do grupo III e de arcos vulcânicos (grupo I).

Harris *et al.* (1986) consideraram a colisão de placas um evento dinâmico, que evolui desde um estágio inicial de subducção de uma litosfera oceânica até um período de litosfera continental estabilizada, razão pela qual existe mais de uma região-fonte para magmas colisionais e, conseqüentemente, sobreposições entre as assinaturas geoquímicas dos ambientes tectônicos. Deste modo, as intrusões dos grupos I e III apresentam muitas semelhanças geoquímicas. O magmatismo pós-colisional forma suítes cálcio-alcalinas da mesma maneira que os magmas de arco vulcânico, a partir de uma cunha de manto enriquecido em elementos *LIL* sobre uma litosfera oceânica subductada, provavelmente modificado por contaminação com líquidos da crosta inferior. Os autores acreditam que os líquidos crustais resultam de relaxação termal na crosta inferior, que provoca aumento de temperatura na crosta inferior se o soerguimento após a colisão for suficientemente lento. Os magmas derivados do manto superior formam-se por decompressão adiabática no manto superior ou por subducção pós-colisional subsidiária.

## 6 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sm - Nd

### 6.1 - METODOLOGIA

Como ferramenta auxiliar para a compreensão da origem e evolução magmática do Maciço Matupá, quatro amostras representativas do Granito Matupá foram selecionadas para análises isotópicas de Sm e Nd, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

Os conteúdos de Sm e Nd foram obtidos por diluição isotópica, em um espectrômetro de massa com fonte termal de ionização Finnigan MAT 262, em modo estático, usando *spikes* de  $^{149}\text{Sm}$  e  $^{150}\text{Nd}$ . A descrição detalhada do procedimento analítico adotado encontra-se em Gioia (1997).

Os resultados de Nd obtidos foram ajustados para o padrão La Jolla (USGS), cuja razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  teórica é de 0,511850. Durante o período de aquisição de dados, a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  obtida para o padrão foi igual a  $0,511820 \pm 0,000023$  ( $1\sigma$ ) e os brancos químicos totais para o Nd foram de aproximadamente 100pg. As composições de Nd possuem desvio padrão ( $1\sigma$ ) menor que 0,002% e o erro na razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  é inferior a 0,1%.

As constantes de decaimento são as propostas por Lugmair & Marti (1975). Os valores

de  $\epsilon_{Nd}(0)$  foram calculados usando razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ , relativa a  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ , para o reservatório condrítico uniforme atual (CHUR) e os valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  referem-se a 1900 Ma. As idades-modelo ( $T_{DM}$ ) foram calculadas em relação a um manto empobrecido, com valor de  $\epsilon_{Nd}(0) = +8,5$ , isolado do CHUR desde 4,55 Ga e seguindo evolução proposta por DePaolo (1981).

## 6.2 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados analíticos de isótopos de Sm e Nd obtidos para o Granito Matupá encontram-se na tabela 2.5. As quatro amostras analisadas possuem valores negativos de  $\epsilon_{Nd}(t)$  (entre -2,66 e -4,29) e idades-modelo ( $T_{DM}$ ) paleoproterozóicas, variando de 2,34 a 2,47 Ga. Em um diagrama  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \times ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , os dados dispõem-se segundo uma isócrona, a qual, devido à pequena variação nas razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , não permite o cálculo de idade isocrônica. Entretanto, a ausência de dispersão dos dados relativamente à razão  $\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  é consistente com a hipótese de magma granítico original homogêneo (Innocent *et al.*, 1994).

**Tabela 2.5 - Resultados isotópicos de Sm-Nd para amostras representativas do Granito Matupá:**

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\delta\text{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(t)$	$T_{DM}$ (Ga)
SE 1.4.6	7,552	43,07	0,1060	$0,511368 \pm 10$	-24,77	-2,66	2,36
SEIIA	6,995	38,29	0,1104	$0,511384 \pm 13$	-24,46	-3,43	2,44
SEIID	5,053	29,08	0,1050	$0,511273 \pm 11$	-26,63	-4,29	2,47
SE IIIA	9,438	59,94	0,0952	$0,511213 \pm 8$	-27,80	-3,05	2,34

O parâmetro  $\epsilon_{Nd}(t)$  expressa a diferença entre a razão inicial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de uma suíte de rochas e o valor correspondente do CHUR. Valores positivos de épsilon indicam que as rochas analisadas derivaram de sólidos residuais no reservatório, com razões Sm/Nd superiores às do CHUR (fonte empobrecida em LIL). Valores negativos de épsilon indicam rochas derivadas de fontes que possuíam razão Sm/Nd menor que a do reservatório condrítico (fonte enriquecida), o que significa que tais rochas foram derivadas de, ou assimilaram, rochas crustais antigas. Pois, devido a haver concentração de Nd relativamente ao Sm ao longo da cristalização fracionada do magma, as rochas crustais típicas possuem menor razão Sm/Nd que aquelas derivadas do manto superior (Faure, 1986).

Segundo Faure (1986), a idade-modelo representa uma estimativa válida do tempo de residência crustal do Nd de uma rocha.

Duas hipóteses devem ser consideradas na interpretação dos dados de  $\epsilon_{Nd}(t)$  e  $T_{DM}$  do Granito Matupá: fonte única e mistura de fontes na geração do magma granítico. Em ambos os casos, entretanto, as semelhantes características isotópicas de Nd entre as amostras analisadas sugerem ter sido o magma granítico original homogêneo. O valor negativo de  $\epsilon_{Nd}(t)$  decorre de influência de crosta continental preexistente e sugere uma fonte enriquecida em elementos litófilos.

Considerando-se uma única fonte para o magma granítico original, as idades-modelo obtidas representam a idade de formação de crosta continental. Neste caso, o Granito Matupá teria sido originado por reciclagem de crosta diferenciada do manto entre 2,34 e 2,47 Ga atrás.

A segunda hipótese considera que o magma granítico original resultou da mistura de duas fontes. De acordo com este modelo, as idades  $T_{DM}$  não têm significado de idade de formação de crosta continental, resultando da mistura de materiais derivados de fontes com composições isotópicas e idades distintas (Faure, 1986; Pimentel *et al.*, 1996). É possível que a formação do magma original tenha-se dado a partir de magmas derivados do manto ( $\epsilon_{Nd} > 0$ ) misturados com rochas tipicamente crustais ( $\epsilon_{Nd} < 0$ ), conforme observado em batólitos graníticos de cinturões orogênicos (Depaolo, 1980; Faure, 1986). O magma básico também poderia ser derivado de fusão da crosta inferior (Hassanen & Harraz, 1996).

As variações isotópicas de Sm e Nd de granitos I e S australianos resultaram em uma curva de mistura em um diagrama  $\epsilon_{Sr} \times \epsilon_{Nd}$  (McCulloch & Chappell, 1982). Os granitos do tipo S possuem valores de  $\epsilon_{Nd}$  entre -6,1 e -9,8, enquanto nos do tipo I  $\epsilon_{Nd}$  varia de +0,4 a -8,9. Segundo McCulloch & Chappell (1982), os dados isotópicos obtidos são consistentes com a produção dos granitos por mistura de um componente de manto empobrecido com um componente crustal, sendo os granitos do tipo I dominados pelo componente mantélico na fonte e os granitos do tipo S, pelo componente crustal.

Com base em dados de isótopos estáveis e radiogênicos, Von Blackenburg *et al.* (1992) formularam um modelo de contaminação em dois estágios para a gênese do complexo ígneo cálcio-alcalino Bergell, de aproximadamente 30 Ma, localizado nos Alpes Centrais. Em um primeiro estágio, a fonte mantélica subcontinental enriquecida ( $\epsilon_{Nd} = +4$ ) é contaminada por desidratação ou fusão parcial de crosta oceânica subductada e alterada. No segundo estágio, líquidos parciais gerados no manto contaminado foram contaminados pela crosta continental Alpina, com simultânea cristalização fracionada, produzindo assinatura isotópica crustal de Nd

para as rochas ácidas ( $\epsilon_{Nd} = -7.6$ ). Os autores acrescentam que se as feições observadas em Bergell devem-se realmente a processos de contaminação na fonte mantélica, os quais são conhecidos por contribuírem para a gênese de arcos vulcânicos continentais e oceânicos, esses processos também devem ter importância na gênese de outras intrusões cálcio-alcálicas.

Innocent *et al.* (1994) demonstraram que a geração de magmas cálcio-alcálicos durante a distensão Variscana nos Pirineus poderia ter-se dado por fusão de granulitos básicos ou por mistura de líquidos derivados do manto astenosférico ou litosférico com uma crosta fundida. Na primeira hipótese, os autores argumentaram que a fusão da crosta inferior granulítica requer condições de temperatura muito elevada, não descritas em zonas de subducção.

De acordo com a segunda hipótese, o magma cálcio-alcálico originado teria valor negativo de  $\epsilon_{Nd}$  (-3), ou seja, características isotópicas de Nd crustais. Pelo modelo proposto, as rochas cálcio-alcálicas foram posicionadas ao longo de lineamentos normais reativados por colapso gravitacional pós-orogênico. Houve o desenvolvimento de bacias ao longo do lineamento, causando o afinamento do manto litosférico subjacente devido à ascensão da astenosfera. O relaxamento pós-orogênico da tensão tectônica leva à liberação da energia potencial acumulada durante o espessamento crustal, o que resulta em um gradiente térmico muito elevado e induz à fusão parcial da crosta inferior, gerando magmas cálcio-alcálicos. Conseqüentemente, as rochas vulcânicas e plutônicas cálcio-alcálicas derivam da mistura de processos entre a crosta fundida e líquidos vindos do manto litosférico (Innocent *et al.*, 1994; Aerden, 1994).

O modelo desenvolvido para rochas cálcio-alcálicas do Platô Tibete por Inger (1994) compreende intrusões derivadas exclusivamente da crosta por mecanismo semelhante ao existente nos Pirineus. O Tibete é interpretado como um corpo gravitacionalmente instável cuja crosta está em colapso, enquanto o manto litosférico subjacente foi adelgado, resultando em perturbações térmicas no manto litosférico e conseqüente fusão de horizontes férteis, resultando na produção de vasto vulcanismo. À medida que a litosfera retorna à espessura normal e as geotermas se reequilibram, a produção de magma tende a cessar.

## 7 - DISCUSSÃO

### 7.1 - CONDIÇÕES DE FUGACIDADE DE OXIGÊNIO E TEMPERATURA DURANTE A CRISTALIZAÇÃO DO GRANITO MATUPÁ

Os estados de oxi-redução de magmas graníticos são considerados como reflexo das suas rochas-fonte (Carmichael, 1991; Blevin & Chappel, 1992), embora Pichavant *et al.* (1996) salientem que em alguns casos houve mudanças na  $fO_2$  durante a diferenciação magmática.

As composições de óxidos de Fe-Ti têm sido largamente utilizadas para o estabelecimento de valores de  $fO_2$  e T das rochas hospedeiras desses minerais (Buddington & Lindsley, 1964; Anderson, 1996). Entretanto, a determinação da fugacidade de oxigênio original durante a cristalização de rochas graníticas é frequentemente dificultada devido ao reequilíbrio subsolidus e/ou alteração ocorridos durante o resfriamento lento do magma, que normalmente modifica as composições de magnetita e ilmenita primárias. Deste modo, o geotermômetro ilmenita-magnetita não pode ser aplicado para definir a  $fO_2$  durante a cristalização do magma, pois a magnetita perde Ti e a ilmenita é submetida a um ou mais estágios de oxidação-exsolução (Whalen & Chappell, 1988; Wones, 1989).

No Granito Matupá, a magnetita magmática está muitas vezes sofrendo martitização e os raros cristais de ilmenita caracteristicamente ígneos normalmente apresentam exsolução de hematita (prancha 2.1; h), o que torna inviável a utilização do geotermômetro ilmenita-magnetita (Buddington & Lindsley, 1964; Stormer, 1983; Andersen & Lindsley, 1988; Ghiorso & Sack, 1991) para determinação de  $fO_2$  e T de cristalização do magma granítico. De maneira semelhante, a utilização do geotermômetro plagioclásio-hornblenda para a determinação da T de cristalização (Blundy & Holland, 1990) não foi aplicado no Granito Matupá, tendo em vista a escassez de análises de plagioclásio ígneo, que se encontra normalmente saussuritizado.

Para indicar o estado de oxidação de corpos graníticos, alguns parâmetros empíricos têm sido utilizados. Anderson & Smith (1995) afirmaram ser a  $fO_2$  o parâmetro que exerce o principal controle sobre a composição química dos silicatos máficos. Com o aumento da  $fO_2$ , a razão Fe / (Fe + Mg) desses silicatos diminui acentuadamente, independentemente da razão Fe/Mg da rocha. Segundo Wones (1989), quanto mais magnesiano o piroxênio ou anfibólio da rocha silicática, mais oxidado era o magma.

Em um diagrama  $Al^{IV} \times Fe / (Fe+Mg)$  proposto por Anderson & Smith (1995) para classificar hornblendas de granitos anorogênicos proterozóicos da América do Norte, a



## 7 - DISCUSSÃO

### 7.1 - CONDIÇÕES DE FUGACIDADE DE OXIGÊNIO E TEMPERATURA DURANTE A CRISTALIZAÇÃO DO GRANITO MATUPÁ

Os estados de oxi-redução de magmas graníticos são considerados como reflexo das suas rochas-fonte (Carmichael, 1991; Blevin & Chappel, 1992), embora Pichavant *et al.* (1996) salientem que em alguns casos houve mudanças na  $fO_2$  durante a diferenciação magmática.

As composições de óxidos de Fe-Ti têm sido largamente utilizadas para o estabelecimento de valores de  $fO_2$  e T das rochas hospedeiras desses minerais (Buddington & Lindsley, 1964; Anderson, 1996). Entretanto, a determinação da fugacidade de oxigênio original durante a cristalização de rochas graníticas é freqüentemente dificultada devido ao reequilíbrio subsolidus e/ou alteração ocorridos durante o resfriamento lento do magma, que normalmente modifica as composições de magnetita e ilmenita primárias. Deste modo, o geotermômetro ilmenita-magnetita não pode ser aplicado para definir a  $fO_2$  durante a cristalização do magma, pois a magnetita perde Ti e a ilmenita é submetida a um ou mais estágios de oxidação-exsolução (Whalen & Chappell, 1988; Wones, 1989).

No Granito Matupá, a magnetita magmática está muitas vezes sofrendo martitização e os raros cristais de ilmenita caracteristicamente ígneos normalmente apresentam exsolução de hematita (prancha 2.1; h), o que torna inviável a utilização do geotermômetro ilmenita-magnetita (Buddington & Lindsley, 1964; Stormer, 1983; Andersen & Lindsley, 1988; Ghiorso & Sack, 1991) para determinação de  $fO_2$  e T de cristalização do magma granítico. De maneira semelhante, a utilização do geotermômetro plagioclásio-hornblenda para a determinação da T de cristalização (Blundy & Holland, 1990) não foi aplicado no Granito Matupá, tendo em vista a escassez de análises de plagioclásio ígneo, que se encontra normalmente saussuritizado.

Para indicar o estado de oxidação de corpos graníticos, alguns parâmetros empíricos têm sido utilizados. Anderson & Smith (1995) afirmaram ser a  $fO_2$  o parâmetro que exerce o principal controle sobre a composição química dos silicatos máficos. Com o aumento da  $fO_2$ , a razão Fe / (Fe + Mg) desses silicatos diminui acentuadamente, independentemente da razão Fe/Mg da rocha. Segundo Wones (1989), quanto mais magnésiano o piroxênio ou anfibólio da rocha silicática, mais oxidado era o magma.

Em um diagrama  $Al^{IV} \times Fe / (Fe+Mg)$  proposto por Anderson & Smith (1995) para classificar hornblendas de granitos anorogênicos proterozóicos da América do Norte, a

hornblenda do Granito Matupá, cuja razão  $Fe / (Fe+Mg)$  na base de 13 cátions varia de 0,48 a 0,52, posiciona-se no campo de hornblendas de granitos com alta fugacidade de oxigênio, os quais são caracterizados por extensas anomalias magnéticas e abundância de magnetita, além de conterem hornblendas com razão  $Fe / (Fe+Mg)$  entre 0,40 a 0,61.

A fugacidade de oxigênio em um magma é determinada principalmente pela razão  $Fe^3/Fe^{2+}$  do magma, que depende em grande escala da rocha fonte da qual o magma foi gerado (Burnham & Ohmoto, 1980; Wones, 1989). A  $fO_2$  em magmas félsicos gerados por fusão parcial de rochas ígneas metamorfisadas, denominados magmas do tipo I, é geralmente maior que a do tampão FMQ. O campo aproximado de T e  $\log fO_2$  para os magmas do tipo I situa-se entre 800 e 1.000°C e -12 e -9, respectivamente (Burnham & Ohmoto, 1980). Em oposição, a  $fO_2$  de magmas félsicos gerados por fusão parcial de metassedimentos carbonosos - magmas do tipo S - é geralmente menor que a do tampão FMQ.

Com base na constatação de que a determinação da fugacidade de oxigênio à temperatura e pressão de cristalização de rochas graníticas é freqüentemente impedida devido ao reequilíbrio *subsolidus* e/ou alteração, Wones (1989) propôs o equilíbrio  $hedembergita + ilmenita + oxigênio = titanita + magnetita + quartzo$  para distinguir rochas graníticas relativamente reduzidas de granitos relativamente oxidados. A associação  $titanita + magnetita + quartzo$ , estável no Granito Matupá, é indicativa de elevada fugacidade de oxigênio em magmas silicáticos e, juntamente com as demais características petrográficas e químicas, permite posicionar o Granito Matupá no campo dos magmas do tipo I em diagramas T -  $fO_2$ , equidistante dos tampões FMQ e UM (Burnham & Ohmoto, 1980; Wones, 1989), conforme discussões no Capítulo 5 e figura 5.5.

## 7.2 - MODELO PETROGENÉTICO

Existe grande concordância na literatura de que, de maneira geral, os magmas graníticos herdam suas características geoquímicas das suas regiões-fonte.

Os resultados petrológicos obtidos para o Granito Matupá sugerem que este seja cálcio-alcalino, provavelmente gerado em ambiente pós-colisional, em condições de elevada fugacidade de oxigênio, tendo sua evolução ocorrido por processo de cristalização fracionada. O magma granítico original era homogêneo e resultou ou da fusão de uma fonte crustal única ou da mistura completa entre fontes mantélica e crustal.

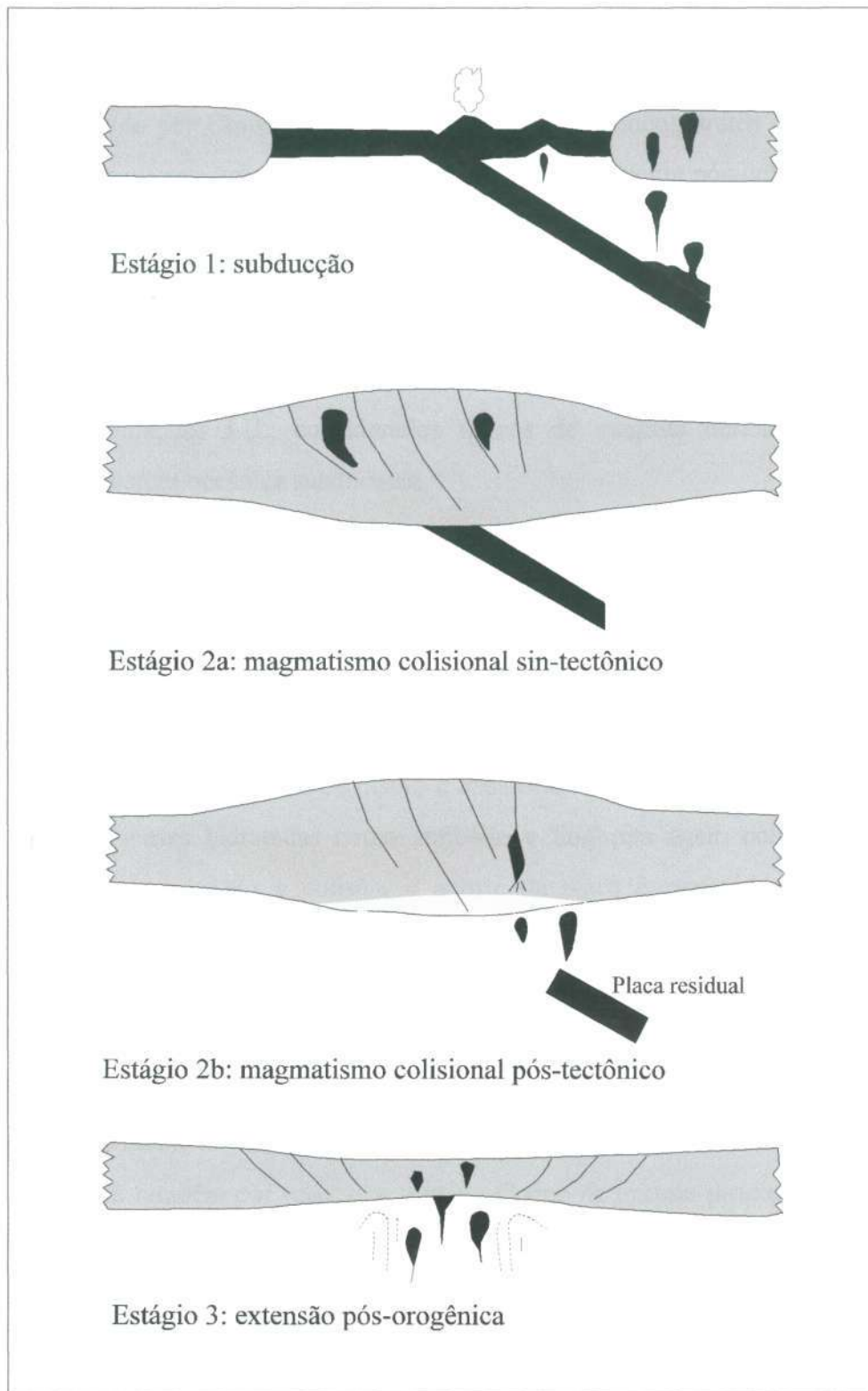


Figura 2.49 - Diagrama esquemático para ilustrar o modelo em quatro estágios para a evolução magmática de um cinturão colisional, segundo Harris et al. (1986) e Crawford & Windley (1990).

Os dados litogeoquímicos, como ausência de anomalia negativa de Y em diagramas multielementares, presença de anomalia negativa de Eu e baixos conteúdos de Sr, sugerem geração e evolução do magma granítico a pressões menores que 10 Kb. Esses dados são compatíveis com os resultados geobarométricos, que apontam pressões entre 3,3 e 4,5Kb para

a cristalização do Granito Matupá.

O modelo para a evolução magmática de um cinturão colisional proposto por Harris *et al.* (1986) e adaptado por Crawford & Windley (1990) para leucogranitos do Himalaia pode ser utilizado para explicar a geração do Granito Matupá em ambiente pós-colisional. O modelo considera a colisão de placas um evento dinâmico, com evolução em quatro estágios, cada um envolvendo uma região-fonte característica para o magmatismo (figura 2.49).

O primeiro estágio compreende a fase de subducção anterior à colisão. O magmatismo gerado é cálcio-alcalino, derivado do arco vulcânico pré-colisional, sendo conseqüentemente enriquecido em elementos LIL, considerados típicos de magmas derivados do manto e modificados por litosfera oceânica subductada.

Durante a fase de colisão (estágio 2a), o magmatismo resultante compreende muscovita granitos, peraluminosos, gerados durante o espessamento crustal. Após o evento colisional (estágio 2b), formam-se as suítes cálcio-alcálicas pós-colisionais, com características químicas semelhantes às de granitos de arco vulcânico, a partir da cunha de manto enriquecida em LIL existente sobre a litosfera oceânica subductada (figura 2.49).

Durante a subducção, a cunha de manto é abastecida de fluidos e líquidos silicosos pela placa descendente. Fases hidratadas como anfibólio e flogopita agem como receptores de elementos incompatíveis. Após a colisão, o aporte da placa é removido e, como a água presente está presa nas fases minerais, a  $a_{H_2O}$  do sistema diminui. À medida que as isothermas relaxam em direção à geoterma de equilíbrio e a temperatura aumenta devido ao deslocamento da cunha de manto para baixo pelo espessamento e subducção da crosta sobrejacente, as fases hidratadas começam a fundir, levando à produção de líquidos enriquecidos em elementos LIL. Esses magmas intrudem a base da crosta, ocasionando fusão e contaminando o magma produzido na crosta também por relaxação termal. O tipo de granito produzido vai depender dos componentes da fonte crustal e mantélica e do domínio de um sobre o outro (Crawford & Windley, 1990).

Após o pico de espessamento crustal, começa a haver extensão como resultado de a crosta tornar-se gravitacionalmente instável, o que leva ao soerguimento e fusão da astenosfera. Esses líquidos mantélicos podem então intrudir a base da crosta (estágio 3; figura 2.49). Se a crosta é suficientemente fina, há produção de magma basáltico, ao passo que se a crosta é mais espessa, o calor dos magmas da interface crosta-manto provoca fusão da crosta inferior para produzir magmas graníticos geralmente alcalinos e classificados como do tipo A.

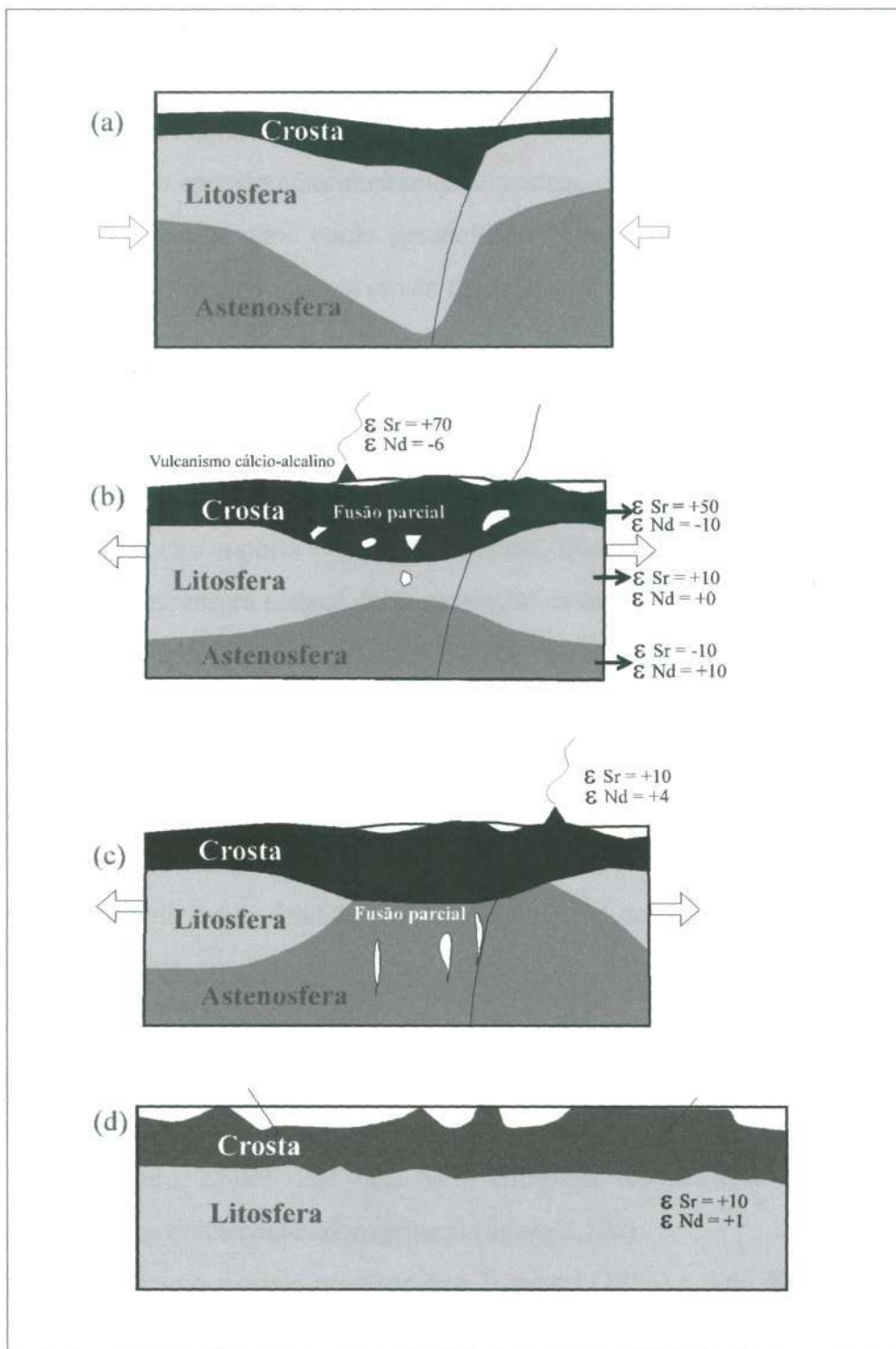


Figura 2.50 - Diagrama esquemático para a evolução do magmatismo gerado durante a distensão Variscana dos Pirineus (Innocent et al., 1994). (a) Evento compressional; (b) extensão tectônica associada a colapso gravitacional pós-orogênico. A relaxação da tensão tectônica induz à liberação da energia potencial acumulada durante o espessamento crustal. Ocorre o afinamento do manto litosférico devido à ascensão da astenosfera, resultando em um gradiente termal excepcionalmente elevado. Os magmas que ascendem do manto são responsáveis pela anatexia da crosta, gerando plutons compostos e magmas cálcio-alcálicos; (c) último estágio do afinamento crustal, onde há ascensão da astenosfera até completo desaparecimento da litosfera, resultando em magmas originados no manto astenosférico, com pouca contaminação crustal; (d) completa reconstrução do manto litosférico.

Um modelo alternativo à correlação clássica do magmatismo orogênico com uma placa subductada foi utilizado para explicar a gênese do magmatismo cálcio-alcálico dos Pirineus e do Platô Tibetano, respectivamente por Innocent *et ai.* (1994) e Inger (1994). Enquanto as rochas do Tibete são consideradas inteiramente crustais, os magmas cálcio-alcálicos variscanos dos Pirineus são interpretados como gerados por mistura de líquidos derivados do manto litosférico ou astenosférico com uma crosta fundida.

De acordo com o modelo (figura 2.50), a existência de magmatismo cálcio-alcálico com características isotópicas crustais poderia estar relacionada com uma tectônica extensional pós-orogênica. Após a fase de encurtamento crustal, a compressão cessa (figura 2.50a). Há a instalação do colapso orogênico, causado pela instabilidade gravitacional da crosta espessada, ou seja, a litosfera não suporta o peso do orógeno, que se espalha lateralmente e a litosfera tende a retornar à espessura normal, isostaticamente estável.

O colapso orogênico causa o afinamento da crosta previamente espessada e a geoterma, perturbada do seu estado de equilíbrio durante o espessamento crustal, relaxa para temperaturas mais elevadas enquanto a crosta retorna à espessura normal, resultando em um gradiente termal excepcionalmente elevado e induzindo fusão parcial da crosta inferior (figura 2.50b). Esses processos de fusão geram magmas cálcio-alcálicos, os quais também podem derivar da mistura da crosta fundida com magmas vindos do manto litosférico (Vissers, 1992; Innocent *et ai.*, 1994).

Os últimos estágios do afinamento crustal resultam no soerguimento da astenosfera e progressiva *erosão* do manto litosférico subcontinental, causando seu afinamento até o completo desaparecimento. Os magmas então resultantes mostram forte influência do manto astenosférico (figura 2.50c). Por fim, há a completa reconstrução do manto litosférico, originando magmas tipicamente anorogênicos (figura 2.50d).

De acordo com o modelo proposto por Tassinari (1996) e Sato & Tassinari (1997) para a evolução crustal da Amazônia, núcleos arqueanos foram amalgamados através de cinturões móveis com idades relacionadas ao ciclo orogênico Transamazônico. Por sua vez, esses grandes fragmentos neoformados foram agregados por uma sucessão de arcos magmáticos com idades variáveis desde 1,9 até 1,55 Ga. A proposta envolve a subducção de placa oceânica, estando, portanto, em conformidade com o modelo de Harris *et al.* (1986), que, com base nos dados existentes, parece o mais adequado para explicar o magmatismo cálcio-alcálico do tipo Matupá, gerado em ambiente de arco vulcânico ou pós-colisional sob influência de placa oceânica subductada.

Com base em dados isotópicos, Tassinari (1996) considera o protocráton arqueano na região amazônica como um agregado de microcontinentes, soldados através de orogenias colisionais proterozóicas, que durante seu desenvolvimento também retrabalharam parcialmente porções dos segmentos crustais arqueanos.

Em torno de 1,9 Ga, uma massa continental cratônica constituída pelos atuais Domínios Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas (figura 1.2) iniciou um processo colisional com outro bloco cratônico, de idade paleoproterozóica, que constituiria o embasamento posteriormente retrabalhado pelas orogenias Rondoniana-San Ignácio (1,5 - 1,3 Ga) e Sunsás (1,25 - 1,0 Ga). Esse processo colisional (figura 2.51) iniciou-se através de subducções de crosta oceânica, responsáveis pela geração de sucessivos arcos magmáticos entre 1,9 e 1,55 Ga, com a conseqüente produção de uma grande quantidade de crosta continental juvenil (Tassinari, 1996; Tassinari *et al.*, 1996).

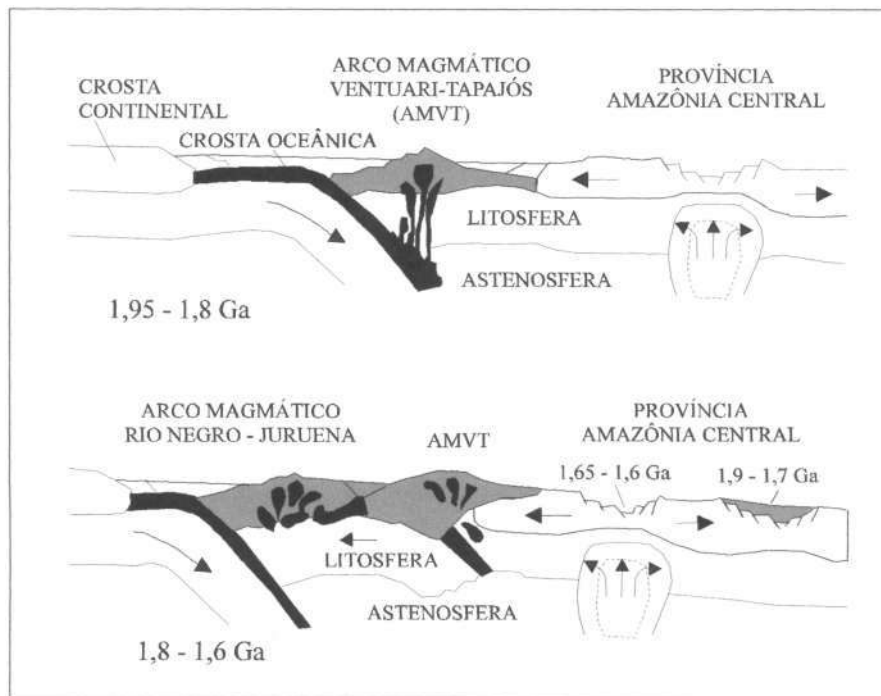


Figura 2.51 - Seção esquemática do modelo tectônico para o desenvolvimento dos arcos magmáticos Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena, apresentados na figura 1.2 (Tassinari, 1996).

Os processos colisionais também geraram quantidades subordinadas de magmas produzidos por fenômenos de fusão parcial decorrentes da continuidade dos processos de subducção, que provocaram a fusão da base da crosta dos arcos magmáticos gerados pouco tempo antes, propiciando inclusive a formação de corpos graníticos de natureza continental (Tassinari, 1996).

Os arcos magmáticos instituídos, que hoje constituem os Domínios Ventuari-Tapajós e

Rio Negro-Juruena, serviram como agentes amalgamadores dos dois protocrátons paleoproterozóicos.

Posteriormente, processos colisionais envolvendo predominantemente materiais continentais ocorreram entre 1,5 e 1,0 Ga na porção sudoeste do Cráton Amazônico, retrabalhando as rochas continentais preexistentes por meio das orogenias Rondoniana - San Ignácio e Sunsás. Somente após o término do evento colisional Sunsás, o Cráton Amazônico atingiu sua estabilidade tectônica, configurando suas feições atuais (Tassinari, 1996).

O Maciço granítico Matupá ocorre no Domínio Geocronológico Ventuari-Tapajós, definido por Tassinari (1996), e pode ter sido gerado e evoluído durante a instalação do arco magmático Ventuari-Tapajós, ativo entre 1,95 e 1,8 Ga, diretamente sobre a placa subductada, ou mais para leste da região de sutura, onde havia menor contribuição da placa oceânica subductada, ou em uma situação de pós-colisão. Neste caso, como o Granito Matupá possui 1,87 Ga, o fechamento do arco magmático deve ter ocorrido antes da idade proposta por Tassinari (1996), pelo menos no seu extremo sul-sudeste.

As idades-modelo Sm/Nd ( $T_{DM}$ ) obtidas por Sato & Tassinari (1997) para rochas tonalíticas, graníticas, gnáissicas e granulíticas que ocorrem no Domínio Ventuari-Tapajós distribuem-se entre 2,2 e 1,9 Ga, apesar de haver valores de 2,44Ga e 2,85 Ga. Os valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  relativos à época de formação das rochas da Província Ventuari-Tapajós situam-se entre -1,3 e +4, havendo resultados de -7,3 e -10,2. Esses resultados não estão muito distantes dos dados obtidos para o Granito Matupá -  $T_{DM}$  entre 2,34 e 2,47 Ga e  $\epsilon_{Nd}(t)$  entre -2,7 e -4,3. Entretanto, considerando-se uma única fonte para o magma granítico original, as idades-modelo representam a idade de formação de crosta continental e constituem uma exceção em relação aos dados de Tassinari (1996), segundo o qual o período inicial do Paleoproterozóico não foi caracterizado por processos de formação de crosta continental, praticamente inexistindo terrenos diferenciados do manto entre 2,5 e 2,3 Ga.

Em contrapartida, considerando-se a hipótese de que o magma granítico resultou da mistura de fontes mantélica e crustal, as idades  $T_{DM}$  obtidas para o Granito Matupá não têm significado de idade de formação de crosta continental, o que estaria de acordo com os dados de  $\epsilon_{Nd}(t)$  de Sato & Tassinari (1997).



### 7.3 - CORRELAÇÃO DO GRANITO MATUPÁ COM O MAGMATISMO GRANÍTICO DO CRÁTON AMAZÔNICO

A escassez de mapeamentos geológicos na região do Maciço granítico Matupá dificulta sua comparação com resultados de trabalhos anteriores. Entretanto, os corpos graníticos que se destacam das rochas do embasamento granito-gnáissico no norte do Mato Grosso são freqüentemente referidos como sendo do tipo Teles Pires.

No mapeamento da folha SC.21 Juruena, em escala 1:50.000, Silva *et al.* (1980) não individualizaram o Maciço Matupá dentro do denominado Complexo Xingu.

Paes de Barros (1994) definiu o Granito Matupá e o inseriu, juntamente com o Granito Juruena, em uma unidade denominada pré-Uatumã. O autor considerou o Granito Matupá intrusivo no Complexo Xingu e correlacionável ao Ciclo Transamazônico.

A idade obtida para a cristalização do Granito Matupá, 1,87 Ga, aliada às suas características petrográficas e litogeoquímicas descartam a possibilidade de correlação com o magmatismo granítico do tipo Teles Pires - designação proposta para os corpos graníticos alcalinos, com estrutura anelar, tendência alaskítica, tipicamente cratogênicos, enriquecidos em Sn e relacionados ao magmatismo anorogênico da Província Amazônia Central, cuja idade deve variar de 1,4 a 1,6 Ga (Silva *et al.*, 1974a; Santos, 1982; Santos & Loguércio, 1984).

O caráter cálcio-alcálico do Granito Matupá e sua idade paleoproterozóica permitem correlacioná-lo aos granitos do magmatismo Uatumã, considerando-se a concepção de Santos (1982; 1984) e Santos & Loguércio (1984), segundo a qual a denominação Supergrupo Uatumã é utilizada para os produtos de um magmatismo vulcano-plutônico cálcio-alcálico com idades variando de 1750 a 1900 Ma.

Dall'Agnol *et al.* (1987) estabeleceram que o magmatismo granítico anorogênico da Província Amazônia Central ocorre entre 1900 e 1400 Ma e que as rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã têm idades entre 1900 e 1800 Ma. A seqüência de rochas vulcânicas denominada Teles Pires foi considerada de idade mais jovem, entre 1650 e 1600 Ma. Os autores consideraram questionável que as rochas vulcânicas Uatumã, cálcio-alcálicas e com uma proporção significativa de andesitos e dacitos, possam estar geneticamente relacionadas com os típicos granitos anorogênicos.

## 8 - CONCLUSÕES

O Maciço granítico Matupá apresenta-se no Depósito de ouro Serrinha (Matupá, MT) como um único corpo granítico, denominado Granito Matupá, isotrópico, rosa, com textura média a grossa, equigranular a porfirítica. Classifica-se como biotita monzogranito, sendo constituído de quartzo, plagioclásio zonado An<sub>20</sub> a An<sub>40</sub>, ortoclásio, biotita intermediária entre annita e flogopita, magnetita, ilmenita, titanita, zircão, fluorapatita, allanita, monazita e hornblenda intermediária entre ferro-edenita e edenita.

A datação de uma amostra do Granito Matupá por evaporação de chumbo sobre monozircão forneceu uma idade média de  $1872 \pm 12$  Ma, interpretada como a idade de cristalização do granito.

Diques félsicos N70W a EW, métricos, e diques máficos N45E, com largura variando de 1 cm até dezenas de metros, cortam o Granito Matupá. Os diques félsicos são cogenéticos ao magmatismo granítico e têm composição riolítica. Os diques máficos possuem composição de basalto toleítico, são diferenciados e com características químicas de basaltos continentais, gerados em ambiente intra-placa, após a consolidação do Cráton Amazônico.

O estudo químico de biotita e hornblenda e de amostras representativas do Granito Matupá revelou ser o Granito Matupá homogêneo, cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso, semelhante aos granitos do tipo I mais félsicos, com valores de SiO<sub>2</sub> entre 68 e 75%, elevada razão MgO/TiO<sub>2</sub> (2,56), K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O > 1,13-14% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1-2% de CaO, sendo enriquecido em Ba (740 ppm) e Sr (198 ppm). As amostras analisadas possuem valores moderados de elementos terras raras ( $\Sigma$ ETR = 250 ppm), Zr (135-249 ppm) e Rb (180-250 ppm) e baixos conteúdos de Nb (16 ppm), Y (24 ppm), Ta (1,3 ppm), Ga (<10 ppm), Zn (37 ppm), F (580 ppm), Sn (<5 ppm), W (<15 ppm), Cu (1-11 ppm), Mo (<5 ppm), Cl (54 ppm) e Li (10 - 40 ppm). Os padrões de ETR são fortemente fracionados ( $La_n/Yb_n \cong 30$ ), com importante anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* \cong 0,35$ ).

O empobrecimento em TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO(t), CaO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ba, V, Sr e Zr com o aumento do conteúdo de SiO<sub>2</sub> sugere ter o Granito Matupá evoluído por cristalização fracionada. Não foi registrado material residual da sua fonte e o granito assemelha-se a *granitos fracionados do tipo I, empobrecidos em Sr e não empobrecidos em Y*.

A existência de anomalia negativa de Eu, a ausência de anomalia negativa de Y em diagramas multielementares, os baixos conteúdos de Sr (< 500ppm) e a existência de correlação negativa entre Sr e os indicadores de fracionamento sugerem geração e evolução do

magma granítico sob forte influência de crosta continental, a pressões menores que 10 Kbar, onde o plagioclásio residual é abundante. A pressão de cristalização do Granito Matupá, calculada com base no geobarômetro da hornblenda, situou-se entre 3,3 e 4,5 Kb. As condições de  $fO_2$ , obtidas empiricamente pela composição da hornblenda e pela paragênese quartzo + titanita + magnetita, indicam elevadas fugacidades de oxigênio para o magma granítico original, provavelmente entre os tampões FMQ e HM.

Em diagramas discriminantes de ambiente tectônico, o Granito Matupá possui características de granitos orogênicos, especialmente de granitos gerados em arco vulcânico ou em ambiente de pós-colisão.

O Granito Matupá possui idades-modelo ( $T_{DM}$ ) entre 2,34 e 2,47 Ga e  $\epsilon_{Nd}(t)$  entre -2,7 e -4,3. Considerando-se uma única fonte para o magma granítico original, as idades-modelo representam a idade de formação de crosta continental. Considerando-se a hipótese de que o magma granítico resultou da mistura de fontes mantélica e crustal, elas não têm significado de idade de formação de crosta continental.

O modelo proposto para a geração do magmatismo que originou o Granito Matupá é o da evolução de um cinturão colisional, de acordo com Harris *et al.* (1986). Segundo o modelo, que considera a colisão de placas um evento dinâmico, suítes cálcio-alcálicas em ambiente colisional podem originar-se durante a fase de subducção de placa oceânica anterior à colisão, quando são gerados magmas mantélicos modificados pela litosfera oceânica subductada, ou durante a fase pós-colisional, sob influência da cunha de manto existente sobre a litosfera oceânica subductada.

Os dados petrológicos apresentados dão suporte ao modelo de Tassinari (1996) para a evolução crustal da Amazônia, segundo o qual o Maciço granítico Matupá está inserido no Domínio Ventuari-Tapajós, que evoluiu como arco magmático entre 1,95 e 1,8 Ga. Entretanto, tendo em vista as características litogeoquímicas e isotópicas do Granito Matupá, demonstrando-se que o magma granítico sofreu forte influência crustal após sua geração ou foi totalmente gerado na crosta, a hipótese de formação de crosta continental em torno de 2,4 Ga e geração do Granito Matupá em ambiente pós-colisional, com pouca influência mantélica, deve também ser considerada.

A idade obtida para a cristalização do Granito Matupá, 1,87 Ga, aliada às suas características petrográficas e litogeoquímicas descartam a possibilidade de correlação com o magmatismo granítico do tipo Teles Pires, cuja idade deve variar entre 1,4 e 1,6 Ga.

# *CAPÍTULO III*

---

## *CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E MINERALÓGICA DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DO GRANITO MATUPÁ*

### **1 - INTRODUÇÃO**

Na crosta terrestre, todas as trocas de matéria ou transportes químicos em escala superior à do grão mineral individual que envolvem uma fase fluida aquosa, à exclusão dos fenômenos metamórficos de hidratação e de carbonatação/descarbonatação, são designadas pelo termo geral de metassomatismo (Fonteilles, 1978).

Korzhinskii (1970) definiu dois tipos de metassomatismo: de difusão e de percolação (ou infiltração). No metassomatismo de difusão, a transferência de elementos químicos deve-se à existência de gradientes de potenciais químicos de um ou mais constituintes dentro de um fluido imóvel, resultantes do desequilíbrio químico entre duas rochas adjacentes. No metassomatismo de infiltração, a fase fluida movimenta-se relativamente à trama sólida e impõe seu potencial químico ao meio em que penetra, o que ocorre na medida em que os constituintes da rocha tornam-se suficientemente solúveis na solução.

Dentre outras diferenças entre os dois tipos de metassomatismo, merecem destaque (Fonteilles, 1978):

- i) as zonas monominerálicas com composição constante desenvolvem-se predominantemente no metassomatismo de infiltração, jamais no de difusão;
- ii) os minerais precipitados formados inteiramente a partir de constituintes da fase fluida desenvolvem-se correntemente durante o metassomatismo de infiltração, o que reduz quase a zero o interesse econômico pelas colunas metassomáticas de difusão.

Define-se alteração hidrotermal como a substituição química dos minerais originais de uma rocha por um conjunto de novos minerais mais estáveis sob as condições hidrotermais de temperatura, pressão e, principalmente, composição do fluido (Rose & Burt, 1979; Reed, 1997). A compreensão da alteração hidrotermal é importante porque fornece subsídios para a definição dos atributos químicos, origem dos fluidos e condições físicas de formação do depósito hidrotermal.

Segundo Stemprok (1987), dependendo do canal condutor do fluido, os greisens podem ser diferenciados em dois tipos: pervasivos e controlados por juntas. Os greisens controlados por juntas normalmente acompanham sistemas de juntas regionais.

No Depósito Serrinha, o Granito Matupá foi substancialmente modificado por processos metassomáticos, que originaram fácies distintos, distinguidos com base na mineralogia dominante. Os fácies metassomáticos estão normalmente sobrepostos e são de difícil individualização e de geometria complexa. Tendo em vista a alteração hidrotermal estar disseminada no corpo granítico e não estar associada a feições lineares locais ou regionais, e estendendo a classificação de Stemprok (1987) para outros tipos de hidrotermalismo, os processos de metassomatismo que atuaram sobre o Maciço granítico Matupá no Depósito Serrinha podem ser definidos como processos metassomáticos de infiltração pervasiva.

## 2 - DESCRIÇÃO DOS FÁCIES METASSOMÁTICOS

Nas suas porções mais preservadas no Depósito Serrinha, o Granito Matupá foi submetido a metassomatismo incipiente, que modificou sua mineralogia primária. O plagioclásio zonado com composição variando de An 34 a An 20 está raramente preservado. Sua descalcificação gerou albite An 1 a An 8. Mica branca fina, clorita e epidoto também são produto da alteração do plagioclásio primário (prancha 3.1-a, b).

O feldspato potássico original foi microclinizado e posteriormente albitizado, além de alterar para mica branca fina. Massas subcentimétricas de microclínio hidrotermal com intercrescimento micropertítico em vênulas englobam plagioclásio e feldspato potássico primário e também sofrem albitização.

A biotita magmática está raramente preservada, pois em geral transforma-se para clorita + epidoto + mica branca fina + magnetita + titanita (SE IID), ou clorita + epidoto + ilmenita + titanita (PZ II.9.4) ou clorita + epidoto + mica branca (SE IID). Às vezes ocorre rutilo

associado aos produtos de alteração da biotita (prancha 3.1- c, d).

Duas gerações de quartzo são observadas. A primeira é representada quartzo intersticial, anédrico, com extinção ondulante e a segunda é de quartzo recristalizado, que preenche fraturas inclusive do microclínio.

Nas proximidades das zonas mineralizadas, o Granito Matupá encontra-se menos preservado. O plagioclásio foi completamente albitizado, a biotita não cloritizada torna-se muito rara, não mais existem titanita magmática e apatita, além de mica branca e clorita tornarem-se importantes na composição modal da rocha. Nas zonas mineralizadas, a alteração hidrotermal do Granito Matupá foi muito intensa, originando diferentes fácies metassomáticas, cuja cronologia é de difícil definição.

A primeira fase metassomática penetrativa foi uma expressiva microclinização, que gerou massas de microclínio micropertítico, que englobam diversos minerais, sendo os principais feldspato potássico primário e plagioclásio (prancha 3.1-e).

Na cata 1.1 (anexo 1), a microclinização foi muito expressiva. Além de modificar o granito, expressa-se como veios submétricos tardios com aspecto pegmatóide, constituídos de microclínio máximo, quartzo e cristais centimétricos de pirita. Em alguns locais, essa porções gradam para o granito Matupá bastante sericitizado até o granito pouco transformado (figura 3.1). As amostras SE I.1.4A a SE I.1.4C ilustram essa gradação.

A amostra SE I.1.4C tem textura média aproximadamente equigranular e é constituída por uma massa escura que envolve feldspato de cor rosa pálido, com pirita disseminada. Microscopicamente, destaca-se uma massa de mica branca fina misturada com clorita fina, com grande predomínio da primeira. Sua composição modal aproximada é mica branca fina (50%), feldspato potássico (28%), quartzo (10%), clorita (5%), albita (5%), calcita (2%), rutilo, zircão, epidoto e apatita. As massas de filossilicatos invadem quartzo e feldspato e preenchem fraturas juntamente com o carbonato. O feldspato potássico é microclínio, que ocorre com hábito anedral, raramente euedral. Quimicamente, SE I.1.4C possui grande quantidade de CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e P.F.

As amostras SE I.1.4A e SE I.1.4B representam variações faciológicas de SE I.1.4C. A amostra SE I.1.4A possui massa verde escura envolvendo feldspato rosa, à qual associam-se cristais milimétricos de pirita disseminada, e uma porção rosa, constituída por microclínio, albita e cristais centimétricos de pirita. Microscopicamente, a massa verde é constituída de mica branca fina verde clara, que compõe aproximadamente 50% da rocha, juntamente com microclínio (25%), albita (10%), carbonato (5%), pirita (5%), quartzo (5%) e rutilo (1%). As

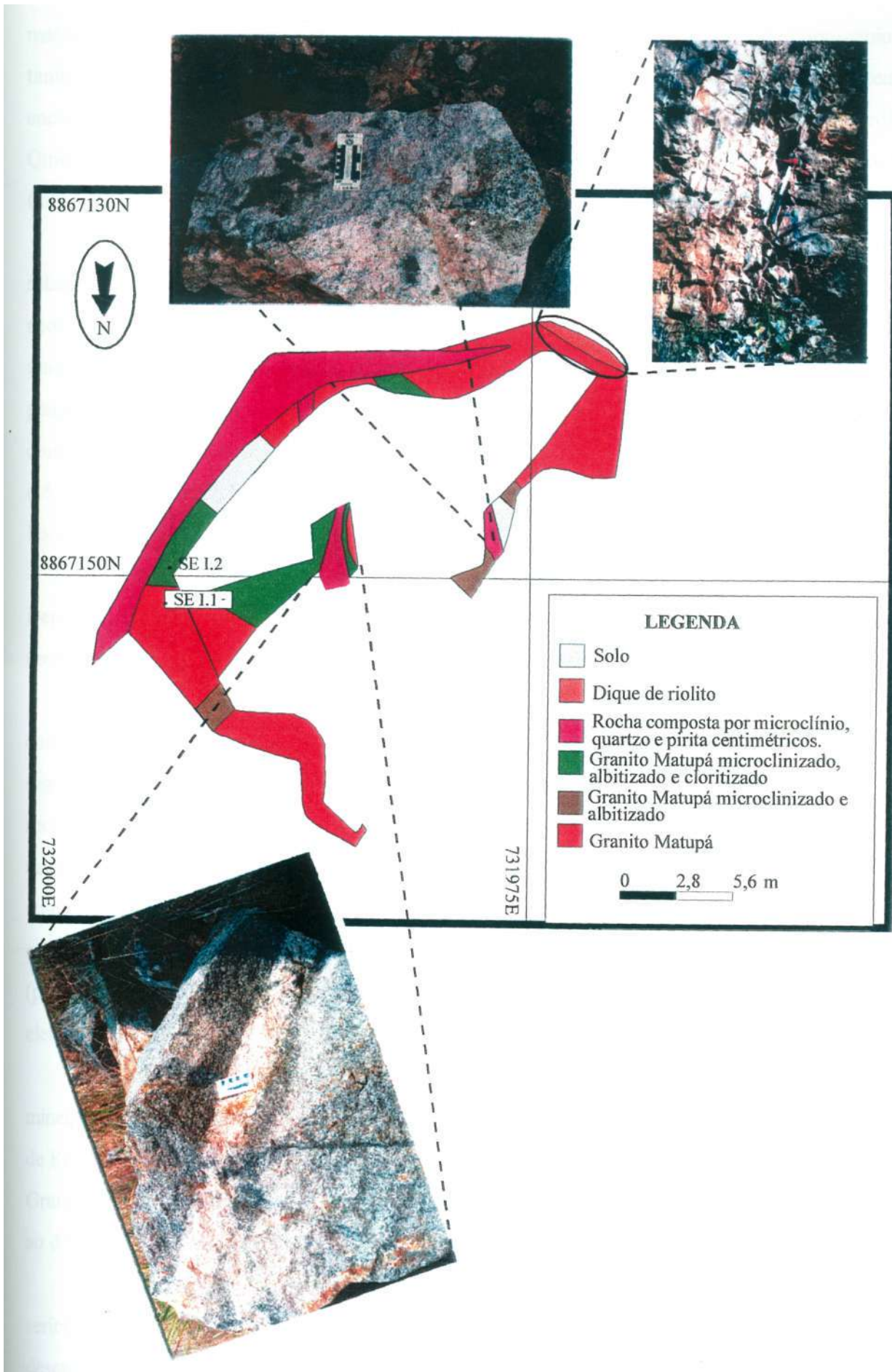


Figura 3.J - Mapa esquemático da cata 1.1 (modificado de WMC, inédito), com fotos ilustrativas de partes da cata.

massas de mica englobam albita e microclínio. O carbonato preenche fraturas de microclínio e também ocorre como massas associadas a mica branca e clorita. O pouco quartzo existente encontra-se recristalizado. A pirita engloba mica e albita, demonstrando seu caráter tardio. Quimicamente, a rocha caracteriza-se por ter elevadas quantidades de  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$  e P.F. e baixos conteúdos de  $Na_2O$  e  $SiO_2$  (anexo 2).

A amostra SE I.1.4B tem cor rosa, textura granítica e predomínio de microclínio em relação à albita neoformada. Microscopicamente, existe grande quantidade de albita neoformada (25%) e de massas de microclínio (35%), as quais envolvem plagioclásio primário muito alterado para mica branca (10%) e albita provavelmente resultante da alteração de plagioclásio. Os outros minerais presentes são quartzo (20%), tanto com extinção ondulante como recristalizado e em fraturas, mica branca (5%), clorita (2%), carbonato (2%), pirita (1%), rutilo e zircão. Sua análise química revelou baixo conteúdo de  $Na_2O$  e elevado teor de  $Fe_2O_3$  (anexo 2).

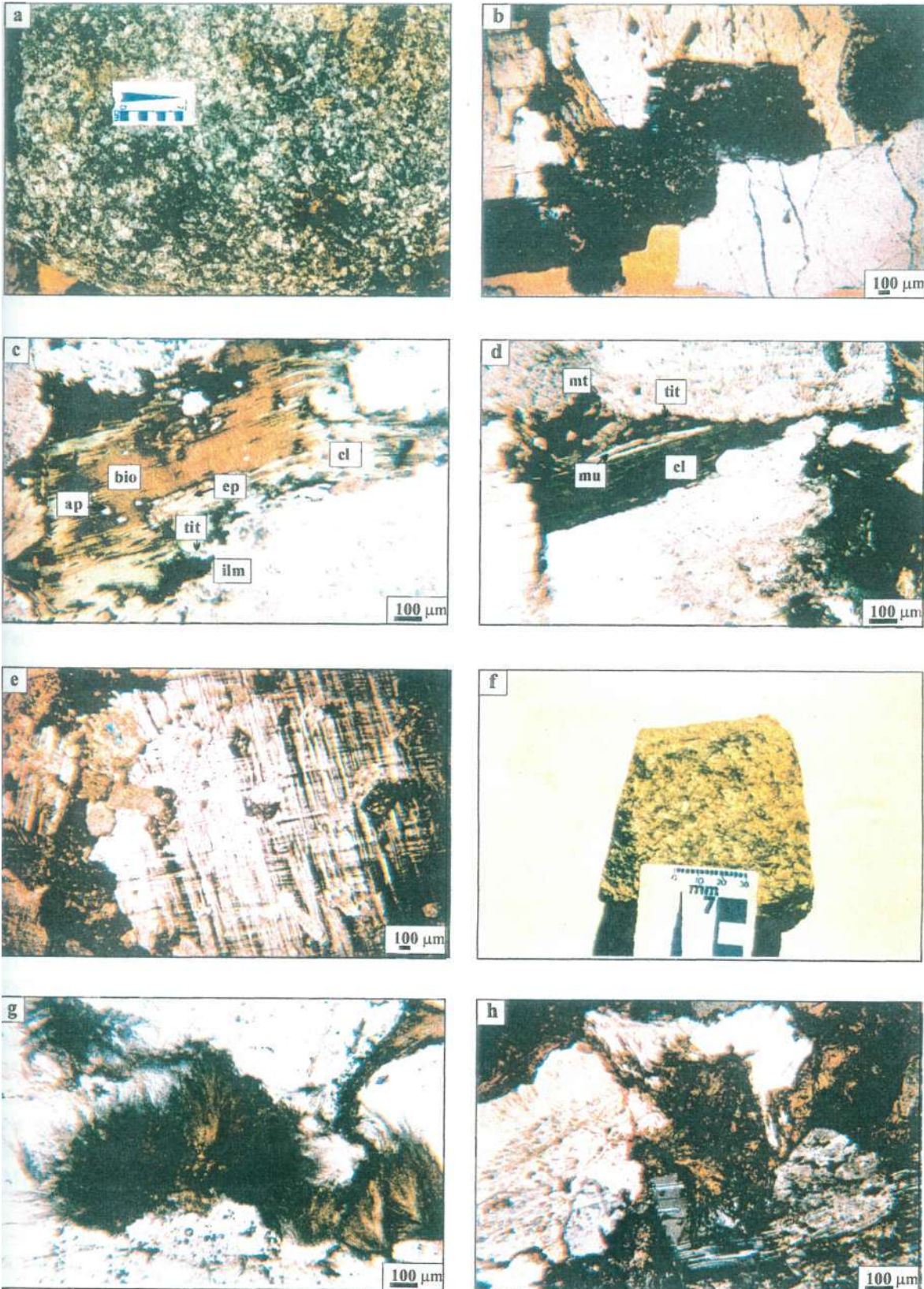
Superimposta à microclinização, houve importante albitização, registrada em todo o Depósito. A albita An 1 a An 8 ocorre nas bordas do feldspato potássico ou como cristais neoformados na trama da rocha, que mantém textura granítica.

Na área IVG (anexo 1), o metassomatismo sódico foi muito intenso, modificando completamente o granito, que foi transformado para uma rocha branca, com lamelas de aegirina fibrosa, de cor castanho, preenchendo interstícios de feldspato alterado e de albita. A rocha originada é constituída de 40% de albita, 45% de microclínio hidrotermal, 10% de aegirina, 5% de quartzo, titanita e apatita como minerais acessórios. A albita é pura, com composição variando de An 0 a An 1. A aegirina ocorre como agregados de cor castanho escuro e hábito fibroso radial em lâmina delgada. Fibras isoladas são incolores a verde claro (prancha 3.1-f a h; prancha 3.3-g). Sua identificação foi possível com o auxílio de microsonda eletrônica (tabela 3.1) e de difratometria de raios-x.

A análise química de SE IVG reflete o intenso hidrotermalismo sódico expresso na sua mineralogia: 10% de  $Na_2O$  contra 0,46% de  $K_2O$ . Os teores de  $Al_2O_3$  são elevados (18%) e os de  $SiO_2$  são baixos (65,5%). Os altos valores de Ga (15 ppm) em relação aos teores médios do Granito Matupá (10 ppm) devem-se ao fato de o gálio ter comportamento geoquímico similar ao do alumínio (anexo 2).

Fraturas de albita, quartzo e microclínio do granito hidrotermalizado são preenchidas por sericita, clorita, quartzo e em alguns locais, calcita. Sericitização e cloritização associadas desenvolveram-se em diversas partes do Depósito Serrinha. Entretanto, em várias áreas existe





**Prancha 3.1 - Granito Matupá hidrotermalizado.** a) Aspecto de afloramento de albitização do plagioclásio primário, desenvolvimento de massas de clorita e sericita e início de piritização (SE II.6); b) plagioclásio primário sendo albitizado nas bordas e saussuritizado, biotita alterando para epidoto (SE HD); c) biotita, com inclusões de apatita (ap), alterando para clorita (cl) + epidoto (ep) + titanita (tit) + ilmenita (ilm) (SE IIO), em contato com plagioclásio alterado; d) biotita incluída em microclínio alterando para clorita (cl) + titanita (tit) + muscovita (mu) + magnetita (mt) (SE HD); e) massa de microclínio envolvendo feldspato primário (SE II.1.2); f) amostra de granito submetido a metassomatismo sódico. Partes escuras: aegirina (SE IVG); g) aspecto da aegirina metassomática em lâmina delgada. N// (SE IVG); h) associação entre albita neoformada e aegirina em SE IVG.

a predominância ora de sericitização ora de cloritização, o que dificulta o estabelecimento de cronologia entre essas fases hidrotermais.

Na área II.1 (anexo 1), a alteração hidrotermal predominante foi cloritização. O Granito Matupá (amostras SE II. 1.1 e SE II. 1.2) grada inicialmente para um fácies sericitizado e pouco cloritizado e finalmente para uma porção muito rica em clorita, o que resultou, em escala de afloramento, em um forte contraste de cor entre o granito (rosa claro) e a região cloritizada (verde escuro) (figura 3.2). As amostras SE II. 1.2 a SE II. 1.4 retratam com muita propriedade essa transformação e serão objeto de estudo de mobilidade de elementos, quando serão descritas com detalhe.

**Tabela 3.1 - Análises químicas, por microsonda eletrônica, da aegirina existente na área SE IVG.**

	IVG,1,	IVG,1,	IVG,1,	IVG,1,	IVG,2,	IVG,2,	IVG,4,
SiO <sub>2</sub>	53,36	53,28	53,25	53,08	53,07	53,54	53,11
TiO <sub>2</sub>	1,81	0,83	2,78	2,93	2,29	3,09	2,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,37	0,27	0,28	0,39	0,22	0,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,98	25,46	24,49	25,82	24,34	24,65	25,43
FeO	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,50	0,39	0,38	0,34	0,34	0,41	0,37
MgO	3,96	3,59	4,15	3,14	5,22	3,98	3,41
CaO	4,76	4,02	2,06	2,02	2,46	1,79	2,08
Na <sub>2</sub> O	9,63	9,67	10,09	10,43	9,59	10,20	10,14
K <sub>2</sub> O	0,01	0,06	0,12	0,05	0,17	0,13	0,06
Total	98,22	97,68	97,59	98,08	97,86	98,00	97,56
Fórmula estrutural na base de 6 0							
Si <sup>IV</sup>	2,03	2,04	2,03	2,02	2,02	2,03	2,03
Al <sup>IV</sup>							
sítio T	2,03	2,04	2,03	2,02	2,02	2,03	2,03
Al <sup>VI</sup>	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Ti	0,05	0,02	0,08	0,08	0,07	0,09	0,08
Fe <sup>3+</sup>	0,69	0,73	0,70	0,74	0,70	0,70	0,73
Fe <sup>2+</sup>							
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,22	0,20	0,24	0,18	0,30	0,23	0,19
Ca	0,19	0,17	0,08	0,08	0,10	0,07	0,09
Na	0,71	0,72	0,75	0,77	0,71	0,75	0,75
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
M1,M2	1,89	1,88	1,88	1,88	1,90	1,87	1,87

Na área II.9 (anexo 1), o Granito Matupá foi predominantemente sericitizado (figura 3.3). A rocha resultante é escura (castanha), com cristais de feldspato rosa imersos em matriz escura. Microscopicamente, observa-se que o feldspato foi quase totalmente substituído por massas de sericita, que compreendem 50% da rocha, e que a matriz escura é composta de quartzo neoformado, evidenciando importante fase de silicificação associada à sericitização. Em alguns locais, ocorrem restos de microclínio micropertítico. A composição modal



Figura 3.2 - Mapa esquemático da cata II.1 (modificado de WMC, inédito), com foto ilustrativa da porção cloritizada do Granito Matupá.

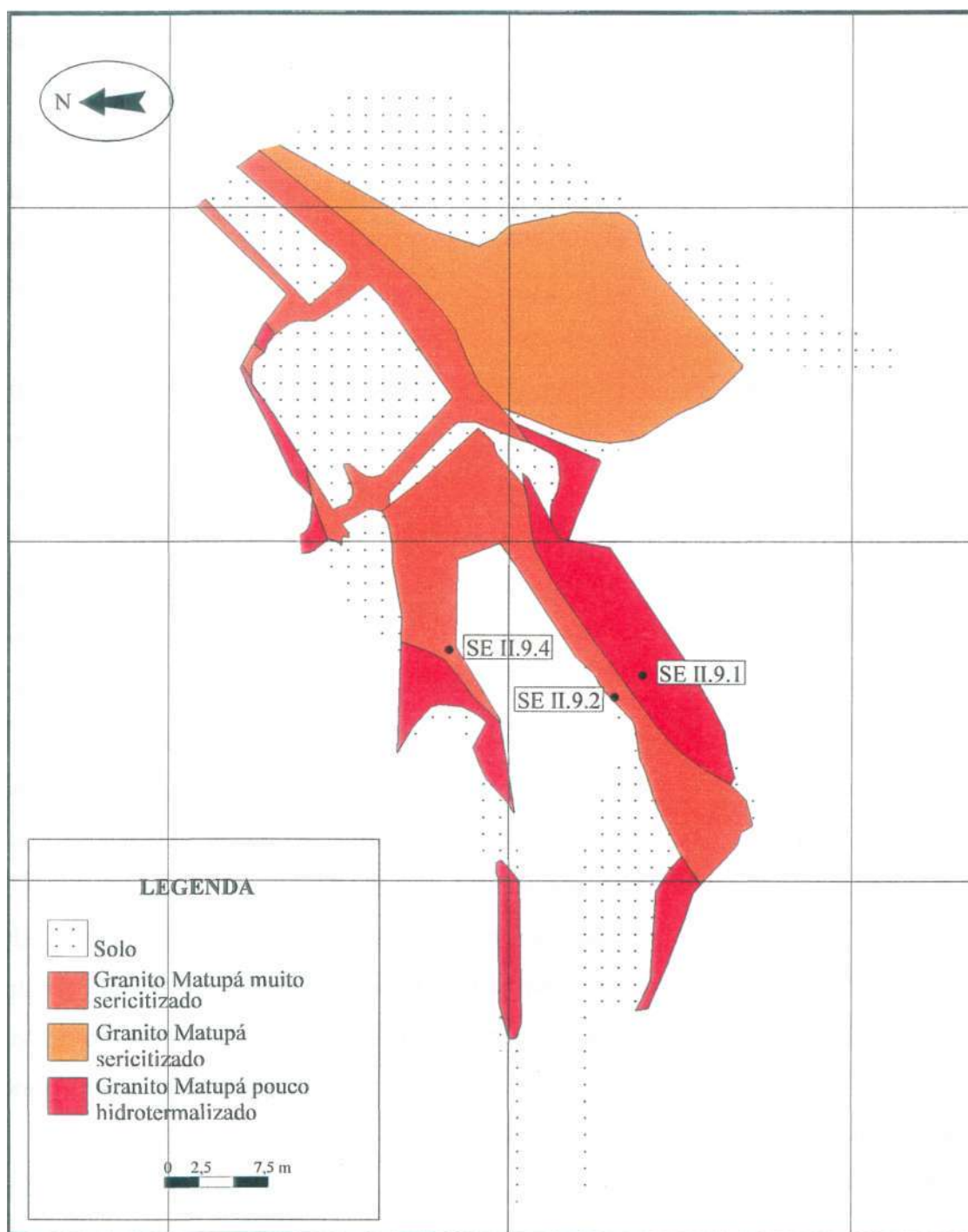


Figura 3.3 - Mapa esquemático da caía II.9 (WMC, modificado).

aproximada é sericita (50%), quartzo (43%), microclínio (7%), clorita e zircão. A composição química de três amostras adjacentes localizadas na cata II.9 (SE II.9.1, SE II.9.2 e SE II.9.4), com elevados teores de  $K_2O$  e baixos valores de  $Na_2O$  e  $CaO$ , refletem essa transformação. A amostra SE II.9.4 é a mais sericitizada e pode conter até 5% de pirita. Conseqüentemente, possui baixo teor de  $SiO_2$  e os mais altos conteúdos de  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$  e Zn (anexo 2).

Processo semelhante de sericitização ocorre nas áreas II.14 e IV.4. A amostra SE II.14.3, representante extremo do hidrotermalismo na área II.14, é constituída por massas de sericita (45%), microclínio (25%), quartzo (25%) e pirita (5%). Sua composição química é mostrada no anexo 2, onde se destacam os altos teores de FeO,  $K_2O$  e P.F. e os baixos valores de  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  e  $CaO$ .

Na cata IV.4, a alteração potássica foi expressiva. Observa-se a passagem do Granito Matupá hidrotermalizado (SE IV.4.1), verde, constituído por massas de sericita (35%), quartzo (30%), microclínio micropertítico (35%), traços de clorita e zircão, para uma porção mais hidrotermalizada, constituída por quartzo (25%), microclínio (25%), mica branca fina (40%), pirita (10%), albita (5%), rutilo (1%) e zircão (SE IV.4.2). Nesta, observam-se microfraturas preenchidas por quartzo + mica branca e pirita + quartzo + mica branca. Os elevados teores de  $K_2O$  em SE IV.4.1 e SE IV.4.2 e os altos teores de FeO e P.F. de SE IV.4.2 espelham o tipo de metassomatismo predominante na área IV.4 (anexo 2).

A fase seguinte de metassomatismo em Serrinha foi uma importante piritização, desenvolvida nas porções mais fortemente hidrotermalizadas nas diferentes áreas, independentemente do tipo de alteração hidrotermal precedente.

A pirita ocorre predominantemente disseminada, mas também preenche microfraturas da rocha. Quando disseminada, engloba albita neoformada, microclínio, mica branca e clorita, confirmando seu caráter tardio. Quando em fraturas, a pirita associa-se a quartzo, mica branca, clorita e/ou carbonato. É possível que a pirita que preenche microfraturas dos silicatos represente uma segunda geração de pirita em Serrinha.

Na área II.4 (anexo 1; figura 3.4), houve alteração hidrotermal do Granito Matupá até um fácies rico em pirita. As amostras SE II.4.4A a SE II.4.4D representam essa transformação e foram utilizadas para estudo de mobilidade de elementos. Nas catas II.4 e II.6, os fácies extremos do metassomatismo, representados respectivamente por SE II.4.4D e SE II.6.4, ocorrem como massas de albita, microclínio e pirita disseminada, mantendo textura granítica, o que dá a falsa impressão de a pirita estar disseminada em um granito preservado. Nos locais mais ricos em pirita, a rocha adquire um aspecto concrecionai devido à oxidação do sulfeto

aproximada é sericita (50%), quartzo (43%), microclínio (7%), clorita e zircão. A composição química de três amostras adjacentes localizadas na cata II.9 (SE II.9.1, SE II.9.2 e SE II.9.4), com elevados teores de  $K_2O$  e baixos valores de  $Na_2O$  e  $CaO$ , refletem essa transformação. A amostra SE II.9.4 é a mais sericitizada e pode conter até 5% de pirita. Conseqüentemente, possui baixo teor de  $SiO_2$  e os mais altos conteúdos de  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$  e  $Zn$  (anexo 2).

Processo semelhante de sericitização ocorre nas áreas 11.14 e IV.4. A amostra SE II. 14.3, representante extremo do hidrotermalismo na área II.14, é constituída por massas de sericita (45%), microclínio (25%), quartzo (25%) e pirita (5%). Sua composição química é mostrada no anexo 2, onde se destacam os altos teores de  $FeO$ ,  $K_2O$  e P.F. e os baixos valores de  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  e  $CaO$ .

Na cata IV.4, a alteração potássica foi expressiva. Observa-se a passagem do Granito Matupá hidrotermalizado (SE IV.4.1), verde, constituído por massas de sericita (35%), quartzo (30%), microclínio micropertítico (35%), traços de clorita e zircão, para uma porção mais hidrotermalizada, constituída por quartzo (25%), microclínio (25%), mica branca fina (40%), pirita (10%), albita (5%), rutilo (1%) e zircão (SE IV.4.2). Nesta, observam-se microfraturas preenchidas por quartzo + mica branca e pirita + quartzo + mica branca. Os elevados teores de  $K_2O$  em SE IV.4.1 e SE IV.4.2 e os altos teores de  $FeO$  e P.F. de SE IV.4.2 espelham o tipo de metassomatismo predominante na área IV.4 (anexo 2).

A fase seguinte de metassomatismo em Serrinha foi uma importante piritização, desenvolvida nas porções mais fortemente hidrotermalizadas nas diferentes áreas, independentemente do tipo de alteração hidrotermal precedente.

A pirita ocorre predominantemente disseminada, mas também preenche microfraturas da rocha. Quando disseminada, engloba albita neoformada, microclínio, mica branca e clorita, confirmando seu caráter tardio. Quando em fraturas, a pirita associa-se a quartzo, mica branca, clorita e/ou carbonato. É possível que a pirita que preenche microfraturas dos silicatos represente uma segunda geração de pirita em Serrinha.

Na área II.4 (anexo 1; figura 3.4), houve alteração hidrotermal do Granito Matupá até um fácies rico em pirita. As amostras SE II.4.4A a SE II.4.4D representam essa transformação e foram utilizadas para estudo de mobilidade de elementos. Nas catas II.4 e II.6, os fácies extremos do metassomatismo, representados respectivamente por SE II.4.4D e SE II.6.4, ocorrem como massas de albita, microclínio e pirita disseminada, mantendo textura granítica, o que dá a falsa impressão de a pirita estar disseminada em um granito preservado. Nos locais mais ricos em pirita, a rocha adquire um aspecto concrecionai devido à oxidação do sulfeto

(prancha 3.2-a até f).

Uma fase tardia de carbonatação ocorreu em algumas áreas do Depósito Serrinha, onde fraturas de minerais metassomáticos são preenchidas por calcita, as vezes associada a quartzo.

Na área 1.4 (anexo 1), as amostras SE 1.4.3.1 a SE 1.4.3.5 representam porções hidrotermalizadas do Granito Matupá, e algumas delas foram utilizadas para estudo de mobilidade de elementos. Microclinização seguida de albitização foram os processos iniciais de metassomatismo naquela área. Quando presente, o plagioclásio altera para mica branca e calcita. Massas de sericita, às vezes associadas a clorita fina, são comuns. A calcita, juntamente com quartzo, mica branca e, às vezes, pirita, também ocorre preenchendo fraturas de feldspato (prancha 3.2-g, h). Microfraturas preenchidas por calcita também ocorrem nas catas I.I, II.4 e II.6. Na área II.6, a amostra SE II.6.3, objeto de estudo de mobilidade de elementos juntamente com amostras adjacentes, possui calcita associada a massas de sericita + clorita.

Utilizando-se a nomenclatura de Meyer & Hemley (1967), Rose & Burt (1979) e Reed (1997) para caracterizar as associações minerais hidrotermais existentes no Depósito Serrinha, ocorreu inicialmente uma alteração potássica, representada pela microclinização do Granito Matupá. Em seguida, houve metassomatismo sódico, expresso principalmente como albitização. A associação que se segue, constituída por quartzo - sericita - pirita - clorita, caracteriza a alteração sericítica. Deste modo, a seqüência geral da alteração do Granito Matupá no Depósito Serrinha pode ser aproximada para hidrotermalismo incipiente, alteração potássica, albitização, cloritização, alteração sericítica, piritização e carbonatação. Tendo em vista a complexidade na distribuição dos fácies metassomáticos gerados pela alteração hidrotermal do Granito Matupá e a ausência de amostragem em profundidade, não é possível definir um zoneamento para a alteração hidrotermal no Depósito Serrinha. Entretanto, testemunhos de sondagem (anexo 1) efetuada a norte do depósito revelaram a existência de importante processo de epidotização, estando as amostras sempre desprovidas de quantidades significativas de sulfeto, o que pode sugerir a existência de uma possível zona de epidoto em volta da porção central, onde há a concentração dos outros tipos de alteração hidrotermal.

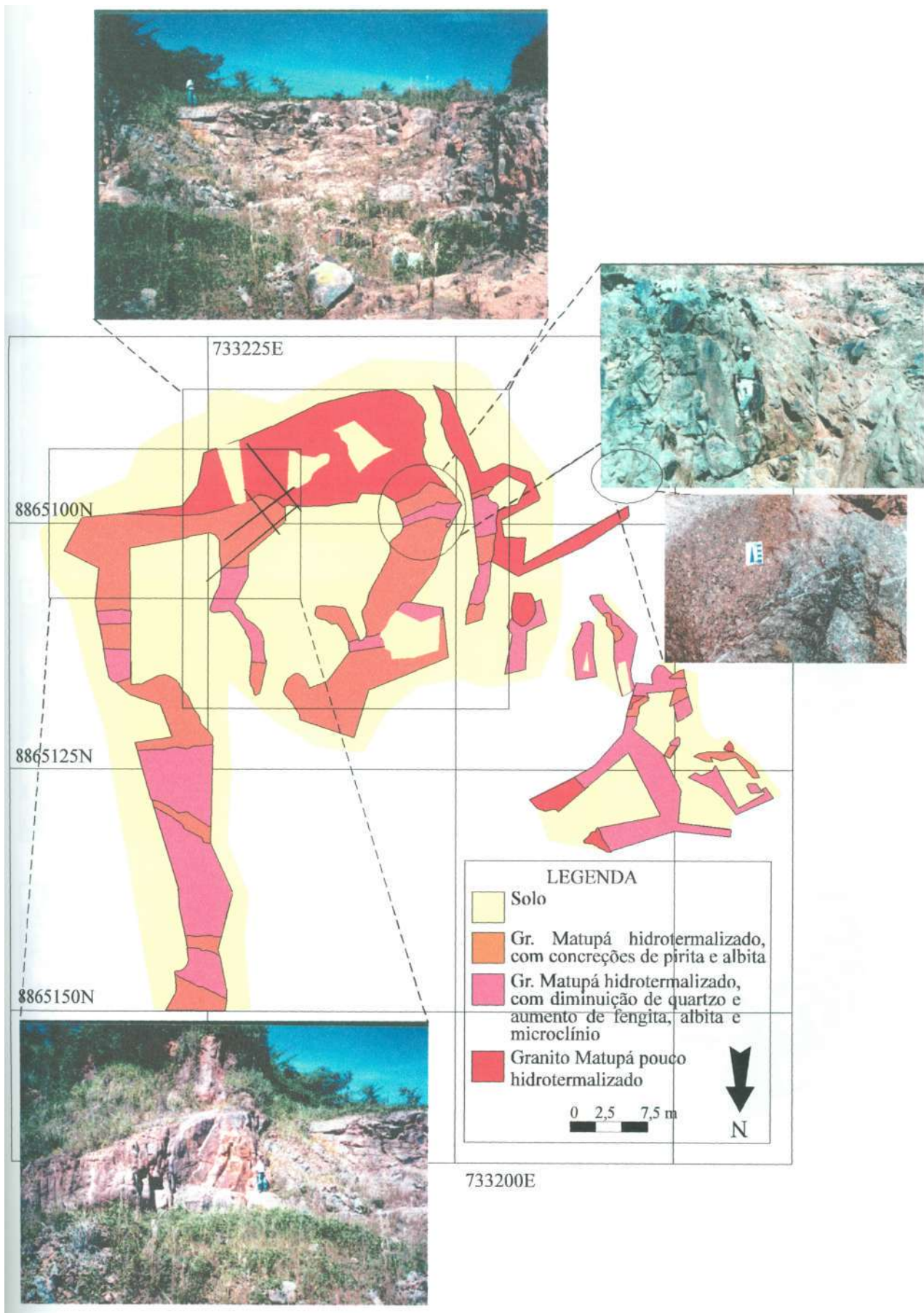
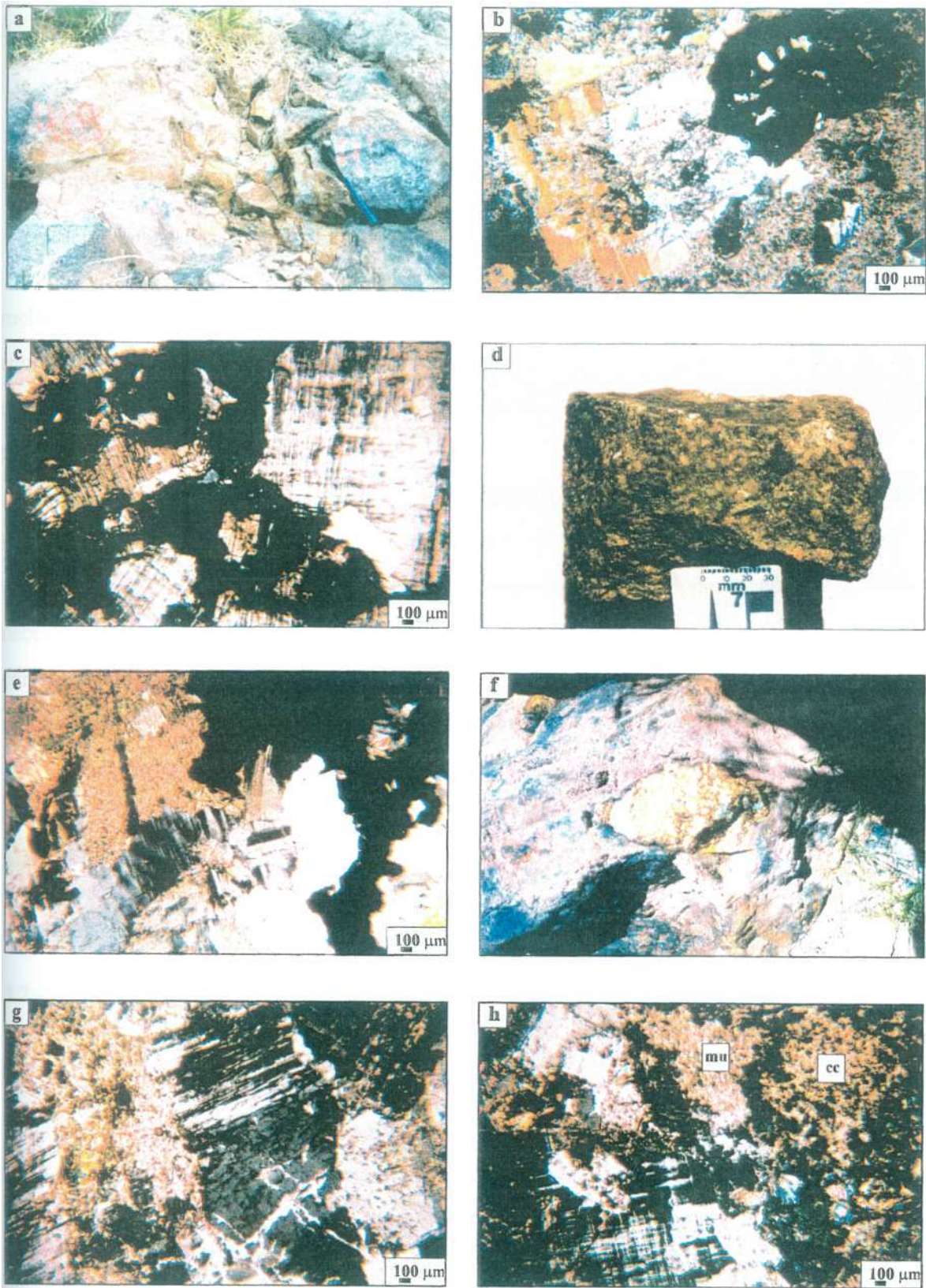


Figura 3.4 - Mapa esquemático da cata II.4 (modificado de WMC, inédito).





**Prancha 3.2 - a) Afloramento em SE II.6, mostrando o hidrotermalismo do granito até um fácies rico em pirita e albita, com superfície oxidada (SE II.6.1/ II.6.4); b) granito hidrotermalizado, com massas de sericita substituindo albita neoformada e cristal de pirita posterior a albita (SE II.6.3); c) textura de SE II.6.1, o núcleo rico em pirita da foto (a); d) amostra de granito hidrotermalizado da área II.4, com proeminente sericitização; e) textura de granito hidrotermalizado em SE II.4, com pirita englobando albita e massas de sericita invadindo os feldspatos; f) aspecto concrecionai do fácies rico em pirita, albita e microclínio de SE II.4; g) Textura de SE I.4.3.1, onde massas de sericita invadem microclínio e albita; h) parte rica em carbonato da área 1.4, onde massas de carbonato associam-se à sericita.**

## **3 - MOBILIDADE DE ELEMENTOS EM ROCHA**

### **3.1 - INTRODUÇÃO**

Os processos de alteração hidrotermal provocam reorganização química e de massa nas rochas. Como consequência, alguns elementos comportam-se de maneira móvel e tendem a entrar ou sair das rochas submetidas à alteração. Outros, com maior dificuldade de formar complexos solúveis e ser transportados, permanecem na rocha mesmo após sua completa transformação.

Em locais onde o hidrotermalismo foi um processo significativo, torna-se muito difícil o tratamento dos dados químicos com credibilidade, pois elementos considerados imóveis em regiões clássicas, e então utilizados como indicadores petrogenéticos, não se comportam necessariamente da mesma forma em outras áreas. Deste modo, torna-se importante o conhecimento quantitativo das variações de massa ocorridas em decorrência da alteração da rocha para a melhor compreensão do metassomatismo que atuou na região.

Nos itens a seguir, proceder-se-á ao tratamento dos resultados de análise química de rocha com o objetivo de bem caracterizar os processos metassomáticos a que o Granito Matupá foi submetido no Depósito Serrinha.

### **3.2 - METODOLOGIA**

No presente trabalho, utilizaram-se os métodos de Gresens (1967) e Grant (1986) para estudar a variação quantitativa dos elementos durante o metassomatismo que atuou sobre o Granito Matupá no Depósito Serrinha. Para o estudo, considerou-se o pressuposto de que os resultados das análises químicas estão corretos e que a rocha final representa o produto da alteração do granito, não havendo interferência de qualquer outro processo.

Gresens (1967) desenvolveu um método quantitativo para a determinação de perdas e ganhos de material durante processos de alteração baseado na relação entre variações de composição e de volume que acompanharam tais processos. Para o cálculo dos valores de perdas e ganhos de um componente pelo método de Gresens (1967), utiliza-se a seguinte equação:

$$X_n = [f_v(g_B/g_A)C_n^B - C_n^A].100, \quad (1)$$

onde:

$f_v$  = fator de volume para a alteração:

$$f_v = (C_n^A/C_n^B)(g^A/g^B);$$

$g$  = densidade ( $g/cm^3$ );

$n$  = índice para componente;

$C$  = concentração do componente na amostra;

$A$  = índice para amostra original;

$B$  = índice para amostra alterada.

A escolha do fator de volume ( $f_v$ ) é relativamente subjetiva. Para cada componente existe uma relação linear entre  $X_n$  e  $f_v$ . O ponto em que as linhas definidas para um ou mais componentes cujo comportamento esperado é de imobilidade cortam  $X_n=0$  é considerado como sendo o  $f_v$  resultante da modificação de volume ocorrida na rocha original, em decorrência da sua alteração. Quando  $f_v=1$ , a alteração foi a volume constante; quando  $f_v>1$ , houve aumento de volume e quando  $f_v<1$ , a transformação ocorreu com perda de volume.

