UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA E QUÍMICA MINERAL DA ILHA
MONTE DE TRIGO, LITORAL NORTE DO
ESTADO DE SÃO PAULO**

Gaston Eduardo Enrich Rojas

Orientador: Prof. Dr. Excelso Ruberti

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2000

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**GEOLOGIA E QUÍMICA MINERAL DA ILHA MONTE DE TRIGO,
LITORAL NORTE DO ESTADO DE SÃO PAULO**

GASTON EDUARDO ENRICH ROJAS

Orientador: Prof. Dr. Excelso Ruberti

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Excelso Ruberti
Examinadores:	Prof ^a Dr ^a Eleonora Maria G. Vasconcellos
	Prof ^a Dr ^a Mabel Norma Costas Ulbrich

**SÃO PAULO
2000**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA E QUÍMICA MINERAL DA ILHA
MONTE DE TRIGO, LITORAL NORTE
DO ESTADO DE SÃO PAULO**

Gaston Eduardo Enrich Rojas

Orientador: Prof. Dr. Excelso Ruberti

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

DEDALUS - Acervo - IGC

30900006050

São Paulo
2000

Aos meus Pais
Eduardo e Lucy
pelo amor e carinho

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todas aquelas pessoas que acompanharam, apoiaram e ajudaram, direta ou indiretamente, na execução desta dissertação, das quais não podia deixar de mencionar:

Prof. Dr. Excelso Ruberti, pela sua prestativa orientação, dedicação, e acompanhamento desde a graduação, dispensando para isto muitas horas de trabalho, inclusive em fins de semana e feriados.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, em especial ao Departamento de Mineralogia e Geotectônica (e ao antigo DMP) e ao Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, pela oportunidade de realizar deste trabalho, dipondo de toda a infraestrutura possível.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela concessão da bolsa de Mestrado (97/14576-7) e ajuda financeira através do Projeto Temático "Petrologia e Geoquímica de Rochas Alcalinas" (97/01210-4).

A todos os moradores da Ilha Monte de Trigo, pela hospitalidade e ajuda durante os trabalhos de campo, em especial ao Sr. Valentim, Sra. Valderes, Sr. Paulo, Sr. Nelson, pela prestativa ajuda, sem esquecer dos "amigos caninos" Bingo, Simba, Burdoc e Princesa, que nos acompanharam nos locais mais inóspitos da ilha.

A todos os professores do Instituto, que me acompanharam desde os tempos de graduação, em especial aos (Profs. Drs.) Celso, Kiko, Schorscher, Daniel, Sílvio, Gergely, Coutinho, Ulbrich, Mabel, Valdecir, Caetano e Ângela, pelas aulas sobre mineralogia e petrologia, e pela ajuda dispensada no departamento.

A todos os funcionários do instituto, em especial para Marcos e Aninha (Lab. microsonda), José Paulo (LTA), Angélica (Lab. óptica), Ana Paula, Magali e Tadeu (Secretaria Pós), Cláudio Hopp e demais funcionários da laminação, Brenda, Érica e demais funcionários da biblioteca, Miltonete e demais funcionários da garagem, Claudionor e demais funcionários da gráfica.

Aos colegas Artur Deodato Alves, Artur Vinha Fosse, Jaime L. Baez Presser e William Salum Filho, que tornaram viáveis com sua ajuda os trabalhos de campo.

Aos estimadíssimos colegas da graduação, Abelha, Alejandra, Alethéa, Angélica, Apum, AZT, Bizu, Buda, Cecê, Chanel, Couve-frô, Digo, Dixico, Eunuco, Fanho, Feijoadá, Fepasa, Gardenal, Garrincha, Ghummy, Haxta-pau, Ivo, Jânio, Japa, Kamiku, Kein, Laura, Luciano, Magri, Manáh, Mamilo, 1/2 belo, Metanol, Metralha, Mika, Moribundo, Ninguém, Orélia, Paquita, Phoça, Pom-pom, Rapunzel, Ricota, Roseli, Sibebe, Sivuca, Thobias, UF, Uga-uga, Vagau, Vaudemar, Valisère, Vangay, Veridiana, Xhera, Xoquito.

Aos colegas da pós-graduação, Gilson, João Matos, Agrô, Yuri, Paulo, Docinho, Luiz, Iraldo, Silvia (s), Cristiane, Anisia, Miriam, Pobrema, Xapinha, Peter, Manguaça, Klaus, Xita, Rosana, Elias, Iede, Jaime, Torrinha, Troglô, Sandra, Anabel, Raquel, Hécio e Werner.

À minha família, Eduardo e Lucy, meus pais, Anita, Malu, Enrique, meus irmãos e Vitor, meu cunhado, pelo enorme apoio e amor, e por tudo que eles representam.

À Claudia, companheira inseparável em todos estes anos de faculdade, pelo carinho, amor e compreensão.

SUMÁRIO

ÍNDICE DE FIGURAS.....	iv
ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS.....	ix
ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS.....	xi
ÍNDICE DE TABELAS.....	xv
RESUMO.....	xvii
ABSTRACT.....	xix
 1. INTRODUÇÃO.....	 1
1.1. Localização e vias de acesso.....	1
1.2. Aspectos gerais.....	1
1.3. Objetivos.....	5
 2. METODOLOGIA.....	 6
2.1. Trabalhos de campo.....	6
2.2. Petrografia.....	7
2.3. Química mineral.....	7
2.4. Tratamento das análises de química mineral.....	8
 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	 11
3.1. O magmatismo Pós-Paleozóico.....	11
3.2. O magmatismo alcalino na Província Serra do Mar.....	14
3.2.1. Contexto geotectônico.....	14
3.2.2. Distribuição dos complexos alcalinos.....	16
3.2.3. Idades.....	18
3.2.4. Geologia e petrografia.....	19
3.2.4.1. Ocorrências alinhadas segundo a Falha de Santos.....	19
3.3. Trabalhos anteriores sobre a Ilha Monte de Trigo.....	20
 4. GEOLOGIA.....	 22
4.1. Rochas sieníticas.....	25
4.1.1. Nefelina sienito I.....	26
4.1.2. Nefelina sienito II.....	26
4.1.3. Sienito com nefelina.....	27
4.2. Rochas monzossieníticas.....	30
4.3. Rochas máficas.....	30

4.4. Rochas ultramáficas	33
4.5. Brecha magmática	33
4.6. Diques	37
4.6.1. Diques microssieníticos a microteralíticos	37
4.6.2. Diques de tefritos fonolíticos, tefritos e lamprófiros	39
4.6.3. Diques fonolíticos	40
5. PETROGRAFIA	42
5.1. Rochas sieníticas	42
5.1.1. Nefelina sienito I	43
5.1.2. Nefelina sienito II	48
5.1.3. Álcali feldspato sienito com nefelina	50
5.2. Nefelina monzossienito	53
5.3. Rochas máficas	56
5.4. Rochas ultramáficas	64
5.5. Rochas de diques	67
5.5.1. Diques microssieníticos a microteralíticos	67
5.5.1.1. Diques microssieníticos com textura "traquítica"	68
5.5.1.2. Diques microssieníticos com textura em "mosaico"	71
5.5.1.3. Diques microteralíticos e microessexíticos	74
5.5.2. Diques da suíte efusiva	75
5.5.2.1. Monchiquitos	75
5.5.2.2. Camptonitos	76
5.5.2.3. Tefritos	78
5.5.2.4. Tefritos fonolíticos e fonólitos tefríticos	79
5.5.2.5. Fonólitos	79
6. QUÍMICA MINERAL	83
6.1. Olivinas	83
6.1.1. Rochas máficas e ultramáficas	83
6.2. Piroxênios	86
6.2.1. Rochas máficas e ultramáficas	86
6.2.2. Rochas sieníticas e nefelina monzossienito	99
6.3. Anfibólios	106
6.3.1. Rochas máficas e ultramáficas	106
6.3.2. Rochas sieníticas e nefelina monzossienito	111
6.4. Biotitas	116

6.4.1. Rochas máficas e ultramáficas	116
6.4.2. Rochas sieníticas e nefelina monzossienito	122
6.5. Minerais opacos	125
6.5.1. Rochas máficas e ultramáficas	126
6.5.2. Rochas sieníticas e nefelina monzossienito	129
6.5.3. Determinação dos parâmetros físico-químicos	132
6.6. Feldspatos.....	136
6.6.1. Rochas máficas e ultramáficas	136
6.6.2. Nefelina monzossienito	139
6.6.3. Rochas sieníticas.....	139
6.7. Nefelinas	147
6.7.1. Rochas máficas e ultramáficas	147
6.7.2. Rochas sieníticas e nefelina monzossienito	149
6.8. Analcimas.....	152
6.8.1. Rochas máficas e ultramáficas	152
6.8.2. Rochas sieníticas e nefelina monzossienito	154
7. CONSIDERAÇÕES PETROLÓGICAS.....	155
8. BIBLIOGRAFIA.....	164

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 01 - Carta-imagem de satélite (INPE, 1990) mostrando a localização e acesso da Ilha Monte de Trigo (Montão de Trigo), litoral norte do Estado de São Paulo.....	2
Figura 02 - Mapa de localização dos pontos de afloramentos estudados na Ilha Monte de Trigo.	4
Figura 03 - Principais feições da ativação Pós-Paleozóica da Plataforma Sul Americana, segundo Almeida <i>et al.</i> (2000). Centros ígneos mesozóicos e cenozóicos representados principalmente por rochas alcalinas, compilados de Almeida (1983, 1986), Almeida <i>et al.</i> (2000), Comin-Chiaramonti <i>et al.</i> (1997), Morbidelli <i>et al.</i> (1995), Thompson <i>et al.</i> (1998), Viramonte <i>et al.</i> (1999), e referências lá citadas.	12
Figura 04 - Distribuição das ocorrências alcalinas na região do Vale do Paraíba e faixa litorânea dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Província Serra do Mar e outras ocorrências próximas), e suas principais feições estruturais. Extraído de Almeida (1986) e Almeida & Carneiro (1998). Na inserção tem-se o detalhe das ocorrências mais próximas à Ilha Monte de Trigo (IPT-Pró Minério, 1981).	15
Figura 05 - Mapa geológico da Ilha Monte de Trigo.	23
Figura 06 - Esboço em planta do afloramento da brecha magmática mostrando a distribuição das diferentes zonas identificadas.	36
Figura 07 - Atitude dos diques microssieníticos, lamprofíricos, tefríticos e fonolíticos da Ilha Monte de Trigo no diagrama Schmidt-Lambert.	39
Figura 08 - Classificação das rochas sieníticas e monzossieníticas da Ilha Monte de Trigo segundo Le Maitre (1989).	43
Figura 09 - Classificação das rochas máficas da Ilha Monte de Trigo segundo Le Maitre (1989).	57
Figura 10 - Classificação das rochas ultramáficas da Ilha Monte de Trigo segundo Le Maitre (1989).	64
Figura 11 - Diagrama mostrando a variação da molécula forsterítica (Fo) em olivinas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.....	84
Figura 12 - Diagramas de classificação de piroxênios segundo Morimoto (1990) para os piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	87
Figura 13 - Diagramas Mg_{M1} vs Ti_{M1} , Al_{M1} , Fe^{3+}_{M1} e Fe^{2+}_{M1} (a.f.u.) mostrando a ocupação catiônica no sítio M1 de piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	89
Figura 14 - Diagrama Mg_{M1} vs $Fe^{3+}_{M1} + Ti_{M1} + Al_{M1}$ (a.f.u.) mostrando a ocupação catiônica no sítio M1 de piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Na inserção tem-se a representação das linhas evolutivas dos piroxênios das rochas mais insaturadas e das menos insaturadas.	89
Figura 15 - Diagrama Ti_{M1} vs Al_{total} (a.f.u.) para os piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo, incluindo os campos das composições dos piroxênios obtidos experimentalmente por Thy (1991) para diferentes pressões.....	91
Figura 16 - Diagrama V_{cell} (volume de célula unitária) vs V_{M1} (volume do sítio M1), calculado segundo Nimis (1995, 1999) para os piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Área sombreada representa o campo das composições de os piroxênios de rochas alcalinas (Nimis, 1999). Na inserção tem-se a influência de cada componente molecular proporcional aos vetores, relativos à definição dos parâmetros V_{cell} e V_{M1} , para o conjunto de análises integradas.	92

Figura 17 – Diagrama Na_{M2} vs $\text{Mg}_{\text{M2}} + \text{Fe}^{2+}_{\text{M2}}$ (a.f.u.) para os piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.....	94
Figura 18 – Variações químicas (a.f.u.) em cristais de piroxênios zonados de rochas máficas, ultramáficas e monzossieníticas da Ilha Monte de Trigo. Leituras efetuadas em intervalos diversos (8 a 125 μm) ao longo de perfis transversais, entre o núcleo e borda dos grãos. O último perfil refere-se ao detalhamento entre duas faixas do zoneamento oscilatório do perfil anterior, com feixe de 1 μm	95
Figura 19 – Diagrama Si_T vs $\text{Fe}^{2+}_{(\text{M1} + \text{M2})}$ (a.f.u.) representando a evolução da composição dos piroxênios em relação às moléculas de diopsídio, hedenbergita e do tipo tschermakítico, das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Na inserção tem-se a representação da linha evolutiva para as rochas mais insaturadas e para as menos insaturadas.	97
Figura 20 - Diagramas $\text{Fe}^{2+}_{(\text{M1} + \text{M2})}$ vs Si_T (a.f.u.) mostrando as relações entre as substituições tipos tschermakíticas ($\text{Si}_\text{T} \leftrightarrow (\text{Al}_\text{T}, \text{Fe}^{3+}_\text{T})$) e ferromagnesiana, nos perfis realizados em grãos selecionados de piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	98
Figura 21 - Diagramas de classificação de piroxênios segundo Morimoto (1990), para os piroxênios das rochas sieníticas e nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	100
Figura 22 - Diagrama Na_{M2} vs Ca_{M2} (a.f.u.) mostrando a distribuição dos cátions no sítio M2 para os piroxênios das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	102
Figura 23 - Diagrama $\text{Mg} - (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + (\text{Fe}^{3+} - \text{Na})) - \text{Na}$ (a.f.u.) mostrando a evolução composicional dos piroxênios das rochas sieníticas em relação às moléculas diopsídio, hedenbergita e egrina, e comparada com os campos referentes aos piroxênios das rochas sieníticas de São Sebastião, Búzios e Vitória.	102
Figura 24 - Diagrama Na_{M2} vs Al_T (a.f.u.) mostrando a relação entre as duas substituições acopladas com deficiência em carga nos piroxênios das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Na inserção tem-se a representação da evolução química dos piroxênios do nefelina monzossienito e das rochas sieníticas.	103
Figura 25 - Diagrama $(2\text{Ti}_{\text{M1}} + \text{Al}_{\text{M1}})$ vs Al_T (a.f.u.) mostrando a substituição acoplada entre os sítios M1 e T nos piroxênios das rochas sieníticas e nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	103
Figura 26 - Diagrama Zr_{M1} vs Na_{M2} (a.f.u.) mostrando o comportamento do Zr nos piroxênios das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	105
Figura 27 - Diagrama classificatório de Leake (1997) para anfibólios cálcicos com $\text{Ca}_\text{B} \geq 1,50$, $(\text{Na} + \text{K})_\text{B} \geq 0,50$ e $\text{Ti} > 0,50$ (a.f.u.), para as rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	107
Figura 28 - Diagrama Al_T vs Ca_B (a.f.u.) mostrando a relação entre as substituições nos sítios B e T em anfibólios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	107
Figura 29 - Diagrama Al_C vs Mg_C (a.f.u.) mostrando a relação entre as substituições $\text{Al}_\text{C} \leftrightarrow \text{Ti}_\text{C}$ ($\Sigma \approx 1,000$ a.f.u.) e $\text{Mg}_\text{C} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}_\text{C}$ ($\Sigma \approx 4,000$ a.f.u.) nos anfibólios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	109
Figura 30 - Diagrama $(\text{F} + \text{Cl})$ vs Fe^{3+}_C (a.f.u.) supondo a relação $\text{Ti} = \text{O}^{2-}_{\text{excesso}}$ para os anfibólios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	109
Figura 31 - Diagrama $(\text{F} + \text{Cl})$ vs $\text{O}^{2-}_{\text{excesso}}$ (a.f.u.) supondo a relação $\text{Ti} = \text{O}^{2-}_{\text{excesso}}$ para os anfibólios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	110

Figura 32 - Diagramas classificatórios de Leake (1997) para anfibólios cálcicos com: (A) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C \geq Fe^{3+}_C$; (B) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C < Fe^{3+}_C$; (C) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$ e $Ti > 0,50$ para as rochas sieníticas e o nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	112
Figura 33 - Diagramas Si_T , Ti_C , Al_C e Fe^{3+}_C vs Mg_C (a.f.u.) mostrando o comportamento dos cátions nos anfibólios das rochas sieníticas e nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	114
Figura 34 - Diagrama F vs Fe^{3+}_C (a.f.u.) mostrando o comportamento do flúor nos anfibólios das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Na inserção tem-se a representação da evolução composicional dos anfibólios das diferentes fácies de rochas sieníticas e do nefelina monzossienito.	115
Figura 35 - Diagrama de classificação de biotitas segundo os componentes Eastonita - Siderophyllita - Flogopita - Annita (Deer <i>et al.</i> , 1992), para as rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	117
Figura 36 - Diagrama Mg vs Fe^{2+} (a.f.u.) mostrando a principal substituição do sítio octaédrico nas biotitas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	117
Figura 37 - Diagramas $\square^{VI}$ e $(Al^{IV} + Fe^{3+IV})$ vs Ti (a.f.u.) mostrando as substituições acopladas envolvendo a entrada de Ti no sítio octaédrico, para as biotitas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	119
Figura 38 - Diagrama Ba vs Na (a.f.u.) ilustrando a entrada de Na e Ba (substituindo K) no sítio intercarnada, para as biotitas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	120
Figura 39 - Diagrama Si vs Ba (a.f.u.) para as biotitas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	120
Figura 40 - Diagrama F vs Cl (a.f.u.) para as biotitas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	121
Figura 41 - Diagrama de classificação de biotitas segundo os componentes Eastonita - Siderophyllita - flogopita - Annita (Deer <i>et al.</i> , 1992), para as rochas sieníticas e nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	123
Figura 42 - Diagrama $Ti + \square^{IV}$ vs $Mg + Fe^{2+}$ (a.f.u.) mostrando a principal substituição do sítio octaédrico para as biotitas das rochas sieníticas e nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	124
Figura 43 - Diagrama F vs Mg (a.f.u.) mostrando o comportamento do flúor nas biotitas das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	124
Figura 44 - Diagrama ternário TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 (proporção molecular) para as fases titanomagnetitas e ilmenitas em opacos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	127
Figura 45 - Diagrama ternário Fe_2TiO_4 (ulvöespinélio) - Fe_3O_4 (magnetita) - $FeAl_2O_4 + MgAl_2O_4$ (hercinita + espinélio) para as titanomagnetitas hospedeiras em opacos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	127
Figura 46 - Diagrama $(Ti+Al)$ vs Mg (a.f.u.) para titanomagnetitas hospedeiras em opacos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	128
Figura 47 - Diagrama Ti vs Mn (a.f.u.) para titanomagnetitas hospedeiras em opacos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	128
Figura 48 - Diagrama $(Mg+Mn)$ vs Fe^{2+} (a.f.u.) para ilmenitas exsolvidas em opacos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	130

Figura 49 - Diagrama Mg vs Mn (a.f.u.) para ilmenitas exsolvidas em opacos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.....	130
Figura 50 - Diagrama ternário TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 (proporção molecular) para as fases titanomagnetitas e ilmenitas em opacos das rochas sieníticas e nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.....	131
Figura 51 - Diagrama Ti vs Al (a.f.u.) para as titanomagnetitas hospedeiras em opacos das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.....	133
Figura 52 - Diagrama Nb vs Mg para as ilmenitas exsolvidas em opacos das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.....	133
Figura 53 - Gráfico de T ($^{\circ}C$) vs $\Delta \log f_{O_2}$ calculado segundo Ghiorso & Sack (1991) para as titanomagnetitas com "oxi-exsolução" de ilmenitas, mostrando as condições de reequilíbrio <i>subsólido</i> dos opacos de todas as variedades plutônicas da Ilha Monte de Trigo. $\Delta \log f_{O_2}$ normalizado para o <i>buffer</i> FMQ segundo equação de Frost (1991).....	134
Figura 54 - Composição dos feldspatos classificados segundo os componentes moleculares Ab - Or - An para as rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.....	138
Figura 55 - Diagrama Ca vs Sr (a.f.u.) mostrando as diferentes relações entre as trocas catiônicas nos feldspatos das distintas variedades de rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.....	138
Figura 56 - Composição dos feldspatos classificados segundo os componentes moleculares Ab - Or - An para o nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.....	140
Figura 57 - Diagrama Ab - Or - An ilustrando a provável linha evolutiva de fracionamento ígneo (linha cinza) dos feldspatos seguindo uma cristalização em " <i>sequencial two feldspar path</i> " de Brown (1993, Fig. 14), bem como as composições das exsoluções peritíticas tipo patch que aparecem no feldspato alcalino, para o nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.....	140
Figura 58 - Diagrama Ab - Or - An de classificação para as análises da fase mesoperitítica tipo "homogênea" (composição ígnea original) dos feldspatos alcalinos das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo. Análises com feixe de diâmetro de 10 a 15 μm	142
Figura 59 - Diagrama Ab - Or - An de classificação para as análises nas distintas fases texturais de exsolução dos feldspatos alcalinos das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo. Análises com feixe de 5 μm	142
Figura 60 - Perfil composicional transversal a uma lamela de <i>film</i> peritita no feldspato alcalino do sienito com nefelina (MTR 69B) da Ilha Monte de Trigo. Diâmetro do feixe: 1 μm . Perfil de 40 μm	144
Figura 61 - Diagrama Ba vs Fe^{3+} (a.f.u.) mostrando a concentração dos elementos menores para os feldspatos alcalinos das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo.....	144
Figura 62 - Diagrama Ab - Or - An ilustrando as variações composicionais de um perfil em cristal de feldspato alcalino zonado do nefelina sienito I (MTR11a) da Ilha Monte de Trigo. No canto superior esquerdo encontra-se uma fotomicrografia em escala de detalhe (lado maior 0,25 mm, polarizadores cruzados) com a localização exata dos pontos analisados no grão.....	145
Figura 63 - Diagrama Si + $\square$ vs Al + K mostrando a principal substituição acoplada para as nefelinas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.....	148
Figura 64 - Diagrama Ne - Qz - Ks mostrando a evolução da composição de nefelinas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Temperaturas de equilíbrio conforme Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961). Trend evolutivo para as nefelinas de Square Top (Wilkinson & Hensel, 1994) indicado com A.....	148