Grant (1986) utilizou o método de Gresens (1967) para construir um diagrama de isócona (linha em que a variação de concentração é igual a zero). Para empregá-lo, plota-se a rocha alterada contra a rocha precursora (figura 3.5), necessitando-se ou não do prévio conhecimento dos valores de densidade das duas. A equação definida por Grant (1986) para expressar a variação de concentração de um componente em relação ao seu teor antes da alteração é a seguinte:

$$\Delta C_n/C_n^o = (M^A/M^o)(C_n^A/C_n^o) - 1, \quad (2)$$

onde:

$M$  = massa da amostra;

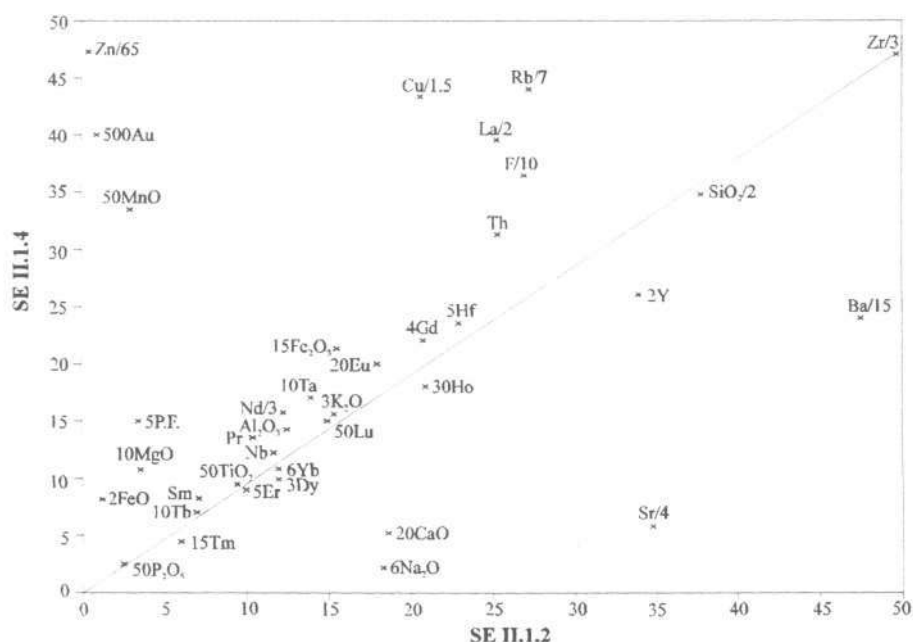
$M^A/M^o$  = 1/inclinação da isócona.

$O$  = índice para amostra original;

$A$  = índice para amostra alterada.

Nas catas de garimpeiros do Depósito Serrinha, é possível observar-se a transição de uma rocha pouco transformada até seu fácies mais alterado. Foram selecionadas amostras representativas dos diferentes tipos de transformação hidrotermal observados na área para a

aplicação dos métodos de Gresens e Grant. As amostras SE II. 1.2, SE II. 1.3 e SE II. 1.4 (figura 3.2) foram escolhidas para o estudo da mobilidade de elementos no processo de alteração do granito Matupá (SE II. 1.2) até um fácies mineralizado rico em clorita (SE II. 1.4). As amostras SE II.4.4A, SE II 4.4B, SE II 4.4C e SE II.4.4D (figura 3.4) e SE II.6.2, SE II.6.1 e SE II.6.4 representam a transformação do granito para o fácies mineralizado rico em feldspato potássico, albita e pirita. O estudo dos pares SE 1.4.3.2 - SE 1.4.3.1 e SE II.6.3 - SE II.6.4 objetiva caracterizar as variações químicas entre um fácies hidrotermalizado não mineralizado (SE 1.4.3.2 e SE II.6.3) e um fácies hidrotermalizado mineralizado (SE 1.4.3.1 e SE II.6.4).



**Figura 3.5 - Figura ilustrativa de um diagrama de isócona, utilizando amostras do Granito Matupá. SE II.1.2 corresponde ao Granito Matupá na cata II.1 e SE H.1.4 representa o granito cloritizado e enriquecido em ouro. Os óxidos foram plotados em % em peso e os elementos estão em ppm. A isócona foi traçada considerando-se Zr constante, resultando em inclinação de 1,06, que corresponde a aumento de volume de 2%, o que significa que a alteração ocorreu a volume constante. Os elementos situados acima da isócona foram adicionados ao sistema e os situados abaixo, dele retirados devido à alteração hidrotermal**

A determinação de densidade para a aplicação do método de Gresens (1967) foi feita com uma balança densimétrica digital de precisão METTLER CB203. Para a escolha do fator de volume ( $f_v$ ), optou-se pelo valor médio entre os pontos concentrados na porção central do gráfico obtido pela interseção das equações de composição-volume com a linha de ganho-perda igual a zero ( $X_n=0$ ). A figura 3.6 ilustra o diagrama de interseção das linhas de composição-volume dos óxidos e elementos para o par SE II. 1.2 - SE II. 1.4, encontrando-se na tabela 3.2 os valores de  $f_v$  para  $X_n=0$  para todos os pares estudados. O Zr, considerado imóvel neste trabalho, tendo em vista a presença constante de zircão preservado em todos os

fácies estudados, foi sempre incluído para a obtenção de  $f_v$ . Sempre que possível, outros elementos, como ETR e Al, cujo comportamento esperado seria de pouca mobilidade para este tipo de ambiente geológico, foram também utilizados para a escolha de  $f_v$ . Deste modo, os elementos incluídos nos cálculos de  $f_v$  foram, para os respectivos pares:

SE II. 1.2 - SE II. 1.3:  $\text{TiO}_2$ , Zr e Nb;

SEII.1.3-SEII.1.4:Zr;

SE II. 1.2 - SE II. 1.4:  $\text{TiO}_2$ , Zr, Nb, Hf, Gd, Er, Yb e Lu;

SE II.4.4A - SE II.4.4D: Zr;

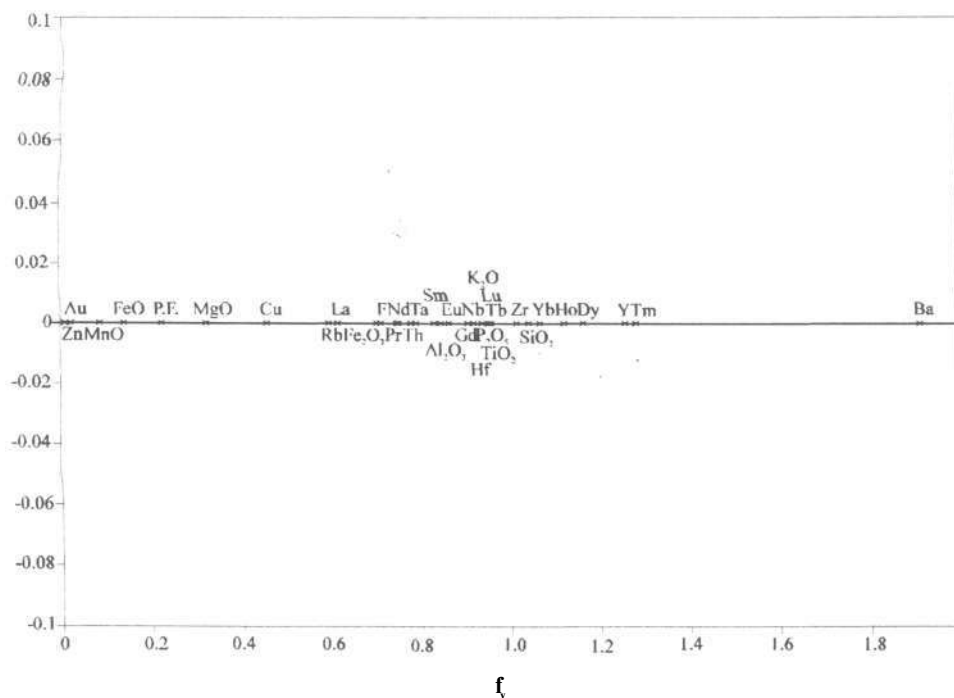
SE II.6.2 - SE II.6.1:  $\text{TiO}_2$ , Zr, Tb, Ho e Tm;

SE II.6.3 - SE II.6.1:  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Zr, Ta, Nb e Hf;

SE II.6.1-SE II.6.4:Zr;

SE II.6.3-SE II.6.4:Zr;

SE 1.4.3.2-SE 1.4.3.1: Zr.



**Figura 3.6-** Diagrama ilustrando os valores de fator de volume ( $f$ ) quando  $X_n = 0$  para o par SE II. 1.2 - SE II. 1.4. O fator de volume da alteração foi escolhido como a média de  $f$ , de  $\text{TiO}_2$ , Zr, Nb, Hf, Gd, Er, Yb e Lu, estando seus valores na tabela 3.2. O valor de  $f$  assim obtido foi de 0,98, significando uma variação de volume de 2%, o que implica alteração hidrotermal praticamente a volume constante.

Devido às amostras terem sido enviadas para diferentes laboratórios, serão comparados apenas elementos analisados no mesmo laboratório. Por esta razão, não serão abordados pares envolvendo SE II.4.4B e SE II.4.4C.

Com o objetivo de melhor caracterizar a perda ou ganho de determinado componente durante a alteração, a equação (1) foi dividida pela concentração do componente na rocha original,  $C_n^A$ , quando da utilização do método de Gresens (1967).

**Tabela 3.2 - Valores relativos de perdas e ganhos de elementos (%) para amostras de rocha do Granito Matupá e fácies hidrotermais, calculados pelos métodos de Gresens (1967) e Grant (1986).  $1/\text{inc}$  = inverso da inclinação da isócona. (-) ausência de dado. Demais símbolos conforme explicações no texto.**

	SEII 1.2	SEII 1.3	SEII 1.4	SEII 1.2 - SEII 1.3			SEII 1.3 - SEII 1.4		
	%	%	%	Gresens		Grant	Gresens		Grant
				$f_v$ p/x=0	$X_n/C_n^A$	$C_n/C_n^o$	$f_v$ p/x=0	$X_n/C_n^A$	$C_n/C_n^o$
SiO <sub>2</sub>	75,57	73,40	69,58	1,01	5,78	-1,55	1,04	-1,12	-1,17
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,17	0,19	1,09	-2,56	-9,31	0,88	16,58	16,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,53	14,29	14,22	0,86	24,20	15,60	0,99	3,79	3,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,04	1,80	1,42	0,57	88,49	75,43	1,25	-17,72	-17,75
FeO	0,60	0,85	4,09	0,69	54,28	43,59	0,20	401,89	401,65
MnO	0,06	0,12	0,67	0,49	117,81	102,72	0,18	482,37	482,09
MgO	0,36	0,61	1,07	0,58	84,53	71,75	0,56	82,96	82,87
CaO	0,93	0,03	0,26	30,36	-96,49	-96,73	0,11	803,97	803,55
Na <sub>2</sub> O	3,05	0,40	0,36	7,47	-85,72	-86,71	1,09	-6,13	-6,17
K <sub>2</sub> O	5,14	6,42	5,17	0,78	36,03	26,60	1,22	-16,00	-16,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,03	0,05	1,63	-34,66	-39,18	0,59	73,84	73,76
P.F.	0,70	2,50	2,99	0,27	288,95	262,00	0,82	24,75	24,69
Total	100,22	100,62	100,07						
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	ppm	ppm	ppm						
Cl	65,00	<20	20,00	3,18	-66,49	-68,81	0,98	4,30	4,26
F	270,00	-	364,00	-	-	-	-	-	-
Zn	34,00	41,00	3069,00	0,81	31,33	22,23	0,01	7707,59	7703,89
Rb	191,00	301,00	308,00	0,62	71,63	59,74	0,96	6,73	6,68
Ba	712,00	768,00	358,00	0,91	17,47	9,33	2,11	-51,38	-51,40
Sr	139,00	45,00	23,00	3,03	-64,74	-67,19	1,92	-46,69	-46,71
Au	0,002	-	0,080	-	-	-	-	-	-
Cu	31,00	100,00	65,00	0,30	251,31	226,97	1,51	-32,20	-32,23
Ta	1,40	1,10	1,70	1,25	-14,43	-20,36	0,64	61,20	61,12
Nb	11,70	10,30	12,20	1,11	-4,13	-10,77	0,83	23,55	23,49
Hf	4,60	3,30	4,70	1,37	-21,87	-27,28	0,69	48,56	48,48
Zr	149,00	147,00	141,00	0,99	7,44	0,00	1,03	0,05	0,00
Th	25,40	17,00	31,30	1,46	-27,11	-32,16	0,53	92,04	91,95
Y	17,00	11,00	13,00	1,51	-29,53	-34,41	0,83	23,27	23,21
La	50,70	26,70	79,10	1,86	-42,65	-46,62	0,33	209,01	208,86
Ce	98,60	55,70	138,90	1,73	-38,48	-42,74	0,39	160,11	159,98
Pr	10,50	5,80	13,50	1,77	-39,84	-44,01	0,42	142,78	142,66
Nd	36,90	19,20	47,10	1,88	-43,33	-47,26	0,40	155,87	155,75
Sm	7,10	2,80	8,20	2,48	-57,05	-60,03	0,34	205,46	205,32
Eu	0,90	0,20	1,00	4,41	-75,80	-77,48	0,20	421,52	421,28
Gd	5,20	2,50	5,50	2,04	-47,64	-51,27	0,45	129,47	129,36
Tb	0,70	0,40	0,70	1,71	-37,77	-42,08	0,56	82,53	82,45
Dy	4,00	1,80	3,30	2,18	-50,99	-54,39	0,54	91,23	91,13
Ho	0,70	0,30	0,60	2,29	-53,33	-56,56	0,49	108,61	108,51
Er	2,00	1,00	1,80	1,96	-45,55	-49,32	0,55	87,75	87,66
Tm	0,40	0,10	0,30	3,92	-72,77	-74,66	0,33	212,91	212,77
Yb	2,00	1,00	1,80	1,96	-45,55	-49,32	0,55	87,75	87,66
Lu	0,30	0,20	0,30	1,47	-27,40	-32,43	0,66	56,46	56,38
$f_v$ ou $1/\text{inc}$	-	-	-	-	1,07	1,01	-	1,03	1,04
$\text{g}/\text{cm}^3$	2,63	2,69	2,73	-	-	-	-	-	-

	SEII 1.2-SEII 1.4			SEII4.4A	SEII4.4D	SEII 4.4A - SEII 4.4D		
	Gresens		Grant	%	*	Gresens		Grant
	$f_v$ p/x=0	$X_n/C_n^A$	$C_n/C_n^0$		%	$f_v$ p/x=0	$X_n/C_n^A$	$C_n/C_n^0$
SiO <sub>2</sub>	1,05	-6,07	-2,70	73,91	44,69	1,60	-35,81	-35,65
TiO <sub>2</sub>	0,96	2,02	5,67	0,08	0,10	0,77	32,69	33,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	15,78	19,93	14,41	11,23	1,24	-17,27	-17,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	39,30	44,29	0,61	13,07	0,05	2174,51	2180,36
FeO	0,14	595,45	620,34	0,47	11,24	0,04	2438,70	2445,23
MnO	0,09	1039,24	1080,02	0,07	0,00	-	-100,00	-100,00
MgO	0,32	203,23	214,09	0,72	0,21	3,31	-69,04	-68,96
CaO	3,44	-71,48	-70,46	0,14	0,10	1,35	-24,17	-23,98
Na <sub>2</sub> O	8,15	-87,96	-87,53	3,82	3,58	1,03	-0,51	-0,26
K <sub>2</sub> O	0,96	2,62	6,29	5,35	3,27	1,58	-35,12	-34,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,96	2,02	5,67	0,07	0,02	3,38	-69,67	-69,59
P.F.	0,23	335,78	351,38	0,65	12,89	0,05	2005,14	2010,56
Total				100,30	100,40			
S	-	-	-	-	15,52	-	-	-
				ppm	ppm			
Cl	3,13	-68,61	-67,48	53,00	42,00	1,22	-15,88	-15,66
F	0,71	37,54	42,46	-	-	-	-	-
Zn	0,01	9108,93	9438,61	27,00	33,00	0,79	29,75	30,08
Rb	0,60	64,52	70,41	160,00	106,00	1,46	-29,67	-29,49
Ba	1,91	-48,70	-46,87	599,00	354,00	1,63	-37,26	-37,10
Sr	5,82	-83,12	-82,51	116,00	55,00	2,04	-49,67	-49,54
Au	0,02	3980,86	4126,95	-	-	-	-	-
Cu	0,46	113,92	121,57	2,00	6,00	0,32	218,47	219,29
Ta	0,79	23,88	28,32	1,00	2,60	0,37	176,00	176,71
Nb	0,92	6,38	10,19	-	-	-	-	-
Hf	0,94	4,24	7,97	3,00	5,30	0,55	87,54	88,02
Zr	1,02	-3,46	0,00	149,00	140,00	1,03	-0,26	0,00
Th	0,78	25,72	30,22	26,10	12,00	2,10	-51,19	-51,07
Y	1,26	-21,98	-19,19	14,00	7,00	1,93	-46,92	-46,79
La	0,62	59,17	64,87	48,70	45,30	1,04	-1,26	-1,00
Ce	0,68	43,72	48,86	92,10	82,20	1,08	-5,26	-5,01
Pr	0,75	31,17	35,87	9,20	8,30	1,07	-4,23	-3,98
Nd	0,75	30,22	34,88	32,60	27,20	1,16	-11,43	-11,20
Sm	0,83	17,83	22,05	6,20	4,80	1,25	-17,82	-17,60
Eu	0,87	13,36	17,42	0,80	0,90	0,86	19,42	19,73
Gd	0,91	7,91	11,77	5,20	3,60	1,40	-26,51	-26,32
Tb	0,96	2,02	5,67	0,70	0,50	1,35	-24,17	-23,98
Dy	1,17	-15,83	-12,82	3,70	2,90	1,23	-16,80	-16,58
Ho	1,12	-12,55	-9,42	0,70	0,50	1,35	-24,17	-23,98
Er	1,07	-8,18	-4,89	1,90	1,70	1,08	-5,02	-4,77
Tm	1,28	-23,48	-20,74	0,30	0,30	0,97	6,16	6,43
Yb	1,07	-8,18	-4,89	1,80	1,70	1,02	0,26	0,52
Lu	0,96	2,02	5,67	0,40	0,30	1,29	-20,38	-20,18
$f_v$ ou l/inc	-	0,98	1,06	-	-	-	1,03	1,06
g(g/cm <sup>3</sup> )	-	-	-	2,62	2,71	-	-	-

Tabela 3.2 - Continuação

	SEII6.1	SEII6.2	SEII6.3	SEII6.4	SEII 6.2-SEII 6.1			SEII 6.3 - SEII 6.1		
	%	%	%	*	Gresens		Grant	Gresens		Grant
				%	$f_v$ p/x=0	$X_n/C_n^A$	$C_n/C_n^o$	$f_v$ p/x=0	$X_n/C_n^A$	$C_n/C_n^o$
SiO <sub>2</sub>	69,96	72,50	65,00	53,44	1,07	-2,91	-0,54	0,98	22,41	18,86
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,20	0,18	0,20	1,04	0,61	3,07	0,95	26,37	22,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,17	15,09	15,32	12,71	1,10	-5,52	-3,22	1,14	5,20	2,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,35	1,58	0,00	4,71	0,70	49,65	53,30	0,00	26627,5	25850,9
FeO* <sup>1</sup>	0,00	0,01	2,44	10,49	-	-	-	-	-	-
MnO	0,02	0,02	0,32	0,02	1,04	0,61	3,07	16,87	-92,89	-93,10
MgO	0,69	0,25	0,85	0,19	0,38	177,69	184,47	1,30	-7,67	-10,36
CaO	2,08	0,16	2,48	0,07	0,08	1207,98	1239,88	1,26	-4,61	-7,38
Na <sub>2</sub> O	3,87	4,57	4,02	4,65	1,22	-14,80	-12,72	1,10	9,49	6,31
K <sub>2</sub> O	5,13	5,11	6,11	3,99	1,03	1,01	3,47	1,26	-4,51	-7,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,04	0,10	0,02	1,38	-24,54	-22,70	3,52	-65,88	-66,87
P.F.	1,71	1,21	2,98	8,59	0,73	42,19	45,66	1,84	-34,74	-36,63
Total	100,21	100,74	99,80	99,08						
S	1,34	0,36	0,00	10,57	-	-	-	-	-	-
	<i>ppm</i>	<i>ppm</i>	<i>ppm</i>	<i>ppm</i>						
Cl	89,00	69,00	34,00	-	0,80	29,78	32,94	0,40	197,72	189,07
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	8,00	13,00	109,00	13,00	1,69	-38,08	-36,57	14,37	-91,65	-91,90
Rb	187,00	159,00	249,00	-	0,88	18,33	21,22	1,40	-14,59	-17,07
Ba	710,00	592,00	706,00	-	0,86	20,67	23,61	1,05	14,38	11,06
Sr	83,00	117,00	122,00	-	1,46	-28,62	-26,88	1,55	-22,62	-24,87
Au	0,283	-	0,024	7,10	-	-	-	0,089	1241,12	1202,15
Cu	4,00	4,00	5,00	5,00	1,04	0,61	3,07	1,32	-9,01	-11,66
Ta	1,70	1,50	2,00	-	0,91	14,03	16,81	1,24	-3,33	-6,13
Nb	15,40	11,70	17,70	-	0,79	32,43	35,66	1,21	-1,04	-3,92
Hf	5,70	5,10	6,70	-	0,93	12,45	15,19	1,24	-3,24	-6,05
Zr	163,00	168,00	180,00	199,00	1,07	-2,38	0,00	1,16	2,99	0,00
Th	28,10	29,60	40,40	-	1,09	-4,49	-2,16	1,52	-20,89	-23,19
Y	7,00	10,00	16,00	9,00	1,48	-29,57	-27,85	2,41	-50,24	-51,69
La	58,90	45,10	74,20	-	0,79	31,40	34,60	1,33	-9,72	-12,34
Ce	104,70	89,20	145,00	-	0,88	18,10	20,98	1,46	-17,88	-20,26
Pr	10,40	9,20	14,50	-	0,92	13,74	16,51	1,47	-18,43	-20,80
Nd	33,20	28,40	49,80	-	0,89	17,62	20,49	1,58	-24,18	-26,38
Sm	5,70	5,10	8,20	-	0,93	12,45	15,19	1,52	-20,94	-23,24
Eu	0,90	0,60	1,30	-	0,69	50,92	54,60	1,52	-21,26	-23,55
Gd	4,50	4,10	7,20	-	0,94	10,43	13,12	1,69	-28,92	-30,98
Tb	0,60	0,60	1,10	-	1,04	0,61	3,07	1,93	-37,96	-39,77
Dy	3,50	3,00	5,50	-	0,89	17,38	20,25	1,66	-27,62	-29,73
Ho	0,60	0,60	1,00	-	1,04	0,61	3,07	1,76	-31,76	-33,74
Er	1,90	1,80	3,00	-	0,98	6,20	8,79	1,67	-27,97	-30,06
Tm	0,30	0,30	0,50	-	1,04	0,61	3,07	1,76	-31,76	-33,74
Yb	2,00	1,70	3,00	-	0,88	18,37	21,26	1,58	-24,18	-26,38
Lu	0,40	0,30	0,60	-	0,78	34,15	37,42	1,58	-24,18	-26,38
$f_v$ ou $l/inc$	-	-	-	-	-	1,04	1,03	-	1,20	1,10
$g(g/cm^3)$	2,53	2,62	2,66	2,83	-	-	-	-	-	-

\*1 - Quando FeO = 0, o ferro encontra-se como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.



Tabela 3.2 - Continuação

	SEII 6.1 - SEII 6.4		SEII 6.3 - SEII 6.4		SEL.4.3.1	SEL.4.3.2	SEL.4.3.2 - SEL.4.3.1	
	Gresens		Gresens		*		Gresens	
	f <sub>v</sub> p/x=0	X <sub>n</sub> /C <sub>n</sub> <sup>A</sup>	f <sub>v</sub> p/x=0	X <sub>n</sub> /C <sub>n</sub> <sup>A</sup>	%	%	f <sub>v</sub> p/x=0	X <sub>n</sub> /C <sub>n</sub> <sup>A</sup>
SiO <sub>2</sub>	1,17	-37,43	1,14	-25,63	55,50	61,70	1,04	0,49
TiO <sub>2</sub>	0,89	-18,09	0,85	0,50	0,33	0,46	1,31	-19,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,99	-26,53	1,13	-24,96	12,93	15,67	1,13	-7,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	64,17	0,00	42503,0	1,22	2,66	2,04	-48,76
FeO	0,00	-	0,22	288,87	11,55	0,00	0,00	128935
MnO	0,89	-18,09	15,05	-94,35	0,01	0,65	60,86	-98,28
MgO	3,24	-77,45	4,21	-79,78	0,17	1,12	6,17	-83,04
CaO	26,50	-97,24	33,32	-97,45	0,05	3,56	66,66	-98,43
Na <sub>2</sub> O	0,74	-1,58	0,81	4,63	4,23	3,89	0,86	21,48
K <sub>2</sub> O	1,15	-36,29	1,44	-40,93	4,11	5,45	1,24	-15,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,34	-45,39	4,70	-81,91	0,04	0,15	3,51	-70,21
P.F.	0,18	311,46	0,33	160,73	8,17	3,45	0,40	164,56
Total					98,31	98,76		
S	-	-	-	-	9,99	0,53	-	-
					ppm	ppm		
Cl	-	-	-	-	<20	24,00	-	-
F	-	-	-	-	230,00	-	-	-
Zn	0,55	33,10	7,88	-89,21	17,00	12,00	0,66	58,27
Rb	-	-	-	-	115,00	167,00	1,36	-23,07
Ba	-	-	-	-	489,00	789,00	1,51	-30,76
Sr	-	-	-	-	177,00	166,00	0,88	19,12
Au	0,04	1956,13	0,00	26673,9	18,65	-	-	-
Cu	0,71	2,39	0,94	-9,55	7,00	12,00	1,61	-34,83
Ta	-	-	-	-	1,60	1,30	0,76	37,50
Nb	-	-	-	-	18,20	17,80	0,92	14,23
Hf	-	-	-	-	5,10	5,20	0,95	9,57
Zr	0,73	0,00	0,85	0,00	128,00	143,00	1,05	0,00
Th	-	-	-	-	4,30	24,80	5,40	-80,63
Y	0,69	5,31	1,67	-49,12	15,70	20,80	1,24	-15,67
La	-	-	-	-	32,10	48,70	1,42	-26,36
Ce	-	-	-	-	70,90	106,60	1,41	-25,70
Pr	-	-	-	-	7,70	11,60	1,41	-25,84
Nd	-	-	-	-	27,00	40,80	1,41	-26,07
Sm	-	-	-	-	4,80	6,90	1,35	-22,28
Eu	-	-	-	-	0,40	0,90	2,11	-50,35
Gd	-	-	-	-	4,60	6,80	1,38	-24,43
Tb	-	-	-	-	0,60	0,90	1,40	-25,52
Dy	-	-	-	-	3,40	4,70	1,29	-19,18
Ho	-	-	-	-	0,50	0,80	1,50	-30,18
Er	-	-	-	-	1,70	2,20	1,21	-13,67
Tm	-	-	-	-	0,20	0,30	1,40	-25,52
Yb	-	-	-	-	1,50	2,00	1,25	-16,21
Lu	-	-	-	-	0,20	0,30	1,40	-25,52
f <sub>v</sub> ou l/inc	-	0,73	-	0,85	-	-	-	1,05
g(g/cm <sup>3</sup> )	-	-	-	-	2,88	2,70	-	-

\* Fe mantido como FeO em função das outras análises. Entretanto, a maior parte do Fe é proveniente da pirita.

Na aplicação do método de Grant (1986), a escolha da isócona mais adequada deu-se com o auxílio dos resultados obtidos pelo método de Gresens (1967), considerando o Zr como elemento imóvel. Conseqüentemente, os resultados são praticamente coincidentes aos obtidos pelo método de Gresens (1967).

### 3.3 - FEIÇÕES PETROGRÁFICAS

#### 3.3.1 - Amostras SE II.1.2 - SE II.1.3 - SE II.1.4

As amostras SE II. 1.2, SE II. 1.3 e SE II. 1.4 foram coletadas na parte central da cata II. 1 (anexo 1; figura 3.2), onde é possível observar a passagem transicional do Granito Matupá (SE II. 1.2) pouco transformado para um fácies sericitizado e pouco cloritizado (SE II. 1.3), que grada para o representante extremo do metassomatismo naquela cata, amostra SE II. 1.4, muito rica em clorita (pranchas 3.3-e e 4.1-e).

A amostra SE II. 1.2 é de granito rosa com textura granular-hipidiomórfica porfirítica, isotrópica, com fenocristais de feldspato potássico geminados segundo *carlsbad*, de aproximadamente 1 cm de comprimento, em matriz de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita, estes com aproximadamente 3 mm de diâmetro.

Microscopicamente, a rocha é constituída de quartzo (30%), feldspato potássico (30%), albita (25%) e biotita cloritizada (10%). Os minerais acessórios são zircão, magnetita e apatita. O plagioclásio primário foi transformado em albita + epidoto e/ou mica branca + epidoto.

O feldspato potássico ocorre tanto com hábito subedral e geminação *carlsbad*, alterando para mica branca, como constituindo massas secundárias de microclínio, às vezes com interrescimento micropertítico, que englobam feldspato potássico e plagioclásio primários. A magnetita primária, euédrica, encontra-se inclusa em quartzo, enquanto magnetita secundária, formada como produto de alteração de biotita, ocorre juntamente com clorita e epidoto.

Macroscopicamente, a amostra SE II.1.3 caracteriza-se por possuir cristais róseos sub-centimétricos a centimétricos de feldspato potássico imersos em uma massa verde. Microscopicamente, constitui-se de quartzo (32%), mica branca (45%), clorita (7%), microclínio (15%), zircão (1%), esfalerita e rutilo. É muito rica em agregados de mica branca fina, contendo também massas de clorita verde escura. A pirita é hidrotermal e contém inclusões de calcopirita e ouro. Observa-se magnetita martitizada associada à pirita.

A amostra SE II.1.4 representa o estágio extremo da transformação hidrotermal por que passou o Granito Matupá na cata II.1. A amostra é constituída por uma massa homogênea verde escura a preta, onde se destacam ripas de feldspato e grãos de pirita, às vezes em agregados. Em lâmina delgada tem-se clorita (40%), quartzo (40%), microclínio (15%), epidoto (5%), mica branca fina (5%), pirita (5%), esfalerita (2%), espessartita ( $(\text{Mn}_{4,53}\text{Ca}_{0,90}\text{Fe}^{2+}_{0,56})_{5,99}(\text{Al}_{3,96}\text{Fe}^{3+}_{0,04}\text{Ti}^{4+}_{0,01})_{4,01}\text{Si}_{6,0}\text{O}_{24}$ ) e zircão, sendo que a proporção acima é variável, havendo porções mais ricas em pirita. Calcopirita, magnetita, ouro e outros sulfetos (descritos no capítulo V) associam-se à pirita.

### **3.3.2 - Amostras SE 1.4.3.2 e SE 1.4.3.1**

Na cata 1.4, o Granito Matupá encontra-se bastante hidrotermalizado. A amostra SE 1.4.3.2 é muito enriquecida em calcita e mica branca e SE 1.4.3.1 corresponde à porção com muita albita e pirita (prancha 3.2-g, h). A composição modal de SE 1.4.3.2 é aproximadamente albita (27%), microclínio (25%), quartzo (15%), muscovita (15%), calcita (10%), clorita (5%), pirita (2%) e rutilo (1%), enquanto SE 1.4.3.1 contém albita (35%), quartzo (20%), microclínio (20%), pirita (15%) e muscovita (10%). O ouro ocorre como inclusões ou preenchendo fraturas na pirita.

### **3.3.3 - Catas II.4 e II.6**

Nas catas II.4 e II.6, observa-se a transformação do Granito Matupá para um fácies muito rico em feldspato e pirita. As amostras SE II.4.4A e II.6.2 representam os fácies menos alterados do Granito Matupá naquelas catas, apesar de já hidrotermalizados. A amostra II.4.4A possui textura granítica e cor rosa. Cristais de até 1 cm de comprimento de feldspato potássico geminado segundo *carlsbad* associam-se a massas de feldspato esbranquiçado, hidrotermal, a quartzo e clorita. Tem-se a gradação para um fácies semelhante, porém contendo uma massa verde de clorita com pirita (SE II.4.4B). A amostra II.4.4C é mais pobre em quartzo, havendo predomínio de feldspato rosa imerso em matriz de clorita. A amostra II.4.4D, que representa o estágio final do hidrotermalismo na cata II.4, é constituída basicamente por uma massa rosa, onde predominam feldspato potássico e albita, e por nódulos centimétricos de pirita.

Microscopicamente, a amostra SE II.4.4A é constituída por albita (25%), quartzo (30%), feldspato potássico (30%), clorita (5%), mica branca fina (10%), zircão e rutilo. Observam-se duas gerações de feldspato potássico: a primeira é provavelmente de ortoclásio magmático, com geminação *carlsbad*, e a segunda é representada por massas de microclínio, que envolvem tanto o feldspato primário como o plagioclásio, que foi albitizado e está sendo substituído por mica branca fina e clorita. A clorita ocorre tanto em fraturas como disseminada. Em lâmina, SE II.4.4C contém quartzo (30%), feldspato potássico micropertítico (30%), albita neoformada (35%), mica branca (3%), clorita (2%), epidoto, rutilo e zircão. A amostra SE II.4.4D é constituída por feldspato potássico (43%), quartzo (20%), albita (30%), pirita (2%) e massas de mica fina castanho claro (5%). Magnetita, rutilo e ouro associam-se à pirita. O feldspato potássico ocorre como fenocristais de até 1,5 cm de comprimento, ora com geminação *carlsbad* e intercrescimento micropertítico, ora microclinizado, geminado segundo albita-*carlsbad*, sempre sendo albitizado. A matriz é constituída por quartzo recristalizado, albita e feldspato potássico.

A amostra SEII.6.2 representa o estágio menos transformado do Granito Matupá na cata II.6 e grada para uma rocha semelhante a SE II.4.4D, constituída basicamente por massas de feldspato e nódulos de pirita, SE II.6.1 e SE II.6.4, sendo SE II.6.4 a mais enriquecida em pirita e ouro (prancha 3.2-a até c). A amostra SEII.6.3, apesar de espacialmente mais afastada das porções mais fortemente hidrotermalizadas, encontra-se menos preservada que SE II.6.2. E constituída por cristais centimétricos de feldspato em matriz verde e quartzo, contendo pirita disseminada. Em lâmina delgada, SE II.6.3 contém microclínio (35%), albita (30%), sericita (20%), quartzo (7%), clorita (5%), calcita (3%), pirita, zircão e epidoto. Cristais centimétricos de microclínio, às vezes com geminação *carlsbad*, englobam cristais primários de plagioclásio e de ortoclásio de 0,3 mm de comprimento. As bordas do feldspato estão sendo albitizadas. A sericita ocorre em massas, juntamente com clorita e carbonato. A pirita engloba cristais de albita. Observa-se uma fase de silicificação posterior à albitização.

A amostra SEII.6.2 é semelhante a SE II.6.3, porém mais rica em quartzo, que ocorre inclusive preenchendo fraturas de microclínio, e é constituída por quartzo (35%), microclínio (30%), albita (25%), mica branca (5%), clorita (3%) e pirita (2%). A amostra SE II.6.1 é rica em albita e microclínio, cujas bordas estão muitas vezes albitizadas. O quartzo é menos freqüente e ocorre com extinção ondulante ou preenchendo fraturas do microclínio. A composição modal aproximada é microclínio (40%), albita (30%), quartzo (15%), massas de sericita (10%), pirita (5%) e andradita (determinada com o auxílio de EDS) (prancha 3.3-h).

O último estágio de alteração na cata II.6 deu origem a uma rocha constituída principalmente por massas de feldspato rosa, compreendendo microcimio e albita, com nódulos centimétricos de pirita (SE II.6.4), nos quais ocorrem inclusões de ouro.

### **3.4 - MOBILIDADE DE ELEMENTOS**

A seguir serão apresentados os resultados do estudo de mobilidade de elementos em rocha obtidos para pares representativos do hidrotermalismo atuante em Serrinha. Os valores de fator de volume obtidos para a alteração do Granito Matupá são próximos de 1 (tabela 3.2), o que representa transformação a volume constante.

A tabela 3.2 mostra as perdas e ganhos de cada elemento, em relação ao seu teor na rocha menos transformada. Para as amostras SE II. 1.2, SE II. 1.3 e SE II. 1.4, observa-se que alguns elementos que mostraram ser imóveis, considerando-se apenas as duas rochas extremas (par SE II. 1.2 - SE II. 1.4), foram móveis ao longo do processo.

#### **3.4.1 - Elementos maiores**

A análise de diagramas de perdas e ganhos de elementos maiores é imprescindível para uma melhor compreensão de processos hidrotermais, na medida em que as variações de concentrações dos elementos maiores refletem diretamente as reações mineralógicas ocorridas. Os diferentes tipos de transformação metassomática a que foi submetido o Granito Matupá, cloritização, sericitização, piritização, albitização, microclinização e carbonatação, foram evidenciados pelo estudo de mobilidade de elementos. Entretanto, tendo em vista a complexidade das transformações ocorridas, a interpretação dos diagramas de perdas e ganhos é por vezes difícil.

#### **Pares SE II.1.2 - SE 11.13, SE 11.13 - SE II.1.4 e SE II.1.2 - SE II.1.4**

Os diagramas de perdas e ganhos obtidos para as amostras da cata II. 1 revelam que houve pouca mobilidade de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{TiO}_2$  ao longo do processo de alteração do Granito Matupá para um fácies rico em clorita (figuras 3.7 a 3.9).

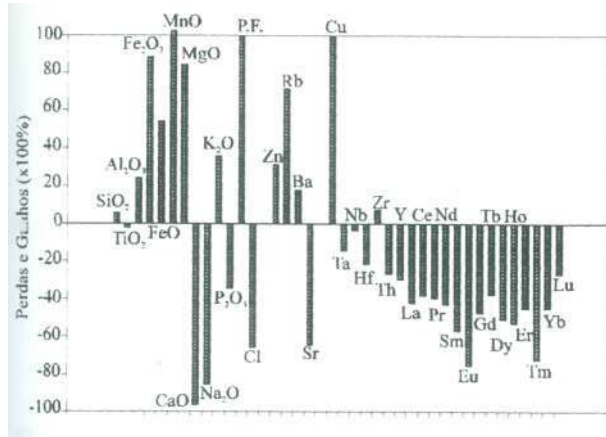


Figura 3.7- Diagrama de valores de perdas e ganhos de elementos para o par SE II 1.2 - SE II 1.3, calculados pelo método de Gresens (1967).

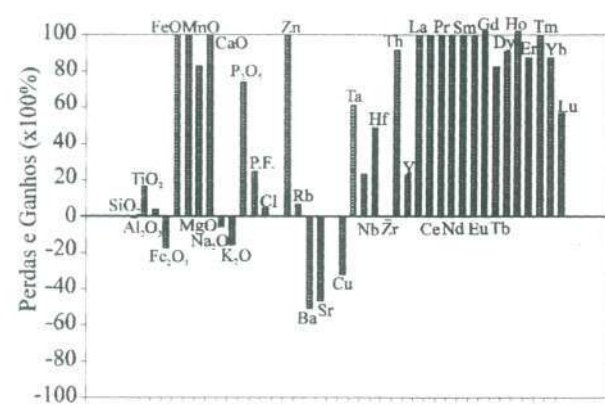


Figura 3.8 - Diagrama de valores de perdas e ganhos de elementos para o par SE II 1.3 - SE II 1.4, calculados pelo método de Gresens (1967).

A primeira fase da alteração (SE II.1.2 - SE II.1.3) resultou em aumento de  $Al_2O_3$  superior a 20%, menor na segunda fase (SE II.1.3 - SE II.1.4), quando o  $Al_2O_3$  foi praticamente imóvel. No processo global (par SE II. 1.2 - SE II. 1.4), o incremento em  $Al_2O_3$  foi de 16%.

MgO, MnO, FeO e  $Fe_2O_3$  foram incorporados ao granito em grande quantidade durante o primeiro estágio de alteração, resultando na cloritização e sericitização observadas em SE II. 1.3 (tabela 3.2 e figura 3.7). Na passagem de SE II. 1.3 para SE II. 1.4, quando houve importante piritização e predomínio de cloritização sobre sericitização, continuou a haver significativo aporte de MgO, MnO e FeO (tabela 3.2 e figura 3.8).

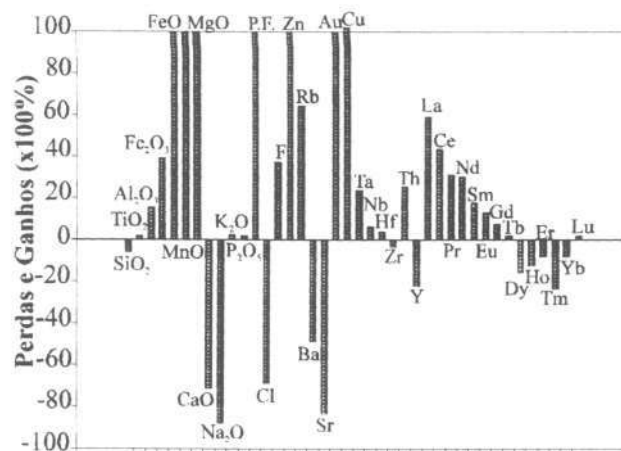


Figura 3.9 - Diagrama de valores de perdas e ganhos de elementos para o par SE II 1.2 - SE II 1.4, calculados pelo método de Gresens (1967).

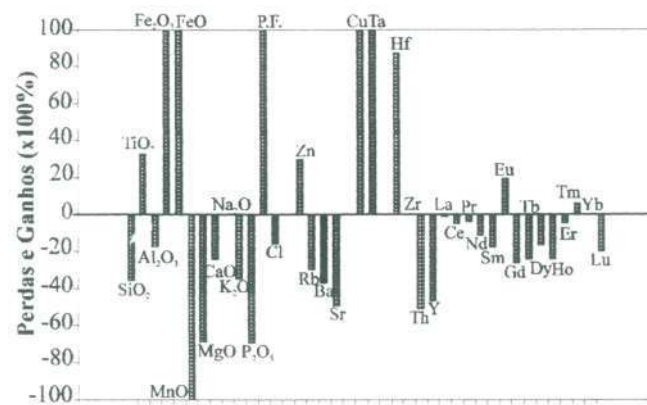


Figura 3.10 - Diagrama de valores de perdas e ganhos de elementos para o par SE II 4.4A - SE II 4.4D, calculados pelo método de Gresens (1967).

A diminuição de CaO e Na<sub>2</sub>O e o aumento de K<sub>2</sub>O na passagem do granito para a amostra SE II. 1.3 refletem a destruição do plagioclásio e expressiva sericitização. Na transformação de SE II. 1.3 para SE II. 1.4, o aumento de CaO pode relacionar-se à presença de epidoto associado às massas de clorita. A diminuição de K<sub>2</sub>O deve-se ao predomínio de clorita sobre sericita em SE II. 1.4. O aumento de K<sub>2</sub>O na primeira fase do processo seguido da diminuição resultou em comportamento de imobilidade aparente do K<sub>2</sub>O, ao serem considerados apenas os extremos inicial e final (par SE II. 1.2 - SE II. 1.4) (tabela 3.2 e figura 3.9). Em oposição ao comportamento do K<sub>2</sub>O, o P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> foi inicialmente retirado do sistema e posteriormente adicionado, fazendo com que o balanço final da alteração resultasse em comportamento praticamente imóvel para o P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (figuras 3.7 a 3.9).

#### Par SEII.4.4A-SEII.4.4D

No diagrama de perdas e ganhos obtido para o par SE II.4.4A - SE II.4.4D, todos os elementos maiores apresentaram-se móveis, com exceção do Na<sub>2</sub>O. Houve diminuição de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, K<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (tabela 3.2 e figura 3.10). A desestabilização do plagioclásio primário relaciona-se ao decréscimo de CaO e a diminuição da sílica resultou na menor quantidade de quartzo em SE II.4.4D. A diminuição da quantidade de mica branca e da clorita formada a partir de biotita primária resultaram da saída de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO e K<sub>2</sub>O. Apesar disto, o Na<sub>2</sub>O aumentou em relação à amostra SE II.4.4A, resultando na albitização da rocha. O aumento em FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e P.F. está diretamente ligado à piritização e oxidação do Granito Matupá, tendo em vista os valores de P.F. representarem em sua grande parte teores de S em rocha.

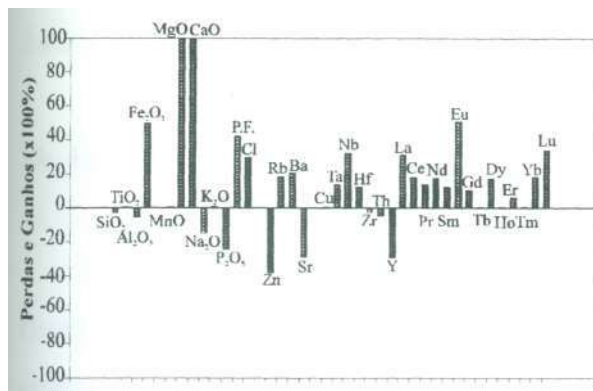


Figura 3.11 - Diagrama de valores de perdas e ganhos de elementos para o par SE II 6.2 - SE II.6.7, calculados pelo método de Gresens (1967).

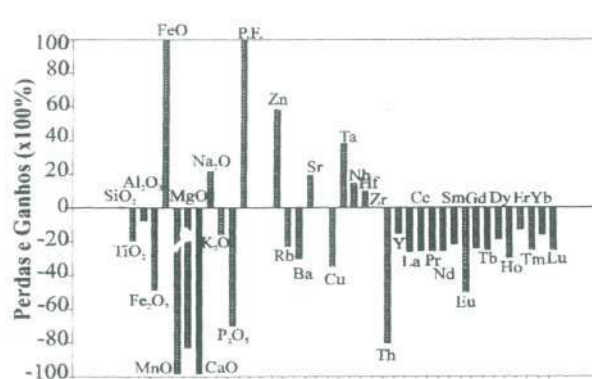


Figura 3.12 - Diagrama de valores de perdas e ganhos de elementos para o par SE I 4.3.2 - SE 14.3.1, calculados pelo método de Gresens (1967).

### Pares SE II.6.2 - SE II.6.1 e SE II.6.3 - SE II.6.1, SE II.6.1 - SE II.6.4 e SE II.6.3 - SE II.6.4

Na passagem de SE II.6.2 para SE II.6.1, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO e K<sub>2</sub>O foram praticamente imóveis, enquanto Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO e CaO foram adicionados ao sistema e Na<sub>2</sub>O retirado (figura 3.11). Houve aumento de P.F., refletindo o fato de SE II.6.1 ser mais rica em mica e pirlita que SE II.6.2.

Considerando-se o par SE II.6.3 - SE II.6.1 (tabela 3.2), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO e K<sub>2</sub>O ficaram praticamente imóveis; Na<sub>2</sub>O foi acrescido ao sistema em pequena quantidade, resultando em albitização da rocha inicial; SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> foram adicionados ao sistema em menos de 30%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO e MnO apresentaram elevada mobilidade, tendo Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sido adicionado ao sistema e FeO e MnO dele retirado. Houve diminuição de P.F., refletindo a diminuição na quantidade de mica branca.

Os pares SE II.6.1 - SE II.6.4 e SE II.6.3 - SE II.6.4 têm padrões semelhantes de perdas e ganhos de elementos maiores, ressaltando o fato de SE II.6.4 ser muito enriquecida em pirlita. Em ambos pares houve perda de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, K<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e aumento de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, P.F. e Au. O pequeno ganho de Na<sub>2</sub>O no par SE II.6.3 - SE II.6.4 relaciona-se à albitização associada à pirlitização do granito, existentes em SEU 6.4. Os valores de P.F. correspondem quase totalmente aos teores de S em rocha (tabela 3.2).

### Par SE 1.4.3,2-SE 1.4.3.1

A transformação de SE 1.4.3.2, um fácies de granito já hidrotermalizado, contendo calcita, para SE 1.4.3.1, pobre em calcita e rica em pirlita, resultou no aumento de FeO, P.F. e Na<sub>2</sub>O e diminuição de CaO, MgO, K<sub>2</sub>O, refletindo a variação mineralógica ocorrida. SiO<sub>2</sub> foi imóvel, enquanto houve pequeno decréscimo de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (tabela 3.2 e figura 3.12).



### 3.4.2 - Elementos menores

#### **Th, Ta, Nb, Y, Hf e Zr**

Em razão de o Zr ter sido escolhido como elemento imóvel durante a alteração do Granito Matupá, sempre que possível associado a outros elementos cujo comportamento esperado seria também de imobilidade, os diagramas de perdas e ganhos resultaram em Zr imóvel ou praticamente imóvel.

Considerando-se os pares SE II. 1.2 - SE II. 1.3, SE II. 1.3 - SE II. 1.4 e SE II. 1.2 - SE II.1.4, o Nb foi praticamente imóvel na primeira etapa da alteração hidrotermal (- 4%), enquanto o Hf foi retirado do sistema (- 22%). Ambos elementos foram incorporados à amostra SE II. 1.4, considerando-se o par SE II. 1.3 - SE II. 1.4 (24% e 49%, respectivamente), mas tiveram um comportamento de quase imobilidade, ao ser considerado apenas o par SE II. 1.2 - SE II. 1.4. Ta e Th foram retirados em pequena quantidade durante a passagem do Granito Matupá para o fácies rico em sericita, respectivamente -14 e -22%, e adicionados em grande quantidade no estágio final da alteração, resultando em um padrão final de ganho de Ta e Th. O Y foi retirado do Granito Matupá na primeira etapa de sua alteração na cata II. 1 e posteriormente incorporado. Analisando-se apenas os dois extremos, o balanço de massa foi de perda de 20% de Y (tabela 3.2 e figuras 3.7 a 3.9).

Na transformação de SE II.4.4A para SE II.4.4D, admitindo-se o Zr como elemento menos móvel, os demais elementos comportaram-se de maneira móvel, havendo ganho de Ta e Hf e perda de Y e Th (tabela 3.2 e figura 3.10). Para o par SE II.6.2 - SE II.6.1, houve quase imobilidade de Zr e Th. Hf, Ta e Nb foram adicionados ao sistema e o Y dele retirado (tabela 3.2 e figura 3.11). Considerando-se o par SE II.6.3 - SE II.6.1 (tabela 3.2), Ta, Nb, Hf e Zr foram praticamente imóveis, enquanto Th e Y saíram do sistema. Houve perda de Y para o par SE II.6.3 - SE II.6.4 e um pequeno ganho para o par SE II.6.1 - SE II.6.4 (tabela 3.2).

#### **Zn, Rb, Ba e Sr**

Os elementos Zn, Rb, Ba e Sr apresentaram mobilidade nos diversos tipos de alteração hidrotermal existentes em Serrinha.

No metassomatismo do Granito Matupá na cata II.1, houve incremento em Zn na primeira fase de alteração, o que reflete a presença de esfalerita na amostra SE II. 1.3 e Zn na

composição da clorita. Na etapa final da alteração, o Zn foi adicionado em grandes proporções, resultando na maior quantidade de clorita e esfalerita em SE II. 1.4. Rb, elemento presente nas micas, foi adicionado em grande quantidade ao sistema na passagem do Granito Matupá para o granito sericitizado (SE II.1.3) e em menor quantidade na fase final. Considerando-se apenas o par SE II.1.2 - SE II.1.4, houve aumento significativo de Rb no processo (tabela 3.2 e figuras 3.7 a 3.9).

Ba foi inicialmente incorporado ao sistema e posteriormente dele retirado. A incorporação de Ba deve-se provavelmente à sua entrada na estrutura da fengita, em função da fácil substituição de K por Ba, e a diminuição final reflete o fato de SE II. 1.4 ser mais pobre em mica que SE II. 1.3. O Granito Matupá na cata II. 1 perdeu Sr durante sua transformação, o que é coerente com o fato de o Sr ter saído da estrutura dos feldspatos desestabilizados durante a alteração hidrotermal (tabela 3.2 e figuras 3.7 a 3.9).

Na passagem da amostra SE II.4.4A para SE II.4.4D houve aumento de Zn e perda de Rb, Ba e Sr. A perda de Rb e Ba deve refletir a diminuição na quantidade de mica branca, e a perda de Sr deve relacionar-se à quebra do plagioclásio (tabela 3.2 e figura 3.10). Comportamento semelhante tiveram Zn, Rb e Ba na transformação de SE 1.4.3.2 para SE 1.4.3.1 (tabela 3.2 e figura 3.12).

Na primeira fase de alteração do Granito Matupá na cata II.6 (SE II.6.2 - SE II.6.1), houve acréscimo em Rb e Ba, coerentemente com o aumento da quantidade de mica, e diminuição de Sr e Zn (tabela 3.2 e figura 3.11). Considerando-se o par SE II.6.3 - SE II.6.1, houve perda de Rb, Sr e Zn, deste em grande quantidade, e ganho de Ba (tabela 3.2).

### **Terras raras**

Considerando-se os resultados apresentados na tabela 3.2, todos os elementos terras raras foram móveis durante a alteração do Granito Matupá. Entretanto, os padrões de ETR normalizados a condrito de todas as amostras são muito semelhantes - padrões fracionados -, com moderada anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,41$ ),  $La_n \cong 200$  e  $Lu_n \cong 10$  (figuras 3.13a 3.16).

Na passagem de SE II. 1.2 para SE II. 1.3 houve decréscimo de todas as terras raras e acréscimo na fase final. Considerando-se o comportamento das terras raras para o par SE II.1.2 - SE II.1.4, Lu, Yb, Er, Ho e Gd comportaram-se como elementos pouco móveis, sendo que os ETR leves e intermediários-leves foram adicionados ao sistema e os ETR

pesados dele retirados, apenas o Lu apresentando um pequeno ganho. Neste par, o La apresentou mobilidade muito superior à dos demais (figuras 3.7 a 3.9).

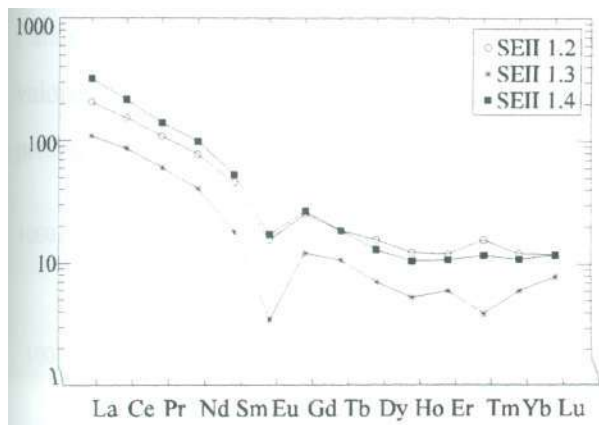


Figura 3.13 - Padrões de terras raras para amostras da área II.1. Normalização feita segundo Evensen et al (1978).

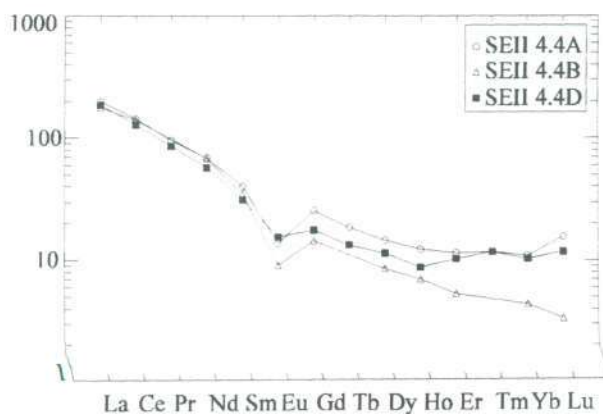


Figura 3.14 - Padrões de terras raras para amostras da área II. 4. Normalização feita segundo Evensen et al (1978).

Os padrões de elementos terras raras das amostras SE II.1.2, SE II.1.3 e SE II.1.4 foram construídos para a melhor observação do seu comportamento durante a alteração hidrotermal do Granito Matupá (figura 3.13). Os padrões obtidos são fracionados, com anomalia negativa de Eu. Os espectros das amostras SE II.1.2 e SE II.1.4 são muito semelhantes, com  $Eu/Eu^* = 0,4$ . A amostra SE II.1.2 é mais pobre em ETR leves e mais rica em ETR pesados. A amostra SE II.1.3 possui valores de  $\Sigma ETR$  inferiores aos das demais e acentuada anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,23$ ). Essas semelhanças e diferenças estão provavelmente relacionadas a variações de volume das rochas como consequência da alteração hidrotermal (MacLean, 1988).

Os elementos terras raras apresentaram baixa mobilidade na passagem da amostra SE II.4.4A para SE II.4.4D. O elemento mais móvel foi Eu, que foi acrescido ao sistema, ao contrário do comportamento observado para o Sr, que normalmente apresenta o mesmo comportamento do Eu. Os espectros de elementos terras raras normalizados ao condrito proposto por Evensen (1978) obtidos para as amostras SE II.4.4A e SE II.4.4D são muito semelhantes entre si e com os padrões obtidos para as amostras da área II. 1.

Na alteração SE II.6.2 - SE II.6.1, os ETR foram adicionados ao sistema, sendo La, Eu e Lu em maior quantidade. Tb, Ho e Tm foram praticamente imóveis (tabela 3.2 e figura 3.11). Considerando-se o par SE II.6.3 - SE II.6.1, houve perda de todos os elementos terras raras (tabela 3.2). Os espectros de ETR normalizados a condrito das amostras da cata II.6 são muito semelhantes, sendo pouco fracionados e com moderada anomalia negativa de Eu. A amostra

SE IL6.3 possui os maiores valores de ETR, enquanto os espectros das amostras SE IL6.1 e SE II.6.2 são praticamente coincidentes, apesar de SE II.6.1 ser mais enriquecida em ETR. A amostra mais transformada, SE II.6.4, apresenta os menores valores de ETR (figura 3.15). Para o par SE 1.4.3.2 - SE 1.4.3.1, a amostra mais metassomatizada também possui os menores valores de elementos terras raras, além de apresentar anomalia negativa de Eu mais pronunciada (tabela 3.2 e figura 3.16).

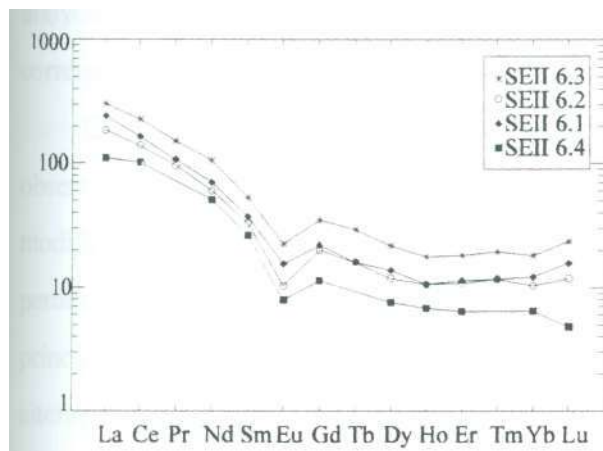


Figura 3.15 - Padrões de terras raras para amostras da área II.6. Normalização feita segundo Evensen et al.(1978).

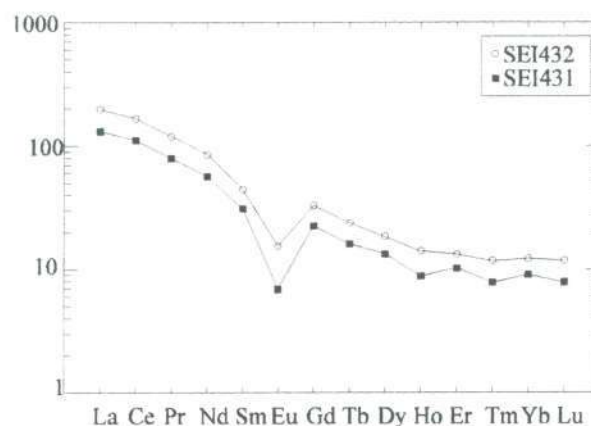


Figura 3.16 - Padrões de terras raras para amostras da área I.4. Normalização feita segundo Evensen et al. (1978).

### Ouro

Os resultados obtidos para o comportamento do ouro durante a alteração hidrotermal do Granito Matupá demonstram que houve enriquecimento em Au na transformação do granito para as fácies mais hidrotermalizadas (tabela 3.2). A comparação dos teores de Au de amostras de granito pouco transformado com os dos seus correspondentes hidrotermais (tabela 3.3), mesmo sem os cálculos de balanço de massa, confirma a afirmação acima.

Cata	Rocha	Amostra	Au (ppm)
	granito	SE IID	0,003
	granito	SE IIIA	<0,001
	granito	SE PE1	0,003
I.1	granito	SE 1.1.1	<0,001
	f. hidrotermal	SE 1.1.2	1,91
I.4	granito	SE 1.4.3.4	0,98
	f. hidrotermal	SE 1.4.3.1	18,65
II.1	granito	SE II. 1.2	0,002
	f. hidrotermal	SE II. 1.4	0,08
II.6	granito	SE II.6.3	0,024
	f. hidrotermal	SE II.6.4	7,1
IV.4	granito	SE IV.4.1	0,13
	f. hidrotermal	SE IV.4.2	3,13

## 35 - DISCUSSÕES

### 3.5.1 - Análise comparativa dos resultados obtidos

Os resultados obtidos pelos dois métodos empregados para a avaliação da mobilidade de elementos no Depósito Serrinha são muito semelhantes, considerando-se os mesmos elementos imóveis para os cálculos de perdas e ganhos, o que se dá devido ao método de Grant (1986) corresponder à reformulação matemática da equação de Gresens (1967).

Comparando-se os resultados extraídos da aplicação dos dois métodos com as observações petrográficas e, conseqüentemente, com os resultados esperados com base nas modificações petrográficas ocorridas nas amostras estudadas, conclui-se que os valores de perdas e ganhos obtidos com as fórmulas desenvolvidas por Gresens (1967) e Grant (1986), principalmente de elementos maiores, são muito coerentes entre si e com os processos de alteração hidrotermal que ocorreram na área. FeO, MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, K<sub>2</sub>O e Na<sub>2</sub>O foram muito móveis e seu comportamento foi condizente com os processos de albitização, sericitização, microclinização, piritização e carbonatação que atuaram sobre o Granito Matupá no Depósito Serrinha.

Dentre os elementos de elevado potencial tônico, Zr, Ti, Th, Nb, Y, Ta, Hf, normalmente considerados imóveis, por este motivo utilizados em estudos petrogenéticos e/ou para determinação de ambientes tectônicos, Zr e Nb foram praticamente imóveis e TiO<sub>2</sub> foi praticamente imóvel nos pares das catas II. 1 e II.6, apresentando-se móvel nos demais. Y e Th apresentaram-se geralmente móveis, enquanto a mobilidade de Hf e Ta foi variável.

Alguns elementos não apresentaram o mesmo comportamento para todos os pares estudados e outros, que normalmente possuem comportamento geoquímico similar, tiveram mobilidades opostas, como Sr e Eu no par SE II.4.4A - SE II.4.4D. Essas variações refletem os diferentes tipos de hidrotermalismo que ocorreram na área estudada e podem significar também a atuação de processos simultâneos durante as transformações das rochas.

### 3.5.2 - Mobilidade dos elementos terras raras

Os resultados de perdas e ganhos de terras raras durante o metassomatismo do Granito Matupá demonstram que esses elementos foram móveis durante o processo de alteração hidrotermal. Na cata II.1 houve acentuada perda inicial de ETR seguida de expressivo aumento

na concentração daqueles elementos na segunda fase de alteração. Nos pares SE 1.4.3.2 - SE 1.4.3.1, SE II.4.4A - SE II.4.4D e SE II.6.2 - SE II.6.1, a mobilidade dos ETR foi moderada a baixa.

A mobilidade dos elementos terras raras tem sido abordada em diversos trabalhos, realizados em rochas que sofreram alteração supergênica (Nesbitt, 1979), percolação pela água do mar (Ludden & Thompson, 1979), alteração hidrotermal (Campbell *et al.*, 1984; Ludden *et al.*, 1982; Ludden *et al.*, 1984; Exley, 1980; MacLean, 1988; Alderton *et al.*, 1980), metamorfismo (Hellman *et al.*, 1979) ou outro tipo de processo que possa ter provocado o transporte daqueles elementos da rocha original (McLennan & Taylor, 1979).

Em alguns pares (SE II. 1.2 - SE II. 1.3, SE 1.4.3.2 - SE 1.4.3.1, SE II.6.2 - SE II.6.1), o Eu apresentou mobilidade muito elevada, superior à dos outros elementos terras raras, o que está de acordo com Campbell *et al.* (1984), que acreditam ser o  $\text{Eu}^{2+}$  mais móvel que as terras raras trivalentes, havendo dois fatos que contribuem para isso: o primeiro se refere à hospedagem do  $\text{Eu}^{2+}$  nos feldspatos, que se desestabilizam facilmente durante a alteração, deixando o  $\text{Eu}^{2+}$  altamente susceptível ao transporte; o segundo é a premissa de que íons com carga pequena são geralmente mais móveis que os de carga elevada, o que faria com que o comportamento do  $\text{Eu}^{2+}$  estivesse mais próximo daquele do  $\text{Sr}^{2+}$  que o das terras raras trivalentes.

A mobilidade das terras raras é normalmente explicada pela formação de complexos solúveis, como carbonatos, sulfatos, cloretos, fluoretos, fosfatos, hidróxidos (McLennan & Taylor, 1979; Nesbitt, 1979; Alderton *et al.*, 1980; Humphris, 1984; Flynn & Bumham, 1978) ou como íons livres (Nesbitt, 1979). Entretanto, estudos experimentais sobre esses complexos foram pouco efetuados, principalmente no que tange à alteração hidrotermal de granitos.

Os estudos realizados nas rochas e minerais do Depósito Serrinha indicam terem sido os fluidos responsáveis pelo metassomatismo do Granito Matupá provavelmente pobres em F e enriquecidos em cloretos e carbonatos.

Estudos experimentais em alteração hidrotermal de granitos do sudoeste da Inglaterra demonstram que as terras raras formam complexos estáveis em fluidos ricos em Cl e F (Alderton *et al.*, 1980). Naqueles ricos apenas em Cl, as fases minerais que normalmente contêm as terras raras, juntamente com Ti, Zr e P, permanecem estáveis, ao passo que elas desestabilizam-se em soluções ricas em F, fazendo com que se tornem móveis. Os autores salientam que os complexos com hidróxidos podem ter a mesma ordem de estabilidade dos

complexos fluoretados, mas são menos prováveis de ter importância nas soluções responsáveis pela alteração de granitos.

### **353 - Mineralização de ouro**

Os diagramas de perdas e ganhos para pares de amostras envolvendo fácies mineralizados refletem o fato de a mineralização de ouro estar sempre associada à fase de piritização no Depósito Serrinha. Nos pares SE II.4.4A - SE II.4.4D, SE I.4.3.2 - SE I.4.3.1 e SE II.6.3 - SE II.6.4, houve enriquecimento em FeO e P.F., esta se referindo principalmente a S, e empobrecimento em CaO, MgO e MnO. O sódio permaneceu constante em SE II.4.4A - SE II.4.4D e foi adicionado nos demais pares. Esses comportamentos refletem o fato de presença de ouro naquelas catas associar-se a albitização e piritização. A alteração sericítica e a microclinização, fases também associadas à mineralização aurífera em Serrinha, resultaram em ganho de K<sub>2</sub>O, registrado no par SE II. 1.2 - SE II. 1.3.

Os processos de mineralização dominantes na cata II. 1 foram cloritização e piritização. A clorita contém teores elevados de MnO e Zn e a pirita possui inclusões de ouro e de outros sulfetos, destacando-se calcopirita, galena e esfalerita. Conseqüentemente, nos diagramas de perdas e ganhos obtidos, o enriquecimento em ouro é acompanhado de igual enriquecimento em FeO, MnO, MgO, Zn, Cu e P.F. e empobrecimento em CaO e Na<sub>2</sub>O.

O constante empobrecimento em CaO das amostras mineralizadas é uma característica marcante do Depósito Serrinha, onde os fácies de alteração cálcica, principalmente epidotização, não se associam à mineralização aurífera.

complexos fluoretados, mas são menos prováveis de ter importância nas soluções responsáveis pela alteração de granitos.

### 3.5.3 - Mineralização de ouro

Os diagramas de perdas e ganhos para pares de amostras envolvendo fácies mineralizados refletem o fato de a mineralização de ouro estar sempre associada à fase de piritização no Depósito Serrinha. Nos pares SE II.4.4A - SE II.4.4D, SE 1.4.3.2 - SE 1.4.3.1 e SE II.6.3 - SE II.6.4, houve enriquecimento em FeO e P.F., esta se referindo principalmente a S, e empobrecimento em CaO, MgO e MnO. O sódio permaneceu constante em SE II.4.4A - SE II.4.4D e foi adicionado nos demais pares. Esses comportamentos refletem o fato de presença de ouro naquelas catas associar-se a albitização e piritização. A alteração sericítica e a microclinização, fases também associadas à mineralização aurífera em Serrinha, resultaram em ganho de K<sub>2</sub>O, registrado no par SE II. 1.2 - SE II. 1.3.

Os processos de mineralização dominantes na cata II. 1 foram cloritização e piritização. A clorita contém teores elevados de MnO e Zn e a pirita possui inclusões de ouro e de outros sulfetos, destacando-se calcopirita, galena e esfalerita. Conseqüentemente, nos diagramas de perdas e ganhos obtidos, o enriquecimento em ouro é acompanhado de igual enriquecimento em FeO, MnO, MgO, Zn, Cu e P.F. e empobrecimento em CaO e Na<sub>2</sub>O

O constante empobrecimento em CaO das amostras mineralizadas é uma característica marcante do Depósito Serrinha, onde os fácies de alteração cálcica, principalmente epidotização, não se associam à mineralização aurífera.



## 4 - ESTUDO DE MINERAIS METASSOMÁTICOS

### 4.1 - INTRODUÇÃO

Diferentes minerais metassomáticos formaram-se em decorrência do hidrotermalismo que atuou sobre o Maciço granítico Matupá no Depósito Serrinha. A tabela 3.4 apresenta os minerais hidrotermais gerados, em comparação com a mineralogia primária do Granito Matupá. As diferentes fases hidrotermais identificadas foram divididas em fácies, as quais foram tentativamente dispostas em ordem cronológica.

**Tabela 3.4 - Minerais presentes nas diversas fases hidrotermais que atuaram sobre o Granito Matupá, apresentadas em ordem cronológica. O número de "x" é proporcional à quantidade de cada mineral.**

	Granito	Hidrotermalismo Incipiente	Alteração K-silicática	Albitização	Cloritização	Sericitização	Piritização	Carbonatação
Quartzo	XX	XX	X		X	XX	X	X
Ortoclásio	XX	XX						
Plagioclásio	XX							
Biotita	X							
Titanita	X	X						
Apatita	X							
Zircão	X							
Magnetita	X	X					X	
Ilmenita	X	X					X	
Allanita	X							
Hornblenda	X							
Monazita	X							
Microclínio		XX	XXX					
Albita		X		XXX				
Aegirina				X				
Clorita		X			XXX	XX	X	X
Mica branca		X	XX		XX	XXX	X	X
Epidoto		X						
Pirita		X					XXX	
Rutilo		X	X	X	X	X	XX	X
Calcita		X						XX
Andradita								X
Esfalerita					X		X	
Espessartita					X			
Sulfetos+Au							XX	

Serão apresentadas as características químicas dos principais minerais metassomáticos identificados no Depósito Serrinha. Os minerais selecionados para o estudo de química mineral foram mica branca, clorita, titanita e epidoto, por apresentarem variações composicionais significativas, serem de interesse mineralógico e/ou relevantes para o estudo dos processos hidrotermais que atuaram sobre o Granito Matupá.

## 4.2 - MÉTODOS ANALÍTICOS

As análises químicas das micas foram realizadas na Microsonda Eletrônica CAMECA SX50 do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, operando com 15 KV e 15 nA. Os padrões utilizados são os comercialmente fornecidos pela CAMECA e rotineiramente utilizados para análise de silicatos. As amostras escolhidas para análise são representativas dos diferentes tipos de rochas existentes no Depósito Serrinha e os resultados analíticos encontram-se no anexo 3.

## 4.3 - MICA BRANCA

O hidrotermalismo que atuou sobre o Granito Matupá propiciou a formação de mica branca metassomática, presente em praticamente todas as rochas do Depósito Serrinha. A mica branca gerada ocorre sob a forma de lamelas bem desenvolvidas, de lamelas finas ou de massas de mica muito fina. Independentemente do hábito, a mica varia de incolor até verde pálido.

Na primeira fase de alteração hidrotermal do Granito Matupá, denominada hidrotermalismo incipiente, houve desenvolvimento de mica branca fina ou em lamelas a partir da desestabilização do plagioclásio primário e do feldspato potássico. Quando produto da alteração de plagioclásio, a mica associa-se ora a epidoto, ora a calcita. Nessas rochas, existe mica branca juntamente com clorita e magnetita ou clorita e epidoto (SE 1.1.1) formadas devido ao consumo de biotita.

Nos locais em que o grau de hidrotermalismo foi mais avançado, ocorre mica branca muito fina, associada a clorita e calcita (cata I.1) ou a quartzo e calcita (cata I.4), preenchendo fraturas de microclínio e de albita.

Importante fase de sericitização ocorreu em Serrinha, quando se desenvolveram massas de mica branca bem fina, as quais podem chegar a constituir 50% da composição modal da rocha formada (SE I.1.4C; SE I.3). Essas massas associam-se a clorita fina e pirita. Na área II.4, massas de mica muito fina, com cor variando de levemente amarelada a castanho amarelado, parecem substituir microclínio hidrotermal, mas também se associam à pirita, constituindo auréolas juntamente com clorita ou inclusas naquele mineral. Além de constituir massas, a mica branca ocorre em lamelas mais bem desenvolvidas, especialmente nas bordas ou sobre feldspato (SE II.4.4D; SE II.4AB).

Na área II. 1, onde a cloritização foi o tipo predominante de alteração hidrotermal, a mica lamelar é produto da alteração de feldspato potássico, plagioclásio e biotita no granito pouco hidrotermalizado (SE II. 1.2). À medida que o hidrotermalismo avança, há aparecimento de massas de mica branca fina substituindo microclínio ou em lamelas, ambas associadas à clorita (SE II. 1.3). No estágio metassomático mais avançado, representado pela amostra SE II. 1.4, a mica branca torna-se rara e ocorre principalmente como massas associadas à clorita fina, mas também em lamelas, substituindo feldspato, ou simplesmente dispersas nas massas de clorita.

#### 4.3.1 - Características químicas e classificação

Embora existam variações quanto ao hábito, paragênese e mineral precursor, distingue-se um único tipo de mica branca nas rochas do Depósito Serrinha (anexo 3). Sua composição química permite designá-la genericamente muscovita, com fórmula geral média, na base em 22 átomos de O equivalentes:



Os desvios de composição em relação à fórmula geral da muscovita e as variações químicas existentes entre elementos não estão relacionados às variações petrográficas observadas. Deste modo, as análises de mica branca serão tratadas em conjunto, incluindo-se tanto as amostras de Granito Matupá pouco hidrotermalizado como os diferentes fácies hidrotermais descritos.

As micas analisadas têm quantidades significativas de FeO (t) e moderadas de MgO. Em geral, são pobres em F, Cl, Rb, Ca, Ba, Mn e Zn e possuem quantidades baixas a médias de Ti e Na, as quais, entretanto, são praticamente insignificantes, considerando-se a ocupação dos seus respectivos sítios estruturais (anexo 3). Há excesso de cátions no sítio octaédrico e deficiência na posição intercamada.

Em uma mesma amostra, observa-se que a mica formada a partir de biotita possui teores de MgO mais elevados que os obtidos para mica inclusa em quartzo ou desenvolvida sobre feldspato, como pode ser comprovado nas amostras SE 1.1.1, análises 1.1.1,1,1 (plagioclásio) e 1.1.1,3,7 e 1.1.1,3,10 (biotita), e SE IIIA - análises IIIA,14,1 (mica inclusa em quartzo) e IIIA,14,3 (biotita) (anexo 3).

Considerando-se o anexo 3, as micas analisadas contêm de 60 a 97% da molécula da

muscovita, 30 a 1% de celadonita e 18 a 1% da molécula da annita. No diagrama ternário  $M^{2+}$  - Al - Si (proporções atômicas;  $Al = Al^{IV} + Al^{VI}$ ), de Monier & Robert (1986), para a classificação de micas brancas desprovidas de lítio, as micas de Serrinha distribuem-se ao longo da linha muscovita-celadonita, situando-se próximo ao pólo da muscovita, e apresentam deslocamento em direção ao pólo da annita (figura 3.17). Deste modo, a mica branca formada em decorrência de hidrotermalismo sobre o Granito Matupá pode ser classificada como muscovita fengítica, utilizando-se nomenclatura de Harrison (1990).

#### 4.3.2 - Variações químicas e soluções sólidas

##### Variações no plano $M^{2+}$ - Al - Si

Expressivas variações composicionais são observadas nas micas estudadas. Seu posicionamento no diagrama  $M^{2+}$  - Al - Si, de Monier & Robert (1986), evidencia a existência de enriquecimento progressivo em  $M^{2+}$  e Si e diminuição em Al (figura 3.17), permitindo descrevê-las como soluções sólidas entre os membros extremos muscovita  $K_2Al_4(Si_6Al_2)O_{20}(OH,F)_4$  e celadonita,  $K_2(Al_2M^{2+}_2)Si_8O_{20}(OH,F)_4$ , onde  $M^{2+} = Mg^{2+}, Fe^{2+}$ .

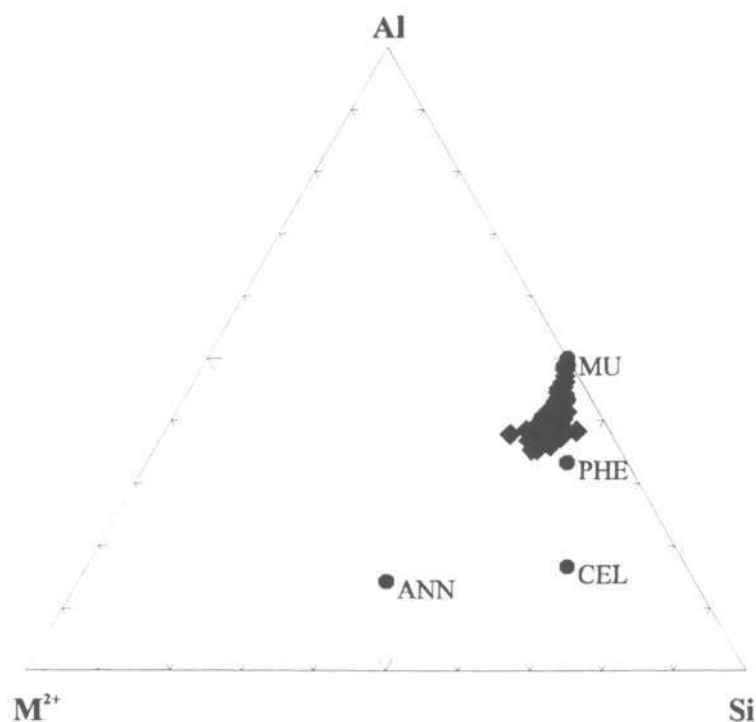


Figura 3.17 - Comportamento das micas brancas de Serrinha em um diagrama  $M^{2+}$ -Al-Si, de Monier & Robert (1986).  $M^{2+} = Fe^{2+}(t) + Zn + Mg + Mn$ ;  $Al = Al^{VI} + Al^{IV}$ . ANN: annita; CEL: celadonita; MU: muscovita; PHE:fengita.

Em um diagrama  $M^{2+}$  -  $Al^{VI}$ , observa-se ótima correlação negativa entre os pontos plotados (figura 3.18), fornecendo a equação  $Al^{VI} = -0,7705M^{2+} + 3,918$  ( $R^2 = 0,9529$ ).

A correlação negativa obtida indica a existência de substituição isomórfica entre Al e os cátions divalentes no sítio octaédrico das muscovitas na proporção 1:0,77, a qual origina a série fengítica, mantendo o caráter dioctaédrico da mica. A equação que melhor representa essa substituição é:



De acordo com a equação acima, a diminuição de Al no sítio octaédrico deve vir acompanhada de igual diminuição de Al no sítio tetraédrico. Entretanto, a figura 3.19 mostra fraca correlação positiva entre  $Al^{VI}$  e  $Al^{IV}$  ( $R^2 = 0,13$ ), onde  $Al^{VI}:Al^{IV} = 1:1,61$ . Considerando-se apenas as amostras de granito pouco transformado, a correlação obtida melhora consideravelmente ( $R^2 = 0,71$ ), com  $Al^{VI}:Al^{IV} = 1:1,87$ . O afastamento da razão  $Al^{VI}:M^{2+}$  do valor esperado (1:1) e a fraca correlação entre  $Al^{VI}$  e  $Al^{IV}$  sugerem que outro mecanismo de substituição deve estar operando na estrutura dessas micas, dificultando até mesmo a expressão da substituição fengítica.

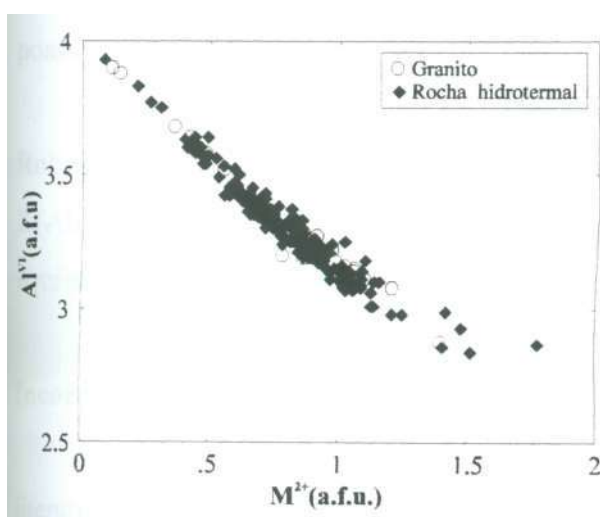


Figura 3.18 - Diagrama  $M^{2+}$  -  $Al^{VI}$  para a muscovita de Serrinha, evidenciando ótima correlação negativa.

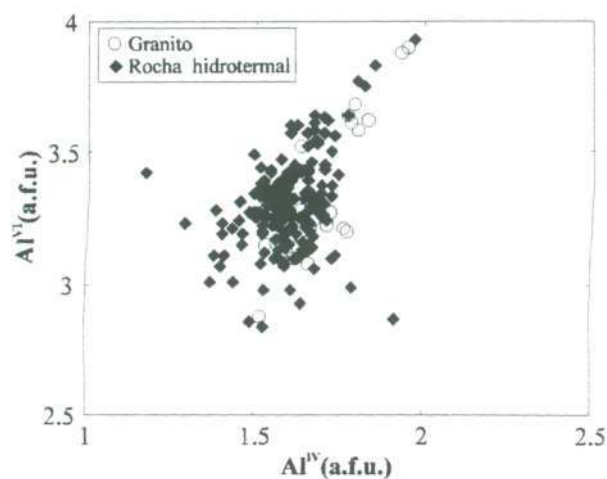


Figura 3.19 - Fraca correlação positiva entre  $Al^{VI}$  e  $Al^{IV}$  para a muscovita de Serrinha.

O desvio de composição das micas da junção muscovita-celadonita em direção ao pólo da annita na figura 3.17 aliado ao excesso de cátions em posição octaédrica indicam a possibilidade de existência de solução sólida entre micas dioctaédricas e trioctaédricas, conforme equação sugerida por Foster (1960) e Monier & Robert (1986):



De acordo com a equação acima, a relação entre  $Al^{VI}$  e  $M^{2+}$  é 1,0,67, bem próxima da calculada para as micas estudadas. Para a atuação da equação (2), a variação do  $Al^{VI}$  é independente do  $Al^{IV}$ , o que pode explicar a fraca correlação entre  $Al^{VI}$  e  $Al^{IV}$  na figura 3.19.

Na figura 3.20, verifica-se correlação positiva entre  $[ ]^{VI}$  e  $Al^{VI}$ , expressa pela equação  $Al^{VI} = 2,03[ ]^{VI} - 0,4892$  ( $R^2 = 0,56$ ).

Devido à provável existência de mais de um tipo de substituição influenciando a relação entre  $[ ]^{VI}$  e  $Al^{VI}$ , a correlação obtida não é ótima. Entretanto, a razão  $Al^{VI}:[ ]^{VI}$  obtida, 1:2,03, é a mesma da prevista pela equação (2), o que confirma a presença da substituição (2) unindo muscovita e annita.

A razão entre  $Al^{VI}$  e  $M^{2+}$  - 1:0,77 - obtida para as micas de Serrinha, intermediária entre 1:1 (equação 1) e 1:0,67 (equação 2) é provavelmente resultado da atuação conjunta das substituições (1) e (2). Monier & Robert (1986) salientam que as muscovitas naturais são comumente produto de combinação das substituições (1) e (2), podendo ser descritas pelos parâmetros (x,y), que representam respectivamente as quantidade das substituições (1) e (2) nas micas. Para a muscovita pura,  $x = 0$ , enquanto para a celadonita,  $x = 1$ . De acordo com a equação (2), o membro extremo muscovita tem  $y = 0$ , enquanto a biotita (flogopita ou annita) possui  $y = 3$ .

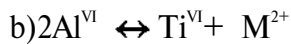
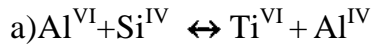
Considerando-se as substituições (1) e (2), a fórmula geral proposta por Monier & Robert (1986) para muscovitas pode ser usada para representar as micas de Serrinha:

$K(Al_{2-x-2y}/3M^{2+}_{x+y}[ ]_{1-y/3})^VI(Si_{3+x}Al_{1-x})^{IV}O_{10}(OH)_2$ , na base de 11 átomos de oxigênio equivalentes.

### Incorporação de Ti

A incorporação de Ti à estrutura de micas dioctaédricas tem sido muito debatida na literatura, especialmente pelos estudiosos de rochas metamórficas (Guidotti, 1984). Uma das principais conclusões desses estudos refere-se ao incremento da solubilidade do titânio com o aumento do grau metamórfico, ou seja, aumento da temperatura. Em muscovitas de granitos com duas micas, o Ti tem sido usado para distinguir muscovitas magmáticas de pós-magmáticas (p.ex. Miller et al., 1981; Speer, 1984; Monier & Robert, 1986a), as primeiras sendo mais enriquecidas em Ti.

Os seguintes mecanismos têm sido descritos para a substituição de Ti em muscovitas, onde se encontra em coordenação octaédrica (Monier & Robert, 1986a):



Os teores de Ti das muscovitas de Serrinha são muito baixos, fazendo com que o conteúdo de  $Ti^{VI}$  por fórmula tenha uma média de 0,03 átomos, o que, juntamente com os dados petrográficos, confirma a natureza secundária das micas analisadas. Correlações entre  $Ti^{VI}$  e  $M^{2+}$  e  $Ti^{VI}$  e  $Al^{VI}$  não são observadas (anexo 3), não sendo possível confirmar a existência de qualquer tipo de relação entre Ti e  $M^{2+}$  ou Ti e Al. Em decorrência de a variação na ocupação do sítio octaédrico estar fortemente influenciada pelas substituições fengítica e di-trioctaédrica, é possível que tais mecanismos estejam obliterando a definição de substituições menos expressivas que porventura estejam ocorrendo no mesmo sítio, como a que governa a entrada do Ti.

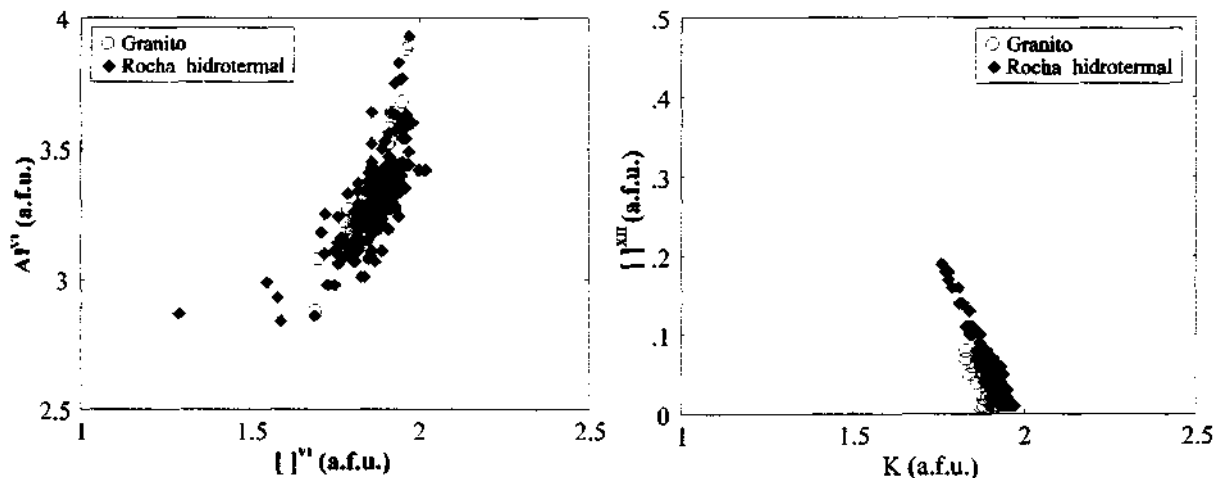


Figura 3.20 - Diagrama  $[Ti^{VI}] - [Al^{VI}]$  para a muscovita do Granito Matupá e de suas fácies hidrotermais. Figura 3.21 - Diagrama  $[Al^{VI}] - K$  para a muscovita do Granito Matupá e de suas fácies hidrotermais. Vacâncias superiores a 0,1 af.u restringem-se às rochas hidrotermais.

### Substituições envolvendo o sítio de coordenação XII

Substituições envolvendo o sítio de coordenação XII (sítio A) também têm sido abordadas na literatura, tendo em vista a soma dos cátions normalmente presentes nesse sítio ser comumente inferior ao valor teoricamente esperado, 2 átomos para 22 oxigênios. Como a deficiência de cátions é observada tanto em análises de microsonda eletrônica como por via úmida, a volatilização de álcalis pela microsonda não deve ser fator relevante e a deficiência deve ser real e não devido a erros analíticos (Guidotti, 1984). Variações composicionais

também podem ocorrer devido à substituição de K por Na, ocasionando uma solução sólida limitada entre muscovita e paragonita.

Nas muscovitas de Serrinha existe grande variação quanto à ocupação do sítio A, cuja deficiência pode chegar a 0,19 átomos por fórmula unitária. Várias substituições podem ser responsáveis pela vacância no sítio A:

- a) entrada de  $\text{Ca}^{2+}$  ou  $\text{Ba}^{2+}$ , com vacância para compensar o excesso de carga positiva (Guidotti, 1984);
- b) entrada de  $\text{H}_3\text{O}^+$  no lugar de  $\text{K}^+$  (Guidotti, 1984);
- c) deficiências associadas ao desvio da camada octaédrica de dioctaédrica para trioctaédrica, expresso como  $2\text{K}^{\text{xii}} = \text{M}^{2+} + 2[\ ]^{\text{xii}}$  (Guidotti, 1984);
- d) substituição illítica:  $\text{K}^{\text{xii}} + \text{Al}^{\text{IV}} = [\ ]^{\text{xii}} + \text{Si}^{\text{IV}}$  (Monier & Robert, 1986; Harrison, 1990);

As micas dioctaédricas estudadas apresentam baixos teores de  $\text{Na}_2\text{O}$ , que ocupa a posição intercamada juntamente com o  $\text{K}_2\text{O}$ . Em um diagrama K- Na envolvendo todas as análises não é possível estabelecer correlação entre aqueles elementos, enquanto uma fraca correlação positiva é observada, considerando-se apenas as micas de granito pouco transformado ( $\text{K} = -0,7085\text{Na} + 1,9308$ ;  $\text{R}^2 = 0,2952$ ).