- Figura 65** - Diagrama Ne - Qz - Ks mostrando a evolução da composição de nefelinas das rochas sieníticas e nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Temperaturas de equilíbrio conforme Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961). *Trend* evolutivo para as nefelinas de Square Top (Wilkinson & Hensel, 1994) indicado com **A** e para as de rochas máficas e ultramáficas da ilha indicado por **B**.151
- Figura 66** - Diagrama Si vs (Al+Na) mostrando a principal substituição acoplada para as analcimas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.153
- Figura 67** - Diagrama Si vs (Al+Na) mostrando a principal substituição acoplada para as analcimas das rochas sieníticas e nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.153
- Figura 68** - Seções esquemáticas ilustrando a evolução geológica da associação de rochas alcalinas da Ilha Monte de Trigo. A profundidade das câmaras magmáticas não segue escala, com profundidades estimadas de aproximadamente 4 km. Ilustrações baseadas em Best (1982), Drecker & Drecker (1997), Hall (1996), Irvine *et al.* (1998) e Parson & Becker (1987).157
- Figura 68 (continuação)** - Seções esquemáticas ilustrando a evolução geológica da associação de rochas alcalinas da Ilha Monte de Trigo. A profundidade das câmaras magmáticas não segue escala, com profundidades estimadas de aproximadamente 4 km. Ilustrações baseadas em Best (1982), Drecker & Drecker (1997), Hall (1996), Irvine *et al.* (1998) e Parson & Becker (1987).161

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

FOTO 01 - Visão geral da face SE da Ilha Monte de Trigo ao afastar-se de barco sentido à Barra do Una, mostrando um perfil aproximado NE (direita) – SW (esquerda).....	3
FOTO 02 - Operação de embarque/desembarque mostrando a pequena canoa, único tipo de embarcação a atracar na ilha, conduzida por um pescador, fazendo a conexão entre o barco e o "atracadeiro" para o transporte dos equipamentos e passageiros.	3
FOTO 03 - Base de trabalho montada no quintal do morador Sr. Valentim durante a segunda etapa de campo.	3
FOTO 04 - Vegetação e topografia típica encontrada no interior da ilha. Nota-se a dificuldade em transpor este tipo de relevo íngreme e de vegetação rasteira, entrecortado por blocos. Ao fundo avista-se a Ilha de São Sebastião (Ilhabela).	3
FOTO 05 - Zona milonítica com falhamentos verticais e subhorizontais, apresentando segregação de minerais máficos, no costão oeste.....	24
FOTO 06 - Zona milonítica no nefelina sienito II, próximo à Ponta do Itapeva.	24
FOTO 07 - Detalhe da Foto 05. <i>Boudans</i> deslocados de minerais máficos junto à zona milonítica.	24
FOTO 08 - Blocos de nefelina sienito I apresentando erosão em caneluras, semelhante ao que ocorre em rochas carbonáticas ao serem dissolvidas.	24
FOTO 09 - Bloco de nefelina sienito II bandado, deslocado de sua posição original, junto ao costão leste. Nota-se a disposição curvada das bandas.	28
FOTO 10 - Erosão em caneluras nos blocos de nefelina sienito II, próximo à Ponta do Itapeva.	28
FOTO 11 - Xenólitos métricos de rocha máfica em sienito com nefelina, próximo ao Leme. Nota-se as extremidades angulosas dos xenólitos.	28
FOTO 12 - Sienito com nefelina próximo ao Leme com dezenas de xenólitos de rocha máfica, sendo ambos cortados por um dique de microssienito.	28
FOTO 13 - Detalhe do contato entre o sienito com nefelina (mais escuro) rico em xenólitos de rocha máfica e o sienito com nefelina (mais claro) sem xenólitos, próximo ao Leme.....	29
FOTO 14 - Bandamento em forma de canal formado por acumulação de minerais máficos em sienito com nefelina, no costão oeste.	29
FOTO 15 - Bolsão pegmatóide aproximadamente tabular no sienito com nefelina, onde se destaca o acúmulo de grandes cristais de biotita.....	29
FOTO 16 - Enclave máfico no sienito com nefelina junto ao costão oeste. Notar cristais de anfibólio na borda e alguns fenocristais de feldspato (do sienito?) em seu interior.	29
FOTO 17 - Contato entre nível com estratificação magmática e uma porção homogênea em rocha máfica. Notar que ambas as fácies são cortadas por um dique microteralítico.	32
FOTO 18 - Estratificação magmática em rocha máfica com atitude subvertical, próximo ao contato com o nefelina sienito II.	32
FOTO 19 - Bloco junto ao costão norte contendo grandes cristais de piroxênio associado à minerais félsicos intersticiais, provavelmente correspondendo a uma porção pegmatítica do corpo máfico.	32

FOTO 20 - Ocorrência de blocos de rocha máfica junto ao Leme, entre os sienito com nefelina e o nefelina monzossienito.	32
FOTO 21 - Bolsões e venulações félsicas em rocha ultramáfica, junto ao costão norte, em direção ao Porto do Imbiru.	34
FOTO 22 - Dique microssienítico rico em enclaves da rocha ultramáfica encaixante. Observa-se que dele irradiaram venulações félsicas, acompanhando sistemas de fraturas.	34
FOTO 23 - Brecha de borda de câmara magmática, com fragmentos e matriz constituídos de mesmo material, em bloco junto às rochas ultramáficas.	34
FOTO 24 - Brecha Magma (ponto 20) vista de cima da Ponta Negra, aflorando como laje subcircular. Nota-se a abundância de blocos do embasamento (branco) na porção mais próxima e a respectiva tonalidade mais clara da matriz.	34
FOTO 25 - Detalhe de um pequeno dique de brecha em rocha máfica, registrado junto ao costão norte, cortado por um dique félsico.	35
FOTO 26 - Zona 01 da brecha magmática (ponto 20) apresentando fragmentos arredondados de gnaiss e migmatito, sugerindo assimilação destes pela matriz mais clara.	35
FOTO 27 - Zona 02 da brecha magmática (ponto 20) com predomínio de fragmentos de rocha máfica e ultramáfica, apresentando também fragmentos de natureza gnáissica.	35
FOTO 28 - Detalhe de uma cavidade miarolítica na Zona 03 da brecha magmática, onde se destacam cristais de carbonatos e sulfetos.	35
FOTO 29 - Dique microssienítico com níveis pegmatíticos cortando a brecha magmática.	38
FOTO 30 - Detalhe mostrando borda de reação no contato entre o dique félsico e a rocha máfica.	38
FOTO 31 - Xenólitos máficos e ultramáficos em forma de gotas no dique microssienítico, que corta o corpo máfico, junto ao costão norte. Sua disposição indica o sentido do fluxo do magma, da esquerda (sudoeste) para direita (nordeste).	38
FOTO 32 - Dique microssienítico e sistema de falhas subparalelas verticais deslocando dextralmente um pequeno dique félsico anterior.	38
FOTO 33 - Diques lamprofíricos múltiplos cortando o sienito com nefelina junto ao Leme. Nota-se que a pequena laje emersa em forma de leme ao fundo da foto é a responsável pelo nome local.	41
FOTO 34 - Dique lamprofírico com 7,5 m de largura incluindo grande quantidade de xenólitos do sienito com nefelina encaixante, formando uma brecha de forma tabular.	41
FOTO 35 - Dique de fonólito porfirítico cortando dique lamprofírico.	41
FOTO 36 - Feição em ponte (<i>bridge</i>) apresentada por dique fonolítico, mostrando o caráter mais rúptil da colocação destes.	41

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

FOTOMICROGRAFIA 01 - Nefelina sienito I. Agregado de minerais máficos composto de piroxênio, anfibólio e opacos. Observar cristal de anfibólio com as bordas alteradas (preto) em limonita e carbonato. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 6,4 mm.	44
FOTOMICROGRAFIA 02 - Nefelina sienito I. Cristal eudral de feldspato mesopertítico apresentando estrutura de exsolução tipo pertitas zonadas (<i>zone pertites</i>). Observar o padrão em X, provavelmente tipo <i>braid</i> pertitas, no centro do grão. Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 6,4 mm.	44
FOTOMICROGRAFIA 03 - Nefelina sienito I. Detalhe de estruturas subsolidus de feldspato denominadas <i>string</i> ou <i>film</i> pertitas, caracterizadas por finas lamelas de albita (branca). Notar as porções onde as lamelas concentram-se formando massas albiticas tipo <i>patch</i> pertitas. Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 1,0 mm.	44
FOTOMICROGRAFIA 04 - Nefelina sienito I. Desmisturação total do feldspato alcalino em <i>patch</i> pertitas, dispostas marginalmente ao cristal. Fase albitica (branca) voltada à parte externa da fase potássica (azul escuro). Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 1,0 mm.	44
FOTOMICROGRAFIA 05 - Nefelina sienito I. Cristais de nefelina com desenvolvimento poiquilítico (cinza), englobando sobretudo cristais de anfibólio eudrais. Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 16,5 mm.	46
FOTOMICROGRAFIA 06 - Nefelina sienito I. Paragênese secundária intersticial aos cristais de feldspatos, formada de analcima com geminação e birrefringência anômala (cinza escuro), carbonato (cristais eudrais brancos inclusos no isótropo) e um fino agregado verde escuro (pseudomorfos prismáticos pretos incluso nos carbonatos). Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 6,4 mm.	46
FOTOMICROGRAFIA 07 - Nefelina sienito II. Agregado de anfibólio, com inclusões de piroxênio verde claro e biotita. Observar o piroxênio egirfínico verde escuro na porção inferior do agregado, e a alteração do anfibólio prismático, para limonita e carbonato. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 6,4 mm.	46
FOTOMICROGRAFIA 08 - Nefelina sienito II. Feldspatos eudrais a subedrais (tons de cinza), anfibólio (verde), nefelina (cinza escuro com alteração bege) e paragênese secundária intersticial composta de analcima (formas triangulares), carbonato (incluso na analcima) e agregado verde escuro (incluso no carbonato). Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 8,2 mm.	46
FOTOMICROGRAFIA 09 - Sienito com nefelina. Padrão de estrutura de exsolução dos feldspatos alcalinos de amostras próximas à zona de cisalhamento, com <i>patch</i> pertita tipo tabuleiro de xadrez (<i>chess-board pertite</i>). Observar as fases albitica (amarelo), potássica (cinza escuro) e homogênea (cinza claro). Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 5,5 mm.	51
FOTOMICROGRAFIA 10 - Sienito com nefelina. Feldspatos mesopertíticos, com exsolução em manchas. Observar cristais de biotita marrom escuro (preto) com inclusões de apatita e piroxênio verde claro, opacos e anfibólio. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 16,5 mm.	51
FOTOMICROGRAFIA 11 - Sienito com nefelina. Agregado de máficos opacitados, com anfibólio rico em inclusões eudrais de apatita e substituições irregulares de feldspato e nefelina. Polarizadores descruzados, sem filtro, lado maior 8,2 mm.	51
FOTOMICROGRAFIA 12 - Sienito com nefelina. Detalhe do processo de opacitização. Observar a substituição de biotita por opacos e feldspatos segundo sua clivagem. Polarizadores descruzados, sem filtro, aumento 1,0 mm.	51
FOTOMICROGRAFIA 13 - Nefelina monzossienito. Cristais prismáticos de feldspatos ternários, com núcleos de plagioclásio e bordas de feldspato alcalino. Observar cristais de anfibólio e nefelina formando agregado no lado esquerdo. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 16,5 mm.	54
FOTOMICROGRAFIA 14 - Nefelina monzossienito. Agregado de anfibólios zonados e nefelinas eudrais. Observar a analcima intersticial, com albita secundária ao seu redor, na porção inferior. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 6,4 mm.	54

FOTOMICROGRAFIA 15 - Nefelina monzossienito. Detalhe do zoneamento no feldspato ternário, mostrando a transição entre plagioclásio e feldspato alcalino. Observar pequenas inclusões anedrais de mineral isotrópico. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 1,0 mm.	54
FOTOMICROGRAFIA 16 - Nefelina monzossienito. Anfibólio zonado rico em relictos de piroxênio, além de inclusões de biotita, apatita e opacos. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 2,5 mm.	54
FOTOMICROGRAFIA 17 - Teralito. Cristais de clinopiroxênios zonados, olivina anedral, anfibólio, opacos e biotita, dispostos entre os minerais félsicos. Destacam-se "remendos" de anfibólios e opacos substituindo os piroxênios. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 11,0 mm.	58
FOTOMICROGRAFIA 18 - Olivina melagabro com nefelina. Textura magmática com a paragênese clinopiroxênio levemente zonado, olivina, opacos envolvidos por biotitas, agregado de apatita subparalelo (centro inferior), pequenos cristais de plagioclásio (incolor), anfibólio, biotita e nefelina (bege claro; centro-direita). Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 11,0 mm.	58
FOTOMICROGRAFIA 19 - Olivina melagabro com nefelina. Textura com cristais de clinopiroxênios zonados e exsolvidos, olivina eudral a subedral, opacos e plagioclásio. Destacam-se as inclusões de anfibólio e opacos substituindo os piroxênios, e o anfibólio poiquilítico envolvendo olivina, clinopiroxênio, apatita e plagioclásio. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 18,0 mm.	58
FOTOMICROGRAFIA 20 - Mela teralito. Textura porfirítica de matriz fina, com destaque para um fenocristal de clinopiroxênio zonado no centro. Observar que as ripas de plagioclásio de pequeno porte acompanham o zoneamento junto às suas bordas mais externas. A matriz é composta por clinopiroxênio, olivina, opacos, anfibólio, biotita, plagioclásio e nefelina. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 18,0 mm.	58
FOTOMICROGRAFIA 21 - Teralito. Clinopiroxênio eudral zonado, com inclusões de olivina no centro. Observar que as bordas são corroídas por um piroxênio mais claro, anedral e rico em inclusões de opacos e anfibólios, truncando o zoneamento. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 5,5 mm.	60
FOTOMICROGRAFIA 22 - Olivina melagabro com nefelina. Clinopiroxênio zonado e exsolvido. Observar as lamelas de opacos acompanhando o zoneamento, sendo truncadas por uma massa de piroxênio rica em inclusões anedrais de opacos, anfibólios e biotitas. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 6,4 mm.	60
FOTOMICROGRAFIA 23 - Olivina gabro. Clinopiroxênios eudrais com finas lamelas de exsolução de opacos, coexistindo ao lado de olivina, anfibólio e plagioclásio. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 16,5.	60
FOTOMICROGRAFIA 24 - Melateralito. Textura coronítica, desenvolvida nas bordas de olivinas quando em contato com minerais félsicos. O agregado verde é composto provavelmente de cristais de sericita, talco e/ou clorita, crescidos perpendicularmente às bordas do grão. Observar também a auréola de biotita nos opacos. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 1,0 mm.	60
FOTOMICROGRAFIA 25 - Teralito. Olivina com borda de reação possuindo uma auréola interna de minerais opacos, seguida de outra mais externa de agregado de sericita, talco e/ou clorita. O conjunto é envolvido por uma massa félsica, turva e de característica mal definida. Apatitas ocorrem associadas à olivina. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 2,5 mm.	61
FOTOMICROGRAFIA 26 - Olivina gabro com nefelina. Detalhe de zoneamento oscilatório no plagioclásio. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 1,0 mm.	61
FOTOMICROGRAFIA 27 - Teralito. Detalhe do intercrescimento de um plagioclásio não geminado, possuindo composição de oligoclásio, com a nefelina. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 1,0 mm.	61
FOTOMICROGRAFIA 28 - Teralito. Paragênese de origem deutérica intersticial mostrando o isotrópico, os carbonatos e o oligoclásio perfitico. As biotitas também se concentram próximas à esta associação. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 2,5 mm.	61

FOTOMICROGRAFIA 29 – Olivina clinopiroxenito. Textura ortocumulática, com cristais euedrais de piroxênio, exibindo zoneamento oscilatório, e de olivina. Opacos ocorrem como pequenos grãos. Intersticialmente, aparecem biotita, anfibólio, plagioclásio e nefelina. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 40 mm.	65
FOTOMICROGRAFIA 30 – Olivina clinopiroxenito. Textura ortocumulática, com clinopiroxênios predominantes e olivinas subordinadas. Intercumulus representado por biotita, anfibólio, plagioclásio e nefelina. Observar o zoneamento do clinopiroxênio, oscilatório nas bordas e convoluto no núcleo. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 30 mm.	65
FOTOMICROGRAFIA 31 – Clinopiroxenito. Textura adcumulática, com clinopiroxênios, olivinas e opacos subedrais. Observar biotita, anfibólio, plagioclásio e nefelina intersticiais. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 16,5 mm.	65
FOTOMICROGRAFIA 32 – Clinopiroxenito. Textura adcumulática típica, com cristais subedrais de clinopiroxênio, olivinas e opacos. Observar bolsões e venulações de minerais félsicos. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 40 mm.	65
FOTOMICROGRAFIA 33 – Microssienito com textura traquítica. Textura traquítica característica, com feldspatos alcalinos ripiformes formando uma estrutura tipo S – C. Observar intersticialmente os minerais máficos, nefelinas e isótopos. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 13,2 mm.	69
FOTOMICROGRAFIA 34 – Microssienito com textura traquítica. Detalhe da textura traquítica, com os feldspatos alcalinos ripiformes alinhados e o piroxênio intersticial. Observar as estruturas de exsolução tipo mesopertitas, com desenvolvimento maior junto às bordas dos grãos. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 2,5 mm.	69
FOTOMICROGRAFIA 35 – Microssienito com textura traquítica. Feldspatos alongados orientados, com nefelina poiquilítica englobando cristais prismáticos finos de anfibólio e de piroxênio (birrefringência verde, lado direito). Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 10 mm.	69
FOTOMICROGRAFIA 36 – Microssienito com textura em mosaico. Textura na forma de mosaico, com grãos de feldspatos e piroxênios (birrefringência mais elevada) anedrais. Destacam-se as feições de exsolução do feldspato alcalino. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 1,0 mm.	69
FOTOMICROGRAFIA 37 – Microssienito com textura em mosaico. Detalhe das feições de exsolução do feldspato alcalino mesopertítico da fotomicrografia anterior. Observar a forma de estrutura tipo <i>braid</i> pertita no núcleo do cristal (central e acima), sendo substituída por <i>pleat</i> pertitas na borda do grão. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 0,13 mm.	73
FOTOMICROGRAFIA 38 – Microssienito com textura em mosaico. Disposição típica dos minerais máficos, com os opacos concentrando-se no centro de porções félsicas. Observar hábito esquelético da titanita junto aos opacos no lado esquerdo. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 13,2 mm.	73
FOTOMICROGRAFIA 39 – Microessexito. Textura intergranular, com plagioclásio ripiforme e cristais subedrais intersticiais de anfibólio, feldspato alcalino, nefelina e isótopo. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 13,2 mm.	73
FOTOMICROGRAFIA 40 – Monchiquito. Textura porfirítica com fenocristais euedrais de olivina esquelética e piroxênio. Observar a matriz muito escura e desprovida de minerais félsicos. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 13,2 mm.	73
FOTOMICROGRAFIA 41 – Camptonito. Textura glomeroporfirítica, com olivina no centro circundada por piroxênio e anfibólio subedrais. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 8,2 mm.	77
FOTOMICROGRAFIA 42 – Camptonito. Textura porfirítica panidiomórfica mostrando fenocristais euedrais de anfibólio e piroxênio. Polarizadores descruzados, sem filtro, lado maior 13,2 mm.	77
FOTOMICROGRAFIA 43 – Tefrito. Textura porfirítica mostrando fenocristais euedrais de anfibólio e feldspato. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 13,2 mm.	77

FOTOMICROGRAFIA 44 - Tefrito. Detalhe da matriz mostrando o arranjo entre os cristais de kaersutita euedrais e feldspatos, com isótropo, cancrinita e nefelina intersticiais. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 1,0 mm.....	77
FOTOMICROGRAFIA 45 - Tefrito fonolítico. Textura porfírica, com fenocristais de anfibólios euedrais zonados, nefelinas anedrais e plagioclásios ripiformes fraturados intercrescidos com feldspatos alcalinos. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 13,2 mm.....	80
FOTOMICROGRAFIA 46 - Fonólito. Textura porfírica mostrando os fenocristais zonados de anfibólio e feldspato. Observar o isótropo no centro. Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 22,0 mm.....	80
FOTOMICROGRAFIA 47 - Fonólito. Pseudomorfo constituído de cristais de biotita, com apatita e zircão subordinados, envoltos por grãos menores de egrina-augita. Observar na matriz, o arranjo dos cristais de piroxênio e biotita entre os de feldspato e nefelina. Polarizadores descruzados, sem filtro, lado maior 2,5 mm.....	80