Os teores inexpressivos de BaO e CaO descartam a hipótese de entrada desses elementos como causa da deficiência no sítio A. Como o valor de  $\text{H}_3\text{O}^+$  é desconhecido, não se sabe a extensão da substituição (b) nas micas estudadas. Monier & Robert (1986) observaram que em micas de baixa temperatura, a quantidade de  $\text{H}_3\text{O}^+$  intercamada pode ser importante

Com objetivo de verificar a possibilidade de as substituições (c) e (d) ocorrerem nas micas estudadas, elaborou-se um gráfico K-  $[\ ]^{\text{xii}}$  (figura 3.21), onde boa correlação negativa é observada, originando a equação  $[\ ]^{\text{xii}} = 0,94\text{K} + 1,83$ ;  $\text{R}^2 = 0,86$ . De acordo com essa relação, a proporção entre K e vacância no sítio A é praticamente 1:1, o que pode ocorrer tanto para compensar a substituição di-trioctaédrica (mecanismo c) como a illítica (mecanismo d).

A ausência de correlação positiva entre  $\text{M}^{2+} - 2[\ ]^{\text{xii}}$  e K-  $\text{Al}^{\text{IV}}$  na muscovita fengítica de Serrinha, verificada por meio de diagramas binários, dificulta uma melhor compreensão dos mecanismos responsáveis pelas variações existentes no sítio A.

Tendo em vista ocorrerem importantes variações composicionais nas micas dioctaédricas de Serrinha, especialmente variações envolvendo o sítio octaédrico, é possível que os mecanismos (c) e (d) estejam operando nas estruturas daquelas micas, como sugerem a boa correlação entre K e  $[\ ]^{\text{xii}}$  (figura 3.21), mas que estejam sendo mascaradas pelas substituições fengítica e di-trioctaédrica, mais expressivas. Em relação à substituição (c),



Guidotti (1984) salienta que como os números envolvidos na deficiência do sítio XII e no excesso do sítio octaédrico são muito pequenos, é provável que o espalhamento analítico oblitere qualquer relacionamento previsto na base daquela equação de substituição. Segundo esse autor, a ausência de distinção entre  $Fe^{2+}$  e  $Fe^{3+}$  também pode obscurecer tal relação.

#### **4.4 - CLORITA**

Juntamente com a muscovita fengítica, a clorita é abundante como produto da alteração hidrotermal do Granito Matupá em Serrinha. Na rocha pouco metassomatizada, forma-se clorita principalmente em decorrência da desestabilização de biotita primária. Nestes casos, o aparecimento de clorita é acompanhado por formação de epidoto, muscovita, magnetita e titanita (SE IID); epidoto, ilmenita e titanita (PZ II.9.4); ilmenita e epidoto (SE VI J.2) ou epidoto e muscovita (SE IID; SE 1.1.1). A clorita forma-se ainda pela alteração de plagioclásio, juntamente com sericita e epidoto (SE IIA; SE IIC2; SE IIIA). O mineral possui hábito lamelar, pleocroísmo variando de verde claro a verde um pouco mais intenso e cor de interferência freqüentemente anômala. É comum haver interdigitação entre clorita e biotita, resultante da cloritização da biotita ao longo dos planos de clivagem 001 (pranchas 3.1-c, d e 3.3-a).

Nas áreas de predomínio da alteração sericítica, massas de clorita fina associadas a sericita são comuns. A clorita é verde e sua cor de interferência, geralmente anômala. Em alguns locais, essas massas contêm calcita e preenchem fraturas de microclínio e de albita hidrotermais (SE I.1.4.C). A clorita ocorre com freqüência aureolando pirita, mas é mais comum sendo envolvida por aquele mineral. Rutilo hidrotermal associa-se às massas de clorita e sericita.

Na área 1.3, o Granito Matupá possui como um dos seus produtos de metassomatismo bandas submétricas de uma rocha verde amarelada, untuosa ao tato. Em lâmina delgada, a rocha é constituída por mica branca fina (10%) provavelmente pseudomórfica de feldspato; rutilo (2%); zircão euédrico e por dois tipos de clorita, que compreendem aproximadamente 70% da rocha. O tipo predominante de clorita (48% da rocha) ocorre como massas de mineral muito fino, de hábito sub-radial, incolor e com cor de interferência cinza escuro. O outro tipo de clorita varia de incolor a verde claro, apresenta-se em lamelas de aproximadamente 1,0 mm de comprimento e tem cor de interferência cinza amarelada, por vezes anômala (prancha 3.3-b, c).

Na área II. 1, a alteração hidrotermal predominante foi uma expressiva cloritização associada a silicificação. A amostra SE II. 1.2, de granito pouco hidrotermalizado, contém biotita primária, biotita em fase de cloritização e biotita já totalmente cloritizada. Na amostra SE II. 1.3, que representa uma fase mais avançada do hidrotermalismo naquela cata, massas de clorita coexistem com sericita e lamelas de muscovita. A fase metassomática mais severa, representada pela amostra SE II. 1.4, gerou uma rocha com 40% de clorita, formada por massas de cor verde escuro associadas principalmente a mica branca fina (prancha 3.3-d, e).

#### 4.4.1 - Características químicas

Os resultados das análises químicas das cloritas encontram-se no anexo 3. Os valores de ferro foram convertidos para FeO, assumindo-se que todo ferro está presente como Fe<sup>2+</sup>, o que está de acordo com os cálculos estruturais de Foster (1962), segundo os quais o balanço estrutural em cloritas requer que as camadas octaédricas tenham carga positiva equivalente à carga negativa tetraédrica gerada pela substituição de Si<sup>4+</sup> por Al<sup>3+</sup>. Quando Al<sup>VI</sup>Al<sup>IV</sup>, o Al<sup>VI</sup> é insuficiente para neutralizar a estrutura, havendo necessidade da presença de outros cátions trivalentes octaédricos, usualmente o Fe<sup>3+</sup>. Nas cloritas de Serrinha, o número de Al no sítio octaédrico é superior ao Al tetraédrico, não havendo necessidade de Fe<sup>3+</sup> para neutralizar a carga negativa tetraédrica. Entretanto, conforme mostrou Foster (1962), o maior número de cátions trivalentes octaédricos sobre o Al<sup>IV</sup> é responsável pela deficiência no sítio octaédrico ser aproximadamente igual à metade do excesso de cátions trivalentes octaédricos sobre o Al tetraédrico. A fórmula geral que representa esse tipo de clorita é: (R<sup>2+</sup><sub>6-x-3y</sub>R<sup>3+</sup><sub>x+2y</sub>□<sub>y</sub>) (Sú-<sub>x</sub>R<sup>3+</sup><sub>x</sub>) O<sub>10</sub> (OH)<sub>8</sub>, onde □ significa vacância (Bailey, 1988).

As diferenças nas características petrográficas das cloritas de Serrinha são reflexo de importantes variações composicionais (anexo 3), resultando em três diferentes tipos de clorita, descritos a seguir, o que demonstra que, ao contrário da mica branca, a clorita foi um mineral susceptível às mudanças nas condições do hidrotermalismo que atuou sobre o Granito Matupá.

- **Grupo A** - Engloba a maior parte da clorita formada em Serrinha. Possui valores de FeO entre 17 e 28%, MgO entre 20 e 12% e MnO próximo de 0,5% (anexo 3), independentemente de ser produto da desestabilização de biotita ou de plagiocásio. Incluem-se nesta categoria a clorita lamelar do granito muito pouco hidrotermalizado localizado fora das catas de garimpeiros (amostras SE IIA, IIC, IID, IIIA, PZII94), a do

granito pouco transformado dentro das catas (SE 1.1.1; II.1.2, II.4.4A) e aquela das amostras SE 1.4.3; SE II.6 e SE II.4, que ocorre como massas. Algumas análises de clorita derivada de biotita resultaram em valores elevados de  $K_2O$ , como nas amostras SE II. 1.2 e SE IIIA (anexo 3; figura 3.22).

- **Grupo B** - Compreende os dois tipos de clorita descritos em SE 1.3.1. Sua principal característica são teores de MgO acima de 20%, superiores aos conteúdos de FeO. A clorita fina sub-radial, designada B1, é mais empobrecida em FeO e mais enriquecida em  $SiO_2$  que a clorita lamelar, que constitui o subgrupo B2. No diagrama MgO - FeO (figura 3.22), as cloritas B1 situam-se na porção de baixo conteúdo de FeO, com valores elevados de MgO, descrevendo uma reta com pequena inclinação negativa. As cloritas B2, por outro lado, apresentam grandes variações de FeO para pequenas variações nos valores de  $SiO_2$ .
- **Grupo C** - Identificado somente na área II. 1, este grupo compreende as cloritas das amostras SE II. 1.3 e SE II. 1.4, sendo caracterizado por elevados teores de MnO, da ordem de 1% na amostra SE II. 1.2, 2 a 3% em SE II. 1.3 e 5,5% em SE II. 1.4.

Em diagramas MnO - MgO e MgO - FeO, os três grupos de clorita delimitam campos bem distintos. As cloritas do grupo A situam-se na porção intermediária do gráfico enquanto as dos grupos B e C ocupam seus pólos opostos. No diagrama MnO - MgO (figura 3.23), as cloritas do grupo A espalham-se entre 10 e 20% de MgO e 0,5 e 3% de MnO. Os menores teores de MnO para cloritas do grupo A são de clorita gerada a partir de biotita do Granito Matupá situado fora das áreas mineralizadas. A clorita do grupo B situa-se na porção de alto MgO e baixo MnO, sendo os menores teores de MnO os da clorita B1. As cloritas do grupo C apresentam os mais baixos teores de MgO e elevados teores de MnO, que apresentam grande variação para pequena variação no conteúdo de MgO.

No diagrama MgO - FeO (figura 3.22), as cloritas do grupo A descrevem ótima correlação negativa. A clorita do Granito Matupá pouco hidrotermalizado espalha-se entre 20 e 30% de FeO e 16 e 10% de MgO.

A análise da figura 3.22 e do anexo 3 revela que a presença de  $K_2O$  superior a 1% na clorita tem o efeito de deslocar os pontos do gráfico para valores de FeO e MgO mais baixos, conforme se verifica para as amostras SE I.1, SE II. 1.2, SE IIIA e SE II.6.3, pertencentes ao grupo A, e para SE II. 1.3, do grupo C

As cloritas do grupo B caracterizam-se por apresentarem os maiores teores de MgO e os menores conteúdos de FeO. O comportamento da clorita B2 é semelhante ao das cloritas do grupo A - o aumento em MgO é acompanhado por diminuição em FeO -, enquanto na clorita B1 os teores de FeO são praticamente constantes para variações na quantidade de MgO. Do lado oposto do gráfico situam-se as cloritas do grupo C. As cloritas da amostra SE II. 1.4 possuem FeO próximo de 32% e 5% de MgO. Apesar de não haver grande variação, elas tendem a apresentar correlação negativa entre FeO e MgO. As cloritas SE II.1.3 são mais empobrecidas em FeO e possuem valores de MgO mais elevados, próximos de 7%. Seguindo essa tendência, as cloritas da amostra SE II.1.2 contêm maiores teores de MgO (12%) e menor quantidade de FeO (27%).

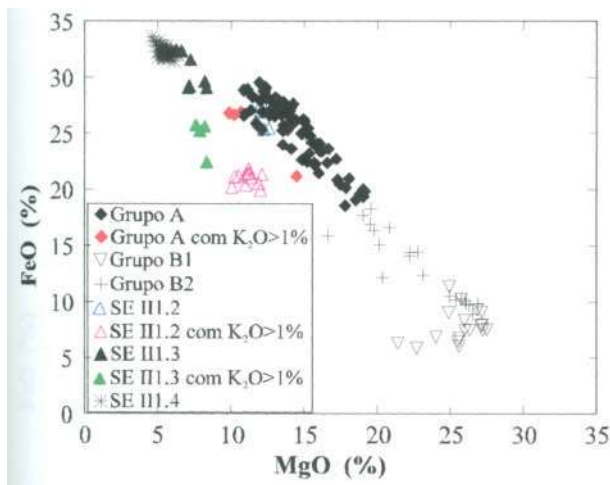


Figura 3.22 - Diagrama MgO x FeO, utilizado para distinguir os diferentes grupos de clorita identificados em Serrinha.

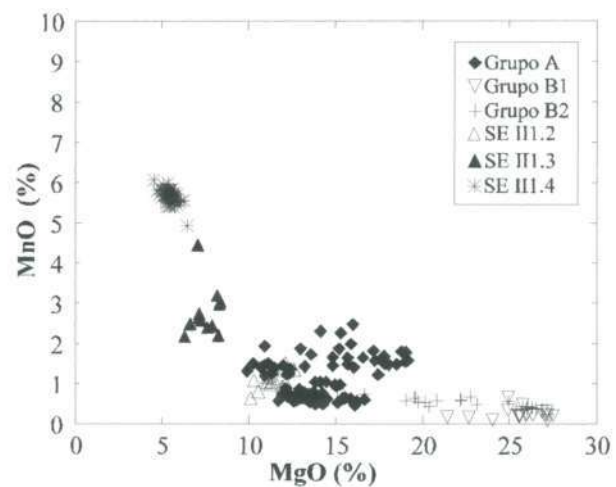


Figura 3.23 - Diagrama MgO x MnO, utilizado para distinguir os diferentes grupos de clorita identificados em Serrinha.

Na amostra SE II. 1.2, de granito pouco hidrotermalizado, observa-se o estágio inicial da cloritização de biotita, existindo ainda biotita semi-preservada. Conseqüentemente, muitas análises de clorita apresentam teores elevados de  $K_2O$  e empobrecimento em FeO, mantendo-se os teores de MgO, o que causa o deslocamento vertical dos seus respectivos pontos no gráfico MgO x FeO. Comportamento semelhante têm as cloritas da amostra SE II. 1.3, apesar de não serem mais observados restos de biotita nessa amostra.

Em diagramas  $SiO_2$  - MgO,  $SiO_2$  - FeO,  $SiO_2$  - MnO e  $SiO_2$  -  $Al_2O_3$  para cloritas da área II.1 plotadas juntamente com dados da biotita da amostra SE II. 1.2, pode observar-se a evolução química daquele mineral. Uma clara relação exponencial existe entre  $SiO_2$  e FeO e  $SiO_2$  e MnO. Nos diagramas  $SiO_2$  - MnO (figura 3.24a e b), observa-se diminuição inicial de

SiO<sub>2</sub> na biotita e na biotita cloritizada (clorita com teores elevados de K<sub>2</sub>O), com pouca variação de MnO, seguida de diminuição de SiO<sub>2</sub> e aumento de MnO, com dispersão dos dados de SE II.1.2.2 e SE II.1.3, finalizando com SE II.1.4, onde há aumento mais acentuado de MnO para pequena diminuição de SiO<sub>2</sub>. No diagrama SiO<sub>2</sub>-MnO em escala logarítmica (figura 3.24b), os dados descrevem uma reta de inclinação negativa.

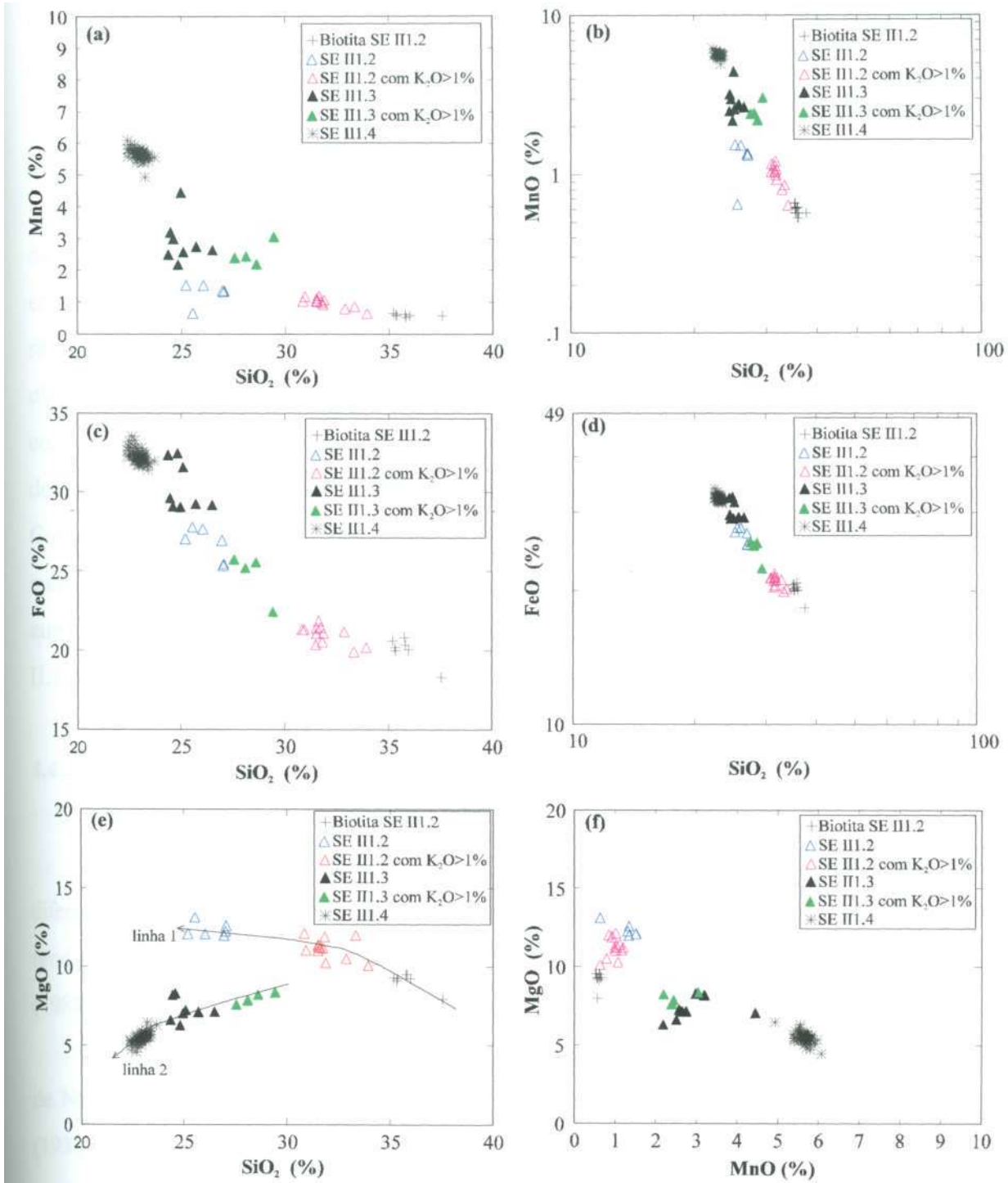


Figura 3.24 - Comportamento das clorititas dos grupos A (SE II.1.2) e C (SE II.1.3 e SE II.1.4) durante a evolução da alteração hidrotermal na área II. 1 e comparação com a biotita do granito SE II. 1.2.

Nos diagramas SiO<sub>2</sub> - FeO (figura 3.24c e d), o espalhamento de pontos é muito pequeno. A biotita praticamente não apresenta variações nos teores de FeO e SiO<sub>2</sub>. Para as demais amostras, existe aumento progressivo de FeO com a diminuição de SiO<sub>2</sub>. Com a evolução do hidrotermalismo, o aumento de FeO é mais acentuado, resultando em maior inclinação da curva na figura 3.24c para as cloritas mais ricas em FeO (SE II. 1.4). No mesmo diagrama em escala logarítmica (figura 3.24d), há perfeito alinhamento dos pontos, apenas com pequeno deslocamento da biotita.

Em relação à variação em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, grande diminuição em SiO<sub>2</sub> é acompanhada por um pequeno aumento em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, que é ainda menor nas cloritas mais evoluídas (anexo 3).

O diagrama SiO<sub>2</sub> - MgO (figura 3.24e) evidencia duas linhas de evolução para as cloritas da área II.1.A transformação da biotita SE II.1.2 em clorita processa-se com pequeno enriquecimento em MgO e significativa diminuição de SiO<sub>2</sub>. A segunda linha de evolução é seguida pelas cloritas mais evoluídas (amostras SE II.1.3 e SE II. 1.4), em que expressiva diminuição em SiO<sub>2</sub> é acompanhada por diminuição menos acentuada em MgO. Esses comportamentos distintos podem estar indicando a evolução de cloritas formadas pela desestabilização de biotita (linha 1) em oposição às cloritas neoformadas (linha 2). Comportamento distinto também é observado no diagrama MnO - MgO (figura 3.24f), onde o aumento em MnO da biotita para a clorita gerada pela sua desestabilização é acompanhado de aumento em MgO, enquanto o aumento mais acentuado de MnO das cloritas neoformadas (SE II. 1.3 e SE II. 1.4) associa-se à diminuição no conteúdo de MgO.

#### 4.4.2 - Nomenclatura

Devido à variedade de substituições químicas que ocorrem na estrutura da clorita, diferentes esquemas de classificação têm sido propostos na literatura, os mais significativos sendo os trabalhos de Hey (1954); Foster (1962); Bayliss (1975); Bailey (1980) e Bailey (1988).

No presente trabalho será adotada a classificação de cloritas recomendada pelo Comitê de Nomenclatura da AIPEA (Bailey, 1980; 1988), com adjetivos modificadores de Schaller (1930), conforme proposta de Bailey (1980).

As cloritas pertencentes aos grupos A, B e C são trioctaédricas, com as seguintes fórmulas químicas médias:

Grupo A: (Fe<sub>2,22</sub>Mg<sub>2,19</sub>Al<sub>1,3</sub>Mn<sub>0,1</sub>) (Si<sub>2,9</sub>Al<sub>1,1</sub>) O<sub>10</sub> (OH)<sub>8</sub>;

Grupo B:  $(\text{Mg}_{3,5}\text{Al}_{1,3}\text{Fe}_{0,9}\text{Mn}_{0,04}) (\text{Si}_3\text{Al}) \text{O}_{10} (\text{OH})_8$ ;

Grupo C:  $(\text{Fe}_{2,9}\text{Al}_{1,4}\text{MgMn}_{0,4}) (\text{Si}_{2,8}\text{Al}_{1,2}) \text{O}_{10} (\text{OH})_8$ .

De acordo com a classificação de Bayliss (1975), ratificada por Bailey (1980; 1988), a clorita que compreende o grupo A é intermediária entre chamosita  $[(\text{Fe}_5\text{Al}) (\text{Si}_3\text{Al}) \text{O}_{10} (\text{OH})_8]$  e clinocloro  $[(\text{Mg}_5\text{Al}) (\text{Si}_3\text{Al}) \text{O}_{10} (\text{OH})_8]$ , a clorita SE 1.3.1, pertencente ao grupo B, é definida como clinocloro, enquanto as cloritas do grupo C são denominadas chamosita. Em um diagrama ternário Fe(t) - Mg - Mn (figura 3.25), pode observar-se com mais clareza as variações composicionais das populações de clorita estudadas. Enquanto as cloritas dos grupos B e C restringem-se respectivamente aos campos do clinocloro e da chamosita, as do grupo A ocupam os dois campos.

Com base na relação  $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Mg})$ , utilizada por Schreyer et al. (1986) para distinguir cloritas ricas em Mg daquelas ricas em Mn, ignorando seu conteúdo de Fe, a clorita de SE II.1.4, com razão  $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Mg})$  entre 0,3 e 0,5, pode ser classificada como clinocloro com manganês, enquanto as demais cloritas, cuja razão é inferior a 0,3, situam-se no campo do clinocloro. Com o objetivo de ressaltar o elevado conteúdo de manganês nas cloritas do grupo C, especialmente das mais evoluídas, será utilizado o termo mangano-chamosita para designá-las.

#### 4.4.3 - Soluções sólidas

As composições químicas das cloritas estudadas apresentam significativas variações composicionais, o que faz com que suas fórmulas químicas apresentem desvios em relação à fórmula representativa de cada grupo. Essas variações composicionais devem-se à existência de soluções sólidas e explicam a ausência de estequiometria na estrutura da clorita (Foster, 1962; Walshe, 1986).

Uma completa série de substituição iônica é observada entre  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$  nas cloritas dos grupos A, B e C (figura 3.24). As cloritas com teores elevados de  $\text{K}_2\text{O}$  desviam-se da reta de inclinação 1 obtida e tendem a posicionar-se em uma reta de maior inclinação. Para as cloritas do grupo B1, pobres em ferro, algumas análises apresentam variação de Mg enquanto  $\text{Fe}^{2+}$  permanece praticamente constante (figura 3.26).

Conforme salientou Foster (1962), a substituição de  $\text{Fe}^{2+}$  por  $\text{Mg}^{2+}$  é muito comum em cloritas e envolve apenas as camadas octaédricas, não causando alterações nas cargas das camadas.

O gráfico  $Al^{VI} - R^{2+}$  (figura 3.27) demonstra haver substituição envolvendo Al e cátions divalentes no sítio octaédrico em todos os tipos de clorita analisados, provavelmente de acordo com a seguinte equação de substituição:

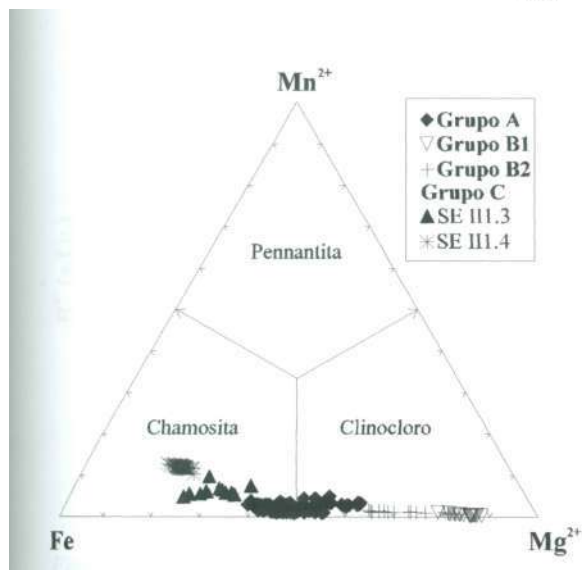
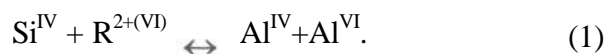


Figura 3.25 - Classificação das cloritas dos grupos A, B e C em um diagrama ternário Fe(t)-Mn-Mg.

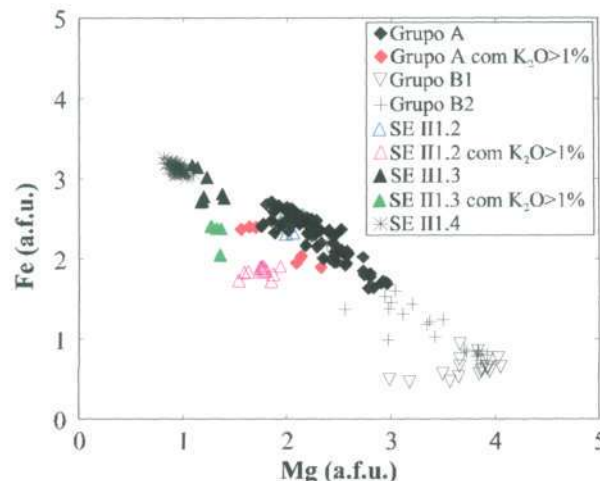


Figura 3.26 - Cloritas dos grupos A (inclui SE II.1.2), B e C (SE II.1.3 e SE II.1.4) mostrando haver solução sólida entre  $Fe^{2+}$  e Mg.

Foster (1962) definiu a série de substituição iônica  $Mg^{IV}Si^{VI} \leftrightarrow Al^{IV}Al^{VI}$ , à qual De Caritat *et al.* (1993) referiram-se como substituição Tschermak, que envolve as camadas tetraédrica e octaédrica e causa modificações nas cargas das camadas.

A equação que define a relação de substituição entre Al e cátions divalentes no sítio octaédrico das cloritas de Serrinha,  $R^{2+} = -1,88Al^{VI} + 7,04$  ( $R^{2+}=0,82$ ), prevê uma razão diferente de 1:1 entre  $R^{2+}$  e  $Al^{VI}$ , o que implica a existência de outro mecanismo de substituição no mineral estudado. A figura 3.28 sugere haver correlação positiva entre  $[ ]^{VI}$  e  $Al^{VI}$ , apesar da grande dispersão dos pontos. Essa relação de associação ocorre provavelmente para compensar a substituição de  $Al^{VI}$  por cátions divalentes no sítio octaédrico, conforme equação proposta por Walshe (1986) e De Caritat (1993):



A reação (2) pode explicar o fato de a substituição entre  $R^{2+}$  e  $Al^{VI}$  nas cloritas de Serrinha desviar-se da razão 1:1 prevista pela equação (1).

O excesso de Al octaédrico sobre Al tetraédrico também ocasiona modificações estequiométricas para neutralizar a estrutura da clorita. De acordo com Foster (1962), quando  $Al^{VI} > Al^{IV}$ , o excesso de  $R^{3+}$  sobre  $Al^{IV}$  deve ser interpretado como tendo substituído a soma



dos cátions divalentes ( $R^{2+}$ ) na proporção 2:3. No Depósito Serrinha, as cloritas estudadas possuem ótima correlação negativa entre  $R^{2+}$  e excesso de  $R^{3+}$ , coerente com a interpretação de Foster (1962). Entretanto, a relação obtida,  $R^{3+}$  em excesso =  $-0,895R^{2+} + 4,24$  ( $R^2=0,92$ ), apresenta razão de substituição igual a 2,69:3.

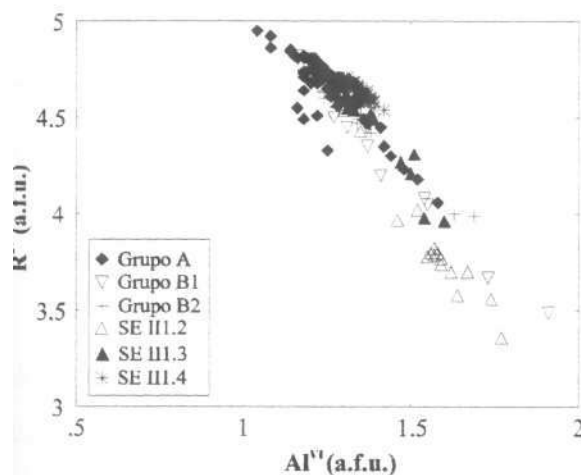


Figura 3.27 - Correlação negativa entre  $Al^{VI}$  -  $R^{2+}$  para os três grupos de clorita de Serrinha: A (inclui SE II.1.2), B (B1 e B2) e C (SE II.1.3 e SE II.1.4).

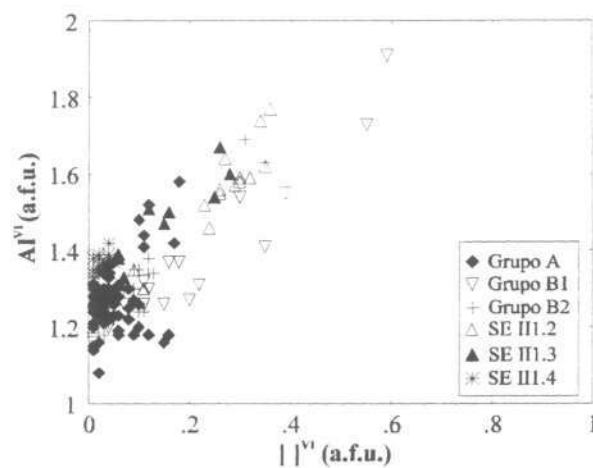


Figura 3.28 - Relação entre  $[ ]^{VI}$  e  $Al^{VI}$  para os três grupos de clorita estudados.

#### 4.4.4 - Geotermômetro da clorita

A clorita é um mineral não-estequiométrico, com grande variação composicional, encontrado em uma diversidade de rochas e de ambientes geológicos. Conseqüentemente, tem o potencial de registrar importantes informações acerca das condições físico-químicas em que foi formada, tornando-se um geotermômetro em potencial.

Segundo De Caritat *et al* (1993) e Cathelineau (1988), o aumento da profundidade de soterramento, do grau metamórfico ou da alteração hidrotermal da rocha tem o efeito de diminuir  $Si^{IV}$ ,  $Al^{VI}$  e  $[ ]^{VI}$  e aumentar  $Al^{IV}$ ,  $(Fe + Mg)$  e  $\Sigma^{VI}$  da estrutura da clorita.

Cathelineau & Nieva (1985) e Cathelineau (1988) obtiveram correlação positiva entre  $Al$  e  $T$  de cloritas do sistema hidrotermal Los Azufres (México), o que os possibilitou propor a utilização do  $Al$  da clorita como geotermômetro, de acordo com a seguinte equação:

$$T(^{\circ}C) = - 61,92 + 321,98Al^{IV} \quad (3).$$

Cathelineau (1988) sugeriu que a equação (3) pode ser usada como um geotermômetro de aplicação geral em ambientes diagenéticos, hidrotermais e metamórficos. A aplicação do geotermômetro da clorita em diferentes ambientes tem-se mostrado satisfatória (Bevins *et al.*,

1991; Árkai & Ghabrial, 1997), apesar de existirem críticas e propostas de modificações da equação 3 (p.ex. De Caritat *et al.*, 1993). Não obstante, existe consenso de que o método de Cathelineau (1988) pode ser aplicado com cautela como termômetro semi-quantitativo, somente em combinação com outros métodos.

O Geotermômetro de Cathelineau (1988) foi aplicado nas cloritas de Serrinha como mais uma ferramenta para distinguir os diferentes tipos de clorita observados e para estimar a temperatura de formação das rochas hidrotermais. Os resultados obtidos encontram-se no anexo 3 e serão comparados no capítulo IV com dados microtermométricos de inclusões fluidas de quartzo considerado em equilíbrio com clorita. Os diferentes grupos de clorita apresentaram faixas diferentes de temperatura, resumidas na tabela 3.5.

Em conformidade com as observações de Cathelineau (1988), algumas análises de cloritas formadas a partir de biotita contêm K<sub>2</sub>O herdado da biotita, fornecendo valores anômalos de T, não considerados na tabela 3.5.

Os maiores valores de temperatura foram obtidos para a clorita SE II. 1.4, do grupo C (tabela 3.5). Os valores de temperatura calculados para as cloritas da amostra SE II. 1.3 (grupo C) situam-se dentro do intervalo obtido para as cloritas do grupo A. As cloritas do grupo B possuem uma larga faixa de valores de temperatura, sendo sua temperatura mais baixa (214°C) inferior às calculadas para as demais cloritas.

**Tabela 3.5 - Dados estimados de temperatura para fácies hidrotermalizadas do Granito Matupá, calculados pelo geotermômetro de Cathelineau (1988).**

• Grupo Amostra	Temperatura (°C)	T média (°C)	T modal (°C)
• A	228 - 370	312	292
• B	214-334	288	286
• C			
SE II.1.3	289 - 334	313	313
SE II.1.4	347 - 386	369	379

#### 4.5 - TITANITA

O Granito Matupá pouco hidrotermalizado situado fora das zonas mineralizadas do Depósito de Serrinha contém dois tipos de titanita: primária, como mineral acessório, e

hidrotermal. A titanita primária possui hábito euedral, navicular, diagonal maior de até 1,5 mm e cor castanho avermelhado. O mineral associa-se normalmente a biotita e magnetita magmáticas, sendo suas relações de contato indicativas de cristalização precoce ou simultânea relativamente à biotita e simultânea ou posterior à magnetita (pranchas 2.1-d e 3.3-f).

A titanita hidrotermal forma-se como produto da cloritização da biotita e normalmente coexiste com epidoto. Os cristais gerados são anédricos, de cor castanho pálido, com no máximo 0,5 mm de comprimento (prancha 3.1-d).

O Granito Matupá submetido a intenso metassomatismo sódico (SE IVG) possui titanita marrom claro, euédrica, de 0,6 mm de comprimento, inclusa em microclínio hidrotermal e cortada por lamelas de aegirina, e titanita anedral associada à massa de aegirina (prancha 3.3-g). Apesar de as relações petrográficas serem ambíguas, a ausência de minerais magmáticos nessa rocha sugere ser a titanita IVG hidrotermal. Entretanto, nos parágrafos seguintes, apenas a titanita do Granito Matupá pouco hidrotermalizado será denominada titanita hidrotermal, enquanto a titanita da amostra SE IVG será referida como titanita IVG.

#### 4.5.1 - Características químicas

As diferenças petrográficas observadas na titanita do Granito Matupá refletem importantes variações de composição química, apesar de existirem características comuns aos três tipos de titanita. As análises químicas apresentadas na tabela 3.6 demonstram ser as titanitas analisadas pobres em ETR e F; MgO, MnO, K<sub>2</sub>O, e Y ocorrem em quantidades desprezíveis.

A titanita magmática caracteriza-se por apresentar composição praticamente homogênea, com Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> próximo de 1,7% e 30% de SiO<sub>2</sub>. A titanita hidrotermal do granito pouco hidrotermalizado possui teores variáveis de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub>, sempre superiores a 2% e 30%, respectivamente. Seus teores de CaO situam-se entre 28 e 29%, enquanto a titanita magmática possui entre 26 e 28% de CaO.

A titanita IVG possui quantidades desprezíveis de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e teores muito elevados de TiO<sub>2</sub>, próximos de 39%. Seus teores de CaO situam-se entre 26 e 27% e os de Na<sub>2</sub>O, que são desprezíveis nas demais titanitas, estão entre 0,53 e 0,76%, o que está de acordo com a paragênese sódica de IVG, sugerindo que a titanita da amostra SE IVG foi formada durante o metassomatismo sódico do Granito Matupá.

Na figura 3.29, onde os três tipos de titanita são claramente distinguidos, a titanita IVG é

a mais enriquecida em  $\text{TiO}_2$  e mais empobrecida em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . A titanita magmática concentra-se entre 1,5 e 2% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e 35% de  $\text{TiO}_2$  e a titanita hidrotermal, a mais rica em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , apresenta ótima correlação negativa entre aqueles óxidos.

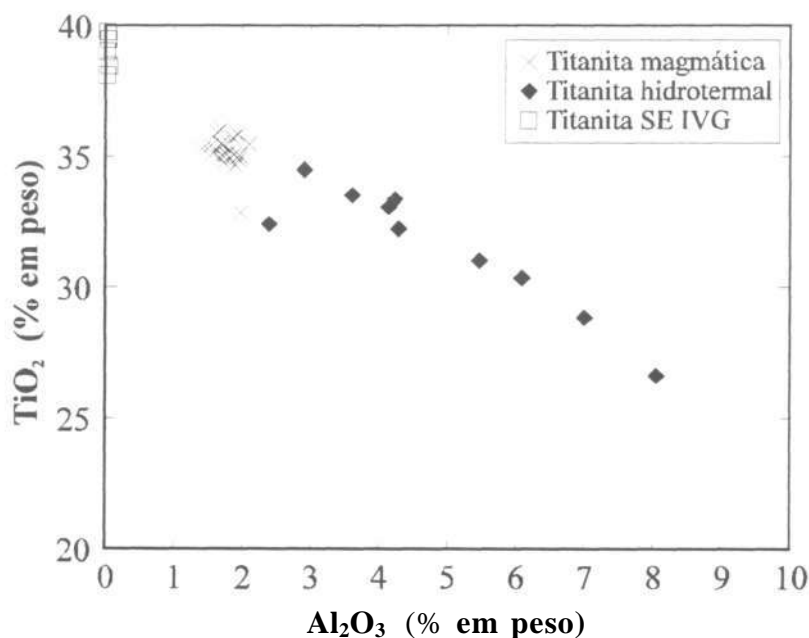


Figura 3.29 - Diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{TiO}_2$ , mostrando a variação composicional entre os três tipos de titanita descritos em Serrinha.

#### 4.5.2 - Soluções sólidas

A fórmula da titanita apresentada no anexo foi calculada com base em 4 Si, conforme proposição de Higgins & Ribbe (1976), também seguida por Deer *et al.* (1997a), que consideraram todo o sítio tetraédrico ocupado por Si. O ferro foi assumido como trivalente e localizado no sítio octaédrico, de acordo com Higgins & Ribbe (1976) e Enami *et al.* (1993).

De acordo com a figura 3.30 existe ótima correlação negativa entre  $(\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$  e Ti para as titanitas do granito pouco hidrotermalizado, segundo razão 0,93:1 ( $R^2=0,95$ ), demonstrando haver substituição de Ti por Al e Fe no sítio octaédrico, pelo seguinte mecanismo (Enami *et al.*, 1993; Deer *et al.*, 1997a):



A existência de boa correlação positiva entre  $(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})$  e F na figura 3.31 está de acordo com a substituição proposta acima. Com base na equação (1), a proporção de OH para as titanitas do Granito Matupá foi calculada pela fórmula  $\text{OH} = (\text{Al} + \text{Fe}^{3+}) - \text{F}$  (Enami *et al.*, 1993). Como não foi observada qualquer correlação entre elementos para a titanita IVG, ela não teve a quantidade de OH calculada.

Tabela 3.6 - Dados de análise química das titanitas de Serrinha.

	ΠC2,5,1	ΠC2,5,1	ΠC2,5,1	ΠC2,5,1	ΠC2,5,1	ΠC2,5,1	ΠC2,5,2	ΠC2,5,2	ΠD,2,5
SiO <sub>2</sub>	30,84	30,62	30,19	30,24	30,24	30,28	29,65	30,22	31,19
TiO <sub>2</sub>	35,47	35,83	35,41	35,29	35,03	34,74	35,07	35,49	30,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,10	1,93	1,54	1,41	1,96	1,73	1,77	1,69	6,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1,73	1,44	1,78	1,71	1,83	1,82	1,98	1,84	1,07
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,13	0,14	0,28	0,45	0,13	0,07	0,06	0,00
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,08	0,56	0,44	0,42	0,37	0,75	0,49	0,00
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,22	0,07	n.a.
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,06	0,02	n.a.
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,35	0,11	0,00
MgO	0,02	0,00	0,03	0,01	0,06	0,00	0,05	0,02	0,03
MnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,01	0,11	n.a.
CaO	27,91	28,19	26,82	27,24	26,69	27,01	25,90	27,13	29,07
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,40	0,36	n.a.
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,08	0,03	n.a.
K <sub>2</sub> O	0,02	0,06	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03
Na <sub>2</sub> O	0	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O	0,33	0,37	0,38	0,34	0,48	0,35	0,54	0,51	0,77
F	0,49	0,29	0,20	0,22	0,16	0,35	0,00	0,00	0,91
-O=F	0,21	0,12	0,08	0,09	0,07	0,15	0,00	0,00	0,38
<b>Total</b>	<b>98,95</b>	<b>98,84</b>	<b>96,99</b>	<b>97,12</b>	<b>97,29</b>	<b>96,66</b>	<b>96,91</b>	<b>98,14</b>	<b>99,12</b>
	Fórmula estrutural na base de 4 Si								
Si	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ti	3,46	3,52	3,53	3,51	3,49	3,45	3,56	3,53	2,93
Al	0,32	0,30	0,24	0,22	0,31	0,27	0,28	0,26	0,92
Fe <sup>3+</sup>	0,17	0,14	0,18	0,17	0,18	0,18	0,20	0,18	0,10
La <sup>3+</sup>	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Ce <sup>3+</sup>	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,00
Gd <sup>3+</sup>							0,01	0,00	
Yb <sup>3+</sup>							0,00	0,00	
Y <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Mg	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Mn <sup>2+</sup>							0,00	0,01	
Nb <sup>5+</sup>							0,02	0,02	
Ta <sup>5+</sup>							0,00	0,00	
Ca	3,88	3,95	3,81	3,86	3,78	3,82	3,74	3,85	3,99
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
F	0,20	0,12	0,08	0,09	0,07	0,15	0,00	0,00	0,37
O	19,66	19,73	19,59	19,57	19,60	19,51	19,78	19,71	19,58
OHcalc	0,29	0,32	0,33	0,30	0,42	0,30	0,48	0,45	0,65
<b>Cátions</b>	<b>11,85</b>	<b>11,93</b>	<b>11,80</b>	<b>11,81</b>	<b>11,82</b>	<b>11,76</b>	<b>11,90</b>	<b>11,90</b>	<b>11,96</b>

Tabela 3.6 - Continuação.

	IID,2,6	IID,6,31	VVA,5,15	VVA,5,16	VVA,5,14	VVA,5,15A	IID,2,6	IID,6,6	IID,6,7
SiO <sub>2</sub>	31,08	30,38	30,32	30,01	29,97	30,12	31,29	31,11	31,09
TiO <sub>2</sub>	31,02	35,05	35,92	34,88	34,96	35,02	33,35	32,22	33,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,47	1,87	1,63	1,95	1,66	1,71	4,24	4,29	4,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1,42	1,81	1,57	2,29	1,80	1,90	1,17	1,36	1,52
La <sub>2</sub> C <sub>3</sub>	0,17	0,08	0,19	0,32	0,00	0,16	0,12	0,00	0,06
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,20	0,57	0,85	0,37	0,75	0,00	0,01	0,07
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,15	0,02	0,01	0,02	0,05	0,01	0,05	0,04	0,02
MnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
CaO	28,47	27,31	27,52	26,75	28,06	27,25	28,45	27,98	28,33
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
K <sub>2</sub> O	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00	0,02	0,01
H <sub>2</sub> O	0,77	0,41	0,36	0,42	0,38	0,42	0,62	0,71	0,72
F	0,75	0,26	0,23	0,38	0,25	0,21	0,55	0,43	0,40
-OH=F	0,32	0,11	0,10	0,16	0,11	0,09	0,23	0,18	0,17
<b>Total</b>	99,26	97,31	98,22	97,75	97,42	97,47	99,63	97,99	99,26
	Fórmula estrutural na base de 4 Si								
Si	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ti	3,00	3,47	3,56	3,50	3,51	3,50	3,21	3,12	3,20
Al	0,83	0,29	0,25	0,31	0,26	0,27	0,64	0,65	0,63
Fe <sup>3+</sup>	0,14	0,18	0,16	0,23	0,18	0,19	0,11	0,13	0,15
La <sup>3+</sup>	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Ce <sup>3+</sup>	0,01	0,01	0,03	0,04	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00
Gd <sup>3+</sup>									
Yb <sup>3+</sup>									
Y <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Mn <sup>2+</sup>									
Nb <sup>5+</sup>									
Ta <sup>5+</sup>									
Ca	3,93	3,85	3,89	3,82	4,01	3,88	3,90	3,85	3,90
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,31	0,11	0,10	0,16	0,11	0,09	0,22	0,17	0,16
O	19,60	19,58	19,74	19,79	19,79	19,67	19,57	19,36	19,56
OHcalc	0,66	0,36	0,31	0,38	0,34	0,37	0,53	0,61	0,61
<b>Cátions</b>	11,96	11,82	11,90	11,92	12,00	11,88	11,87	11,77	11,89

Tabela 3.6 - Continuação.

	IID,2,16	IID,2,17	IVG,1,1	IVG,1,2	IVG,1,3	IVG,4,2	IVG,4,3	I11,5,1	I11,5,2
<b>SiO<sub>2</sub></b>	33,97	31,38	30,38	30,53	30,40	30,41	30,31	29,86	30,68
<b>TiO<sub>2</sub></b>	26,64	28,82	39,75	39,02	39,46	38,47	38,11	34,65	35,40
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	8,05	7,01	0,03	0,02	0,04	0,05	0,02	1,90	1,71
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>*</b>	1,86	1,18	0,47	0,49	0,36	0,44	0,46	2,10	1,89
<b>La<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,02	0,08	0,00	0,15	0,14	0,24	0,25	0,11
<b>Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,10	0,14	0,38	0,26	0,74	0,68	0,32	0,76	0,47
<b>Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,12	0,20	0,68	0,40	0,29	0,43	0,32	0,58	0,14
<b>MgO</b>	0,08	0,08	0,20	0,12	0,00	0,00	0,03	0,14	0,01
<b>MnO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>CaO</b>	25,10	28,73	26,63	26,24	26,63	26,80	26,57	25,75	27,23
<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,53	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,68	0,03	0,61	0,76	0,54	0,53	0,53	0,04	0,02
<b>H<sub>2</sub>O (calc.)</b>	1,24	0,86	0,06	0,00	0,05	0,05	0,02	0,44	0,41
<b>F</b>	0,83	1,07	0,00	0,16	0,00	0,01	0,08	0,28	0,23
<b>-O=F</b>	0,35	0,45	0,00	0,07	0,00	0,00	0,03	0,12	0,10
<b>Total</b>	98,84	99,09	99,28	97,93	98,65	98,01	96,97	96,63	98,21
	Fórmula estrutural na base de 4 Si								
<b>Si</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Ti</b>	2,36	2,76	3,94	3,85	3,91	3,81	3,78	3,49	3,47
<b>Al</b>	1,12	1,05	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,30	0,26
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,16	0,11	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,21	0,19
<b>La<sup>3+</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Ce<sup>3+</sup></b>	0,00	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,02	0,04	0,02
<b>Gd<sup>3+</sup></b>									
<b>Yb<sup>3+</sup></b>									
<b>Y<sup>3+</sup></b>	0,01	0,01	0,05	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,01
<b>Mg</b>	0,01	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00
<b>Mn<sup>2+</sup></b>									
<b>Nb<sup>5+</sup></b>									
<b>Ta<sup>5+</sup></b>									
<b>Ca</b>	3,17	3,92	3,76	3,68	3,75	3,78	3,76	3,70	3,80
<b>K</b>	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,16	0,01	0,16	0,19	0,14	0,14	0,14	0,01	0,01
<b>F</b>	0,31	0,43	0,00	0,07	0,00	0,00	0,03	0,12	0,09
<b>O</b>	18,11	19,47	19,93	19,66	19,79	19,64	19,56	19,67	19,53
<b>OHcalc</b>	0,97	0,73	0,05	0,00	0,04	0,05	0,01	0,39	0,35
<b>Cátions</b>	11,07	11,90	12,01	11,84	11,90	11,84	11,78	11,83	11,77

Tabela 3.6 - Continuação.

	I11,10,1	I11,10,2	IIIA,2,8	IIIA,2,9	IIIA,2,10	IIIA,2,11	PZII94,5,8
SiO <sub>2</sub>	30,47	30,67	29,49	29,31	29,28	30,06	30,76
TiO <sub>2</sub>	36,04	35,70	35,08	32,85	32,40	34,50	33,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,69	1,86	1,56	1,97	2,39	2,91	3,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1,61	1,89	1,73	2,34	1,86	1,47	1,96
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,19	0,26	0,02	0,00	0,24	0,00
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	0,45	0,43	0,47	0,21	0	0,00
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	0,14	0,43	1,60	1,22	0,21	0,79
MgO	0,01	0,01	0,11	0,09	0,11	0,06	0,03
MnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
CaO	26,86	27,41	26,46	24,88	26,17	27,93	27,65
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,06	0,04	0,05	0,00	0,04
H <sub>2</sub> O (calc.)	0,44	0,31	0,41	0,54	0,49	0,51	0,65
F	0,08	0,49	0,13	0,15	0,29	0,35	0,44
-O=F	0,03	0,21	0,05	0,06	0,12	0,15	0,19
<b>Total</b>	<b>98,61</b>	<b>98,92</b>	<b>96,11</b>	<b>94,21</b>	<b>94,36</b>	<b>98,11</b>	<b>99,28</b>
	Fórmula	estrutural	na base de	4 Si			
Si	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ti	3,56	3,50	3,58	3,37	3,33	3,45	3,28
Al	0,26	0,29	0,25	0,32	0,38	0,46	0,55
Fe <sup>3+</sup>	0,16	0,19	0,18	0,24	0,19	0,15	0,19
La <sup>3+</sup>	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Ce <sup>3+</sup>	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00
Gd <sup>3+</sup>							
Yb <sup>3+</sup>							
Y <sup>3+</sup>	0,04	0,01	0,03	0,12	0,09	0,01	0,05
Mg	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Mn <sup>2+</sup>							
Nb <sup>5+</sup>							
Ta <sup>5+</sup>							
Ca	3,78	3,83	3,85	3,64	3,83	3,98	3,85
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
F	0,03	0,20	0,06	0,06	0,13	0,15	0,18
O	19,67	19,71	19,80	19,49	19,59	19,92	19,71
OHcalc	0,39	0,27	0,37	0,49	0,45	0,46	0,56
<b>Cations</b>	<b>11,84</b>	<b>11,85</b>	<b>11,96</b>	<b>11,74</b>	<b>11,87</b>	<b>12,08</b>	<b>11,95</b>

A equação de regressão linear entre Ca e Y+ΣETR obtida para os três tipos de titanita - (TR+Y) = -0,12Ca + 0,52; R<sup>2</sup> = 0,09 - descarta a possibilidade de substituição entre aqueles elementos. Exley (1980) propôs a seguinte substituição na estrutura de titanitas ricas em ETR do Granito Skye (Escócia): 2ETR + Fe<sup>2+</sup> ⇌ 2Ca + Ti. Entretanto, a total ausência de correlação entre Ca e Y+ΣETR e entre Ca e Ti (Ca = 0,098Ti + 3,48; R<sup>2</sup> = 0,05) para as titanitas estudadas demonstra que tal substituição não deve ter ocorrido em Serrinha, ou está mascarada pela substituição de Ti por Al+Fe<sup>3+</sup>. A equação proposta por Exley (1980)



pressupõe estar o ferro na forma ferrosa, o que não ocorre em Serrinha, pois negaria a existência da substituição (1) na estrutura das titanitas do Granito Matupá.

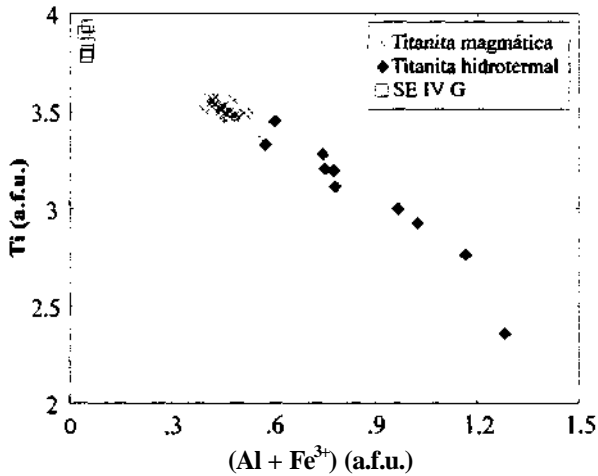


Figura 3.30 - Diagrama distinguindo os três tipos de titanita e mostrando a diminuição de Ti e aumento de Al da titanita hidrotermal em relação à titanita magmática.

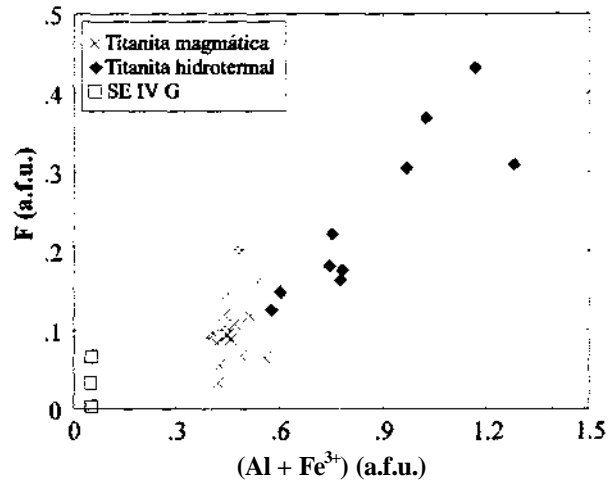


Figura 3.31 - Relação entre F e cátions trivalentes para as titanitas de Serrinha, ilustrando a existência de correlação positiva para a titanita hidrotermal.

#### 4.5.3 - Discussões

As relações  $(Al + Fe^{3+})-F$  e  $(Al + Fe^{3+})-OH$  têm sido atribuídas a variações na temperatura e pressão de formação de titanitas. Enami *et al* (1993) dividiram as titanitas de granitos japoneses em titanitas magmáticas pobres em Al ( $0,18 \pm 0,03$  pfu) e titanitas secundárias ricas em Al ( $0,45 \pm 0,05$  pfu). Sallet (1988) também obteve valores elevados de Al para titanita hidrotermal, em oposição a titanita magmática, de granitóides da Suíte intrusiva Tabuleiro, Santa Catarina.

Enami *et al.* (1993) concluíram que titanitas aluminosas com alto componente  $Ca(Al,Fe^{3+})(OH)Si_04$  favorecem condições de baixa temperatura e suas composições são controladas pela entrada de F ou OH em substituição ao O. Por outro lado, as titanitas de alta temperatura de rochas ígneas e metamórficas são mais enriquecidas em F, sugerindo que o componente  $Ca(Al,Fe^{3+})(OH)Si_04$  foi preferencialmente decomposto com o aumento da temperatura e que a substituição  $(Al,Fe^{3+}) + F = Ti + O$  é o principal controle do enriquecimento em Al da titanita sob condições de alta temperatura. O componente  $Ca(Al,Fe^{3+})FSi_04$  aumenta com o aumento da pressão para temperatura constante, o que explica a ocorrência de titanitas ricas em Al e F em eclogitos (Enami *et al*, 1993).

As composições químicas das titanitas do Granito Matupá pouco hidrotermalizado são

coerentes com as conclusões de Enami *et al.* (1993) no que se refere à relação entre alumínio e temperatura. Entretanto, as titanitas hidrotermais de Serrinha são mais ricas em F do que as magmáticas, contrariamente ao que foi observado nas titanitas do Japão, o que impede a utilização do mecanismo  $(Al, Fe^{3+}) + F = Ti + O$ , proposto por Enami *et al.* (1993), para explicar a incorporação de Al em titanitas a altas temperaturas. Em Serrinha, o referido mecanismo ocorreu provavelmente durante a incorporação de Al nas titanitas hidrotermais, à semelhança dos resultados de Sallet (1988).

#### 4.6 - EPIDOTO

O epidoto ocorre principalmente no Granito Matupá pouco hidrotermalizado, com pleocroísmo verde claro, como produto da cloritização de biotita e da saussuritização de plagioclásio (prancha 2.1-f). Na área II. 1, o fácies mais enriquecido em clorita, representado pela amostra SE II. 1.4, contém massas de epidoto incolores a marrom claro, associadas a clorita do tipo Mn-chamosita, muscovita fengítica, microclínio, espessartita, quartzo, pirita e esfalerita (prancha 3.3-e).

As análises químicas de epidoto estão apresentadas na tabela 3.7. Composicionalmente, o epidoto gerado pela alteração de biotita não se distingue do formado a partir de plagioclásio. Ambos têm composição próxima à do membro extremo epidoto na série clinzoisita-epidoto,  $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH) - Ca_2Fe^{3+}Al_2Si_3O_{12}(OH)$ , com substituição entre  $Fe^{3+}$  e Al (figura 3.32) e praticamente ausência de outros cátions. Sua fórmula química média, calculada com base em 12,5 O, pode ser expressa como  $Ca_2(Al_{2,1}Fe^{3+}_{0,9})Si_3O_{12}(OH)$ .

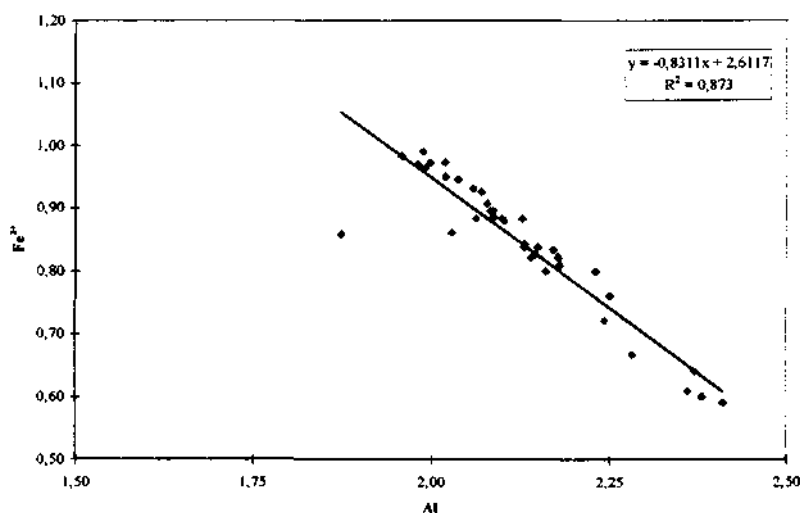
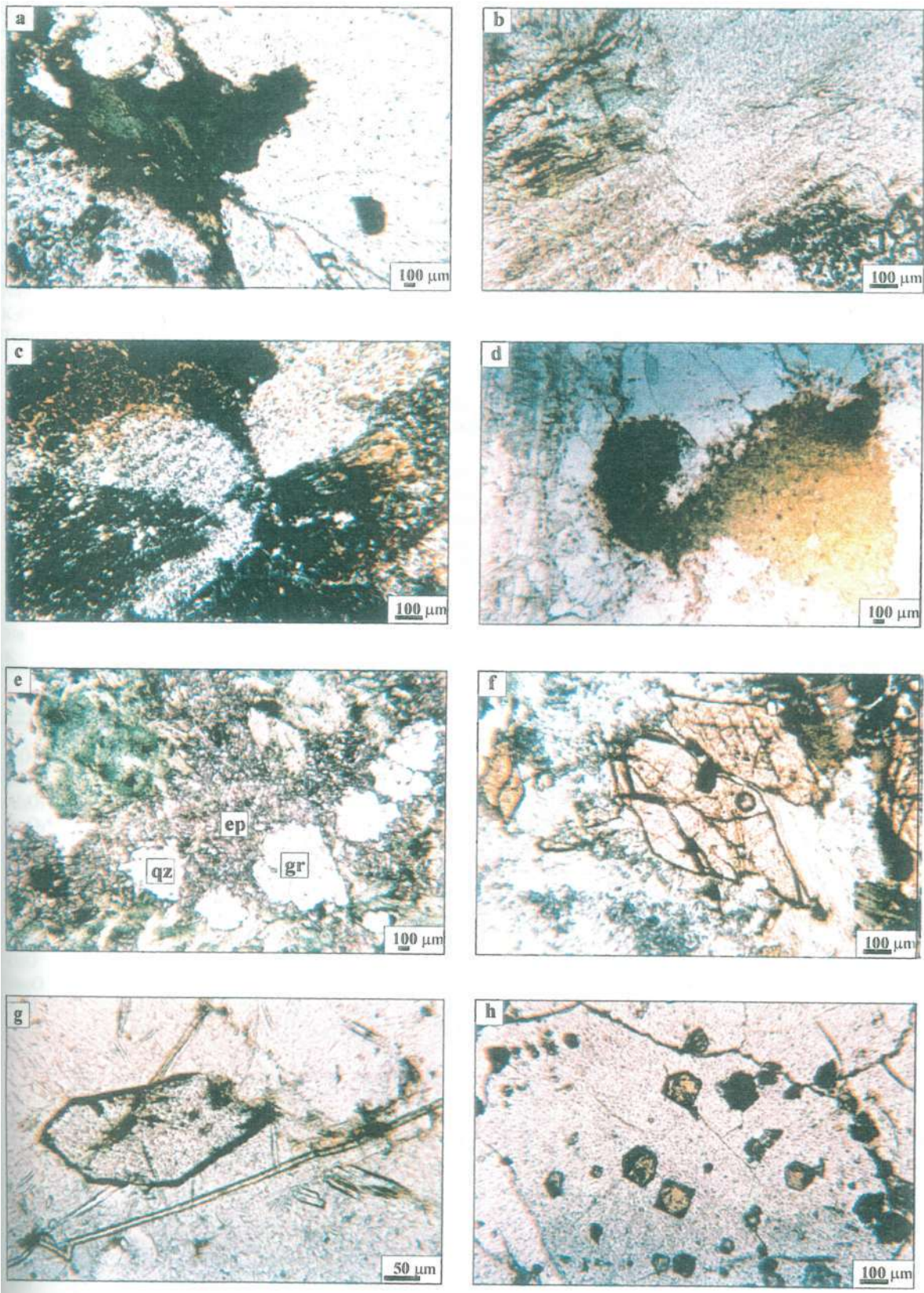


Figura 3.32 - Relação de substituição entre Al e  $Fe^{3+}$  para os diferentes tipos de epidoto de Serrinha



Prancha 3.3 - Minerais do Granito Matupá. a) Clorita do grupo A, formada a partir de biotita, e biotita magmática incluída em quartzo; b) clorita do grupo B, lamelar e fina, associada a massa de mica e rutilo (SE I.3.1); c) idem item b, NX; d) massa de clorita do grupo C (SE II.1.3); e) massa de clorita do grupo C associada a epidoto (ep) e granada (gr), ricos em Mn (SE II.1.4); qz=quartzo; f) titanita magmática (SE IIC2); g) titanita hidrotermal de SE IVG associada a aegirina; h) andradita (hidrotermal) incluída em quartzo (SE II.6.4). N//.



Tabela 3.7 - Continuação.

	II1,9,7	II1,3,8	II1,3,9	II1,4,3	II1,4,4	I1	I1	II14,7,10	II14,7,10	II14,7,14	II14,7,15
SiO <sub>2</sub>	37,19	37,78	37,67	37,91	37,92	37,40	37,78	38,22	37,29	36,84	38,15
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,11	0,08	0,12	0,16	0,14	0,14	0,06	0,02	0,27	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,96	21,69	23,17	22,42	22,89	21,06	22,75	25,39	23,07	21,09	25,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	15,96	15,77	13,92	14,71	13,80	13,99	13,68	10,33	13,35	15,57	10,06
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MgO	0,03	0,01	0,03	0,01	0,04	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
MnO	0,14	0,14	0,33	0,07	0,26	0,14	0,06	0,92	1,67	1,62	1,12
CaO	22,47	23,13	23,10	23,16	23,03	23,07	23,45	23,21	22,22	22,11	22,70
Na <sub>2</sub> O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,02	0,02	0,01
K <sub>2</sub> O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,01	0,03	0,02	0,03
<b>Total</b>	<b>97,25</b>	<b>98,63</b>	<b>98,30</b>	<b>98,40</b>	<b>98,09</b>	<b>95,83</b>	<b>97,87</b>	<b>98,20</b>	<b>97,70</b>	<b>97,66</b>	<b>97,76</b>
	Número de íons na base de 12,5 O equivalentes										
Si	3,01	3,01	3,00	3,02	3,02	3,06	3,02	3,01	2,99	2,99	3,01
Ti	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
Al	2,00	2,04	2,17	2,10	2,15	2,03	2,14	2,36	2,18	2,02	2,38
Fe <sup>3+</sup>	0,97	0,95	0,83	0,88	0,83	0,86	0,82	0,61	0,81	0,95	0,60
La											
Ce											
Y											
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,06	0,11	0,11	0,07
Ca	1,95	1,98	1,97	1,97	1,96	2,02	2,01	1,96	1,91	1,92	1,92
Na								0,00	0,00	0,00	0,00
K								0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 3.7 - Continuação

	II14,7,16	II14,7,17	II14,7,18	II14,7,19	II14,7,20	II14,7,21
SiO <sub>2</sub>	37,76	37,57	37,50	37,52	36,89	38,28
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,06	0,01	0,05	0,04	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,36	22,78	23,68	23,81	23,64	26,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10,75	13,27	13,34	12,58	12,44	9,96
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MgO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	1,54	1,19	2,93	3,20	3,55	1,09
CaO	22,41	22,56	20,82	20,57	20,33	22,70
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,04	0,01	0,02	0,06
<b>Total</b>	<b>97,85</b>	<b>97,58</b>	<b>98,38</b>	<b>97,87</b>	<b>96,92</b>	<b>98,16</b>
	Número de íons na base de 12,5 O equivalentes					
Si	2,99	3,02	2,99	3,00	2,99	3,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,37	2,16	2,23	2,25	2,25	2,41
Fe <sup>3+</sup>	0,64	0,80	0,80	0,76	0,76	0,59
La						
Ce						
Y						
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,10	0,08	0,20	0,22	0,24	0,07
Ca	1,90	1,94	1,78	1,76	1,76	1,91
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01

n.a. - elemento não analisado.

A composição química do epidoto de SE II.1.4 é semelhante à do epidoto esverdeado do Granito Matupá pouco hidrotermalizado e também pode ser classificado como epidoto dentro da série clinozoisita-epidoto. Entretanto, na área II.1 o mineral contém até 3,5% de MnO. Considerando-se que a substituição de Al por  $\text{Fe}^{3+}$  não excede de maneira significativa um átomo por fórmula unitária (Deer *et al.*, 1997b), a perfeita correlação negativa entre  $\text{Fe}^{3+}$  e  $(\text{Al}^{3+}-2)$  [ $(\text{Al}^{3+}-2) = -1,016 \text{ Fe}^{3+} + 1$ ;  $R^2 = 0,97$ ], mostrada na figura 3.33, a ausência de correlação entre  $[\text{Mn}^{3+}+(\text{Al}^{3+}-2)]$  e  $\text{Fe}^{3+}$  e a ótima correlação negativa entre  $\text{Mn}^{2+}$  e  $\text{Ca}^{2+} - \text{Ca}^{2+} = -1,11\text{Mn}^{2+} + 2,016$ ;  $R^2 = 0,95$  (figura 3.34) - indicam que o manganês foi provavelmente incorporado à estrutura do epidoto na forma reduzida, em substituição ao  $\text{Ca}^{2+}$ , e que o  $\text{Al}^{3+}$  substituiu o  $\text{Fe}^{3+}$ , resultando na seguinte fórmula média:  $(\text{Ca}_{1,88}\text{Mn}_{0,13})(\text{Fe}^{3+}_{0,73}\text{Al}_{0,26}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH}))$ .

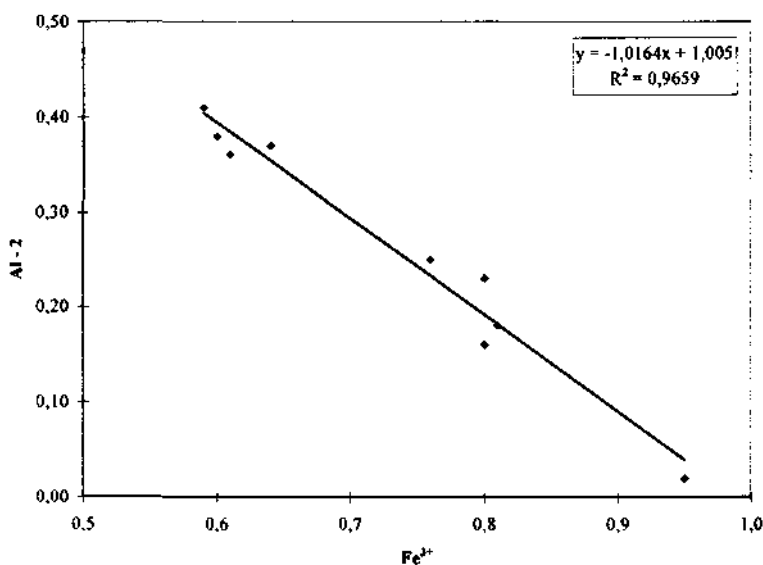


Figura 3.33 - Correlação negativa entre  $\text{Fe}^{3+}$  e  $(\text{Al} - 2)$  para o epidoto de SE II. 1.4.

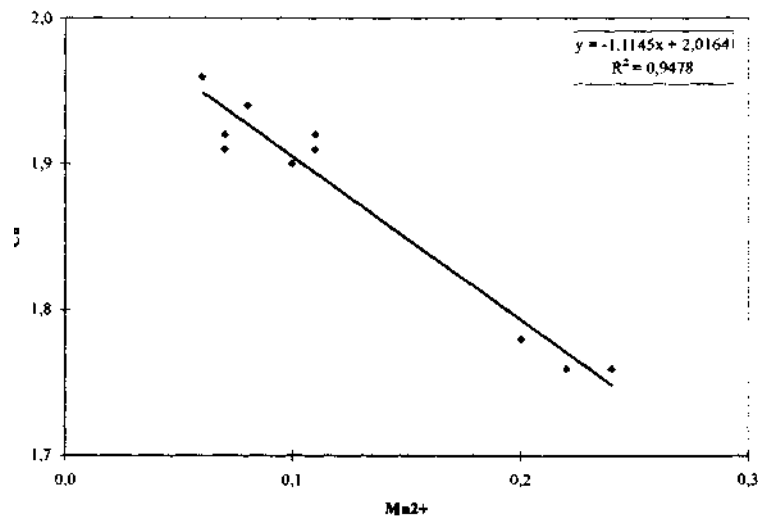


Figura 3.34 - Correlação negativa entre  $Mn^{2+}$  e Capara o epidoto de SE II.1.4.

## 5 - CONCLUSÕES

O Granito Matupá foi submetido a expressiva alteração hidrotermal de infiltração disseminada no Depósito de Serrinha, que deu origem a diferentes fácies hidrotermais, normalmente sobrepostas e de difícil individualização. Inicialmente, houve hidrotermalismo incipiente, que provocou a alteração do plagioclásio para albita, sericita, epidoto, calcita e clorita, microclinização e sericitização do ortoclásio e substituição da biotita magmática por epidoto, titanita, magnetita e clorita intermediária entre chamosita e clinocloro. Seguiram-se alteração potássica, representada por expressiva microclinização, albitização, alteração sericítica, cloritização, piritização e carbonatação. O extremo metassomatismo sódico existente na área IVG possibilitou o desenvolvimento de aegirina hidrotermal, que ocorre como agregados de cor castanho escuro e hábito fibroso radial.

O estudo de mobilidade de elementos em rocha permitiu quantificar o comportamento dos elementos maiores e traços durante o hidrotermalismo.  $Al_2O_3$  e  $TiO_2$  foram pouco móveis.  $FeO$ ,  $MnO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$  e  $Na_2O$  foram muito móveis, fato condizente com os processos de albitização, sericitização, microclinização, piritização e carbonatação.  $Zr$  e  $Nb$  foram imóveis, enquanto os demais elementos-traço apresentaram mobilidades variadas.

A mica branca esteve presente desde as primeiras fases da alteração hidrotermal que afetou o Granito Matupá no Depósito de Serrinha. Entretanto, apesar de ocorrer em diferentes fases e associado a diferentes paragêneses metassomáticas, o mineral apresenta composição

química muito regular, não tendo sido diagnóstico das variações composicionais observadas nas rochas do Depósito e das diferentes condições físico-químicas que ali operaram durante o hidrotermalismo. Composicionalmente, pode ser designada muscovita fengítica, por representar uma série de soluções sólidas entre muscovita e celadonita. O excesso de cátions octaédricos na muscovita de Serrinha sugere a existência de solução sólida entre muscovita e annita, não mantendo o caráter dioctaédrico da mica. Os processos de incorporação de Ti e de vacância no sítio XII não puderam ser claramente caracterizados.

A clorita é abundante nos fácies hidrotermais do Granito Matupá e apresentou significativas variações composicionais, resultante de soluções sólidas envolvendo os sítios octaédrico e tetraédrico. Três grupos de clorita foram distinguidos. O Grupo A compreende a maior parte da clorita formada e se caracteriza quimicamente por valores de FeO entre 17 e 28%, MgO variando de 20 a 12% e MnO próximo de 0,5%, classificando-se como clorita intermediária entre chamosita e clinocloro. O grupo B ocorre na área 1.3 e possui como principal característica teores de MgO acima de 20%, superiores aos conteúdos de FeO, o que a define como clinocloro. A clorita fina sub-radial, designada B1, é mais empobrecida em FeO e mais enriquecida em SiO<sub>2</sub> que a clorita lamelar, que constitui o subgrupo B2.

Na área II.1 ocorre um terceiro tipo de clorita, caracterizado por possuir elevados teores de MnO, os quais são da ordem de 1% na amostra SE II.1.2, 2 a 3% em SE II.1.3 e 5,5% em SE II.1.4. As cloritas das amostras SE II.1.3 e SE II.1.4 definem o grupo C, enquanto a clorita SE II.1.2 foi classificada dentre as do grupo A. A clorita SE II.1.3 é classificada como chamosita, enquanto SE II.1.4 é denominada mangano-chamosita.

A titanita hidrotermal é petrográfica e quimicamente distinta da titanita magmática do Granito Matupá. Enquanto esta apresenta composição praticamente constante, com Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> próximo de 1,7% e 30% de SiO<sub>2</sub>, a titanita hidrotermal do granito pouco hidrotermalizado possui teores variáveis de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub>, sempre superiores a 2% e 30%, respectivamente. Um terceiro tipo de titanita ocorre na amostra SE IVG. Seus teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> são desprezíveis, os de TiO<sub>2</sub> situam-se próximo de 39% e os de Na<sub>2</sub>O, que são desprezíveis nos outros tipos, estão entre 0,53 e 0,76%.

Dois tipos de epidoto constituem produto de alteração hidrotermal do Granito Matupá. Nos fácies de hidrotermalismo incipiente, o mineral possui composição do membro extremo epidoto na série clinozoisita-epidoto e nos fácies ricos em Mn da área II.1, o mineral contém até 3,5% de MnO, incorporado à estrutura do epidoto em substituição ao CaO.



# *CAPÍTULO IV*

---

## *INCLUSÕES FLUIDAS*

### **1- INTRODUÇÃO**

Os resultados obtidos a partir do estudo de inclusões fluidas podem conduzir a importantes considerações a respeito das condições físico-químicas existentes durante a percolação de fluidos, sendo uma ferramenta auxiliar para o entendimento dos processos geológicos relacionados à origem, transporte e condições de aprisionamento dos fluidos.

O estudo de inclusões fluidas no Depósito Serrinha teve o objetivo de caracterizar os fluidos associados aos diferentes fácies hidrotermais do Granito Matupá e à mineralização aurífera, tentando estabelecer-se os principais parâmetros físico-químicos do processo de mineralização e do sistema hidrotermal atuante sobre o granito.

### **2- METODOLOGIA**

O estudo de inclusões fluidas foi realizado em lâminas delgadas espessas bipolidas, consideradas representativas dos diferentes fácies hidrotermais do Granito Matupá associados à mineralização aurífera de Serrinha. Foram estudadas inclusões fluidas isoladas, intragranulares, em quartzo interpretado como estando em equilíbrio com a paragênese hidrotermal, e inclusões alinhadas ao longo de microfraturas.

Análises microtermométricas e de espectrometria micro-RAMAN foram realizadas com o objetivo de estimar a composição e as condições de aprisionamento dos fluidos hidrotermais e daqueles responsáveis pela mineralização aurífera.

As medidas das temperaturas de mudança de fase das inclusões fluidas foram efetuadas em uma platina microtermométrica FLUID INC., no BRGM (Orléans, França), que corresponde a uma modificação da platina USGS ou Reynolds (Roedder, 1984; Shepherd *et al.*, 1985), principalmente devido à entrada de N<sub>2</sub> frio diretamente na platina, permitindo a obtenção de temperaturas de até -196°C. Para a determinação mais segura da temperatura de fusão do gelo (T<sub>fg</sub>) e da temperatura de homogeneização (T<sub>h</sub>), utilizou-se a técnica de *cycling* (Goldstein & Reynolds, 1994).

A calibração do equipamento foi realizada por meio de medições de T<sub>f</sub>CO<sub>2</sub>, T<sub>fg</sub> e T<sub>h</sub>H<sub>2</sub>O em inclusões fluidas de padrões sintéticos fornecidos pelo fabricante da platina FLUID INC. Após os ajustes no aparelho, as pequenas diferenças ainda existentes entre as medidas obtidas (T<sub>f</sub>CO<sub>2</sub> = -56,5, -56,4, -56,4°C; T<sub>fg</sub> = 0,0°C; T<sub>h</sub>H<sub>2</sub>O = 373,1°C) e os valores esperados (T<sub>f</sub>CO<sub>2</sub> = -56,6°C; T<sub>fg</sub> = 0,0°C; T<sub>h</sub>H<sub>2</sub>O = 374,1°C) foram corrigidas por meio de curva de calibração. A reprodutibilidade dos resultados foi de aproximadamente ± 0,1 °C entre -56,6 e 30°C e ± 2°C para medições acima de 30°C.

A primeira fase do estudo microtermométrico compreendeu o resfriamento das inclusões fluidas. Em seguida, inclusões selecionadas foram analisadas na microsonda RAMAN. O aquecimento das inclusões fluidas foi a última fase da microtermometria, devido à possibilidade de ocorrerem mudanças de volume, e até mesmo crepitação das inclusões, durante a fase de aquecimento, o que poderia prejudicar ou até mesmo inviabilizar as análises RAMAN.

A microsonda RAMAN utilizada foi do tipo XY CONFOCAL DILOR, do laboratório comum BRGM-CNRS-Université d'Orléans (Orléans, França), operada pela Dra. Claire Bény. O aparelho é equipado com um *laser* de argônio ionizado, modelo COHERENT INNOVA 90 (5 W), e com um *laser* de kriptônio ionizado, modelo COHERENT INNOVA 90K. Um microscópio OLYMPUS equipado com objetivas de até 150x foi utilizado. Os espectros foram registrados utilizando-se radiação de excitação de 514,532 nm, *laser* de 100 Mw, com diâmetro do feixe próximo a 1  $\mu\text{m}$ , uma única acumulação e tempo de leitura de 60s. Foram realizadas 74 análises pontuais, incluindo fases gasosa, sólida, líquida e matriz. As concentrações relativas das espécies gasosas foram calculadas pela Dra. Claire Bény, por meio do programa de computador desenvolvido por Roux & Bény (1990).

### 3- PETROGRAFIA

O estudo petrográfico das inclusões fluidas foi realizado em um microscópio Leitz, na Universidade de Brasília, equipado com objetivas de até 100X e ocular de 10X, e em um microscópio Olympus, na *Université d'Orléans* (Orléans, França), equipado com objetivas de até 50X e ocular de 12,5X.

Foram estudados grãos de quartzo de amostras representativas das porções mais intensamente hidrotermalizadas do Granito Matupá, geralmente contendo ouro em fraturas ou incluso em pirita. As amostras selecionadas compreendem:

- 3 lâminas SE I.1, representativas do fácies com textura grossa, constituído principalmente de microclínio, quartzo e cristais centimétricos de pirita, contendo também clorita, sericita e microfraturas preenchidas por calcita. Este fácies é desprovido de ouro;
- 2 lâminas SE I.3, amostra composta principalmente de massa de sericita, restos de microclínio, quartzo, pirita e ouro incluso na pirita;
- 2 lâminas SE I.4.3.1, fácies em que predomina a alteração sericítica, sendo constituída de albita, quartzo, microclínio, pirita e muscovita, com microfraturas preenchidas por sericita e calcita. Ocorre ouro como inclusões ou preenchendo fraturas na pirita;
- 2 lâminas de SE II.1.4, representante da cloritização extrema do granito e constituída principalmente de clorita rica em manganês, quartzo, sericita e pirita contendo inclusões de ouro e de outros sulfetos;
- 7 lâminas de SE II.4, representante do fácies muito rico em albita, microclínio e pirita, estando o ouro principalmente em fraturas, mas também incluso em pirita;
- 1 lâmina SE II. 14.3, onde predomina a alteração sericítica, sendo a amostra constituída de massas de sericita, microclínio, quartzo e pirita contendo ouro em fratura.

As observações petrográficas permitiram estabelecer uma classificação das inclusões fluidas levando-se em consideração principalmente cor, natureza e proporções relativas das fases existentes à temperatura ambiente. Com base nas nomenclaturas propostas por Weisbrod (1981) e Shepherd *et al.* (1985), os seguintes tipos de inclusões fluidas foram identificados:

1) **Tipo C** - inclusões monofásicas ou bifásicas carbônicas, arredondadas, escuras, geralmente não homogeneizadas à temperatura ambiente, com tamanho reduzido (3 - 6 um) e Vg

predominantemente igual a 5. Ocorrem indistintamente nos diferentes tipos de rochas hidrotermais estudados;

2) **Tipo LC** - inclusões bifásicas ou trifásicas aquo-carbônicas, geralmente de cor castanho escuro, não homogeneizadas à temperatura ambiente, subarredondadas ou retangulares, com  $V_g = 5-20\%$  e tamanho variando de 3 a 20  $\mu\text{m}$  (prancha 4.1 -a, b);

3) **Tipo L<sub>1</sub>** - inclusões monofásicas ou bifásicas aquosas, encontradas em todos os fácies estudados, geralmente incolores ou rosadas, com  $V_g \leq 5$  e dimensões variando de 3 a 18  $\mu\text{m}$ , com moda próxima de 7  $\mu\text{m}$  (prancha 4.1 -c);

4) **Tipo L<sub>2</sub>** - inclusões bifásicas, normalmente escuras, com formas diversas e dimensões entre 5 e 15  $\mu\text{m}$ , predominantemente entre 8 e 10  $\mu\text{m}$ . Este tipo de inclusão ocorre de forma intragranular em quartzo das amostras SE I.1 e SE 13 ou constituindo plano de inclusões alinhadas, possivelmente secundárias, em SE 1.4.3.1, SE II. 1.4b, SE II4Aa e SE II4Ab;

5) **Tipo L<sub>3</sub>** - inclusões bifásicas, raras, com bolha escura,  $V_g \geq 10$ , sub-arredondadas, com tamanho variando de 3 a 12  $\mu\text{m}$ , encontradas apenas em SE II. 1.4b;

6) **Tipo S<sub>1</sub>** - inclusões multifásicas (L+V+S), semelhantes às do tipo L<sub>1</sub>, com as quais se associam, encontradas nos diferentes tipos de rochas hidrotermais. O líquido é incolor a levemente rosado, possui  $V_g = 5\%$  e  $V_s$  variando de 5 a 20%. O sólido dominante é cúbico, incolor e isótropo, identificado como halita (NaCl). Em duas inclusões (SEII4b/1.1/II5 e SE II.1.4b/3.1/I4), dois sólidos cúbicos incolores foram observados, identificados como halita e silvita (KCl). Em algumas inclusões foi observado sólido castanho claro, birrefringente, possivelmente calcita (prancha 4.1 -d).

7) **Tipo S<sub>2</sub>** - inclusões multifásicas (L+V+S), semelhantes às do tipo L<sub>2</sub>, com as quais se associam. O líquido é castanho, o  $V_g$  é normalmente inferior a 5% e o  $V_s$  varia de 1 a 10%. O sólido é incolor a castanho, birrefringente, com hábito prismático, arredondado ou tubular (prancha 4.1 -e, f), com comprimento máximo de 1,5  $\mu\text{m}$ . Tendo em vista a variação nas razões entre as fases, tamanhos anormalmente elevados em comparação com o tamanho da inclusão hospedeira e o fato de haver fraturas nas rochas hidrotermais preenchidas por calcita, a calcita é provavelmente mineral aprisionado, conforme os critérios de Shepherd *et al.* (1985);

8) **Tipo S<sub>3</sub>** - inclusões multifásicas (L+V+S) raras, encontradas apenas na amostra SE II. 1.4, semelhantes às do tipo L3, caracterizadas por conterem bolha escura, Vg entre 10 e 40% e Vs entre 2 e 10%. Em geral, apenas um sólido de 2  $\mu\text{m}$ , incolor, cúbico e isótropo está presente, mas em algumas inclusões ocorre outro sólido cúbico, incolor, isótrono (prancha 4.1-g). Sugere-se que esses sólidos sejam respectivamente halita (NaCl) e silvita (KCl).

9) **Tipo S<sub>4</sub>** - raras inclusões aquo-carbônicas contendo sólido prismático, birrefringente, possivelmente calcita, identificadas nas amostras SE 1.1, mas também em SE 1.4.3.1.

#### 4- RESULTADOS DA ESPECTROMETRIA RAMAN

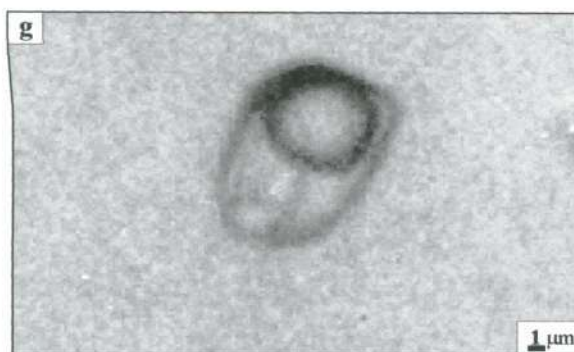
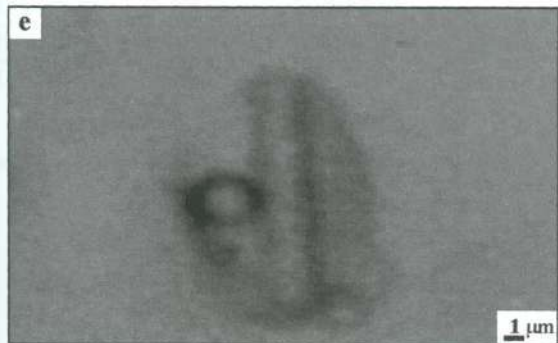
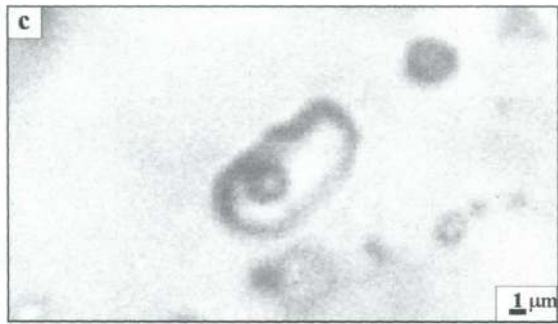
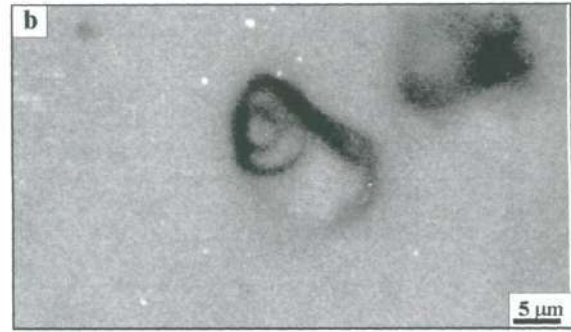
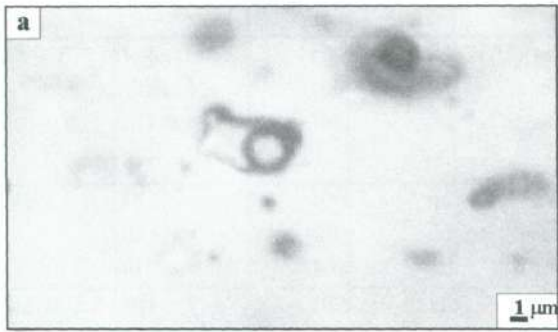
Os principais resultados do estudo de espectrometria RAMAN realizado em amostras representativas dos principais tipos de inclusões fluidas identificados em Serrinha encontram-se na tabela 4.1

As inclusões carbônicas (C) e aquo-carbônicas (LC) são predominantemente constituídas por CO<sub>2</sub> puro (tabela 4.1 e figura 4.1a). Apenas nas inclusões aquo-carbônicas SE I3A identificou-se CH<sub>4</sub>, com destaque para a inclusão SEI.3A/I1/III1 (prancha 4.1 e figura 4.1b), que possui 85,3% de CO<sub>2</sub> e 14,7% de CH<sub>4</sub>. Não foi detectado N<sub>2</sub> nas inclusões analisadas e C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> foi sugerido em apenas uma única inclusão fluida (tabela 4.1).