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 01 - Características mineralógicas e texturais predominantes das distintas fácies das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo.....	26
Tabela 02 - Composição mineralógica modal das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	42
Tabela 03 - Composição mineralógica modal das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	57
Tabela 04 - Composição química, em porcentagem de peso, de olivinas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte e Trigo.....	174
Tabela 05 - Composição química, em porcentagem de peso, de piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	177
Tabela 06 - Composição química, em porcentagem de peso, de piroxênios do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	189
Tabela 07 - Composição química, em porcentagem de peso, de piroxênios das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo.	190
Tabela 08 - Composição química, em porcentagem de peso, de anfibólios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	192
Tabela 09 - Composição química, em porcentagem em peso, de anfibólios do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	194
Tabela 10 - Composição química, em porcentagem de peso, de anfibólios das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo.	195
Tabela 11 - Composição química, em porcentagem de peso, de biotitas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	198
Tabela 12 - Composição química, em porcentagem de peso, de biotitas do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	202
Tabela 13 - Composição química, em porcentagem de peso, de biotitas das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo.	203
Tabela 14 - Composição química, em porcentagem de peso, dos minerais opacos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	205
Tabela 15 - Composição química, em porcentagem de peso, dos minerais opacos do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	208
Tabela 16 - Composição química, em porcentagem de peso, dos minerais opacos da rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo.	209
Tabela 17 - Composição química, em porcentagem de peso, de feldspatos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	212
Tabela 18 - Composição química, em porcentagem de peso, de feldspatos do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	218
Tabela 19 - Composição química, em porcentagem de peso, de feldspatos das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo.	220

Tabela 20 - Composição química, em porcentagem de peso, de nefelinas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.	223
Tabela 21 - Composição química, em porcentagem de peso, de nefelinas do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	225
Tabela 22 – Composição química, em porcentagem de peso, de nefelinas das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo.	226
Tabela 23 – Composição química, em porcentagem de peso, de analcimas das rochas máficas, ultramáficas, sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.	227

RESUMO

A Ilha Monte de Trigo representa uma das manifestações alcalinas intrusivas do Cretáceo pertencente à Província Alcalina Serra do Mar. Ela consiste de uma associação petrológica do tipo sienítico-gabróide, variando de insaturada a quase saturada, com uma diversidade mineralógica que inclui desde tipos hololeucocráticos até ultramáficos. As rochas alcalinas descritas na ilha são delimitadas pela linha de costa, sem a presença *in situ* do embasamento Pré-cambriano granítico-gnáissico.

A estrutura compõe-se predominantemente de rochas de caráter plutônico, representadas por um *stock* sienítico, um corpo máfico-ultramáfico cumulático e blocos de um suposto corpo monzossienítico. As manifestações subvulcânicas incluem inúmeros diques de natureza petrográfica diversa, que podem ser subdivididos em dois grupos. Um deles reúne as variedades de microssienitos e microteralitos de afinidade com as rochas plutônicas. O outro compreende os diques efusivos, formados de rochas insaturadas, com variações de lamprófiros a fonólitos, que cortam todas as demais litologias mapeadas. Além disso, inclui-se também uma brecha magmática na forma de um *pipe*, cortando apenas as rochas máficas.

As evidências geológicas e petrológicas coligidas no presente estudo sugerem que as rochas da Ilha Monte de Trigo são de natureza intrusivas e resultaram de sucessivos pulsos magmáticos. O magmatismo alcalino teria seu início com a intrusão e cristalização de um magma parental de composição provável de basanita e/ou basalto alcalino, gerando os corpos das rochas máficas e ultramáficas dentro do embasamento granítico/gnáissico do Complexo Costeiro

O corpo máfico é constituído de melateralitos, olivina melagabros com nefelina e olivina gabros. Situa-se na porção nordeste, representando 7% da área. As rochas são maciças, inequigranulares média a grossa, com grande variação modal. Estratificações magmáticas de atitudes verticais aparecem de forma intermitente e escassa. As rochas ultramáficas são *cumulatus* de olivina clinopiroxenitos e clinopiroxenitos, perfazendo 3% da área. Geograficamente dispõem-se ao lado das rochas máficas na porção norte da ilha. Exibem granulação grossa e estrutura maciça, com abundante venulações félsicas.

Nas rochas máficas e ultramáficas, a seqüência de cristalização dos minerais iniciou-se pela olivina (chrysolita-hyalosiderita), seguindo-se de piroxênio (principalmente diopsídio subsilícico com Fe^{3+} , zonado e com substituições tchermakíticas de Fe^{3+} , Ti e Al^{VI}) e da titanomagnetita. No decorrer da cristalização, estas três fases minerais seriam inicialmente depositadas no fundo da câmara formando as rochas ultramáficas cumuláticas. A evolução prossegue com a cristalização do plagioclásio (bytownita - oligoclásio), culminando com o anfibólio (kaersutita com K) e a biotita intersticiais, por vezes substituindo o piroxênio. A nefelina traduz-se como a última fase magmática a se cristalizar, com distribuição intersticial e desenvolvimento poiquilítico. Os olivina gabros representariam os primeiros fracionados dessas rochas, conforme sugerem as principais feições da química mineral, tais como: composição mais magnesiânica das olivinas; maiores concentrações de Cr e Mg nos piroxênios; maior concentração de Mg nas titanomagnetitas; e conteúdo mais elevado de anortita nos plagioclásios.

Os nefelina monzossienitos aparecem como blocos no extremo SE, ocupando menos de 1% em área. São rochas leucocráticas, com granulação média a grossa. Petrograficamente, assemelham-se aos

sienitos, distinguindo-se principalmente pelo hábito eudral da nefelina e pelo feldspato zonado, com plagioclásio no núcleo e feldspato alcalino na borda. O quimismo mineral sugere que essas rochas devem constituir o fracionamento mais evoluído do magma basanítico/basáltico alcalino que gerou as rochas máficas e as cumuláticas ultramáficas. No geral, os minerais apresentam um amplo zoneamento com os núcleos com composições assemelhando-se às das rochas máficas, e bordas com composições mais evoluídas que as rochas sieníticas.

As rochas sieníticas ocupam as porções central e sul da ilha, representando 90% da área. As variedades petrográficas dispõem-se geologicamente segundo uma estrutura zonada quanto à saturação em sílica, gradando de álcali feldspato sienitos com nefelina (sienito com nefelina) junto às margens do corpo, para nefelina sienitos (nefelina sienitos I e II) mais finos em direção ao centro. São sienitos hipersolvus, castanho-claros a cinza-claros, com textura foiaítica a alotriomórfica. Compõem-se de feldspato alcalino mesopertítico tabular, nefelina intersticial, anfibólio (hastingsita-pargasita) e piroxênio (diopsídio-hedenbergita) subedrais zonados, além de biotita anedral. Os acessórios são apatita, titanita e titanomagnetitas.

No sistema residual quartzo-nefelina-kalsilita, os dados sugerem que um magma de composição próxima à da barreira termal teria inicialmente cristalizado feldspato alcalino, gerando os sienitos com nefelina nas bordas do corpo. Este magma evoluiu por cristalização fracionada para líquidos residuais no eutético do sistema, com a precipitação simultânea de feldspato e nefelina, formando os nefelina sienitos I no centro do corpo. A seqüência evolutiva dessas rochas traduz-se também pelos zoneamentos irregulares dos minerais máficos, que se caracterizam principalmente pela substituição de Mg por Fe^{2+} , tornando-se progressivamente mais enriquecido em ferro em direção ao centro do corpo. O *stock* sienítico teria sua origem por fracionamento de magmas básicos alcalinos em câmaras magmáticas profundas.

O grupo dos diques de afinidade com as rochas plutônicas compõe-se de rochas faneríticas, de granulação média a fina, representadas principalmente por microssienitos leucocráticos a hololeucocráticos e, subordinadamente, por microteralitos e microessexitos mesocráticos. Esses diques estão alojados nas encaixantes segundo configurações sinuosas, apresentando grande dispersão nas atitudes. Por sua vez, o grupo dos diques efusivos é marcado por rochas afaníticas ou porfíricas de matriz afanítica, de caráter petrográfico fonolítico, fonólito tefrítico, tefrito fonolítico, tefrítico e lamprofínico (monchiquitos e camptonitos). Distribuem-se cortando as demais litologias de forma rúptil, segundo as direções preferenciais ENE-WSW e N-S, exibindo nos contatos feições de bordas de resfriamento.

A brecha magmática é sustentada por uma matriz afanítica, rica em sulfetos, com fragmentos arredondados de rochas máficas/ultramáficas e do embasamento granítico-gnáissico, de até 2 m de diâmetro. Sua colocação pode ter ocorrido anteriormente à do *stock* sienítico, conforme evidenciado pela ausência de fragmentos de rochas sieníticas na brecha.

ABSTRACT

Monte de Trigo Island represents one of the Cretaceous intrusive alkaline manifestations belonging to Serra do Mar Alkaline Province. It consists of a syenitic-gabbroid petrologic association, varying from unsaturated to nearly saturated rocks. Its mineralogical diversity includes hololeucocratic to ultramafic types. Precambrian granite-gneiss country rocks are present only as loose blocks along the shoreline and as xenoliths within magmatic breccias.

The whole structure is mainly composed of plutonic rocks, represented by a syenitic stock, a mafic-ultramafic cumulate body and blocks of a supposed monzosyenitic body. Subvolcanic manifestations include several dykes of diverse petrographic nature, which may be subdivided into two groups. One includes microsyenite and microtheralite varieties having affinity with plutonic rocks. The other comprises effusive dykes formed by unsaturated rocks, featuring variations from lamprophyres to phonolites, which cut the other mapped lithologies. Moreover, a pipe-shaped magmatic breccia is also included, which only cuts mafic rocks.

Geological and petrological evidence collected in the present research suggests that Monte de Trigo island rocks are intrusive, resulting from successive magmatic pulses. Alkaline magmatism may have started with the intrusion and crystallization of a parental magma probably of basanite and/or alkaline basalt compositions, thus generating the bodies of mafic and ultramafic rocks within the granite-gneiss country rocks of the Costeiro Complex.

Melatheralites, nepheline-bearing olivine melagabbros and olivine gabbros constitute the mafic body, which is located in the northeastern part of the island, representing 7% of the surface area. These rocks are massive, inequigranular medium to coarse grained, featuring a wide modal variation. A vertical-dip magmatic layering shows up scarcely and intermittently. Ultramafic rocks, which constitute 3% of the surface area, are cumulates of olivine clinopyroxenite and clinopyroxenite. They are located in the Northern portion of the island beside mafic rocks. They have a coarse-grained, massive structure, with many felsic veinlets.

In the mafic and ultramafic rocks, the mineral crystallization sequence began with olivine (chrysolite-hyalosiderite), followed by pyroxene (mainly zoned Fe^{3+} subsilicic diopside and with tschermakitic substitutions of Fe^{3+} , Ti and Al^{VI}) and titanomagnetite. Through the crystallization process, these three mineral phases were initially deposited at the bottom of the magma chamber, thus forming the cumulative ultramafic rocks. Magmatic evolution continued with the crystallization of plagioclase (bytownite oligoclase) and culminated with interstitial amphibole (potassian kaersutite) and biotite, eventually replacing pyroxene. Interstitial, poikilitic nepheline crystallized during the last magmatic stage. Olivine gabbros thus represent the first fractionations of these rocks, as suggested by the main features of mineral chemistry, such as more magnesian olivine composition, higher Cr- and Mg-pyroxene concentrations, higher Mg-titanomagnetite concentrations, and higher anortite content in plagioclases.

Nepheline monzosyenites appear as blocks on the southeastern end of the island, covering less than 1% of the surface area. These are leucocratic medium- to coarse-grained rocks. They are petrographically similar to syenites, being mainly distinguished by the nepheline euhedral habit and by zoned feldspar, with plagioclase cores and alkali feldspar rims. The mineral chemistry of these rocks

suggests that they constitute the most evolved fractionation of the basanitic / alkaline basaltic magma, that generated the mafic and cumulative ultramafic rocks. In general, minerals present distinct zoning, having cores with compositions similar to those of mafic rocks and rims with more evolved compositions than those of syenitic rocks.

Syenitic rocks are located at the center and southern portions of the island, representing 90% of the surface area. Petrographical varieties are geologically arranged in accordance with a zoned structure regarding silica saturation. Towards the center of the island, they grade from nepheline-bearing alkali feldspar syenite to nepheline syenite (nepheline syenites I & II) and are finer-grained. They are light-brown to light-gray hypersolvus syenites, having foyaitic to allotriomorphic textures. These rocks are made up of tabular mesoperthitic alkali feldspar, interstitial nepheline, zoned subhedral amphibole (hastingsite-pargasite) and pyroxene (diopside-hedenbergite), in addition to anhedral biotite. Accessory minerals include apatite, titanite and titanomagnetites.

In the context of the quartz-nepheline-kalsilite residual system, available data of these rocks suggests that within a magma having a composition close to that of the thermal barrier the alkali feldspar initially crystallized, thus generating nepheline-bearing syenites at the margins of the magmatic body. The magma evolved by fractional crystallization to residual liquids at the system's eutectic point, with simultaneous precipitation of feldspar and nepheline, thus forming nepheline syenites I at the center of the body. The evolutionary sequence of such rocks is also evidenced by irregular zoning of mafic minerals, mainly characterized by ferromagnesian substitution, becoming gradually richer in iron towards the body center. The syenitic stock would have been generated through alkaline basic magma fractionation in deep magmatic chambers.

The dyke group having affinity with plutonic rocks is composed of medium- to fine-grained phaneritic rocks, mainly represented by leucocratic to hololeucocratic microsyenites and, subordinately, by mesocratic microtheralite and microessexites. These dykes are housed in host rocks and follow sinuous patterns, with significant dispersion of their attitudes. On the other hand, the group of effusive dykes is characterized by aphanitic or porphyritic rocks with aphanitic matrix. This group includes phonolites, tephritic phonolites, phonolitic tephrites, tephrites, and lamprophyres (monchiquites and camptonites). Such dykes cut all the lithologies in a brittle fashion, preferentially in ENE-WSW and N-S directions. At the contacts, they feature cooling rims.

The magmatic breccia is supported by an aphanitic matrix, with high sulphide contents. Clasts include rounded fragments of mafic/ultramafic rocks and granite-gneiss country rocks, up to 2 m in diameter. Its emplacement may have occurred prior to the syenitic stock, as evidenced by the lack of syenitic rock fragments in the breccia.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Localização e Vias de Acesso

A Ilha Monte de Trigo (Foto 01) ou Ilha Montão de Trigo, como também é denominada na literatura, ou ainda Montão como é conhecida pelos moradores da região, situa-se no litoral norte do Estado de São Paulo, ao sul da Ilha de São Sebastião (Ilhabela), aproximadamente na metade do caminho entre Santos e São Sebastião. Encontra-se afastada do ponto mais próximo da costa a uma distância de cerca de 10 Km, em frente às praias de Barra do Una e Juqueí, podendo ser avistada de toda esta faixa do litoral (Figura 01). Juridicamente a ilha pertence ao município de São Sebastião.

O acesso à ilha se dá pela Rodovia Rio-Santos até Barra do Una ou outra cidade nas proximidades, a partir de onde se segue via barco, levando entre 30 e 60 minutos dependendo do tipo de embarcação. A ilha é habitada em sua quase totalidade por pescadores, os quais vem diariamente ao continente (Barra do Una) vender seus peixes. Na primeira expedição de campo, optou-se por sair de São Sebastião em barco camaroneiro com embarcação auxiliar, contudo este percurso levou cerca de 4 horas. Não há um porto que comporte embarcações medianas na ilha, sendo o embarque e desembarque feito com o auxílio de uma canoa a remo (Foto 02), em condições climáticas favoráveis. Esta é uma situação análoga à encontrada por outros pesquisadores em algumas ilhas das proximidades, como Búzios (Alves, 1996) e Vitória (Motoki, 1986).

Em todas as viagens, montou-se a base de trabalho próximo às casas dos pescadores (Foto 03), principalmente devido à necessidade de utilização das bicas de água, e considerando que a água doce é bastante escassa na ilha. Os moradores aproveitam uma das poucas nascentes de água represando-a em caixas d'água e fazendo a sua distribuição para as bicas (uma para cada família) através de mangueiras de borracha.

1.2. Aspectos Gerais

A ilha tem forma cônica, lembrando, como seu próprio nome indica, um monte (de trigo) de contorno elíptico, com seu eixo maior dirigido para NE medindo cerca de 1,5 km, e seu eixo menor segundo NW com cerca de 1,1 km, totalizando assim uma área de 1,3 km² (Figura 02). A Ilha destaca-se pelo gradiente topográfico, com seu ponto mais alto a 289 m acima do nível do mar, conforme a folha Salesópolis do IGGSP (1971). Devido ao relevo acidentado (Fotos 01 e 04), o acesso ao interior da ilha é muito dificultado, somando-se ainda a enorme quantidade de matações e a densa vegetação presente.

A Figura 02 mostra a topografia da ilha, assim como as trilhas existentes pelo seu interior. Ao norte, destaca-se na topografia um platô (porção esquerda na Foto 1) de aproximadamente 300 m por 600 m, onde se localiza a vila dos pescadores. A leste, voltada para o alto mar, o relevo é bastante íngreme, porém o acesso é possível tanto pelo costão como por uma trilha no interior da ilha. As faces noroeste e sul são conhecidas pelos habitantes como "cavernas" devido à grande quantidade de blocos rochosos, em geral decamétricos, que se empilham. Nestas porções, o acesso é praticamente impossível além de perigoso. Pode-se atingir o costão oeste (Sítio) através de uma trilha pelo interior da

Figura 01 – Carta-imagem de satélite (INPE, 1990) mostrando a localização e o acesso da Ilha do Monte Trigo (Montão de Trigo), litoral norte do Estado de São Paulo.

FOTO 01 - Visão geral da face SE da Ilha Monte de Trigo ao afastar-se de barco sentido à Barra do Una, mostrando um perfil aproximado NE (direita) – SW (esquerda).

FOTO 03 - Base de trabalho montada no quintal do morador Sr. Valentim durante a segunda etapa de campo.

FOTO 02 - Operação de embarque/desembarque mostrando a pequena canoa, único tipo de embarcação a atracar na ilha, conduzida por um pescador, fazendo a conexão entre o barco e o "atracadeiro" para o transporte dos equipamentos e passageiros.

FOTO 04 - Vegetação e topografia típica encontrada no interior da ilha. Nota-se a dificuldade em transpor este tipo de relevo íngreme e de vegetação rasteira, entrecortado por blocos. Ao fundo avista-se a Ilha de São Sebastião (Ilhabela).

Figura 02 - Mapa de localização dos pontos de afloramentos estudados na ilha Monte de Trigo.

ilha, onde se consegue acesso com dificuldades até a Ponta Sul. Para atingir o topo, há uma trilha nova utilizada pelos moradores para a instalação de uma antena de rádio. O topo é circundado por paredões de rocha cuja inclinação é bem superior ao restante da ilha.

A linha de costa da ilha é totalmente rochosa, constituída por blocos que podem atingir alguns metros de altura e lajes expostas de maneira esparsa, não existindo praias arenosas. A disposição destes blocos dificultou ou impossibilitou o acesso a alguns pontos.

Os aspectos fisiográficos e humanos foram estudados por Cardoso (1996). Segundo este autor, o clima, da ilha é quente e úmido em conformidade com o clima presente em todo litoral norte paulista. As frentes frias atingem a ilha com maior frequência no inverno e de acordo com sua intensidade o mar "engrossa" impedindo o desembarque. A vegetação é composta de Mata Atlântica, formações vegetais associadas aos costões rochosos adaptadas à presença de salinidade oceânica e campos de gramíneas e samambaias (Foto 4). Os solos são aparentemente rasos e recobertos de matações.

A população é constituída exclusivamente por caiçaras descendentes de antigos moradores da Ilha, uma vez que não é permitida a instalação de novas famílias. Esta população vem sofrendo um importante processo de emigração. Em meados deste século, a população da ilha chegou a 200 habitantes reduzindo-se a 55 habitantes nestes últimos quatro anos (Cardoso, *op. cit.*). Este fato pôde ser comprovado durante os trabalhos de campo, quando uma família inteira se mudou da ilha em busca de uma vida melhor para seus filhos. Já na última etapa de campo, em novembro de 1999, a ilha contava com cerca de 40 habitantes. Estes se ocupam exclusivamente da pesca, sendo o cultivo de roças abandonado no passado.

1.3. Objetivos

A presente dissertação visa ao estudo geológico e petrológico da associação alcalina da Ilha Monte de Trigo, procurando estabelecer um modelo evolutivo para o magmatismo que originou estas rochas. Com este intuito procedeu-se a um mapeamento faciológico de detalhe, à descrição macroscópica e microscópica das variedades petrográficas identificadas e à determinação do quimismo das principais fases minerais, através de microsonda eletrônica, das amostras mais representativas das variedades de caráter plutônico.

A escolha desta ocorrência para o estudo deveu-se à carência de informações geológicas e petrológicas existentes até então sobre a Ilha Monte de Trigo, particularmente se comparadas com as ocorrências alcalinas vizinhas, que incluem as ilhas de São Sebastião, Vitória e Búzios.

Além disto, foi considerada também a diversidade petrográfica desta associação, reunindo numa pequena área variedades desde sieníticas até gabróides e cumuláticas ultramáficas.

2. METODOLOGIA

2.1. Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo foram realizados em três etapas distintas: a primeira entre os dias 02 e 11 de abril de 1998; a segunda entre os dias 12 e 20 de dezembro de 1998; e a última entre os dias 13 e 21 de novembro de 1999.

A localização em campo contou com o auxílio de imagem do satélite TM – Landsat, na composição das bandas 3 - 2 - 1, de dezembro de 1985, tratada com o programa ER-Mapper 5.5 tendo em vista que não há levantamento aerofotogramétrico desta ilha. À imagem de satélite foi sobreposta à topografia extraída do mapa geológico de Coutinho & Melcher (1973), cujas cotas topográficas, por sua vez, foram obtidas de uma imagem de radar (J. M. V. Coutinho, informação pessoal). Outra fonte utilizada para referência topográfica foi a Folha Salesópolis SF-23-Y-D-V-1 e SF-23-Y-D-V-3 do IGGSP, escala 1:50000, de 1971. No entanto, notou-se que a ampliação desta folha topográfica para uma escala apropriada a trabalhos de campo apresentava distorções.