Não foi detectado qualquer sinal nas análises das fases líquidas das inclusões fluidas selecionadas para as análises RAMAN, o que significa que os íons presentes nas soluções estão dissociados (Roedder, 1984).

As análises das fases sólidas objetivaram identificar os diferentes tipos de sólidos distinguidos durante o estudo petrográfico. O sólido dominante nas inclusões do tipo S<sub>2</sub> foi identificado como calcita (tabela 4.1, figura 4.1c). Foram também identificados os minerais nacolita (figura 4.1d), carbonato intermediário entre calcita e magnesita (figura 4.1e), feldspato com composição próxima à de albita (figura 4.1f) e, possivelmente, anidrita (tabela 4.1).

Os sólidos cúbicos existentes nas inclusões do tipo S<sub>1</sub> e S<sub>3</sub> não apresentaram sinal quando analisados na microsonda RAMAN, reforçando a hipótese de que sejam halita e silvita.



**Prancha 4.1 - Fotomicrografia de inclusões fluidas em quartzo de Serrinha, a) SE 13/1.1/III1 - tipo LC ( $H_2O-CO_2-CH_4$ ); b) SE 1.1b/2.1/VIII1 - tipo LC ( $H_2O-CO_2$ ); c) SE 1.1b/2.2/VII2 - tipo  $L_1$ ; d) SE II4Aa/1.1/II - tipo  $S_1$ ; e) SE 1.1b/1.2/VI - tipo  $S_2$ , com calcita tubular, f) SE 1.1b/1.1/III1 - tipo  $S_2$ , com calcita prismática; g) SE II.1.4b/5.1/II2 - tipo  $S_3$ , com halita e silvita.**

Tabela 4.1 - Principais resultados da espectrometria RAMAN

Amostra/ campo	Inclusão	% CO <sub>2</sub>	% CH <sub>4</sub>	% C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	% N <sub>2</sub>	Observações
I.1 b/2.1	VI1	100	nd	nd	nd	1014cm <sup>-1</sup> -anidrita?
	VIII1	100	nd	nd	nd	
	IX1	100	nd	nd	nd	
	VI1- sólido					
II.4b/1.1	I7	100	nd	nd	nd	
	III4	100	nd	nd	nd	
	III1	100	nd	nd	nd	
1.4.3.1 a/2.2	VI1	100	nd	nd	nd	1089 e 309cm <sup>-1</sup> -solução sólida entre calcita e magnesita
	III3	100	nd	nd	nd	
	V2 - sólido					
I.1.bII/1.1	III- sólido					1742,3;1436,9;1085,5;713,8;283;157,6cm <sup>-1</sup> - calcita nada detectado 1748-1436.9-1085.5-711.8-281.5-154.8cm <sup>-1</sup> calcita
	III- líquido					
	PI8- sólido					
I.3a/1.1	III1	85,3	14,7	nd	nd	
	III5	88,1	11,2	0,7	nd	
	IV3	98,2	1,8	nd	nd	
	IV5	100	nd	nd	nd	
II.4Ab/1.1	PI8	100	nd	nd	nd	1267,2;1045,8;685,6;659,4;224,3;164;151,1;142,6;123,8;111,4;107,6;90.3cm <sup>-1</sup> - nacolita
	I8 - sólido					
II.4Aa/1.1	PI1	99,2	0,8	nd	nd	
	PI11	100	nd	nd	nd	
I.3b/1.1	PI4	100	nd	nd	nd	
II.14.3/1.1	B	100	nd	nd	nd	
I.la/3.1	01- sólido					...815;763,4;...;506,8;478,5;...;290,5-...-185,4-...-84,4cm <sup>-1</sup> feldspato próximo de albita 1740,5;1085,5;713,8;283,1;159,7cm <sup>-1</sup> - calcita
	PI2- sólido					

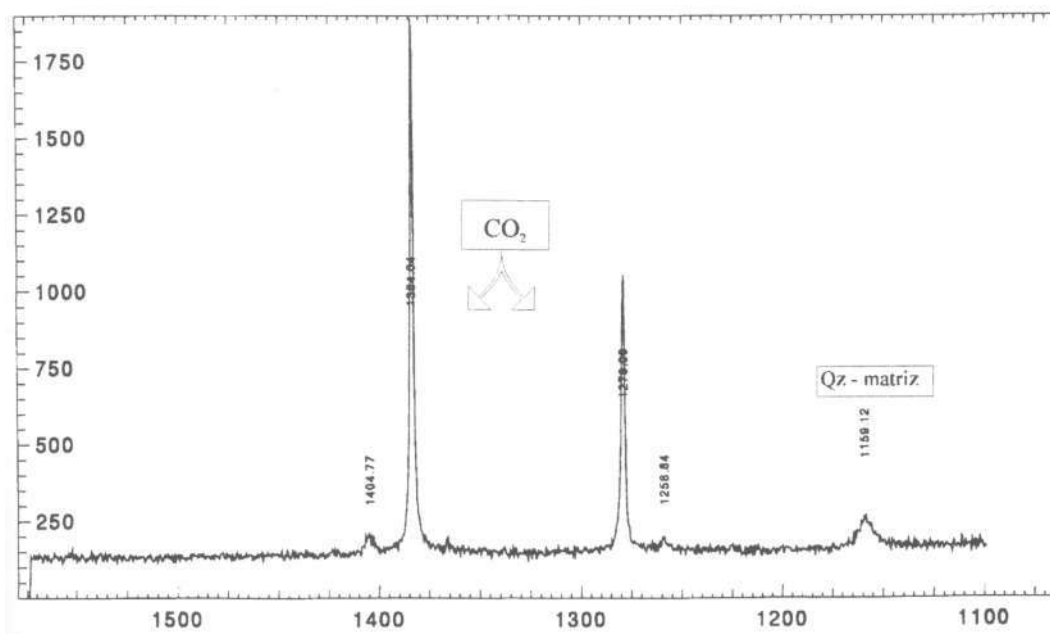


Figura 4.1a - Espectro RAMAN da inclusão SE I.lb/2.1/VII, ilustrativo da fase gasosa constituída de CO<sub>2</sub> puro.

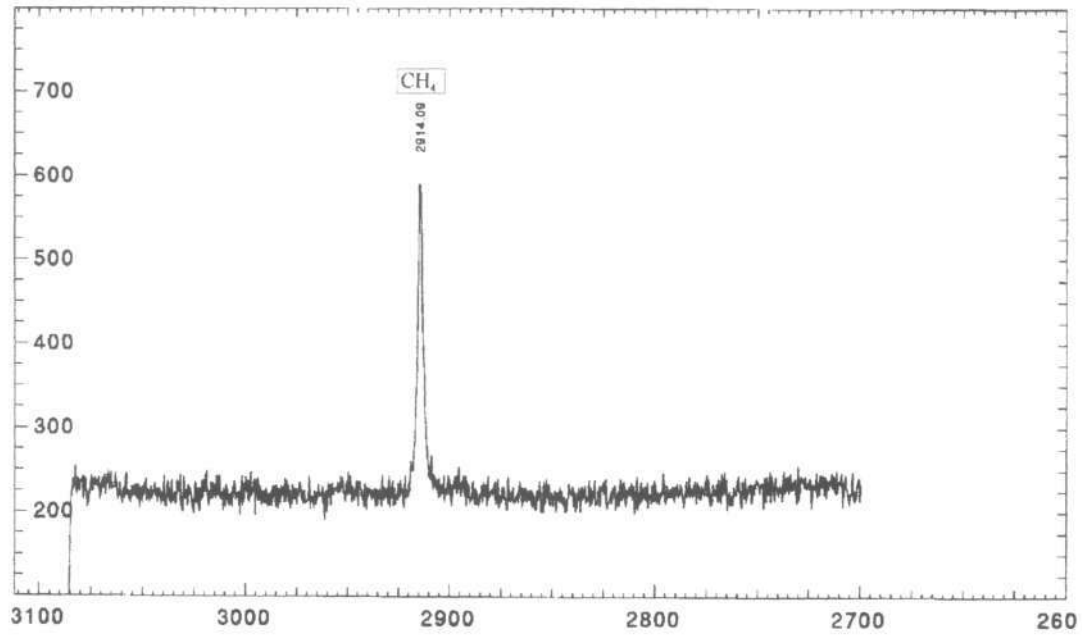


Figura 4Ab - Parte do espectro RAMAN para a fase gasosa da inclusão I.3A/I.1/III, mostrando o pico de CH<sub>4</sub>.

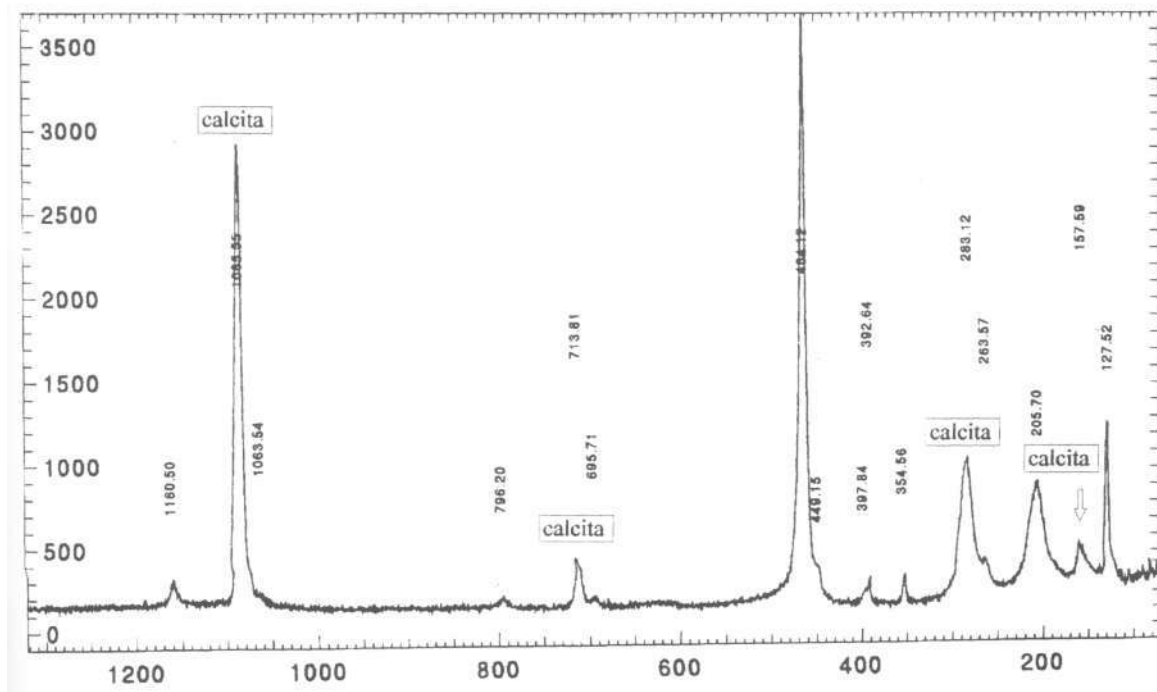


Figura 4.1c - Espectro RAMAN para a fase sólida da inclusão fluida I.1b/I.1/III



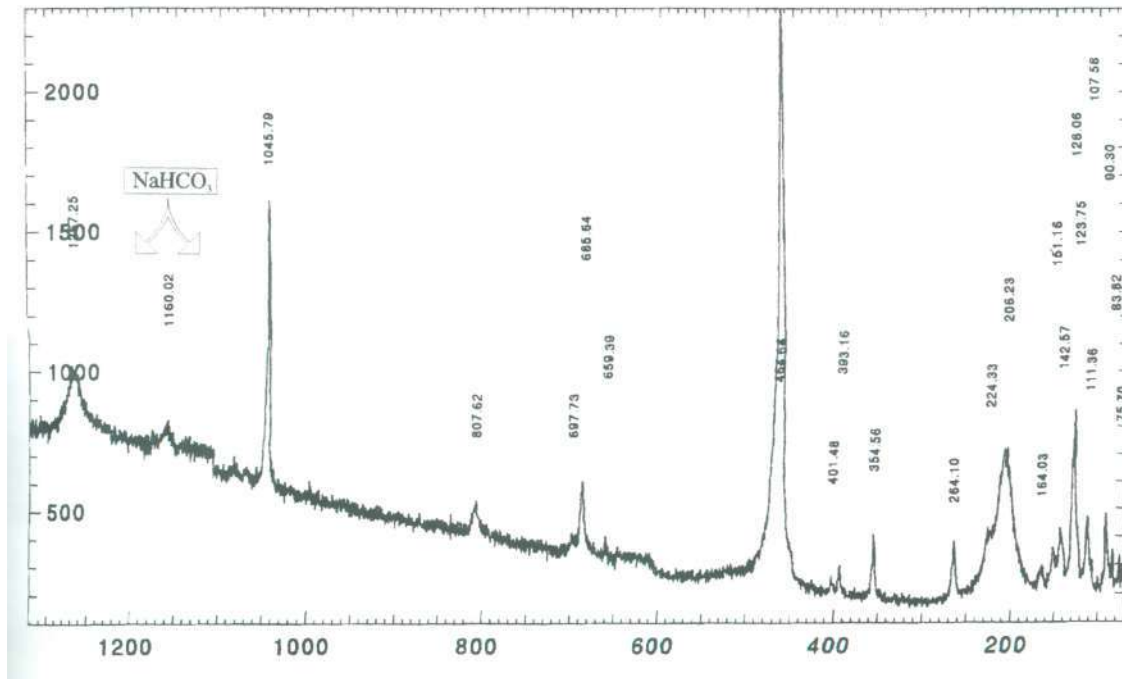


Figura 4.1d - Espectro RAMAN para a fase sólida da inclusão II.4AB/1.1/18, identificada como nacolita, de acordo com valores de picos na tabela 4.1. Também são registrados picos da matriz (quartzo).

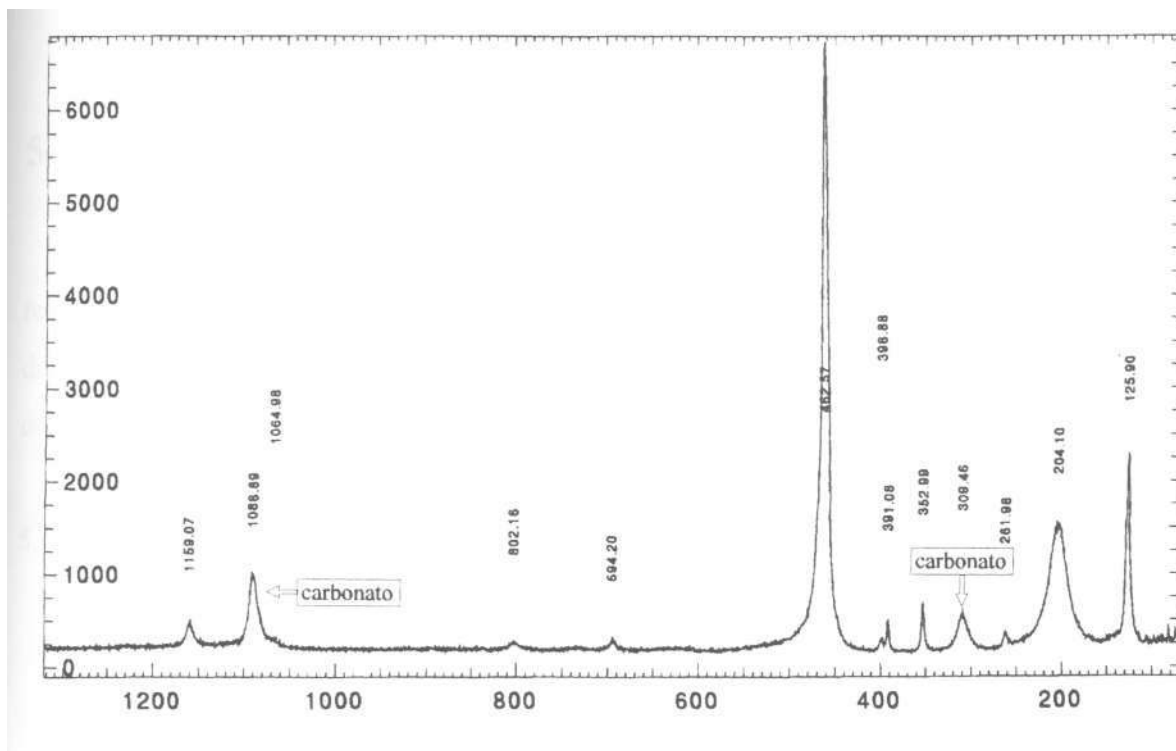


Figura 4.1 e - Espectro RAMAN para a fase sólida da inclusão I.4.3. 1/2.2/V2, identificada como carbonato intermediário entre calcita e magnesita. Também são registrados os picos da matriz (quartzo).

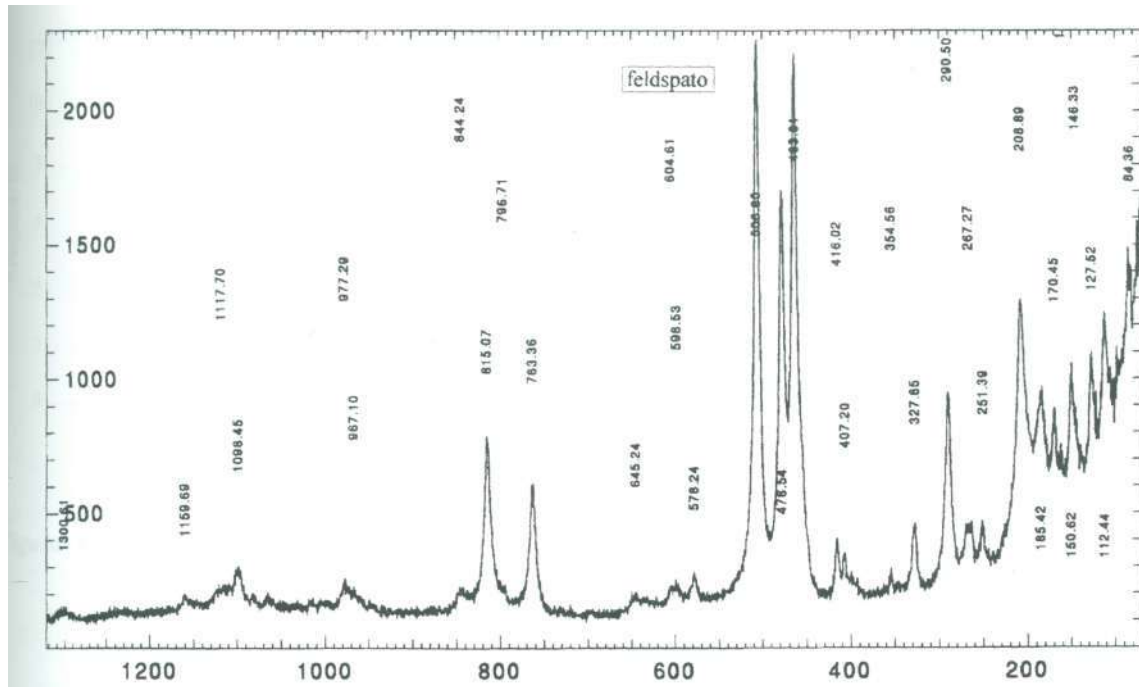


Figura 4.1f- Espectro RAMAN para a fase sólida da inclusão I1A/3.1/01, identificada como feldspato com composição próxima à da albita. Também são registrados os picos da matriz (quartzo).

## 5- ESTUDO MICROTERMOMÉTRICO

Os resultados microtermométricos obtidos para as amostras de Serrinha permitiram reagrupar as inclusões fluidas de acordo com sistemas teóricos utilizados para representar os diferentes tipos de fluidos identificados por meio das medidas de congelamento e aquecimento das inclusões fluidas.

### 5.1 - SISTEMA CO<sub>2</sub>

Identificado nas inclusões fluidas do tipo C, sua temperatura de congelamento situa-se entre -97 e -100°C. A TfCO<sub>2</sub> concentra-se entre -56,7 e -56,9 (tabela 4.2; figura 4.2a), não tendo sido identificado outro gás além de CO<sub>2</sub> nas análises RAMAN (tabela 4.1). A homogeneização do CO<sub>2</sub> se dá na fase líquida e a ThCO<sub>2</sub> situa-se entre 0 e 28°C, com maior frequência entre 12 e 16°C (figura 4.2b). Conhecendo-se a temperatura e o modo de homogeneização das inclusões carbônicas, procedeu-se ao cálculo da densidade do CO<sub>2</sub> utilizando-se o programa MacFlinCor (Brown & Hagemann, 1994). Os valores de densidade

obtidos variam de 0,66 a 0,93g/cm<sup>3</sup>, com média e moda aproximadamente iguais a 0,82 g/cm<sup>3</sup>.

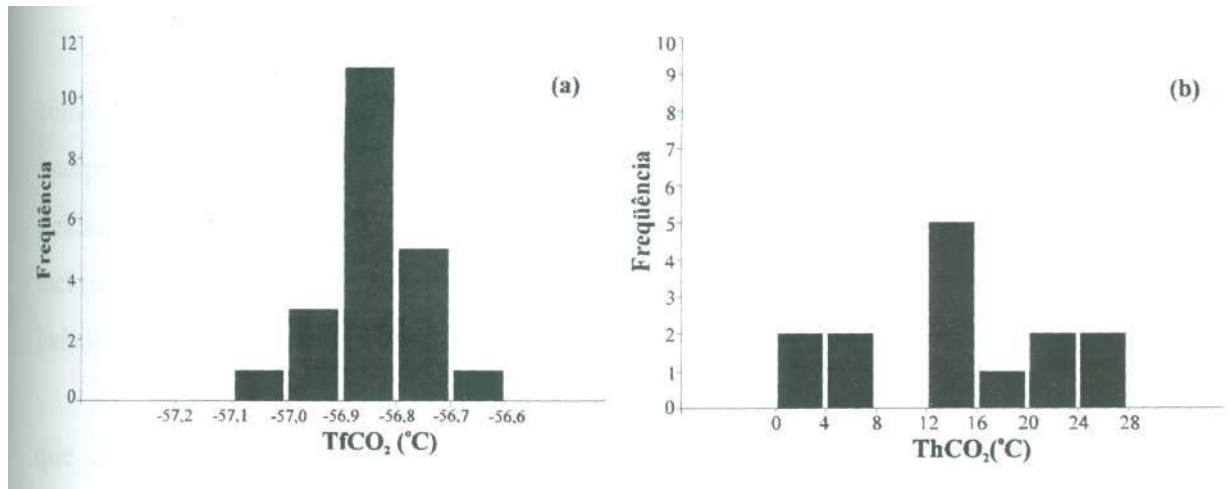


Figura 4.2- Dados microtermométricos para as inclusões fluidas do sistema CO<sub>2</sub>.

Tabela 4.2 - Dados petrográficos e microtermométricos para as inclusões C. (Valores de T em °C.)

Amostra	Inclusão fluida	Sistema	Vg(%)	TfCO <sub>2</sub>	ThCO <sub>2</sub>
SEL 1a/C 1.2	I12	CO <sub>2</sub>	10	n.d.	22,5
SEL1aC 1.2	II4	CO <sub>2</sub>	5	n.d.	28,0
SEL1aC 2.1	V11	CO <sub>2</sub>	5	-56,8	13,5
SE I.4.3.1a/C 2.1	IV1	CO <sub>2</sub>	5	-56,9	n.d.
SE I.4.3.1a/C 2.2	III4	CO <sub>2</sub>	5	-57,0	17,7
SE I.4.3.1a/C 2.2	III9	CO <sub>2</sub>	5	n.d.	23,9
SE I.4.3.1a/C 2.2	VI3	CO <sub>2</sub>	10	-56,9	n.d.
SE I.3A/C I1	IV4	CO <sub>2</sub>	5	-56,8	n.d.
SE I.3A/C I1	IV5	CO <sub>2</sub>	20	-56,9	3,3
SE I.3A/C I1	IV6	CO <sub>2</sub>	10	-56,9	0,3
SE I.3A/C I1	IV7	CO <sub>2</sub>	10	-56,9	7,2
SE I.3A/C I1	VII3	CO <sub>2</sub>	5	n.d.	12,4
SE II.4a/C1.2	II4	CO <sub>2</sub>	3	-57,0	25,8
SE II.4b/C1.1	I9	CO <sub>2</sub>	5	-56,8	n.d.
SE II.4b/C1.1	II10	CO <sub>2</sub>	5	-56,9	n.d.
SE II.4b/C1.1	II12	CO <sub>2</sub>	10	-56,8	n.d.
SE II.4b/C1.1	II13	CO <sub>2</sub>	5	-56,8	n.d.
SE II.4b/C1.1	II12	CO <sub>2</sub>	10	-56,7	n.d.
SE II.4Ab/C1.1	II10	CO <sub>2</sub>	20	-56,9	n.d.
SE II.4Ab/C1.1	II6	CO <sub>2</sub>	n.d.	-56,9	15,0
SE II.4Ab/C1.1	II9	CO <sub>2</sub>	10	-56,9	13,5
SE II.4Ab/C1.5	I3	CO <sub>2</sub>	5	-56,9	7,4
SE II.4Aa/C1.1	IV5	CO <sub>2</sub>	10	-56,9	n.d.
SE II.4Aa/C4.1	IV5	CO <sub>2</sub>	10	-57,1	n.d.
SE II.4Aa/C4.1	VII5	CO <sub>2</sub>	15	-57,0	14,2

**52 - SISTEMA H<sub>2</sub>O - NaCl - CO<sub>2</sub> - (CH<sub>4</sub>)**

O sistema H<sub>2</sub>O - NaCl - CO<sub>2</sub> - (CH<sub>4</sub>) foi identificado nas inclusões fluidas classificadas como LC. São também incluídas nesse sistema as inclusões S<sub>4</sub>, devido a conterem calcita interpretada como mineral aprisionado, tendo em vista sua ocorrência aleatória nas inclusões fluidas, por vezes apresentar dimensões anormalmente elevadas em relação ao tamanho das inclusões fluidas em que ocorrem (Shepherd *et al.*, 1985) e devido à ausência de qualquer indício de dissolução durante o aquecimento das inclusões S<sub>4</sub>.

Durante o resfriamento, praticamente não foi possível observar a formação do clatrato, que deveria ocorrer em temperatura próxima de -28°C, denominada de temperatura do primeiro congelamento por Shepherd *et al.* (1985). O primeiro congelamento observado ocorreu entre -43 e -45°C, que provavelmente corresponde ao da fase aquosa, ou segundo congelamento, de acordo com Shepherd *et al.* (1985). Entre -95 e -100°C ocorreu o congelamento da fase carbônica.

Durante o aquecimento, a fusão do CO<sub>2</sub> concentrou-se entre -56,8 e -56,9°C (tabela 4.3; figura 4.3a). Nas raras inclusões fluidas com TfCO<sub>2</sub> < -57°C, as análises RAMAN detectaram a presença de CH<sub>4</sub>, além de CO<sub>2</sub>, com destaque para a inclusão SEI.3A/II/III1 (prancha 4.1-a), cuja TfCO<sub>2</sub> foi de -58,4°C. A temperatura de fusão do hidrato clatrato de CO<sub>2</sub> (Tfcl) concentrou-se entre 7 e 8°C (figura 4.3b) e a temperatura de fusão do gelo (Tfg) foi muito difícil de ser observada. Os poucos resultados obtidos forneceram temperaturas entre -11 e -1°C. Segundo Diamond (1992), a formação do hidrato de CO<sub>2</sub> durante o resfriamento de inclusão fluida aquo-carbônica ocorre quando o conteúdo de CO<sub>2</sub> é superior a 1,5 mol%. Durante o aquecimento, o clatrato normalmente oblitera os últimos cristais de gelo, impedindo a determinação da temperatura de fusão do gelo.

Conforme demonstrado por Collins (1979), a formação do clatrato retira água da fase aquosa da inclusão fluida, aumentando a salinidade da solução residual. Conseqüentemente, a medida do ponto de fusão do gelo, normalmente utilizada para o cálculo de salinidade, fornecerá valores anômalos de salinidade. Como alternativa, Collins (1979) concluiu que a determinação da depressão da temperatura de decomposição do hidrato de CO<sub>2</sub> na presença de CO<sub>2</sub> líquido e CO<sub>2</sub> gasoso pode fornecer valiosa medida de salinidade, certificando-se, para tal, de que outros gases não estejam presentes na inclusão.

Tabela 4.3 - Dados petrográficos e microtermométricos para as inclusões LC. (Valores de T em °C)

Amostra	N° IF	VCO <sub>2</sub> (%)	Vs(%)	TfCO <sub>2</sub>	Tfgele	TfCla	ThCO <sub>2</sub>	Th(L+V)	Tdec	%NaCleq.
SE I a/C 1.2	I3	2		-56,7	n.d.	5,5	29,3	n.d.		8,17
SE I. la/C 1.2	II2	10	10	-56,8	n.d.	7,2	31,1	n.d.		5,33
SE I. la/C 1.2	II7	5		-56,6	n.d.	6,6	25,3	n.d.	260,7	6,38
SE I. la/C 1.2	II9	5	5	-56,6	n.d.	7,2	27,1	n.d.		5,33
SE I. la/C 1.2	III1	5		-56,6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.
SE I. la/C 1.2	III2	5		-56,6	n.d.	n.d.	28,5	n.d.	246,7	n.d.
SE I. la/C 1.2	III3	5		-56,9	n.d.	7,3	24,8	n.d.		5,16
SE I. la/C 1.2	III5	5		n.d.	n.d.	n.d.	28,1	n.d.		n.d.
SE I. la/C 1.2	III6	5		n.d.	n.d.	n.d.	24,5	n.d.		n.d.
SE I. la/C 1.2	III2	10		-56,9	n.d.	7,2	24,7	295,8		5,33
SE I. la/C 1.2	III5	5		-56,7	n.d.	n.d.	26,3	n.d.		n.d.
SE I. la/C 1.2	III6	2		-56,7	n.d.	7,5	30,1	n.d.		4,80
SE I. la/C 1.2	III7	5		-56,7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.
SE I. la/C 1.2	III8	5		-56,7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.
SE I. la/C 1.2	III9	5		-56,7	n.d.	n.d.	23,5	n.d.		n.d.
SE I. la/C 1.2	III10	5		-56,7	n.d.	n.d.	25,9	n.d.	315,8	n.d.
SE I. la/C 1.2	III13	10		-56,6	n.d.	7,3	27,8	n.d.		5,16
SE I. la/C 1.2	III15	5		n.d.	n.d.	n.d.	27,3	n.d.	300,8	n.d.
SE I. la/C 1.2	III17	10		-56,9	n.d.	n.d.	29,6	n.d.	246,7	n.d.
SE I. la/C 1.2	III18	10		-56,9	n.d.	n.d.	24,5	n.d.	246,7	n.d.
SE I. la/C 1.2	IV1	2		-56,6	n.d.	5,5	n.d.	329,9		8,19
SE I. la/C 1.2	IV4	10		-56,9	n.d.	6,7	n.d.	n.d.		6,21
SE I. la/C 1.2	IV5	5		-56,9	n.d.	6,9	n.d.	n.d.		5,85
SE I. la/C 1.2	IV8	10		-56,7	n.d.	6,8	n.d.	247,4		6,04
SE I. la/C 1.2	IV11	20		-56,7	n.d.	6,8	n.d.	261,7		6,04
SE I. la/C 1.2	IV12	20		-56,7	n.d.	n.d.	n.d.	300,8		n.d.
SE I. la/C 1.2	IV15	10		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	231,6		n.d.
SE I. la/C 2.1	II1	5		-56,5	n.d.	7,0	n.d.	n.d.		5,68
SE I. la/C 2.1	IV2	5		-56,5	n.d.	5,4	25,3	n.d.		8,34
SE I. la/C 2.1	V1	5		-57,0	n.d.	5,0	29,1	n.d.		8,97
SE I. la/C 2.1	V2	5		-56,9	n.d.	5,7	29,1	n.d.		7,87
SE I. la/C 2.1	V3	5		n.d.	n.d.	6,4	29,1	n.d.		6,72
SE I. lb/C2.1	I6	2	10	n.d.	-5,3	7,8	30,3	n.d.		4,26
SE I. lb/C2.1	II2	20		n.d.	n.d.	7,6	30,0	n.d.		4,62
SE I. lb/C2.1	III1	5		-56,8	n.d.	7,1	25,7	n.d.	260,7	5,51
SE I. lb/C2.1	III2	5		-57,0	n.d.	7,7	25,5	n.d.	260,7	4,44
SE I. lb/C2.1	IV1	5		-57,0	n.d.	7,7	26,3	316,9		4,44
SE I. lb/C2.1	IV2	5		-57,0	n.d.	n.d.	26,5	302,8		n.d.
SE I. lb/C2.1	VI4	2		-57,1	-5,0	7,6	29,3	n.d.		4,62
SE I. lb/C2.1	VI5	2		n.d.	n.d.	n.d.	29,7	n.d.		n.d.
SE I. lb/C2.1	VI6	5		-56,9	n.d.	8,2	22,3	n.d.		3,53
SE I. lb/C2.1	VI9	5		n.d.	n.d.	n.d.	28,1	n.d.		n.d.
SE I. lb/C2.1	VII1	5		-57,0	n.d.	7,4	29,6	n.d.		4,98
SE I. lb/C2.1	VII3	5		-56,9	n.d.	8,2	29,0	280,3		3,53
SE I. lb/C2.1	VII4	10		-56,9	n.d.	8,2	29,1	261,3		3,53
SE I. lb/C2.1	VIII1	10		-56,9	n.d.	n.d.	29,3	n.d.		n.d.
SE I. lb/C2.1	VIII3	5		-56,9	n.d.	8,0	28,7	249,3		3,90
SE I. lb/C2.1	VIII4	5		-56,9	n.d.	8,0	28,4	253,2		3,90
SE I. lb/C2.1	IX1	5		-57,1	n.d.	7,7	22,6	n.d.	260,7	4,44
SE I. lb/C2.1	IX2	10		n.d.	n.d.	7,7	22,8	n.d.	270,7	4,44
SE I. lb/C2.1	IX4	5		-57,1	n.d.	7,7	n.d.	n.d.		4,44
SE I. lb/C 2.2	11	10		-56,7	n.d.	7,4	n.d.	230,6		4,98
SE I. lb/C 2.2	12	10		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	207,4		n.d.
SE I.1C	12	10		-56,9	n.d.	6,7	28,6	n.d.		6,20
SE I.1C	14	10		-57,0	n.d.	6,5	31,0	n.d.		6,55
SE I.1C	15	10		-57,1	n.d.	6,4	30,6	n.d.		6,72
SE I.1C	19	5		n.d.	n.d.	n.d.	29,1	n.d.		n.d.

Tabela 4.3 - Continuação.

Amostra	NºIF	VCO <sub>2</sub> g (%)	Vs(%)*	TfCO <sub>2</sub>	TfgeJo	TfCl <sub>a</sub>	ThCO <sub>z</sub>	Th(L+V)	Tdec	%NaCl eq.
SEI.1C	19	5		n.d.	n.d.	n.d.	29,1	n.d.		n.d.
SEI.1C	IV5	10		-56,8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.
SEI.4.3.1a/C1.5	11	5		-56,8	n.d.	3,8	29,6	n.d.	320,9	10,76
SEI.4.3.1a/C 1.5	12	5		n.d.	n.d.	n.d.	28,3	346,9		n.d.
SEI.4.3.1a/C 1.5	I3	5		n.d.	n.d.	n.d.	24,1	n.d.		n.d.
SEI.4.3.1a/C 2.1	IV3	10		-57,0	-5,3	7,1	31,0	239,8		5,51
SEI.4.3.1a/C 2.1	VI	5		n.d.	n.d.	n.d.	29,3	n.d.	280,8	n.d.
SEI.4.3.1a/C 2.1	V11	2		n.d.	n.d.	n.d.	29,8	391,1		n.d.
SEI.4.3.1a/C 2.2	III3	5		-56,9	n.d.	n.d.	29,9	274,7		n.d.
SEI.4.3.1a/C 2.2	V11	5	20	-56,9	n.d.	6,5	28,9	n.d.	280,8	6,55
SEI.4.3.1a/C 2.2	VI2	5		-56,9	n.d.	6,0	25,9	350,9		7,38
SEI.3A/CI.1	III1	20		-58,4	n.d.	9,8	n.d.	319		n.d.
SEI.3A/CI.1	III4	5		-56,9	n.d.	7,2	4,2	305,5		5,33
SEI.3A/CI.1	IV3	5		-56,7	n.d.	n.d.	3,7	n.d.		n.d.
SEI.3 A/C 1.1	IV2	5		-57,1	n.d.	7,3	8,0	n.d.		5,16
SEI.3A/CI.1	VI1	5		-56,8	-7,1	7,1	23,5	n.d.		5,51
SEI.3 A/C 1.1	VI2	5		n.d.	n.d.	n.d.	18,0	n.d.		n.d.
SEI.3A/CI.1	VIII1	2		-56,8	n.d.	7,2	11,8	n.d.		5,33
SEI.3 A/C 1.1	VII2	7		-57,1	n.d.	n.d.	17,5	n.d.		n.d.
SEI.3A/CI.1	VII4	2		-57,1	n.d.	n.d.	17,6	n.d.		n.d.
SEI.3A/CI.1	VII5	5		-57,1	n.d.	6,4	16,4	n.d.		6,72
SEI.3A/CI.1	VII6	5		-56,9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.
SEI.3A/C 1.2	IV1	5		-57,1	n.d.	7,8	n.d.	n.d.		4,26
SEI.3A/C 1.2	II1	15		-57,1	n.d.	7,0	n.d.	n.d.		5,68
SEI.3A/C 1.2	II3	15		-57,1	n.d.	7,5	n.d.	n.d.		4,80
SEI.3A/C 1.2	II4	15		-57,1	n.d.	8,2	25,3	318,4		3,53
SEI.3A/C 1.2	II5	15		-57,1	n.d.	7,8	n.d.	n.d.		4,26
SEI.3A/C 1.2	II8	5		n.d.	n.d.	8,2	n.d.	225,6		3,53
SEI.3b/CI.1	II4	5		-57,3	-10,7	5	29,4	n.d.	239,6	8,95
SEII.4a/C1.2	I1	7		n.d.	n.d.	n.d.	27,1	335,9		n.d.
SEII.4a/C1.2	I3	10		-57,1	n.d.	n.d.	29,9	320,9		n.d.
SEII.4a/C1.2	I4	10		-57,1	n.d.	7,1	n.d.	317,9		5,51
SEII.4a/C1.2	II0	5		n.d.	n.d.	n.d.	29,1	n.d.		n.d.
SEII.4a/C1.2	II1	5		-57,0	n.d.	7,4	n.d.	n.d.		4,98
SEII.4a/C1.2	II3	5		-57,0	n.d.	7,4	n.d.	n.d.		4,98
SEII.4a/C1.2	II8	5		-57,1	-3,9	6,6	23,2	n.d.		6,38
SEII.4b/CI.1	I7	5		-56,8	n.d.	7,4	27,6	330,9		4,98
SEII.4b/CI.1	II6	5		-56,9	n.d.	7,5	25,6	267,7		4,80
SEII.4b/CI.1	II7	20		-56,9	n.d.	8,8	27,1	269,7		2,39
SEII.4b/CI.1	II9	5		-56,9	-2,5	3,6	27,1	n.d.		11,04
SEII.4b/CI.1	III0	5		-56,8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.
SEII.4b/CI.1	III1	5		-56,8	n.d.	7,2	23,8	n.d.		5,33
SEII.4b/CI.1	III6	5		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	396,1		n.d.
SEII.4b/CI.1	III7	5		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	441,2	n.d.
SEII.4b/CI.1	III1	10		-56,8	-9,9	0,6	17,0	n.d.		14,95
SEII.4b/CI.1	III3	10		-56,8	n.d.	3,3	23,9	n.d.		11,46
SEII.4b/CI.1	III4	5		-56,9	n.d.	4,8	29,7	340,9		9,28
SEII.4b/CI.1	III5	5		-56,9	n.d.	-1,5	18,0	n.d.		17,28
SEII.4b/CI.1	III6	5		-56,8	n.d.	6,1	11,0	n.d.	440,2	7,22
SEII.4b/CI.1	IV2	5		-56,9	n.d.	6,5	28,3	345,9		6,55
SEII.4b/CI.1	IV3	5		-56,9	-10,0	6,6	n.d.	n.d.		6,38
SEII.4b/CI.1	IV4	5		-56,9	-10,0	6,5	n.d.	n.d.		6,55
SEII.14.3/C 1.1	I3	10		-56,6	n.d.	n.d.	11,8	n.d.		n.d.
SEII.14.3/CI.1	III	10		-56,6	n.d.	3,7	30,1	n.d.	347,9	10,90
SEII.14.3/CI.2	I6	10		-56,6	n.d.	n.d.	0,8	n.d.		n.d.
SEII.4Ab/CI.1	I1	7	10	-56,9	n.d.	5,0	29,5	n.d.	289,6	8,97
SEII.4Ab/CI.1	I9	5		-56,9	n.d.	2,4	22,4	n.d.	310,8	12,70

Tabela 4.3 - Continuação.

Amostra	NºIF	V CO <sub>2</sub> g (%)	Vs(%)*	TfCO <sub>2</sub>	Tfgelo	TfCla	ThCO <sub>2</sub>	Th(L+V)	Tdec	%NaCl. eq.
SEII4Ab/C1.1	II8	10		-57,0	n.d.	67	26,5	n.d.	392,6	6,21
SEII4Ab/C1.5	I1	5		n.d.	n.d.	n.d.	29,7	n.d.	326,9	n.d.
SEII4Ab/C1.5	I2	5		-56,9	n.d.	n.d.	28,4	n.d.	320,9	n.d.
SEII4Ab/C1.5	III1	5		n.d.	n.d.	n.d.	7,7	n.d.		n.d.
SEIIAa/C1.1	II0	5		-57,1	n.d.	6,2	24,2	n.d.	305,8	7,04
SEII4Aa/C1.1	II2	10		-57,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.
SEII4Aa/C1.1	II11	10		-56,9	n.d.	8,0	24,0	n.d.		3,90
SEII4Aa/C 1.1	II12	10		-56,9	n.d.	9,0	21,3	279,3		2,01
SEII4Aa/C1.1	IV1	5		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	125,3		n.d.
SEII4Aa/C4.1	I1	5		-57,0	-1,2	5,1	29,5	240,5		8,81
SEII4Aa/C4.1	II5	5		-57,1	n.d.	6,9	n.d.	238,6		5,85
SEII4Aa/C4.1	II7	10		-57,0	n.d.	4,2	n.d.	n.d.	227,6	10,17
SEII4Aa/C4.1	III1	10		-57,1	n.d.	4,8	21,8	n.d.	239,9	9,28
SEII4Aa/C4.1	III2	10		-57,2	n.d.	5,4	26,9	n.d.	230,6	8,34
SEII4Aa/C4.1	III6	7		n.d.	n.d.	n.d.	26,3	n.d.		n.d.
SEII4Aa/C4.1	III7	7		-56,9	n.d.	3,0	21,8	n.d.	232,6	11,89
SEII4Aa/C4.1	III8	7		-56,9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	260,7	n.d.
SEII4Aa/C4.1	III9	7		n.d.	n.d.	3,0	n.d.	290,8	290,8	11,89
SE II.1.4a/C1.1	II1	15		-56,5	n.d.	6,6	30,3	308,9		6,38
SE II.1.4a/C1.2	II3	5		n.d.	n.d.	n.d.	30,6	n.d.	409,2	n.d.
SEII.1.4a/C1.2	VII	5		-56,9	-2,2	n.d.	n.d.	n.d.		n.d.
SEII.1.4a/C2.1	I3	5		-57,1	n.d.	7,8	26,9	n.d.	341,9	4,26
SE II.1.4a/C2.1	IV1	5		-57,1	-11,0	n.d.	27,8	n.d.	273,7	n.d.
SEII.1.4a/C2.1	V2	10		-56,9	n.d.	7,3	n.d.	n.d.	300,8	5,16
SE II.1.4a/C2.1	V3	10		-56,9	n.d.	7,3	17,7	n.d.	290,8	5,16
SE II.1.4a/C2.1	V4	10		-56,9	n.d.	7,6	17,2	324,9		4,62
SEII.1.4a/C2.1	V5	10		-56,9	n.d.	7,3	21,7	n.d.	340,9	5,16
SE II.4b/C 3.1	I1	20		-56,6	n.d.	7,8	n.d.	341,9		4,26
SE II.4b/C3.1	II1	5		-56,6	n.d.	n.d.	27,0	n.d.	274,7	n.d.
SEII.4b/C3.1	II2	5		-56,7	n.d.	n.d.	25,0	n.d.		n.d.
SEII.4b/C3.1	III3	5		-56,6	n.d.	n.d.	25,0	n.d.	274,7	n.d.

\* sólido: calcita

O cálculo da salinidade das inclusões LC modeladas pelo sistema H<sub>2</sub>O - NaCl - CO<sub>2</sub> foi realizado utilizando-se a temperatura de fusão do clatrato (Tfcl), de acordo com a equação abaixo, de Chen (1972) e Vlahakis *et al.*(1972) (*in* Diamond, 1992) :

$$\% \text{ em peso de NaCl} = 15,6192 - 1,1406 \text{ Tfcl} - 0,035 (\text{Tfcl})^2 - 0,0007 (\text{Tfcl})^3 \quad (1)$$

Os valores de salinidade obtidos para as inclusões aquo-carbônicas são bastante variáveis, com concentração dos valores entre 4 e 7% em peso de NaCl eq. (tabela 4.3 e figura 4.3c). A equação (1) fornece o valor de 0,42% em peso de NaCl eq. para a salinidade da inclusão SEI3A/I1/III1, que contém CH<sub>4</sub> além de CO<sub>2</sub>, a mais baixa obtida para as inclusões LC. Entretanto, conforme ressaltado por Collins (1979), a adição de CH<sub>4</sub> ou outros componentes voláteis ao sistema H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> causa efeito contrário ao da adição de NaCl, ou seja, eleva a Tfcl, diminuindo a salinidade estimada pela equação (1). Por este motivo, o cálculo de salinidade pela equação (1) para as inclusões fluidas de Serrinha restringiu-se ao sistema H<sub>2</sub>O - NaCl - CO<sub>2</sub>. Nas demais inclusões fluidas SE I3 que apresentaram Tfg < -57°C,

apenas traços de CH<sub>4</sub> foram detectados pela microsonda RAMAN, permitindo considerá-las dentro do sistema H<sub>2</sub>O - NaCl - CO<sub>2</sub>. Como demonstrado na figura 4.3, a salinidade calculada pela equação (1) para aquelas inclusões situa-se dentro do intervalo de valores das demais inclusões LC.

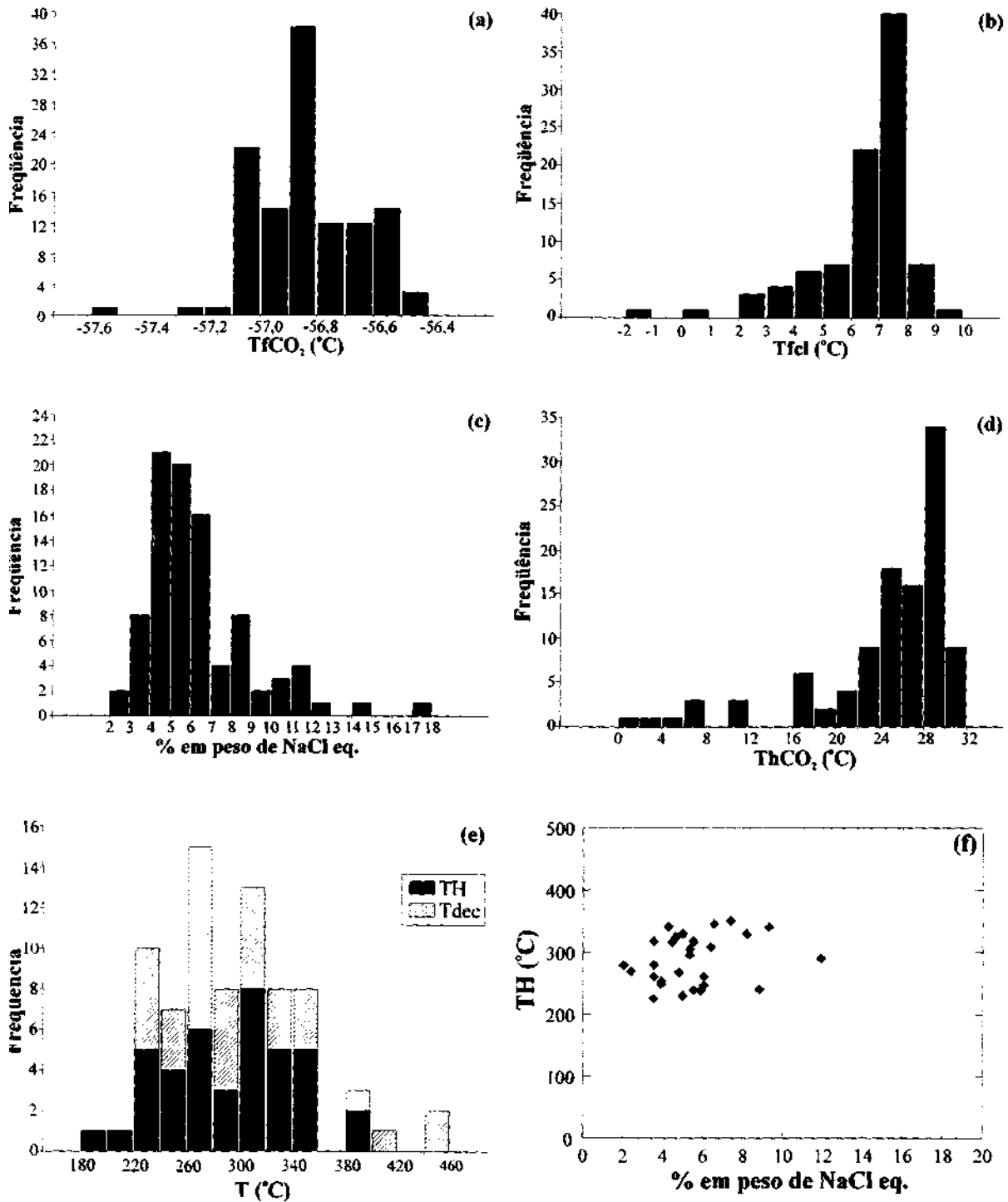


Figura 4.3 - Dados microtermométricos para as inclusões fluidas do sistema H<sub>2</sub>O - NaCl- CO<sub>2</sub>- (CH<sub>4</sub>).



A homogeneização do CO<sub>2</sub> deu-se na fase líquida, com exceção de SEII4b/I1/II7, que homogeneizou na fase gás. A ThCO<sub>2</sub> ocupa um intervalo entre 0 e 32°C, com concentração de valores entre 28 e 30°C (figura 4.3d).

Apesar de um grande número de inclusões ter crepitado durante o aquecimento, foi possível definir que a homogeneização total das inclusões LC ocorre na fase líquida, sendo que SEII4B/1.1/I7 apresentou homogeneização crítica e SEI1a/1.2/III2 e SEII1.4a/2.1/V4 homogeneizaram na fase vapor. As maiores concentrações de TH ocorrem entre 220 e 360°C, com moda entre 300 e 320°C. A temperatura de crepitação (Tcr) foi registrada devido a poder ser considerada como a temperatura mínima de aprisionamento do fluido (*Shepherd et al.*, 1985), tendo variado de 220 a 460°C, com moda entre 260 e 280°C (figura 4.3e).

O diagrama da figura 4.3f mostra ausência de correlação entre salinidade e temperatura de homogeneização (TH) para as inclusões aquo-carbônicas.

### 5.3 - SISTEMA H<sub>2</sub>O - NaCl - (KCl)

Identificado nas inclusões classificadas como Li, L3, Si e S<sub>3</sub> no estudo petrográfico, o sistema H<sub>2</sub>O - NaCl - (KCl) é constituído predominantemente por inclusões bifásicas. Inclusões fluidas saturadas contendo halita são menos frequentes e inclusões com halita e silvita ocorrem apenas nas amostras SE II4b e SE II 1.4. Algumas inclusões fluidas incluídas nesse sistema contêm calcita, que foi interpretada como mineral aprisionado. As inclusões fluidas bifásicas e trifásicas contendo halita foram modeladas pelo sistema H<sub>2</sub>O - NaCl e as inclusões multifásicas com halita e silvita foram aproximadas para o sistema H<sub>2</sub>O - NaCl - KCl. Os resultados microtermométricos para as inclusões fluidas H<sub>2</sub>O - NaCl - (KCl) encontram-se na tabela 4.4.

Na fase de resfriamento, o congelamento das inclusões fluidas deu-se geralmente entre -30 e -46°C. Na fase de aquecimento, a temperatura da primeira fusão, correspondente à temperatura do eutético (Te), foi dificilmente identificada. Quando observada, Te variou de -33 a -21°C. Shepherd *et al.* (1985) e Hall *et al.* (1988) estabeleceram o eutético do sistema H<sub>2</sub>O - NaCl respectivamente em -20,8°C e -21,2°C. Segundo Goldstein & Reynolds (1994), a temperatura do eutético é normalmente difícil de ser distinguida e o nível de dificuldade aumenta muito para inclusões menores que 10µm e para inclusões pouco salinas (< 5% em peso de NaCl eq.).

As medidas de temperatura de primeira fusão entre -33 e -21°C podem representar a adição de KCl ou MgCl<sub>2</sub> ao sistema ou um eutético metaestável do sistema H<sub>2</sub>O - NaCl, o qual ocorre quando uma associação de halita, gelo e vapor se forma durante o congelamento (Crawford, 1981; Shepherd *et al.*, 1985; Goldstein & Reynolds, 1994). Segundo esses autores, à medida que a inclusão é aquecida, forma-se uma solução de H<sub>2</sub>O líquida em equilíbrio metaestável com halita, gelo e vapor, na temperatura do eutético metaestável, prevista em -28°C, mas que pode ser observada em até -35°C (Crawford, 1981; Davis *et al.*, 1990).

Tabela 4.4 - Dados das inclusões fluidas modeladas pelo sistema H<sub>2</sub>O - NaCl - (KCl)

Amostra	N.ºIF	Vg (%)	Vs(%)	Te	Tfhdidr	Tfgelo	Th(L+V)	Ts	Tdec	%NaCl eq.
SEI. 1a/C 1.2	I8	10		n.d.	n.d.	-4,4	198,9			7,08
SEI. 1a/C 1.2	I10	10		n.d.	n.d.	n.d.	230,6			n.d.
SEI. 1a/C 1.2	I11	5		n.d.	n.d.	n.d.	134,9			n.d.
SEI. 1a/C 1.2	II8	7		n.d.	n.d.	-2,8	204,3			4,70
SEI. 1a/C 1.2	II10	5		n.d.	n.d.	-3,7	191,5			6,05
SEI. 1a/C 1.2	III1	2	2	-20,3	n.d.	-15,1	136,0		230,6	18,69
SEI. 1a/C 1.2	III3	5		n.d.	n.d.	-1,9	183,6			3,27
SEI. 1a/C 1.2	III11	10		n.d.	n.d.	-2,8	n.d.			4,70
SEI. 1a/C 1.2	III20	10		n.d.	n.d.	n.d.	122,3			n.d.
SEI. 1a/C 1.2	III23	5		-22,1	n.d.	n.d.	88,0			n.d.
SEI. 1a/C 1.2	IV6	10		n.d.	n.d.	n.d.	152,4			n.d.
SEI. 1a/C 1.2	IV7	10		n.d.	n.d.	-11,6	n.d.			15,53
SEI. 1a/C 1.2	IV9	5		n.d.	n.d.	n.d.	123,1			n.d.
SEI. 1a/C 1.2	IV13	10		n.d.	n.d.	-23,8	128,8			24,86
SEI. 1a/C 1.2	IV14	10		n.d.	n.d.	-23,8	n.d.			24,86
SEI.1b/C 1.1	I10	5		n.d.	n.d.	-0,4	143,7			0,76
SEI.1b/C 1.1	II2	5		n.d.	n.d.	n.d.	133,3			n.d.
SEI.1b/C 1.1	II8	5	10	n.d.	n.d.	n.d.	133,8			n.d.
SEI.1b/C 1.1	II9	5		n.d.	n.d.	n.d.	209,4			n.d.
SEI.1b/C 1.1	II10	10		n.d.	n.d.	n.d.	158,8			n.d.
SEI.1b/C 1.1	V11	5		n.d.	n.d.	n.d.	118,8			n.d.
SEI.1b/C 1.1	V14	5		n.d.	n.d.	n.d.	113,3			n.d.
SEI.1b/C 1.1	V16	5		n.d.	n.d.	n.d.	122,3			n.d.
SEI.1b/C 1.1	VII1	5		n.d.	n.d.	-0,1	n.d.			0,21
SEI.1b/C 1.1	VI2	2		n.d.	n.d.	n.d.	127,3			n.d.
SEI.1b/C 1.1	VIII1	2	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			n.d.
SEI.1b/C 1.1	VII2	3		n.d.	n.d.	n.d.	125,3			n.d.
SEI.1b/C 1.1	VII3	2		n.d.	n.d.	n.d.	126,3			n.d.
SEI.1b/C 1.1	VII6	3		n.d.	n.d.	n.d.	122,8			n.d.
SEI.1b/C 1.1	VII7	5		n.d.	n.d.	n.d.	136,4			n.d.
SEI.1b/C 1.1	VIII1	5	8	n.d.	n.d.	-1,7	133,3			2,95
SEI.1b/C 1.1	VIII3	5		n.d.	n.d.	-1,0	n.d.			1,79
SEI.1b/C 1.1	VIII6	5		n.d.	n.d.	-0,1	n.d.			0,21
SEI.1b/C 1.2	I1	3	15	n.d.	n.d.	n.d.	123,5			n.d.
SEI.1b/C 1.2	I2	3		n.d.	n.d.	n.d.	128,3			n.d.
SEI.1b/C 1.2	I3	3		n.d.	n.d.	n.d.	134,9			n.d.
SEI.1b/C 1.2	I4	2		n.d.	n.d.	n.d.	99,3			n.d.
SEI.1b/C 1.2	I5	5		n.d.	n.d.	n.d.	122,1			n.d.
SEI.1b/C 1.2	I6	4		n.d.	n.d.	n.d.	107,2			n.d.
SEI.1b/C 1.2	I9	5		n.d.	n.d.	n.d.	138,9			n.d.
SEI.1b/C 1.2	I10	5		n.d.	n.d.	n.d.	146,9			n.d.
SEI.1b/C 1.2	I11	3		n.d.	n.d.	n.d.	130,9			n.d.
SEI.1b/C 1.2	II1	3		n.d.	n.d.	n.d.	108,3			n.d.
SEI.1b/C 1.2	II2	3		n.d.	n.d.	0,5	146,6			n.d.
SEI.1b/C 1.2	II3	2	10	n.d.	n.d.	-3,5	122,5			5,76
SEI.1b/C 1.2	II5	3		n.d.	n.d.	n.d.	120,7			n.d.
SEI.1b/C 1.2	II6	5		n.d.	n.d.	-1,8	132,8			3,11
SEI.1b/C 1.2	II7	5	3	n.d.	n.d.	0,0	231,6			0,00
SEI.1b/C 1.2	II9	40	2	n.d.	n.d.	-1,5	260,7			2,62
SEI.1b/C 1.2	III10	5		n.d.	n.d.	n.d.	125,8			n.d.
SEI.1b/C 1.2	III1	5	10	n.d.	n.d.	-3,7	151,4			6,05
SEI.1b/C 1.2	III4	5		n.d.	n.d.	n.d.	131,1			n.d.
SEI.1b/C 1.2	III5	7	2	n.d.	n.d.	n.d.	134,7			n.d.
SEI.1b/C 1.2	IV2	5		n.d.	n.d.	-0,3	n.d.			0,57
SEI.1b/C 1.2	IV4	5		n.d.	n.d.	-0,2	148,1			0,39

Tabela 4.4 - Continuação.

Amostra	NºIF	Vg(%)	Vs(%)	Te	Tfhydr	Tf gelo	Th(L+V)	Ts	Tdec	%NaCl eq.
SE I.1 b/C 1.2	IV5	3	5	n.d.	n.d.	0,0	174,2			0,04
SE I.1 b/C 1.2	IV6	10		n.d.	n.d.	-0,2	150,4			0,39
SE I.1 b/C 1.2	IV7	5		n.d.	n.d.	n.d.	131,7			n.d.
SE I.1 b/C 1.2	IV9	5		n.d.	n.d.	n.d.	134,7			n.d.
SE I.1 b/C 1.2	V1	5	15	n.d.	n.d.	-4,84	162,72			7,64
SE I.1 b/C 2.1	I3	5		n.d.	n.d.	n.d.	151,6			n.d.
SE I.1 b/C 2.1	I4	5		n.d.	n.d.	n.d.	151,6			n.d.
SE I.1 b/C 2.1	I5	5		n.d.	n.d.	n.d.	147,3			n.d.
SE I.1 b/C 2.1	I8	3		n.d.	n.d.	n.d.	149,5			n.d.
SE I.1 b/C 2.1	I11	10		n.d.	n.d.	-0,5	195,4			0,93
SE I.1 b/C 2.1	II1	10		n.d.	n.d.	n.d.	150,7			n.d.
SE I.1 b/C 2.1	II4	5		n.d.	n.d.	n.d.	138,9			n.d.
SE I.1 b/C 2.1	III1	5		n.d.	n.d.	n.d.	148,2			n.d.
SE I.1 b/C 2.1	III5	10		n.d.	n.d.	-0,5	182,4			0,93
SE I.1 b/C 2.1	III6	5		n.d.	n.d.	n.d.	155,6			n.d.
SE I.1 b/C 2.1	III7	5		n.d.	n.d.	-2,8	160,1			4,70
SE I.1 b/C 2.1	III8	10		n.d.	n.d.	n.d.	153,4			n.d.
SE I.1 b/C 2.1	III14	5	5	n.d.	n.d.	n.d.	130,1			n.d.
SE I.1 b/C 2.1	VI2	5		n.d.	n.d.	n.d.	146,2			n.d.
SE I.1 b/C 2.1	VI8	10		n.d.	n.d.	-3,8	200,1			6,20
SE I.1 b/C 2.1	VI9a	5		n.d.	n.d.	-1,6	202,0			2,79
SE I.1b/C 2.1	VII1	5		n.d.	n.d.	-2,5	207,4			4,23
SE I.1 b/C 2.1	VII2	5		n.d.	n.d.	n.d.	189,5			n.d.
SE I.1 b/C 2.1	VII2	5		n.d.	n.d.	-2,6	148,4			4,39
SE I.1 b/C 2.2	I3	5	5	n.d.	n.d.	n.d.	242,6			n.d.
SE I.1 b/C 2.2	I4	5	5	n.d.	n.d.	-0,2	248,2			0,39
SE I.1 b/C 2.2	I7	5		n.d.	n.d.	n.d.	171,2			n.d.
SE I.1 b/C 2.2	I8	5		n.d.	n.d.	n.d.	170,3			n.d.
SE I.1 b/C 2.2	I9	5		n.d.	n.d.	n.d.	166,8			n.d.
SE I.1 b/C 2.2	I10	5		n.d.	n.d.	n.d.	216,1			n.d.
SE I.1 b/C 2.2	I11	5		n.d.	n.d.	n.d.	182,9			n.d.
SE I.1 b/C 2.2	II1	5	10	n.d.	n.d.	n.d.	193,5			n.d.
SE I.1b/C 2.2	II3	10		n.d.	n.d.	n.d.	196,9			n.d.
SE I.1 b/C 2.2	II9	5		n.d.	n.d.	n.d.	192,5			n.d.
SE I.1b/C 2.2	II10	5		n.d.	n.d.	n.d.	185,5			n.d.
SE I.4.3. 1a/C 1.1	I4	10		n.d.	-22,9	-21,6	n.d.			23,43
SE I.4.3. 1a/C 1.1	II1	2	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	215,6		32,68
SE I.4.3. 1a/C 1.1	II10	2	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	210,6		32,41
SE I.4.3. 1a/C 1.4	I2	2	5	n.d.	n.d.	n.d.	122,3	209,6		32,36
SE I.4.3. 1a/C 1.4	III1	3	5	n.d.	n.d.	n.d.	129,9	230,6		33,52
SE I.4.3. 1a/C 1.4	IV1	3	10	n.d.	n.d.	n.d.	130,3			n.d.
SE I.4.3. 1a/C 2.1	IV4	5	5	n.d.	n.d.	-5,2	181,0	230,6		8,19
SE I.4.3. 1a/C 2.2	II	5		n.d.	-23,4	-12,6	174,5			16,49
SE I.4.3. 1a/C 2.2	I2	5		n.d.	-23,6	-19,7	146,9			22,16
SE I.4.3. 1a/C 2.2	II1	2		n.d.	n.d.	-4,9	218,6			7,78
SE I.4.3. 1a/C 2.2	II2	5		n.d.	n.d.	n.d.	198,5			n.d.
SE I.4.3. 1a/C 2.2	III1	3	2	n.d.	-21,5	-14,9	121,5			18,52
SE I.4.3. 1a/C 2.2	III5	5		n.d.	n.d.	n.d.	165,4			n.d.
SE I.4.3. 1a/C 2.2	III6	3	5	n.d.	n.d.	-15,5	147,4			19,02
SE I.4.3. 1a/C 2.2	III8	5		n.d.	n.d.	n.d.	144,9			n.d.
SE I.4.3. 1a/C 2.2	IV2	3	5	n.d.	n.d.	n.d.	165,9			n.d.
SE I.4.3. 1a/C 2.2	V1	7	5	n.d.	n.d.	-4,2	n.d.		165,0	6,80
SE I.4.3. 1a/C 2.2	V2	5	5	n.d.	n.d.	-3,5	171,5			5,76
SE I3 A/C 1.1	IIIB	3		n.d.	n.d.	-3,9	n.d.			6,35
SE I3A/C 12	III	2	5	n.d.	n.d.	-4,4	199,6			7,08

Tabela 4.4 - Continuação.

Amostra	NºIF	Vg(%)	Vs(%)	Te	Tfhydr	Tfgelo	Th(L+V)	Ts	Tdec	%NaCl eq.
SE I3A/C 1.2	II4	2		n.d.	n.d.	-5,6	n.d.			8,73
SE I3A/C 1.2	II5	5		n.d.	n.d.	-3,3	106,8			5,46
SE I3A/C 1.2	II6	5		n.d.	n.d.	-4,8	172,0			7,64
SE I3A/C 1.2	II7	5		n.d.	n.d.	-2,9	147,4			4,85
SE I3A/C 1.2	III1	5		n.d.	n.d.	-4,3	n.d.		205,0	6,94
SE I3A/C 1.2	IV2	5		n.d.	n.d.	-4,2	n.d.			6,80
SE I3A/C 1.2	IV4	5		n.d.	n.d.	-1,5	138,4			2,62
SE I3A/C 1.2	IV5	5		n.d.	n.d.	-4,2	n.d.			6,80
SE I3A/C 1.2	IV10	5		n.d.	n.d.	n.d.	165,9			n.d.
SE I3A/C 1.2	IV11	5		n.d.	n.d.	n.d.	131,6			n.d.
SE I3A/C 1.2	V1	5		n.d.	n.d.	-4,4	205,3			7,08
SE I3A/C 1.2	V2	5		n.d.	n.d.	-3,8	n.d.			6,20
SE I3A/C 1.2	V4	5		n.d.	n.d.	-3,8	n.d.			6,20
SE I3A/C 1.2	VII1	5		n.d.	n.d.	-5,0	n.d.			7,92
SE I3A/C 1.2	VI3	5		n.d.	n.d.	-4,8	207,6			7,64
SE I3A/C 1.2	VI5	5		n.d.	n.d.	4 8	195,7			7,64
SE I3A/C 1.2	II6	5		n.d.	n.d.	-4,5	n.d.			7,22
SE I3A/C 1.2	II9	5		n.d.	n.d.	-4,3	231,6			6,94
SE I3A/C 1.2	II10	5		n.d.	n.d.	n.d.	236,6			n.d.
SE I3A/C 1.2	II11	5		n.d.	n.d.	-4,2	253,6			6,80
SE I3A/C 1.2	II12	5		n.d.	n.d.	-5,0	219,6			7,92
SE II.4a/C 1.1	II1	5	5	-22,1	n.d.	-10,6	n.d.			14,51
SE II.4a/C 1.2	I2	10		-26	n.d.	-5,0	226,8		290,8	7,92
SE II.4a/C 1.2	I5	3		-27	-23,5	-10,3	n.d.			14,20
SE II.4a/C 1.2	I6	3		-24	n.d.	-10,3	n.d.			14,20
SE II.4a/C 1.2	I7	3		-25	n.d.	-2,2	n.d.			3,76
SE II.4a/C 1.2	II2	5		n.d.	n.d.	-4,5	207,3			7,22
SE II.4a/C 1.2	II4	5		n.d.	n.d.	n.d.	140,4			n.d.
SE II.4a/C 1.2	II2	5		-23,9	n.d.	-4,0	174,1			6,49
SE II.4a/C 1.2	II3	15		n.d.	n.d.	-3,8	294,8			6,20
SE II.4a/C 1.2	II9	5	5	n.d.	n.d.	n.d.	95,4	185,5		31,17
SE II4b/C1.1	I1	5	5	n.d.	n.d.	n.d.	93,7	210,6		32,41
SE II4b/C1.1	I2	10		n.d.	n.d.	-1,7	269,7			2,95
SE II4b/C1.1	I3	5		n.d.	n.d.	-1,7	218,6			2,95
SE II4b/C1.1	I4	5	5	n.d.	n.d.	n.d.	114,8			n.d.
SE II4b/C1.1	I5	3		n.d.	n.d.	-3,4	114,8			5,61
SE II4b/C1.1	I8	3		n.d.	n.d.	0,4	122,1			n.d.
SE II4b/C1.1	II1	5		n.d.	n.d.	-1,8	237,6			3,11
SE II4b/C1.1	II1	2	20	n.d.	n.d.	n.d.	205,5			n.d.
SE II4b/C1.1	II2	10	10	n.d.	n.d.	n.d.	200,5			n.d.
SE II4b/C1.1	II3	5	10	n.d.	n.d.	n.d.	92,4	200,5		31,90
SE II4b/C1.1	II4	5	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	175,5		30,72
SE II4b/C1.1	II5	5	5	n.d.	n.d.	n.d.	162,5	213,5 e 320		n.d.
SE II4b/C1.1	III7	10	10	n.d.	n.d.	n.d.	200,5			n.d.
SE II.1.4a/C 1.1	I5	10		n.d.	n.d.	-1,4	285,2			2,46
SE II.1.4a/C 1.1	II2	3	2	-22,5	n.d.	n.d.	114,0		213,6	n.d.
SE II.1.4a/C 1.1	II3	5		n.d.	n.d.	-4,2	173,0			6,80
SE II.1.4a/C 1.1	II5	3		n.d.	n.d.	n.d.	146,5			n.d.
SE II.1.4a/C 1.2	II1	10		n.d.	n.d.	-0,53	n.d.			0,93
SE II.1.4a/C 1.1	II4	10	10	n.d.	n.d.	n.d.	200,2		350,9	n.d.
SE II.1.4a/C 1.1	III2	10		n.d.	n.d.	n.d.	320,7			n.d.
SE II.1.4a/C 1.1	V4	30		n.d.	n.d.	-0,8	n.d.			1,45
SE II.1.4a/C 1.1	II1	2	3	n.d.	n.d.	n.d.	84,2	155,4		29,87
SE II.1.4a/C 1.1	III1	2	5	n.d.	n.d.	n.d.	108,5			n.d.
SE II.1.4a/C 1.1	III5	2	3	n.d.	n.d.	-34,9	108,2	222,6		33,06

Tabela 4.4 - Continuação.

Amostra	NºIF	Vg(%)	Vs(%)	Te	Tfhydr	Tfgelo	Th(L+V)	Ts	Tdec	%NaCl eq.
SE II.1.4a/C2.1	III7	10		n.d.	n.d.	n.d.	104,3			n.d.
SE I.3b/C 1.1	I3	7		n.d.	n.d.	-22,4	166,9			23,95
SE I.3b/C 1.1	I4	5		n.d.	-24,0	-23,8	n.d.			24,83
SE I.3b/C 1.1	I5	5		n.d.	n.d.	-18,9	n.d.			21,60
SE I.3b/C 1.1	I6	5		n.d.	n.d.	-4,0	132,3			6,49
SE I.3b/C 1.1	I7	5		n.d.	n.d.	-4,0	155,4			6,49
SE I.3b/C 1.1	I9	5		n.d.	n.d.	-26,1	n.d.			26,25
SE I.3b/C 1.1	II0	5		n.d.	n.d.	-22,8	n.d.			24,20
SE I.3b/C 1.1	II1	5		n.d.	n.d.	-22,6	n.d.			24,08
SE I.3b/C 1.1	II1	1		n.d.	-33,1	-26,9	105,3			26,74
SE I.3b/C 1.1	III3	5		n.d.	n.d.	-3,6	162,1			5,91
SE I.3b/C 1.1	IV3	5		n.d.	n.d.	-20,8	n.d.			22,90
SE II.14.3/C 1.1	I1	5	5	n.d.	n.d.	n.d.	106,6	208,6		32,31
SE II.14.3/C 1.1	I2	5	5	n.d.	n.d.	n.d.	99,1	213,6		32,57
SE II.14.3/C 1.1	VI1		5	n.d.	n.d.	n.d.	120,3	196,5		31,70
SE II.14.3/C 1.2	I1	5		n.d.	n.d.	n.d.	129,3			n.d.
SE II.14.3/C 1.2	I2	5		n.d.	n.d.	-26,8	131,6			26,68
SE II.14.3/C 1.2	II2	5		n.d.	n.d.	-23,6	115,3			24,71
SE II.14.3/C 1.2	I3	5	5	n.d.	n.d.	n.d.	131,8	190,5		31,41
SE II.14.3/C 2.1	I3	20		n.d.	n.d.	-4,3	n.d.			6,94
SE II4Ab/C 1.1	I8	5	10	n.d.	n.d.	-8,0	141,4		295,8	11,64
SE II4Ab/C 1.1	II1	3		n.d.	n.d.	-21,1	101,3			23,10
SE II4Ab/C 1.1	II2	3		n.d.	n.d.	-21,8	113,8			23,56
SE II4Ab/C 1.1	II3	3		n.d.	n.d.	-23,6	n.d.			24,71
SE II4Ab/C 1.1	II4	5		n.d.	n.d.	n.d.	148,8			n.d.
SE II4Ab/C 1.1	III1	5	3	n.d.	n.d.	-22,7	149,2		170,4	24,14
SE II4Ab/C 1.1	III2	5		n.d.	n.d.	-19,4	127,3			21,95
SE II4Ab/C 1.5	II1	5		n.d.	n.d.	n.d.	108,5			n.d.
SE II4Aa/C 1.1	O2	5		n.d.	n.d.	n.d.	141,2			n.d.
SE II4Aa/C 1.1	I2	3	10	n.d.	n.d.	n.d.	80,2	180,5		30,94
SE II4Aa/C 1.1	I5	5	1	n.d.	n.d.	-20,8	98,0			22,90
SE II4Aa/C 1.1	II3	5		n.d.	n.d.	n.d.	113,3			n.d.
SE II4Aa/C 1.1	II9	5	5	n.d.	n.d.	n.d.	101,3		213,6	n.d.
SE II4Aa/C 3.1	O1	10		n.d.	n.d.	-2,0	171,1			3,44
SE II4Aa/C 3.1	I1	7	10	n.d.	n.d.	-1,7	201,8		358,0	2,95
SE II4Aa/C 4.1	II6	5		n.d.	n.d.	n.d.	150,8			n.d.
SE II4Aa/C 4.1	IV1	5		n.d.	n.d.	n.d.	127,3			n.d.
SE II4Aa/C 4.1	VII1	7		n.d.	n.d.	-6,1	174,6			9,39
SE II4Aa/C 4.1	II1	15		n.d.	n.d.	-2,9	193,5			4,85
SE II4Aa/C 4.1	II3	10		n.d.	n.d.	-2,7	149,5			4,54
SE II4Aa/C 4.1	III1	10		n.d.	n.d.	-3,1	n.d.			5,16
SE II4Aa/C 4.1	III3	20		n.d.	n.d.	-4,0	n.d.			6,49
SE III.4b/C 3.1	I4	3	7	n.d.	n.d.	n.d.	141,4	Tsl=217	274,9	n.d.
SE III.4b/C 3.1	I5	5		n.d.	n.d.	-0,3	274,4			0,57
SE III.4b/C 3.1	I7	10		n.d.	n.d.	-0,8	193,5			1,45
SE III.4b/C 3.1	I9	10		n.d.	n.d.	-0,2	240,6			0,39
SE III.4b/C 3.1	II0			n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			n.d.
SE III.4b/C 3.1	II1	5	5	n.d.	n.d.	n.d.	178,1	475,3		56,47
SE III.4b/C 3.1	II2	5	10	n.d.	n.d.	n.d.	178,1	475,3		56,47
SE III.4b/C 3.1	II3	5		n.d.	n.d.	n.d.	184,0			n.d.
SE III.4b/C 3.1	II4	5		n.d.	n.d.	n.d.	184,0			n.d.
SE III.4b/C 3.1	III5	3	5	n.d.	n.d.	-2,5	n.d.			4,23
SE III.4b/C 3.1	III8	5		n.d.	n.d.	-1,3	188,5			2,29
SE III.4b/C 3.1	IV3	5		n.d.	n.d.	-4,4	199,2			7,08
SE III.4b/C 3.1	IV4	20		n.d.	n.d.	-6,4	n.d.			9,78

Tabela 4.4 - Continuação.

Amostra	NºIF	Vg (%)	Vs (%)	Te	Tfhydr	Tfgelo	Th(L+V)	Ts	Tdec	%NaCl eq.
SE II1.4b/C 5.1	I4	20		n.d.	n.d.	-1,0	378,8			1,79
SE II1.4b/C 5.1	II1	20	2	n.d.	n.d.	-0,2	333,7	422,6		49,99
SE II1.4b/C 5.1	II2	30	10	n.d.	n.d.	-0,2	338,4	393 e 427		50,49
SE II1.4b/C 5.1	II3	30	5	n.d.	n.d.	-0,5	355,7	480,0		n.d.
SE II1.4b/C 5.1	II4	5		n.d.	n.d.	n.d.	297,8			n.d.
SE II1.4b/C 5.1	II5	40		n.d.	n.d.	-0,2	369,7			0,39
SE II1.4b/C 5.1	II6	40		n.d.	n.d.	0,0	310,0			0,04
SE II1.4b/C 5.1	II7	15		n.d.	n.d.	-0,3	n.d.			0,57
SE II1.4b/C 5.1	II9	5		n.d.	n.d.	-0,3	198,7			0,57
SE II1.4b/C 5.1	III1		10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	420,6		49,75
SE II1.4b/C 5.1	III2	30	5	n.d.	n.d.	-0,1	352,6	394,5		46,84
SE II1.4b/C 5.1.1	III3	30		n.d.	n.d.	-0,1	343,9			0,21
SE II1.4b/C 5.1	III4	15	10	n.d.	n.d.	-0,1	n.d.			0,21
SE II1.4b/C 5.1	III5	10		n.d.	n.d.	n.d.	344,5			n.d.
SE II1.4b/C 5.1	IV2	20	5	n.d.	n.d.	n.d.	296,6	388,5 e 428,2		50,63
SE II1.4b/C 5.1	IV3	30	3	n.d.	n.d.	n.d.	300,3	394,5		46,84
SE II1.4b/C 5.2	I4	10		n.d.	n.d.	-3,6	n.d.			5,91
SE II1.4b/C 5.2	I6	10		n.d.	n.d.	-4,6	n.d.			7,36
SE II1.4b/C 5.2	I7	10		n.d.	n.d.	-4,6	n.d.			7,36
SE II1.4b/C 5.2	II4	10		n.d.	n.d.	-4,3	n.d.			6,94
SE II1.4b/C 5.2	II5	10		n.d.	n.d.	-3,3	n.d.			5,46
SE I.1b/C 1.2	V11	5		n.d.	n.d.	n.d.	147,1			n.d.
SE I.1b/C 2.1	I1	5		n.d.	n.d.	0,0	215,6			0,04
SE I.4.31a/C 1.1	II5	5		n.d.	n.d.	n.d.	138,0			n.d.
SE II.4a/C 1.2	II6	5		n.d.	n.d.	-0,1	n.d.			0,21
SE II4b/C1.1	II8	10		n.d.	n.d.	0,0	n.d.			0,00

De acordo com a figura 4.4a, observa-se que a temperatura de fusão do gelo (Tfg) é bastante variável, abrangendo um espectro entre -26 e 0°C, com concentração dos valores entre -6 e 0°C. A salinidade das inclusões fluidas bifásicas, modeladas pelo sistema H<sub>2</sub>O - NaCl, foi calculada com base na temperatura de fusão do gelo (Tfg) (Potter *et al.*, 1978; Hall *et al.*, 1988), utilizando-se a equação de Bodnar (1993):

$$\text{salinidade (\% em peso)} = 0,00 + 1,78\theta - 0,0442\theta^2 + 0,000557\theta^3 \quad (2),$$

sendo  $\theta$  a depressão do ponto de fusão do gelo em °C.

Algumas inclusões fluidas apresentaram Tfg < 21,2°C, o valor teórico de Te. Segundo Goldstein & Reynolds (1994), em algumas inclusões fluidas há formação de halita, ao invés de hidrohalita, durante o congelamento. Nestes casos, ocorre fusão final do gelo entre -21,2°C e o eutético metaestável e, caso seja possível determinar que o gelo é a fase que está sendo fundida, uma salinidade entre 23 e 26% em peso de NaCl pode ser interpretada e determinada pela equação (2), procedimento adotado para as inclusões fluidas de Serrinha com Tfg entre -27 e -21,2°C (figura 4.4).

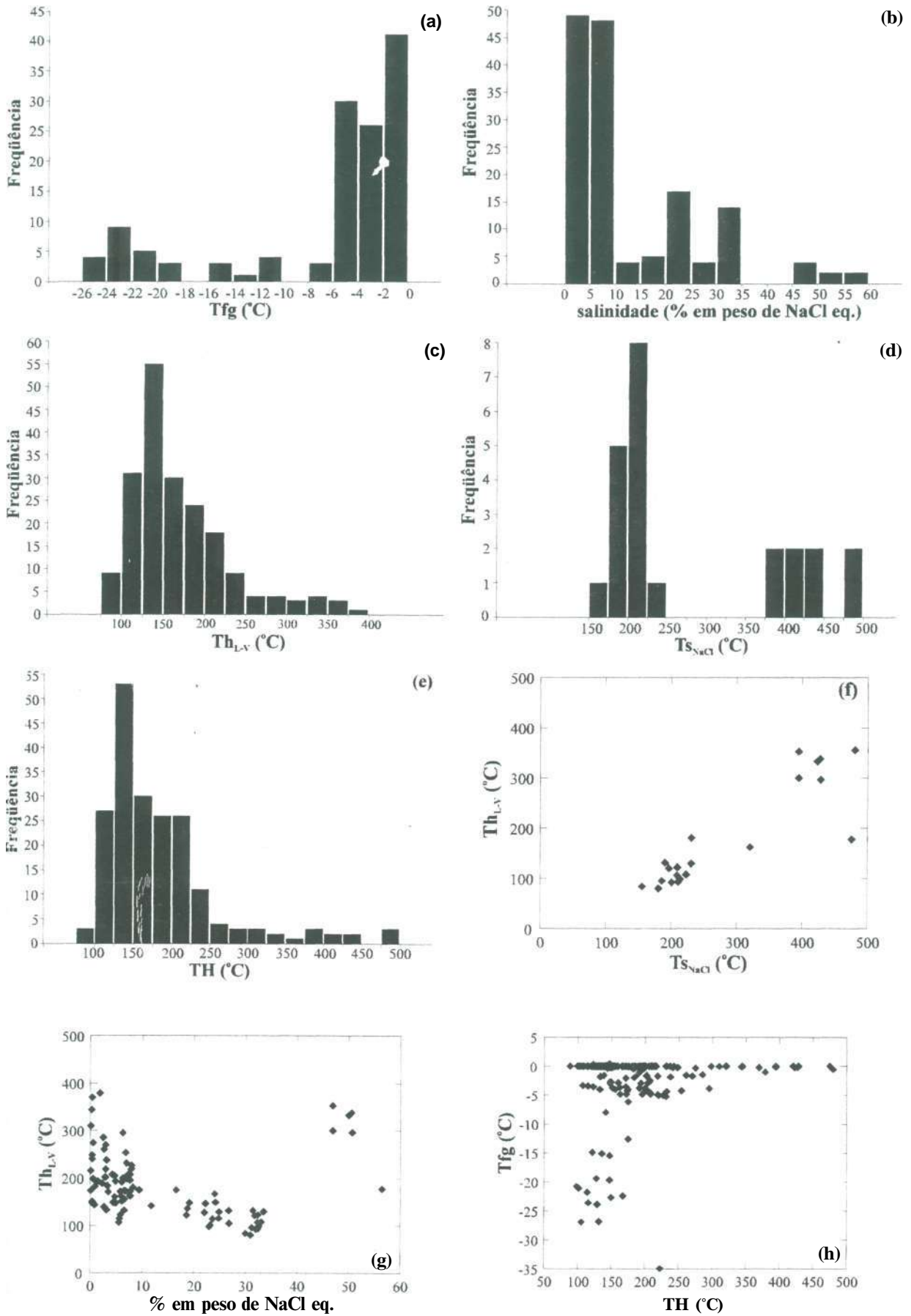


Figura 4.4 - Dados microtermométricos para as inclusões fluidas do sistema H<sub>2</sub>O - NaCl - [KCl].



A determinação da salinidade para as inclusões fluidas saturadas baseou-se na temperatura de fusão da halita ( $T_{S_{NaCl}}$ ), de acordo com a equação abaixo, definida por Sterner *et al.* (1988):

$$\% \text{ em peso de NaCl} = 26,242 + 0,4928\psi + 1,42\psi^2 - 0,223\psi^3 + 0,04129\psi^4 + 0,006295\psi^5 - 0,001967\psi^6 + 0,0001112\psi^7 \quad (3),$$

onde  $\psi$  é a temperatura de dissolução da halita em  $^{\circ}\text{C}/100$ . Os resultados obtidos encontram-se na figura 4.4.

O diagrama de frequência da figura 4.4b mostra haver concentração de valores de salinidade entre 0 e 10% em peso de NaCl eq. para as inclusões bifásicas, existindo menor concentração entre 20 e 25% em peso de NaCl eq. Dentre as inclusões saturadas, o valor modal de salinidade situa-se entre 30 e 35% em peso de NaCl eq., representando os dados de salinidade das inclusões  $S_1$ . Os poucos valores de salinidade acima de 45% em peso de NaCl eq referem-se aos dados das raras inclusões  $S_3$ .

Para as inclusões fluidas multifásicas em que foi possível observar a fusão dos dois sólidos cúbicos incolores definidos como halita e silvita, os conteúdos de NaCl e KCl foram determinados graficamente a partir das temperaturas de dissolução da halita e da silvita, utilizando-se os dados experimentais de Sterner *et al.* (1988) para o sistema  $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \text{KCl}$ . Como a temperatura de fusão da halita não é muito superior à da silvita, a determinação da concentração de sais poderia ser feita pela metodologia descrita por Roeder (1984), sem que os erros introduzidos por tal procedimento sejam significativos.

A inclusão SEII4b/1.1/II5, classificada como  $S_1$ , apresentou  $T_{S_{KCl}}$  igual a 213,5 e  $T_{H_{NaCl}}$  de 320, resultando em 27% de NaCl, 30% de KCl e 43% de  $\text{H}_2\text{O}$ , correspondendo à razão atômica K/Na de 0,89. As demais inclusões fluidas modeladas pelo sistema  $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \text{KCl}$  são do tipo  $S_3$ . Suas temperaturas de dissolução de silvita e halita são bem mais elevadas que as medidas para as inclusões  $S_1$  (tabela 4.4), fornecendo aproximadamente 31% de NaCl, 45% de KCl e 25% de  $\text{H}_2\text{O}$  e razão atômica K/Na igual a 1,14.

Contrariamente às razões K/Na muito elevadas das inclusões contendo silvita, a ausência de silvita nas demais inclusões sugere baixas razões K/Na para a maioria das inclusões interpretadas como pertencentes ao sistema  $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - (\text{KCl})$ .

A  $T_{H_{LV}}$  para as inclusões estudadas apresenta grande dispersão de valores, entre 75 e 450 $^{\circ}\text{C}$ , havendo maior frequência entre 125 e 150 $^{\circ}\text{C}$  (figura 4.4c). A homogeneização total

das inclusões fluidas ocorre na fase líquida e as inclusões saturadas possuem  $T_s > Th_{L-V}$ .

O diagrama de frequência de temperatura de dissolução ( $T_s$ ) permite distinguir claramente duas populações de inclusões fluidas pertencentes a este sistema (figura 4.4d). As com baixos valores de  $T_s$ , entre 150 e 250°C, mais abundantes, correspondem às inclusões  $S_1$  e são responsáveis, juntamente com as inclusões  $L_1$ , pelas baixas temperaturas de homogeneização total observadas no histograma da figura 4.4e.

As raras inclusões fluidas do tipo  $S_3$  possuem elevadas temperaturas de dissolução e de homogeneização, entre 375 e 475°C, sendo que SEII1.4b/5.1/II2 não homogeneizou até 480°C. Juntamente com as inclusões do tipo  $L_3$ , as inclusões  $S_3$  são responsáveis pelos valores elevados de TH e  $T_s$  nos respectivos histogramas (figuras 4.4d e 4.4e).

Os dois grupos de inclusões saturadas  $S_1$  e  $S_3$  podem ser também distinguidos nos diagramas  $T_s \times Th_{L-V}$  (figura 4.4f) e salinidade  $\times Th_{L-V}$  (figura 4.4g), devido às inclusões  $S_3$  apresentarem os maiores valores de  $Th_{L-V}$ ,  $T_s$  e de salinidade.

Em um diagrama  $TH \times T_{fg}$  (figura 4.4h), observa-se que as inclusões fluidas  $L_3$  e  $S_3$  caracterizam-se por possuírem  $T_{fg}$  próximo a 0°C, enquanto as com  $T_{fg} < -10^\circ\text{C}$  destacam-se das demais por apresentarem correlação positiva entre  $T_{fg}$  e TH e temperaturas de homogeneização menores que 200°C. As inclusões fluidas com  $T_{fg} > -10^\circ\text{C}$  não possuem qualquer correlação entre  $T_{fg}$  e TH.

#### 5.4 - SISTEMA $H_2O - NaCl - CaCl_2$

O modelo  $H_2O - NaCl - CaCl_2$  foi adotado para as inclusões fluidas do tipo  $L_2$  e  $S_2$ , tendo em vista a temperatura da primeira fusão, correspondente à temperatura do eutético ( $T_e$ ), ser inferior a -40°C, condição para que o sistema  $H_2O - NaCl - CaCl_2$  seja identificado (Goldstein & Reynolds, 1994).

Na fase de resfriamento, o congelamento das inclusões fluidas ocorreu geralmente entre -60 e -80°C e o sólido formado possui coloração marron e aspecto homogêneo. Nas inclusões em que não foi possível identificar a temperatura da primeira fusão, a temperatura de congelamento foi um dado adicional para distinguir as inclusões deste sistema das inclusões pertencentes ao sistema  $H_2O - NaCl - (KCl)$ .

Durante o reaquecimento das inclusões, considerou-se  $T_e$  a temperatura em que havia evidência da presença de líquido na inclusão. De maneira geral, a temperatura em que a textura *casca de laranja*, resultante da individualização de alguns cristais, que ficam mais claros, podia

ser distinguida, foi considerada como temperatura de primeira fusão, seguindo o critério utilizado por Goldstein & Reynolds (1994).

No histograma da figura 4.5a, observa-se grande dispersão dos valores de  $T_e$  medidos, havendo maior concentração de dados entre  $-53$  e  $-52^\circ\text{C}$ . Essa dispersão pode dever-se à dificuldade em determinar a exata temperatura da primeira fusão (Goldstein & Reynolds, 1994).

Na temperatura do eutético ocorre a fusão da antarcticita ( $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) e a inclusão passa a ter gelo + líquido + hidrohalita ( $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Dependendo da composição da inclusão, com a continuidade do aquecimento, ocorre a fusão da hidrohalita ou do gelo (Shepherd, 1985; Goldstein & Reynolds, 1994).

Apesar da dificuldade de medição, conforme assinalaram Shepherd *et al.* (1985), a segunda fusão ocorrida foi da hidrohalita, definida pelo clareamento da inclusão. O histograma da figura 4.5b demonstra a existência de grande dispersão dos dados de temperatura de fusão da hidrohalita ( $T_{f\text{hidr}}$ ), com concentração de valores entre  $-38$  e  $-32^\circ\text{C}$ , o que pode dever-se à dificuldade da medição exata daquela temperatura.

A última fusão observada foi a do gelo, que ocorre geralmente a temperaturas inferiores a  $-15^\circ\text{C}$ , com maior frequência entre  $-25$  e  $-20^\circ\text{C}$  (figura 4.5c e tabela 4.5).

Os dados de  $T_{f\text{hidr}}$  e  $T_f$  foram utilizados para estimar a composição química das inclusões fluidas modeladas pelo sistema  $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \text{CaCl}_2$ . A salinidade total e a razão  $\text{NaCl} / (\text{NaCl} + \text{CaCl}_2)$  das inclusões fluidas foram calculadas utilizando-se os dados experimentais de Oakes *et al.* (1990). Considerando-se a  $T_{f\text{hidr}}$  entre  $-30$  e  $-35^\circ\text{C}$ , devido à ausência de dados experimentais para  $T_{f\text{hidr}} < -35^\circ\text{C}$ , os valores de  $X_{\text{NaCl}}$  - razão  $\text{NaCl} / (\text{NaCl} + \text{CaCl}_2)$  - foram obtidos graficamente, situando-se entre 0,23 e 0,3. Os valores extremos da moda de  $T_f$  ( $-20$  e  $-25^\circ\text{C}$ ) foram utilizados para o cálculo da salinidade, a partir da fórmula abaixo, desenvolvida por Oakes *et al.* (1990):

$$W = \sum_{i=0}^6 a_i T_f^i + \sum_{j=1}^4 b_j T_f^j X_{\text{NaCl}} + \sum_{k=2}^6 c_k T_f^k X_{\text{NaCl}}^2 \quad (4),$$

onde  $W$  é a salinidade total (em % em peso);  $T_f$  é a temperatura de fusão do gelo ( $^\circ\text{C}$ ) dividida por 10;  $a_i$ ,  $b_j$  e  $c_k$  são os coeficientes listados na tabela 3 de Oakes *et al.* (1990).

A salinidade obtida pela equação (3) situa-se entre 20,9 e 23,6% em peso de ( $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ ), contendo entre 4,8 e 7,1 % em peso de  $\text{NaCl}$  e 16,1 e 16,5 % em peso de  $\text{CaCl}_2$ , com razão atômica  $\text{Ca}/\text{Na}$  média de 1,4.

Tabela 4.5 - Dados das inclusões fluidas modeladas pelo sistema H<sub>2</sub>O - NaCl - CaCl<sub>2</sub>

Amostra	NºIF	Vg (%)	Vs (%)	Te	Tfhydr	Tfgele	Th(L+V)	Ts	Tdec
SE I.1a/C1.2	I1	5		n.d.	n.d.	-24,2	173,0		
SEI.1a/C 1.2	I5	5		-50,2	-27,0	-24,2	144,4		
SEI.1a/C 1.2	I6	5		-48,0	-27,1	-22,7	139,5		
SEI.1a/C 1.2	I7	5		n.d.	n.d.	-22,9	138,9		
SEI.1a/C 1.2	II5	5		-52,2	n.d.	n.d.	67,4		
SEI.1a/C 1.2	II6	5		-52,2	-22,3	-16,0	160,4		
SEI.1a/C 1.2	III16	5	10	-52,17	n.d.	-14,3	n.d.		
SEI.1a/C 1.2	III22	10		-45,2	-33,1	-16,0	n.d.		
SEI.1a/C 1.2	III24	mono		n.d.	n.d.	-15,9	n.d.		
SEI.1a/C 1.2	III25	mono		n.d.	n.d.	-15,8	n.d.		
SEI.1a/C 1.3	II5	10		-55,0	-23,6	n.d.	n.d.		
SEI.1a/C 1.3	II7	5	5	-55,0	-23,6	n.d.	n.d.		
SEI.1a/C 2.1	I1	3	5	-42,0	n.d.	-30,1	n.d.		
SEI.1a/C 2.1	IV6	3		-56,0	n.d.	-27,6	n.d.		
SEI.1a/C 2.1	V10	5	10	-52,2	-37,1	-28,2	n.d.		
SEI.1a/C 1.3	II1	5		-48,0	-35,1	-11,1	n.d.		
SE I.1b/C 1.1	II1	2	10	-45,0	n.d.	-19,4	99,4		160,4
SE I.1b/C 1.1	II7	mono		-51,0	-41,5	-30,6	88,2		
SE I.1b/C 1.1	III3	2		-50,0	-36,1	-18,6	109,1		
SE I.1b/C 1.1	II14	5	5	n.d.	n.d.	n.d.	128,9		
SE I.1b/C 1.1	II15	5		n.d.	n.d.	n.d.	132,5		
SE I.1b/C 1.1	II16	7		n.d.	n.d.	n.d.	103,8		
SE I.1b/C 1.1	II17	5		n.d.	n.d.	n.d.	96,8		
SE I.1b/C 1.1	III1	3	2	n.d.	n.d.	-12,4	106,2		
SE I.1b/C 1.1	III2	2		n.d.	n.d.	n.d.	145,4		
SE I.1b/C 1.1	III3	mono		n.d.	n.d.	-18,0	n.d.		
SE I.1b/C 1.1	III4	mono		n.d.	n.d.	-15,4	128,8		
SE I.1b/C 1.1	III6	mono		n.d.	n.d.	-6,7	106,3		
SE I.1b/C 1.1	III9	mono		n.d.	n.d.	-19,0	101,3		
SE I.1b/C 1.1	III11	mono		n.d.	n.d.	n.d.	125,1		
SE I.1b/C 1.1	III13	mono		n.d.	n.d.	-19,5	n.d.		
SE I.1b/C 1.1	IV1	5		n.d.	n.d.	-9,2	140,4		
SE I.1b/C 1.1	IV13	5		n.d.	n.d.	-22,8	n.d.		
SE I.1b/C 1.1	IV14	5		-44,0	n.d.	-19,8	n.d.		
SE I.1b/C 1.1	V1	3	3	-43,0	-32,1	-18,8	85,0		
SE I.1b/C 1.1	V6	3	1	-51,0	-35,7	-26,4	136,9		
SE I.1b/C 1.1	V12	2		-45,0	n.d.	-15,1	110,4		
SE I.1b/C 1.1	V13	3		n.d.	n.d.	-16,0	104,9		
SE I.1b/C 1.1	V17	5		n.d.	n.d.	-24,1	n.d.		
SE I.1b/C 1.1	VII4	5		-55,0	n.d.	-25,7	n.d.		
SE I.1b/C 1.1	VII9	5		-54,0	n.d.	-20,6	n.d.		
SE I.1b/C 1.1	VII10	5		-54,0	n.d.	-27,2	n.d.		
SE I.1b/C 1.1	VIII4	5		-45,0	n.d.	-17,8	n.d.		
SE I.1b/C 1.1	VIII5	5		-45,0	n.d.	n.d.	n.d.		
SE I.1b/C 1.2	I8	5		-45,0	-37,1	-8,4	n.d.		
SE I.1b/C 1.2	V5	5		-58,2	n.d.	-36,2	n.d.		
SE I.1b/C 1.2	V6	5		-52,0	n.d.	-42,0	n.d.		
SE I.1b/C 1.2	V8	5		n.d.	n.d.	-18,8	n.d.		
SE I.1b/C 2.1	III13	5		-50,0	-45,2	-34,0	109,5	155,4	
SE I.1b/C 2.1	III15	5		n.d.	n.d.	n.d.	195,9		
SE I.4.3.1a/C 1.1	IV1	2	3	-52,2	n.d.	-35,1	n.d.		
SE I.4.3.1a/C 1.2	I1	3	10	-53,2	-30,1	n.d.	n.d.		
SE I.4.3.1a/C 1.4	II1	3	10	-52,2	n.d.	-47,8	n.d.		
SE I.4.3.1a/C 1.4	II4	2		n.d.	n.d.	-26,4	n.d.		
SE I.4.3.1a/C 1.4	II6	2		n.d.	n.d.	-22,6	n.d.		
SE I.4.3.1a/C 1.4	III4	2		n.d.	n.d.	n.d.	88,9		
SE I.4.3.1a/C 1.4	III5	2		n.d.	n.d.	-24,1	n.d.		

Tabela 4.5 - Continuação.

Amostra	NºIF	Vg(%)	Vs(%)	Te	Tfhydr	Tfgelo	Th(L+V)	Ts	Tdec
SE I.4.3.1a/C 1.4	II16	2		n.d.	n.d.	-24,7	n.d.		
SE I.4.3.1a/C 1.4	II18	2		n.d.	-37,3	-26,7	n.d.		
SE I.4.3.1a/C 1.4	II19	2		n.d.	n.d.	-30,7	n.d.		
SE I.4.3.1a/C 1.4	II20	2		-41,0	n.d.	-27,3	n.d.		
SE I.4.3.1a/C 1.4	II21	2		n.d.	n.d.	n.d.	87,9		
SE I.4.3.1a/C 1.4	II22	2		n.d.	n.d.	n.d.	81,1		
SE I.4.3.1a/C 1.4	II23	2		n.d.	n.d.	n.d.	80,2		
SE I.4.3.1a/C 1.4	II24	2		n.d.	n.d.	n.d.	89,8		
SE I.4.3.1a/C 1.4	II25	2		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
SE I3A/C I.1	III2	5	7	-52,2	n.d.	-30,8	52,1	181,0	
SE I3A/C I.2	II7	2		-52,2	-34,8	-22,6	n.d.		
SE II.4a/C 2.1	III5	2	3	n.d.	n.d.	-34,9	n.d.		
SE I.1C	I7	3	2	-50,0	n.d.	-27,8	n.d.		
SE I.3b/C 1.1	I1	3		-50,2	-26,1	-21,5	99,2		
SE I.3b/C 1.1	I2	5		-47,2	-33,1	-25,7	135,4		
SE I.3b/C 1.1	II2	5		-54,2	-34,1	-26,1	106,3		
SE I.3b/C 1.1	II3	3	10	-50,2	n.d.	-21,1	n.d.		
SE I.3b/C 1.1	II5	5		-40,0	n.d.	-24,2	n.d.		
SE I.3b/C 1.1	III4	5		n.d.	n.d.	-22,9	n.d.		
SE I.3b/C 1.1	III5	5	20	n.d.	n.d.	-25,4	n.d.		132,3
SE I.3b/C 1.1	VI	3		n.d.	n.d.	-25,5	n.d.		
SE II4Ab/C 1.1	I4	2		n.d.	n.d.	-19,4	100,3		
SE II4Ab/C 1.1	I5	2		n.d.	n.d.	-18,3	n.d.		
SE II4Ab/C 1.1	I6	10		-43,0	n.d.	-22,9	n.d.		
SE II4Ab/C 1.1	II1	7		n.d.	n.d.	-22,7	n.d.		
SE II4Ab/C 1.1	II2	7		n.d.	n.d.	-18,9	78,3		
SE II4Ab/C 1.1	I1	5		n.d.	-37,13	-21,68	n.d.		
SE II4Ab/C 1.1	I3	5		n.d.	n.d.	-22,08	n.d.		
SE II4Ab/C 1.1	I2	5		-40,0	-30,9	-22,4	n.d.		
SE II4Ab/C 1.1	II2	mono		n.d.	-34,1	-22,6	n.d.		
SE II4Ab/C 1.1	III1	3		-40,0	-33,1	-23,7	122,3		
SE II4Ab/C 1.1	III2	3		n.d.	n.d.	-22,1	84,4		
SE II4Ab/C 1.1	III3	3		n.d.	n.d.	-23,1	n.d.		
SE II4Aa/C 1.1	II	5	10	-45,0	n.d.	-36,6	95,3	213,6	
SE II4Aa/C 1.1	I9	5	7	-40,0	n.d.	-24,1	91,1		
SE II4Aa/C 4.1	VI2	mono		-51,0	-42,1	-31,6	83,4		
SE III.4Ab/C 3.1	III1	7	5	-48,0	n.d.	-1,8	275,5		275,5
SE III.4Ab/C 3.1	III6	5		-45,0	-33,1	n.d.	n.d.		
SE III.4Ab/C 3.1	IV1	5	5	n.d.	-25,1	-20,3	n.d.		
SE III.4Ab/C 3.1	IV2	3	5	-52,0	n.d.	-32,0	n.d.		
SE III.4Ab/C 5.1	I1	2		-52,0	n.d.	-24,9	100,8		
SE III.4Ab/C 5.1	I3	2		n.d.	n.d.	-22,5	102,3		
SE III.4Ab/C 5.1	I5	2		n.d.	-45,0	-24,6	n.d.		
SE III.4Ab/C 5.1	I6	2		n.d.	n.d.	-24,1	n.d.		
SE III.4Ab/C 5.1	II10	5		-50,0	-33,7	-24,8	n.d.		

Nas inclusões classificadas como S<sub>2</sub>, a calcita e os demais sólidos identificados não se alteram durante a fase de aquecimento, não apresentando indício de fusão, podendo ser considerados minerais aprisionados, tendo em vista os critérios petrográficos estabelecidos por Shepherd *et al.* (1985), como tamanhos anormalmente elevados em comparação com a inclusão hospedeira e presença de calcita contemporânea na amostra.

A homogeneização das inclusões fluidas L<sub>2</sub> e S<sub>2</sub> ocorre na fase líquida, com Th<sub>L-v</sub> inferiores a 200°C e moda entre 80 e 110 °C (figura 4.5d).

inferiores a 200°C e moda entre 80 e 110 °C (figura 4.5d).

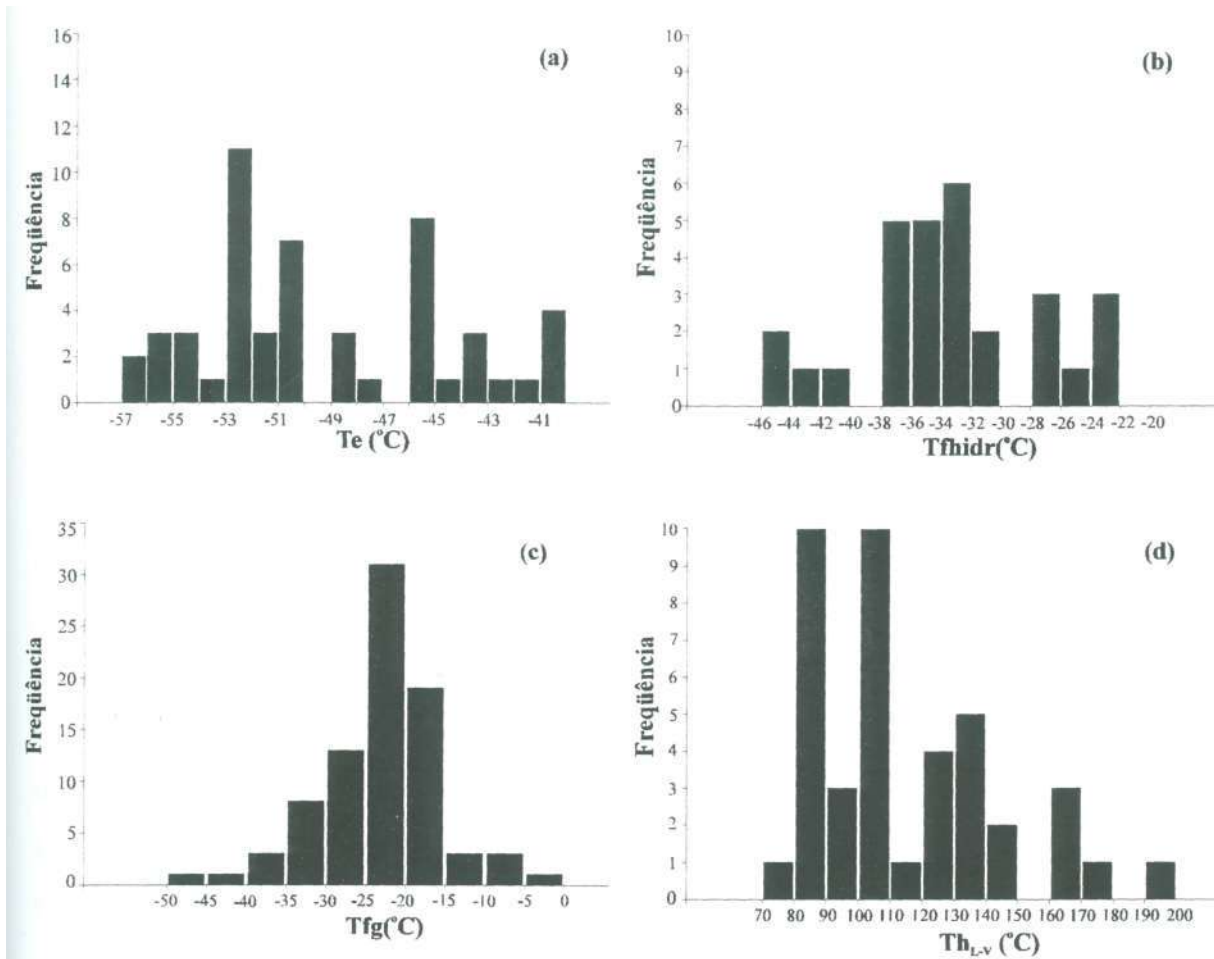


Figura 4.5 - Dados microtermométricos para as inclusões fluidas do sistema  $H_2O - NaCl - CaCl_2$

## 6 - DISCUSSÃO

### 6.1 - ESTIMATIVA DAS CONDIÇÕES DE PRESSÃO E TEMPERATURA DE APRISIONAMENTO DOS FLUIDOS

Os dados petrográficos e microtermométricos obtidos forneceram subsídios para a caracterização composicional e termobarométrica dos fluidos que circularam durante a alteração hidrotermal do Granito Matupá.

Devido aos dados microtermométricos possibilitarem a obtenção apenas de valores de temperatura mínima, para estimar as condições de P-T de aprisionamento dos fluidos procedeu-se ao cálculo de isócoras (linhas de constante volume e, conseqüentemente, densidade), construídas com valores extrapolados de P e T consistentes com os dados obtidos.

Os cálculos foram realizados por meio do programa MacFlinCor (Brown & Hageman, 1994) para os sistemas CO<sub>2</sub> (Brown & Lamb, 1986), H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl (Brown & Lamb, 1986) e H<sub>2</sub>O-NaCl-[KCl] (Zhang & Frantz, 1987).

Os diagramas isocóricos foram construídos por amostra, para inclusões fluidas consideradas contemporâneas, levando-se em consideração as pertinentes observações de Roedder & Bodnar (1980) sobre o aprisionamento simultâneo de dois fluidos imiscíveis. Segundo esses autores, onde dois fluidos essencialmente imiscíveis, p.ex. CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O, com propriedades P-V-T conhecidas, estão presentes e as inclusões contendo cada fluido foram aprisionadas simultaneamente, valores de pressão e temperatura do aprisionamento podem ser determinados a partir dos dados de T<sub>H</sub> das duas inclusões. Além dos dados microtermométricos de ambos os fluidos, é importante que as inclinações das isócoras em um diagrama P-T sejam significativamente diferentes para que haja acuracidade na determinação.

O cálculo de isócoras foi feito apenas para as inclusões das amostras SE I4.3.1, SE I1, SE I3A e SE II4, por conterem inclusões fluidas isoladas, contemporâneas, constituídas de CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O-NaCl, o que permitiu a construção de isócoras com inclinações significativamente diferentes. Não foram utilizadas isócoras para as inclusões SE II 1.4, devido a não terem sido identificadas inclusões carbônicas nessa amostra e devido às inclusões H<sub>2</sub>O-NaCl-[KCl] com elevada T<sub>H</sub> e H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> não serem consideradas contemporâneas.

Considerando-se os valores mínimo e máximo de densidade das inclusões fluidas, as interseções das isócoras forneceram amplos intervalos de pressão e temperatura para o aprisionamento dos fluidos (tabela 4.6 e figuras 4.6 a 4.9 ). Quando apenas o valor modal de densidade das inclusões L<sub>1</sub> foi considerado, os valores de pressão e temperatura obtidos situam-se em uma faixa mais restrita, estando os valores de T mais próximos dos calculados por meio do geotermômetro da clorita, discutido no capítulo III (anexo 3; tabela 4.6 e figuras 4.6 a 4.9).

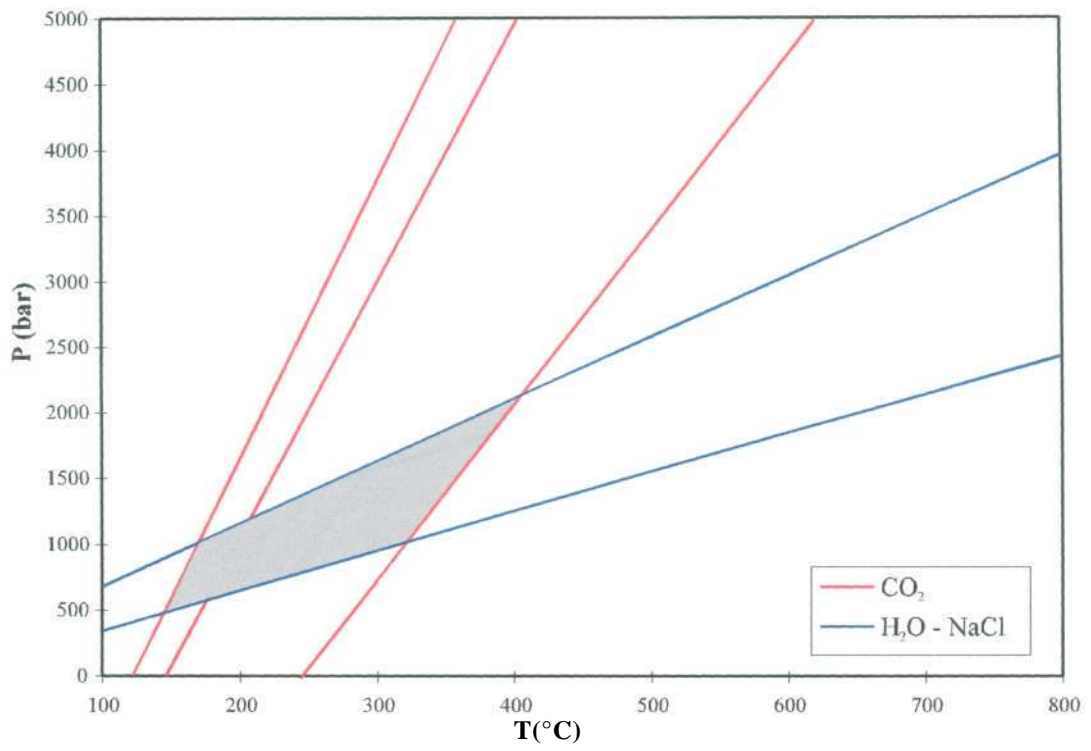


Figura 4.6 - Diagrama de isócoras construído para as inclusões fluidas dos tipos C (CO<sub>2</sub>) e L<sub>1</sub> (H<sub>2</sub>O - NaCl) para a amostra SE II.

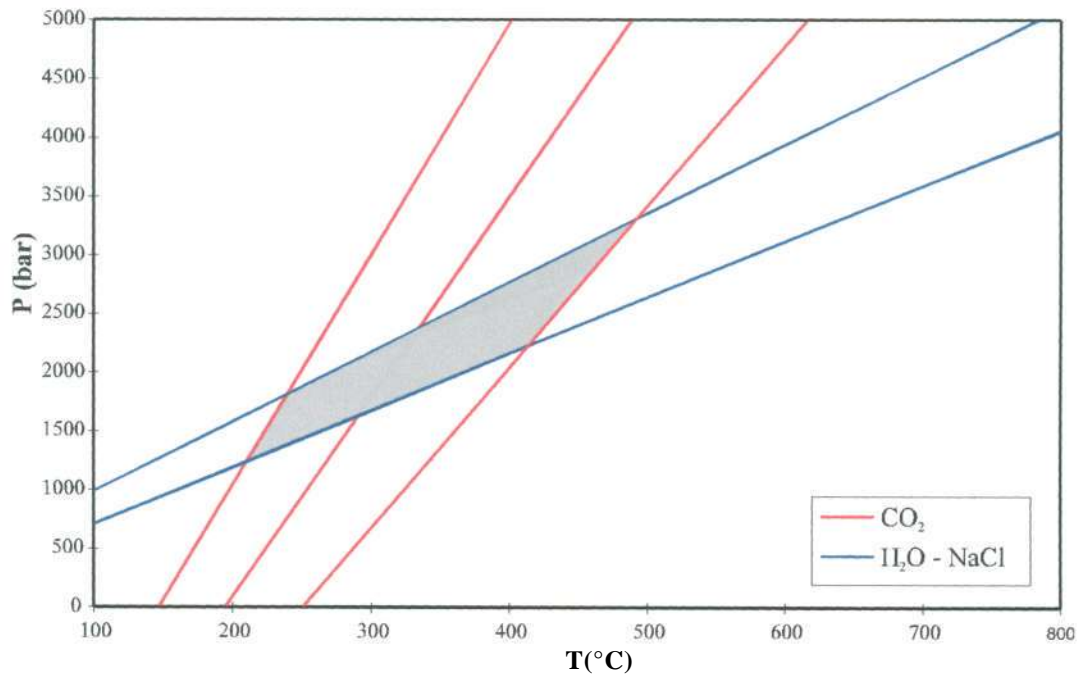


Figura 4.7 - Diagrama de isócoras construído para as inclusões fluidas dos tipos C (CO<sub>2</sub>) e L<sub>1</sub> (H<sub>2</sub>O - NaCl) para a amostra SE 13A.



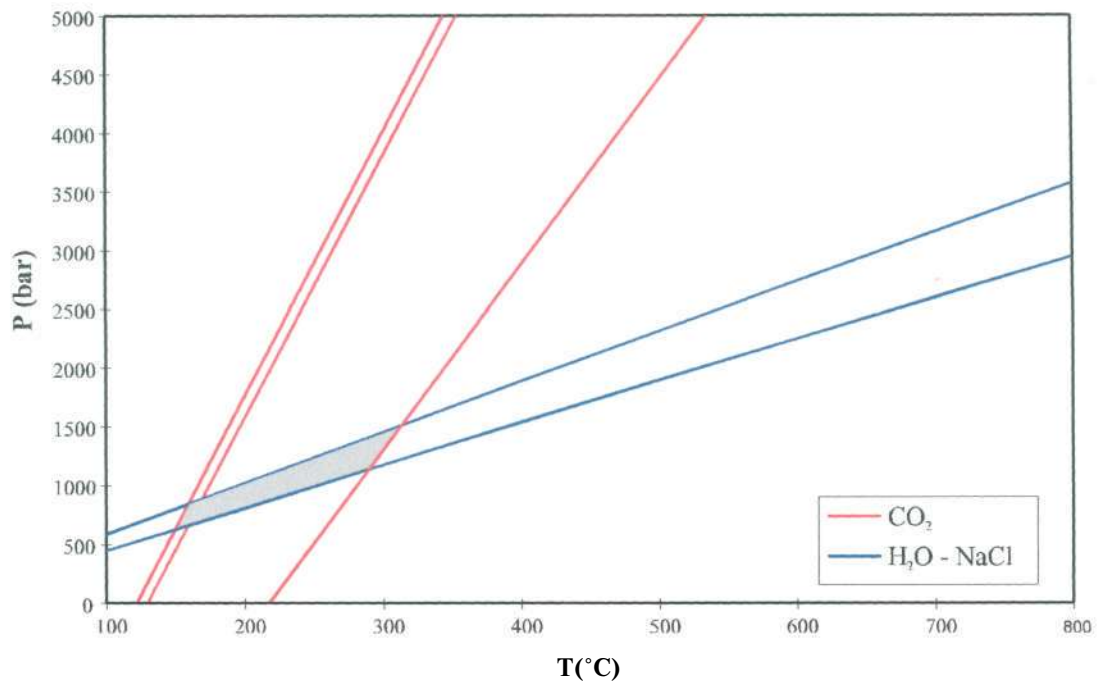


Figura 4.8 - Diagrama de isócoras, construído para as inclusões fluidas dos tipos C (CO<sub>2</sub>) e L<sub>1</sub> (H<sub>2</sub>O - NaCl), para a amostra SE I4.3.1.

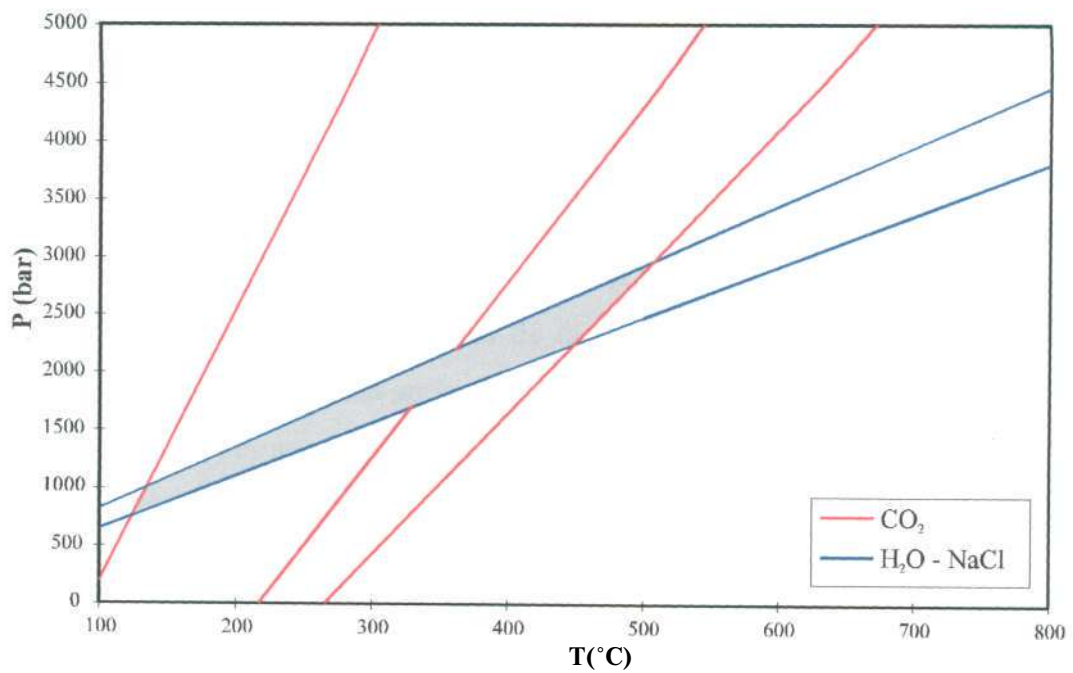


Figura 4.9 - Diagrama de isócoras, construído para as inclusões fluidas dos tipos C (CO<sub>2</sub>) e L<sub>1</sub> (H<sub>2</sub>O - NaCl), para a amostra SE II4.

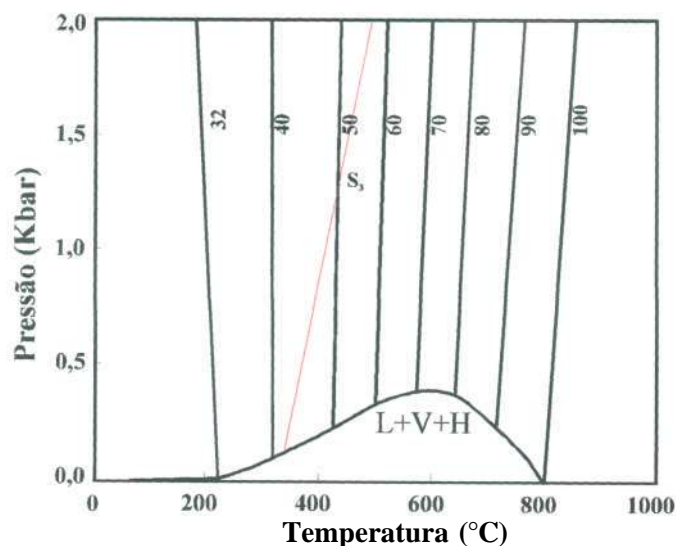
**Tabela 4.6 - Resultados de temperatura e pressão de aprisionamento, estimados com base na interseção de isócoras de inclusões fluidas dos sistemas CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O-NaCl contemporâneas, em comparação com os resultados do cálculo da temperatura utilizando-se o geotermômetro da clorita (Cathelineau & Nieva, 1985; Cathelineau, 1988).**

<i>Amostra</i>	<i>T (°C)</i>	<i>P (Kbar)</i>	<i>T modal (V)</i>	<i>P modal (Kbar)</i>	<i>T (°C) - clorita</i>
SF I.1	150-406	0,50 - 2,10	180-200	0,53 - 1,14	303-375 (330)*
SE I.4.3.1	150-313	0,50 - 1,50	172-187	0,50 - 0,80	289-354 (335)*
SE I.3	210-500	1,25 - 3,25	293 - 330	1,53-2,35	220-339 (300)*
SE II.4	120-505	0,75 - 3,25	330 - 365	1,60-2,10	296-352 (340)*

\* valor modal

Os valores de temperatura e pressão obtidos pelo método de interseção de isócoras situam-se em uma ampla faixa (tabela 4.6 e figuras 4.6 a 4.9). Comparando-se os valores de temperatura assim obtidos com os calculados pelo  $Al^{IV}$  da clorita interpretada como estando em equilíbrio com o quartzo hospedeiro das inclusões fluidas estudadas (tabela 4.6), verifica-se que os resultados da aplicação do geotermômetro da clorita são praticamente coincidentes e se situam dentro do amplo intervalo obtido por meio das inclusões fluidas. Assim, o valor modal de 330°C será considerado como próximo da temperatura de aprisionamento dos fluidos pertencentes aos sistemas CO<sub>2</sub>; H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O-NaCl, encontrados respectivamente nas inclusões C; LC; L<sub>1</sub> e S<sub>1</sub>.

As inclusões S<sub>3</sub>, contendo apenas halita ou halita e silvita, homogeneizam por dissolução da halita entre 390 e 480°C (tabela 4.4). Modelando-se as inclusões S<sub>3</sub> contendo somente halita pelo sistema NaCl - H<sub>2</sub>O, as temperaturas de dissolução da halita podem ser usadas para estimar a temperatura e pressão de aprisionamento do fluido. Apesar de somente um restrito número de inclusões S<sub>3</sub> estar preservado nas amostras analisadas, a inclusão SEII1.4b/5.1/III, com  $T_{S_{NaCl}} = 423^{\circ}C$  (50 % de NaCl eq.) e  $Th_{L-v} = 334^{\circ}C$  (tabela 4.4 e figura 4.4f), pode ser usada para representar esse grupo de inclusões. Utilizando-se os dados experimentais de Bodnar (1994) para estimar a pressão de aprisionamento do fluido, a linha de iso-Th para a inclusão SEII1.4b/5.1/III intersecta o *liquidus* (L(50) + H) a uma pressão de 1,3 Kbar (figura 4.10), o que corresponde a uma profundidade de aproximadamente 4,5 Km, assumindo que a pressão é litostática.



**Figura 4.10 - Diagrama de temperatura-pressão para os líquidos do sistema NaCl-H<sub>2</sub>O, mostrando a curva de líquido + vapor + NaCl (L + V+H), ilustrando a técnica utilizada para estimar a pressão a partir de T<sub>s</sub>. Em vermelho está representada a linha de constante temperatura de homogeneização líquido-vapor (iso-Th) para a inclusão fluida S<sub>3</sub>, com T<sub>hL-v</sub> = 334 °C. A interseção da linha de iso-Th com o liquidus define o valor mínimo da pressão de aprisionamento do fluido correspondente. Cálculos e inclinações das curvas baseados em Bodnar (1994).**

O valor de 423 °C está próximo da temperatura de formação da clorita rica em Mn calculada para a amostra SE III.4 (347 a 386°C, com moda em 379°C), por meio do geotermômetro desenvolvido por Cathelineau & Nieva (1985) e Cathelineau (1988).

Com base nas considerações acima, os valores de 423°C e 1,3 Kbar serão respectivamente considerados como estimativas da temperatura e pressão mínimas de aprisionamento do fluido H<sub>2</sub>O-NaCl-[KCl]. Considerando-se as inclusões H<sub>2</sub>O-NaCl-KCl como as de mais alta temperatura e pressão aprisionadas nas amostras estudadas e com base nos dados dispostos na tabela 4.6, as pressões de aprisionamento das inclusões pertencentes aos sistemas CO<sub>2</sub>; H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O-NaCl devem situar-se entre 0,5 e 1,3 Kb.

Gallagher *et al.* (1992) estimaram temperatura e pressão mínimas de aprisionamento em 355°C e 1,2 Kbar para o fluido de origem magmática responsável pela mineralização de Mo relacionada ao Granito Galway (Irlanda). Stefanini & Williams-Jones (1996) estimaram pressão litostática de 1,4 Kbar para o sistema cobre pórfiro Calanora (Itália), cujos fluidos e paragêneses hidrotermais são semelhantes aos do Depósito Serrinha. Os autores ressaltaram que, apesar de elevado, o valor obtido não é implausível e observaram que as pressões estimadas por meio de interseções de isócoras forneceram valores entre 0,1 e 4,8 Kbar para os fluidos daquele sistema, uma variação considerada sem significado geológico. Bajwah *et al.* (1995) sugeriram pressão litostática de 1,2 Kbar para os fluidos responsáveis pela alteração hidrotermal do Granito Renison (Tasmânia) e Burnham & Ohmoto (1980) observaram que a

ausência de cavidades miarolíticas em uma intrusão sugere que seu posicionamento tenha ocorrido a pressões superiores a 1 Kbar.

## 6.2 - ORIGEM E EVOLUÇÃO DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS NO SISTEMA SERRINHA

Os mais altos valores de salinidade e de temperatura de homogeneização (TH) nas amostras estudadas foram obtidos para as inclusões fluidas L<sub>3</sub> e S<sub>3</sub>, sugerindo representarem o fluido *mais precoce que circulou no sistema hidrotermal estabelecido sobre o Granito Matupá* a ser registrado nas amostras estudadas. Isto não significa, entretanto, que fluidos de mais alta temperatura não tenham percolado o Granito Matupá anteriormente.

A composição H<sub>2</sub>O-NaCl-[KCl] dos fluidos aprisionados nas inclusões S<sub>3</sub> e suas elevadas salinidade e temperatura de homogeneização sugerem que a evolução dos fluidos hidrotermais precoces do Sistema Serrinha deu-se por meio de exsolução direta ou indireta a partir de uma fonte magmática, estando os fluidos hidrotermais provavelmente geneticamente associados à história de solidificação do Granito Matupá.

Segundo Roedder (1992), durante a diferenciação magmática por cristalização fracionada a partir de magmas silicáticos pobres em voláteis (fornecendo rochas plutônicas normais), passando por líquidos silicáticos hidratados (que geram pegmatitos), até fluidos tardios ricos em água (responsáveis pela formação de veios de quartzo e de depósitos minerais diversos), a composição do líquido residual muda drasticamente. Na maioria das condições naturais, durante essa evolução ocorre um ou mais estágios durante os quais glóbulos de uma fase fluida nova, imiscível, exsolvem, sendo o termo *imiscibilidade fluida* compreendido como qualquer sistema de duas ou mais fases fluidas que coexistem em equilíbrio, geralmente apresentando diferentes composições.

Roedder (1992) propôs que um fluido aquoso fortemente salino, denominado *fundido salino hidratado*, pode separar-se como um fluido imiscível em vários estágios durante a diferenciação magmática. Com a diminuição da temperatura e/ou pressão, esse fluido salino (que chega a conter mais de 50% em peso de sais, principalmente cloretos) pode fracionar-se, para formar uma nova fase fluida imiscível, rica em água, com baixo conteúdo de sal, e possivelmente significante CO<sub>2</sub>, e um líquido mais salino. Em temperaturas e/ou pressões ainda mais baixas, um novo fluido rico em CO<sub>2</sub> pode separar-se, tanto a partir da fase rica em água como do fundido salino hidratado.

A coexistência das inclusões fluidas LC, L<sub>1</sub>, S<sub>1</sub> e C nos grãos de quartzo dos diversos fácies hidrotermais identificados em Serrinha sem evidências petrográficas de aprisionamento sucessivo de fluidos diferentes, pelos critérios de Pichavant *et al.* (1982) e Ramboz *et al.* (1982), sugere ser aquelas inclusões contemporâneas. A ausência de indicações de *modificações pós-aprisionamento*, que *resultariam* em perdas variáveis de H<sub>2</sub>O, e de larga faixa de graus de preenchimento, que, segundo Ramboz *et al.* (1982) é um importante critério na definição de aprisionamento heterogêneo, permitem sugerir que os fluidos modelados pelos sistemas H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>-(CH<sub>4</sub>) e H<sub>2</sub>O-NaCl resultaram de um processo de imiscibilidade, possivelmente a partir de um fluido aquoso salino precoce, no sentido proposto por Roedder (1992), conforme ilustrado na figura 4.11. Processo semelhante foi proposto para fluidos de depósitos minerais geneticamente relacionados a granitos (p.ex. Gallagher *et al.*, 1992; Bajwah *et al.*, 1995; Ren *et al.*, 1995).

Os grandes intervalos de salinidade e temperatura de homogeneização obtidos para o fluido H<sub>2</sub>O-NaCl aprisionado nas inclusões L<sub>1</sub> e S<sub>1</sub> (tabela 4.4 e figura 4.4) podem ser decorrentes de influxo de água meteórica no sistema após o segundo estágio de imiscibilidade.

O fluido mais tardio registrado no sistema hidrotermal Serrinha está presente nas inclusões fluidas L<sub>2</sub> e S<sub>2</sub>, modeladas pelo sistema H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>, que ocorrem em fraturas pseudo-sencundárias e secundárias e como inclusões primárias em quartzo do fácies hidrotermal caracterizado por microclinização tardia na área 1.1. As inclusões L<sub>2</sub> e S<sub>2</sub> possuem baixa Th<sub>L-V</sub> (tabela 4.5 e figura 4.5). A existência desse tipo de fluido tardio, de baixa temperatura e rico em Ca, pode dever-se à evolução dos fluidos H<sub>2</sub>O-NaCl e interação com água meteórica, tendo a liberação de Ca possivelmente ocorrido durante a albitização do plagioclásio do Granito Matupá.

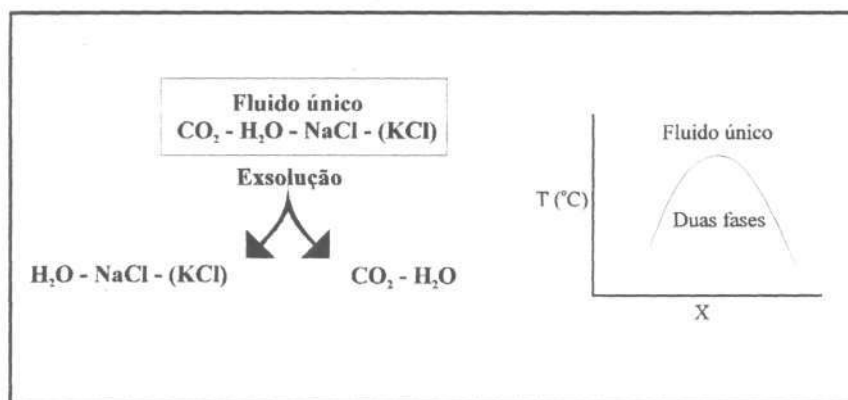


Figura 4.11 - Diagrama ilustrativo do modelo de desmistura, a partir de um único fluido. Modificado de Anderson *et al.* (1992) e baseado em Bowers & Helgeson (1983) e Roedder (1992).

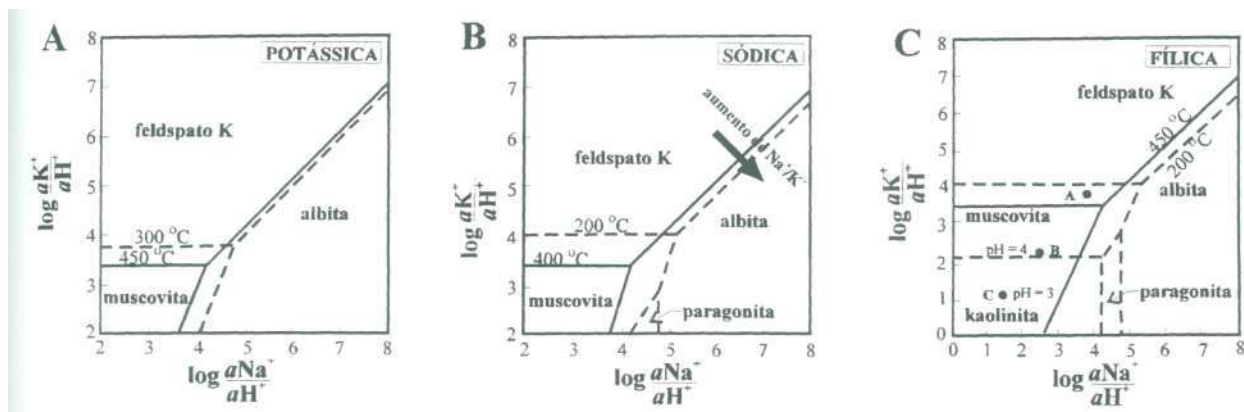
### 6.3 - EVOLUÇÃO DA PARAGÊNESE HIDROTHERMAL EM SERRINHA

O fluido hidrotermal mais precoce a circular no Granito Matupá em Serrinha provavelmente pertenceu ao sistema  $H_2O-NaCl-KCl$  e derivou de exsolução do magma granítico. Segundo Burnham & Ohmoto (1980), fluidos equilibrados inicialmente com magmas félsicos contendo hornblenda são enriquecidos em  $KCl$  relativamente a  $NaCl$  e, especialmente,  $HCl$ , o que está de acordo com a elevada razão  $KCl/NaCl$  molar obtida para o fluido  $H_2O-NaCl-KCl$  registrado em Serrinha. Esses fluidos devem ter sido os responsáveis pela alteração potássica pervasiva da intrusão granítica, ocorrida provavelmente por meio de reações de troca com sódio e, principalmente, cálcio. Essas reações causam a diminuição da razão  $KCl/HCl$  da fase aquosa, resultando na entrada do fluido no campo de estabilidade da muscovita e conseqüente instalação da alteração fílica (Burnham & Ohmoto, 1980).

Após a precipitação do microclínio, a conseqüente diminuição na razão  $K/Na$  do fluido hidrotermal, resultando no aumento da atividade de  $Na$ , foi provavelmente a responsável pela desestabilização do feldspato potássico e neoformação de albita, como ilustrado em um diagrama empírico para a paragênese hidrotermal observada, extraído de Stefanini & Williams-Jones (1996) (figura 4.12), em conformidade com Beane & Titley (1981) e Hemley *et al.* (1992). A albitização do feldspato potássico também pode ter decorrido de queda de pressão ou aumento da salinidade dos fluidos (Lagache & Weisbrod, 1977).

A primeira fase hidrotermal a ter registro nas inclusões fluidas de Serrinha foi a que envolveu formação de clorita rica em  $Mn$ . O fluido responsável pela cloritização pertence ao sistema  $H_2O-NaCl-[KCl]$  e possui elevada salinidade, de até 57% em peso de  $NaCl$  eq., e derivou direta ou indiretamente do magma granítico. Seu aprisionamento ocorreu provavelmente em temperaturas próximas de  $420^\circ C$  e pressão litostática de 1,3 Kbar.

Após a segunda fase de imiscibilidade, descrita no item 6.2, houve predomínio dos fluidos  $H_2O-NaCl-CO_2$  e  $H_2O-NaCl$  e a evolução do sistema hidrotermal foi dominada pela mistura de fluidos salinos com fluidos meteóricos, resultando em fluidos mais frios, oxigenados e mais ácidos. O ataque hidrolítico às paragêneses previamente desenvolvidas, que ocorre como resultado da diminuição da temperatura e/ou da razão  $a(K+)/a(H+)$  no fluido hidrotermal (Beane & Titley, 1981) (figuras 4.12b e 4.13a), levou à formação de massas de sericita com ou sem clorita associada, processo semelhante ao observado no Granito Calabona (Itália) por Stefanini & Williams-Jones (1996).



**Figura 4.12 - Diagramas mostrando os prováveis caminhos da alteração hidrotermal nos diferentes estágios de evolução do Sistema Serrinha. Em cada diagrama foram desenhados os campos de estabilidade dos minerais hidrotermais para diferentes temperaturas. A alteração potássica (A) é favorecida por elevada razão  $a(K^+)/a(H^+)$  e baixa  $a(Na^+)$ . B. O aumento da razão de atividade  $(Na^+)/(K^+)$  levou à alteração sódica. C. O resfriamento progressivo do sistema resultou na estabilização da muscovita em detrimento do feldspato potássico (área A). A temperaturas maiores que 200°C e pH = 4, a composição do fluido encontra-se no campo de estabilidade da muscovita (ponto B). A temperaturas menores que 200°C, a diminuição do pH do sistema propiciaria a formação de kaolinita (área C). (Diagramas empíricos para as paragêneses de Serrinha, em conformidade com proposições de Burnham & Ohmoto (1980), Beane & Tittley (1981) e Hemley et al. (1992), extraídos de Stefanini & Williams-Jones (1996) para paragêneses e condições de T e P semelhantes.)**

Conforme ilustrado no diagrama de atividades da figura 4.13b, de Beane & Tittley (1981), que mostra estabilidades de silicatos a 350°C, 500 Kbar e saturação em quartzo, a coexistência de clorita e muscovita requer diminuição na atividade de  $K^+$  relativamente à do  $H^+$ , inibindo a formação de biotita e feldspato potássico.

A reação de desestabilização do feldspato potássico por sericita poderia ser a descrita por Hemley *et al.* (1992) e Bajwah *et al.* (1995):



A fase de microclinização tardia registrada na área 1.1 pode ter sido resultado de novo incremento na razão  $aK^+/aH^+$ .

Os fluidos  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  representam o último estágio de percolação de fluidos hidrotermais no sistema Serrinha, estando muito provavelmente relacionados à fase de precipitação de calcita em fraturas das rochas hidrotermais. Fluidos tardios contendo  $CaCl_2$  foram também registrados na mineralização de Mo associada ao Granito Galway, Irlanda (Gallagher *et al.*, 1992). O Ca pode ter originado do próprio processo de albitização do plagioclásio do granito ou da interação de fluidos salinos sem Ca com rochas cálcicas, as quais, entretanto, não são observadas na região estudada.

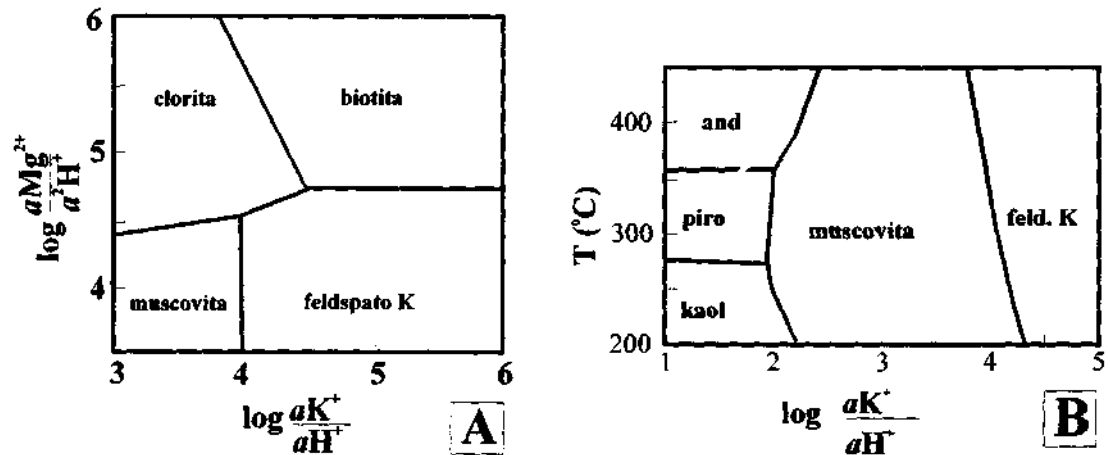


Figura 4.13 - Relações de estabilidade entre silicatos em função da temperatura e da composição da fase fluida. A. Relações esquemáticas entre feldspato potássico, biotita, muscovita, clorita e quartzo a 350°C, compatíveis com dados de depósitos de cobre pórfiro. B. Equilíbrio mineral em termos de temperatura e concentrações relativas entre KCl e HCl, a 1 Kbar. A estabilidade de muscovita a partir de feldspato potássico ocorre com a diminuição da temperatura e/ou da razão  $a(K^+)/a(H^+)$  no fluido hidrotermal, and = andalusita; Kaol = kaolinita; piro = pirofilita. Beane & Titley (1981).

## 7- CONCLUSÕES

O estudo de inclusões fluidas em quartzo de amostras representativas dos diferentes fácies hidrotermais do Granito Matupá permitiu a caracterização dos fluidos e o estabelecimento dos principais parâmetros físico-químicos do processo de mineralização e do sistema hidrotermal atuante sobre o granito.

Os principais tipos de inclusões identificados pelo estudo petrográfico foram: 1) C; 2) LC; 3) L<sub>1</sub>, geralmente incolores ou rosadas, com  $V_g \leq 5$ ; 4) L<sub>2</sub> - inclusões normalmente escuras intragranulares ou constituindo um plano de inclusões alinhadas, possivelmente secundárias; 5) L<sub>3</sub> - inclusões raras, com bolha escura,  $V_g \geq 10$ , subarredondadas, encontradas apenas em SE II. 1.4b. 6) S<sub>1</sub> - semelhantes as inclusões L<sub>1</sub>, com as quais se associam, contêm halita, raramente halita e silvita; 7) S<sub>2</sub> - semelhantes às do tipo L<sub>2</sub>, com as quais se associam, contêm calcita, provavelmente como mineral aprisionado; 8) S<sub>3</sub> - raras, contendo halita ou halita e silvita, são encontradas apenas na amostra SE II. 1.4, sendo semelhantes às inclusões L<sub>3</sub>.

Os estudos microtermométricos e de microespectrometria RAMAN permitiram modelar as inclusões fluidas de acordo com sistemas teóricos. As inclusões C são constituídas de CO<sub>2</sub> puro. A homogeneização do CO<sub>2</sub> se dá na fase líquida, com ThCO<sub>2</sub> concentrada entre 12 e



16°C. Os valores de densidade variam de 0,66 a 0,93g/cm<sup>3</sup>, com média e moda aproximadamente iguais a 0,82 g/cm<sup>3</sup>.

As inclusões LC foram modeladas pelo sistema H<sub>2</sub>O - NaCl - CO<sub>2</sub> - (CH<sub>4</sub>), sendo o CH<sub>4</sub> raramente observado. A T<sub>f</sub>CO<sub>2</sub> concentra-se entre -56,8 e -56,9°C, chegando a -58,4°C nas inclusões com CH<sub>4</sub> além de CO<sub>2</sub>. T<sub>f</sub>cl concentra-se entre 7 e 8°C e os valores de salinidade obtidos são bastante variáveis, predominando os valores entre 4 e 7% em peso de NaCl eq. A T<sub>h</sub>CO<sub>2</sub> concentra-se entre 28 e 30°C. A homogeneização total das inclusões LC ocorre predominantemente na fase líquida, entre 220 e 360°C, com moda entre 300 e 320°C.

As inclusões classificadas como L<sub>1</sub>, L<sub>3</sub>, S<sub>1</sub> e S<sub>3</sub> foram aproximadas para o sistema H<sub>2</sub>O - NaCl - (KCl). Predominam as inclusões bifásicas, sendo as inclusões fluidas saturadas contendo halita menos freqüentes e inclusões com halita e silvita encontradas apenas nas amostras SE II.4b e SE II.1.4. Quando observada, T<sub>e</sub> varia de -33 a -21°C, que pode representar a adição de KCl ou MgCb ao sistema ou um eutético metaestável do sistema H<sub>2</sub>O - NaCl. T<sub>f</sub>g é bastante variável, abrangendo um espectro entre -26 e 0°C, com concentração dos valores entre -6 e 0°C. Os valores de salinidade situam-se preferencialmente entre 0 e 10% em peso de NaCl eq. para as inclusões bifásicas, existindo menor concentração entre 20 e 25% em peso de NaCl eq.. Dentre as inclusões saturadas, o valor modal de salinidade situa-se entre 30 e 35% em peso de NaCl eq., representando os dados de salinidade das inclusões S<sub>1</sub>. As inclusões S<sub>3</sub> possuem geralmente valores de salinidade acima de 45% em peso de NaCl eq.

As populações 1 e 3 distinguem-se claramente pela sua temperatura de dissolução. As inclusões fluidas com baixos valores de T<sub>s</sub>, entre 150 e 250°C, mais abundantes, correspondem às inclusões S<sub>i</sub>, enquanto as inclusões fluidas do tipo S<sub>3</sub> possuem elevadas temperaturas de dissolução e de homogeneização, entre 375 e 480°C.

Para as inclusões contendo halita e silvita, as concentrações de KCl e NaCl foram determinadas de acordo com Sterner *et al.* (1988), obtendo-se para S<sub>1</sub> 27% de NaCl, 30% de KCl e 43% de H<sub>2</sub>O, K/Na = 0,89, e, para S<sub>3</sub>, 31% de NaCl, 45% de KCl, 25% de H<sub>2</sub>O e razão atômica K/Na igual a 1,14.

O modelo H<sub>2</sub>O - NaCl - CaCl<sub>2</sub> foi adotado para as inclusões fluidas L<sub>2</sub> e S<sub>2</sub>, que apresentam T<sub>e</sub> < 40°C, concentrando-se entre -52 e -53 °C. A T<sub>f</sub>hidr, dificilmente observada, situa-se entre -38 e -32°C. A temperatura de fusão do gelo ocorre geralmente a temperaturas inferiores a -15°C, com maior freqüência entre -25 e -20°C. Considerando-se a T<sub>f</sub>hidr entre -30 e -35°C, os valores de X<sub>NaCl</sub> obtidos situam-se entre 0,23 e 0,3 e a salinidade, entre 20,9 e 23,6% em peso de (NaCl + CaCl<sub>2</sub>), contendo entre 4,8 e 7,1 % em peso de NaCl e 16,1 e 16,5

% em peso de  $\text{CaCl}_2$ , com razão atômica Ca/Na média de 1,4. A homogeneização das inclusões fluidas  $L_2$  e  $S_2$  ocorre na fase líquida, com  $\text{Th}_{L-V}$  inferiores a  $200^\circ\text{C}$  e moda entre  $80$  e  $110^\circ\text{C}$ .

A temperatura e a pressão mínimas de aprisionamento do fluido  $\text{H}_2\text{O-NaCl-[KCl]}$  foram estimadas respectivamente em  $423^\circ\text{C}$  e  $1,3$  Kbar, esta correspondendo à profundidade de aproximadamente  $4,5$  Km, assumindo que a pressão é litostática. A temperatura e a pressão mínimas de aprisionamento dos fluidos pertencentes aos sistemas  $\text{CO}_2\text{:H}_2\text{O-NaCl-CO}_2$  e  $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ , encontrados respectivamente nas inclusões C; LC;  $L_1$  e  $S_1$ , foram estimadas respectivamente em  $330^\circ\text{C}$  e  $0,5 - 1,3$  Kbar.

O fluido hidrotermal mais precoce a circular no Granito Matupá em Serrinha provavelmente pertenceu ao sistema  $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl}$  e derivou de exsolução do magma granítico. Esse fluido está em equilíbrio com a clorita rica em Mn da área II. 1 e deve ter sido o responsável pela alteração potássica pervasiva da intrusão granítica, que causou a diminuição da razão  $\text{KCl/HCl}$  da fase aquosa e inseriu o fluido no campo de estabilidade da muscovita. Após a precipitação do microclínio, a conseqüente diminuição na razão  $\text{K/Na}$  do fluido hidrotermal foi provavelmente a responsável pela desestabilização do feldspato potássico e neoformação de albita.

Os fluidos modelados pelos sistemas  $\text{H}_2\text{O-NaCl-CO}_2$ ,  $\text{CO}_2\text{-(CH}_4\text{)}$  e  $\text{H}_2\text{O-NaCl}$  resultaram de um processo de imiscibilidade, possivelmente a partir de um fluido aquoso salino precoce, no sentido proposto por Roedder (1992). Após essa fase, a evolução do sistema hidrotermal foi dominada pela mistura de fluidos salinos com fluidos meteóricos, resultando em fluidos mais frios, oxigenados e mais ácidos, com conseqüente desenvolvimento de massas de sericita com ou sem clorita associada.

Os fluidos  $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$  representam o último estágio de percolação de fluidos hidrotermais no Sistema Serrinha, estando muito provavelmente relacionados à fase de precipitação de calcita em fraturas das rochas hidrotermais.

# *CAPÍTULO V*

---

## *A MINERALIZAÇÃO DE OURO*

### **1- INTRODUÇÃO**

A produção de ouro na região norte de Mato Grosso é predominantemente proveniente da atividade garimpeira, intensificada a partir de 1978, com a descoberta de grandes depósitos auríferos aluvionares. A produção garimpeira oficial de ouro na região atingiu 27.053 kg em 1991, enquanto a produção garimpeira total do país foi de 55.525 kg (Miranda, 1997). A partir de 1992, a exaustão dos depósitos alúvio-coluvionares e o elevado custo de lavra do ouro primário, comparativamente ao seu baixo preço internacional, têm contribuído para o declínio da produção de ouro em Mato Grosso.

O Depósito de ouro Serrinha encontra-se espacialmente associado ao Maciço granítico Matupá. Trabalhos de garimpeiros foram responsáveis pela extração manual do metal diretamente do Granito Matupá e da área de aluvião que ocorre ao seu redor (prancha 5.1-a). A Mineração Jenipapo S.A. realizou diversas campanhas exploratórias no Depósito Serrinha no início da década de 90, tendo posteriormente desistido de prosseguir com a investigação geológica na área.

O estudo da mineralização de ouro de Serrinha teve como objetivos a caracterização petrográfica e mineralógica do Depósito, o entendimento da relação entre a mineralização de ouro e o Granito Matupá e a compreensão dos processos responsáveis pela gênese, transporte e precipitação do ouro. Dados petrográficos e químicos foram integrados a resultados de isótopos de enxofre e de inclusões fluidas para que fosse possível propor-se um modelo metalogenético para o Depósito Serrinha.

## 2- DISTRIBUIÇÃO DO OURO NO DEPÓSITO

A mineralização de ouro no Depósito Serrinha restringe-se às áreas de intensa alteração hidrotermal do Granito Matupá. Diversas áreas de garimpo foram abertas nos diferentes fácies hidrotermais do granito e as catas de garimpeiros não seguem qualquer direção preferencial.

Com o objetivo de caracterizar o minério de Serrinha, foram realizadas análises de rocha total em amostras representativas dos diferentes tipos de rocha aflorantes na área. De acordo com os resultados obtidos (tabela 5.1), o Granito Matupá (amostras SE IID, SE PE1, SE IIIA e SE I.1.1) contém teores máximos de ouro de 3 ppb. A análise de uma amostra de dique félsico (SE I.2.1) e uma amostra de dique máfico (SE VIC), ambas hidrotermalizadas e contendo pirita, forneceu teores de 44 ppb e 52 ppb de Au, respectivamente.

Os dados apresentados na tabela 5.1 e o estudo de mobilidade de elementos apresentado no capítulo III demonstram que, para cada conjunto de amostras coletadas em uma determinada cata, houve significativo acréscimo do teor de ouro com a progressão da alteração hidrotermal sobre o Granito Matupá e seu enriquecimento em pirita, independentemente do tipo de alteração hidrotermal preponderante, como pode ser observado nas áreas 1.4, II.1, II.6 e IV.4, onde as amostras SE 1.4.3.4, SE II.1.2, SE II.6.3 e SE IV.4.1 representam os fácies menos transformados para as respectivas catas e SE 1.4.3.1, SE II.1.4, SE II.6.4 e SE IV.4.2, os fácies mais transformados, ricos em pirita, previamente descritos no capítulo III. A amostra SE IV. 1.1, cuja alteração hidrotermal não produziu pirita, possui baixo teor de ouro, relativamente às demais rochas hidrotermais.

O maior teor de Au (70 ppm) foi obtido para a amostra SEII.14.3, constituída de massas de sericita (45%), microclínio (25%), quartzo (25%) e massas de pirita englobando a mica branca (5%). Quantidades significativas de sericita estão igualmente presentes nos fácies hidrotermais das catas 1.4 (amostras SE 1.4.3.1 e SE 1.4.3.4) e IV.4 (amostras SE IV 4.1 e IV 4.2).

Nas catas II.4 e II.6, os fácies mais transformados (SE II.4, SE II.4A e SE II.4B, na área II.4, e SE II.6.4 e SE II.6.1, na área II.6) possuem teores elevados de ouro (tabela 5.1) e ocorrem como concreções constituídas predominantemente por massas de albita, microclínio e sericita, contendo quartzo e pirita disseminada ou em fraturas.

Na cata II.1, onde houve o predomínio de cloritização rica em Mn sobre os demais processos hidrotermais, a dosagem da amostra SE II. 1.4 forneceu um valor de 80 ppb de Au.

Os resultados apresentados na tabela 5.1 demonstram que o minério de Serrinha

possui baixos teores de Ag e Cu e teores de Pt, Pd, Te, Se, Mo, Bi e Sn quase sempre abaixo do limite de detecção dos métodos de análise empregados, caracterizando o Depósito Serrinha como somente de Au. Algumas amostras mineralizadas apresentam elevados teores de Cu, como SE II.1.3 e SE II.9.4 (anexo 2). Entretanto, de maneira geral, não existe correlação entre os conteúdos de Au e Cu nas amostras mineralizadas.

**Tabela 5.1 - Resultados analíticos de alguns elementos para amostras do Granito Matupá, fácies hidrotermais e uma amostra de dique de riolito (SE 12.1) e uma de diabásio (SE VIC). Os dados de Pt e Pd estão em ppb e os demais, em ppm. Métodos de análise no anexo 2.**

	SE IID <sup>a</sup>	SE IIIA <sup>a</sup>	SE I.1.1 <sup>a</sup>	SE I.1.2 <sup>b</sup>	Se I.3 <sup>c</sup>	SE I.4.3.4 <sup>b</sup>	SE I.4.3.4 <sup>b</sup>	SE II.1.2 <sup>b</sup>	SE II.1.4 <sup>c</sup>	SE II.4 <sup>c</sup>	SE II.4B <sup>c</sup>
Cu	9	4	12	3	n.a.	7	4	31	65	26	n.a.
As	1	1	1	5	15	9	1	1	1	1	4
Ag	1	1	1	1	5	10	1	1	1	5	1
Se	<1	<1	n.a.	<1	<1	<1	<1	<1	<1	n.a.	<1
Sb	<1	<1	n.a.	<1	<1	<1	<1	<1	<1	n.a.	<1
Te	<1	<1	n.a.	<1	<1	3	<1	<1	<1	n.a.	<1
Au	0,003	<0,001	<0,001	1,91	12,33	18,65	0,98	0,002	0,08	33,54	9,64
Pd	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1
Pt	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Mo	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5

	SE II.4B <sup>c</sup>	SE II.6.3 <sup>b</sup>	SE II.6.1	SE II.6.4 <sup>c</sup>	SE II.14.3 <sup>c</sup>	SE III.6.2 <sup>b</sup>	SE IV.1.1 <sup>b</sup>	SE IV.4.1 <sup>b</sup>	SE IV.4.2 <sup>c</sup>	SE I.2.1	SE VIC
Cu	n.a.	5	4	5	3	68	5	15	10	1	60
As	4	1	5	n.a.	3	3	1	1	4	<1	1
Ag	2	1	1	n.a.	13	1	1	1	3	<1	1
Se	<1	n.a.	<1	n.a.	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sb	<1	n.a.	<1	n.a.	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Te	<1	n.a.	<1	n.a.	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Au	7,54	0,024	0,28	7,10	69,84	0,93	0,034	0,13	3,13	0,044	0,052
Pd	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Pt	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Bi	<10	<10	<10	n.a.	18	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Mo	<5	<5	<5	n.a.	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sn	<5	<5	<5	n.a.	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5

Obs.: n.a.: elemento não analisado;

<sup>a</sup> - Biotita granito;

<sup>b</sup> - Biotita granito pouco hidrotermalizado;

<sup>c</sup> - Rocha hidrotermal, contendo pirita e ouro.

### 3- MINERALOGIA DO OURO E MINERAIS ASSOCIADOS

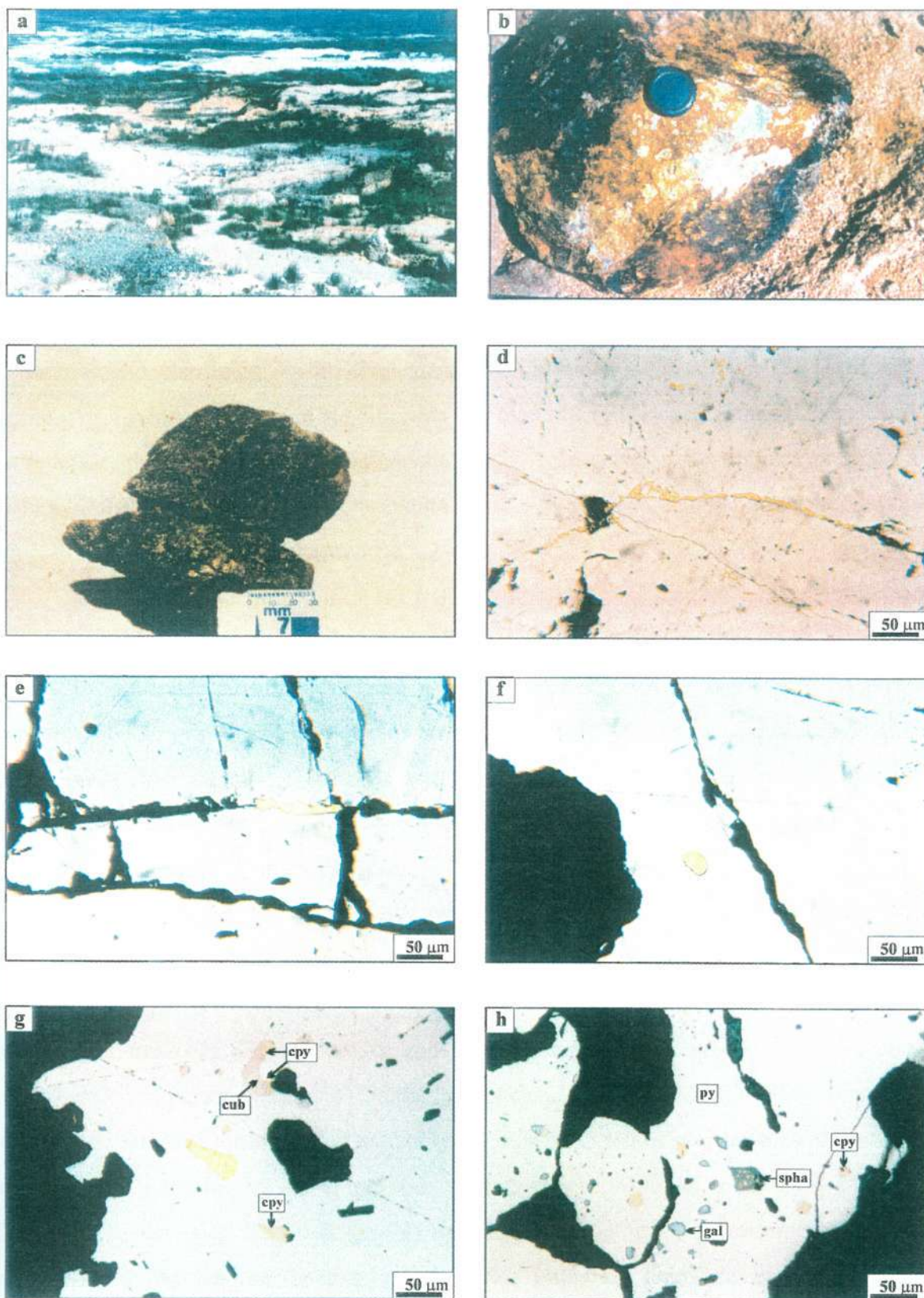
O estudo petrográfico de amostras hidrotermalizadas do Granito Matupá mostrou que o ouro no Depósito Serrinha ocorre nos fácies hidrotermais em que houve importante piritização associada a processos de albitização, cloritização e/ou sericitização (prancha 5.1-b, c). Na área 1.1, apesar da grande quantidade de pirita associada aos fácies microclinizados do granito, constituídos de quartzo, microclínio e pirita com aspecto pegmatóide, não foi observado ouro associado à pirita. Em todas as amostras mineralizadas é comum a associação de rutilo e magnetita hidrotermal com a pirita, sejam inclusos ou nas bordas do sulfeto.

O ouro nativo encontra-se sempre associado à pirita, o mineral de minério principal e mais abundante do Depósito. Dois tipos de associação mineral estão presentes nas amostras estudadas. Nos locais em que se associa a massas de clorita e sericita, a pirita é rica em inclusões de sulfetos, predominantemente calcopirita, esfalerita, pirrotita, cubanita e galena, e o ouro ocorre principalmente como inclusões globulares na pirita. Nas áreas onde a pirita associa-se a microclínio, albita e massas de sericita, o mineral é praticamente desprovido de inclusões de outros sulfetos e ocorre como massas puras, por vezes fraturadas. Nessa associação, o ouro nativo ocorre principalmente preenchendo fraturas da pirita (pranchas 5.1-d a g e 5.2-a, b).

Apesar de haver diferença quanto à relação textural entre o ouro e a pirita, a análise de diferentes grãos de pirita em microsonda eletrônica demonstrou ser a pirita de Serrinha composicionalmente homogênea (anexo 3).

Na área II.1, o ouro ocorre incluso na pirita, que contém ainda calcopirita, esfalerita, pirrotita, cubanita e galena. Localmente observam-se cristais milimétricos de esfalerita com exsoluções de calcopirita, originando a textura *chalcopyrite disease* (prancha 5.1-h), a qual, segundo Eldridge *et al.* (1988) e Vaughan & Craig (1997), pode ser produzida pela reação de esfalerita contendo Fe com fluidos cloretados contendo Cu.

Inclusões de calcopirita, esfalerita, cubanita ( $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ ), galena, pirrotita e ouro em pirita também são observadas nas áreas 1.4.3 e III.6, nesta tendo também sido identificada bismutita ( $\text{Bi}_2\text{S}_3$ ) inclusa na pirita. Nos cristais de pirita em que há calcopirita e cubanita inclusas, estes minerais ocorrem comumente associados, constituindo uma mesma inclusão, exsolução relatada na literatura (Vaughan & Craig, 1997). Observam-se também as associações ouro-calcopirita, ouro-cubanita e esfalerita-pirrotita, inclusas em pirita



Prancha 5.1 - Mineralização de ouro de Serrinha: a) vista de uma parte da área de aluvião minerada por garimpeiros em Serrinha; b) fácies rico em Au da área II.4: bloco de microclínio + albita + pirita com aspecto concrecionai (SE II.4A/II.4B); c) fácies enriquecido em Au da área II.1: predominam pirita e massa de clorita rica em Mn; d) ouro em fratura de pirita (SE I.3A); e) ouro em fratura de pirita (SE II.4); f) Au incluído em pirita, não associado a outros sulfetos (SE II.4); g) ouro, calcopirita (cpy) e cubanita (cub) incluídos em pirita (SE I.3); h) pirita (py) rica em inclusões de sulfetos: gal=galena, spha=esfalerita com *chalcopyrite disease*; cpy = *calcopirita*.

Na área 1.3, a amostra SE I.3A, constituída basicamente por quartzo (40%), microclínio (40%), massas de sericita (15%), albita (5%), pirita (1%) e rutilo, possui microfraturas preenchidas por quartzo e pirita. A pirita é muito rica em ouro nativo, que ocorre principalmente preenchendo suas fraturas ou alongado e alinhado com outros grãos de ouro e de calcopirita. Raros grãos de Au, com dimensões próximas de 10 $\mu\text{m}$ , ocorrem isolados dentro da pirita.

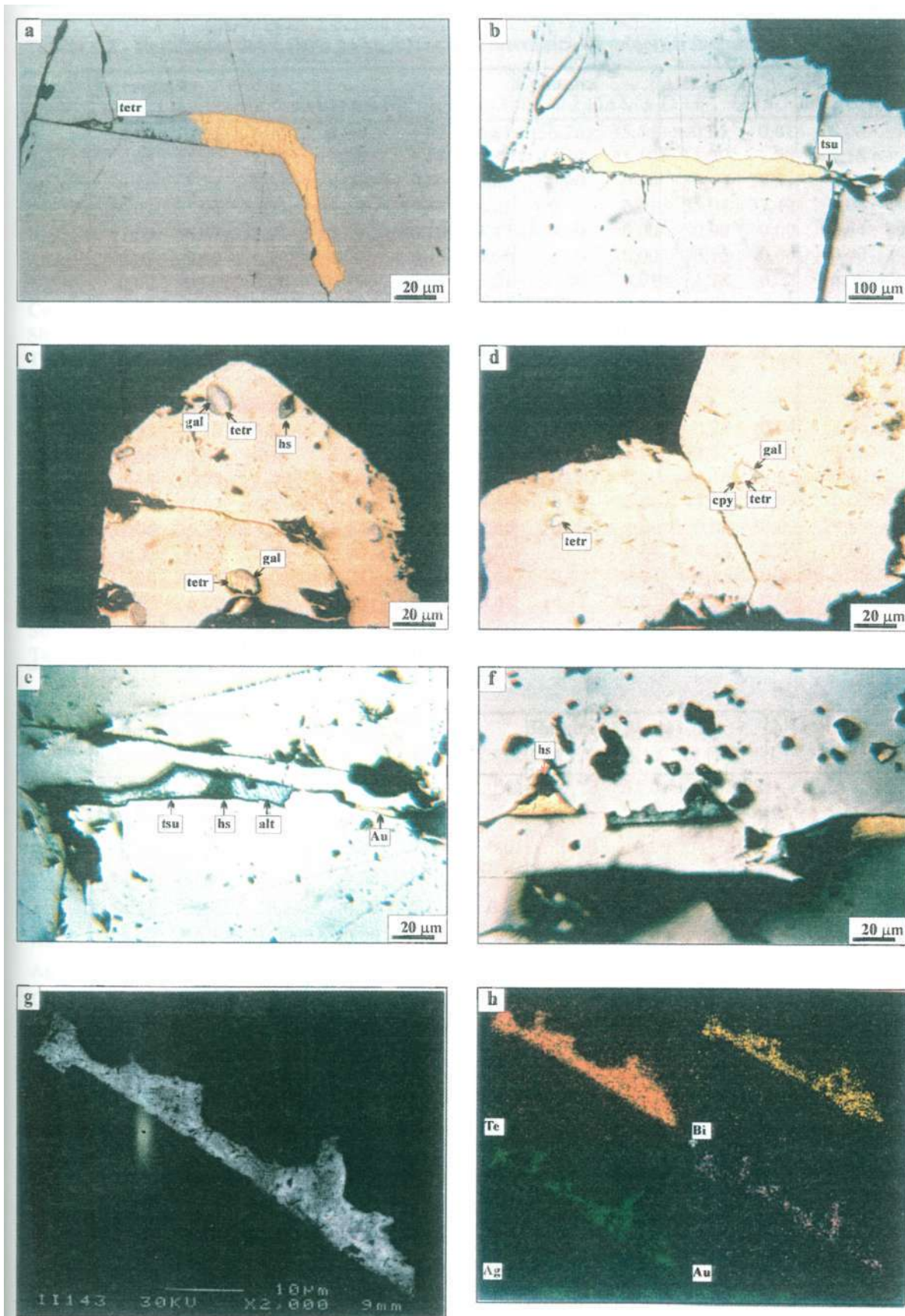
Minerais de Bi, Ag, Pb e Te, com dimensões médias de 15 $\mu\text{m}$ , ocorrem inclusos na pirita tardia de SE I.3A. Apesar do pequeno tamanho dos minerais, o que dificultou sua análise na microsonda eletrônica, foi possível identificar os minerais tetradimita ( $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ ) (tabela), hessita ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ; tabela 5.2), com até 5,6 % de Au, tsumoíta ( $\text{BiTe}$ ) e um mineral cinza claro em luz refletida, de dureza baixa e refletividade média, com composição química próxima à da aikinita ( $\text{CuBiPbS}_3$ ; tabela 5.2). A tetradimita associa-se a galena, mineral também identificado como inclusão isolada em pirita (prancha 5.2-e, d).

Na área 1.3, além de pirita em fraturas, observa-se o mineral em equilíbrio com a paragênese hidrotermal, comumente associada a rutilo e magnetita, contendo inclusões de calcopirita, cubanita, pirrotita, esfalerita e ouro. Associado a ouro em fratura de pirita da amostra SE 1.1, constituída principalmente por albita (60%), microclínio (22%), quartzo (10%), pirita (5%) e rutilo, observa-se uma associação de altaíta ( $\text{PbTe}$ ; branco rosado, alta refletividade e anisótropo), hessita e provavelmente tsumoíta ( $\text{BiTe}$ ; branco esverdeado, alta refletividade, anisótropo) (prancha 5.2-e).

Na amostra SE II. 14.3, identificaram-se as associações dos minerais hessita-ouro e hessita-tetradimita, alongados e localizadas em fratura de pirita (prancha 5.2-f a h).

Com o objetivo de caracterizar quimicamente o ouro do Depósito Serrinha e na tentativa de distinguir gerações distintas de Au com base na sua química, procedeu-se à análise do mineral em microsonda eletrônica (tempo de contagem = 10s; voltagem = 20KV e corrente = 40nA). Os resultados apresentados na tabela 5.3 e figura 5.1 mostram ser o ouro de Serrinha constituído basicamente de Au e Ag, com variável conteúdo de Ag, entre 3,53 e 19,63 %. Com base na definição de Boyle (1979), que estabelece o termo *electrum* para quando a quantidade de Ag no ouro nativo excede 20%, todos os grãos de Serrinha analisados correspondem a ouro *sensu strictu*.





Prancha 5.2 -Ouro e minerais associados a) Ouro em fratura de pirita associado a tetradimita (SE II.9.4); b) ouro em fratura de pirita associado a provável tsumoíta (tsu), BiTe (SE H.4.1); c) minerais de Ag e Bi incluídos em pirita: hessita (hs),  $Ag_2Te$ , e associação entre tetradimita (tetr) com provável galena (gal) (SE I.3A); d) associação entre calcopirita (cpy), tetradimita (tetr) e provável galena (gal) na pirita (SE I.3A); e) ouro e teluretos em fratura de pirita: hessita (hs), cinza, tsumoíta (tsu), rosa, e altaíta (alt),  $PbTe$ , cinza esverdeado (SE I.1); f) associações hessita-ouro e hessita-tetradimita (cinza) (SE II.14.3); g) foto em MEV para a associação hessita-tetradimita de (f); h) mapa de elementos (MEV/EDS) para o grão mostrado em (g).



A tabela 5.3 mostra que os grãos de ouro mais pobres em Ag ocorrem como inclusões em pirita e os mais pobres em Au estão em fraturas, embora exista ouro de fratura mais rico em Au do que ouro de inclusão. Na amostra SE II.4, por exemplo, a análise de um grão de ouro globular incluído em pirita forneceu 96% de Au, enquanto um grão preenchendo fratura da pirita possui teor médio de Au de 88 % (tabela 5.3).

Apesar da homogeneidade química da pirita, as observações texturais e os resultados acima sugerem existir duas gerações de ouro e três de pirita no Depósito Serrinha. A primeira geração de ouro (Au-I) é representada pelos grãos globulares incluídos em pirita também precoce (py-I), com tendência de ser enriquecida em Au (tabela 5.3). A segunda geração de Au (Au-II) tende a ser mais enriquecida em Ag e ocorre preenchendo fraturas da pirita precoce ou incluída em pirita pertencente à segunda geração (Py-II), que ocorre principalmente preenchendo fraturas da rocha hidrotermal. A terceira geração de pirita (Py-III) foi encontrada somente constituindo as fácies com aspecto pegmatóide da área 1.1 e não apresenta associação com ouro.

Os minerais de Te, Bi e Ag descritos em Serrinha ocorrem apenas associados a ouro em fratura, da segunda geração, ou incluídos em pirita também caracterizada como sendo da segunda geração, o que permite concluir que a precipitação desses minerais está associada à precipitação da segunda fase de ouro e pirita em Serrinha, em condições de temperatura inferiores à da precipitação do ouro precoce.

Karakaya & Thompson (1991) mostraram ser a fase  $Ag_2Te$  estável em uma ampla faixa de T - a partir de 145°C até 960°C - e obtiveram a fase  $Ag_{1,9}Te$ , mais próxima da composição do mineral descrito como hessita em Serrinha ( $Ag_{1,84}Te$  a  $Ag_{1,96}Te$ ), entre 250 e 300°C associada a  $Ag_2Te$  e  $Ag_5Te_3$  ou sintetizada diretamente entre 120 e 460°C.

### 3.1 - INVESTIGAÇÃO DE OURO "INVISÍVEL" NA PIRITA

O termo ouro "invisível", introduzido por Bürg (1930) (*in* Cook & Chryssoulis, 1990; Harris, 1990), refere-se ao ouro que ocorre em geral dentro de pirita ou arsenopirita, sob a forma de inclusões submicroscópicas (<1000Å), solução sólida ou quimicamente ligado. Segundo Cook & Chryssoulis (1990), o ouro "invisível" é aquele incorporado na estrutura de sulfetos ou presente como discretas inclusões de tamanho coloidal (inferior a 1000Å), não detectável por microscopia óptica e microscopia eletrônica de varredura.





Tabela 5.3 - Continuação.

	F II.4.1,3	F II.143,1,1	F II.143,1,2	F II.143,1,3	F II.143,1,4	F II.4.1,2,1	F II.4.1,2,2	F II.4.1,2,4	F II.4.1,2,5
<b>Au</b>	88,72	82,93	82,81	80,19	81,70	90,01	89,96	89,28	89,22
<b>Ag</b>	11,48	18,04	18,47	19,20	19,03	11,26	11,27	11,15	11,37
<b>Fe</b>	0,21	0,16	0,25	1,26	0,81	0,52	0,34	0,28	0,11
<b>Cu</b>	0,03	0,05	0,03	0,03	0,00	0,02	0,05	0,07	0,04
<b>Bi</b>	0,12	0,00	0,00	0,00	0,11	0,20	0,08	0,00	0,00
<b>Te</b>	0,00	0,01	0,04	0,04	0,00	0,03	0,03	0,00	0,04
<b>S</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,15	0,17	0,16	0,14
<b>Total</b>	100,56	101,19	101,60	100,72	101,64	102,18	101,91	100,93	100,92
Concentração atômica									
<b>Au</b>	80,19	71,12	70,42	66,90	68,43	79,24	79,55	79,87	80,06
<b>Ag</b>	18,95	28,25	28,68	29,25	29,10	18,09	18,20	18,22	18,64
<b>Fe</b>	0,68	0,49	0,76	3,71	2,39	1,62	1,05	0,87	0,35
<b>Cu</b>	0,08	0,13	0,08	0,07	0,00	0,04	0,15	0,19	0,10
<b>Bi</b>	0,10	0,00	0,00	0,00	0,08	0,17	0,07	0,00	0,00
<b>Te</b>	0,00	0,01	0,05	0,06	0,00	0,04	0,04	0,00	0,05
<b>S</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,81	0,93	0,85	0,80

	F II.4.1,2,9	F II.4.1,2,9	F II.4.1,2,11	F II.4.1,2,8	F II.4.1,2,6	I I.3A,1*,2
<b>Au</b>	89,58	90,62	90,66	90,25	89,03	93,87
<b>Ag</b>	11,03	10,67	11,48	10,71	11,26	4,68
<b>Fe</b>	0,63	0,75	0,08	0,17	0,47	n.a.
<b>Cu</b>	0,03	0,03	0,04	0,01	0,01	n.a.
<b>Bi</b>	0,05	0,00	0,11	0,11	0,06	n.a.
<b>Te</b>	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	n.a.
<b>S</b>	0,12	0,25	0,13	0,10	0,17	n.a.
<b>Total</b>	101,44	102,32	102,49	101,39	100,99	98,55
Concentração atômica						
<b>Au</b>	79,40	79,22	80,31	81,14	79,23	91,66
<b>Ag</b>	17,85	17,03	18,56	17,58	18,31	8,34
<b>Fe</b>	1,95	2,32	0,24	0,54	1,46	n.a.
<b>Cu</b>	0,08	0,08	0,11	0,02	0,04	n.a.
<b>Bi</b>	0,04	0,00	0,09	0,10	0,05	n.a.
<b>Te</b>	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	n.a.
<b>S</b>	0,68	1,35	0,69	0,57	0,93	n.a.

Obs.: n.a.: elemento não analisado; I: ouro incluído em pirita; F: ouro preenchendo fratura de pirita; IF: ouro incluído em pirita que preenche fratura da rocha.

Tendo em vista a existência de grande quantidade de pirita nas amostras mineralizadas e devido ao ouro ocorrer sempre associado a esse sulfeto, demonstrando a importância que haveria para o depósito a existência de ouro submicroscópico na pirita, procedeu-se à investigação de ouro invisível na pirita, inicialmente por meio de análises em microsonda eletrônica e microscópio eletrônico de varredura e, por fim, em microsonda LA-ICP-MS.

A técnica LAM-ICP-MS consiste no acoplamento de uma microsonda *laser-ablation* (LAM) a um espectrômetro de massa com fonte de plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), resultando em um equipamento capaz de realizar análises diretas de elementos e razões isotópicas em amostras sólidas, com limites de detecção inferiores àqueles da microsonda

(Gray, 1985; Jackson *et al.*, 1992; Perkins *et al.*, 1993; Jarvis & Williams, 1993; Feng *et al.*, 1993; Fryer *et al.*, 1995; Ludden *et al.*, 1995; Stix *et al.*, 1995).