Para a localização precisa dos pontos descritos e de coleta de amostra, foi utilizado o GPS Garmin, modelo 12XL, com precisão de 15 a 30 metros quando na função de leitura média de um ponto fixo. Estas coordenadas foram plotadas na imagem de satélite e mapa topográfico anteriormente descritos.

Durante as viagens de campo foi necessário montar uma base de trabalho junto à vila dos pescadores, que contou com todos equipamentos indispensáveis para um acampamento como barracas de lona, toldo, panelas, fogareiro e lampião entre outros. Dentre os obstáculos enfrentados nas três etapas de campo destacam-se: o transporte para a ilha que não conta com um ponto seguro para ancoragem; o acesso ao interior da ilha em virtude da topografia muito acidentada e a total falta de infraestrutura. Em todas as viagens contou-se com o apoio de mais duas pessoas, tanto de colegas da pós-graduação, como da graduação, além do auxílio de mateiro local. Desaconselha-se a realização de trabalho de campo em áreas com tais características com uma equipe inferior a três pessoas, de modo a prevenir-se de qualquer imprevisto.

Como resultado dos trabalhos de campo foram locados no mapa 99 pontos de estudo, sendo do 1 ao 44 relativos à primeira viagem, do 45 ao 73 à segunda e do 74 ao 99 à última viagem. Cada ponto pode representar um afloramento, diversos blocos próximos (no interior da ilha) ou série de afloramentos muito próximos (no caso de costões, onde os afloramentos são praticamente contínuos). O mapa de pontos apresenta uma distribuição irregular na área. Isto se deve principalmente às dificuldades de acesso às diversas partes da ilha, principalmente na porção sul onde o relevo é extremamente acidentado, marcado por encostas íngremes e pequenos deslizamentos de terra.

Com base nas informações obtidas em campo, elaborou-se um mapa topográfico com a localização dos pontos de estudo e amostragem (Figura 02), um mapa geológico (Figura 05) e um texto explicativo sobre a geologia e os aspectos petrológicos da ilha.

2.2. Petrografia

Durante os trabalhos de campo foram coletadas 242 amostras representativas de todas as litologias encontradas e descritas macroscopicamente. As amostras foram agrupadas segundo suas características texturais e mineralógicas, sendo as mais representativas de cada grupo petrográfico selecionadas para fins de estudo microscópicos.

Foram confeccionadas 115 lâminas delgadas de amostras selecionadas da seguinte maneira: 10 do corpo ultramáfico; 16 do corpo máfico; 2 do nefelina monzossienito; 22 dos álcali feldspato sienitos com nefelina e nefelina sienitos; 34 dos diques microssieníticos, microteralíticos e microessexíticos; 29 dos diques da suíte efusiva; 1 de um enclave máfico em rocha sienítica; e 1 de xenólito de rocha máfica em rocha sienítica.

O exame microscópico das lâminas foi efetuado utilizando-se os seguintes equipamentos: um microscópio da marca Zeiss, modelo Axioplan, com campo visual entre 10 e 0,49 mm e aumento máximo de 400x; um microscópio da marca Olympus, modelo BX40, com campo visual entre 4,4 e 0,44 mm e aumento máximo de 400x; um estereomicroscópio de marca Zeiss, modelo SV-8 e aumento de 8x a 64x.

As estimativas modais foram baseadas em contagens de 2000 pontos em média, por meio de um microscópio marca Leitz, modelo Wetzlar, acoplado de charriot e contador elétrico marca J. Swift & Son, com passos de 0,3 por 0,3 mm. Nas amostras onde foram encontradas dificuldades com a identificação mineral (coexistência de feldspatóides e feldspato alcalino, às vezes alterados), utilizou-se o microscópio Zeiss, modelo Axioplan, dotado de charriot próprio, com passos de 0,5 por 0,5 mm, e contador manual da marca Clay-Adams.

A obtenção das fotomicrografias foi feita a partir de um estereomicroscópio da marca Olympus, modelo SZH 10, com aumento entre 7 e 35x, e de um microscópio marca Olympus, modelo BX50, com campo visual entre 4,4 e 0,44 mm e aumento máximo de 400x, ambos acoplados a uma câmara fotográfica marca Olympus, modelo PM-20.

Para a classificação petrográfica seguiu-se o critério adotado pela IUGS (Le Maitre, 1989 e Wolley *et al.*, 1996). Todas as informações obtidas nas lâminas descritas foram comparadas com aquelas obtidas por Coutinho & Melcher (1973), apoiando-se sempre que possível em suas observações, bastante meticulosas, apesar de sua amostragem menos representativa. A descrição microscópica das rochas contou com o seguinte apoio bibliográfico: Williams *et al.* (1982), Tröger (1979), Deer *et al.* (1992), Mackenzie *et al.* (1993), Bard (1986), Smith & Brown (1988), Wager & Brown (1968) e Dreher (1979).

2.3. Química Mineral

Foram selecionadas 24 amostras representativas das rochas plutônicas para o programa de análise química das principais fases minerais. Atenção especial foi dada à petrografia destas amostras, com o intuito de selecionar previamente os pontos nos cristais a serem analisados levando em conta suas características óticas, que podem refletir diferenças químicas tais como zoneamento, hábito, corrosão, inclusão e forma de ocorrência (fenocristais, cristais da matriz), entre outros.

As análises minerais por WDS foram efetuadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP, empregando-se instrumental de fabricação JEOL JXA-8600 Superprobe, equipado com cinco

espectrômetros com os cristais TAP/STE, TAP/PET, LIF/PET, PET/LIF e LIF/PET respectivamente (os cristais sublinhados são aqueles utilizados nas rotinas analíticas). O equipamento encontra-se automatizado com um sistema Voyager 3.6.1 da NORAN Instruments. As determinações foram efetuadas em seções delgadas polidas, metalizadas com uma película de carbono (~25 nm) em evaporador AUTO 206 da EDWARDS.

As condições analíticas adotadas foram 15 KV para potencial de aceleração e 20 nA para corrente do feixe eletrônico. O diâmetro do feixe incidente foi fixado em 10µm para os feldspatóides, de 10 a 5µm para os feldspatos, 5µm para os minerais máficos e de 5 a 1µm para os opacos. Os tempos máximos de integração das contagens de pulsos foram de 10" para a maioria dos elementos, 5" para elementos mais voláteis (Na, K, F, Cl) e 20" para os menores e traços. As correções dos efeitos matriz (número atômico, absorção atômica e fluorescência) foram efetuadas com um programa de uso interno do laboratório (PROZA). Os erros totais máximos estimados para os resultados variaram entre 1 e 2 % para os elementos maiores, 5% para os elementos menores e superiores a 10% para os elementos traços (<1% em peso do elemento).

Para a definição dos pontos a serem analisados utilizou-se da técnica de rotina do laboratório marcando nas seções, com caneta de retroprojeto vermelha, pequenos círculos ou setas indicando os locais das análises, previamente selecionados com o auxílio de um microscópio óptico por melhor ressaltar as características de interesse. Estas marcações foram fotomicrografadas com o intuito de registrar os pontos exatos indicados para análise, e facilitar a localização destes pontos durante o procedimento analítico na microsonda.

Foram analisados sistematicamente os seguintes minerais: olivina, piroxênio, anfibólio, biotita, ilmenita, magnetita, espinélio, feldspato, nefelina, sodalita e analcima. Mais algumas fases minerais puderam ser identificadas pela obtenção de espectros dos elementos, fazendo o uso da técnica de EDS, e depois quantificada através de uma rotina adequada de WDS. Para cada fase mineral utilizou-se a rotina preestabelecida do laboratório, às vezes modificando-a com a adição ou retirada de algum elemento de acordo com a conveniência, procurando sempre apresentar uma análise a mais completa possível.

2.4. Tratamento das Análises de Química Mineral

O tratamento das análises de química mineral teve como base três passos fundamentais. O primeiro passo foi o cálculo das respectivas fórmulas estruturais e, quando pertinentes, de seus componentes moleculares. Segue-se pela identificação de suas substituições iônicas, tanto dentro de cada sítio catiônico como na maneira pela qual se relacionam para formar substituições acopladas. Foram levadas em conta tanto as variações químicas ocorridas dentro de grão individuais, como também as variações para diferentes fácies e litotipos. Por fim, procurou-se inferir as considerações petrológicas que estes dados podem trazer, juntamente com o contexto evolutivo dado pelas demais informações já obtidas para este complexo.

Para tanto se contou com o auxílio de diversos programas de informática, entre eles os pacotes de softwares Microsoft Office 97 for Windows, Corel Draw 7.0, além do Minpet 2.0 que é de uso específico para o tratamento de dados de química mineral.

O cálculo da fórmula estrutural de cada fase mineral analisada seguiu, em linhas gerais, os procedimentos descritos em Deer *et al.* (1992), e as recomendações do IMA (International Mineralogical Association). Assim sendo, as olivinas foram recalculadas na base de 4 átomos de oxigênio, os piroxênios, as ilmenitas e as analcimas em 6 átomos de oxigênio, os anfibólios e as biotitas em base anidra, com 23 e 11 átomos de oxigênio respectivamente, descontando o F e o Cl, e as magnetitas, os espinélios, os feldspatos e as nefelinas na base de 32 átomos de oxigênio.

O principal problema que surge neste ponto é a limitação da técnica da microsonda de não diferenciar os estados de valência de um elemento. Isto se torna crítico quando levado em conta que na maioria dos minerais silicáticos e óxidos de ferro, o Fe encontra-se como Fe^{2+} e Fe^{3+} . Assim sendo, para as olivinas todo o ferro foi considerado como sendo Fe^{2+} . Nas biotitas o Fe^{3+} foi estimado apenas para suprir a deficiência no sítio tetraédrico, sendo o restante calculado como Fe^{2+} . Nos feldspatos e feldspatóides este foi considerado como sendo Fe^{3+} . Para o piroxênio, ilmenita, magnetita e espinélio, a proporção de $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ foi calculada a partir da fórmula de Droop (1987). Nos anfibólios, esses íons foram calculados segundo seus limites estequiométricos seguindo-se os procedimentos descritos em Schumacher (1997).

A fórmula de Droop (1987) é definida por: $F = 2X(1-T/S)$; onde F é o número de íons Fe^{3+} presentes por X oxigênios na fórmula do mineral, T o número ideal de cátions por unidade de fórmula e S o total de cátions observados por X oxigênios calculados assumindo todo ferro como Fe^{2+} . Para utilizar essa fórmula assume-se que o Fe é o único elemento presente com diferentes estados de valência, e que o oxigênio é o único ânion, não podendo, ainda, ser usada em minerais com sítios vagos ou com uma proporção desconhecida de um elemento não analisado.