As análises em LAM-ICP-MS foram realizadas no BRGM (França), conduzidas pelo Técnico Roger Cottier. O equipamento utilizado consiste de um *laser* Nd-YAG modelo SL401 acoplado a um ICP-MS modelo Plasma Quad 3 (THERMO OPTTEK), operado na faixa do infravermelho ( $\lambda = 1.064$  nm) para energia de 170mJ, 532nm para 59mJ e 266nm para 59mJ.

A análise de pirita por LAM-ICP-MS foi precedida de estudo de amostras selecionadas sob microscopia eletrônica de varredura (MEV) e microsonda eletrônica. As análises no MEV foram realizadas no laboratório da Dra. Annick Genty, na *Université d'Orleans* (França), em um equipamento JEOL SEM 6400, dispoindo de EDS e tensão de aceleração variando de 1 a 40 KV. Os cristais de pirita analisados no MEV mostraram-se homogêneos e sem zonação.

As análises por microsonda eletrônica foram realizadas em um equipamento CAMECA SX-50, no IG/UnB, com as seguintes condições analíticas: 20KV, 40nA, tempo de contagem de 70s para Au, 30s para Ag e 10s para os demais elementos. Os padrões utilizados foram os comercialmente fornecidos pela CAMECA. Os resultados da análise de pirita em microsonda eletrônica (anexo 3) revelaram serem os grãos analisados homogêneos, contendo em média menos de 1.000 ppm de As e teores de Au em geral nulos, mas podendo chegar a 2.500 ppm. O limite de detecção médio do Au na pirita foi calculado por meio da equação utilizada no Laboratório de Microsonda do BRGM (França), definida por Maurice *et al.* (1979):

$$\text{Limite} = \frac{FC_p}{I_p - B_p} \cdot \left[ \frac{\lambda}{2T_a} \left( 1 + \sqrt{\frac{1 + 4B_a T_a (1 + \alpha_a^{-1})}{\lambda}} \right) \right],$$

onde: F = fator de correção = 1  
 $C_p$  = concentração do elemento no padrão;  
 $I_p$  = intensidade do padrão;  
 $B_p$  = *background* para o padrão;  
 $B_a$  = *background* para a amostra;  
 $\lambda$  = parâmetro (=13);  
 $T_a$  = tempo de contagem para a amostra;  
 $\alpha$  = razão dos tempos de contagem sobre o pico e o *background* para a amostra (=1).

Considerando-se  $C_p = 100$ ,  $I_p = 3701$ ,  $B_p = 73$ ,  $T_a = 70s$  e  $B_a = 7$ ; o limite de detecção médio calculado para as análises de Au em pirita na microsonda eletrônica foi de 470 ppm. Deste modo, poucas análises forneceram valores de Au acima do limite de detecção (anexo 3).

As análises no LAM-ICP-MS foram realizadas em pontos selecionados dos grãos de pirita, em geral próximos aos locais em que se obtiveram resultados acima do limite de detecção na microsonda. De acordo com os resultados obtidos, os teores de Au, Ag, Pd e Pt de pirita para as amostras SE I.1.4, SE II.14.3, SE I.3, SE II.4, SE II.4A e SE II.1.5 situam-se abaixo de 10 ppm, limite de detecção do equipamento LAM-ICP-MS utilizado. Deste modo, caso haja ouro "invisível" na pirita de Serrinha, seu teor deve ser inferior a 10 ppm de Au, valores que poderiam ser atingidos apenas empregando-se métodos mais sofisticados de investigação, como a Microsonda iônica (SIMS), considerada a mais sensível ferramenta de microanálise *in situ*, por possibilitar a análise de ouro em grãos de sulfetos acima de um limite de detecção de aproximadamente 250 ppb (Cook & Chryssoulis, 1990).

As análises de ICP-MS-LAM demonstram que mesmo os valores de microsonda eletrônica acima do seu limite de detecção não são significativos, resultando provavelmente de erro analítico, e devem ser desprezados.

## 4 - ISÓTOPOS DE ENXOFRE

A aplicação de dados isotópicos no estudo de depósitos minerais hidrotermais tem contribuído muito para a melhor compreensão da gênese do minério. Vários trabalhos em depósitos hidrotermais reportam-se a valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de sulfetos como um dado auxiliar na definição da origem do fluido mineralizante (p.ex. Rye & Ohmoto, 1974; Eastoe, 1983; Gallagher *et al.*, 1992; Hedenquist & Lowenstern, 1994; Weihed & Fallick, 1994; Cagatay & Eastoe, 1995).

No Depósito Serrinha, como o ouro ocorre incluso em pirita, o entendimento da geoquímica do enxofre constitui ferramenta importante no estudo daquela mineralização. O estudo de isótopos de enxofre foi realizado em seis amostras de pirita escolhidas de modo a representarem a população existente no depósito. As análises foram feitas na *University of Calgary* (Canadá), por S. Iyer, de acordo com a metodologia descrita em Iyer *et al.* (1992), e os resultados obtidos encontram-se na tabela 5.4. Os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  das amostras de Serrinha, entre +1,3 e 3,5‰, demonstram tratar-se de pirita homogênea, oriunda provavelmente de uma

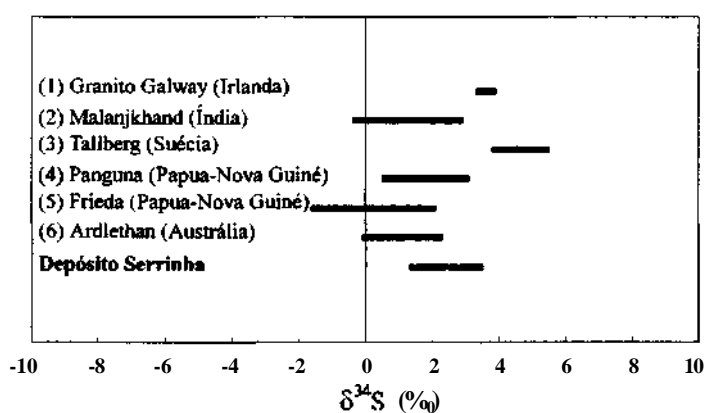


única fonte.

As composições isotópicas do S variam nos materiais naturais, sendo as principais causas da variação reações de oxi-redução envolvendo as espécies isotópicas. Em geral, os sulfetos das rochas ígneas são isotopicamente similares aos sulfetos dos meteoritos, com valores médios de  $\delta^{34}\text{S}$  próximos de 0‰, enquanto os sulfatos da água do mar e das rochas sedimentares são enriquecidos no isótopo pesado em 10 a 30‰, dependendo da idade geológica. Sulfetos sedimentares possuem larga faixa de valores de  $\delta^{34}\text{S}$ , de -70 a +70‰, mas são tipicamente empobrecidos no isótopo pesado (Ohmoto & Rye, 1979).

**Tabela 5.4 - Dados de isótopos de enxofre de amostras de pirita do Depósito Serrinha.**

Amostra	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
SEI1	+ 3,5
SEI 4.3.1	+ 2,4
SEU 4	+ 3,4
SEU 9.4	+ 1,3
SEU 14.3	+ 2,0
SEIII 6.2	+ 2,3



**Figura 5.2 - Comparação entre  $\delta^{34}\text{S}$  de pirita do Depósito Serrinha com mineralizações consideradas geneticamente associadas a rochas graníticas. (1) Gallagher et al.1992; (2) Sarkar et al (1996); (3) Weihed & Fallick (1994); (4), (5) Eastoe, 1983; (6) Ren et al (1995).**

É comum a interpretação de que depósitos onde os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de sulfetos situam-se próximos de 0‰ formaram-se a partir de fluidos magmáticos e que depósitos com valores de  $\delta^{34}\text{S}$  variáveis (mais de 10‰) são de origem biogênica. Entretanto, Ohmoto & Rye (1979) observaram que somente os dados sobre composições isotópicas de S de minerais são usualmente insuficientes para definir a gênese do depósito, mas que quando combinados com estudos geológicos e geoquímicos detalhados, os dados de isótopos de S podem fornecer informações como temperatura da mineralização, condições químicas e mecânicas da deposição do minério e fontes de S no fluido mineralizante. Segundo Ohmoto & Rye (1979) e Ohmoto (1986), valores de  $\delta^{34}\text{S}$  próximos de 0‰ não são diagnósticos da fonte de enxofre, mas são consistentes com uma fonte de enxofre profunda, tendo o fluido originado da lixiviação de rochas metamórficas ou de intrusões graníticas.

Os valores de isótopos de enxofre obtidos para amostras de pirita de Serrinha (+1,3 a +3,5 ‰) são compatíveis com um fluido mineralizante oriundo do próprio Granito Matupá, como observado em depósitos semelhantes (figura 5.2). Entretanto, uma segunda hipótese seria o granito ter participado passivamente da mineralização, com os fluidos originando-se do embasamento profundo e aquecidos pela intrusão do granito, causando seu metassomatismo e a deposição do minério.

## 5- DISCUSSÃO

A integração das observações geológicas com os resultados petrográficos, químicos, de inclusões fluidas e de isótopos de enxofre das amostras hidrotermalizadas e mineralizadas do Depósito Serrinha possibilita estimarem-se as possíveis fontes e as condições físico-químicas operantes durante o transporte e a deposição do ouro em Serrinha. Por fim, a associação dos dados obtidos para a mineralização de ouro com os dados relativos ao Granito Matupá e suas fácies hidrotermais permite elaborar uma proposta de modelo genético para a mineralização de ouro de Serrinha.

### 5.1 - FONTE, TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DO OURO

A necessidade de existência de um grupo específico de rochas capazes de concentrar o ouro acima da média para a formação de um depósito é assunto muito controvertido na literatura. Gottfried *et al.* (1972) e Tilling *et al.* (1973) determinaram o conteúdo de ouro em 700 amostras de rocha ígnea e concluíram que as rochas vulcânicas mostram tendência geral para as variedades máficas possuírem mais ouro que as félsicas.

Segundo Saager *et al.* (1982), existem concentrações heterogêneas de ouro no manto superior, o que determina a disponibilidade de ouro durante a cristalização magmática e, conseqüentemente, as diferenças primárias na abundância de ouro.

Viljoen *et al.* (1970) e Keays (1984) sugeriram que as lavas máficas e ultramáficas primitivas são as rochas-fontes de ouro. Outros autores acreditam que a mineralização de ouro não apresenta uma relação simples com abundância primária de ouro, mas depende de fatores como a natureza do sistema hidrotermal ou mineralizante, particularmente as condições físico-

químicas de transporte e deposição (p. ex. Gottfried *et al.*, 1972; Anhaeusser *et al.*, 1975; Tilling *et al.*, 1973; Saager *et al.*, 1982; Romberger, 1988); a localização mineralógica do ouro (Keays & Scott, 1976); estruturas adequadas ou presença de sulfetos (Kwong & Crocket, 1978).

Segundo Crocket (1991), a fraca tendência de diminuição do ouro das rochas maricas para as félsicas deve refletir cristalização fracionada, mas se deve principalmente aos conteúdos de ouro e à disponibilidade de fluidos nos sítios de geração de magmas.

Nos depósitos de ouro hidrotermais associados a rochas graníticas, existe consenso geral na literatura de que o magma desempenha um papel-chave na gênese do minério como fonte de energia e algumas controvérsias acerca do seu papel como fonte de fluidos e/ou de metais. As evidências para a sua importância como fonte de fluidos e/ou de metais incluem a presença de ouro em sistema de veios tipo *stockwork* próximo ou no interior das intrusões hospedeiras, uma estreita associação da mineralização com alteração potássica precoce e/ou alteração rica em magnetita, a presença de inclusões fluidas hipersalinas com temperaturas de homogeneização podendo exceder 500°C e dados de isótopos estáveis que indiquem contribuição de fluido magmático.

O Depósito Serrinha caracteriza-se por conter mineralização disseminada, sem presença de veios de quartzo. Fases de alteração hidrotermal pervasiva do Granito Matupá são claramente distinguidas, sendo possível observar a gradação da transformação metassomática, a partir do granito preservado até porções em que já não mais existem vestígios da sua mineralogia primária, conforme descrições no capítulo III, encontrando-se a mineralização de ouro associada somente às fases mais transformadas do granito.

Os dados de inclusões fluidas obtidos para amostras mineralizadas do Depósito Serrinha (capítulo IV) demonstram ter havido um fluido precoce hipersalino em equilíbrio com a paragênese hidrotermal, cuja temperatura de homogeneização excede 400°C. Esses dados, juntamente com os resultados de isótopos de enxofre obtidos para amostras de pirita do minério de Serrinha e com o fato de que os maiores teores de ouro são obtidos somente nas fácies mais hidrotermalizadas do Granito Matupá, permitem sugerir que o fluido responsável pelo transporte do ouro foi provavelmente magmático e que o Granito Matupá desempenhou papel fundamental para a gênese do depósito, seja como fonte dos fluidos mineralizantes precoces seja como fonte de fluidos e de metal.

É possível que a introdução do ouro tenha ocorrido na fase de geração do magma granítico oxidado, a partir da fusão parcial da placa oceânica subductada, da cunha de manto

metassomatizada e/ou fusão da crosta, considerando-se o modelo descrito no capítulo II e o exposto por Hedenquist & Lowenstem (1994).

O transporte do ouro nas soluções hidrotermais é considerado como ocorrendo na forma de tio-complexos (Seward, 1973) - predominantemente  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  em condições de pH neutro ou alcalino (Romberger, 1988; Seward, 1991) e  $\text{AuHS}^0$  para pH ácido (Seward, 1991; Benning & Seward, 1996) - ou como complexos cloretados (Helgeson & Garreis, 1968; Henley, 1973), normalmente  $\text{AuCV}$  (Romberger, 1988). Outros complexos, como  $\text{AuOH}^0$ , íons carbonila, cianeto, tiocianeto, teluretos e tio-arsenetos, são reportados na literatura com menor frequência (Hutchinson & Burlington, 1984; Seward, 1984; Gammons & Williams-Jones, 1997).

Com base em cálculos de solubilidade, Gammons & Williams-Jones (1997) concluíram haver grande mobilidade do ouro em fluidos magmáticos, onde o transporte do metal é dominado por complexos cloretados ou bissulfetados, dependendo da temperatura, pressão e química da solução. A temperaturas muito elevadas, o ouro é dissolvido principalmente como  $\text{AuCb}^-$  e a solubilidade diminui lentamente com o resfriamento. A temperaturas mais baixas, o complexo dominante passa a ser  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ , quando a solubilidade do ouro tende a aumentar com o resfriamento. A temperatura da transição cloreto-bissulfeto depende de pH e razão  $\text{H}_2\text{S}/\text{Cl}$  do fluido original e da existência ou não de imiscibilidade de fluidos.  $\text{NaCl}$

Os resultados do estudo de inclusões fluidas apresentados no capítulo IV demonstram estar a paragênese hidrotermal de mais alta temperatura do Depósito Serrinha em equilíbrio com um fluido  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-[\text{KCl}]$ , com razão atômica  $\text{K}/\text{Na}$  podendo chegar a 1,14,  $T_{\text{NaCl}} = 423 \text{ }^\circ\text{C}$  (50 % em peso de  $\text{NaCl}$  eq.) e condições mínimas de aprisionamento próximas de  $423 \text{ }^\circ\text{C}$  e 1,3 Kbar. Esse fluido hipersalino é interpretado como estando em equilíbrio com a geração precoce de ouro, que ocorre na forma de inclusões globulares em pirita.

Os dados de inclusões fluidas, juntamente com os dados petrográficos, permitem aplicar em Serrinha os resultados experimentais de Gammons & Williams-Jones (1997) para a situação em que um fluido magmático ascendente se separa em duas fases imiscíveis: uma salmoura densa (30% de  $\text{NaCl}$  eq.) e uma fase vapor com baixa densidade. O experimento foi realizado para fluidos com temperatura de resfriamento entre 500 e  $300^\circ\text{C}$  e condições iniciais em que  $P = 1 \text{ Kbar}$ ,  $\Sigma\text{Cl} = 2 \text{ m}$  (10 % em peso de  $\text{NaCl}$ ),  $\Sigma\text{KCl}/\Sigma\text{NaCl} = 0,25$  (valor considerado típico para um fluido magmático em equilíbrio com dois feldspatos), pH fixado pela associação muscovita + quartzo + feldspato K,  $f\text{O}_2$  fixada por  $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$  e  $a_{\text{H}_2\text{S}}$  estabelecida pela associação magnetita + pirita. A respeito da associação magnetita + pirita,

Cameron & Hattori (1987) esclareceram que a precipitação de pirita não implica necessariamente um fluido reduzido, pois a pirita é estável em larga faixa de  $fO_2$ .

Tomando como referência os resultados experimentais de Gammons & Williams-Jones (1997), o ouro do Depósito Serrinha foi inicialmente transportado provavelmente na forma de complexos cloretados em fluidos quentes, oxidados, altamente salinos e ácidos e com elevada razão KCl/NaCl. Devido à elevada densidade desse fluido, ele tende a precipitar próximo ao sistema magmático, situação comum em muitos depósitos do tipo Cu-Au pórfiro nos quais o ouro apresenta estreita associação espacial com alteração potássica de alta temperatura. A deposição do metal pode ocorrer em decorrência de diferentes mecanismos, como resfriamento, diluição ou aumento do pH. A diluição causa a diminuição da  $\Sigma Cl$  do fluido e pode ocorrer devido à mistura com águas não magmáticas, processo também identificado em Serrinha. O aumento do pH pode acontecer durante a fase de desmistura do fluido magmático, pois, segundo os experimentos de Gammons & Williams-Jones (1997), quando a imiscibilidade ocorre a temperaturas elevadas ( $> 400^\circ C$ ), os componentes ácidos (HCl,  $H_2S$ ,  $SO_2$ ) fracionam para a fase vapor, enquanto o ouro particiona para a salmoura como  $AuCl_2^-$ . À medida que a fase vapor é resfriada, torna-se rica em enxofre e pobre em cloro, sendo capaz de dissolver o ouro, principalmente como  $Au(HS)_2^-$ , que pode ser precipitado com a neutralização da solução.

De acordo com os dados acima, a deposição do ouro em Serrinha pode ter ocorrido inicialmente a partir de um complexo cloretado, em decorrência do resfriamento do fluido hipersalino de alta temperatura ou devido à imiscibilidade do fluido magmático. A segunda geração de ouro, cujo transporte pode ter-se dado na forma de  $AuCl_2^-$  ou  $Au(HS)_2^-$ , dependendo da temperatura do fluido (Gammons & Williams-Jones, 1997), pode ter sido precipitada em decorrência de diluição do fluido salino e/ou mudança de pH da solução, resultante da desmistura do fluido salino.

Seward (1973) demonstrou que quando o ouro é transportado em soluções hidrotermais na forma de  $Au(HS)_2^-$ , sua deposição ocorre em resposta a mudanças na temperatura, pressão, pH, potencial de oxidação do sistema e concentração total de S.

Phillips & Groves (1983) salientaram que a precipitação do ouro complexado com enxofre associado com pirita ocorre devido à remoção do enxofre da solução pela reação com Fe-silicatos ou óxidos:  $FeO$  (em silicato) +  $HAu(HS)_2 + \frac{1}{4} O_2 \rightarrow Au + FeS_2 + 11/2 H_2^\circ$

Phillips & Groves (1983) afirmaram que, mesmo na presença de rochas hospedeiras com magnetita, a reação para a formação de pirita deve envolver redução do ouro.

## 5.2 - MODELO GENÉTICO PARA A MINERALIZAÇÃO DE OURO DO SISTEMA SERRINHA

O conhecimento das características geológicas e físico-químicas do Depósito Serrinha permitiu a elaboração de uma proposta de modelo de evolução da mineralização de ouro associada ao Granito Matupá.

Inúmeros depósitos de ouro encontram-se espacialmente associados a rochas graníticas e muitos outros ocorrem próximo a intrusivas félsicas. Entretanto, a definição da existência ou não de ligação genética entre a mineralização e os granitos a ela associados direta ou indiretamente é tarefa complexa. Sillitoe (1991) dividiu as mineralizações de ouro relacionadas com intrusões em cinco tipos: 1) depósitos disseminados/stockworks hospedados na intrusão; 2) depósitos em rochas encaixantes carbonatadas; 3) depósitos de substituição, em *stockworks* e disseminados em rochas encaixantes não carbonatadas; 4) depósitos em brechas nas rochas encaixantes; 5) depósitos em veios nas intrusões e nas rochas encaixantes.

Segundo Mason (1992), os depósitos hidrotermais de ouro exibem características e ocorrem em ambientes semelhantes àqueles de depósitos de cobre pórfiro. O autor afirmou que o modelo magmático-hidrotermal para magmas do tipo I, da série magnetita, em margens convergentes parece ser o que melhor explica as feições e associações observadas naqueles depósitos em todo o mundo, e de qualquer idade.

Hedenquist & Lowenstern (1994) classificaram os depósitos hidrotermais associados com magmatismo ao longo de margens convergentes em: depósitos em pórfiros, em escarnitos, em veios relacionados com plutons, depósitos epitermais (alta sulfetação), epitermais (baixa sulfetação) e depósitos de sulfeto maciço. A distinção entre os depósitos baseou-se na sua relação com a intrusão, temperatura e profundidade de formação, características do fluido e metais associados.

Comparando-se as características gerais do Depósito Serrinha com os diferentes tipos de depósitos relacionados a magmatismo félsico (Sillitoe, 1979; 1991; Mason, 1992; Hedenquist & Lowenstern, 1994), verifica-se que a mineralização de ouro de Serrinha possui muitas semelhanças com os depósitos disseminados classificados como ouro pórfiro (Sillitoe, 1979; 1993; Sinclair; 1982; Perello & Cabello, 1989), conforme demonstra a tabela 5.5.

**Tabela 5.5 - Principais características do Depósito Serrinha, em comparação com depósitos de ouro pórfiro. Os dados de ouro pórfiro são de Sillitoe (1979; 1993; Perello & Cabello, 1989; Ohmoto & Goldhaber, 1997).**

	Depósito Serrinha	Depósitos de Au pórfiro
<b>Ambiente tectônico</b>	arco magmático ou pós-colisional	arcos vulcano-plutônicos
<b>Idade da intrusão</b>	1,9 G.a.	variável, mas predominantemente mesozóica e cenozóica
<b>Composição da rocha hospedeira</b>	monzogranito (cálcio-alcálico, tipo I, da série magnetita)	variável (cálcio-alcálica a alcalina, do tipo I, da série magnetita)
<b>Tipo de mineralização</b>	disseminada	disseminada, stockwork ou controlada por fraturas
<b>Principais metais</b>	Au	Au - (Cu)
<b>Principais sulfetos associados</b>	pirita	pirita - (calcopirita; bornita)
<b>Alteração hidrotermal associada à mineralização</b>	K-silicática, clorítica, fílica; presença de magnetita hidrotermal	K-silicática; abundância de magnetita
<b><math>\delta^{34}\text{S}</math> de sulfetos</b>	+1,3 a + 3,5‰,	0±5‰
<b>Fluido mineralizante</b>	Inicialmente hipersalinos (>45% em peso de NaCl eq.), $T \geq 420^\circ\text{C}$ ; posteriormente houve imiscibilidade e mistura com água meteórica	Inicialmente quente (>500 $600^\circ\text{C}$ ) e dominados por líquido magmático e hipersalino (30-60% em peso de NaCl eq.).

Os depósitos classificados genericamente como do tipo cobre pórfiro incluem acumulações de minério de cobre e de molibdênio-cobre disseminado, *disseminado-stockwork* e em vênulas, intimamente relacionadas no tempo e no espaço a intrusões graníticas de textura porfírica. Esses depósitos associam-se a regiões de subducção, tanto em margens continentais ativas como em arcos insulares. A mineralização é geralmente denominada de disseminada, tendo em vista compor-se de grandes volumes de minério com baixos teores. Em termos de idade, os depósitos mais conhecidos são mesozóicos e cenozóicos, embora já tenham sido descritos depósitos até mesmo arqueanos (Sinclair, 1982; Sillitoe, 1993; Sarkar *et al.*, 1996)

A mineralização e a alteração das jazidas disseminadas são geralmente descritas por meio de modelos estáticos de zonação (Guilbert e Lowell, 1974), os quais, entretanto, têm sido contestados por não tratarem da variável tempo (Gustafson, 1978; Tittley, 1993).

Os depósitos do tipo pórfiro estão em geral relacionados com suítes graníticas da série magnetita (Ishihara, 1981), do tipo I de Chappel & White (1974), e constituem produtos de grandes sistemas hidrotermais relacionados com plutons intrudidos a profundidades em geral de 2 a 5 Km. As intrusões estão alteradas e, segundo os modelos estáticos, são constituídas por uma zona central de biotita ± K-feldspato (zona potássio-silicática), que externamente dá lugar a uma zona intermediária, com quartzo + clorita, comumente sobreposta por sericita e pirita (zona sericítica). As rochas encaixantes são alteradas para epidoto + clorita + albita (zona propilítica). Essas zonas de alteração são envolvidas por alteração argílica avançada. A

mineralização de alta temperatura é acompanhada por magnetita e ocorre como uma capa no contato entre as zonas potássio-silicática e sericítica. Estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis indicam que os sistemas hidrotermais que formam esses depósitos são inicialmente quentes (>500 - 600°C) e dominados por fluido magmático e hipersalino (30-60% em peso de NaCl eq.), coexistindo com vapor de baixa densidade, o que enfatiza o papel genético dos magmas no processo de mineralização, e que a zona fílica, tardia, foi produzida por fluidos meteóricos, de baixa salinidade (<15 % peso de NaCl equiv.) (Titley & Beane, 1981; Beane & Titley, 1981; Hedenquist & Lowenstern, 1994).

Os depósitos de cobre pórfiros ricos em ouro, ou sistemas ricos em ouro e pobres em cobre (Sillitoe, 1979; 1991), ou simplesmente depósitos de ouro pórfiro (Sinclair, 1982; Perello & Cabello, 1989; Vila *et al.*, 1991), são gerados em arcos vulcano-plutônicos em ambientes de arcos de ilhas ou margens continentais, de todas as idades, associados a suítes graníticas do tipo I, da série magnetita e preservados onde os níveis de erosão são relativamente rasos (<4 Km). Suas características geológicas são semelhantes às dos depósitos pórfiros pobres em ouro. Os depósitos de ouro pórfiro associam-se a corpos intrusivos com larga faixa de composições, desde cálcio-alcálica com baixo a alto potássio até alcálica. O ouro nos depósitos pórfiros de Cu-Au está comumente associado a calcopirita-bornita e pouca pirita, enquanto nos depósitos de Au pórfiro a pirita é o único sulfeto significativo (Sillitoe, 1979; 1991; 1993; Perello & Cabello, 1989; Mason, 1992).

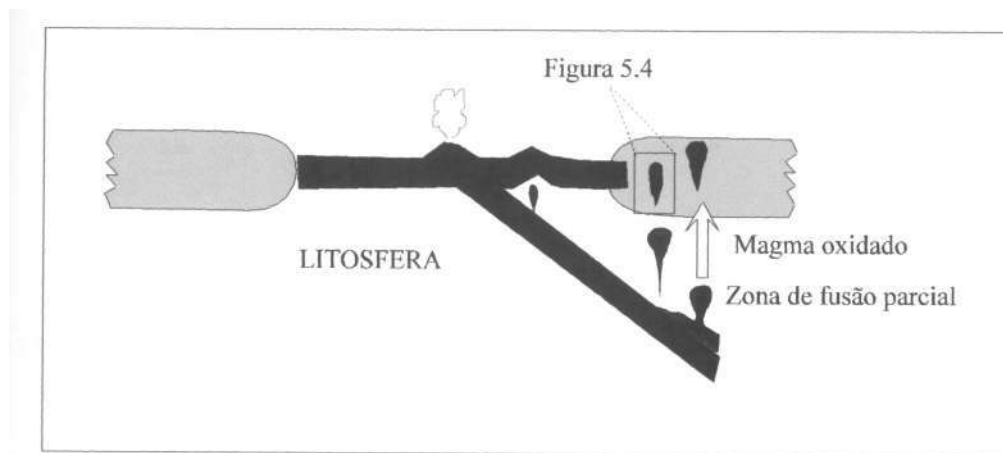
Cinco tipos principais de alteração hidrotermal desenvolvem-se dentro e ao redor dos depósitos de cobre pórfiro ricos em ouro e depósitos de ouro pórfiro: potássio-silicática, propilítica, argílica intermediária, sericítica (fílica) e argílica avançada. Alguns depósitos contêm albita hidrotermal nas zonas K-silicáticas, onde é também comum a presença de paragênese com anidrita e magnetita. A maior parte do ouro nos depósitos pórfiros ocorre na forma nativa e é introduzida durante a alteração K-silicática do pluton (Perello & Cabello, 1989; Sillitoe, 1993; 1996; 1997).

A integração dos dados existentes para o Depósito Serrinha permite que seja elaborado um modelo para a gênese da mineralização de ouro semelhante aos propostos para depósitos do tipo ouro pórfiro (Henley & McNabb, 1978; Sillitoe, 1991; 1997; Trudu & Bloom, 1988; Zvedzov *et al.*, 1993; Hedenquist & Lowenstern, 1994; Sarkar *et al.*, 1996).

Os dados petrogenéticos do Granito Matupá, discutidos no capítulo II, permitem sugerir que o magma granítico oxidado foi gerado durante a fusão parcial da placa oceânica subductada ou residual (figura 2.49, estágios 1 e 2b), da crosta e/ou de cunha de manto



envolvida no processo (figura 5.3). Os metais podem ter entrado no magma por diferentes maneiras, incluindo fusão do manto, transferência de massa da placa subductada e fusão da crosta (Hedenquist & Lowenstern, 1994; Sillitoe, 1997).



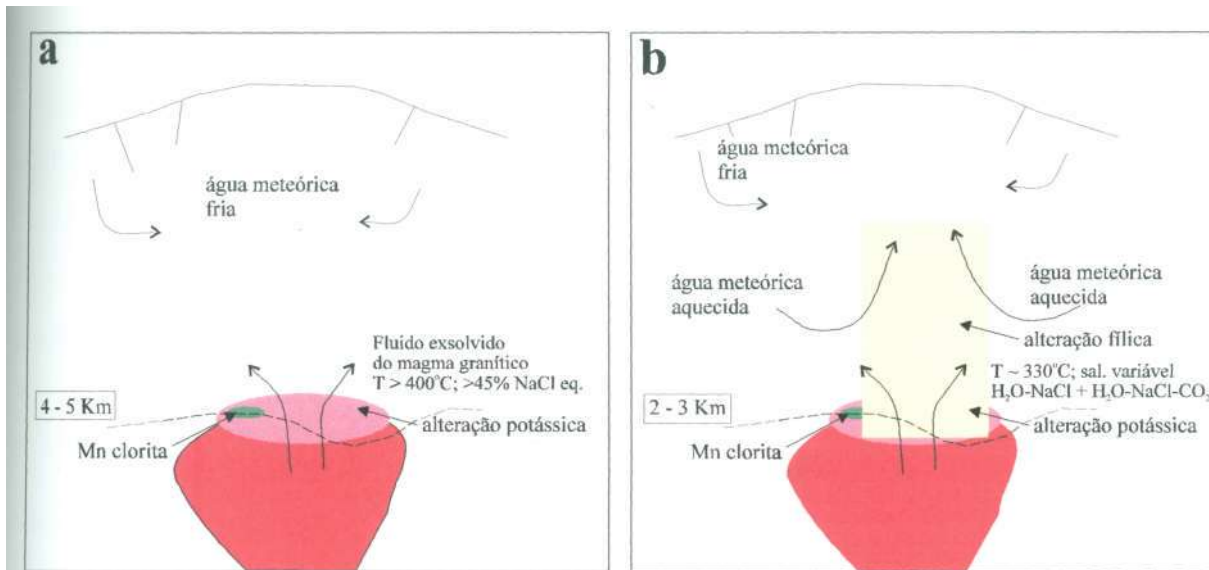
**Figura 5.3 - Seção esquemática mostrando um possível cenário para a gênese de magma granítico oxidado, resultante de fusão parcial da placa subductada e da cunha de manto metassomatizada. Os metais podem entrar no magma devido à fusão de sulfetos mantélicos, transferência de massa a partir placa subductada e/ou fusão da crosta.**

A primeira geração de ouro em Serrinha foi precipitada na forma de inclusões em pirita de ouro nativo pobre em Ag durante a fase de alteração K-silicática precoce disseminada do Granito Matupá, com desenvolvimento local de clorita rica em Mn, de elevada temperatura. Os dados de inclusões fluidas indicam que o ouro foi provavelmente transportado por fluidos hipersalinos (> 40 % em peso de NaCl eq.) exsolvidos do magma granítico, com temperatura mínima próxima de 423°C, na forma cloretada. Os mecanismos responsáveis pela deposição do metal, discutidos no item 5.2, incluem resfriamento do fluido hipersalino de alta temperatura e/ou imiscibilidade do fluido magmático (figura 5.4).

A existência de inclusões de pirrotita nos cristais de pirita e de magnetita hidrotermal associada à pirita sugere ter o Depósito Serrinha sido formado em condições de  $fO_2$  sobre ou acima do tampão pirrotita + pirita + magnetita (figura 5.5), próximo à razão unitária de  $mSO_2/mH_2S$ . Essas características são observadas nos fluidos aquosos produzidos a partir de magmas oxidados do tipo I, considerados mais efetivos transportadores de Au e metais básicos que os fluidos derivados dos magmas do tipo S, mais reduzidos (Burnham & Ohmoto, 1980; Ohmoto & Goldhaber, 1997).

Os valores de  $\delta^{34}S$  de pirita associada à mineralização de ouro de Serrinha, entre +1,3 e 3,5‰, situam-se no intervalo de valores obtidos para  $\delta^{34}S$  de sulfetos para muitos depósitos do tipo pórfiro e escarnitos associados a rochas graníticas do tipo I da América do Sul,  $0 \pm 5\%$

(Ohmoto & Goldhaber, 1997), constituindo um dado adicional para caracterizar o Depósito Serrinha como do tipo pórfiro.



**Figura 5.4 - Detalhe da figura 5.3. Modelo esquemático para a gênese e evolução da mineralização de ouro de Serrinha, a) Estágio I, quando há exsolução de fluido hipersalino a partir do magma granítico, com consequente instalação da alteração K-silicática, albitização do granito e cloritização de alta temperatura na cúpula do pluton, (considerando-se sua parte central localizada sob a área II, onde foram registrados os fluidos magmáticos de mais alta salinidade). O ouro particiona para o fluido salino, denso, como  $\text{AuCl}_2^-$ . A precipitação da primeira geração de Au (Au-I), juntamente com pirita, pode ter ocorrido devido à diminuição da temperatura do fluido magmático durante sua ascensão ou devido à sua imiscibilidade, causando variação de pH. b) Estágio tardio, com processo de imiscibilidade do fluido hipersalino já instalado. Mistura do fluido salino com água meteórica, que é aquecida, resultando na instalação da alteração fílica, que se sobrepõe à paragênese precoce, resultando provavelmente na precipitação da segunda geração de Au (Au-II). Este estágio pode representar uma gradação para o sistema epitermal. É possível que tenha havido formação de alteração argílica nas porções mais superficiais do sistema, que foi posteriormente erodida, resultando na geometria do depósito preservada atualmente, cuja cartografia em superfície está apresentada no anexo I. A linha tracejada representa o nível de erosão atual.**

O processo de imiscibilidade a partir de um fluido aquoso salino precoce, gerando fluidos modelados pelos sistemas  $\text{H}_2\text{O-NaCl-CO}_2$ ,  $\text{CO}_2\text{-(CH}_4\text{)}$  e  $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ , e/ou sua mistura com água meteórica durante a ascensão do fluido salino, resultando nos grandes intervalos de salinidade e temperatura de homogeneização obtidos para o fluido  $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ , aprisionado nas inclusões  $\text{L}_1$  e  $\text{S}_1$ , podem ter proporcionado a precipitação da segunda geração de ouro em Serrinha, associada predominantemente à alteração fílica. O transporte do metal nesses fluidos pode ter-se dado na forma de  $\text{AuCl}_2^-$  ou  $\text{Au(HS)}_2^-$ , dependendo da temperatura do fluido (Gammons & Williams-Jones, 1997).

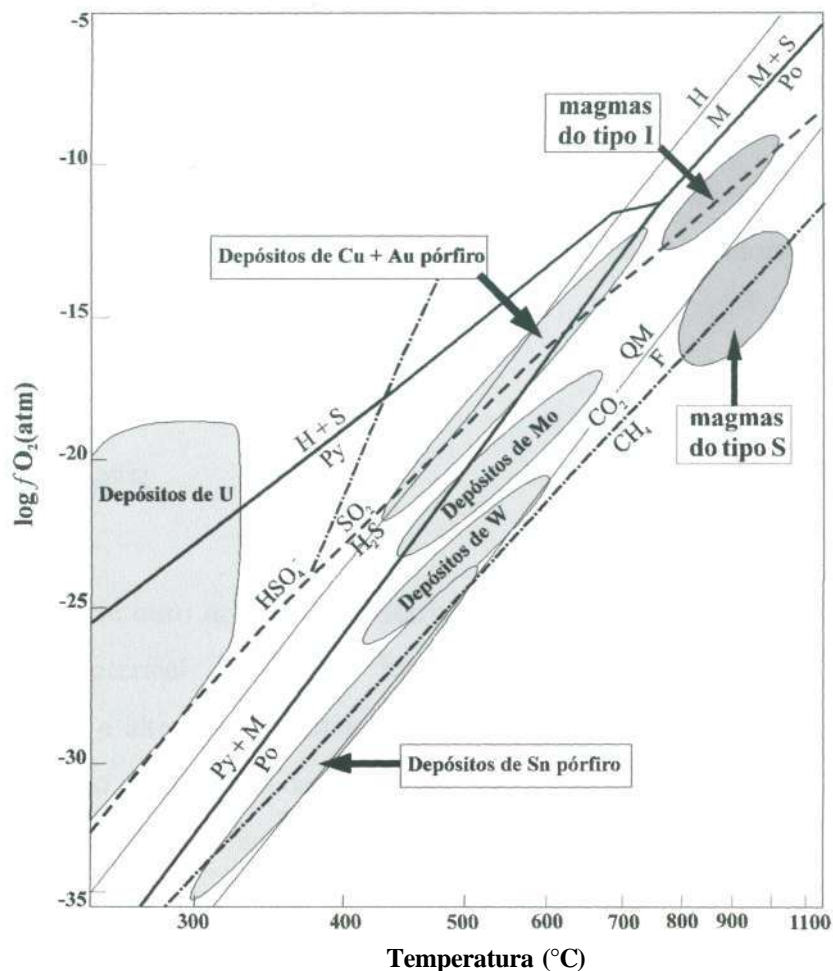


Figura 5.5 - Condições genéticas dos magmas graníticos dos tipos I e S e condições de formação dos depósitos de Cu-Au pórfiro, Mo pórfiro, Sn pórfiro, W pórfiro e depósitos hidrotermais de U (Ohmoto & Goldhaber, 1997). As linhas cheias mostram as condições de  $fO_2 - T$  para tampões conhecido, onde: Po = pirrotita, M=magnetita, Py=pirita, F=faiárita, Q=quartzo, H=hematita. As linhas traço-ponto mostram as condições para  $mSO_2 / mH_2S = 1$ ,  $mH_2S / mHSO_4^- = 1$ ,  $mSO_2 / mHSO_4^- = 1$  e  $mCO_2 / mCH_4 = 1$ , a  $P_{fluido} = 1Kba$ . A linha tracejada representa as condições de  $fO_2 - T$  para  $fH_2O / fH_2 = 100$ .

A existência de ouro nativo mais enriquecido em Ag, da segunda geração, associada a teluretos e minerais de Ag e Bi precipitados em fraturas na pirita ou inclusos em pirita pertencente à segunda geração, ocorre provavelmente devido à mistura de fluidos magmáticos e meteóricos durante a ascensão do fluido mineralizante e representa um estágio próximo da interface pórfiro - mineralização epitermal, apesar da ausência de minerais característicos deste tipo de depósito, como adularia e anidrita. Segundo Hedenquist & Lowenstern (1994), a mineralização do tipo pórfiro é dominada por fluidos magmáticos no estágio inicial, embora a mistura com água meteórica seja não apenas comum como crítica para o aumento da concentração dos metais no depósito.

O termo epitermal refere-se a uma classe de depósitos hidrotermais formados a temperaturas relativamente baixas (<300°C) e pequenas profundidades (até 1-2 Km). Os depósitos epitermais de ouro posicionam-se em níveis mais rasos nas proximidades da

mineralização do tipo pórfiro, mas frequentemente ocorre telescopagem entre a alteração de alta temperatura com a paragênese epitermal, resultando na justaposição de mineralização dos tipos pórfiro e epitermal (Sillitoe, 1991).

O fluido tardio de baixa temperatura que circulou em Serrinha, modelado pelo sistema  $H_2O-NaCl-CaCl_2$ , associa-se a uma terceira geração de pirita, não portadora de mineralização aurífera.

## 6 - CONCLUSÕES

A mineralização de ouro no Depósito Serrinha é disseminada e restringe-se às áreas de intensa alteração hidrotermal do Granito Matupá. O teor de ouro em rocha aumenta progressivamente com a alteração hidrotermal do Granito Matupá e seu enriquecimento em pirita, quando associado a processos de albitização, cloritização e/ou sericitização. Magnetita hidrotermal e rutilo normalmente acompanham a pirita. O minério de Serrinha possui baixos teores de Ag, Cu, Pt, Pd, Te, Se, Mo, Bi e Sn, caracterizando-o como somente de Au.

O ouro encontra-se na forma nativa, sempre associado à pirita, o mineral de minério *principal e mais abundante do Depósito*. Duas gerações de ouro e três de pirita foram identificadas. A primeira geração de ouro (Au-I) é representada *por grãos globulares*, freqüentemente associados a calcopirita, esfalerita, pirrotita, cubanita e galena, inclusos em pirita também precoce (Py-I), com tendência de *ser enriquecida em Au*. A segunda geração de Au (Au-II) tende a ser mais enriquecida em Ag e ocorre preenchendo fraturas da pirita precoce ou inclusa em pirita pertencente à segunda geração (Py-II), que ocorre principalmente preenchendo fraturas de rocha hidrotermal. A terceira geração de pirita (Py-III) foi encontrada somente constituindo os fácies com aspecto pegmatóide da área I.1 e não apresenta associação com ouro. Associados ao Au-II ocorrem minerais de Te, Bi, Ag e Pb, tendo sido identificados tetradimita, hessita, tsumoíta, altaíta e provável aikinita.

Análises de pirita por LAM-ICP-MS resultaram em teores de Au, Ag, Pd e Pt abaixo de 10 ppm, limite de detecção do equipamento.

Os valores de isótopos de enxofre obtidos para amostras de pirita de Serrinha (+1,3 a +3,5 ‰) são compatíveis com um fluido mineralizante oriundo do próprio Granito Matupá.

As observações petrográficas, os dados de inclusões fluidas e os resultados de isótopos de enxofre permitem sugerir que o fluido responsável pelo transporte do ouro foi

provavelmente magmático e que o Granito Matupá desempenhou papel fundamental para a gênese do depósito, ou como fonte dos fluidos mineralizantes precoces ou como fonte de fluidos e de metal. É possível que a introdução do ouro tenha ocorrido na fase de geração do magma granítico oxidado, a partir da fusão parcial da placa oceânica subductada, da cunha de manto metassomatizada e/ou fusão da crosta.

O ouro do Depósito Serrinha foi inicialmente transportado provavelmente na forma de complexos cloretados em fluidos quentes, exsolvidos do magma granítico, oxidados, altamente salinos e ácidos e com elevada razão KCl/NaCl. A precipitação da primeira geração de Au (Au-I) pode ter ocorrido devido à diminuição da temperatura do fluido magmático durante sua ascensão, imiscibilidade ou aumento de pH. Houve imiscibilidade do fluido hipersalino e posterior mistura com água meteórica. A segunda geração de ouro, transportada como AuCV ou  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ , pode ter sido precipitada em decorrência de diluição do fluido salino e/ou mudança de pH da solução, resultante da desmistura do fluido salino.

As características da mineralização de ouro de Serrinha - geração em ambiente de arco magmático ou pós-colisional, hospedada em granito cálcio-alcalino, do tipo I, disseminada, somente de Au, associada a pirita e a alteração K-silicática, presença de magnetita hidrotermal,  $\delta^{34}\text{S}$  próximo de 0‰ e fluidos inicialmente hipersalinos, com posterior imiscibilidade e mistura com água meteórica - permitem sugerir que o Depósito Serrinha assemelha-se aos depósitos disseminados classificados como do tipo ouro pórfiro.

O nível de erosão atual na região do Depósito Serrinha encontra-se provavelmente na raiz do sistema hidrotermal, onde os maiores volumes de alteração íctica e associações minerais de baixa temperatura já foram erodidas. Tendo em vista que em condições de baixa temperatura o ouro está normalmente dissolvido como  $\text{Au}(\text{HS})^-$ , quando a solubilidade tende a aumentar com o resfriamento, o posicionamento do nível de erosão atual não é uma evidência promissora para que exista um depósito de grande porte em Serrinha.

# CAPÍTULO VI

---

## CONCLUSÕES

O Depósito de ouro Serrinha, localizado no extremo norte do Estado do Mato Grosso, aproximadamente 10 Km a sudeste da cidade de Matupá (MT), na Província Aurífera Juruena-Teles Pires, associa-se espacial e geneticamente ao Maciço granítico Matupá, datado em  $1872 \pm 12$  Ma por Pb/Pb em zircão, que está inserido no Domínio Geocronológico Ventuari-Tapajós.

O Maciço granítico Matupá apresenta-se no Depósito Serrinha como um único corpo granítico, denominado Granito Matupá, isotrópico, rosa, com textura equigranular a porfírica, granulação média a grossa, e classificado como biotita monzogranito. Constitui-se de quartzo, plagioclásio zonado An20 a An40, ortoclásio, biotita, raramente de hornblenda, magnetita, ilmenita, titanita, zircão, fluorapatita, allanita e monazita.

Os diques de riolito do Maciço Matupá são cogenéticos ao magmatismo granítico e os diques tardios de diabásio têm características químicas de basalto toleítico continental.

O Granito Matupá é cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso, semelhante aos granitos do tipo I, com valores de SiO<sub>2</sub> entre 68 e 75%, elevada razão MgO/TiO<sub>2</sub> (2,56); K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O > 1; 13-14% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 1-2% de CaO, enriquecimento em Ba (740 ppm) e Sr (198 ppm), valores moderados de ETR ( $\Sigma$ ETR = 250 ppm), Zr (135-249 ppm) e Rb (180-250 ppm) e baixos conteúdos de Nb (16 ppm), Y (24 ppm), Ta (1,3 ppm), Ga (<10 ppm), Zn (37 ppm), F (580 ppm), Cl (54 ppm) e Li (10 - 40 ppm). Os padrões de ETR são fortemente fracionados ( $La_n/Yb_n = 30$ ), com importante anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,35$ ). O empobrecimento em TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO(t), CaO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ba, V, Sr e Zr com o aumento do conteúdo de SiO<sub>2</sub> sugere ter o Granito Matupá evoluído por cristalização fracionada. Há ausência de material residual da sua fonte e o granito assemelha-se a granitos *fracionados do tipo I, empobrecidos em Sr e não empobrecidos em Y*. Possui características de granitos orogênicos, especialmente de granitos gerados em arco vulcânico ou em ambiente de pós-colisão.

A pressão de cristalização do Granito Matupá, estimada com base no geobarômetro da hornblenda, situou-se entre 3,3 e 4,5 Kb. As condições de  $fO_2$ , obtidas empiricamente pela

composição da hornblenda e pela paragênese quartzo + titanita + magnetita, indicam elevada fugacidade de oxigênio para o magma granítico original, entre os tampões FMQ e HM.

O Granito Matupá possui idade-modelo ( $T_{DM}$ ) entre 2,34 e 2,47 Ga, que pode representar a idade de formação de crosta continental ( $\epsilon_{Nd}(t)$  entre -2,7 e -4,3), considerando-se uma única fonte para o magma granítico original, mas a hipótese de que o magma resultou da mistura de fontes mantélica e crustal não pode ser descartada.

O modelo proposto para a geração do magmatismo que originou o Granito Matupá é o da evolução de um cinturão colisional de acordo com Harris *et al.* (1986), segundo o qual suítes cálcio-alcálicas em ambiente colisional podem originar-se durante a fase de subducção de placa oceânica anterior à colisão, quando são gerados magmas mantélicos modificados pela litosfera oceânica subductada, ou durante a fase pós-colisional, sob a influência da cunha de manto existente sobre a litosfera oceânica subductada.

Os dados petrológicos apresentados dão suporte ao modelo de Tassinari (1996) para a evolução crustal da Amazônia, segundo o qual o Maciço granítico Matupá está inserido no Domínio Geocronológico Ventuari-Tapajós, que evoluiu como arco magmático entre 1,95 e 1,8 Ga. Entretanto, tendo em vista as características litogeoquímicas e isotópicas do Granito Matupá, demonstrando que o magma granítico sofreu forte influência crustal após sua geração ou foi totalmente gerado na crosta, a hipótese mais adequada implica formação de crosta continental em torno de 2,4 Ga e geração do Granito Matupá em ambiente pós-colisional, com pouca influência mantélica.

O Granito Matupá foi submetido a expressiva alteração hidrotermal de infiltração disseminada no Depósito de Serrinha, que deu origem a diferentes fácies hidrotermais, normalmente sobrepostos e de difícil individualização. Inicialmente houve a alteração do plagioclásio para albita, sericita, epidoto, calcita e clorita, microclinização e sericitização do ortoclásio e substituição da biotita magmática por epidoto, titanita, magnetita e clorita. Seguiram-se alterações K-silicática e sódica, cloritização, alteração sericítica, piritização e carbonatação. Considerando-se Zr imóvel,  $Al_2O_3$  e  $TiO_2$  foram pouco móveis. FeO, MnO,  $Fe_2O_3$ , CaO, MgO,  $K_2O$  e  $Na_2O$  foram muito móveis, condizente com os processos de albitização, sericitização, microclinização, piritização e carbonatação do granito.

A mica branca apresenta composição química muito regular, sendo designada muscovita fengítica. A clorita é abundante nas fácies hidrotermais do Granito Matupá e apresenta significativas variações composicionais, constituindo três grupos: grupo A, com valores de FeO entre 17 e 28%, MgO variando de 20 a 12% e MnO próximo de 0,5%, classificando-se como clorita intermediária entre chamosita e clinocloro; grupo B, com teores

de MgO acima de 20%, definido como clinocloro; e grupo C, de chamosita com elevados teores de MnO, entre 2 e 5,5%, utilizando-se a nomenclatura mangano-chamosita para as cloritas mais ricas em manganês.

Três tipos de titanita foram distinguidas em Serrinha: titanita magmática, castanho escuro, com Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> próximo de 1,7% e 30% de SiO<sub>2</sub>; titanita hidrotermal do granito pouco hidrotermalizado, de cor castanho claro, com Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> sempre superiores a 2% e 30%, respectivamente; e titanita hidrotermal de SE IVG, com Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> desprezível, TiO<sub>2</sub> próximo de 39% e Na<sub>2</sub>O entre 0,53 e 0,76%. Dois tipos de epidoto constituem produto de alteração hidrotermal do Granito Matupá: epidoto da série clinozoisita-epidoto, predominante, e epidoto com até 3,5% de MnO, restrito à área II. 1.

As inclusões fluidas do quartzo das fácies hidrotermais do Granito Matupá podem ser agrupadas em oito tipos: 1) carbônica (C); 2) aquo-carbônica (LC); 3) aquosa incolor ou rosada, com Vg ≤ 5 (L<sub>1</sub>), sendo os três intragranulares; 4) aquosa escura intragranular ou secundária (L<sub>2</sub>); 5) aquosa com Vg ≥ 10, encontrada apenas em SE II. 1.4 (L<sub>3</sub>); 6) saturada semelhante a L<sub>1</sub>, com a qual se associa, contendo halita, raramente halita e silvita (S<sub>1</sub>); tipo semelhante a L<sub>2</sub>, com a qual se associa, mas contendo calcita, provavelmente como mineral aprisionado (S<sub>2</sub>); inclusão saturada, rara, contendo halita ou halita e silvita, encontrada apenas na amostra SE II. 1.4, semelhante às inclusões L<sub>3</sub> (S<sub>3</sub>).

A temperatura e a pressão mínimas de aprisionamento do fluido H<sub>2</sub>O-NaCl-[KCl] foram estimadas respectivamente em 423 °C e 1,3 Kbar, que corresponde à profundidade de aproximadamente 4,5 Km, assumindo pressão litostática. Para os fluidos pertencentes aos sistemas CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O-NaCl, encontrados respectivamente nas inclusões C, LC, L<sub>1</sub> e S<sub>1</sub>, estimaram-se respectivamente 330°C, utilizando-se dados de inclusões fluidas e do geotermômetro da clorita, e 0,5 - 1,3 Kbar.

A mineralização de ouro no Depósito Serrinha é disseminada e se restringe às áreas de intensa alteração hidrotermal do Granito Matupá. O teor de ouro em rocha aumenta progressivamente com a alteração hidrotermal do Granito Matupá e seu enriquecimento em pirita, quando associado a processos de albitização, cloritização e/ou sericitização. Magnetita hidrotermal e rutilo normalmente acompanham a pirita. O minério de Serrinha possui baixos teores de Ag, Cu, Pt, Pd, Te, Se, Mo, Bi e Sn, caracterizando-o como somente de Au.

O ouro encontra-se na forma nativa, sempre associado à pirita, o mineral de minério principal e mais abundante do Depósito. Duas gerações de ouro e três de pirita foram identificadas. O ouro precoce, com tendência de ter elevada razão Au/Ag, ocorre incluso em pirita também precoce. A segunda geração de Au (Au-II) tende a ser mais enriquecida em Ag



e ocorre preenchendo fraturas da pirita precoce ou inclusa em pirita pertencente à segunda geração (Py-II). A terceira geração de pirita (Py-III) não apresenta associação com ouro. Associados ao Au-II ocorrem minerais de Te, Bi, Ag e Pb, como tetradimita, hessita, tsumoíta, altaíta e provável aiknita. Análises de pirita por LAM-ICP-MS resultaram em teores de Au, Ag, Pd e Pt abaixo do limite de detecção, 10 ppm.

Os valores de isótopos de enxofre obtidos para amostras de pirita de Serrinha (+1,3 a +3,5 ‰) são compatíveis com um fluido mineralizante oriundo do próprio Granito Matupá. O ouro do Depósito Serrinha foi inicialmente transportado provavelmente na forma de complexos cloretados em fluidos quentes, exsolvidos do magma granítico, oxidados, altamente salinos e ácidos e com elevada razão KCl/NaCl. A precipitação da primeira geração de Au (Au-I) pode ter ocorrido devido à diminuição da temperatura do fluido magmático durante sua ascensão, imiscibilidade ou aumento de pH. Houve imiscibilidade do fluido hipersalino e posterior mistura com água meteórica. A segunda geração de ouro, transportada como  $\text{AuCb}_2^-$  ou  $\text{Au(HS)}_2^-$ , pode ter sido precipitada em decorrência de diluição do fluido salino e/ou mudança de pH da solução, resultante da desmistura do fluido salino.

As características da mineralização de ouro de Serrinha permitem sugerir que o Depósito Serrinha assemelha-se aos depósitos disseminados classificados como do tipo ouro pórfiro.

O nível de erosão atual na região do Depósito Serrinha, provavelmente localizado na raiz do sistema hidrotermal, não estimula a prospecção de um depósito de grande porte na área. Entretanto, considerando os recentes dados da literatura sobre os tipos de granito que ocorrem na Província Aurífera Juruena-Teles Pires, pode-se sugerir que o modelo proposto para o Depósito Serrinha seja aplicável a outros depósitos de ouro da região.

---

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- ABDEL-RAHMAN, A.M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, v.35, p.525-541, 1994.
- AERDEN, D.G.A.M. Kinematics of orogenic collapse in the Variscan Pyrenees deduced from microstructures in porphyroblastic rocks from the Lys-Caillaouas Massif. *Tectonophysics*, v.238, p.139-160, 1994.
- ALDERTON, D.H.M.; PEARCE, J.A.; POTTS, P.J. Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from southwest England. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.49, p. 149-165, 1980.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande, PB. *Atas...* Campina Grande: SBG, 1977. p.363-391.
- AMARAL, G. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y., coord. *O pré-cambriano do Brasil*. São Paulo: E. Blücher, 1984. p.6-35.
- ANDERSEN, D.J.; LINDSLEY, D.H. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *Am. Mineral.*, v.73, p.714-726, 1988.
- ANDERSON, J.L. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v.87, p.125-138, 1996.
- ANDERSON, J.L.; SMITH, D.R. The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *Am. Mineral.*, v.80, p.549-559, 1995.
- ANHAEUSSER, C.R.; FRITZE, K.; FYFE, E.S.; GILL, R.O. Gold in "primitive" Archaean volcanics. *Chem. Geol.*, v. 16. p. 129-135, 1975.
- ARAÚJO, V.A. de; COSTA, J.F.G.; MONTES, A. de S.L.; PEREIRA, A.D.C. *Projeto Manissauá-Missu: reconhecimento geológico (relatório final)*. Goiânia: DNPM/CPRM, 1975. 4v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2442).
- ARKAI, P.; GHABRIAL, D.S. Chlorite crystallinity as an indicator of metamorphic grade of low-temperature meta-igneous rocks: a case study from Biikk Mountains, northeast Hungary. *Clay Minerals*, v.32, p.205-222, 1997.
- ARNDT, N.T.; CZAMANSKE, G.K.; WOODEN, J.L.; FEDORENKO, V.A. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*, v.223, p.39-53, 1993.
- BAJWAH, Z.U.; WHITE, A.J.R.; KWAK, T.A.P.; PRICE, R.C. The Renison Granite, Northwestern Tasmania: a petrological, geochemical and fluid inclusion study of hydrothermal alteration. *Econ. Geol.*, v.90, p. 1663-1675, 1995.
- BARBOSA, O. *Geologia básica e econômica da região do médio Tapajós (Estado do Pará)*. Rio de Janeiro: DNPM, 1966. 55p. (B. Div. Fom. Prod. Min., n.126).
- BARBOSA, O.; BRAUN, E.H.G. *Projeto Iriri-Cachimbo: notas geológicas sobre o "Projeto Iriri-*

- Cachimbo". Rio de Janeiro: DNPM, 1961. p.32-35. Relatório Anual do Diretor - 1960, DGM.
- BAILEY, S.W. Chlorites: structures and crystal chemistry. In: BAILEY, S.W., ed. *Reviews in Mineralogy*. Virginia: MAS, 1988. v.18, p.347-403.
- BAILEY, S.W. Structures of layer silicates. In: BRINDLEY, G.W.; BROWN, G., ed. *Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification*. London: MAS, 1980. p.1-123. (MAS Monographs, 5)
- BAYLISS, P. Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Can. Miner.*, v.13, p. 178-180, 1975.
- BEA, F.; FERSHTATER, G.; CORRETTGÉ, L.G. The geochemistry of phosphorous in granite rocks and the effect of aluminum. *Lithos*, v.29, p.43-56, 1992.
- BEANE, R.E.; TITLEY, S.R. Porphyry copper deposits. Part II. Hydrothermal alteration and mineralization. *Econ. Geol.*, p. 235-269, 1981. 75th Anniversary Volume.
- BEVINS, R.E.; ROWBOTHAM, G.; ROBINSON, D. Zeolite to prehnite-pumpellyite facies metamorphism of the late Proterozoic Zig-Zag Dal Basalt Formation, eastern North Greenland. *Lithos*, v.27, p.155-165, 1991.
- BILAL, E.; BOTELHO, N.F.; ANDRADE, G.F. Petrologia do Maciço granítico Sucuri (GO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., 1993, Brasília, DF. *Boletim de resumos expandidos...* Brasília: SBGq, 1993. p.96-99.
- BLEVIN, P.L.; CHAPPELL, B.W. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v.83, p. 305-316, 1992.
- BLUNDY, J.D.; HOLLAND, T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.104, p.208-224, 1990.
- BOAVENTURA, G.R. Performance do espectrômetro de emissão com plasma (ICP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3., 1991, São Paulo, SP. *Resumos...* São Paulo: SBGq, 1991. v.2, p.423-426.
- BOAVENTURA, G.R.; GIULIANI, G. Avaliação de resultados de análise de rochas graníticas, realizadas pelo laboratório de geoquímica da UnB, usando espectrometria de plasma (ICP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., 1993, Brasília, DF. *Boletim de resumos expandidos...* Brasília: SBGq, 1993. p.281-282.
- BODNAR, R.J. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, v.57, p.683-684, 1993.
- BODNAR, R.J. Synthetic fluid inclusions: XII. The system H<sub>2</sub>O-NaCl. Experimental determination of the halite liquidus and isocores for 40 wt.% NaCl solution. *Geoch. Cosmoch. Acta*, v.58, p. 1053-1063, 1994.
- BOTELHO, N.F. *Les ensembles granitiques subalcalins a peralumineux mineralises en Sn et In de la Sous-Province Paranã, Etat de Goiás, Brésil*. Paris: Universidade Paris VI, 1992. 343p. Tese de Doutorado.
- BOTELHO, N.F.; MOURA, M.A. Granite-ore deposit relationship in central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 1998 (no prelo).
- BOTELHO, N.F.; MOURA, M.A.; SOUZA, M.T. de; ANTUNES, J.A. Petrologia e potencial metalogenético de granitos da região de Peixoto de Azevedo - Alta Floresta, Mato Grosso. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6., 1997, Cuiabá, MT. *Anais...Cuiabá*: SBG-Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1997. 198p. p.40-42.
- BOWERS, T.S.; HELGESON, H. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of the nonideal mixing in the system H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl on phase relations in

- geologic systems: equation of state for H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geoch. Cosmoch. Acta*, v.47, p. 1247-1275, 1983.
- BOYLE, R.W. *The geochemistry of gold and its deposits*. Canadá: Geol. Surv., 1979. 584p. (Geol. Surv. of Can., Bull. 280)
- BROWN, P.E.; HAGEMANN, S.G. MacFlinCor: a computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. In: DE VIVO, B.; FREZZOTTI, M.L. *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Virginia: Virginia Tech, 1994. p. 231-250.
- BROWN, P.E.; LAMB, W.M. Mixing of H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> in fluid inclusions: geobarometry and archean gold deposits. *Geoch. Cosmoch. Acta*, v.50, p.847-852, 1986.
- BUDDINGTON, A.F.; LINDSLEY, D.H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, v.5, p.310-357, 1964.
- BURNHAM, C; OHMOTO, H. Late-stage processes of felsic magmatism. *Mining Geol.*, v.8, p. 1-11, 1980. Special Issue.
- CAMERON, E.M.; HATTORI, K. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Econ. Geol.*, v. 82, p. 1177-1191, 1987.
- CAMPBELL, I.H.; LESHER, C.M.; COAD, P. et al. Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn-sulfide deposits. *Chem. Geol.*, v.45, p. 181-202, 1984.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N, de. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas: histórico e atualização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém, PA. *Anais...* Belém: SBG, 1972. v. 3, p.35-46.
- CARLSON, R.W. Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism. *Austr. J. Earth Sci.*, v.38, p.525-544, 1991.
- CARMICHAEL, I.S.E. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions? *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 106, p. 129-141, 1991.
- CAGATAY, M.N; EASTOE, C.J. A sulfur isotope study of volcanogenic massive sulfide deposits of Eastern Black Sea province, Turkey. *Mineral. Deposita*, v.30, p.55-66, 1995.
- CATHELINEAU, M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, v.23, p.471-485, 1988.
- CATHELINEAU, M. NIEVA, D. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system, and illites as a function of temperature. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.91, p.235-244, 1985.
- CHAPPELL, B.W.; STEPHENS, W.E. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v.79, p.71-86, 1988.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, v.8, p. 173-174, 1974.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R.; WYBORN, D. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrol.*, v.28, n.6, p.1111-1138, 1987.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v.83, p. 1-26, 1992.
- COCHERIE, A.; GUERROT, C; ROSSI, P. Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation: comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica, France. *Chem. Geol.*, v.101, p.131-141, 1992.
- COLLINS, P.L.F. Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, v. 74, p. 143 5-1444, 1979.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.80,

- p.1 89-200, 1982.
- COOK, N.J.; CHRYSOULIS, S.L. Concentration of "invisible gold" in the common sulfides. *Can. Mineral*, v.28, p.1-16, 1990.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B. de. The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. de Geoc.*, v.12, n.1-3, p.78-88, 1982.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. Aspectos fundamentais do Proterozóico Médio na Amazônia brasileira. *Rev. Bras. de Geoc.*, v.22, n.4, p. 487-492, 1992.
- CRAWFORD, M.B.; WINDLEY, B.F. Leucogranites of the Himalaya/Karakoram: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v.44, p. 1-19, 1990.
- CRAWFORD, M.L. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: HOLLISTER, L.S.; CRAWFORD, M.L., ed. Short course in fluid inclusions: applications to petrology. *Mineral. Assoc. Canada*, v.6, p.75-100, 1981.
- CROCKET, J.H. Distribution of gold in the Earth's crust. In: FOSTER, R.P., ed. *Gold metallogeny and exploration*. London: Blackie, 1991. p. 1-36.
- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; JORGE JOÃO, X. da S.; MEDEIROS, H. de; COSTI, H.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; Granitogenesis in the northern Brazilian region: a review. *Rev. Bras. de Geoc.*, v. 17, n.4, p.382-403, 1987.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.-M.; MACAMBIRA, M.J.B. Proterozoic Anorogenic Magmatism in the Central Amazonian province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrol.*, v.50, p.113-138, 1994.
- DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M.J.B. Geoquímica, petrogênese e geocronologia Rb-Sr do Granito Rio Uapés: implicações para a evolução da Província Rio Negro, Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém, PA. *Boletim de resumos expandidos...* Belém: SBG, 1994. p.216-218.
- DAVIS, D.W.; LOWENSTEIN, T.K.; SPENCER, R.J. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-FeO, NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, and NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Geoch. Cosmoch. Acta*, v.54, p.591-601, 1990.
- DE CARITAT, P.; HUTCHEON, I.; WALSHE, J.L. Chlorite geothermometry: a review. *Clays & Clay Minerals*, v.41, n.2, p.219-239, 1993.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2.ed. Hong Kong: Longman Scientific & Technical, 1992. 696p. p. 223-275.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. *Orthosilicates*. 2.ed. London: The Geological Society, 1997a. v.1 A, p.443-466. (Rock-forming Minerals, 1A)
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. *Disilicates and ring silicates*. 2.ed. London: The Geological Society, 1997b. v.1 B, p.2-134. (Rock-forming Minerals, 1B)
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. *Double-chain silicates*. 2.ed. London: The Geological Society, 1997c. v.2B, 764p. (Rock-forming Minerals, 2B)
- DEPAOLO, D.J. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular ranges, California. *J. Geophys. Res.*, v.86, p. 10.470-10.488, 1981.
- DIAMOND, L.W. Stability of CO<sub>2</sub> clathrate hydrate + CO<sub>2</sub> liquid + CO<sub>2</sub> vapor + aqueous KCl-NaCl solutions: experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, v.56, p.273-280, 1992.
- DYMEK, R.F. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, west Greenland. *Am. Mineral.*, v.68, p.880-899, 1983.

- EASTOE, C.J. Sulfur isotope data and the nature of the hydrothermal systems at the Panguna and Frieda Porphyry Copper deposits, Papua New Guinea. *Econ. Geol.*, v.78, p.201-213, 1983.
- ELDRIDGE, C.S.; BOURCIER, W.L.; OHMOTO, H.; BARNES, H.L. Hydrothermal inoculation and incubation of the chalcopyrite disease in sphalerite. *Econ. Geol.*, v.83, p.978-989, 1988.
- EMMERMANN, R.; DAIEVA, L.; SCHNEIDER, J. Petrologic significance of rare earths distribution in granites. *Contrib. Mineral Petrol.*, n.52, p. 267-283, 1975.
- ENAMI, M.; SUZUKI, K.; LIOU, J.G.; BIRD, D.K. Al-Fe<sup>3+</sup> and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence. *Eur. J. Mineral.*, v.5, p.219-223, 1993.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, v.42, p. 1199-1212, 1978.
- EXLEY, R.A. Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implications for Skye granite pedogenesis and REE mobility in hydrothermal systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.48, p.97-110, 1980.
- FAURE, G. *Principles of isotope geology*. 2.ed. New York: J. Wiley, 1986. 589p. p.200-238.
- FLYNN, R.T.; BURNHAM, C.W. An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melts. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, v.42, p.685-701, 1978.
- FONTEILLES, M. Les mécanismes de la métasomatose. *Bull Mineral.*, n.101, p. 166-194, 1978.
- FÖRSTER, H.-J.; TISCHENDORF, G.; TRUMBULL, R.B. An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos.*, v.40, p.261-293, 1997.
- FOSTER, M.D. *Interpretation of the composition and classification of the chlorites*. Washington: U.S. Depart, of the Interior, 1962. 33p. (Geol. Surv. Prof. Paper, 414-A).
- FOSTER, M.D. *Interpretation of the composition of trioctahedral micas*. Washington: U.S. Depart, of the Interior, 1960. 46p. (Geol. Surv. Prof. Paper, 414-A).
- FRYER, B.J.; JACKSON, S.E.; LONGERICH, H.P. The design, operation and role of the laser-ablation microprobe coupled with an inductively coupled plasma - mass spectrometer (LAM-ICP-MS) in the earth sciences. *Can. Mineral.*, v.33, p.303-312, 1995.
- FUCK, R.A. Aprovada nova escala de tempo para o Pré-Cambriano. *Rev. Bras. de Geoc.*, v.21, n.2, p.182-183, 1991. (Nota Breve).
- GALLAGHER, V. FEELY, M.; HÖGELSBERGER, H.; JENKIN, G.R.T; FALLICK, A.E. Geological, fluid inclusion and stable isotope studies of Mo mineralization, Galway Granite, Ireland. *Mineral. Deposita.*, v.27, n.4, p.314-325, 1992.
- GAMMONS, C.H.; WILLIAMS-JONES, A.E. Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Econ. Geol.*, v.92, p.45-59, 1997.
- GEHORSO, M.S.; SACK, R.O. Fe-Ti oxide thermometry: thermodynamic formulation and estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.108, p.485-510, 1991.
- GIBBS, A.K.; BARRON, C.N. *The geology of the Guiana Shield*. New York: Oxford University, 1993. 246p. (Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 22)
- GIOIA, S.M.C.L. Preparação da metodologia Sm-Nd para a datação de amostras geológicas e sua aplicação em rochas das áreas de Firminópolis, Fazenda Nova e Americano do Brasil. Brasília: UnB, 1997. Dissertação de Mestrado.
- GOLDSTEIN, R.H.; REYNOLDS, T.J. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course 31*. Oklahoma: SEPM, 1994. 198p.
- GOTTFRIED, D. ROWE, J.J.; TILLING, R.T. Distribution of gold in igneous rocks. Washington:

- U.S. Depart, of the Interior, 1972. 42p. (U.S. Geol Surv. Prof. Pap., 727).
- GRANT, James A. The isocon diagram : a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Econ. Geol*, v.81, p.1976-1982, 1986.
- GRAY, A.L. Solid samples introduction by laser ablation for inductively coupled plasma source mass spectrometry. *Analyst*, v.110, p.551-556, 1985.
- GRESENS, R.L. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chem. Geol*, v.2, p.47-55, 1967.
- GUIDOTTI, C.V. Micas in metamorphic rocks. In: BAILEY, S.W., ed. *Micas*. Virginia: MAS, 1984. v.13, p.357-467. (Reviews in mineralogy, 13)
- GUILBERT, J.M.; LOWELL, J. D. Variations in zoning patterns in porphyry ore deposits. *CIM Bulletin*, p.99-109, feb. 1974.
- GUSTAFSON, L.B. Some major factors of porphyry copper genesis. *Econ Geol*, v.73, p.600-607, 1978.
- HALL, D.H.; STERNER, S.M.; BODNAR, R.J. freezing point depression of NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O solutions. *Econ. Geol.*, v.83, p. 197-202, 1988.
- HAMMARSTROM, J.M.; ZEN, E-AN. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral*, v.71, p. 1297-1313, 1986.
- HARRIS, D.C. The mineralogy of gold and its relevance to gold recoveries. *Mineral Deposita*, v.25, p. S3-S7, 1990.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P.; RIES, A.C., ed. *Collision Tectonics*. London: The Geological Society, 1986. p. 67-81. (Geological Society Special Publication, n. 19)
- HARRISON, T.M.; WATSON, E.B. The behavior of apatite during crustal anatexis. Equilibrium and kinetic considerations. *Geochem. Cosmoch. Acta*, v.48, p. 1467-1478, 1984.
- HARRISON, T.N. Chemical variation in micas from the Cairgorm pluton, Scotland. *Mineral. Mag.*, v.54, n.376, p.355-366, 1990.
- HASSANEN, M.A.; HARRAZ, H.Z. Geochemistry and Sr- and Nd-isotopic study on rare-metal-bearing granitic rocks, central Eastern desert, Egypt. *Precambrian Res.*, v.80, p. 1-22, 1996.
- HELGESON, H.C.; GARRELS, R.M. Hydrothermal transport and deposition of gold. *Econ. Geol*, v.63, p.622-635, 1968.
- HELLMAN, P.L.; SMITH, R.E.; HENDERSON, P. The mobility of the rare earth elements: evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol*, v.71, p.23-44, 1979.
- HEMLEY, J.J.; CYGAN, G.L.; FEIN, J.B.; ROBINSON, G.R.; D'ANGELO, W.M.
- Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems. I. Iron-copper-zinc-lead sulfide solubility relations. *Econ. Geol*, v.87, n.1, p. 1-22, 1992.
- HEDENQUIST, J.W.; LOWENSTERN, J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, v.370, p.519-527, 1994.
- HENLEY, R.W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. *Chem.Geol*, v.11, p. 73-87, 1973.
- HENLEY, R. W.; MCNABB, A. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. *Econ. Geol*, v.73, p. 1-20, 1978.
- HEY, M.H. A new review of the chlorites. *Journ. of the Mineral Soc*, v.xxx, p.277-292, 1954.
- FFLIGGINS, J.B.; RIBE, P.H. The crystal chemistry and space groups of natural and synthetic titanites. *Am. Mineral.*, v.61, p.878-888, 1976.
- HOLLISTER, L.S.; GRISSOM, E.K.; PETERS, E.K.; STOWELL, H.H.; SISSON, V.B.

- Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.*, v.72, p.231-239, 1987.
- HOLM, P.E. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chem. Geol.*, v.51, p.303-323, 1985.
- HUMPHRIS, S.E. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: HENDERSON, P., ed. *Developments in geochemistry 2: rare earth element geochemistry*. Amsterdam: Elsevier Science, 1984. 51 Op. p.317-342.
- HUTCHISON, R.W.; BURLINGTON, J.L. Some broad characteristics of greenstone belt gold lodes. In: SYMPOSIUM GOLD '82, 1982, Zimbabwe. *Proceedings*. Rotterdam: A.A. Balkema, 1984. p.339-371 (Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Publ., 1).
- INGER, S. Magmagenesis associated with extension in orogenic belts: examples from the Himalaya and Tibet. *Tectonophysics*, v.238, p.183-197, 1994.
- INNOCENT, C; BRIQUEU, L.; CABANIS, B. Sr-Nd isotope and trace-element geochemistry of late Variscan volcanism in the Pyrenees: magmatism in post-orogenic extension? *Tectonophysics*, v.238, p.161-181, 1994.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Set*, v.8, p.523-548, 1971.
- ISHIHARA, S. The granitoid series and mineralization. *Econ.Geol*, p.458-484, 1981. 75th Anniversary Volume.
- ISSLER, R.S. Esboço geológico-tectônico do Cráton do Guaporé. *Rev. Bras, de Geoc*, v.7, n.3, p. 177-211, 1977.
- ISSLER, R.S.; LIMA, M.I.C de. Amazonic Craton (Brasil) granitogenesis and its relation to geotectonic units. *Rev. Bras, de Geoc*, v.17, n.4, p.426-441, 1987.
- IYER, S.S.; KOEFS, J.; KROUSE, H.R. Sulfur and lead isotope geochemistry of galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil: implications for ore genesis. *Econ. Geol.*, v.87, p.437-443, 1992.
- JACKSON, S.E.; LONGERICH, H.P.; DUNNING, G.R.; FRYER, B.J. The application of laser-ablation microprobe - inductively coupled plasma - mass spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ trace-element determinations in minerals. *Can. Mineral.*, v.30, p. 1049-1064, 1992.
- JARVIS, K.E.; WILLIAMS, J.G. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS): a rapid technique for the direct, quantitative determination of major, trace and rare-earth elements in geological samples. *Chem. Geol*, v. 106, p.251-262, 1993.
- JOHNSON, M.C.; RUTHERFORD, M.J. Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, v.17, p.837-841, 1989.
- KARAKAYA, L; THOMPSON, W.T. The Ag-Te (silver-tellurium) system. *J. Phase Eq.*, v.12, n.1, p.56-63, 1991.
- KEAYS, R.R. Archaean gold deposits and their source rocks: the upper mantle connection. In: SYMPOSIUM GOLD '82, 1982, Zimbabwe. *Proceedings*. Rotterdam: A.A. Balkema, 1984. p. 19-51 (Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Publ., 1).
- KEAYS, R.R.; SCOTT, R.B. Precious metals in ocean-ridge basalts: implications for basalts as source rocks for gold mineralization. *Econ. Geol*, v.71, p.705-720, 1976.
- KOBER, B. Single-zircon evaporation combined with Pb<sup>+</sup> emitter bedding for <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb- age investigations using thermal ion mass spectrometry and implications for zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol*, v.96, p.63-71, 1987.



- KOBER, B. Whole grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigation on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.93, p.482-490, 1986.
- KONINGS, R.J.M.; BOLAND, J.N.; VRIEND, S.P.; JANSEN, J.B.H. Chemistry of biotites and muscovites in the Abas granite, northern Portugal. *Am. Mineral.*, v.73, p.754-765, 1988.
- KORZHINSKII, D. S. Theory of metasomatic zoning. Oxford: Clarendon, 1970. 162p.
- KWONG, Y.T.J.; CROCKET, J.H. Background and anomalous gold in rocks of Archaean greenstone assemblage, Kakagi lake area, northwestern Ontario. *Econ. Geol.*, v.73, p.50-63, 1978.
- KUYUMJIAN, R.M. Mafic dike swarms of the Goiás massif, central Brazil. *Rev. Bras. de Geoc.*, v.28, n.1, p.45-50, 1998.
- LAGACHE, M.; WEISBROD, A. The system two alkali feldspars-KCl-NaCl-H<sub>2</sub>O at moderate to high temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.62, p.77-101, 1977.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; WOOLLEY, A.R. The construction of the total alkali-silica chemical classification of volcanic rocks. *Mineral. Petrol.*, v.46, p. 1-22, 1992.
- LE MAITRE, R.W., ed. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell: Oxford, 1989. 193p.
- LE MAITRE, R.W. A proposal by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Austr. J. Earth Sci.*, v.31, p.243-255, 1984.
- LE ROEX, A.P.; DICK, H.J.B.; REID, A.M.; FREY, F.A.; ERLANK, A.J.; HART, S.R. Petrology and geochemistry of the basalts from the American-Antarctic ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.90, p.367-380, 1985.
- LEAKE, B.E. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineral. Mag.*, v.61, p.295-321, 1997.
- LEAL, J.W.L.; SILVA, G.H.; SANTOS, D.B. dos S. et al.. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil *Folha SC.20 Porto Velho*. Rio de Janeiro, 1978. p.17-184. (Levantamento de Recursos Naturais, 16).
- LUDDEN, J.N.; DAIGNEAULT, R; ROBERT, R; TAYLOR R.P. Trace element mobility in alteration zones associated with Archean Au lode deposits. *Econ. Geol.*, v.79, p.1131-1141, 1984.
- LUDDEN, J.N; FENG, R; GAUTHIER G; STIX, J. Applications of LAM-ICP-MS analysis to minerals. *Can. Mineral.*, v.33, p.419-434, 1995.
- LUDDEN, J.N.; GÉLINAS, L.; TRUDEL, P. Archean metavolcanics from the Royun-Noranda district, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Can. J. Earth Sci.*, v.19, p.2276-2287, 1982.
- LUDDEN, J.N.; THOMPSON, G. Na evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.43, p.85-92, 1979.
- LUGMAIR & MARTI. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 39, p. 349-357, 1975.
- MACAMBIRA, M.J.B; LAFON, J.-M.; DALL'AGNOL, R; COSTI, H.; JORGE JOÃO, X. da S. Geocronologia da granitogênese da Província Amazônia Central Brasileira: uma revisão. *Rev. Bras. de Geoc.*, v. 20, n.1-4, p. 258-266, 1990.
- MACLEAN, W.H.. Rare earth element mobility at constant inter-REE ratios ... *Miner. Deposita*,

- v.23,p.231-238, 1988.
- MANIAR, P.D.; PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol Soc. Am. Bull.*, v.101, p.635-643, 1989.
- MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES, L.S.; SOUSA, M.A. DE; CIVETTA, L.; ATALLA, L.; INNOCENTI, F. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Parana continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *J. Petrol.*, v.26, p.187-209, 1985.
- MASON, R. Felsic magmatism and hydrothermal gold deposits: a tectonic perspective. In: BARTHOLOMEW, M.J.; HYNDMAN, D.W.; MOGK, D.W.; MASON, R., ed. *Basement Tectonics 8: characterization and comparison of ancient and Mesozoic Continental Margins. Proceedings of the 8th International Conference on Basement Tectonics.* Butte, Montana, 1988. Kluwer Academic: The Netherlands, 1992. p. 678-687.
- MAURICE, F.; MENY, L.; TIXIER, R., ed. *Microanalysis and scanning electron microscopy.* France: Les Editions de Physique, 1979. 530p.
- MCCULLOCH, M.T.; CHAPPELL, B.W. Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.58, p.51-64, 1982.
- MCLENNAN, S.M.; TAYLOR, S.R. Rare earth element mobility associated with uranium mineralisation. *Nature*, v.282, p.247-250, no v. 1979.
- MELLUSO, L.; BECCALUVA, P.; BROTZU, A.; GREGNANIN, A.K.; GUPTA, A.K.; MORBIDELLI, L.; TRAVERSA, G. Constraints on the mantle sources of the Deccan Traps from the petrology and geochemistry of the basalts of Gujarat State (Western India). *J. Petrol.*, v.36, n.5, p.1393-1432, 1995.
- MESCHEDÉ, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, v.56, p.207-218, 1986.
- MEYER, C.; HEMLEY, J.J. Wall rock alteration. In: BARNES, H.L., ed *Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* New York: Holt, Rinehart and Winston, 1967. p.166-235.
- MILLER, C.F.; STODDARD, E.F.; BRADFISH, L.J.; DOLLASE, W.A. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Mineral.*, v.19, p.25-34, 1981.
- MIRANDA, J.G. de. A produção de ouro de origem garimpeira em Mato Grosso (1979-1996). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6., 1997, Cuiabá, MT. *Anais...Cuiabá: SBG-Núcleos Centro-Oeste e Brasília*, 1997. 198p. p.146-148.
- MIYASHIRO, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, v.274,p.321-355, 1974.
- MONIER, G.; ROBERT, J.-L. Muscovite solid solutions in the system  $K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ : an experimental study at  $PH_2O$  and comparison with natural Li-free white micas. *Mineral Mag.*, v.50, p.257-266, 1986.
- MONIER, G.; ROBERT, J.-L. Titanium in muscovite from two mica granites: substitutional mechanism and partition with coexisting biotites. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, v.153, p.147-161, 1986a.
- NACHIT, H. *Contribution à l'étude analytique et experimental des biotites des granitoides. Applications typologiques.* Brest: Université de Bretagne Occidentale, 1986. Tese de Doutorado.
- NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochem. Cosmoch. Acta*, v.38, p.757-775, 1974.
- NESBITT, H.W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, v.279, p.206-210, 1979.

- NORMAN, M.D.; LEEMAN, W.P.; MERTZMAN, S.A. Granites and rhyolites from the northwestern U.S.A.: temporal variation in magmatic processes and relations to tectonic setting. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v.83, p.71-81, 1992.
- OAKES, C.S.; BODNAR, R.J.; SIMONSON, J.M. The system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geoch. Cosmoch. Acta*, v.54, p.603-610, 1990.
- OHMOTO, H. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: VALLEY, J.W.; TAYLOR JR., H.P.; O'NEIL, J.R., ed. *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Michigan: MSA, 1986. v.16, p.491-559. (Reviews in Mineralogy, 16)
- OHMOTO, H.; GOLDBERGER, M.B. Sulfur and carbon isotopes. In: BARNES, H.L., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3.ed. New York: J. Wiley, 1997. 972p. p.517-611.
- OHMOTO, H.; RYE, R.O. Isotopes of Sulfur and Carbon. In: BARNES, H.L., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2.ed. New York: J. Wiley, 1979. p.509-567.
- PAES DE BARROS, A J. *Contribuição à geologia e controle das mineralizações auríferas da região de Peixoto de Azevedo*. São Paulo: USP, 1994. 145p. Dissertação de Mestrado.
- PEACOCK, M.A. Classification of igneous rock series. *J. Geol.*, v.39, p.54-67, 1931.
- PEARCE, J.A.; CANN, J.R. tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.19, p.290-300, 1973.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, v.25, p.956-983, 1984.
- PERELLO, J.; CABELLO, J. Porfidos cupríferos ricos en oro; una revision. *Rev. Geol. de Chile*, v.16, n.1, p.73-92, 1989.
- PERKINS, W.T.; PEARCE, N.J.G.; JEFFRIES, T.E. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry: a new technique for the determination of trace and ultra-trace elements in silicates. *Geochem. Cosmoch. Acta*, v.57, p.475-482, 1993.
- PHILLIPS, G.N.; GROVES, D.I. The nature of Archaean gold fields as deduced from gold deposits of western Australia. *J. Geol. Soc. Aust.*, v.30, p.25-39, 1983.
- PICHAVANT, M; HAMMOUDA, T; SCAILLET, B. Control of redox state and Sr isotopic composition of granitic magmas: a critical evaluation of the role of source rocks. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v.88, p.321-329, 1996.
- PICHAVANT, M. RAMBOZ, C; WEISBROD, A. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. I. Phase equilibria analysis - a theoretical and geometrical approach. *Chem. Geol.*, v.37, p. 1-27, 1982.
- PIMENTEL, M.M.; FUCHS, R.A., SILVA, L.J.H.D. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossamedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Rev. Bras. de Geoc.*, v.26, n.2, p.61-70, 1996.
- PLUMB, K.A. New Precambrian time scale. *Episodes*, v.14, n.2, p.139-140, 1991.
- POLI, S.; SCHMIDT, M.W. A comment on "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer". *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.111, p.273-278, 1992.
- POTTER, R.W.H.; CLYNNE, M.A.; BROWN, D.L. Freezing point depression of NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O solutions. *Econ. Geol.*, v.83, p. 197-202, 1988.
- RAMBOZ, C; PICHAVANT, M.; WEISBROD, A. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chem. Geol.*, v.37, p.29-48, 1982.
- RAPELA, C.W.; PANKHURST, R.J. Monzonite suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v.87, p. 193-203, 1996.

- REED, M.H.. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: BARNES, H.L., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3.ed. New York: J. Wiley, 1997. p.303-365.
- REN, S.K.; WALSH, J.L.; PATERSON, R.G.; BOTH, R.A.; ANDREW, A. Magmatic and hydrothermal history of the porphyry-style deposits of the Ardlethan tin field, New South Wales, Australia. *Econ. Geol.*, v.90, p. 1620-1645, 1995.
- ROEDDER, E. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochem. Cosmoch. Acta*, v.56, p.5-20, 1992.
- ROEDDER, E., ed. *Fluid inclusions*. Virginia: MAS, 1984. v. 12, p.317-335. (Reviews in Mineralogy, 12)
- ROEDDER, E.; BODNAR, R.J. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v.8, p.263-301, 1980.
- ROMBERGER, S.B. Geochemistry of gold in hydrothermal deposits. In: Shawe, D.R.; Ashley, R.P., ed. Introduction to geology and resources of gold and geochemistry of gold. *U.S. Geol. Survey Bull.*, v. 1857-A, p.A9-A25, 1988.
- ROSE, A.W.; BURT, D.M. Hydrothermal alteration. In: BARNES, H.L., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2.ed. New York: J. Wiley, 1979. p. 173-235.
- ROSSI, P.; CHEVREMENT, P. Classification des associations magmatiques granitoides. *Géochronique*, n.21, p.14-18, 1987.
- ROUX, J.; BENY, C. Exploitation informatique des données obtenues par spectrométrie Raman. *Bull. Liaison S.F.M.C.*, v.2, p.38,1990. Abstract.
- RYE, R.O.; OHMOTO, H. Sulfur and Carbon isotopes and Ore Genesis: a review. *Econ. Geol.*, v.69, p.826-842, 1974.
- SAAGER, R.; MEYER, M. Gold distribution in Archaean granitoids and supracrustal rocks from southern Africa: a comparison. In: SYMPOSIUM GOLD '82, 1982, Zimbabwe. *Proceedings*. Rotterdam: A.A. Balkema, 1984. p.53-70 (Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Publ., 1).
- SALLET, R. Etude pétrologique et métallogénique d'un secteur du District à fluorine de Santa Catarina - Brésil. Paris: Universidade Paris VI, 1988. 233p. Tese de Doutorado.
- SANTOS, J.O.S. A parte setentrional do cráton Amazônico (escudo das Guianas) e a bacia Amazônica. In: SCHOBENHAUS, C, coord. *Geologia do Brasil*. Brasília: DNPM, 1984. p.58-91.
- SANTOS, J.O.S. Granitos proterozóicos da Plataforma Amazônica, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 2., 1982, Argentina. *Actas...* Buenos Aires, 1982. p.97-112.
- SANTOS, J.O.S.; LOGUÉRCIO, S.O.C. A parte meridional do cráton Amazônico (escudo Brasil-Central) e as bacias do Alto-Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: SCHOBENHAUS, C, coord. *Geologia do Brasil*. Brasília: DNPM, 1984. p. 93-127.
- SARKAR, S.C; KABIRAJ, S.; BHATTACHARYA, S.; PAL, A.B. Nature, origin and evolution of the granitoid-hosted early Proterozoic copper-molybdenum mineralization at Malanjkhanda, Central India. *Mineral. Deposita*, v.31, p.419-431, 1996.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M. L. da; ANGÉLICA, R. S., coord. *Contribuições a geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG, 1997. p.91-129.
- SCHALLER, W.T. Adjectival ending of chemical elements used as modifiers to mineral names. *Am. Mineral.*, v.15, p.566-574, 1930.

- SCHMIDT, M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol*, v.110, p.304-310, 1992.
- SCHOBENHAUS, C; CAMPOS, D. de A. A evolução da plataforma sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C, coord. *Geologia do Brasil*. Brasília: DNPM, 1984. p.9-53.
- SCHREYER, W.; FRANSOLET, A-M.; ABRAHAM, K. A miscibility gap in trioctahedral Mn-Mg-Fe chlorites: evidence from the Lienne Valley manganese deposit, Ardennes, Belgium. *Contrib. Mineral. Petrol*, v.94, p.333-342, 1986.
- SEWARD, T.M. Thio complexes of gold in hydrothermal ore solutions. *Geoch. Cosmochim. Acta*, v.37, p.379-399, 1973.
- SEWARD, T.M. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: SYMPOSIUM GOLD '82, 1982, Zimbabwe. *Proceedings*. Rotterdam: A.A. Balkema, 1984. p. 165-181. (Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Publ.,1).
- SEWARD, T.M. The hydrothermal geochemistry of gold. In: FOSTER, R.P., ed. *Gold metallogeny and exploration*. London: Blackie, 1991. p.37-62.
- SHEPHERD, T.J.; RANKING, A.H.; ALDERTON, D.H.M. *A practical guide to fluid inclusion studies*. New York: Blackie, 1985. 238p.
- SILLITOE, R.H. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Austr. J. Earth Sci.*, v.44, p.373-388, 1997.
- SILLITOE, R.H. Granites and metal deposits. *Episodes*, v. 19, n.4, p. 126-133, 1996.
- SILLITOE, R.H. Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. *Mineral Deposita*, v.14, p.161-174, 1979.
- SILLITOE, R.H. Intrusion-related gold deposits. In: FOSTER, R.P., ed. *Metallogeny and exploration of gold*. London: Blackie, 1991. p. 164-209.
- SILLITOE, R.H. Gold-rich porphyry copper deposits: geological model and exploration implications. In: KIRKHAM, R.V.; SINCLAIR, W.D.; THORPE, R.I.; DUKE, J.M., ed. *Mineral Deposit Modeling*. Canadá: Geol. Association, 1993. p.465-478. (Geol. Association of Canada, Special Paper, 40)
- SILVA, G.H.; LEAL, J.W.L.; MONTALVÃO, R.M.G. de et al.. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil *Folha SC.21 Juruena*. Rio de Janeiro, 1980. p.21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, v.20)
- SILVA, G.H.; LEAL, J.W.L.; SALUM, O.A.L; DALL'AGNOL, R.; BASEI, M.A.S. Esboço geológico de parte da folha SC.21 Juruena. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 28., 1974, Porto Alegre, RS. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1974a. v.4, p.309-320.
- SILVA, G.G da; LIMA, M.I.C. de; ANDRADE, A.R.F de; GUIMARAES, G.; ISSLER, R.S. Geologia das folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre, RS. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1974b. v.4, p.137-141.
- SILVA, G.G. da; LIMA, M.I.C. de; ANDRADE, A.R.F de; ISSLER, R.S; GUIMARAES, G. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil *Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins*. Rio de Janeiro, 1974c. p.II -I143 (Levantamento de Recursos Naturais, v.4).
- SINCLAIR, W.D. Gold deposits of the Matachewan area, Ontario. *The Canadian Institute of*

- Mining and Metallurgy*, v.24, p.83-93, 1982. Special Volume.
- SIQUEIRA, L.P. (coord.). *Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais*. Folha SC.21-Z-B Vila Guarita. Goiânia.CPRM/DNPM, 1986. (carta metalogenética)
- SOUZA, A.M.M.; FARIA, C.A.S; LANDIM, J.P.P.; IEAL, J.W.L. *Projeto São Manuel: Relatório de progresso*. Belém: DNPM-CPRM, 1979, 46p.
- SPEAR, J.A. Micas in igneous rocks. In: BAILEY, S.W., ed. *Micas*. Virginia: MAS, 1984. v.13, p.299-356. (Reviews in Mineralogy, 13)
- STEFANINI, B.; WILLIAMS-JONES, A.E. Hydrothermal evolution in the Calabona Porphyry Copper System (Sardinia, Italy): The path to a uneconomic deposit. *Econ. Geol.*, v.91, p.774-791, 1996.
- STEMPROK, M. Greisenization (a review). *Geol Rdsch.*, v.76, n.1, p.169-175, 1987.
- STERNER, S.M.; HALL, D.L.; BODNAR, R.J. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O system under vapor-saturated conditions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, v.52, p.989-1005, 1988.
- STORMER, J.C. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *Am. Mineral*, v.68, p.586-94, 1983.
- STIX, J.; GAUTHIER G.; LUDDEN, J.N. A critical look at quantitative laser-ablation ICP-MS analysis of natural and synthetic glasses. *Can. Mineral*, v.33, p.435-444, 1995.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, v.12, p.1-33, 1976.
- SUN, S.-S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications of mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D.; NORRY, M.J., ed. *Magmatism in the Ocean Basins*. London: Geol. Soc, 1989. p.313-345. (Geol. Soc. Spec. Publ.)
- TASSINARI, C.C.G. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico: revisão dos dados isotópicos*. São Paulo: USP, 1996. 139p. Tese de Livre-Docência.
- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; VAN SCHMUS, W.R.; BETTENCOURT, J.S.; TAYLOR, P.N. Geochronological systematics on Basement Rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian craton) and tectonic implications. *Intern. Geol. Rev.*, v.38, n.2, p.161-175, 1996.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Res.*, v.42, p.213-227, 1989.
- THIÉBLEMONT, D.; CABANIS, B. Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. géol. France*, v. 8, t.VI. n.1, p.23-35, 1990.
- THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L.; PARRY, S.J. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. London*, v.A310, p.549-590, 1984.
- TILLING, R.I.; GOTTFRIED, D.; ROWE, J.J. Gold abundance in igneous rocks: bearing on gold mineralization. *Econ. Geol.*, v.68, p.168-186, 1973.
- TITLEY, S.R. Characteristics of porphyry copper occurrence in the American Southwest. In: KIRKHAM, R.V.; SINCLAIR, W.D.; THORPE, R.I.; DUKE, J.M., ed. *Mineral Deposit Modeling*. Canadá: Geol. Association, 1993. p.433-464. (Geol. Association of Canada, Special Paper, 40)
- TITLEY, S.R.; BEANE, R.E. Porphyry copper deposits. Part I. geologic settings, petrology, and tectonogenesis. *Econ. Geol.*, p.214-235, 1981. 75th Anniversary Volume.

- TRUDU, A.G.; BLOOM, M.S. A genetic model for the origin of hypogene gold in porphyry copper systems: the Tirad porphyry copper-gold Deposit (Guinaoang, NW Luzon, Philippines). *Bicentennial Gold'88*, Melbourne, 1988. p.211-216.
- VAUGHAN, D.J.; CRAIG, J.R. Sulfide ore mineral stabilities, morphologies, and intergrowth textures. In: BARNES, H.L., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3.ed. New York: J. Wiley, 1997. p.367-434.
- VILA, T.; SILLITOE, R.H.; BETZOLD, J.; VITERI, A.E. The porphyry gold deposit at Marte, Northern Chile. *Econ. Geol.*, v.86, p.1271-1286, 1991.
- VILJOEN, R.P.; SAAGER, R.; VILJOEN, M.J. Some thoughts on the origin and processes responsible for the concentration of gold in the Precambrian of Southern Africa. *Mineral. Deposita*, v.5, p.164-180, 1970.
- VISSERS, R.L.M. Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, v.11, p.1369-1384, 1992.
- VON BLANCKENBURG, R.; FRÜH-GREEN, G.; DIETHELM, K.; STILLE, P. Nd-, Sr-, O-isotopic and chemical evidence for a two-stage contamination history of mantle magma in the Central-Alpine bergell intrusion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.110, p.33-45, 1992.
- WALSHE, J.L. A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems. *Econ. Geol.*, v.81, p.681-703, 1986.
- WEIHED, P.; FALLICK, A.E. A stable isotope study of Paleoproterozoic Tallberg porphyry-type deposit, northern Sweden. *Mineral. Deposita*, v.29, n.2, p. 128-138, 1994.
- WEISBROD, A. Fluid inclusions in shallow intrusives. In; HOLLISTER, L.S.; CRAWFORD, M.L., ed. *Fluid inclusions: applications to petrology*. Calgary: Miner. Assoc. of Canada, v.6, p.241-277, 1981. (*Short Course Handbook*)
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.95, p.407-419, 1987.
- WONES, D.R. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *Am. Mineral.*, v.74, p.744-749, 1989.
- WOOD, D.A.; JORON, J-L; TREUIL, M. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.45, p.326-336, 1979.
- WRIGHT, J.B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, v.106, n.4, p.370-384, 1969.
- WYBORN, L.A.I.; WYBORN, D.; WARREN, R.G.; DRUMMOND, B.J. Proterozoic granite types in Australia: implications for lower crust composition, structure and evolution. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v.83, p.201-209, 1992.
- ZEN, E-AN Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogical and petrographic constraints. *J. Petrol.*, v.21, p. 1095-1117, 1986.
- ZHANG, Y-G.; FRANTZ, J.D. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geol.*, v.64, p.335-350, 1987.
- ZVEZDOV, VADIM S.; MIGACHEV, IGOR F.; GIRFANOV, MIKHAIL M. Porphyry copper deposits of the CIS models of their formation. *Ore Geol. Rev.*, v.7, p.511-549, 1993.

## **ANEXO 1**

# **MAPA GEOLÓGICO DO DEPOSITO SERMUNHA**



## **ANEXO 2**

# **ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA**

	Granito Matupá										
	SEL4.6 <sup>(1)</sup>	SEL4.8 <sup>(1)</sup>	SEIIA <sup>(2)</sup>	SEIIC1 <sup>(1)</sup>	SEIIC2 <sup>(1)</sup>	SEIID <sup>(1,3)</sup>	SEIIIA <sup>(2)</sup>	SEIVC <sup>(1)</sup>	SEVIJI <sup>(1)</sup>	SEVIIC2 <sup>(1)</sup>	SEPEI <sup>(2)</sup>
SiO <sub>2</sub>	73,58	69,77	75,09	69,30	64,40	73,07	71,00	73,66	74,61	72,43	74,09
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,46	0,17	0,30	0,62	0,20	0,36	0,18	0,35	0,23	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	13,96	13,85	14,27	14,77	14,31	14,36	13,17	12,74	14,24	13,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,87	0,91	0,63	1,16	5,98	0,90	1,30	0,99	0,32	0,20	0,33
FeO	0,61	1,85	0,96	1,41	n.a.	0,68	1,39	0,67	1,66	1,81	1,61
MnO	0,03	0,08	0,03	0,04	0,10	0,03	0,06	0,03	0,07	0,05	0,03
MgO	0,60	1,15	0,40	0,90	1,60	0,48	0,89	0,49	0,47	0,32	0,57
CaO	1,28	1,95	1,12	2,02	2,50	1,63	2,08	0,78	1,12	1,26	1,55
Na <sub>2</sub> O	3,15	3,16	3,07	3,08	3,36	3,41	3,62	3,16	2,97	3,26	2,73
K <sub>2</sub> O	4,92	5,02	4,13	4,58	4,24	5,15	4,16	5,30	4,01	4,39	4,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,15	0,06	0,12	0,21	0,08	0,13	0,05	0,11	0,08	0,10
PF	0,69	1,33	0,53	1,63	1,27	0,63	0,77	1,62	0,72	0,82	0,53
<b>TOTAL</b>	100,18	99,79	100,04	98,81	99,05	100,57	100,12	100,10	99,15	99,09	99,41
<i>ppm</i>											
F	500	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	450	735	n.a.	n.a.	n.a.	629
Cl	31	30	22	109	n.a.	56	78	66	43	n.a.	64
Be	3	2	3	2	n.a.	3	3	2	4	3	3
Cr	5	18	17	15	53	22	n.a.	35	13	9	19
Ni	<5	<5	<1	<5	35	<1	n.a.	<5	14	12	<5
V	15	40	23	50	67	37	28	19	25	17	34
Cu	5	9	3	9	57	9	4	1	9	11	8
Zn	36	46	30	30	101	36	53	19	41	46	39
As	1	1	1	1	n.a.	1	1	1	1	n.a.	1
Ag	1	1	1	1	n.a.	1	1	1	n.a.	n.a.	1
Se	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<1	<1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<1	<1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Te	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<1	<1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Au <sup>(4)</sup>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,003	<0,001	n.a.	n.a.	n.a.	0,003
Pd <sup>(4)</sup>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,001	<0,001	n.a.	n.a.	n.a.	<0,001
Pt <sup>(4)</sup>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,005	<0,005	n.a.	n.a.	n.a.	<0,005
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	n.a.	<10
Mo	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	n.a.	<5
So	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	n.a.	<5
W	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	n.a.	<15
Rb	258	202	196	205	225	248	176	233	264	246	184
Cs	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5	n.a.	n.a.	7	n.a.	n.a.
Ba	628	918	501	855	1018	889	718	602	478	938	813
Sr	176	222	139	270	299	263	184	173	175	205	171
Ga	10	16	n.a.	n.a.	23	11	11	10	11	14	10
Ta	n.a.	n.a.	1,4	n.a.	n.a.	1,4	1,2	n.a.	n.a.	n.a.	1,3
Nb	18	15	6	18	30	17	12	18	24	14	16
Hf	n.a.	n.a.	3,6	n.a.	n.a.	4,1	5,3	n.a.	n.a.	n.a.	4,4
Zr	161	199	138	195	278	189	148	190	231	178	135
Y	26	18	29	16	44	21	39	19	101	34	23
Th	26	24	29	29	45	20	21	39	41	34	24
U	n.a.	n.a.	5	n.a.	n.a.	n.a.	7	n.a.	n.a.	n.a.	4
La	61,96	40,78	48,90	43,87	86,49	44,20	103,80	50,77	93,81	50,35	35,70
Ce	128,10	89,08	93,70	106,00	203,60	97,16	161,80	122,10	179,00	110,40	79,80
Pr	n.a.	n.a.	10,30	n.a.	n.a.	n.a.	17,20	n.a.	n.a.	n.a.	8,90
Nd	52,61	28,08	36,20	43,40	78,67	39,34	61,10	51,45	71,16	41,38	31,60
Sm	7,68	4,77	7,30	6,31	11,97	5,75	9,50	8,02	14,80	5,68	5,60
Eu	0,77	0,57	0,90	0,86	1,28	0,85	1,20	0,83	1,29	0,72	0,60
Gd	4,13	1,92	6,00	3,39	6,83	3,22	8,00	5,03	9,57	3,30	5,20
Tb	n.a.	n.a.	0,90	n.a.	n.a.	n.a.	1,10	n.a.	n.a.	n.a.	0,70
Dy	3,27	1,47	5,60	2,60	5,31	2,61	6,30	3,98	8,42	2,56	3,70
Ho	0,51	0,26	1,00	0,46	1,00	0,49	1,30	0,78	1,62	0,50	0,60
Er	1,07	0,51	3,00	1,00	2,41	1,13	3,50	1,99	4,06	1,31	1,80
Tm	n.a.	n.a.	0,50	n.a.	n.a.	n.a.	0,50	n.a.	n.a.	n.a.	0,20
Yb	0,75	0,32	2,90	0,72	1,65	0,94	3,10	1,78	2,72	0,99	1,50
Lu	0,08	0,06	0,50	0,08	0,22	0,12	0,50	0,20	0,30	0,14	0,20

Obs.:

a) "n.a." elemento não analisado;

b) (1) análises de Th, Rb, Ba, Sr, Nb, Y, Cs, Zr e U por fluorescência de raios-x, ETR por ICP-EAS, na GEOSOL; demais elementos dosados no LAGEQ/UnB;

c) (2) análises de Th, Rb, Ba, Sr, Nb, Cs, U e ETR por ICP-MS, no BRGM; Y, Zr e demais elementos dosados no LAGEQ/UnB;

d) (3) análises de Th, Rb, Ba, Sr, Nb, Y, Cs, Zr e U por fluorescência de raios-x, na GEOSOL; ETR, Ta e Hf dosados por ICP-MS no BRGM; demais elementos, no LAGEQ/UnB;

e) (4) abertura por fire assay e análise por absorção atômica no laboratório NOMUS, custeada pela Mineração Jenipapo; 0 As demais análises foram realizadas no LAGEQ/UnB.

g) Quando FeO = n.a., todo ferro encontra-se como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

	Granito Matupá			Granito Matupá e seus fácies hidrotermalizadas							
	SEPE4 <sup>(1)</sup>	SEPXI2 <sup>(1)</sup>	SEVVA <sup>(2)</sup>	SEL.49 <sup>(1)</sup>	SEL.1.1 <sup>(2)</sup>	SEL.1.2 <sup>(2)</sup>	SEL.1.4A <sup>(1)</sup>	SEL.1.4B <sup>(1)</sup>	SEL.1.4C <sup>(1)</sup>	SEL.1.5 <sup>(1)</sup>	SE I.3
SiO <sub>2</sub>	70,90	69,40	67,35	65,91	72,10	63,50	59,60	71,00	67,18	71,50	n.a.
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,42	0,57	0,43	0,38	0,36	0,36	0,46	0,42	0,32	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,92	14,30	15,47	13,72	14,01	15,60	17,06	15,64	14,74	13,08	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	1,80	1,21	5,21	0,95	5,24	4,30	2,09	3,17	0,16	n.a.
FeO	2,70	1,23	2,19	n.a.	1,27	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,95	n.a.
MnO	0,06	0,11	0,07	0,10	0,09	0,30	0,65	0,19	0,38	0,17	n.a.
MgO	1,20	1,00	1,54	0,98	1,05	1,25	1,29	0,34	0,76	0,82	n.a.
CaO	2,15	1,44	2,89	1,54	1,90	1,31	2,95	0,77	1,66	1,38	n.a.
Na <sub>2</sub> O	3,11	3,50	3,65	5,28	2,43	3,27	0,87	0,87	4,59	4,05	n.a.
K <sub>2</sub> O	3,84	4,76	4,09	4,67	4,67	5,69	8,49	5,34	4,60	5,16	n.a.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	0,15	0,17	0,16	0,14	0,11	0,11	0,13	0,14	0,11	n.a.
PF	1,03	1,65	0,98	0,74	2,45	3,45	3,27	1,69	2,67	1,46	n.a.
TOTAL	100,38	99,76	100,18	98,74	101,44	100,08	98,95	98,52	100,31	100,16	n.a.
<i>ppm</i>											
F	n.a.	n.a.	1000	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cl	45	77	50	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<20
Be	3	3	3	n.a.	3	2	3	2	2	3	n.a.
Cr	30	18	25	24	32	52	31	31	13	50	n.a.
Ni	30	<5	13	35	5	4	3	<5	<5	<5	n.a.
V	49	39	55	34	43	38	35	28	36	41	n.a.
Cu	21	34	18	22	12	3	10	2	13	13	n.a.
Zn	34	51	56	44	40	25	15	10	16	25	n.a.
As	1	1	1	n.a.	1	5	n.a.	n.a.	n.a.	1	15
Ag	1	1	1	n.a.	1	1	n.a.	n.a.	n.a.	1	5
Se	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<1
Sb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<1
Te	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<1
Au <sup>(4)</sup>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,001	1,905	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	12,33
Pd <sup>(4)</sup>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,001	<0,001	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,001
Pt <sup>(4)</sup>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,005	<0,005	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0,005
Bi	<10	<10	<10	n.a.	<10	<10	n.a.	n.a.	n.a.	<10	<10
Mo	<5	<5	<5	n.a.	<5	<5	n.a.	n.a.	n.a.	<5	<5
Sn	<5	<5	<5	n.a.	<5	<5	n.a.	n.a.	n.a.	<5	<5
w	<15	<15	<15	n.a.	<15	<15	n.a.	n.a.	n.a.	<15	n.a.
Rb	184	180	148	117	145	213	395	159	160	252	n.a.
Cs	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5	n.a.
Ba	870	908	1302	1073	882	811	792	998	915	658	n.a.
Sr	290	235	277	262	238	135	88	154	176	190	n.a.
Ga	n.a.	10	10	n.a.	n.a.	n.a.	22	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta	n.a.	n.a.	2,1	n.a.	1,0	1,0	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nb	19	18	20	11	11	13	14	18	19	17	n.a.
Hf	n.a.	n.a.	5,4	n.a.	4,8	4,4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zr	279	249	225	181	133	143	165	173	223	230	n.a.
Y	26	57	36	15	18	11	32	23	28	19	n.a.
Th	27	16	13	15	19	14	32	18	n.a.	21	n.a.
U	n.a.	n.a.	4	11	2	5	n.a.	n.a.	7	n.a.	n.a.
La	n.a.	80,15	47,30	45,65	42,80	45,50	56,06	46,13	49,33	n.a.	n.a.
Ce	n.a.	131,10	104,90	98,79	90,70	97,70	124,30	103,50	108,90	n.a.	n.a.
Pr	n.a.	n.a.	11,90	n.a.	9,90	10,30	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	n.a.	82,45	42,20	35,57	32,40	35,50	45,48	35,34	38,06	n.a.	n.a.
Sm	n.a.	14,40	7,10	5,32	5,40	5,90	7,40	5,79	5,81	n.a.	n.a.
Eu	n.a.	1,66	0,90	0,70	0,60	0,60	0,83	0,65	0,73	n.a.	n.a.
Gd	n.a.	9,67	6,90	3,04	5,00	5,00	3,80	2,61	2,90	n.a.	n.a.
Tb	n.a.	n.a.	0,90	n.a.	0,60	0,70	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Dy	n.a.	7,57	4,90	1,99	3,30	3,50	2,01	1,45	1,86	n.a.	n.a.
Ho	n.a.	1,45	0,80	0,36	0,50	0,60	0,38	0,25	0,34	n.a.	n.a.
Er	n.a.	3,57	2,50	0,76	1,40	1,80	0,87	0,66	0,79	n.a.	n.a.
Tm	n.a.	n.a.	0,30	n.a.	0,20	0,30	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	n.a.	2,20	2,10	0,59	1,10	1,60	0,68	0,48	0,61	n.a.	n.a.
Lu	n.a.	0,26	0,30	0,09	0,20	0,20	0,10	0,07	0,10	n.a.	n.a.

Obs.:

- "n.a." elemento não analisado;
- (1) análises de Th, Rb, Ba, Sr, Nb, Y, Cs, Zr, U e ETR (quando presentes) por fluorescência de raios-x, na GEOSOL; demais elementos dosados no LAGEQ/UnB;
- (2) análises de Th, Rb, Ba, Sr, Nb, Cs, Ue ETR por ICP-MS, no BRGM; Y, Zr e demais elementos dosados no LAGEQ/UnB;
- (3) análises de Th, Rb, Ba, Hf, Ta, Sr, Nb, Y, Cs, Zr e U por fluorescência de raios-x, na GEOSOL; ETR, Th e Hf dosados por ICP-MS no BRGM; demais elementos, no LAGEQ/UnB;
- (4) abertura por fire assay e análise por absorção atômica no laboratório NOMUS, custeada pela Mineração Jenipapo;
- f) As demais análises foram realizadas no LAGEQ/UnB.
- g) Quando FeO = n.a. todo ferro encontra-se como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

<b>Granito Matupá e seus fácies hidrotermalizadas</b>											
	SEL4.3.1 <sup>(2)</sup>	SEL4.3.2 <sup>(2)</sup>	SEL4.3.3.A	SEL4.3.3.B	SEL4.3.4 <sup>(1)</sup>	SEL4.3.5 <sup>(2)</sup>	SEIL1.1 <sup>(2)</sup>	SEIL1.2 <sup>(2)</sup>	SEIL1.3 <sup>(2)</sup>	SEIL1.4 <sup>(2)</sup>	SEIL4.1 <sup>(1)</sup>
SiO <sub>2</sub>	55,50	61,70	68,90	67,50	64,60	62,59	74,39	75,57	73,40	69,58	67,50
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,46	0,39	0,39	0,44	0,47	0,16	0,19	0,17	0,19	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,93	15,67	14,11	13,83	15,90	17,02	14,03	12,53	14,29	14,22	15,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,22	2,66	2,37	2,78	1,83	2,33	0,47	1,04	1,80	1,42	3,69
FeO	11,55	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,80	0,60	0,85	4,09	n.a.
MnO	0,01	0,65	0,27	0,32	0,12	0,50	0,05	0,06	0,12	0,67	n.a.
MgO	0,17	1,12	0,66	0,88	1,14	1,88	0,30	0,36	0,61	1,07	0,17
CaO	0,05	3,56	1,24	1,74	1,48	1,33	0,88	0,93	0,03	0,26	0,06
Na <sub>2</sub> O	4,23	3,89	2,53	1,09	4,85	3,08	3,34	3,05	0,40	0,36	4,57
K <sub>2</sub> O	4,11	5,45	5,84	7,39	5,02	8,14	5,19	5,14	6,42	5,17	4,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,15	0,17	0,15	0,18	0,18	0,04	0,05	0,03	0,05	0,03
PF	8,17	3,45	2,45	2,81	3,45	2,11	0,56	0,70	2,50	2,99	2,97
<b>TOTAL</b>	<b>98,31</b>	<b>98,76</b>	<b>98,93</b>	<b>98,88</b>	<b>99,01</b>	<b>99,63</b>	<b>100,21</b>	<b>100,22</b>	<b>100,62</b>	<b>100,07</b>	<b>99,63</b>
<i>ppm</i>											
F	230	n.a.	n.a.	n.a.	300	n.a.	n.a.	270	n.a.	364	n.a.
Cl	n.a.	24	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	102	65	n.a.	20	45
Be	1	2	3	3	n.a.	2	3	3	4	3	1
Cr	32	25	14	14	1	18	7	7	7	12	3
Ni	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<1	<1	<1	<1	<1
V	29	47	45	48	12	73	18	20	28	27	15
Cu	7	12	77	100	4	18	4	31	100	65	2
Zn	7	12	28	28	n.a.	18	19	34	41	3069	13
As	9	1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1	1	1	1	1
Ag	10	2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1	1	1	1	3
Se	<1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<1	n.a.	<1	n.a.
Sb	<1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<1	n.a.	<1	n.a.
Te	3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<1	n.a.	<1	n.a.
Au <sup>(4)</sup>	18,645	n.a.	n.a.	n.a.	0,978	n.a.	n.a.	0,002	n.a.	0,08	n.a.
Pd <sup>(4)</sup>	<0,001	n.a.	n.a.	n.a.	<0,001	n.a.	n.a.	0,001	n.a.	<0,001	n.a.
Pt <sup>(4)</sup>	<0,005	n.a.	n.a.	n.a.	<0,005	n.a.	n.a.	<0,005	n.a.	<0,005	n.a.
Bi	<10	<10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<10	<10	<10	<10	<10
Mo	<5	<5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<5	<5	<5	<5	<5
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
w	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Rb	115	167	n.a.	n.a.	179	228	184	191	301	308	178
Cs	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	489	812	891	969	757	932	1005	712	768	358	652
Sr	177	178	140	108	239	114	151	139	45	23	107
Ga	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta	1,6	1,3	n.a.	n.a.	n.a.	1,6	1,2	1,4	1,1	1,7	n.a.
Nb	18	18	n.a.	n.a.	19	20	9	12	10	12	20
Hf	5,1	5,2	n.a.	n.a.	n.a.	6,5	3,1	4,6	3,3	4,7	n.a.
Zr	128	143	125	120	250	170	124	149	147	141	146
Y	5	14	11	13	19	14	20	17	11	13	11
Th	4	25	n.a.	n.a.	28	25	18	25	18	31	19
U	2	1	n.a.	n.a.	n.a.	5	3	n.a.	3	3	n.a.
La	32,10	48,70	n.a.	n.a.	54,90	41,50	33,20	50,70	26,70	79,10	n.a.
Ce	70,90	106,60	n.a.	n.a.	125,70	90,90	64,60	98,60	55,70	138,90	n.a.
Pr	7,70	11,60	n.a.	n.a.	n.a.	10,00	6,70	10,50	5,80	13,50	n.a.
Nd	27,00	40,80	n.a.	n.a.	62,92	35,80	23,30	36,90	19,20	47,10	n.a.
Sm	4,80	6,90	n.a.	n.a.	9,69	6,30	4,20	7,10	2,80	8,20	n.a.
Eu	0,40	0,90	n.a.	n.a.	1,10	0,80	0,40	0,90	0,20	1,00	n.a.
Gd	4,60	6,80	n.a.	n.a.	4,62	5,90	3,60	5,20	2,50	5,50	n.a.
Tb	0,60	0,90	n.a.	n.a.	n.a.	0,80	0,50	0,70	0,40	0,70	n.a.
Dy	3,40	4,70	n.a.	n.a.	3,05	4,20	2,60	4,00	1,80	3,30	n.a.
Ho	0,50	0,80	n.a.	n.a.	0,54	0,80	0,50	0,70	0,30	0,60	n.a.
Er	1,70	2,20	n.a.	n.a.	1,06	2,20	1,30	2,00	1,00	1,80	n.a.
Tm	0,20	0,30	n.a.	n.a.	n.a.	0,30	0,20	0,40	0,10	0,30	n.a.
Yb	1,50	2,00	n.a.	n.a.	0,59	2,00	1,30	2,00	1,00	1,80	n.a.
Lu	0,20	0,30	n.a.	n.a.	0,08	0,30	0,20	0,30	0,20	0,30	n.a.

Obs.:

a) "na." elemento não analisado;

b) (1) análises de Th, Rb, Ba, Sr, Nb, Y, Cs, Zr, U e ETR (quando presentes) por fluorescência de raios-x, na GEOSOL; demais elementos dosados no LAGEQ/UnB;

c) (2) análises de Th, Rb, Ba, Sr, Nb, Cs, U e ETR por ICP-MS, no BRGM; Y, Zr e demais elementos dosados no LAGEQ/UnB;

d) (3) análises de Th, Rb, Ba, Hf, Ta, Sr, Nb, Y, Cs, Zr e U por fluorescência de raios-x, na GEOSOL; ETR, Th e Hf dosados por ICP-MS no BRGM; demais elementos, no LAGEQ/UnB;

e) (4) abertura por fire assay e análise por absorção atômica no laboratório NOMUS, custeada pela Mineração Jenipapo;

f) As demais análises foram realizadas no LAGEQ/UnB.

g) Quando FeO = na., todo ferro encontra-se como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

	Granito Matupá e seus fácies hidrotermalizados										Riolito
	SEIL9.2(1)	SEIL9.4	SEIL14.3 <sup>(2)</sup>	SEIL6.1 <sup>(1)</sup>	SEIL6.2 <sup>(1)</sup>	SEIV.1.1 <sup>(1)</sup>	SEIV.4.1(1)	SEIV.4.2 <sup>(1)</sup>	SEIVG <sup>(2)</sup>	SEVIA	SEI1.4 <sup>(1)</sup>
SiO <sub>2</sub>	68,38	66,90	60,20	68,22	72,10	70,46	73,50	60,71	65,50	71,50	76,80
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,41	0,16	0,56	0,14	0,32	0,22	0,20	0,31	0,26	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,49	16,05	14,67	15,00	14,17	16,61	15,06	13,37	18,16	14,52	12,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,31	2,62	2,09	1,62	2,06	1,29	1,07	0,05	2,18	0,30	1,58
FeO	1,18	n.a.	8,05	1,89	n.a.	1,47	0,20	10,96	0,07	1,49	0,11
MnO	0,09	0,10	0,01	0,09	0,21	0,04	0,15	0,18	0,04	0,12	0,00
MgO	1,94	0,76	0,65	1,35	0,64	1,19	0,58	0,40	0,62	0,56	0,39
CaO	0,06	0,55	n.a.	2,07	1,12	0,41	0,01	0,02	0,61	0,72	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,37	0,54	0,48	3,03	0,56	0,53	0,47	0,50	10,32	1,37	2,73
K <sub>2</sub> O	7,45	9,27	7,25	4,49	5,98	6,24	7,52	8,11	0,46	7,59	4,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,11	0,03	0,21	0,05	0,07	0,05	0,03	0,37	n.a.	0,01
PF	3,07	2,30	6,44	1,77	2,59	1,72	1,49	5,33	1,70	1,11	1,51
TOTAL	100,71	99,61	100,03	100,30	99,62	100,35	100,32	99,86	100,34	99,54	99,98
<b>ppm</b>											
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	320	n.a.	n.a.
Cl	29	27	n.a.	68	28	45	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Be	6	3	3	3	3	4	3	3	4	2	3
Cr	16	15	4	30	4	13	4	4	3	9	15
Ni	<1	5	<5	5	<1	5	<5	<5	<1	4	<5
V	96	n.a.	n.a.	47	7	24	26	32	27	13	4
Cu	39	865	3	16	68	5	15	10	4	17	n.a.1
Zn	82	53	24	67	40	19	14	12	41	23	15
As	1	1	3	1	3	1	1	4	1	n.a.	n.a.
Ag	1	1	13	1	1	1	1	3	1	n.a.	n.a.
Se	n.a.	<1	<1	n.a.	<1	<1	<1	<1	n.a.	n.a.	n.a.
Sb	n.a.	<1	<1	n.a.	<1	<1	<1	<1	n.a.	n.a.	n.a.
Te	n.a.	<1	<1	n.a.	<1	<1	<1	<1	n.a.	n.a.	n.a.
Au <sup>(4)</sup>	n.a.	n.a.	69,84	n.a.	0,93	0,034	0,13	3,132	n.a.	n.a.	n.a.
Pd <sup>(4)</sup>	n.a.	n.a.	0,001	n.a.	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	n.a.	n.a.	n.a.
Pt <sup>(4)</sup>	n.a.	n.a.	<0,005	n.a.	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	n.a.	n.a.	n.a.
Bi	<10	<10	18	<10	<10	<10	<10	<10	<10	n.a.	n.a.
Mo	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	n.a.	n.a.
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	n.a.	n.a.
w	<15	<15	<15	<15	15	19	29	<15	16	n.a.	n.a.
Rb	529	n.a.	n.a.	159	359	476	486	355	17	n.a.	342
Cs	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	1285	865	326	1161	390	623	725	716	193	810	279
Sr	29	53	37	303	46	56	78	65	134	83	6
Ga	n.a.	n.a.	n.a.	10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	15	n.a.	n.a.
Ta	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,0	n.a.	n.a.
Nb	16	13	9	19	16	18	25	20	14	15	18
Hf	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	7,0	n.a.	n.a.
Zr	254	216	208	244	136	184	202	162	253	129	81
Y	15	21	8	26	28	17	55	4	59	13	25
Th	40	n.a.	n.a.	16	21	24	36	24	57	n.a.í	n.a.
ü	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
La	n.a.	n.a.	n.a.	70,56	26,26	46,05	78,70	38,93	69,70	n.a.	15,09
Ce	n.a.	n.a.	n.a.	164,20	61,51	105,00	130,00	94,93	141,70	n.a.	30,16
Pr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	15,50	n.a.	n.a.
Nd	n.a.	n.a.	n.a.	73,75	26,95	39,43	95,79	37,73	55,60	n.a.	13,32
Sm	n.a.	n.a.	n.a.	12,82	5,47	7,23	16,07	6,36	11,00	n.a.	2,55
Eu	n.a.	n.a.	n.a.	1,49	0,69	0,79	1,81	0,68	1,40	n.a.	0,33
Gd	n.a.	n.a.	n.a.	7,51	3,71	4,30	10,47	3,16	9,00	n.a.	1,43
Tb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,40	n.a.	n.a.
Dy	n.a.	n.a.	n.a.	5,28	4,11	3,65	8,88	1,58	8,80	n.a.	1,33
Ho	n.a.	n.a.	n.a.	0,91	0,78	0,71	1,68	0,29	1,90	n.a.	0,27
Er	n.a.	n.a.	n.a.	2,00	1,90	1,79	4,07	0,63	5,90	n.a.	0,75
Tm	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,10	n.a.	n.a.
Yb	n.a.	n.a.	n.a.	1,41	1,79	1,54	3,07	0,49	7,30	n.a.	0,85
Lu	n.a.	n.a.	n.a.	0,16	0,22	0,20	0,34	0,06	1,20	n.a.	0,10

**Obs:**

a) "n.a." elemento não analisado;

b) (1) análises de Th, Rb, Ba, Sr, Nb, Y, Cs, Zr, U e ETR (quando presentes) por fluorescência de raios-x, na GEOSOL; demais elementos dosados no LAGEQ/UnB;

c) (2) análises de Th, Rb, Ba, Sr, Nb, Cs, U e ETR por ICP-MS, no BRGM; Y, Zr e demais elementos dosados no LAGEQ/UnB;

d) (3) análises de Th, Rb, Ba, Hf, Ta, Sr, Nb, Y, Cs, Zr e U por fluorescência de raios-x, na GEOSOL; ETR, Th e Hf dosados por ICP-MS no BRGM; demais elementos, no LAGEQ/UnB;

e) (4) abertura por tire assay e análise por absorção atômica no laboratório NOMUS, custeada pela Mineração Jenipapo;

f) As demais análises foram realizadas no LAGEQ/UnB.

g) Quando FeO = n.a., todo ferro encontra-se como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

## **ANEXO 3**

# **ANÁLISES QUÍMICAS DE MINERAIS**

**MICAS**

	HC2,1	HC2,1	HC2,1	HC2,1	HC2,2	HC2,2	HC2,2	HC2,2	HC2,2	HC2,2	HC2,4	HC2,4	HC2,5	HC2,5	HC2,5	HC2	HC2,5	HD,5	HP,5	HD	HD
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36,36	36,85	37,42	36,9	36,93	36,32	36,86	37,66	37,43	37,68	36,6	36,66	37,24	36,85	37,00	35,75	36,5	36,41	36,79	36,73	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,73	2,18	1,97	2,05	1,33	2,26	1,88	1,54	1,84	1,53	2,2	2,47	2,44	2,08	2,33	2,44	2,56	2,59	2,3	2,4	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,8	14,65	14,88	14,71	15,22	14,63	14,65	14,75	14,79	14,86	14,4	14,89	14,98	14,87	14,93	14,87	15,28	15,09	15,29	15,36	
<b>ZnO</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,00	0	0	0	0	0	0
<b>FeO</b>	19,51	19,45	19,42	20,24	19,04	19,58	19,22	18,74	19,01	19,26	18,35	20,15	19,32	20,06	19,37	18,85	17,55	17,18	17,93	17,35	
<b>MnO</b>	0,32	0,38	0,37	0,32	0,38	0,4	0,3	0,38	0,3	0,44	0,49	0,34	0,39	0,37	0,40	0,39	0,22	0,31	0,3	0,4	
<b>MgO</b>	11,6	11,32	11,79	11,73	11,89	11,07	11,48	12,42	11,81	11,89	11,52	10,8	11,31	11,56	11,18	11,03	10,68	10,53	10,98	10,65	
<b>BaO</b>	0,52	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0,01	0,08	0,3	0	0	0,07	0,15	0	0	0,01	0	
<b>CaO</b>	0	0	0	0,02	0,06	0	0,03	0,01	0	0,03	0,09	0	0	0	0,03	0	0,01	0,06	0,11	0,3	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,02	0,01	0,02	0	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,07	0	0,03	0,04	0,01	0,05	0,1	0,08	0,03	0,08	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9,5	9,65	9,76	9,38	9,24	9,2	9,47	9,64	9,84	9,72	9,26	9,35	9,85	9,37	9,67	9,7	9,59	9,53	9,85	9,16	
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0	0	0,02	0,06	0,03	0,16	0,04	0,09	0,1	0	0	0	0,09	0	0	0	0	0,05	0	0	
<b>F</b>	0,65	0,8	0,71	0,7	0,83	0,84	0,82	0,91	0,88	0,78	0,86	0,76	0,69	0,87	0,67	1,04	0,52	0,8	0,62	0,52	
<b>Cl</b>	0,02	0,01	0,01	0,02	0	0,01	0,02	0,02	0,01	0	0,04	0	0,01	0,04	0,03	0,04	0,03	0,08	0,05	0,05	
<b>-O=F</b>	0,27	0,34	0,3	0,3	0,35	0,35	0,34	0,38	0,37	0,33	0,36	0,32	0,29	0,37	0,28	0,44	0,22	0,34	0,26	0,22	
<b>-O=Cl</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	
<b>Total</b>	94,76	94,96	96,07	95,83	94,64	94,16	94,48	95,81	95,68	95,9	93,6	95,4	96,06	95,74	95,3912	93,87	92,82	92,37	94	92,78	
Fórmula estrutural na base de 220 equivalentes																					
<b>Si<sup>IV</sup></b>	5,65	5,69	5,7	5,66	5,7	5,67	5,71	5,74	5,73	5,75	5,71	5,66	5,68	5,66	5,72	5,6	5,7	5,73	5,7	5,73	
<b>Al<sup>IV</sup></b>	2,35	2,31	2,3	2,34	2,3	2,33	2,29	2,26	2,27	2,25	2,29	2,34	2,32	2,34	2,28	2,4	2,3	2,27	2,3	2,27	
<b>sítio T</b>	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8,00	8	8	8	8	8	8
<b>Al<sup>VI</sup></b>	0,36	0,36	0,37	0,31	0,46	0,36	0,39	0,39	0,4	0,42	0,37	0,37	0,37	0,35	0,44	0,35	0,52	0,52	0,49	0,55	
<b>Ti<sup>VI</sup></b>	0,2	0,25	0,23	0,24	0,15	0,27	0,22	0,18	0,21	0,18	0,26	0,29	0,28	0,24	0,27	0,29	0,3	0,31	0,27	0,28	
<b>Zn</b>	0	0	0	0	0	0	0	-	0	0	0	0	0	0	0,00	0	0	0	0	0	
<b>Fe<sup>+2</sup></b>	2,54	2,51	2,47	2,59	2,46	2,55	2,49	2,39	2,43	2,46	2,4	2,6	2,46	2,58	2,51	2,47	2,29	2,26	2,32	2,26	
<b>Mn<sup>+2</sup></b>	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,07	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	
<b>Mg</b>	2,69	2,61	2,68	2,68	2,73	2,58	2,65	2,82	2,69	2,7	2,68	2,48	2,57	2,65	2,58	2,58	2,49	2,47	2,53	2,48	
<b>sítio O</b>	5,83	5,78	5,8	5,87	5,86	5,81	5,8	5,83	5,77	5,81	5,77	5,78	5,74	5,85	5,85	5,81	5,63	5,6	5,65	5,62	
<b>Ba</b>	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0,00	0,01	0	0	0	0	
<b>Ca</b>	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0	0	0,02	0	0	0	0,01	0	0	0,01	0,02	0,05	
<b>Na</b>	0,01	0	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	
<b>K</b>	1,88	1,9	1,9	1,83	1,82	1,83	1,87	1,87	1,92	1,89	1,84	1,84	1,92	1,84	1,91	1,94	1,91	1,91	1,95	1,82	
<b>Rb</b>	0	0	0	0,01	0	0,02	0	0,01	0,01	0	0	0	0,01	0	0,00	0	0	0,01	0	0	
<b>sítio A</b>	1,92	1,91	1,9	1,84	1,84	1,86	1,89	1,89	1,94	1,9	1,89	1,86	1,94	1,85	1,92	1,96	1,94	1,95	1,98	1,9	



	IID	VVA,6	VVA,6A	VVA	IID,11	IID,11	IID,1	IID,1	IID,2	IID,2	IID,8	IID,9	IID,9	IID,1	VVA,7	VVA,6	VVA,5	VVA	VVA,5	VVA,1
<b>SiO<sub>2</sub></b>	35,14	37,27	37,14	36,51	36,14	37,1	36,03	36,77	36,9	36,01	36,17	36,11	35,94	36,72	35,81	36,02	36,99	36,82	37,21	36,43
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,44	1,93	1,45	1,6	2,36	2,58	2,59	2,13	2,21	2,08	2,87	2,2	2,6	2,62	1,99	2,13	1,97	1,45	1,75	2,1
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,1	14,72	14,78	14,62	16,28	15,88	14,77	15,28	15,6	15,41	14,42	14,89	14,34	15,67	14,47	14,37	14,6	15,14	14,67	15,01
<b>ZnO</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>FeO</b>	20,51	17,74	17,84	17,45	20,37	19,72	19,71	18,7	20,15	20	19,63	19,97	20,3	19,61	16,98	18,42	17,71	18,35	17,09	18,49
<b>MnO</b>	0,29	0,45	0,44	0,4	0,39	0,32	0,5	0,33	0,41	0,38	0,44	0,42	0,42	0,38	0,36	0,17	0,37	0,41	0,45	0,4
<b>MgO</b>	9,53	12,45	12,57	11,77	10,4	10,22	10,04	10,91	9,82	9,53	10,12	10,48	10,07	10,09	11,33	10,49	12,31	12,47	12,51	11,45
<b>BaO</b>	0	0	0	0	0,07	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,05	0	0	0	0	0,27
<b>CaO</b>	0,04	0	0	0,02	0	0	0,03	0,09	0,02	0,03	0,05	0,04	0,02	0,01	0,01	0,05	0	0	0,03	0
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,03	0	0	0,05	0,01	0,01	0,05	0,01	0,03	0,04	0,06	0,09	0,12	0	0,04	0,01	0,03	0,02	0,05	0,04
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9,16	9,8	9,92	9,53	9,05	9,84	9,39	9,44	9,68	9,46	9,39	9,06	9,34	9,83	9,72	9,33	9,8	9,71	9,8	9,56
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,09	0,06	0	0	0	0,04	0,1	0,13	0,1	0	0,05	0,11	0,02	0	0,07	0	0	0	0,1	0
<b>F</b>	0,53	0,68	0,86	0,57	0,61	0,84	0,53	0,54	0,58	0,37	0,53	0,54	0,44	0,73	0,93	0,72	0,69	0,57	0,74	0,75
<b>Cl</b>	0,06	0,04	0,07	0,03	0,02	0,01	0,05	0,02	0,04	0,04	0,06	0,04	0,02	0,01	0,06	0,05	0,06	0,05	0,03	0,09
<b>-O=F</b>	0,22	0,28	0,36	0,24	0,26	0,35	0,22	0,23	0,25	0,15	0,22	0,23	0,18	0,31	0,39	0,3	0,29	0,24	0,31	0,31
<b>-O=Cl</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Total</b>	92,7	94,86	94,71	92,31	95,44	96,21	93,57	94,12	95,29	93,2	93,57	93,72	93,45	95,36	91,43	91,46	94,24	94,75	94,12	94,28
	Fórmula estrutural na base de 220 equivalentes																			
<b>Si<sup>IV</sup></b>	5,6	5,72	5,72	5,74	5,55	5,66	5,66	5,69	5,69	5,67	5,68	5,66	5,67	5,65	5,72	5,75	5,71	5,66	5,74	5,66
<b>Al<sup>IV</sup></b>	2,4	2,28	2,28	2,26	2,45	2,34	2,34	2,31	2,31	2,33	2,32	2,34	2,33	2,35	2,28	2,25	2,29	2,34	2,26	2,34
<b>sítio T</b>	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
<b>Al<sup>VI</sup></b>	0,43	0,38	0,4	0,46	0,5	0,51	0,4	0,48	0,52	0,53	0,35	0,41	0,33	0,49	0,44	0,46	0,37	0,41	0,41	0,41
<b>Ti<sup>VI</sup></b>	0,29	0,22	0,17	0,19	0,27	0,3	0,31	0,25	0,26	0,25	0,34	0,26	0,31	0,3	0,24	0,26	0,23	0,17	0,2	0,25
<b>Zn</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Fe<sup>+2</sup></b>	2,73	2,28	2,3	2,3	2,62	2,51	2,59	2,42	2,6	2,63	2,58	2,62	2,68	2,52	2,27	2,46	2,29	2,36	2,2	2,4
<b>Mn<sup>+2</sup></b>	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,07	0,04	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,02	0,05	0,05	0,06	0,05
<b>Mg</b>	2,26	2,85	2,89	2,76	2,38	2,32	2,35	2,52	2,26	2,24	2,37	2,45	2,37	2,31	2,7	2,5	2,84	2,86	2,88	2,65
<b>sítio O</b>	5,76	5,78	5,81	5,75	5,82	5,68	5,72	5,72	5,69	5,7	5,7	5,79	5,74	5,68	5,7	5,69	5,77	5,85	5,76	5,76
<b>Ba</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02
<b>Ca</b>	0,01	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0	0	0	0,01	0	0	0	0
<b>Na</b>	0,01	0	0	0,02	0	0	0,02	0	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>K</b>	1,86	1,92	1,95	1,91	1,77	1,91	1,88	1,86	1,9	1,9	1,88	1,81	1,88	1,93	1,98	1,9	1,93	1,91	1,93	1,9
<b>Rb</b>	0,01	0,01	0	0	0	0	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0	0	0,01	0	0	0	0,01	0
<b>sítio A</b>	1,89	1,92	1,95	1,93	1,78	1,92	1,91	1,89	1,93	1,92	1,91	1,86	1,92	1,93	2,01	1,91	1,94	1,91	1,96	1,92

	VVA,1	VVA,5	VVA,8	VVA,8	VVA,7	VVA,7	I.1.1,3	I.1.1,3	I.1.1,3	II.1.2,1	II.1.2,2	II.1.2,1	II.1.2,2	II.1.2,2	II.1.2,2,6	II.1.2,1	III.A,1	III.A,1	III.A,2	III.A,2
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36,9	36,78	37,09	36,99	36,79	37,44	36,85	36,75	36,72	35,33	35,99	35,19	37,56	35,77	35,82	35,34	36,5	36,65	36,99	35,63
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,85	1,59	2,83	2,07	2,82	2,75	3,09	2,64	2,66	2,31	2,63	2,22	2,02	2,34	2,54	2,02	2,28	2,38	2,47	2,07
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,37	14,93	14,6	14,75	14,67	14,53	14,04	14,23	14,04	15,11	14,95	15,42	17,27	15,52	15,47	15,33	14,84	14,53	15,12	15,09
<b>ZnO</b>	0	0	0	0	0	0	0,07	0,1	0,05	0,1	0,13	0,11	0,18	0	0,16	0,13	0,11	0,02	0,03	0
<b>FeO</b>	17,8	17,58	19,84	18,96	19,63	19,07	19,87	19,58	19,44	20,18	20,04	20,62	18,3	20,82	20,36	19,97	18,7	18,9	18,6	20,03
<b>MnO</b>	0,4	0,31	0,45	0,41	0,41	0,33	0,4	0,39	0,39	0,61	0,57	0,66	0,57	0,62	0,53	0,57	0,57	0,55	0,4	0,51
<b>MgO</b>	12,02	12,6	10,66	11,13	11,07	11,39	10,71	11,1	10,78	9,12	9,24	9,3	7,95	9,51	9,53	9,27	10,75	10,89	10,88	11,37
<b>BaO</b>	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,09	0	0	0	0	0
<b>CaO</b>	0	0,02	0,01	0	0	0	0	0	0	0,02	0,03	0,07	0	0	0,01	0,05	0,02	0,04	0,02	0,03
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,02	0,03	0,03	0	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,08	0,05	0,03	0,07	0,04	0	0,09	0,03	0,03	0,05	0,06
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9,79	9,69	9,64	9,94	9,8	9,74	9,87	9,98	9,94	9,66	9,68	9,5	9,94	9,43	9,84	9,56	9,56	9,55	9,57	8,8
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,05	0,01	0,01	0,05	0,04	0	0	0,13	0	0	0,02	0	0,12	0	0	0	0	0,01	0,01	0
<b>F</b>	0,75	0,55	0,64	0,7	0,84	0,73	0,61	0,38	0,57	0,55	0,64	0,51	0,58	0,6	0,65	0,59	0,58	0,81	0,81	0,43
<b>Cl</b>	0,05	0,05	0,03	0,04	0,06	0,09	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0	0,06	0,04	0,02	0	0,03	0,01
<b>-O=F</b>	0,31	0,23	0,27	0,29	0,35	0,31	0,26	0,16	0,24	0,23	0,27	0,21	0,24	0,25	0,28	0,25	0,24	0,34	0,34	0,18
<b>-O=Cl</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Total</b>	94,69	93,91	95,56	94,76	95,79	95,78	95,3	95,16	94,4	92,87	93,74	93,46	94,36	94,4	94,78	92,71	93,72	94,02	94,64	93,85
Fórmula estrutural na base de 220 equivalentes																				
<b>Si<sup>IV</sup></b>	5,67	5,69	5,7	5,72	5,65	5,72	5,69	5,68	5,72	5,63	5,67	5,58	5,79	5,6	5,6	5,63	5,7	5,71	5,71	5,57
<b>Al<sup>IV</sup></b>	2,33	2,31	2,3	2,28	2,35	2,28	2,31	2,32	2,28	2,37	2,33	2,42	2,21	2,4	2,4	2,37	2,3	2,29	2,29	2,43
<b>sítio T</b>	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
<b>Al<sup>IV</sup></b>	0,46	0,41	0,34	0,41	0,31	0,33	0,25	0,27	0,3	0,47	0,45	0,46	0,92	0,46	0,44	0,51	0,43	0,38	0,45	0,34
<b>Ti<sup>IV</sup></b>	0,21	0,18	0,33	0,24	0,33	0,32	0,36	0,31	0,31	0,28	0,31	0,26	0,23	0,27	0,3	0,24	0,27	0,28	0,29	0,24
<b>Zn</b>	0	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0	0,02	0,02	0,01	0	0	0
<b>Fe<sup>+2</sup></b>	2,29	2,27	2,55	2,45	2,52	2,44	2,57	2,53	2,53	2,69	2,64	2,73	2,36	2,72	2,66	2,66	2,44	2,46	2,4	2,62
<b>Mn<sup>+2</sup></b>	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,08	0,08	0,09	0,07	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,05	0,07
<b>Mg</b>	2,76	2,9	2,44	2,57	2,54	2,59	2,47	2,56	2,5	2,17	2,17	2,2	1,82	2,22	2,22	2,2	2,5	2,53	2,5	2,65
<b>sítio O</b>	5,77	5,81	5,72	5,72	5,75	5,72	5,7	5,73	5,7	5,69	5,66	5,75	5,43	5,76	5,71	5,71	5,72	5,73	5,7	5,92
<b>Ba</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0
<b>Ca</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0
<b>Na</b>	0,01	0,01	0,01	0	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02
<b>K</b>	1,92	1,91	1,89	1,96	1,92	1,9	1,95	1,97	1,97	1,96	1,94	1,92	1,95	1,88	1,96	1,94	1,9	1,9	1,88	1,75
<b>Rb</b>	0,01	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0
<b>sítio A</b>	1,93	1,92	1,9	1,97	1,93	1,9	1,96	1,99	1,98	1,99	1,97	1,94	1,99	1,89	1,97	1,98	1,92	1,92	1,9	1,78

	IIIA,2	IIIA,1	IIIA,1	IIIA,1	IIIA,1	IIIA,1	IIIA,2	IIIA,2	IIA,8	IIA,8	IIA,8	IIA,8	IIA,10	IIA,10	IIA,2	PZII94
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36,18	35,29	35,47	35,94	35,71	36,1	36,9	37,48	37	36,13	36,5	36,83	35,93	36,33	36,66	34,72
<b>TiO<sub>2</sub></b>	3,06	2,62	2,44	2,83	2,61	2,99	2,47	2,09	2,87	2,91	2,03	2,57	2,25	2,15	2,81	2,88
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,13	14,23	14,44	14,44	14,57	15,2	14,83	15,3	14,73	14,57	14,97	14,64	14,62	14,37	14,76	15,4
<b>ZnO</b>	0,09	0,17	0,06	0,01	0	0,02	0,07	0,1	0,05	0,03	0,01	0,19	0	0,14	0,16	0,1
<b>FeO</b>	19,54	19,62	18,95	19,87	19,46	19,63	17,97	18,75	20,02	19,98	19,52	19,35	19,96	20,56	19,67	20,13
<b>MnO</b>	0,45	0,7	0,59	0,46	0,57	0,34	0,48	0,41	0,53	0,58	0,54	0,62	0,51	0,51	0,52	0,38
<b>MgO</b>	10,01	10,57	10,34	10,55	10	10,06	10,81	11,5	9,59	10,02	10,1	10,02	9,73	9,78	9,49	9,38
<b>BaO</b>	0	0,3	0,16	0	0,07	0	0	0,02	0	0,14	0	0,05	0,23	0	0,05	0
<b>CaO</b>	0,17	0,04	0,03	0	0,01	0	0,02	0,01	0	0,01	0	0	0,03	0	0	0
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,07	0,13	0,16	0,07	0,04	0	0,06	0,04	0,05	0,06	0	0	0,04	0	0	0,06
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9,22	8,87	9,03	9,07	9,13	9,65	9,88	9,84	9,8	9,7	9,54	9,68	9,39	9,6	9,53	9,48
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,15	0	0,02	0,08	0	0,02	0,12	0,14	0,1	0	0,01	0,02	0,09	0	0,1	0,02
<b>FTiVI</b>	0,43	0,61	0,44	0,46	0,51	0,61	0,58	0,69	0,62	0,67	0,53	0,85	0,64	0,59	0,58	0,45
<b>Cl</b>	0,01	0,03	0,04	0	0,03	0,01	0,01	0	0,04	0,01	0	0,03	0,04	0,04	0	0
<b>-O=F</b>	0,18	0,26	0,18	0,19	0,22	0,26	0,24	0,29	0,26	0,28	0,22	0,36	0,27	0,25	0,25	0,19
<b>-O=Cl</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Total</b>	94,33	92,92	91,99	93,59	92,49	94,37	93,96	96,08	95,14	94,53	93,53	94,49	93,19	93,82	94,08	92,81
Fórmula estrutural na base de 220 equivalentes																
<b>Si<sup>IV</sup></b>	5,62	5,61	5,66	5,64	5,67	5,62	5,73	5,7	5,73	5,65	5,72	5,74	5,7	5,72	5,73	5,52
<b>Al<sup>IV</sup></b>	2,38	2,39	2,34	2,36	2,33	2,38	2,27	2,3	2,27	2,35	2,28	2,26	2,3	2,28	2,27	2,48
<b>sítio T</b>	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
<b>Al<sup>VI</sup></b>	0,39	0,27	0,37	0,31	0,39	0,41	0,44	0,44	0,41	0,33	0,48	0,42	0,43	0,39	0,44	0,41
<b>Ti<sup>VI</sup></b>	0,36	0,31	0,29	0,33	0,31	0,35	0,29	0,24	0,33	0,34	0,24	0,3	0,27	0,25	0,33	0,34
<b>Zn</b>	0,01	0,02	0,01	0	0	0	0,01	0,01	0,01	0	0	0,02	0	0,02	0,02	0,01
<b>Fe<sup>+2</sup></b>	2,54	2,61	2,53	2,61	2,58	2,55	2,33	2,38	2,59	2,61	2,56	2,52	2,65	2,71	2,57	2,68
<b>Mn<sup>+2</sup></b>	0,06	0,09	0,08	0,06	0,08	0,05	0,06	0,05	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,05
<b>Mg</b>	2,32	2,5	2,46	2,47	2,37	2,33	2,5	2,61	2,21	2,33	2,36	2,33	2,3	2,3	2,21	2,23
<b>sítio O</b>	5,68	5,81	5,74	5,78	5,73	5,69	5,64	5,73	5,63	5,7	5,72	5,67	5,71	5,74	5,64	5,72
<b>Ba</b>	0	0,02	0,01	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0,01	0	0	0
<b>Ca</b>	0,03	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Na</b>	0,02	0,04	0,05	0,02	0,01	0	0,02	0,01	0,01	0,02	0	0	0,01	0	0	0,02
<b>K</b>	1,83	1,8	1,84	1,81	1,85	1,92	1,96	1,91	1,94	1,93	1,91	1,92	1,9	1,93	1,9	1,92
<b>Rb</b>	0,01	0	0	0,01	0	0	0,01	0,01	0,01	0	0	0	0,01	0	0,01	0
<b>sítio A</b>	1,89	1,86	1,91	1,84	1,87	1,92	1,99	1,94	1,96	1,96	1,91	1,93	1,94	1,93	1,91	1,95

	IIIA,11,3	IIIA,14,1	IIIA,14,3	IIA,6,1	IIA,8,6	IIA,8,7	IIA,11,1	IIA,11,2	IIA,11,4	IIIC2,5	IID,11,2	IID,11,3	IIP	IIP	IIP,2,8	IIP	IIP	IIP	IIP,4
SiO <sub>2</sub>	46,37	44,19	45,87	45,35	45,39	45,22	45,47	45,01	45,67	46,83	46,9	45,72	46,29	45,63	47,14	46,03	45,43	47,15	46,73
TiO <sub>2</sub>	0,19	1,52	0,81	0,29	0,78	0,24	0,5	0,3	0,2	0,16	0,08	0,28	0,09	0,1	0,05	0,07	0,24	0,19	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,77	29,91	28,74	33,96	29,06	33,27	29,97	29,35	33,59	34,51	29,19	30,46	34,59	37,47	32,38	29,23	36,93	29,21	30,56
ZnO	-	0,08	0,15	-	0,05	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	6,78	5,42	4,91	2,77	4,61	4	4,81	4,9	2,49	2,23	5,19	5,36	1,98	0,89	2,15	5,59	0,89	5,89	4,32
MnO	0,04	0,06	0,03	0,06	0,04	-	0,03	0,05	0,03	-	0,04	0,05	0,06	0,03	0,04	0,06	0,02	-	-
MgO	2,94	0,58	2,05	0,48	1,53	0,12	1,55	1,72	0,69	0,88	2,06	1,66	0,65	0,08	1,54	2,7	0,27	2,1	1,83
BaO	0,14	-	0,07	0,14	0,21	0,26	0,05	0,21	-	0,25	0,18	0,6	0,37	0,64	0,1	0,18	0,36	0,14	0,33
CaO	0,04	0,04	0,03	-	0,06	0,01	-	0,07	0,02	-	-	-	-	-	0,01	-	0,03	0	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,4	0,23	0,43	0,19	0,32	0,35	0,31	0,29	0,23	0,22	0,2	0,23	0,28	0,29	0,15	0,26	0,15	0,22
K <sub>2</sub> O	10,73	10,2	10,61	10,77	10,69	10,75	10,49	10,48	11,19	10,96	10,95	10,78	11,05	10,82	10,65	10,94	10,88	10,97	10,86
Rb <sub>2</sub> O	0,16	-	-	-	0	-	-	0,02	-	0,07	-	0,05	0	-	0,05	-	-	0,08	-
F	0,3	-	0,1	0,04	0,29	-	0,1	0,2	0,09	-	0,16	0,28	0,03	-	0,13	0,21	-	0,14	0,31
Cl	-	-	-	-	0,01	0,05	0,04	0,04	-	-	0,01	0,02	-	-	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01
O=F	0,13	-	0,04	0,02	0,12	-	0,04	0,09	0,04	-	0,07	0,12	0,01	-	0,05	0,09	-	0,06	0,13
O=Cl																			
<b>Total</b>	<b>94,45</b>	<b>92,4</b>	<b>93,56</b>	<b>94,27</b>	<b>92,79</b>	<b>94,24</b>	<b>93,33</b>	<b>92,57</b>	<b>94,22</b>	<b>96,12</b>	<b>94,91</b>	<b>95,34</b>	<b>95,33</b>	<b>95,94</b>	<b>94,57</b>	<b>95,08</b>	<b>95,16</b>	<b>96,03</b>	<b>95,25</b>
<b>Fórmula estrutural na base de 22 O equivalentes</b>																			
Si <sup>IV</sup>	6,48	6,23	6,38	6,17	6,37	6,2	6,33	6,34	6,22	6,23	6,44	6,29	6,21	6,05	6,37	6,34	6,07	6,42	6,37
Al <sup>IV</sup>	1,52	1,77	1,62	1,83	1,63	1,8	1,67	1,66	1,78	1,77	1,56	1,71	1,79	1,95	1,63	1,66	1,93	1,58	1,63
sítio T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al <sup>VI</sup>	2,88	3,2	3,1	3,62	3,19	3,58	3,24	3,21	3,61	3,64	3,16	3,22	3,68	3,9	3,52	3,08	3,88	3,11	3,28
Ti <sup>VI</sup>	0,02	0,16	0,09	0,03	0,08	0,03	0,05	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,02	0,02
Zn <sup>+2</sup>	-	0,01	0,02	-	0	-	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe <sup>+2</sup>	0,79	0,64	0,57	0,32	0,54	0,46	0,56	0,58	0,28	0,25	0,6	0,62	0,22	0,1	0,24	0,64	0,1	0,67	0,49
Mn <sup>+2</sup>	0	0,01	0	0,01	0	-	0	0,01	0	-	0	0,01	0,01	0	0	0,01	0	-	-
Mg <sup>+2</sup>	0,61	0,12	0,43	0,1	0,32	0,02	0,32	0,36	0,14	0,17	0,42	0,34	0,13	0,02	0,31	0,56	0,05	0,43	0,37
sítio O	4,31	4,14	4,2	4,07	4,14	4,09	4,18	4,19	4,06	4,08	4,19	4,22	4,05	4,03	4,09	4,3	4,04	4,23	4,17
Ba <sup>+2</sup>	0,01	-	0	0,01	0,01	0,01	0	0,01	-	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
Ca <sup>+2</sup>	0,01	0,01	0	-	0,01	0	-	0,01	0	-	-	-	-	-	0	-	0	0	0
Na <sup>+1</sup>	0,03	0,11	0,06	0,11	0,05	0,09	0,09	0,09	0,08	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07	0,07	0,04	0,07	0,04	0,06
K <sup>+1</sup>	1,91	1,84	1,88	1,87	1,91	1,88	1,86	1,88	1,94	1,86	1,92	1,89	1,89	1,83	1,83	1,92	1,85	1,91	1,89
Rb <sup>+1</sup>	0,01	-	-	-	0	-	-	0	-	0,01	-	0	0	-	0	-	-	0,01	-
sítio A	1,97	1,95	1,95	1,99	1,99	1,98	1,96	1,99	2,02	1,94	1,99	1,98	1,97	1,93	1,92	1,97	1,94	1,96	1,97
F	0,13	-	0,05	0,02	0,13	-	0,04	0,09	0,04	-	0,07	0,12	0,01	-	0,05	0,09	-	0,06	0,13
Cl	-	-	-	-	0	0,01	0,01	0,01	-	-	0	0	-	-	0,01	0,01	0	0	0
CEL	23,81	11,59	19,11	8,69	18,75	10,06	16,41	17,04	10,89	11,42	22,02	14,39	10,56	2,45	18,27	17,02	3,30	21,04	18,56
MUS	60,53	81,33	71,00	87,67	74,32	85,55	74,42	73,53	86,34	84,77	68,25	74,85	87,01	96,01	77,38	68,18	94,74	67,47	73,16
ANN	15,55	7,08	9,88	3,65	6,94	4,39	9,17	9,44	2,77	3,24	9,70	10,76	2,43	115	3,20	14,44	1,48	11,26	8,22

	I1D,4	I1P	I1P	I1P	I1P	I1P,2,4	I1P,2,5	I11,3,7	I11,3,10	I11,1,1	I11,8,4	I11,8,5	I12,9,3	I12,9,4	I12,7,1	I12,7,2	I112,6,1	I112,6,2	I112,6,3
SiO <sub>2</sub>	46,44	47,29	45,55	47,32	45,29	46,69	46,42	46,76	48,31	46,17	48,07	47,82	47,75	47,31	45,5	48,22	46,77	45,76	45,84
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,23	0,23	0,07	0,4	0,39	0,56	0,39	0,18	0,12	0,3	0,3	0,21	0,23	0,38	0,37	0,23	0,47	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,51	29,87	30,7	29,04	30,62	29,54	28,99	26,49	27,09	32,52	27,62	27,52	31,27	32,66	30,52	32,18	29,03	29,39	29,78
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08	0,01	-	-	0,2	-	0,07	0,08	-	0,01	-
FeO	5,48	4,39	5,06	5,56	5,15	5,34	5,62	6,57	5,39	2,86	4,68	5,59	2,98	2,33	2,53	2,41	4,91	5,57	5,19
MnO	0,03	0,05	-	0,09	-	0,06	0,06	0,08	0,08	0,05	0,03	0,07	0,09	0,01	0	-	0,07	0,04	0,09
MgO	2,1	1,82	1,6	2,02	1,74	1,78	2	3,05	2,44	1,33	2,4	2,35	1,93	1,67	1,96	2,17	2,32	1,74	1,62
BaO	0,44	0,39	0,36	0,12	1,16	0,18	0,16	-	-	0,29	0,11	0,06	-	0,07	-	-	0,22	0,43	0,14
CaO	0	-	0	-	0	-	0,01	0,23	0,05	0	0,07	0,03	0,02	0,02	0,06	0,01	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,17	0,23	0,16	0,23	0,16	0,15	0,04	0,05	0,2	0,14	0,08	0,14	0,16	0,2	0,18	0,25	0,25	0,34
K <sub>2</sub> O	10,97	11,02	10,73	10,96	10,76	10,81	10,73	10,5	11,26	10,91	11,09	11,32	10,57	10,3	10,75	10,55	10,84	10,93	10,79
Rb <sub>2</sub> O	0,02	-	-	-	0,05	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,22	0,23	0,17	0,41	0,21	0,21	0,15	0,2	0,18	0,01	0,1	0,15	0,3	0,15	0,23	0,12	0,22	0,06	-
Cl	0,01	0,01	0	-	0,04	0,01	0,01	-	-	0,01	0	-	-	-	0,09	0,01	0,01	-	0,01
O=F	0,09	0,1	0,07	0,17	0,09	0,09	0,06	0,08	0,08	0,01	0,04	0,06	0,13	0,06	0,1	0,05	0,09	0,02	-
O=Cl																			
<b>Total</b>	95,54	95,37	94,56	95,58	95,56	95,08	94,83	94,23	95,03	94,47	94,57	95,23	95,33	94,85	92,19	96,25	94,78	94,63	94,41
<b>Fórmula estrutural na base de 22 O equival Fórmula estrutural na base de 22 O equivalentes</b>																			
Si <sup>IV</sup>	6,37	6,44	6,28	6,47	6,24	6,4	6,39	6,51	6,63	6,28	6,6	6,56	6,42	6,35	6,35	6,39	6,43	6,34	6,33
Al <sup>IV</sup>	1,63	1,56	1,72	1,53	1,76	1,6	1,61	1,49	1,37	1,72	1,4	1,44	1,58	1,65	1,65	1,61	1,57	1,66	1,67
sítio T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al <sup>IV</sup>	3,14	3,24	3,27	3,15	3,21	3,18	3,1	2,86	3,01	3,5	3,07	3,01	3,38	3,52	3,36	3,41	3,13	3,13	3,18
Ti <sup>IV</sup>	0,03	0,02	0,02	0,01	0,04	0,04	0,06	0,04	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02	0,05	0,06
Zn <sup>+2</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0	-	-	0,02	-	0,01	0,01	-	0	-
Fe <sup>+2</sup>	0,63	0,5	0,58	0,64	0,59	0,61	0,65	0,77	0,62	0,33	0,54	0,64	0,34	0,26	0,29	0,27	0,56	0,65	0,6
Mn <sup>+2</sup>	0	0,01	-	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0	0	-	0,01	0	0,01
Mg <sup>+2</sup>	0,43	0,37	0,33	0,41	0,36	0,36	0,41	0,63	0,5	0,27	0,49	0,48	0,39	0,33	0,41	0,43	0,48	0,36	0,33
sítio O	4,22	4,14	4,21	4,21	4,2	4,2	4,22	4,31	4,16	4,11	4,13	4,17	4,15	4,14	4,12	4,15	4,2	4,19	4,18
Ba <sup>+2</sup>	0,02	0,02	0,02	0,01	0,06	0,01	0,01	-	-	0,02	0,01	0	-	0	-	-	0,01	0,02	0,01
Ca <sup>+2</sup>	0	-	0	-	0	-	0	0,03	0,01	0	0,01	0	0	0	0,01	0	-	-	-
Na <sup>+1</sup>	0,04	0,04	0,06	0,04	0,06	0,04	0,04	0,01	0,01	0,05	0,04	0,02	0,04	0,04	0,06	0,05	0,07	0,07	0,09
K <sup>+1</sup>	1,92	1,91	1,89	1,91	1,89	1,89	1,89	1,87	1,97	1,89	1,94	1,98	1,81	1,76	1,91	1,78	1,9	1,93	1,9
Rb <sup>+1</sup>	0	-	-	-	0	-	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
sítio A	1,99	1,98	1,97	1,96	2,02	1,94	1,94	1,91	1,99	1,96	2	2,01	1,86	1,81	1,98	1,83	1,98	2,02	2
F	0,1	0,1	0,07	0,18	0,09	0,09	0,07	0,09	0,08	0,01	0,04	0,06	0,13	0,06	0,1	0,05	0,09	0,03	-
Cl	0	0	0	-	0,01	0	0	-	-	0	0	-	-	-	0,02	0	0	-	0
CEL	18,37	22,14	14,11	23,45	11,84	20,10	19,70	25,55	31,47	14,09	29,99	28,12	21,12	17,50	17,32	19,39	21,45	16,85	16,48
MUS	70,54	70,90	75,49	66,06	78,21	69,97	69,18	59,12	60,29	80,40	63,45	63,15	71,18	75,64	76,92	73,07	68,37	73,47	74,49
ANN	11,09	6,96	10,40	9,79	9,96	9,69	11,12	14,95	8,24	5,34	6,57	8,73	5,52	4,12	5,77	5,24	10,18	9,68	9,03

	II12,6,4	II12,6,13	II12,6,14	II12,8,3	II12,8,4	II12,8,5	II12,8,6	II13,1,4	II13,1,5	II13,1,6	II13,1,7	II13,1,8	II13,1,8	II13,2,1	II13,2,2	II13,3,1	II13,3,2	II13,3,3	II13,3,4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46,01	46,48	46,99	46,33	45,35	48,55	48,5	46,78	46,22	46,26	47,65	47,33	46,83	46,81	46,99	46,21	46,48	46,43	47,14
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,41	0,07	-	0,33	0,7	0,02	0,02	0,31	0,2	0,14	0,13	0,3	0,38	0,54	0,02	0,69	0,39	0,48	0,17
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	29,29	29,8	30,28	30,08	30,34	28,89	28,61	29,94	29,8	30,39	30,59	31,08	31,04	27,72	30,74	29,11	28,68	28,67	30,1
<b>ZnO</b>	0,14	0,02	-	0,12	0,05	0,18	-	0,11	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-
<b>FeO</b>	5,51	4,75	4,07	4,76	4,55	3,48	4,04	4,8	4,74	3,99	3,57	3,82	3,74	5,88	3,7	5,44	5,7	5,39	4,35
<b>MnO</b>	0,12	0,03	0,06	0,09	0,05	0,03	-	0,09	0,13	0,13	0,03	0,02	0,03	0,08	0,04	0,11	0,11	0,11	0,01
<b>MgO</b>	1,75	1,94	1,79	1,55	1,32	2,39	2,36	1,25	1,3	1,11	1,33	1,29	1,15	2,53	1,35	1,8	2,05	2,07	1,41
<b>BaO</b>	0,29	0,22	0,05	0,07	-	0,14	0,22	-	0,1	0,05	0,07	0,07	0,12	0,07	-	0,19	-	-	-
<b>CaO</b>	-	0,02	-	-	-	0,03	-	0,04	0,08	0,03	0,04	-	0,01	0	0,09	-	-	0,01	-
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,3	0,16	0,16	0,21	0,3	0,08	0,1	0,13	0,11	0,16	0,14	0,11	0,16	0,16	0,27	0,28	0,24	0,18	0,14
<b>K<sub>2</sub>O</b>	10,9	11,16	11,21	10,77	10,83	10,86	10,94	11,07	10,65	11,06	10,93	10,9	10,6	10,74	10,91	10,85	10,85	11,03	10,97
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0,07	0,02	0,04	0,01
<b>F</b>	0,14	0,19	0,1	0,13	0,13	0,25	0,26	0,1	-	0,03	0,12	-	-	0,01	0,13	0,14	0,1	0,17	0,28
<b>Cl</b>	0,03	0,01	-	0,01	-	-	0,02	-	-	0,01	0,05	0,01	0,02	0,02	-	0,02	-	0	0,04
<b>O=F</b>	0,06	0,08	0,04	0,06	0,06	0,11	0,11	0,04	-	0,01	0,05	-	-	0,01	0,06	0,06	0,04	0,07	0,12
<b>O=Cl</b>																			
<b>Total</b>	94,83	94,77	94,67	94,39	93,56	94,79	94,96	94,58	93,33	93,35	94,6	94,93	94,08	94,55	94,19	94,85	94,58	94,51	94,5
<b>Fórmula estrutural na base de 22 O equivalentes</b>																			
<b>Si<sup>IV</sup></b>	6,36	6,39	6,42	6,37	6,3	6,6	6,6	6,42	6,42	6,41	6,48	6,42	6,4	6,47	6,43	6,37	6,42	6,42	6,46
<b>Al<sup>VI</sup></b>	1,64	1,61	1,58	1,63	1,7	1,4	1,4	1,58	1,58	1,59	1,52	1,58	1,6	1,53	1,57	1,63	1,58	1,58	1,54
<b>sítio T</b>	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
<b>Al<sup>VI</sup></b>	3,13	3,22	3,3	3,25	3,26	3,23	3,19	3,27	3,29	3,37	3,39	3,38	3,4	2,98	3,39	3,1	3,09	3,09	3,32
<b>Ti<sup>VI</sup></b>	0,04	0,01	-	0,03	0,07	0	0	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,04	0,06	0	0,07	0,04	0,05	0,02
<b>Zn<sup>+2</sup></b>	0,01	0	-	0,01	0	0,02	-	0,01	-	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-
<b>Fe<sup>+2</sup></b>	0,64	0,55	0,47	0,55	0,53	0,4	0,46	0,55	0,55	0,46	0,41	0,43	0,43	0,68	0,42	0,63	0,66	0,62	0,5
<b>Mn<sup>+2</sup></b>	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0	-	0,01	0,01	0,01	0	0	0	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0
<b>Mg<sup>+2</sup></b>	0,36	0,4	0,37	0,32	0,27	0,48	0,48	0,26	0,27	0,23	0,27	0,26	0,24	0,52	0,28	0,37	0,42	0,43	0,29
<b>sítio O</b>	4,2	4,18	4,14	4,18	4,15	4,13	4,13	4,13	4,15	4,09	4,08	4,11	4,11	4,25	4,09	4,19	4,22	4,2	4,12
<b>Ba<sup>+2</sup></b>	0,02	0,01	0	0	-	0,01	0,01	-	0,01	0	0	0	0,01	0	-	0,01	-	-	-
<b>Ca<sup>+2</sup></b>	-	0	-	-	-	0	-	0,01	0,01	0	0,01	-	0	0	0,01	-	-	0	-
<b>Na<sup>+1</sup></b>	0,08	0,04	0,04	0,06	0,08	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,07	0,07	0,06	0,05	0,04
<b>K<sup>+1</sup></b>	1,92	1,96	1,95	1,89	1,92	1,88	1,9	1,94	1,89	1,95	1,9	1,89	1,85	1,89	1,9	1,91	1,91	1,95	1,92
<b>Rb<sup>+1</sup></b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0,01	0	0	0
<b>sítio A</b>	2,02	2,02	2	1,95	2	1,92	1,94	1,98	1,94	2	1,94	1,92	1,9	1,94	1,99	2	1,98	2	1,96
<b>F</b>	0,06	0,08	0,04	0,06	0,06	0,11	0,11	0,04	-	0,01	0,05	-	-	0,01	0,06	0,06	0,04	0,08	0,12
<b>Cl</b>	0,01	0	-	0	-	-	0	-	-	0	0,01	0	0,01	0	-	0	-	0	0,01
<b>CEL</b>	17,96	19,53	21,14	18,73	14,89	29,94	30,06	21,20	20,84	20,43	24,07	20,85	20,08	23,39	21,46	18,67	20,94	20,86	22,87
<b>MUS</b>	72,09	71,68	71,89	72,42	77,70	63,70	63,37	72,29	71,77	75,02	71,95	73,73	74,57	64,26	73,97	71,97	68,09	69,09	71,01
<b>ANN</b>	9,96	8,79	6,92	8,58	7,41	5,02	5,63	6,50	6,95	4,55	3,32	4,63	4,41	12,35	4,57	9,37	10,97	10,05	5,51

	II13,3,5	II13,1,16	II13,1,17	II13,1,18	II13,1,19	II13,1,20	II13,2,1	II13,2,2	II13,2,3	II13,2,4	II13,3,4	II13,3,5	II13,3,6	II13,2,5	II14,5,2	II14,5,3	II14,5,4	II14,5,5	II14,5,6
SiO <sub>2</sub>	47,21	46,53	46,02	46,99	46,68	46,31	45,49	47,10	46,87	45,71	47,65	44,84	44,10	45,26	46,04	46,24	46,00	46,66	51,23
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,37	0,37	0,33	0,37	0,44	0,02	0,31	0,22	0,57	0,29	0,33	0,53	0,27	0,58	0,62	0,43	0,15	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,53	31,05	30,47	31,00	31,43	27,88	37,75	30,89	31,25	28,16	31,49	31,08	28,02	30,45	29,14	29,02	29,87	33,14	29,16
ZnO	-	-	0,09	0,24	-	-	0,14	0,02	-	0,02	-	-	0,34	0,19	0,06	0,11	-	0,04	0,10
FeO	3,72	5,09	5,21	3,48	3,61	4,94	0,65	3,48	3,87	5,60	4,13	3,45	5,92	3,96	5,57	5,76	5,06	2,82	3,27
MnO	0,04	0,05	0,01	0,09	0,00	0,17	-	-	0,07	0,11	-	0,15	-	0,03	0,06	0,06	0,05	0,00	0,02
MgO	0,87	1,35	1,16	1,01	1,09	2,03	0,04	1,22	0,96	1,86	1,10	1,11	1,78	1,03	1,74	1,75	1,53	0,84	0,87
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	0,18	0,04	-	-
CaO	0,02	-	0,02	-	0,03	0,01	0,02	-	0,02	0,01	-	-	0,02	0,01	-	0,00	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,21	0,21	0,14	0,18	0,17	0,32	0,18	0,22	0,24	0,05	0,12	0,14	0,05	0,20	0,19	0,25	0,14	0,10
K <sub>2</sub> O	11,31	11,05	10,56	11,14	10,89	10,99	11,10	11,13	10,71	10,74	11,31	10,33	10,63	10,77	11,26	10,89	11,23	11,18	10,22
Rb <sub>2</sub> O	0,07	-	-	-	-	0,20	-	0,08	0,12	0,15	0,01	-	0,32	-	-	-	-	-	-
F	0,01	0,02	0,15	0,06	-	-	-	-	0,12	0,15	0,10	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	0,01	0,05	0,00	0,02	0,01	0,02	-	0,00	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-
O=F	0,01	0,01	0,06	0,02	-	-	-	-	0,05	0,06	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-
O=Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Total</b>	<b>95,23</b>	<b>95,72</b>	<b>94,26</b>	<b>94,46</b>	<b>94,3</b>	<b>93,15</b>	<b>95,55</b>	<b>94,41</b>	<b>94,38</b>	<b>93,27</b>	<b>96,1</b>	<b>91,41</b>	<b>91,8</b>	<b>92,02</b>	<b>94,71</b>	<b>94,82</b>	<b>94,46</b>	<b>94,97</b>	<b>95,11</b>
<b>Fórmula estrutural na base de 22 O equivalentes</b>																			
Si <sup>IV</sup>	6,39	6,32	6,34	6,41	6,37	6,48	6,03	6,42	6,40	6,41	6,40	6,30	6,32	6,35	6,36	6,38	6,35	6,30	6,83
Al <sup>IV</sup>	1,61	1,68	1,66	1,59	1,63	1,52	1,97	1,58	1,60	1,59	1,60	1,70	1,68	1,65	1,64	1,62	1,65	1,70	1,17
sítio T	8	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al <sup>IV</sup>	3,42	3,28	3,29	3,40	3,42	3,08	3,93	3,39	3,43	3,07	3,39	3,45	3,06	3,39	3,11	3,10	3,21	3,57	3,42
Ti <sup>IV</sup>	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,00	0,03	0,02	0,06	0,03	0,03	0,06	0,03	0,06	0,06	0,04	0,02	0,01
Zn <sup>+2</sup>	-	-	0,01	0,02	-	-	0,01	0,00	-	0,00	-	-	0,04	0,02	0,01	0,01	-	0,00	0,01
Fe <sup>+2</sup>	0,42	0,58	0,60	0,40	0,41	0,58	0,07	0,40	0,44	0,66	0,46	0,41	0,71	0,46	0,64	0,67	0,58	0,32	0,37
Mn <sup>+2</sup>	0	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	-	-	0,01	0,01	-	0,02	-	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Mg <sup>+2</sup>	0,18	0,27	0,24	0,20	0,22	0,42	0,01	0,25	0,20	0,39	0,22	0,23	0,38	0,22	0,36	0,36	0,32	0,17	0,17
sítio O	4,06	4,18	4,18	4,07	4,09	4,15	4,03	4,07	4,10	4,19	4,10	4,14	4,24	4,13	4,18	4,20	4,16	4,07	3,98
Ba <sup>+2</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,01	0,00	-	-
Ca <sup>+2</sup>	0	-	0,00	-	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	0,00	-	-	-
Na <sup>+1</sup>	0,04	0,06	0,06	0,04	0,05	0,05	0,08	0,05	0,06	0,06	0,01	0,03	0,04	0,01	0,05	0,05	0,07	0,04	0,03
K <sup>+1</sup>	1,95	1,91	1,86	1,94	1,90	1,96	1,88	1,94	1,87	1,92	1,94	1,85	1,94	1,93	1,98	1,92	1,98	1,92	1,74
Rb <sup>+1</sup>	0,01	-	-	-	-	0,02	-	0,01	0,01	0,01	0,00	-	0,03	-	-	-	-	-	-
sítio A	2	1,97	1,92	1,98	1,95	2,03	1,96	1,99	1,94	2,00	1,95	1,89	2,02	1,94	2,04	1,98	2,05	1,96	1,76
F	0,01	0,01	0,07	0,02	-	-	-	-	0,05	0,07	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-
CEL	19,60	15,79	17,23	20,69	18,39	24,18	1,66	21,13	19,92	20,72	20,03	15,19	16,15	17,69	18,11	18,97	17,38	14,79	41,60
MUS	77,53	75,32	73,65	75,76	76,98	68,13	96,82	75,51	75,30	69,56	74,95	77,58	71,72	76,02	72,76	70,83	74,86	81,55	59,41
ANN	2,87	8,89	8,42	3,55	4,44	7,69	1,01	3,36	4,13	9,72	4,73	5,89	12,13	5,84	9,13	10,20	7,76	3,27	-

	II14,5,7	II14,5,8	II14,5,9	II4,5,11	II4,5,12	II14,6,1	II14,6,2	II14,6,3	II14,6,4	II14,6,5	II14,6,6	II14,6,7	II14,6,8	II14,6,9	II14,6,10	II14,6,11	II14,6,12	II14,4,1	II14,4,2
SiO <sub>2</sub>	47,33	47,91	46,87	45,55	46,48	46,78	43,80	46,34	46,44	46,28	46,39	46,09	46,22	45,87	46,42	47,62	46,64	46,80	46,28
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,39	0,34	0,18	0,20	0,08	0,48	0,04	0,16	0,40	0,07	0,07	0,35	0,11	0,13	0,34	0,40	0,06	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,33	30,43	30,34	30,38	29,94	30,46	29,30	31,02	29,99	30,12	31,40	31,82	30,90	29,31	33,24	30,74	29,66	30,10	29,50
ZnO	0,10	-	0,04	0,00	-	0,00	0,20	0,05	-	-	-	-	0,05	0,05	-	-	0,17	0,41	0,48
FeO	4,50	4,34	5,32	5,78	5,03	4,58	10,53	4,45	4,54	4,94	3,96	3,88	4,33	5,55	3,13	4,24	4,63	4,88	6,05
MnO	0,06	0,04	0,18	0,40	0,10	-	1,06	0,09	0,10	0,09	0,05	0,06	0,08	0,12	0,06	0,08	0,07	0,20	0,20
MgO	1,19	1,42	1,32	1,47	1,34	1,42	2,01	1,45	1,43	1,48	1,20	1,26	1,14	2,08	0,81	1,13	1,22	1,08	0,94
BaO	0,16	0,09	0,08	-	0,49	0,01	0,50	0,22	0,05	0,26	0,09	0,21	0,13	0,03	0,03	-	-	0,03	0,09
CaO	-	-	-	-	-	0,04	0,02	-	0,01	-	0,02	-	-	0,01	-	0,00	0,00	-	-
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,20	0,12	0,13	0,18	0,16	0,12	0,17	0,10	0,15	0,23	0,15	0,12	0,12	0,27	0,10	0,09	0,11	0,07
K <sub>2</sub> O	11,26	10,70	10,66	10,32	10,83	11,03	8,18	11,08	11,10	11,04	10,80	11,00	10,95	11,14	11,01	11,21	11,23	11,37	11,13
Rb <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O=F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O=Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Total</b>	<b>95,46</b>	<b>95,52</b>	<b>95,27</b>	<b>94,21</b>	<b>94,59</b>	<b>94,56</b>	<b>96,2</b>	<b>94,91</b>	<b>93,92</b>	<b>94,76</b>	<b>94,21</b>	<b>94,54</b>	<b>94,27</b>	<b>94,39</b>	<b>95,1</b>	<b>95,46</b>	<b>94,11</b>	<b>95,04</b>	<b>94,81</b>
<b>Fórmula estrutural na base de 22 O equivalentes</b>																			
Si <sup>iv</sup>	6,43	6,46	6,39	6,30	6,40	6,40	6,08	6,34	6,41	6,36	6,35	6,30	6,35	6,35	6,27	6,44	6,44	6,42	6,40
Al <sup>iv</sup>	1,57	1,54	1,61	1,70	1,60	1,60	1,92	1,66	1,59	1,64	1,65	1,70	1,65	1,65	1,73	1,56	1,56	1,58	1,60
sítio T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al <sup>vi</sup>	3,29	3,30	3,26	3,25	3,26	3,32	2,87	3,34	3,29	3,24	3,42	3,43	3,35	3,14	3,56	3,34	3,26	3,28	3,21
Ti <sup>vi</sup>	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01	0,05	0,00	0,02	0,04	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,03	0,04	0,01	0,01
Zn <sup>+2</sup>	0,01	-	0,00	0,00	-	0,00	0,02	0,01	-	-	-	-	0,00	0,01	-	-	0,02	0,04	0,05
Fe <sup>+2</sup>	0,51	0,49	0,61	0,67	0,58	0,52	1,22	0,51	0,52	0,57	0,45	0,44	0,50	0,64	0,35	0,48	0,53	0,56	0,70
Mn <sup>+2</sup>	0,01	0,00	0,02	0,05	0,01	-	0,12	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Mg <sup>+2</sup>	0,24	0,29	0,27	0,30	0,27	0,29	0,42	0,29	0,29	0,30	0,24	0,26	0,23	0,43	0,16	0,23	0,25	0,22	0,19
sítio O	4,10	4,12	4,19	4,28	4,15	4,14	4,71	4,16	4,14	4,16	4,13	4,14	4,13	4,24	4,09	4,09	4,11	4,13	4,19
Ba <sup>+2</sup>	0,01	0,00	0,00	-	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00
Ca <sup>+2</sup>	-	-	-	-	-	0,01	0,00	-	0,00	-	0,00	-	-	0,00	-	0,00	0,00	-	-
Na <sup>+1</sup>	0,03	0,05	0,03	0,03	0,05	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,06	0,04	0,03	0,03	0,07	0,03	0,02	0,03	0,02
K <sup>+1</sup>	1,95	1,84	1,85	1,82	1,90	1,93	1,45	1,93	1,96	1,94	1,89	1,92	1,92	1,97	1,90	1,93	1,98	1,99	1,96
Rb <sup>+1</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
sítio A	1,99	1,90	1,89	1,86	1,98	1,97	1,51	1,99	1,99	1,99	1,95	1,97	1,96	2,00	1,97	1,96	2,00	2,02	1,99
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CEL	21,50	23,24	19,36	14,86	20,05	20,20	3,95	16,83	20,60	17,96	17,54	14,99	17,44	17,67	13,35	22,07	21,78	20,89	20,16
MUS	73,48	70,57	70,93	71,04	72,63	72,75	60,79	75,21	72,57	74,09	76,05	78,00	75,98	70,31	82,10	73,32	72,66	72,46	70,46
ANN	5,02	5,27	8,52	12,01	7,32	6,84	28,42	7,95	6,83	7,95	5,88	6,79	6,58	12,02	4,26	4,57	5,56	6,66	9,39



	II14,4,3	II14,4,4	II4AB,3,5	II4AB,2,7	II4AB,4,3	II4AB,4,4	II4AB,4,5	II4AB,4,6	II4AB,2,4	II4AB,2,5	II4AB,2,6	II4AB,2,7	II44D,2,1	II44P,2,2	II44D,2,3	II44P,2,4	II44D,2,6	II44D,2,7	II44P,2,8
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46,76	45,40	44,70	46,40	44,85	46,61	46,76	46,02	48,27	47,14	46,21	46,32	47,71	48,51	49,92	48,71	47,86	48,40	48,72
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,12	0,10	0,50	0,63	0,51	0,52	0,40	0,60	0,25	0,14	0,02	0,49	0,15	0,15	0,08	0,17	0,15	0,15	0,12
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	29,77	28,86	30,05	30,44	29,47	31,10	30,22	29,50	32,15	33,59	31,79	32,35	29,68	29,96	28,52	29,08	29,70	27,87	29,17
<b>ZnO</b>	0,64	0,36	0,04	0,06	-	-	-	0,09	-	-	-	0,12	-	-	-	-	0,04	0,09	0,05
<b>FeO</b>	5,25	5,80	3,73	4,23	5,30	4,27	4,58	4,77	2,70	2,29	4,33	3,42	3,25	2,70	3,04	2,64	3,54	3,92	3,56
<b>MnO</b>	0,15	0,16	-	0,02	-	0,04	0,02	-	0,02	-	-	-	0,04	-	0,02	0,01	0,10	0,07	0,06
<b>MgO</b>	1,04	0,81	1,43	1,63	2,24	1,37	1,58	2,20	1,44	1,14	1,58	1,29	2,21	2,30	2,63	2,34	2,17	2,65	2,42
<b>BaO</b>	0,16	0,12																	
<b>CaO</b>	0,00	0,02	0,06	0,01	-	0,07	0,01	-	-	-	0,02	-	0,04	0,00	0,08	0,00	0,04	0,00	0,03
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,07	0,10	0,13	0,14	0,20	0,11	0,13	0,11	0,11	0,12	0,23	0,12	0,09	0,08	0,11	0,07	0,11	0,09	0,03
<b>K<sub>2</sub>O</b>	11,36	10,76	10,83	10,77	11,08	11,11	10,54	10,59	10,85	9,79	11,08	11,30	11,10	11,07	10,38	11,04	11,17	11,09	11,17
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	-	-	-	0,11	0,08	0,02	0,14	0,06	0,02	-	0,01	0,04	-	-	-	-	-	-	-
<b>F</b>	-	-	-	0,02	0,08	0,15	0,08	-	-	-	-	0,06	0,04	0,19	0,06	0,15	-	0,17	0,11
<b>Cl</b>	-	-	0,05	0,01	-	-	0,01	0,02	-	-	0,01	-	0,01	-	0,00	0,01	-	0,01	-
<b>O=F</b>	-	-	-	0,01	0,03	0,06	0,03	-	-	-	-	0,02	0,02	0,08	0,02	0,06	-	0,07	0,05
<b>O=Cl</b>																			
<b>Total</b>	95,32	92,49	91,52	94,46	93,78	95,31	94,44	93,96	95,81	94,21	95,28	95,49	94,3	94,88	94,82	94,16	94,88	94,44	95,39
<b>Fórmula estrutural na base de 22 O equivalentes</b>																			
<b>Si<sup>IV</sup></b>	6,42	6,42	6,32	6,35	6,26	6,33	6,40	6,36	6,43	6,33	6,28	6,26	6,50	6,55	6,71	6,62	6,50	6,62	6,57
<b>Al<sup>IV</sup></b>	1,58	1,58	1,68	1,65	1,74	1,67	1,60	1,64	1,57	1,67	1,72	1,74	1,50	1,45	1,29	1,38	1,50	1,38	1,43
<b>sítio T</b>	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
<b>Al<sup>VI</sup></b>	3,24	3,24	3,32	3,27	3,11	3,31	3,28	3,16	3,47	3,64	3,37	3,41	3,27	3,31	3,23	3,28	3,25	3,11	3,21
<b>Ti<sup>VI</sup></b>	0,01	0,01	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,06	0,03	0,01	0,00	0,05	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
<b>Zn<sup>+2</sup></b>	0,07	0,04	0,00	0,01	-	-	-	0,01	-	-	-	0,01	-	-	-	-	0,00	0,01	0,00
<b>Fe<sup>+2</sup></b>	0,60	0,69	0,44	0,48	0,62	0,49	0,52	0,55	0,30	0,26	0,49	0,39	0,37	0,30	0,34	0,30	0,40	0,45	0,40
<b>Mn<sup>+2</sup></b>	0,02	0,02	-	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	0,00	-	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Mg<sup>+2</sup></b>	0,21	0,17	0,30	0,33	0,47	0,28	0,32	0,45	0,29	0,23	0,32	0,26	0,45	0,46	0,53	0,47	0,44	0,54	0,49
<b>sítio O</b>	4,15	4,16	4,12	4,16	4,25	4,13	4,17	4,23	4,09	4,14	4,18	4,12	4,11	4,09	4,11	4,07	4,12	4,14	4,12
<b>Ba<sup>+2</sup></b>	0,01	0,01																	
<b>Ca<sup>+2</sup></b>	0,00	0,00	0,01	0,00	-	0,01	0,00	-	-	-	0,00	-	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Na<sup>+1</sup></b>	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01
<b>K<sup>+1</sup></b>	1,99	1,94	1,95	1,88	1,97	1,93	1,84	1,87	1,84	1,68	1,92	1,95	1,93	1,91	1,78	1,91	1,94	1,93	1,92
<b>Rb<sup>+1</sup></b>			-	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	-	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-
<b>sítio A</b>	2,02	1,98	2,00	1,93	2,03	1,97	1,89	1,90	1,87	1,71	1,98	1,98	1,96	1,93	1,82	1,93	1,97	1,96	1,94
<b>F</b>	-	-	-	0,01	0,03	0,07	0,03	-	-	-	-	0,02	0,02	0,08	0,02	0,07	-	0,07	0,05
<b>Cl</b>	-	-	0,01	0,00	-	-	0,00	0,00	-	-	0,00	-	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	-
<b>CEL</b>	20,97	21,22	15,91	17,71	12,98	16,69	20,17	17,77	21,38	16,48	13,91	13,05	25,21	27,29	35,52	30,93	24,90	31,04	28,66
<b>MUS</b>	71,69	70,64	77,89	74,36	74,69	76,60	71,28	70,65	74,23	76,29	77,02	80,85	69,13	68,07	59,12	65,64	68,95	62,13	65,10
<b>ANN</b>	7,33	8,14	6,20	7,87	12,33	6,71	7,43	10,98	2,70	2,60	8,89	6,10	5,35	3,69	2,68	2,61	5,98	6,42	5,45

	II44D,3,1	II44D,3,2	II44D,3,3	II44D,3,4	II44A,1,1	II44A,1,2	II44A,1,3	II44A,1,6	II44A,1,8	II44A,3,2	II44A,3,5	II44A,3,6	I434,5,5	I434,5,6	I434,5,9	I434,5,11	I434,2,2	I434,2,3	I431,4,5
SiO <sub>2</sub>	47,63	46,96	48,15	47,49	47,15	47,90	45,56	46,85	44,10	46,33	45,77	47,42	47,06	47,14	47,93	47,95	47,14	45,10	46,09
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,16	0,37	0,07	0,30	0,29	0,36	0,23	0,18	0,14	0,43	0,45	0,21	0,25	0,45	0,29	0,23	0,27	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,20	32,76	30,26	33,01	28,50	27,86	26,11	30,32	28,84	31,48	29,50	29,35	31,20	31,56	30,52	30,82	31,65	30,75	30,13
ZnO	0,09	-	0,09	-	-	-	0,02	0,01	-	-	-	0,03	0,05	0,11	-	-	-	-	0,06
FeO	3,07	2,60	2,87	1,98	3,48	3,86	7,02	3,87	7,02	2,83	4,87	3,68	3,27	2,27	2,73	2,44	2,12	3,64	3,63
MnO	-	0,04	-	-	0,04	0,14	0,28	-	0,08	0,03	0,05	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,03	0,07	0,11
MgO	1,65	0,95	1,74	0,96	2,22	2,47	3,10	1,54	1,51	1,47	2,25	2,13	1,60	1,76	2,28	2,H	1,69	2,02	2,16
BaO																			
CaO	0,04	-	0,01	0,00	0,01	-	0,12	0,01	-	-	-	-	0,02	0,02	0,02	-	0,01	0,00	-
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,18	0,12	0,16	0,12	0,14	0,09	0,18	0,13	0,18	0,17	0,16	0,15	0,18	0,15	0,15	0,19	0,16	0,14
K <sub>2</sub> O	11,13	11,31	11,12	11,16	11,24	11,25	9,58	11,08	10,93	11,35	11,08	10,94	10,78	11,30	11,39	11,31	11,31	10,55	11,28
Rb <sub>2</sub> O	0,10	-	0,01	0,04	0,02	0,07	-	0,08	0,05	-	0,07	0,09	-	-	0,02	0,01	0,03	0,01	-
F	0,08	-	0,15	0,15	0,23	0,15	0,09	-	0,09	0,10	-	0,19	0,23	0,02	-	0,33	0,06	0,15	0,02
Cl	-	-	-	-	0,02	0,00	0,03	0,02	0,00	-	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,01	-	0,03	0,00
O=F	0,03	-	0,06	0,06	0,10	0,06	0,04	-	0,04	0,04	-	0,08	0,10	0,01	-	0,14	0,02	0,06	0,01
O=Cl																			
<b>Total</b>	<b>94,44</b>	<b>94,96</b>	<b>94,83</b>	<b>94,96</b>	<b>93,23</b>	<b>94,07</b>	<b>92,32</b>	<b>94,19</b>	<b>92,89</b>	<b>93,87</b>	<b>94,21</b>	<b>94,42</b>	<b>94,52</b>	<b>94,64</b>	<b>95,5</b>	<b>95,29</b>	<b>94,44</b>	<b>92,69</b>	<b>94,11</b>
<b>Fórmula estrutural na base de 22 O equivalentes</b>																			
Si <sup>IV</sup>	6,49	6,33	6,51	6,38	6,54	6,59	6,47	6,42	6,27	6,35	6,33	6,48	6,40	6,38	6,44	6,46	6,39	6,28	6,34
Al <sup>IV</sup>	1,51	1,67	1,49	1,62	1,46	1,41	1,53	1,58	1,73	1,65	1,67	1,52	1,60	1,62	1,56	1,54	1,61	1,72	1,66
sítio T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al <sup>VI</sup>	3,33	3,54	3,34	3,60	3,19	3,11	2,84	3,32	3,10	3,43	3,14	3,22	3,40	3,42	3,28	3,35	3,45	3,33	3,23
Ti <sup>IV</sup>	0,04	0,02	0,04	0,01	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,01	0,04	0,05	0,02	0,03	0,05	0,03	0,02	0,03	0,05
Zn <sup>+2</sup>	0,01	-	0,01	-	-	-	0,00	0,00	-	-	-	0,00	0,01	0,01	-	-	-	-	0,01
Fe <sup>+2</sup>	0,35	0,29	0,32	0,22	0,40	0,44	0,83	0,44	0,83	0,32	0,56	0,42	0,37	0,26	0,31	0,27	0,24	0,42	0,42
Mn <sup>+2</sup>	-	0,00	-	-	0,00	0,02	0,03	-	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg <sup>+2</sup>	0,34	0,19	0,35	0,19	0,46	0,51	0,66	0,32	0,32	0,30	0,46	0,43	0,32	0,36	0,46	0,42	0,34	0,42	0,44
sítio O	4,06	4,05	4,06	4,02	4,09	4,11	4,41	4,11	4,28	4,08	4,22	4,12	4,12	4,07	4,09	4,08	4,05	4,21	4,16
Ba <sup>+2</sup>																			
Ca <sup>+2</sup>	0,01	-	0,00	0,00	0,00	-	0,02	0,00	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-
Na <sup>+1</sup>	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04
K <sup>+1</sup>	1,93	1,95	1,92	1,91	1,99	1,98	1,74	1,94	1,98	1,98	1,95	1,91	1,87	1,95	1,95	1,94	1,96	1,87	1,98
Rb <sup>+1</sup>	0,01	-	0,00	0,00	0,00	0,01	-	0,01	0,00	-	0,01	0,01	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	-
sítio A	1,99	1,99	1,95	1,96	2,02	2,02	1,78	2,00	2,02	2,03	2,01	1,96	1,91	2,00	2,00	1,98	2,01	1,92	2,02
F	0,03	-	0,07	0,07	0,10	0,07	0,04	-	0,04	0,04	-	0,08	0,10	0,01	-	0,14	0,02	0,07	0,01
Cl	-	-	-	-	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	-	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,01	0,00
CEL	24,29	16,74	25,66	18,92	26,84	29,56	23,53	21,15	13,48	17,49	16,51	24,24	19,87	19,11	22,24	22,84	19,48	14,05	17,00
MUS	72,68	80,89	71,35	79,87	68,59	64,99	56,12	73,59	72,29	78,66	72,59	69,57	73,96	77,38	73,21	73,31	77,87	75,60	75,12
ANN	3,04	2,37	2,85	0,59	4,57	5,45	17,61	5,27	14,23	3,85	10,90	6,19	5,13	3,51	4,55	3,85	2,65	9,50	7,87

	I431,4,6	I431,4,7	I431,4,8	I431,4,9	I431,5,1	I431,5,2	I3,1,5	I3,1,6	I3,3,2	I3,3,3	I3,3,4	I3,2,4	I3,2,5	II4,3,7	II4,3,8	II4,3,10	II4,3,11	II4,1,1	II4,1,2
SiO <sub>2</sub>	46,50	47,78	48,13	46,65	46,76	47,42	47,55	47,77	46,53	47,05	47,81	45,80	47,25	47,88	48,38	47,90	46,52	47,36	48,40
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,34	0,45	0,45	0,50	0,45	0,39	0,42	0,29	0,42	0,42	0,53	0,58	0,34	0,46	0,24	0,21	0,29	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,48	30,36	30,97	29,06	29,48	29,69	30,27	30,74	30,84	29,70	29,67	29,81	29,64	31,17	30,95	30,39	31,91	29,78	30,94
ZnO	-	0,04	-	-	-	0,05	0,01	-	-	0,09	0,02	0,01	0,09	0,04	0,08	0,08	-	-	0,03
FeO	3,12	2,20	2,39	3,54	2,80	3,60	3,01	3,02	2,88	3,91	3,29	4,08	3,87	2,64	2,45	2,77	2,88	3,26	2,41
MnO	0,04	-	0,08	0,09	0,01	0,05	0,09	-	0,03	-	0,05	0,03	0,04	-	-	0,03	-	-	0,04
MgO	2,24	2,37	2,21	2,48	2,54	2,24	2,33	2,08	2,03	2,07	1,97	2,07	2,53	1,75	1,92	2,25	1,34	2,24	1,88
BaO																			
CaO	0,01	0,02	-	-	0,02	-	-	-	0,01	0,02	0,00	-	0,01	0,03	0,01	-	-	0,02	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,16	0,15	0,14	0,11	0,18	0,12	0,10	0,08	0,15	0,12	0,12	0,14	0,17	0,14	0,17	0,17	0,10	0,17
K <sub>2</sub> O	11,14	11,08	11,45	11,19	11,44	11,02	11,48	11,20	11,40	11,38	11,07	11,32	11,25	11,27	11,24	11,21	11,19	11,17	11,21
Rb <sub>2</sub> O	0,06	0,06	-	0,06	0,01	-	0,07	0,04	0,02	0,15	0,05	0,04	0,13	0,05	0,11	0,05	-	0,02	0,03
F	0,17	0,25	-	0,33	0,31	0,06	-	0,12	0,08	-	0,15	-	-	0,17	0,08	0,10	0,04	0,12	0,10
Cl	0,00	0,02	-	-	0,04	0,01	0,02	-	0,01	0,02	-	0,01	0,00	0,00	-	0,01	0,00	-	-
O=F	0,07	0,11	-	0,14	0,13	0,02	-	0,05	0,03	-	0,06	-	-	0,07	0,03	0,04	0,02	0,05	0,04
O=Cl																			
<b>Total</b>	<b>93,19</b>	<b>94,57</b>	<b>95,83</b>	<b>93,85</b>	<b>93,89</b>	<b>94,75</b>	<b>95,34</b>	<b>95,44</b>	<b>94,17</b>	<b>94,96</b>	<b>94,56</b>	<b>93,82</b>	<b>95,53</b>	<b>95,44</b>	<b>95,79</b>	<b>95,16</b>	<b>94,24</b>	<b>94,31</b>	<b>95,42</b>
<b>Fórmula estrutural na base de 22 O equivalentes</b>																			
Si <sup>IV</sup>	6,44	6,47	6,44	6,44	6,43	6,45	6,43	6,43	6,36	6,42	6,51	6,34	6,41	6,44	6,47	6,47	6,34	6,47	6,49
Al <sup>IV</sup>	1,56	1,53	1,56	1,56	1,57	1,55	1,57	1,57	1,64	1,58	1,49	1,66	1,59	1,56	1,53	1,53	1,66	1,53	1,51
sítio T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al <sup>VI</sup>	3,25	3,32	3,32	3,17	3,21	3,22	3,25	3,31	3,34	3,20	3,27	3,20	3,14	3,38	3,35	3,30	3,46	3,26	3,38
Ti <sup>IV</sup>	0,04	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,03	0,05	0,02	0,02	0,03	0,02
Zn <sup>+2</sup>	-	0,00	-	-	-	0,01	0,00	-	-	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	-	-	0,00
Fe <sup>+2</sup>	0,36	0,25	0,27	0,41	0,32	0,41	0,34	0,34	0,33	0,45	0,37	0,47	0,44	0,30	0,27	0,31	0,33	0,37	0,27
Mn <sup>+2</sup>	0,01	-	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	-	0,00	-	0,01	0,00	0,00	-	-	0,00	-	-	0,00
Mg <sup>+2</sup>	0,46	0,48	0,44	0,51	0,52	0,46	0,47	0,42	0,41	0,42	0,40	0,43	0,51	0,35	0,38	0,45	0,27	0,46	0,38
sítio O	4,11	4,09	4,08	4,14	4,11	4,14	4,11	4,11	4,11	4,12	4,09	4,16	4,17	4,06	4,06	4,10	4,08	4,12	4,06
Ba <sup>+2</sup>																			
Ca <sup>+2</sup>	0,00	0,00	-	-	0,00	-	-	-	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00
Na <sup>+1</sup>	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
K <sup>+1</sup>	1,97	1,91	1,95	1,97	2,01	1,91	1,98	1,92	1,99	1,98	1,92	2,00	1,95	1,93	1,92	1,93	1,95	1,95	1,92
Rb <sup>+1</sup>	0,01	0,01	-	0,01	0,00	-	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	-	0,00	0,00
sítio A	2,01	1,96	1,99	2,01	2,04	1,96	2,02	1,95	2,01	2,04	1,96	2,03	2,00	1,99	1,97	1,98	1,99	1,98	1,97
F	0,08	0,11	-	0,14	0,13	0,02	-	0,05	0,03	-	0,07	-	-	0,07	0,03	0,04	0,02	0,05	0,04
Cl	0,00	0,00	-	-	0,01	0,00	0,00	-	0,00	0,01	-	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	-
CEL	21,88	23,63	21,83	22,01	21,55	22,70	21,41	21,59	18,21	21,20	25,36	16,91	20,39	21,88	23,52	23,30	16,89	23,36	24,52
MUS	72,42	72,06	74,16	70,80	73,16	70,38	73,01	72,88	76,17	72,64	70,07	75,14	71,28	74,94	73,49	71,55	78,92	70,83	72,62
ANN	5,70	4,30	4,01	7,19	5,29	6,92	5,58	5,44	5,62	6,16	4,56	7,95	8,34	3,18	2,99	5,15	4,19	5,81	2,72

	II4,1,3	II4,2,1	II4,2,2	II4,2,5	II4,2,6	II4,2,7	I31,4,11	I31,4,14	I31,4,15	I31,4,16	I31,4,17	I31,3,9	I31,1,13	I31,4,2
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,22	47,14	47,66	46,74	46,68	46,56	46,96	46,17	46,21	46,24	46,53	47,16	48,09	47,54
	0,22	0,29	0,40	0,24	0,03	0,23	0,35	0,08	0,05	0,02	-	0,11	0,03	0,07
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	30,71	31,71	30,96	31,59	30,57	30,53	28,61	35,19	36,28	34,08	35,56	28,93	33,09	29,92
<b>ZnO</b>	0,15	0,12	0,07	0,17	-	0,03	0,01	-	0,09	-	-	0,03	0,03	-
<b>FeO</b>	2,30	2,18	2,60	2,15	3,36	3,22	4,73	1,34	1,09	2,12	1,52	4,81	1,13	4,76
<b>MnO</b>	-	0,01	0,02	0,05	0,09	0,04	0,03	0,03	-	0,06	0,04	0,05	0,05	0,07
<b>MgO</b>	1,40	1,77	1,97	1,71	2,08	1,49	2,31	0,62	0,45	0,96	0,70	2,84	1,60	2,74
<b>BaO</b>	-	-	-	-	-	-	0,06	0,31	0,08	0,14	0,01	0,23	0,13	-
<b>CaO</b>	-	0,00	-	-	-	-	-	0,01	-	0,01	0,00	-	-	-
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,20	0,17	0,18	0,23	0,14	0,16	0,14	0,19	0,22	0,19	0,23	0,11	0,15	0,12
<b>K<sub>2</sub>O</b>	11,45	11,25	11,09	11,34	11,37	11,40	10,96	10,66	10,77	10,98	11,00	10,88	10,87	10,36
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,19	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>F</b>	-	0,16	0,35	-	0,12	-	-	-	-	-	-	-	-	0,22
<b>Cl</b>	-	0,01	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	0
<b>O=F</b>	-	0,07	0,15	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09
<b>O=Cl</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Total</b>	93,84	94,74	95,15	94,25	94,42	93,66	94,16	94,6	95,24	94,8	95,59	95,15	95,17	95,71
<b>Fórmula estrutural na base de 22 O equivalentes</b>														
<b>Si<sup>IV</sup></b>	6,46	6,37	6,43	6,36	6,39	6,41	6,47	6,20	6,15	6,23	6,18	6,44	6,40	6,42
<b>Al<sup>IV</sup></b>	1,54	1,63	1,57	1,64	1,61	1,59	1,53	1,80	1,85	1,77	1,82	1,56	1,60	1,58
<b>sítio T</b>	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8
<b>Al<sup>VI</sup></b>	3,42	3,43	3,35	3,43	3,32	3,36	3,12	3,77	3,83	3,64	3,75	3,10	3,60	3,18
<b>Ti<sup>VI</sup></b>	0,02	0,03	0,04	0,02	0,00	0,02	0,04	0,01	0,00	0,00	-	0,01	0,00	0,01
<b>Zn<sup>+2</sup></b>	0,02	0,01	0,01	0,02	-	0,00	0,00	-	0,01	-	-	0,00	0,00	-
<b>Fe<sup>+2</sup></b>	0,26	0,25	0,29	0,24	0,38	0,37	0,55	0,15	0,12	0,24	0,17	0,55	0,13	0,54
<b>Mn<sup>+2</sup></b>	-	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	-	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Mg<sup>+2</sup></b>	0,29	0,36	0,40	0,35	0,42	0,31	0,47	0,12	0,09	0,19	0,14	0,58	0,32	0,55
<b>sítio O</b>	4,00	4,07	4,09	4,07	4,14	4,07	4,18	4,05	4,06	4,08	4,07	4,24	4,05	4,29
<b>Ba<sup>+2</sup></b>	-	-	-	-	-	-	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	-
<b>Ca<sup>+2</sup></b>	-	0,00	-	-	-	-	-	0,00	-	0,00	0,00	-	-	-
<b>Na<sup>+1</sup></b>	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,06	0,03	0,04	0,03
<b>K<sup>+1</sup></b>	2,00	1,94	1,91	1,97	1,98	2,00	1,93	1,83	1,83	1,89	1,86	1,90	1,85	1,78
<b>Rb<sup>+1</sup></b>	0,02	-	-	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>sítio A</b>	2,07	1,99	1,95	2,03	2,02	2,04	1,97	1,89	1,89	1,95	1,93	1,94	1,89	1,82
<b>F</b>	-	0,07	0,15	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09
<b>Cl</b>	-	0,00	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	0
<b>CEL</b>	23,11	18,74	21,48	18,03	19,28	20,48	23,65	9,94	7,33	11,56	9,21	22,02	20,13	21,02
<b>MUS</b>	76,71	77,53	73,98	78,71	73,92	76,08	67,31	87,38	89,70	84,28	87,42	65,76	77,41	64,64
<b>ANN</b>	0,19	3,73	4,47	3,26	6,80	3,44	9,04	1,33	1,23	3,44	2,15	11,59	0,82	11,28

# **HORNBLENDA**

	HC2,3	HC2,3	HC2,3,11	HC2,3,12	HC2,2,13	HC2,3,15	HC2,3,16	HC2,3,19	HC2,3,20	HC2,3,21	HC2,2,9	HC2,2,10
<b>SiO<sub>2</sub></b>	43,34	45,1	43,25	45,27	42,63	44,16	44,29	43,82	43,89	43,28	43,46	42,74
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,31	0,88	0,96	0,97	1,36	0,79	0,78	0,7	0,69	1,07	1,14	1,4
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	8,96	8,1	8,96	7,41	8,55	8,94	8,88	8,71	8,83	9,06	8,72	8,56
<b>FeO</b>	18,11	17,03	18,24	17,07	17,81	18,14	18,06	17,75	18,17	18,23	18,37	17,82
<b>MnO</b>	0,98	0,91	1	1,15	1,08	1,02	1,08	1,03	1,07	1,01	1,02	1,03
<b>MgO</b>	9,38	10,56	9,62	10,28	9,35	9,43	9,55	9,72	9,59	9,33	9,71	9,52
<b>ZnO</b>	0	0	0	0,13	0,06	0	0,08	0	0,01	0,21	0,1	0,12
<b>CaO</b>	11,51	11,69	11,58	11,51	11,15	11,52	11,41	11,29	11,47	11,49	11,51	11,53
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1,18	1,07	1,03	0,9	1,04	0,98	1,04	1,04	0,96	1,02	0,92	0,86
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,21	0,95	1,07	0,94	1,11	0,94	1	0,95	0,98	1,18	1,06	1,04
<b>Total</b>	97,92	98,27	97,62	97,58	96,05	97,85	98,12	96,95	97,59	97,83	97,94	96,54
	Fórmula estrutural na base de 230 equivalentes											
<b>Si<sup>IV</sup></b>	6,7	6,88	6,71	6,96	6,72	6,8	6,81	6,81	6,79	6,71	6,72	6,7
<b>Al<sup>IV</sup></b>	1,3	1,12	1,29	1,04	1,28	1,2	1,19	1,19	1,21	1,29	1,28	1,3
<b>sítio T</b>	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
<b>Al<sup>VI</sup></b>	0,34	0,34	0,34	0,3	0,31	0,43	0,42	0,41	0,4	0,36	0,31	0,29
<b>Yi</b>	0,15	0,1	0,11	0,11	0,16	0,09	0,09	0,08	0,08	0,12	0,13	0,16
<b>Mg</b>	2,16	2,4	2,22	2,36	2,2	2,17	2,19	2,25	2,21	2,16	2,24	2,23
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	2,34	2,16	2,32	2,2	2,33	2,32	2,31	2,26	2,31	2,36	2,32	2,32
<b>Zn</b>	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Mn</b>	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Ca</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>M1,2,3</b>	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
<b>Mg</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0	0,01	0,05	0	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0	0,06	0,02
<b>Zn</b>	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0	0,02	0,01	0,01
<b>Mn</b>	0,12	0,12	0,13	0,13	0,14	0,13	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,14
<b>Ca</b>	1,88	1,87	1,82	1,87	1,83	1,85	1,83	1,82	1,82	1,84	1,8	1,83
<b>Na</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>sítio M4</b>	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
<b>Ca</b>	0,03	0,04	0,1	0,03	0,05	0,06	0,05	0,06	0,09	0,07	0,11	0,1
<b>Na</b>	0,35	0,32	0,31	0,27	0,32	0,29	0,31	0,31	0,29	0,31	0,28	0,26
<b>K</b>	0,24	0,18	0,21	0,18	0,22	0,19	0,2	0,19	0,19	0,23	0,21	0,21
<b>sítio A</b>	0,62	0,54	0,62	0,48	0,59	0,531	0,55	0,56	0,57	0,6	0,59	0,58

**CLORITAS**

Grupo A																				
	IIA,8,8	IIC,2,5,20	IIC25	IIC2,2,8	IIC2,5,24	IID,2	IID,2	IID,2	IID,2	IID,2,10	IID,5	IID,11	IID,11	IID,2,3	IID,11,4	IID, 11,5	IID,11,6	IID, 11,7	IID,6,4	IID,6,5
SiO <sub>2</sub>	25,23	26,78	26,53	26,88	25,28	25,82	26,61	26,38	26,42	25,78	25,79	28,63	27,69	26,54	27,09	27,39	27,97	28,46	26,11	26,76
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,05	0,10	0,07	0,02	0,08	0,05	0,02	0,08	0,01	0,10	0,00	0,03	0,00	0,04	0,06	0,00	0,03	0,02	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,88	18,81	18,44	18,93	18,93	18,88	17,79	18,26	19,04	18,62	19,42	17,78	17,38	17,85	18,80	18,41	18,24	17,65	18,84	18,36
ZnO	0,03	0,00	0,00	0,08	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	25,30	27,19	25,22	27,58	27,00	26,66	26,83	27,05	25,29	27,42	27,02	23,60	23,38	27,32	24,74	24,15	24,09	23,38	27,78	27,79
MnO	0,89	0,66	0,55	0,76	0,78	0,58	0,59	0,59	0,49	0,60	0,68	0,60	0,46	0,58	0,63	0,65	0,61	0,57	0,70	0,67
MgO	12,11	13,24	13,53	14,22	13,18	13,41	13,86	12,72	13,85	13,74	12,69	16,65	16,09	14,10	15,41	15,54	15,86	16,20	13,60	13,29
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,06	0,00	0,15	0,27	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,12	0,06	0,04	0,03	0,00	0,06	0,03	0,02	0,06	0,00	0,08	0,10	0,05	0,01	0,05	0,08	0,11	0,14	0,03	0,07
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K <sub>2</sub> O	0,15	0,42	0,76	0,78	0,02	0,08	0,08	0,09	0,15	0,00	0,12	0,18	0,19	0,05	0,07	0,13	0,16	0,18	0,03	0,12
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,01	0,28	0,31	0,19	na.	0,06	0,11	0,14	0,05	0,03	0,14	0,10	0,27	0,23	0,10	0,19	0,15	0,13	0,12	0,04
Cl		0,01	0,01	0,03		0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	83,83	87,49	85,49	89,56	85,59	85,64	86,03	85,30	85,60	86,49	86,07	87,69	85,54	86,76	86,94	86,60	87,20	86,74	87,24	87,14
-OF	0,00	0,12	0,13	0,08	0,00	0,03	0,05	0,06	0,02	0,01	0,06	0,04	0,11	0,10	0,04	0,08	0,06	0,05	0,05	0,02
-O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	83,82	87,37	85,36	89,47	85,59	85,61	85,98	85,24	85,58	86,48	86,01	87,65	85,43	86,66	86,90	86,52	87,14	86,69	87,19	87,12
Fórmula na base de 14 O equivalentes																				
Si <sup>+4</sup>	2,80	2,88	2,90	2,83	2,78	2,82	2,90	2,90	2,87	2,81	2,81	2,99	2,98	2,88	2,88	2,92	2,95	3,00	2,82	2,89
Al <sup>IV</sup>	1,20	1,12	1,10	1,17	1,22	1,18	1,10	1,10	1,13	1,19	1,19	1,01	1,02	1,12	1,12	1,08	1,05	1,00	1,18	1,11
Sítio T	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ti <sup>+4</sup>	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>VI</sup>	1,41	1,26	1,28	1,18	1,24	1,26	1,19	1,27	1,30	1,20	1,31	1,18	1,18	1,16	1,23	1,23	1,22	1,20	1,21	1,22
Zn <sup>+2</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>+2</sup>	2,35	2,44	2,31	2,43	2,49	2,44	2,44	2,49	2,29	2,50	2,47	2,06	2,10	2,48	2,20	2,15	2,13	2,06	2,51	2,51
Mn <sup>+2</sup>	0,08	0,06	0,05	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06
Mg <sup>+2</sup>	2,01	2,12	2,20	2,23	2,16	2,19	2,25	2,09	2,24	2,23	2,06	2,59	2,58	2,28	2,44	2,47	2,49	2,55	2,19	2,14
Ba <sup>+2</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca <sup>+2</sup>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01
Na <sup>+1</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sup>+1</sup>	0,02	0,06	0,11	0,10	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02
Rb <sup>+1</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sítio O	5,89	5,95	5,96	6,03	5,99	5,97	5,94	5,91	5,92	6,00	5,94	5,91	5,94	5,98	5,95	5,94	5,92	5,90	5,97	5,96
F	0,00	0,10	0,11	0,06		0,02	0,04	0,05	0,02	0,01	0,05	0,03	0,09	0,08	0,03	0,06	0,05	0,04	0,04	0,01
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	9,91	10,05	10,06	10,11	9,99	9,98	10,00	9,97	9,94	10,01	9,99	9,96	10,02	10,07	9,98	10,00	9,98	9,95	10,03	9,97
T°C (Cath)	324,46	298,70	292,26	314,80	330,90	318,02	292,26	292,26	301,92	321,24	321,24	263,28	266,50	298,70	298,70	285,82	276,16	260,06	318,02	295,48

Obs:

n.a. - elemento não analisado

T°C (Cath)- temperatura calculada segundo Cathelineau (1988)



Grupo A																				
	IID,6,6	IID,6,8	IID,6,9	IID,6,10	IID,6,11	IID,9,3	IID,9,4	IID,2,8	IID,2,9	IID,2,10	PZII94,2,4	PZII94,2,5	PZII94,5,5	III,2,4	III,3,4	III,3,5	III,4,1	III,4,2	III,8,2	III,8,3
SiO <sub>2</sub>	25,24	25,30	25,64	25,74	25,14	27,28	27,12	25,48	26,25	28,99	26,24	26,36	27,35	28,76	25,42	26,26	26,33	26,79	26,29	25,66
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	1,44	0,04	1,98	0,02	0,54	0,07	0,42	0,43	0,01	0,05	0,04	0,07	0,05	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,04	19,76	19,92	19,19	20,02	18,41	17,46	19,59	18,60	16,45	17,31	15,91	17,75	16,99	19,59	18,68	18,15	17,80	18,76	19,47
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,15	0,21	0,13	0,09	0,03	0,14	0,00	0,13
FeO	27,74	29,09	29,52	28,82	28,77	25,81	23,97	28,21	25,88	25,85	26,96	25,34	26,62	21,15	26,73	26,18	26,23	25,42	25,98	26,37
MnO	0,86	0,73	0,74	0,69	0,77	0,64	0,56	0,65	0,58	0,49	0,63	0,53	0,56	0,63	1,05	1,04	0,98	0,98	0,93	1,05
MgO	12,88	12,35	11,92	12,23	12,26	13,88	13,53	13,04	11,70	14,25	13,98	15,13	12,59	14,49	13,83	14,44	14,95	15,26	15,03	14,09
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
CaO	0,03	0,02	0,04	0,06	0,05	0,09	1,29	0,03	2,04	0,17	0,42	0,08	0,08	0,18	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,05
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,03	0,04	0,06	0,08	0,03	0,24	0,18	0,04	0,08	0,43	0,03	0,14	1,75	2,61	0,02	0,03	0,05	0,01	0,05	0,02
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,07	0,06	0,00	0,03	0,04	0,07	0,06	0,10	0,13	0,12	0,16	0,04	0,35	0,22	0,02	0,11	0,11	0,04	0,11	0,05
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02
-O=F	0,03	87,36	87,85	86,87	87,09	86,46	85,60	87,17	87,22	86,78	86,53	83,63	87,67	85,78	86,84	86,90	86,96	86,55	87,24	86,94
-O=Cl	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,07	0,02	0,15	0,09	0,01	0,05	0,05	0,02	0,05	0,02
<b>Total</b>	86,91	87,33	87,85	86,86	87,07	86,43	85,57	87,13	87,17	86,73	86,46	83,61	87,52	85,68	86,83	86,85	86,91	86,53	87,19	86,91
Fórmula na base de 14 O equivalentes																				
Si <sup>+4</sup>	2,74	2,75	2,77	2,80	2,73	2,93	2,93	2,76	2,82	3,10	2,86	2,94	2,96	3,09	2,75	2,83	2,84	2,88	2,81	2,77
Al <sup>IV</sup>	1,26	1,25	1,23	1,20	1,27	1,07	1,07	1,24	1,18	0,90	1,14	1,06	1,04	0,91	1,25	1,17	1,16	1,12	1,19	1,23
Sítio T	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ti <sup>+4</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,16	0,00	0,04	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Al <sup>VI</sup>	1,30	1,28	1,30	1,27	1,30	1,26	1,16	1,26	1,18	1,18	1,08	1,04	1,22	1,25	1,24	1,20	1,14	1,14	1,18	1,24
Zn <sup>+2</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe <sup>+2</sup>	2,51	2,64	2,66	2,63	2,62	2,32	2,17	2,55	2,33	2,31	2,46	2,37	2,41	1,90	2,42	2,36	2,36	2,29	2,33	2,38
Mn <sup>+2</sup>	0,08	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05	0,06	0,10	0,10	0,09	0,09	0,08	0,10
Mg <sup>+2</sup>	2,08	2,00	1,92	1,99	1,99	2,22	2,18	2,11	1,88	2,27	2,27	2,52	2,03	2,33	2,23	2,32	2,40	2,45	2,40	2,26
Ba <sup>+2</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca <sup>+2</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,15	0,00	0,23	0,02	0,05	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na <sup>+1</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sup>+1</sup>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01	0,06	0,00	0,02	0,24	0,36	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Rb <sup>+1</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sítio O	5,97	5,99	5,96	5,97	5,99	5,90	5,85	5,99	5,84	5,88	5,98	6,02	6,00	5,98	6,00	5,99	6,00	5,99	6,00	6,00
F	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,06	0,01	0,12	0,08	0,01	0,04	0,04	0,01	0,04	0,02
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	10,00	10,01	9,97	9,98	10,00	9,94	9,87	10,02	9,89	9,93	10,04	10,03	10,12	10,06	10,01	10,02	10,05	10,00	10,04	10,02
<b>T°C(Cath)</b>	343,77	340,56	334,12	324,46	346,99	282,60	282,60	337,34	318,02	227,86	305,14	279,38	272,94	231,08	340,56	314,80	311,58	298,70	321,24	334,12

Obs:

n.a. - elemento não analisado

T°C (Cath) - temperatura calculada segundo Cathelineau (1988)

Grupo A																				
	II4,3,3	II4,3,4	II4,3,5	II4,3,6	II4,2,3	II4,2,4	II62,3,2	II62,3,3	II62,3,4CL	II62,3,5	II62,3,6	II62,3,7	II63,1,9	II63,1,10A	II63,1,15	II63,1,16	II63,1,17	II63,4,3	II63,4,4	II63,3,3
SiO <sub>2</sub>	26,87	26,97	26,44	26,60	25,34	26,73	27,01	25,18	23,92	26,19	25,17	24,61	25,07	25,05	25,81	27,30	26,84	27,94	27,00	26,46
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,04	0,02	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,09	0,05	0,03	0,05	0,00	0,05	0,08	0,11	0,06	0,09	0,08	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,08	19,97	19,87	20,29	20,16	20,35	19,29	18,68	16,49	17,91	20,02	18,97	18,30	18,62	19,50	20,54	19,95	20,99	20,71	17,71
ZnO	0,00	0,00	0,06	0,11	0,00	0,00	0,25	0,12	0,10	0,15	0,12	0,15	0,07	0,16	0,20	0,08	0,13	0,04	0,02	0,02
FeO	19,60	20,00	19,35	19,83	21,41	18,55	26,68	28,40	23,57	26,88	28,26	28,92	28,18	27,94	27,03	26,87	26,62	26,79	26,67	27,67
MnO	1,81	1,55	1,78	1,57	2,48	1,68	1,20	1,26	0,99	1,24	1,40	1,51	1,37	1,45	1,26	1,41	1,46	1,32	1,50	1,43
MgO	18,80	19,03	19,05	19,15	15,99	17,79	10,91	12,30	10,60	12,17	11,47	11,10	12,39	11,97	11,31	10,69	10,86	9,89	10,24	13,22
BaO	n.a.	n.a.	na.	n.a.	n.a.	na.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,05	0,17	0,07	0,18	0,09	0,05	0,04	0,04	0,05	0,01	0,01	0,02	0,05	0,01	0,25
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,09	0,02	0,01	0,00	0,05	0,05	0,07	0,04	0,01	0,05	0,02	0,02
K <sub>2</sub> O	0,03	0,07	0,00	0,03	0,13	0,48	0,29	0,02	0,22	0,17	0,07	0,01	0,09	0,10	0,57	1,26	0,99	1,20	1,22	0,11
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,14	0,15	0,14	0,03	0,02	0,10	0,25	0,12	0,12	0,16	0,11	0,15	0,29	0,25	0,35	0,17	0,16	0,23	0,12	0,25
Cl	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,04	0,01	0,02
Total	87,42	87,82	86,74	87,67	85,64	85,78	86,20	86,25	76,41	85,05	86,73	85,52	85,87	85,70	86,22	88,50	87,11	88,63	87,60	87,19
-O = F	0,06	0,06	0,06	0,01	0,01	0,04	0,11	0,05	0,05	0,07	0,05	0,06	0,12	0,11	0,15	0,07	0,07	0,10	0,05	0,11
-O = Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	87,36	87,75	86,68	87,66	85,63	85,74	86,09	86,19	76,35	84,98	86,68	85,45	85,74	85,59	86,07	88,42	87,04	88,52	87,55	87,08
Fórmula na base de 14 O equivalentes																				
Si <sup>+4</sup>	2,78	2,78	2,76	2,74	2,72	2,81	2,94	2,78	2,94	2,91	2,76	2,76	2,79	2,79	2,84	2,90	2,90	2,96	2,90	2,88
Al <sup>IV</sup>	1,22	1,22	1,24	1,26	1,28	1,19	1,06	1,22	1,06	1,09	1,24	1,24	1,21	1,21	1,16	1,10	1,10	1,04	1,10	1,12
Sítio T	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ti <sup>+4</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Al <sup>VI</sup>	1,23	1,21	1,20	1,21	1,27	1,33	1,42	1,21	1,33	1,25	1,34	1,26	1,19	1,23	1,37	1,48	1,44	1,58	1,52	1,15
Zn <sup>+2</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>+2</sup>	1,70	1,72	1,69	1,71	1,92	1,63	2,43	2,62	2,42	2,50	2,59	2,71	2,62	2,60	2,48	2,39	2,41	2,37	2,40	2,52
Mn <sup>+2</sup>	0,16	0,14	0,16	0,14	0,23	0,15	0,11	0,12	0,10	0,12	0,13	0,14	0,13	0,14	0,12	0,13	0,13	0,12	0,14	0,13
Mg <sup>+2</sup>	2,90	2,92	2,96	2,95	2,56	2,78	1,77	2,02	1,94	2,01	1,87	1,85	2,05	1,99	1,85	1,70	1,75	1,56	1,64	2,14
Ba <sup>+2</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca <sup>+2</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03
Na <sup>+1</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
K <sup>+1</sup>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,06	0,04	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,08	0,17	0,14	0,16	0,17	0,02
Rb <sup>+1</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sítio O	6,00	6,00	6,01	6,02	6,01	5,96	5,83	5,99	5,88	5,92	5,96	5,98	6,02	6,00	5,95	5,90	5,89	5,82	5,88	5,99
F	0,04	0,05	0,04	0,01	0,01	0,03	0,08	0,04	0,05	0,06	0,04	0,05	0,10	0,09	0,12	0,06	0,05	0,08	0,04	0,09
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
TOTAL	10,04	10,06	10,07	10,03	10,02	10,00	9,93	10,05	9,94	9,99	10,00	10,04	10,13	10,09	10,06	9,95	9,95	9,90	9,91	10,08
T°C(Cath)	330,90	330,90	337,34	343,77	350,21	321,24	279,38	330,90	279,38	289,04	337,34	337,34	327,68	327,68	311,58	292,26	292,26	272,94	292,26	298,70

Obs:

n.a. - elemento não analisado

T°C(Cath)-temperatura calculada segundo Cathelineau (1988'

	Grupo A																			Grupo B	
	II63,3,4	II12,1,3	II12,1,4	II12,2,4	II12,2,5	II12,2,7	II12,2,8	II12,2,9	II12,8,1	II12,8,2	II12,10,1	II12,10,2	II12,10,3	II12,10,4	II12,10,5	II12,9,1	II12,9,2	II12,9,3	II12,9,4	II12,9,4	I31,2,1
SiO <sub>2</sub>	24,06	31,53	30,95	33,95	32,88	31,74	31,54	31,51	31,63	31,88	25,24	27,06	30,86	33,34	31,83	26,07	26,99	27,07	25,58		32,72
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,06	0,02	0,09	0,10	0,09	0,06	0,01	0,03	0,07	0,06	0,01	0,04	0,01	0,00	0,03	0,08	0,04	0,09		0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,25	18,03	17,78	19,07	18,28	18,30	18,01	17,31	18,30	19,96	19,37	18,77	17,11	17,93	17,61	19,06	18,41	18,05	18,39		20,41
ZnO	0,07	0,10	0,14	0,18	0,14	0,20	0,12	0,09	0,16	0,17	0,00	0,06	0,00	0,11	0,00	0,09	0,26	0,05	0,11		0,06
FeO	28,86	21,06	21,32	20,19	21,18	21,46	21,41	20,37	21,87	21,09	27,06	25,35	21,33	19,89	20,53	27,66	26,97	25,47	7,79		8,32
MnO	1,94	1,13	1,17	0,64	0,80	0,99	1,05	1,03	1,21	1,08	1,53	1,32	1,03	0,86	0,93	1,52	1,35	1,35	0,65		0,20
MgO	10,88	11,42	11,05	10,10	10,53	11,20	11,30	11,03	11,23	10,27	12,08	12,25	12,14	12,03	11,91	12,08	12,00	12,60	13,13		25,98
BaO	0,00	0,14	0,07	0,00	0,12	0,02	0,00	0,05	0,02	0,18	0,11	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00		0,03
CaO	0,21	0,22	0,19	0,17	0,23	0,23	0,21	0,28	0,19	0,16	0,07	0,10	0,30	0,36	0,20	0,08	0,09	0,15	0,02		0,08
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,07	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00		0,05
K <sub>2</sub> O	0,00	2,33	2,31	3,72	3,72	2,40	2,54	2,45	2,84	2,67	0,16	0,93	2,45	2,52	2,97	0,16	0,24	0,36	0,10		0,64
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00
F	0,08	0,14	0,12	0,20	0,12	0,13	0,01	0,07	0,08	0,06	0,06	0,01	0,12	0,09	0,12	0,11	0,20	0,09	0,00		0,09
Cl	0,00	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00		0,00
<b>Total</b>	86,36	86,26	85,15	88,37	88,12	86,81	86,28	84,27	87,57	87,62	85,74	85,89	85,42	87,15	86,18	86,87	86,60	85,24	85,87		88,68
<b>-O = F</b>	0,03	0,06	0,05	0,08	0,05	0,05	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,05	0,04	0,05	0,05	0,08	0,04	0,00		0,04
<b>-O = Cl</b>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00		0,00
<b>Total</b>	86,33	86,19	85,10	88,28	88,07	86,76	86,28	84,23	87,53	87,59	85,71	85,89	85,36	87,11	86,13	86,82	86,51	85,20	85,87		88,64
Fórmula na base de 14 O equivalentes																					
Si <sup>+4</sup>	2,67	3,33	3,32	3,47	3,41	3,33	3,33	3,39	3,31	3,30	2,78	2,94	3,30	3,44	3,36	2,84	2,94	2,97	2,81		3,09
Al <sup>IV</sup>	1,33	0,67	0,68	0,53	0,59	0,67	0,67	0,61	0,69	0,70	1,22	1,06	0,70	0,56	0,64	1,16	1,06	1,03	1,19		0,91
Sítio T	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00		4,00
Ti <sup>+4</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01		0,01
Al <sup>VI</sup>	1,32	1,58	1,57	1,77	1,64	1,59	1,57	1,59	1,56	1,74	1,30	1,35	1,46	1,62	1,55	1,29	1,30	1,30	1,20		1,37
Zn <sup>+2</sup>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01		0,00
Fe <sup>+2</sup>	2,68	1,86	1,91	1,73	1,84	1,88	1,89	1,84	1,91	1,83	2,50	2,31	1,91	1,72	1,81	2,52	2,45	2,33	2,55		0,66
Mn <sup>+2</sup>	0,18	0,10	0,11	0,06	0,07	0,09	0,09	0,09	0,11	0,10	0,14	0,12	0,09	0,08	0,08	0,14	0,12	0,13	0,06		0,02
Mg <sup>+2</sup>	1,80	1,80	1,77	1,54	1,63	1,75	1,78	1,77	1,75	1,59	1,99	1,99	1,94	1,85	1,87	1,96	1,95	2,06	2,15		3,66
Ba <sup>+2</sup>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00
Ca <sup>+2</sup>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00		0,01
Na <sup>+1</sup>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00		0,01
K <sup>+1</sup>	0,00	0,31	0,32	0,49	0,49	0,32	0,34	0,34	0,38	0,35	0,02	0,13	0,33	0,33	0,40	0,02	0,03	0,05	0,01		0,08
Rb <sup>+1</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00
Sítio O	6,01	5,70	5,71	5,64	5,73	5,70	5,71	5,68	5,74	5,66	5,96	5,91	5,76	5,65	5,74	5,95	5,89	5,89	5,99		5,82
F	0,03	0,05	0,04	0,06	0,04	0,04	0,00	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,04	0,03	0,04	0,04	0,07	0,03	0,00		0,03
Cl	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00
<b>TOTAL</b>	10,04	9,76	9,75	9,69	9,76	9,74	9,72	9,71	9,78	9,67	9,99	9,92	9,83	9,67	9,79	9,99	9,96	9,92	10,00		9,84
<b>T°C (Cath)</b>	366,31	153,81	157,03	108,73	128,05	153,81	153,81	134,49	160,25	163,47	330,90	279,38	163,47	118,39	144,15	311,58	279,38	269,72	321,24		231,08

Obs:

n.a. - elemento não analisado

T°C(Cath)- temperatura calculada segundo Cathelineau (1988)

Grupo B																				
	I31,2,2	I31,2,3	I31,2,5	I31,3,1	I31,3,2	I31,3,5	I31,4,1	I31,4,2	I31,4,4	I31,4,5	I31,4,7	I31,4,8	I31,4,9	I31,4,10	I31,4,11	I31,4,12	I31,4,13	I31,3,6	I31,3,7	I31,3,8
SiO <sub>2</sub>	29,65	28,31	31,69	28,57	30,11	28,58	29,18	26,94	28,27	28,33	27,40	29,18	28,49	29,52	35,43	34,96	34,31	30,47	29,63	31,48
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,01	0,19	0,09	0,03	0,05	0,02	0,02	0,14	0,01	0,00	0,02	0,01	0,09	0,39	0,01	0,02	0,00	0,08	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,77	18,72	21,17	21,16	20,63	19,76	20,08	20,00	20,51	22,79	20,92	20,24	20,97	20,59	21,72	23,94	21,25	19,65	19,82	19,51
ZnO	0,22	0,00	0,03	0,07	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,14	0,00	0,14	0,00	0,00	0,16	0,03	0,05
FeO	7,43	7,48	6,86	9,32	9,05	9,08	10,11	14,44	10,21	15,87	14,36	9,77	10,50	12,39	5,86	6,28	6,06	8,91	9,83	7,50
MnO	0,25	0,23	0,10	0,31	0,35	0,33	0,37	0,67	0,48	0,73	0,59	0,44	0,56	0,48	0,16	0,17	0,18	0,37	0,38	0,20
MgO	26,02	26,34	24,02	26,86	24,91	27,15	26,06	22,77	25,76	16,63	22,21	26,08	24,95	23,12	22,68	21,42	25,59	26,51	26,88	27,51
BaO	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,02	0,02	0,09	0,00	0,04	0,00	0,09	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
CaO	0,05	0,01	0,06	0,04	0,05	0,04	0,01	0,02	0,04	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00	0,06	0,04	0,03	0,04	0,02	0,11
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,03	0,04	0,03	0,02	0,01	0,04	0,04	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,05	0,02	0,00	0,01	0,03	0,02
K <sub>2</sub> O	0,17	0,24	0,44	0,04	0,16	0,06	0,05	0,01	0,00	0,10	0,01	0,08	0,03	0,20	0,11	0,10	0,08	0,25	0,16	0,07
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	a	n.a.
F	0,18	0,26	0,33	0,29	0,13	0,20	0,14	0,12	0,06	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cl	0,05	0,04	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	83,91	81,73	85,02	86,78	85,49	85,30	86,10	85,16	85,57	84,49	85,53	85,92	85,77	86,44	86,66	86,94	87,52	86,37	86,86	86,53
-O = F	0,08	0,11	0,14	0,12	0,05	0,08	0,06	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
-O=Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	83,82	81,61	84,87	86,66	85,43	85,22	86,04	85,10	85,54	84,49	85,53	85,92	85,77	86,44	86,66	86,94	87,52	86,37	86,86	86,53
Fórmula na base de 14 O equivalentes																				
Si <sup>+4</sup>	2,97	2,92	3,10	2,80	2,97	2,85	2,88	2,77	2,82	2,92	2,79	2,88	2,84	2,93	3,33	3,27	3,21	2,98	?,90	3,04
Al <sup>IV</sup>	1,03	1,08	0,90	1,20	1,03	1,15	1,12	1,23	1,18	1,08	1,21	1,12	1,16	1,07	0,67	0,73	0,79	1,02	1,10	0,96
Sítio T	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ti <sup>+4</sup>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al <sup>VI</sup>	1,30	1,20	1,54	1,24	1,37	1,16	1,22	1,20	1,23	1,69	1,30	1,24	1,30	1,34	1,73	1,91	1,55	1,24	1,18	1,26
Zn <sup>+2</sup>	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe <sup>+2</sup>	0,62	0,65	0,56	0,76	0,75	0,76	0,84	1,24	0,85	1,37	1,22	0,81	0,87	1,03	0,46	0,49	0,47	0,73	0,80	0,60
Mn <sup>+2</sup>	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06	0,04	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02
Mg <sup>+2</sup>	3,88	4,05	3,50	3,92	3,66	4,03	3,84	3,50	3,83	2,56	3,37	3,84	3,70	3,42	3,18	2,99	3,57	3,86	3,92	3,95
Ba <sup>+2</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca <sup>+2</sup>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na <sup>+1</sup>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K <sup>+1</sup>	0,02	0,03	0,06	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01
Rb <sup>+1</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sítio O	5,88	5,96	5,70	5,99	5,84	5,99	5,95	6,01	5,96	5,69	5,94	5,95	5,93	5,87	5,45	5,41	5,61	5,90	5,97	5,85
F	0,06	0,08	0,10	0,09	0,04	0,06	0,04	0,04	0,02											
Cl	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00											
TOTAL	9,95	10,05	9,81	10,07	9,89	10,06	9,99	10,06	9,99	9,70	9,95	9,95	9,94	9,87	9,45	9,42	9,62	9,91	9,97	9,86
T°C (Cath)	269,72	285,82	227,86	324,46	269,72	308,36	298,70	334,12	318,02	285,82	327,68	298,70	311,58	282,60	153,81	173,13	192,44	266,50	292,26	247,18

Obs:

n.a. - elemento não analisado

T°C(Cath)-temperatura calculada segundo Cathelineau (1988)

	Grupo B																		Grupo C	
	I31,3,9	I31,3,10	I31,3,11	I31,3,12	I31,3,14	I31,3,15	I31,3,16	I31,3,17	I31,1,6	I31,1,7	I31,1,8	I31,1,8	I31,1,10	I31,1,11	I31,1,12	I31,4,18	I31,4,19	I31,4,19	III3,1,1	III3,1,2
<b>SiO<sub>2</sub></b>	29,02	32,91	34,54	30,70	28,95	27,44	26,42	30,99	28,48	27,88	30,48	30,05	28,53	29,97	28,91	27,63	31,35	27,14	27,57	28,12
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,05	0,05	0,09	0,08	0,01	0,06	0,04	0,00	0,01	0,03	0,08	0,03	0,02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	20,69	18,98	18,61	19,84	20,56	19,92	19,98	18,44	19,61	20,43	19,20	21,22	20,21	20,21	19,79	20,43	22,22	19,65	19,01	17,74
<b>ZnO</b>	0,00	0,05	0,00	0,08	0,11	0,15	0,14	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,07	0,05	0,00	0,00	0,14	0,13
<b>FeO</b>	11,39	7,48	6,46	7,88	16,34	16,59	24,46	6,74	15,07	16,90	10,15	7,92	14,11	9,67	10,30	17,69	12,14	18,30	25,74	25,23
<b>MnO</b>	0,65	0,22	0,19	0,22	0,55	0,59	0,85	0,20	0,54	0,65	0,37	0,08	0,60	0,40	0,43	0,59	0,43	0,65	2,40	2,45
<b>MgO</b>	24,93	27,21	25,55	27,10	19,77	20,82	15,14	25,61	20,16	19,53	25,37	27,19	22,22	26,29	25,78	19,04	20,38	19,58	7,61	7,89
<b>BaO</b>	0,00	0,03	0,00	0,16	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00
<b>CaO</b>	0,01	0,10	0,10	0,10	0,00	0,04	0,02	0,13	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,01	0,30	0,22
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,03	0,06	0,02	0,01	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,14	0,18	0,25	0,08	0,60	0,15	0,16	0,11	0,54	0,24	0,33	0,01	0,17	0,14	0,16	0,23	0,16	0,08	1,13	1,60
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	n.a	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a.	n.a	n.a	0,00	0,00
<b>F</b>	n.a	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a.	n.a.	n.a.	n.a	0,00	0,05
<b>Cl</b>	a.a	n.a.	n.a.	n.a	n.a.	n.a.	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a.	n.a.	n.a.	n.a	0,01	0,04
<b>Total</b>	86,84	87,19	85,76	86,18	87,00	85,72	87,23	82,33	84,51	85,72	86,12	86,48	85,91	86,76	85,49	85,72	86,77	85,52	84,00	83,51
<b>-O = F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
<b>-O = Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Total</b>	86,84	87,19	85,76	86,18	87,00	85,72	87,23	82,33	84,51	85,72	86,12	86,48	85,91	86,76	85,49	85,72	86,77	85,52	84,00	83,48
Fórmula na base de 14 O equivalentes																				
<b>Si<sup>+4</sup></b>	2,86	3,14	3,31	2,99	2,93	2,83	2,80	3,12	2,95	2,87	3,01	2,90	2,89	2,92	2,88	2,86	3,07	2,83	3,09	3,18
<b>Al<sup>IV</sup></b>	1,14	0,86	0,69	1,01	1,07	1,17	1,20	0,88	1,05	1,13	0,99	1,10	1,11	1,08	1,12	1,14	0,93	1,17	0,91	0,82
<b>Sítio T</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Ti<sup>+4</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Al<sup>VI</sup></b>	1,26	1,27	1,41	1,26	1,38	1,25	1,29	1,31	1,34	1,35	1,24	1,32	1,30	1,24	1,21	1,35	1,63	1,25	1,60	1,54
<b>Zn<sup>+2</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>Fe<sup>+2</sup></b>	0,94	0,60	0,52	0,64	1,38	1,43	2,17	0,57	1,31	1,46	0,84	0,64	1,19	0,79	0,86	1,53	0,99	1,60	2,41	2,38
<b>Mn<sup>+2</sup></b>	0,05	0,02	0,02	0,02	0,05	0,05	0,08	0,02	0,05	0,06	0,03	0,01	0,05	0,03	0,04	0,05	0,04	0,06	0,23	0,23
<b>Mg<sup>+2</sup></b>	3,66	3,87	3,65	3,93	2,98	3,20	2,39	3,85	3,11	3,00	3,73	3,92	3,35	3,82	3,83	2,94	2,97	3,04	1,27	1,33
<b>Ba<sup>+2</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca<sup>+2</sup></b>	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03
<b>Na<sup>+1</sup></b>	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>K<sup>+1</sup></b>	0,02	0,02	0,03	0,01	0,08	0,02	0,02	0,01	0,07	0,03	0,04	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,16	0,23
<b>Rb<sup>+1</sup></b>																			0,00	0,00
<b>Sítio O</b>	5,93	5,80	5,65	5,89	5,88	5,96	5,96	5,78	5,88	5,91	5,89	5,89	5,91	5,90	5,96	5,90	5,65	5,98	5,72	5,75
<b>F</b>																			0,00	0,02
<b>Cl</b>																			0,00	0,01
<b>TOTAL</b>	9,94	9,80	9,66	9,88	9,88	9,97	9,96	9,79	9,89	9,90	9,89	9,89	9,92	9,92	9,97	9,91	9,66	9,96	9,73	9,79
<b>T°C(Cath)</b>	305,14	214,98	160,25	263,28	282,60	314,80	324,46	221,42	276,16	301,92	256,84	292,26	295,48	285,82	298,70	305,14	237,52	314,80	231,08	202,10

Obs:

n.a. - elemento não analisado

T°C(Cath)-temperatura calculada segundo Cathelineau (1988)

	Grupo C																			
	II13,1,3	II13,2,3	II13,2,4	II13,2,5	II13,5,1	II13,5,2	II13,5,3	II13,5,4	II13,5,5	II13,3,1	II13,3,2	II14,4	II14,4	II14,4	II14,4	II14,4	II14,4	II14,4	II14,4	II14,4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	28,62	24,47	24,61	29,45	25,72	26,50	24,84	24,38	25,10	34,45	24,98	22,66	22,59	23,00	22,91	22,78	23,00	22,69	23,16	23,11
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,03	0,01	0,00	0,01	0,03	0,05	0,01	0,04	0,05	0,07	0,03	0,05	0,03	0,06	0,07	0,03	0,03	0,01	0,06	0,03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17,84	19,54	19,45	19,05	19,19	19,45	17,59	18,04	18,35	25,12	20,75	19,78	20,08	20,38	20,46	20,00	19,82	20,29	19,26	19,27
<b>ZnO</b>	0,12	0,11	0,23	0,00	0,03	0,21	0,15	0,12	0,08	0,23	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>FeO</b>	25,60	29,63	29,09	22,45	29,25	29,20	32,48	32,35	31,57	19,95	29,06	33,72	32,82	31,99	32,35	33,28	32,47	32,34	31,56	32,79
<b>MnO</b>	2,20	3,20	2,99	3,05	2,75	2,65	2,18	2,50	2,58	2,22	4,45	6,09	5,97	5,58	5,70	5,93	5,71	5,71	5,39	5,84
<b>MgO</b>	8,24	8,19	8,30	8,36	7,13	7,15	6,28	6,61	7,24	4,75	7,04	4,65	5,33	5,72	5,42	5,10	5,88	5,51	5,68	5,62
<b>BaO</b>	0,20	0,07	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>CaO</b>	0,35	0,10	0,14	0,11	0,30	0,27	0,44	0,45	0,31	0,13	0,04	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,07	0,02	0,01
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,09	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,58	0,26	0,34	2,65	0,71	0,94	0,56	0,48	0,42	3,48	0,44	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,04	0,05
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>F</b>	0,18	0,00	0,14	0,01	0,00	0,03	0,04	0,00	0,11	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,08	0,01	0,01	0,01
<b>Cl</b>	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	84,99	85,60	85,30	85,26	85,14	86,46	84,58	85,03	85,88	90,51	86,91	86,99	86,83	86,75	86,94	87,13	86,92	86,73	85,13	86,73
<b>-O = F</b>	0,08	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
<b>-O=Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	84,91	85,60	85,24	85,25	85,14	86,44	84,56	85,03	85,83	90,51	86,90	86,99	86,82	86,74	86,94	87,13	86,92	86,70	85,13	86,73
<b>Si<sup>+4</sup></b>	3,18	2,77	2,79	3,21	2,91	2,95	2,90	2,83	2,86	3,40	2,78	2,63	2,61	2,64	2,63	2,63	2,64	2,62	2,70	2,67
<b>Al<sup>IV</sup></b>	0,82	1,23	1,21	0,79	1,09	1,05	1,10	1,17	1,14	0,60	1,22	1,37	1,39	1,36	1,37	1,37	1,36	1,38	1,30	1,33
<b>Sítio T</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Ti<sup>+4</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Al<sup>VI</sup></b>	1,52	1,38	1,39	1,67	1,47	1,50	1,31	1,30	1,33	2,33	1,51	1,33	1,34	1,39	1,34	1,33	1,37	1,35	1,35	1,30
<b>Zn<sup>+2</sup></b>	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>+2</sup></b>	2,38	2,81	2,76	2,05	2,77	2,72	3,17	3,14	3,01	1,65	2,71	3,27	3,17	3,07	3,10	3,21	3,12	3,12	3,08	3,17
<b>Mn<sup>+2</sup></b>	0,21	0,31	0,29	0,28	0,26	0,25	0,22	0,25	0,25	0,19	0,42	0,60	0,58	0,54	0,55	0,58	0,56	0,56	0,53	0,57
<b>Mg<sup>+2</sup></b>	1,37	1,38	1,40	1,36	1,20	1,19	1,09	1,14	1,23	0,70	1,17	0,80	0,92	0,98	0,93	0,88	1,01	0,95	0,99	0,97
<b>Ba<sup>+2</sup></b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca<sup>+2</sup></b>	0,04	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,06	0,06	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sup>+1</sup></b>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>K<sup>+1</sup></b>	0,22	0,04	0,05	0,37	0,10	0,13	0,08	0,07	0,06	0,44	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Rb<sup>+1</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sítio O</b>	5,77	5,94	5,94	5,74	5,85	5,84	5,94	5,98	5,93	5,37	5,88	6,00	6,01	5,98	5,98	6,01	6,02	6,01	5,97	6,02
<b>F</b>	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	9,83	9,94	9,98	9,75	9,86	9,85	9,95	9,98	9,97	9,36	9,89	10,02	10,03	9,99	9,99	10,01	10,01	10,04	9,97	10,02
<b>T°C(Cath)</b>	202,10	334,12	327,68	192,44	289,04	276,16	292,26	314,80	305,14	131,27	330,90	379,19	385,63	375,97	379,19	379,19	375,97	382,41	356,65	366,31

Obs:

n.a - elemento não analisado

T°C (Cath) - temperatura calculada segundo Cathelineau (1988)

GrupoC																				
	III44	II14	III44	III44	III44	III41	III41	III41	III41	III41	III41	III41	III41	III41	III41	III41	III41	III41	III41	III41
SiO <sub>2</sub>	23,29	23,20	22,77	23,72	23,42	23,13	23,40	23,15	22,94	23,26	23,24	23,13	22,48	22,97	22,53	23,12	22,46	23,11	23,06	22,78
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,03	0,04	0,07	0,04	0,03	0,08	0,04	0,05	0,05	0,06	0,04	0,06	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,07	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,63	20,09	20,33	19,57	19,84	19,76	19,83	19,38	20,00	19,77	19,45	19,99	19,42	19,19	19,48	19,96	19,50	19,62	19,83	19,73
ZnO	0,22	0,15	0,19	0,27	0,16	0,21	0,17	0,18	0,23	0,17	0,20	0,21	0,18	0,27	0,19	0,19	0,20	0,19	0,13	0,12
FeO	32,42	32,05	31,94	31,97	31,40	31,94	31,63	32,17	32,40	31,91	31,85	32,44	32,86	31,72	32,38	31,83	32,27	32,39	32,20	32,05
MnO	5,62	5,51	5,65	5,56	5,55	5,59	5,59	5,74	5,72	4,94	5,54	5,69	5,80	5,66	5,71	5,66	5,82	5,65	5,57	5,79
MgO	5,66	5,99	5,61	6,27	6,12	5,78	5,47	5,71	5,36	6,45	5,76	5,33	5,15	5,02	5,15	5,56	5,31	5,69	5,67	5,41
BaO	0,00	0,09	0,11	0,04	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,04	0,02	0,00	0,01
CaO	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,05	0,04	0,00	0,00	0,04	0,03	0,03	0,13	0,06	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,07	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,06	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,04	0,00
Cl	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,06	0,04	0,02	0,04	0,03	0,02	0,05	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
<b>Total</b>	86,95	87,25	86,69	87,49	86,68	86,52	86,28	86,48	86,78	86,62	86,29	86,92	86,02	85,10	85,67	86,47	85,68	86,76	86,61	86,00
-O = F	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00
-O = Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Total</b>	86,94	87,21	86,68	87,49	86,67	86,51	86,27	86,47	86,76	86,59	86,27	86,90	86,02	85,09	85,66	86,43	85,68	86,75	86,59	85,99
Fórmula na base de 14 O equivalentes																				
Si <sup>+4</sup>	2,68	2,65	2,62	2,70	2,68	2,67	2,70	2,68	2,64	2,67	2,69	2,66	2,63	2,70	2,64	2,67	2,63	2,66	2,66	2,65
Al <sup>+IV</sup>	1,32	1,35	1,38	1,30	1,32	1,33	1,30	1,32	1,36	1,33	1,31	1,34	1,37	1,30	1,36	1,33	1,37	1,34	1,34	1,35
Sítio T	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ti <sup>+4</sup>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al <sup>+VI</sup>	1,33	1,36	1,38	1,32	1,36	1,35	1,39	1,32	1,36	1,34	1,34	1,37	1,31	1,36	1,33	1,38	1,33	1,33	1,35	1,35
Zn <sup>+2</sup>	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Fe <sup>+2</sup>	3,11	3,06	3,07	3,04	3,01	3,08	3,05	3,11	3,12	3,06	3,08	3,12	3,22	3,12	3,18	3,07	3,16	3,12	3,10	3,12
Mn <sup>+2</sup>	0,55	0,53	0,55	0,54	0,54	0,55	0,55	0,56	0,56	0,48	0,54	0,55	0,57	0,56	0,57	0,55	0,58	0,55	0,54	0,57
Mg <sup>+2</sup>	0,97	1,02	0,96	1,06	1,04	0,99	0,94	0,99	0,92	1,10	0,99	0,91	0,90	0,88	0,90	0,96	0,93	0,98	0,97	0,94
Ba <sup>+2</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca <sup>+2</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sup>+1</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sup>+1</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb <sup>+1</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sítio O	5,99	5,98	5,98	5,99	5,96	6,00	5,96	6,01	5,98	5,99	5,99	5,97	6,03	5,97	6,02	5,98	6,02	6,00	5,98	5,99
F	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00
Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
<b>TOTAL</b>	10,00	10,03	10,00	9,99	9,98	10,00	9,96	10,01	10,01	10,02	10,00	10,00	10,03	9,99	10,02	10,01	10,02	10,01	10,01	10,00
T°C(Cath)	363,09	372,75	382,41	356,65	363,09	366,31	356,65	363,09	375,97	366,31	359,87	369,53	379,19	356,65	375,97	366,31	379,19	369,53	369,53	372,75

Obs:

n.a. - elemento não analisado

T°C(Cath)-temperatura calculada segundo Cathelineau (1988)

Grupo C																				
	III4,1	III4,1	III4,1	III4,1	III4,1	III4,1	III4	III4,1	III4,1	III4	III4,1	III4	III4,1	III4,1	III4	III4	III4	III4	III4,2	III4,2
<b>SiO<sub>2</sub></b>	23,43	22,85	22,97	22,92	23,00	23,22	23,02	23,29	23,00	23,18	23,22	22,86	22,71	23,35	22,91	23,05	23,19	22,78	22,81	22,84
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,05	0,07	0,06	0,04	0,03	0,07	0,07	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,06	0,06	0,03	0,05	0,04	0,07	0,05	0,06
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18,67	19,89	19,60	19,67	20,52	19,30	19,75	19,86	19,33	19,52	19,65	19,96	19,86	19,68	19,80	19,43	19,71	20,05	19,85	19,69
<b>ZnO</b>	0,27	0,18	0,11	0,26	0,11	0,16	0,17	0,23	0,14	0,16	0,19	0,18	0,13	0,22	0,22	0,16	0,14	0,16	0,14	0,21
<b>FeO</b>	31,75	31,93	32,17	32,37	31,70	32,15	32,00	32,03	32,04	32,58	32,19	32,36	32,47	32,09	31,74	32,16	32,38	32,03	32,79	32,09
<b>MnO</b>	5,45	5,57	5,74	5,48	5,80	5,80	5,62	5,60	5,67	5,69	5,65	5,66	5,83	5,65	5,62	5,65	5,58	5,78	5,71	5,63
<b>MgO</b>	5,89	5,48	5,61	5,41	5,39	5,48	5,56	5,53	5,57	5,60	5,57	5,52	5,42	5,60	5,34	5,51	5,56	5,50	4,84	5,27
<b>BaO</b>	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,09	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,07
<b>CaO</b>	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,05	0,01	0,01	0,05	0,00	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>F</b>	0,05	0,02	0,01	0,00	0,01	0,08	0,00	0,00	0,03	0,04	0,02	0,00	0,06	0,00	0,12	0,07	0,02	0,00	0,00	0,04
<b>Cl</b>	0,04	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04
<b>Total</b>	85,68	86,04	86,41	86,24	86,60	86,43	86,32	86,66	85,92	86,87	86,58	86,67	86,64	86,69	85,94	86,11	86,67	86,44	86,30	85,97
<b>-O = F</b>	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,05	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02
<b>-O=Cl</b>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Total</b>	85,65	86,03	86,40	86,23	86,59	86,39	86,31	86,66	85,90	86,85	86,56	86,67	86,61	86,69	85,88	86,07	86,66	86,44	86,30	85,94
Fórmula na base de 14 O equivalentes																				
<b>Si<sup>+4</sup></b>	2,73	2,65	2,66	2,66	2,64	2,69	2,66	2,68	2,68	2,67	2,68	2,64	2,63	2,69	2,66	2,68	2,67	2,63	2,65	2,66
<b>Al<sup>IV</sup></b>	1,27	1,35	1,34	1,34	1,36	1,31	1,34	1,32	1,32	1,33	1,32	1,36	1,37	1,31	1,34	1,32	1,33	1,37	1,35	1,34
<b>Sítio T</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Ti<sup>+4</sup></b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Al<sup>VI</sup></b>	1,29	1,37	1,33	1,35	1,42	1,33	1,35	1,37	1,33	1,32	1,35	1,35	1,34	1,35	1,38	1,34	1,35	1,36	1,37	1,36
<b>Zn<sup>+2</sup></b>	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
<b>Fe<sup>+2</sup></b>	3,09	3,10	3,11	3,14	3,05	3,12	3,09	3,08	3,12	3,14	3,10	3,12	3,14	3,09	3,09	3,12	3,12	3,10	3,19	3,12
<b>Mn<sup>+2</sup></b>	0,54	0,55	0,56	0,54	0,56	0,57	0,55	0,55	0,56	0,56	0,55	0,55	0,57	0,55	0,55	0,56	0,54	0,57	0,56	0,55
<b>Mg<sup>+2</sup></b>	1,02	0,95	0,97	0,94	0,92	0,95	0,96	0,95	0,97	0,96	0,96	0,95	0,94	0,96	0,93	0,95	0,96	0,95	0,84	0,92
<b>Ba<sup>+2</sup></b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca<sup>+2</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sup>+1</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>K<sup>+1</sup></b>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Rb<sup>+1</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sítio O</b>	5,97	6,00	5,99	6,00	5,96	5,99	5,99	5,97	6,00	6,00	5,98	5,99	6,01	5,98	5,99	5,98	5,98	6,00	5,97	5,97
<b>F</b>	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01
<b>Cl</b>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>TOTAL</b>	10,01	10,00	10,00	10,00	9,98	10,02	10,00	9,98	10,02	10,02	10,00	10,00	10,04	9,98	10,04	10,02	10,00	10,00	9,99	10,01
<b>T°C (Cath)</b>	346,99	372,75	369,53	369,53	375,97	359,87	369,53	363,09	363,09	366,31	363,09	375,97	379,19	359,87	369,53	363,09	366,31	379,19	372,75	369,53

Obs:

n.a. - elemento não analisado

T°C (Cath) - temperatura calculada segundo Cathelineau (1988)



Grupo C															
	III4,2	III4,2	III4,2	III4,2	III4,2	III4,2	III4,2	III4,2	III4,2	III4,2	III4,2	III4,2	III4,2	III4,7,12	III4,7,13
SiO <sub>2</sub>	23,15	22,91	22,52	22,52	22,89	22,89	22,84	23,16	23,20	23,44	22,45	23,24	22,74	22,68	22,73
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,06	0,06	0,06	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,04	0,05	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,34	19,25	19,68	20,16	19,59	19,60	19,36	19,83	19,59	19,70	19,51	19,78	19,62	20,39	19,95
ZnO	0,19	0,17	0,19	0,25	0,26	0,25	0,19	0,20	0,20	0,21	0,16	0,27	0,16	0,26	0,29
FeO	32,04	32,77	33,21	32,22	32,02	32,12	32,81	31,94	32,27	31,81	32,64	32,05	32,37	33,09	32,49
MnO	5,40	5,66	5,81	5,81	5,51	5,40	5,71	5,72	5,69	5,64	5,57	5,40	5,66	5,85	5,83
MgO	5,41	5,40	4,71	4,99	5,27	5,28	5,12	5,30	5,21	5,68	5,26	5,47	5,23	4,91	5,26
BaO	0,04	0,00	0,04	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
CaO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,04	0,03	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a	n.a
F	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,00	0,00	n.a	n.a
Cl	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	n.a	n.a
<b>Total</b>	85,66	86,27	86,26	86,18	85,66	85,68	86,10	86,23	86,24	86,61	85,72	86,31	85,91	87,28	86,65
-O= F	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
-O= Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Total</b>	85,65	86,27	86,25	86,17	85,65	85,67	86,10	86,22	86,23	86,60	85,69	86,31	85,90	87,28	86,65
Fórmula na base de 14 O equivalentes															
Si <sup>+4</sup>	2,70	2,67	2,63	2,62	2,67	2,67	2,66	2,68	2,69	2,69	2,63	2,68	2,65	2,61	2,63
Al <sup>IV</sup>	1,30	1,33	1,37	1,38	1,33	1,33	1,34	1,32	1,31	1,31	1,37	1,32	1,35	1,39	1,37
Sítio T	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ti <sup>+4</sup>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>VI</sup>	1,35	1,30	1,34	1,38	1,36	1,36	1,33	1,38	1,36	1,36	1,33	1,37	1,35	1,38	1,35
Zn <sup>+2</sup>	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
Fe <sup>+2</sup>	3,12	3,19	3,25	3,13	3,12	3,13	3,20	3,09	3,13	3,06	3,20	3,09	3,16	3,18	3,15
Mn <sup>+2</sup>	0,53	0,56	0,58	0,57	0,54	0,53	0,56	0,56	0,56	0,55	0,55	0,53	0,56	0,57	0,57
Mg <sup>+2</sup>	0,94	0,94	0,82	0,86	0,92	0,92	0,89	0,91	0,90	0,97	0,92	0,94	0,91	0,84	0,91
Ba <sup>+2</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca <sup>+2</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sup>+1</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sup>+1</sup>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Rb <sup>+1</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Sítio O	5,97	6,00	6,02	5,98	5,96	5,96	6,00	5,96	5,97	5,96	6,01	5,95	6,00	5,99	6,00
F	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00		
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01		
<b>TOTAL</b>	9,98	10,01	10,01	10,00	9,99	9,99	10,00	9,97	9,98	9,98	10,04	9,97	10,01	10,00	10,01
<b>T°C (Cath)</b>	356,65	366,31	379,19	382,41	366,31	366,31	369,53	363,09	359,87	359,87	379,19	363,09	372,75	385,63	379,19

Obs:

n.a. - elemento não analisado

T°C(Cath)-temperatura calculada segundo Cathelineau (1988)

**PIRITA**



	Fe	S	As	Cu	Au	Ag	Bi	Pb	Zn	Te	Total
I.3,2,8	47,324	53,755	0,040	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,007		101,14
I.3,5,3	46,395	53,563	0,027	0,057	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000		100,07
I.3,5,4	47,312	53,800	0,135	0,029	0,002	0,031	0,000	0,000	0,014		101,32
I.3,4,9	47,058	53,752	0,075	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021		100,91
I.3,4,10	47,157	53,859	0,051	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,001		101,08
I.3,4,11	60,336	38,735	0,053	0,052	0,002	0,007	0,000	0,000	0,000		99,19
I.3,4,14	46,957	53,926	0,043	0,000	0,018	0,039	0,000	0,000	0,000		100,98
I.3,4,15	47,048	53,751	0,090	0,001	0,000	0,029	0,000	0,000	0,005		100,92
II.14.3,1,4	47,420	54,187	0,001	0,000	0,003	0,024	0,000	0,000	0,014		101,65
II.14.3,1,5	47,183	53,778	0,065	0,000	0,016	0,017	0,000	0,000	0,000		101,06
II.14.3,15	46,841	53,998	0,046	0,015	0,000	0,005	0,000	0,000	0,010		100,92
II4,1,4	46,351	53,381	0,026	0,023	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000		99,80
II4,1,3	46,638	53,248	0,036	0,011	0,008	0,009	0,000	0,000	0,033		99,98
II4,1,4	46,623	53,470	0,033	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000		100,13
II4,2,1	46,705	53,650	0,055	0,000	0,024	0,021	0,000	0,000	0,011		100,47
II4,2,2	46,776	53,667	0,054	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000		100,50
II2,1,1	47,117	53,726	0,073	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		100,93
II2,1,2	47,085	53,777	0,066	0,000	0,000	0,028	0,000	0,000	0,042		101,00
II2,1,3	47,231	53,876	0,000	0,023	0,012	0,011	0,000	0,000	0,008		101,16
II2,1,4	46,915	53,974	0,067	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,033		100,99
II2,1,5	47,248	53,612	0,067	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		100,93
II2,1,5	46,998	53,703	0,043	0,028	0,023	0,000	0,000	0,000	0,010		100,81
II.4A,2,1	46,923	53,774	0,046	0,000	0,002	0,014	0,000	0,000	0,000		100,76
II.4A,1,2	46,787	53,711	0,026	0,000	0,009	0,027	0,000	0,000	0,006		100,57
II4,2,3	46,720	53,536	0,090	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000		100,36
II.4A,1,1	46,632	53,726	0,039	0,000	0,008	0,019	0,000	0,000	0,069		100,49
II.4A,1,2	46,429	53,350	0,053	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,002		99,85
II.4A,1,3	47,009	53,734	0,042	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000		100,80
II.4A,1,4	46,943	53,638	0,036	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000		100,64
II.4A,1,5	46,725	53,573	0,056	0,002	0,096	0,000	0,000	0,000	0,033		100,49
II.4A,1,6	46,287	52,606	0,094	0,039	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		99,03
II.4A,1,7	46,926	53,768	0,030	0,000	0,025	0,027	0,000	0,000	0,033		100,81
I.3 A, 1,4	47,188	54,205	0,030	0,000	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000		101,45
I.3 A, 1,5	47,255	54,077	0,046	0,043	0,001	0,000	0,000	0,000	0,008		101,43
I.3 A, 1,6	47,378	54,010	0,025	0,000	0,008	0,024	0,000	0,000	0,000		101,45
I.3A,2,1	45,485	53,207	0,051	0,011	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000		98,76
I.3A,2,2	45,333	52,135	0,073	0,000	0,005	0,013	0,000	0,000	0,000		97,56
II.6.4,1,1	46,881	53,678	0,011	0,000	0,028	0,015	0,000	0,000	0,000		100,61
II.6.4,1,2	46,947	53,660	0,067	0,042	0,031	0,001	0,000	0,000	0,026		100,77
II.6.4,1,3	47,004	53,332	0,051	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032		100,42
II.1.3,3,3	47,171	54,134	0,044	0,039	0,034	0,007	0,000	0,000	0,000		101,43
II.1.3,3,4	46,939	53,543	0,332	0,000	0,011	0,005	0,000	0,000	0,000		100,83
II.1.3,3,5	46,382	52,905	1,168	0,002	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000		100,47
II.1.3,3,6	46,858	53,224	0,791	0,022	0,006	0,024	0,000	0,000	0,000		100,93
II.1.3,3,7	47,190	54,268	0,050	0,000	0,012	0,010	0,000	0,000	0,000		101,53
II.1.3,1,5	47,137	54,369	0,056	0,000	0,004	0,026	0,000	0,000	0,000		101,59
II. 1.3,1,4	47,124	54,306	0,053	0,000	0,031	0,010	0,000	0,000	0,036		101,56
II. 1.3,1,6	47,059	54,222	0,046	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,019		101,36
II.1.3,2,3	47,109	53,951	0,026	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024		101,12
II. 1.3,1,4	47,074	53,517	0,081	0,000	0,015	0,009	0,000	0,000	0,046		100,74
II. 14.3,1,5	47,331	53,463	0,037	0,000	0,026	0,017	0,000	0,000	0,000		100,87
II.14.3,1,6	46,865	53,285	0,052	0,000	0,008	0,019	0,000	0,000	0,000		100,23

	Fe	S	As	Cu	Au	Ag	Bi	Pb	Zn	Te	Total
II.1.4,1,1	31,622	0.143	0,000	0,000	0,014	0,000	0,066	0,000	0,001	-	31,85
II.1.4,1,3	46,607	53,752	0,174	0,027	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	-	100,58
II.1.4,1,4	47,205	53,690	0,099	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,003	-	101,01
II.1.4,4,2	46,932	53,840	0,049	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,011	-	100,83
II.1.4,1,3	47,010	54,033	0,081	0,000	0,006	0,011	0,000	0,000	0,006	-	101,15
II.1.4,4,4	46,944	53,845	0,154	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	-	100,95
II.1.4,2,3	60,159	38,802	0,042	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	-	99,02
II.1.4,2,4	47,065	53,649	0,142	0,000	0,083	0,000	0,000	0,000	0,000	-	100,94
II.1.4,2,5	46,401	53,141	0,100	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,050	-	99,69
II.1.4,2,6	46,943	53,712	0,027	0,037	0,033	0,000	0,000	0,000	0,000	-	100,75
II.1.4,2,7	46,479	54,539	0,126	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	-	101,15
II.4A,1,1	46,364	53,186	0,100	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,050	-	99,70
II.4A,1,2	47,319	53,693	0,000	0,007	0,183	0,078	0,000	0,000	0,075	-	101,36
II.4A,1,3	46,361	53,479	0,000	0,000	0,066	0,021	0,000	0,000	0,033	-	99,96
II.4A,1,4	45,616	52,818	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	-	98,48
II.4A,1,6	45,913	52,622	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	98,54
III.6.2,3,1	46,447	53,652	0,069	0,020	0,012	0,012	0,000	0,000	0,015	-	100,23
III.6.2,3,2	46,699	53,514	0,060	0,032	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	-	100,31
III.6.2,3,3	46,699	54,009	0,064	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,011	-	100,79
II.1.3,1,1	46,921	54,024	0,101	0,011	0,012	0,005	0,000	0,000	0,000	-	101,07
II.1.3,1,10	47,487	54,103	0,045	0,007	0,000	0,028	0,000	0,000	0,004	-	101,67
II.9.4,1,9	47,287	53,863	0,046	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,010	101,21
II.9.4,1,10	47,322	53,836	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	101,20
II.9.4,1,11	47,152	53,826	0,035	0,000	0,000	0,033	0,000	0,000	0,006	0,000	101,05
II.9.4,1,12	47,516	53,779	0,061	0,000	0,039	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	101,40
II.9.4,1,13	47,264	53,825	0,029	0,000	0,000	0,023	0,000	0,000	0,000	0,050	101,19
II.1.5,2,3	31,600	35,951	0,038	31,254	0,004	0,012	0,000	0,000	0,000	0,033	98,89
II.1.5,2,5	46,545	53,693	0,032	0,034	0,002	0,012	0,000	0,000	0,000	0,017	100,34
II.1.5,2,6	46,642	53,686	0,023	0,007	0,006	0,000	0,000	0,000	0,040	0,021	100,43
II.1.5,2,7	46,811	53,757	0,044	0,029	0,000	0,014	0,000	0,000	0,008	0,006	100,67
II.1.5,2,8	59,240	38,704	0,040	0,000	0,000	0,048	0,000	0,000	0,000	0,000	98,03
II.1.5,2,9	46,595	53,611	0,027	0,000	0,000	0,032	0,000	0,000	0,032	0,020	100,32
II.1.5,2,12	46,278	53,608	0,066	0,010	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,96
II.1.5,2,11	46,567	53,576	0,049	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	100,21
III.6.5,1,8	46,884	54,017	0,045	0,016	0,012	0,007	0,000	0,000	0,000	0,024	101,01
III.6.5,1,10	47,098	53,304	0,068	0,021	0,019	0,000	0,000	0,000	0,017	0,014	100,54
III.6.5,1,11	47,107	53,566	0,104	0,014	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	100,79
III.6.5,1,12	46,754	53,614	0,069	0,002	0,000	0,027	0,000	0,000	0,006	0,000	100,47
III.6.5,1,13	46,822	53,757	0,069	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,007	0,025	100,68
II.6.4,1,3	46,663	53,368	0,040	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	100,08
II.6.4,1,4	46,860	53,759	0,022	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	100,65
II.6.4,2,5	46,736	53,562	0,085	0,001	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	100,40
I.3,1,1	47,038	53,909	0,040	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	100,99
I.3,1,2	46,958	53,971	0,051	0,000	0,277	0,003	0,000	0,000	0,280	0,154	101,69
I.3,1,3	54,975	43,915	0,041	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,145	0,000	99,08
I.3,1,4	59,201	39,267	0,190	0,061	0,000	0,076	0,000	0,000	0,136	0,073	99,00
I.3,1,5	46,794	53,162	0,000	0,000	0,034	0,021	0,000	0,000	0,137	0,000	100,15
I.3,1,6	47,785	52,944	0,066	0,054	0,000	0,027	0,000	0,000	0,128	0,000	101,00
I.3,1,7	46,954	54,000	0,252	0,092	0,000	0,000	0,000	0,000	0,163	0,000	101,46
I.3A,1,3	47,678	54,006	0,047	0,016	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	101,76
I.3A,1,7	47,045	54,084	0,006	0,000	0,023	0,000	0,000	0,000	0,029	0,001	101,19
II.1.3,1,1	46,633	53,325	0,761	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,019	0,003	100,75