A estimativa de Fe^{3+} de Schumacher (1997) para anfibólios em análises de microsonda é baseada nos limites estequiométricos de uma distribuição ideal, levando em consideração que a soma das cargas negativas ou das positivas é 46. Assim sendo, obedecendo-se aos limites de $\text{Si} \leq 8$, Σ até Ca ≤ 15 e Σ até K ≤ 16 , determina-se um valor mínimo para a estimativa de Fe^{3+} , e obedecendo-se os limites Σ até Al ≥ 8 , Σ até Mn ≥ 13 e Σ até Na ≥ 15 , determina-se um valor máximo para a estimativa de Fe^{3+} . Neste trabalho optou-se por apresentar a média obtida através dos valores máximos e mínimos nas tabelas de composição química, sendo discutidas estas possíveis variações no texto.

O recálculo das fórmulas foi feito, na maioria dos casos, através do programa Minpet. Quando o cálculo estrutural dos cátions do mineral em questão não estavam de acordo com as programações pré-definidas do Minpet, optou-se pelo recálculo através de planilhas desenvolvidas no Microsoft Excel, tendo em vista que o Minpet mostrou-se bastante limitado em modificar estas programações. Um dos exemplos onde isto ocorre é o caso dos piroxênios das rochas sieníticas onde o Minpet, no seu recálculo, loca todo o Mn em M2 e não inclui o Zr^{4+} na fórmula, que pode assim influir muito no cálculo da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

A partir da fórmula estrutural calculada procurou-se identificar e demonstrar as variações composicionais dos minerais para cada grupo litológico, com destaque para as diferentes fácies e tipos texturais, e para o zoneamento dentro de cristais, bem como os mecanismos de substituição atuantes e suas possíveis implicações.

Uma ferramenta bastante utilizada para identificar o comportamento das variações composicionais foi de parâmetros estatísticos de valores mínimos, máximos, médios e desvio padrão dos elementos analisados, além do coeficiente de correlação entre eles. Estas cinco variáveis, quando analisadas em conjunto, fornecem uma rápida visão geral do conjunto de dados, indicando quais são seus principais constituintes e suas respectivas substituições.

O coeficiente de correlação entre duas variáveis apresentado é o *Coefficiente produto-momento de Pearson de correlação linear* (r), calculado através da divisão da covariância pela média geométrica de suas respectivas variâncias, que resulta em valores adimensionais entre 1 a -1. Se $r = 1$, o diagrama bivalente será uma linha reta com uma pendente positiva. Se $r = -1$, então será uma linha reta com pendente negativa. Quando $|r| < 1$, o diagrama apresentará uma nuvem de pontos que se torna cada vez mais difusa à medida que o valor se aproxima de 0, não tendo correlação os pares de variáveis com $r = 0$ (Rollinson, 1993).

Sempre que necessário são apresentados diagramas para melhor ilustrar o comportamento químico dos minerais analisados, principalmente em relação às suas substituições catiônicas, além de destacar as variações composicionais de núcleo e borda dos grãos.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. O Magmatismo Pós-Paleozóico

O Oceano Atlântico Sul divide parte do que um dia foi um grande continente denominado Gondwana, que por um importante evento tectono-magmático separou-se derivando os continentes Sul-Americano e Africano, seguido-se de seu afastamento pela formação de crosta oceânica junto à cadeia mesoceânica, num processo que permanece até os dias de hoje.

O fenômeno de ativação tectono-magmática segundo Almeida (1983, 1986) teve início, após um prolongado período de calma no Paleozóico Superior, a partir de fins do Permiano, atingindo o máximo de intensidade no Jurássico e Cretáceo, decaindo no Paleógeno. Seus efeitos manifestaram-se por toda a Plataforma Sul Americana (Figura 03). A ativação provocou intenso e variado magmatismo, que inclui desde basaltos toleíticos até complexos alcalinos. As bacias sedimentares do Paraná, Parnaíba e Amazônica foram preenchidas por lavas e soleiras de basaltos, predominantemente toleíticos, e também originando diques que, isoladamente ou em associações mais ou menos regulares, ocorrem por toda a parte. Complexos de rochas alcalinas variadas, além de dunitos, carbonatitos e kimberlitos constituem ocorrências pontuais em muitas regiões, sobretudo no Brasil Meridional. O ciclo erosivo que se desenvolveu a partir do final do Cretáceo até o Eoceno (Ciclo Sul Americano de King 1956, seg. Almeida *op. cit.*) foi muito extenso, tendo destruído os aparelhos vulcânicos mesozóicos e exposto diques e outras estruturas subvulcânicas.

No Cretáceo Inferior, esse magmatismo é representado pelos basaltos toleíticos da Bacia do Paraná, com início aproximadamente há 137 Ma (idade Ar-Ar, Turner *et al.*, 1994) no Pontal do Paranapanema, a nordeste do Paraná, e migrando ao longo do Arco de Ponta Grossa, onde perdurou por um período de 10 Ma, com o pico de atividade entre 133 e 132 Ma (Renne *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996a). Os enxames de diques toleíticos que acompanharam esse magmatismo junto ao Arco de Ponta Grossa, Santa Catarina e à faixa litorânea do Rio de Janeiro também possuem idades Ar-Ar entre 119 e 134 Ma (Turner *et al.*, 1994; Renne *et al.*, 1996; Deckart *et al.*, 1998; Raposo *et al.*, 1998). Os derrames das Formações Camboriú (Bacia de Santos) e Cabiúnas (Bacia de Campos) ocorreram entre 120-140 Ma (K-Ar; Macedo *et al.*, 1991) e podem ser considerados sincrônicos e assim correlacionáveis com esta mesma fonte magmática.

Contemporâneo aos magmas de natureza toleítica ocorre um magmatismo alcalino/carbonatítico com idades em torno de 130 Ma, distribuído junto às bordas da Bacia do Paraná (Ulbrich & Gomes, 1981; Almeida, 1983; Morbidelli *et al.*, 1995; Gomes *et al.*, 1996), sendo tanto a leste como a oeste representado, principalmente, por complexos da Província do Arco de Ponta Grossa, Santa Catarina, Ipanema, Central, Ambambay, Velasco e Mariscal (Figura 03).

No continente africano o magmatismo do Cretáceo Inferior é representado na Namíbia pelos derrames basálticos de Etendeka e pela província alcalina de Damaraland (Milner *et al.*, 1995), com duração segundo idades Ar-Ar e isócronas Rb-Sr de 137 a 124 Ma, além das províncias alcalinas de

Figura 03 - Principais feições da ativação Pós-Paleozóica da Plataforma Sul Americana, segundo Almeida *et al.* (2000). Centros ígneos mesozóicos e cenozóicos representados principalmente por rochas alcalinas, compilados de Almeida (1983, 1986), Almeida *et al.* (2000), Comin-Chiaramonti *et al.* (1997), Morbidelli *et al.* (1995), Thompson *et al.* (1998), Viramonte *et al.* (1999) e referências lá citadas.

Auas e Luderitz (Pirajno, 1994), com idade terciária e cretácica inferior respectivamente. Na Angola (Alberti *et al.*, 1999) tal magmatismo é representado por uma série de complexo alcalino-carbonatítico (138-130 Ma) ao longo do Arco de Moçamedes, que corresponde a um prolongamento do Arco de Ponta Grossa.

O Cretáceo Superior é caracterizado no Brasil por intrusões alcalinas e alcalinas-carbonatíticas (Ulbrich & Gomes, 1981; Almeida, 1983; Morbidelli *et al.*, 1995) distribuídas por toda a extensão meridional da Plataforma Sul Americana (Figura 03), compreendendo as províncias: Alto Paranaíba, Rio Verde-Iporá, Serra do Mar, Poços de Caldas, Piratini, e algumas das ocorrências das províncias do Arco de Ponta Grossa e de Santa Catarina. Em território paraguaio esse magmatismo é representado pela Província Central e na Bolívia, pela Província da Candelária.

Outro foco magmático, possivelmente relacionado à abertura do Atlântico (Viramonte *et al.*, 1999), com ocorrências alcalinas de idades entre 130-65 Ma (K-Ar), situa-se no noroeste argentino e sudoeste boliviano, numa bacia cuja formação é interpretada como um *rift* de transarco abortado.

Dentre as possíveis explicações para o magmatismo no Brasil meridional reside aquela que sugere anomalias quentes no manto, traduzidas na forma de *hot spots* ou plumas. Nesse modelo são consideradas duas plumas principais: a de Tristão da Cunha e a de Trindade (O'Connor & Duncan, 1990). As plumas (Ulbrich, 1996) teriam sua origem episodicamente na interface manto-núcleo, e daí ascenderiam pelo manto até sofrer impacto contra a crosta continental ou oceânica. Assim seria gerada uma atividade magmática em regiões afastadas dos limites de placas que não seria explicada por outros processos da tectônica global.

A pluma de Tristão da Cunha seria a principal responsável pelo magmatismo no Cretáceo Inferior, tanto na Plataforma Sul Americana como na Africana, e teria se deslocado para o oceano (O'Connor & Duncan, 1990), onde seria responsável pela formação da cadeia submersa do Rio Grande e do arquipélago de Tristão da Cunha, este último localizado junto à cadeia meso-oceânica. Essa pluma destaca-se também por sua grande importância no processo de ruptura do continente poucos milhões de anos após seu impacto, através de soerguimento e enfraquecimento da litosfera continental (Renne *et al.*, 1992; Wilson, 1992).

A Pluma de Trindade teria atingido por impacto as regiões compreendidas entre o Sudeste e Centro-Oeste do território brasileiro há cerca de 85 Ma (Cretáceo Superior), e seria responsável pelo magmatismo alcalino das províncias do Alto Paranaíba e Rio Verde-Iporá ao norte da Bacia do Paraná (Gibson *et al.*, 1995, Thompson *et al.*, 1998). Posteriormente, segundo estes autores, a pluma seria responsável pela formação da Província da Serra do Mar (85 a 55 Ma), do Atol de Abrolhos e da cadeia submersa Vitória-Trindade (40 a >1 Ma), estando atualmente localizada sob a Ilha de Trindade. O desenvolvimento da Província da Serra do Mar teria ocorrido pela migração da Pluma por várias centenas de quilômetros para o sul, onde a litosfera da margem continental seria muito mais delgada que àquela ao norte, sob o Cráton de São Francisco.

Esse modelo representado por duas plumas para explicar o magmatismo afastado de limites de placas tem sido duramente criticado por alguns autores, pois não possibilita uma explicação para a

gênese e distribuição dos diversos focos de magmatismo alcalino contemporâneos, principalmente do Cretáceo Superior, como por exemplo, no Paraguai (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1996; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997; Alberti *et al.*, 1999).

3.2. O Magmatismo Alcalino na Província Serra do Mar

A Província Alcalina da Serra do Mar caracteriza-se por uma forte influência dos processos tectônicos ainda ativos durante sua formação, processos estes diastróficos relacionado à abertura do Oceano Atlântico, que dispuseram as ocorrências alcalinas segundo lineamentos e falhas normais.

Esta província, inicialmente definida por Ulbrich & Gomes (1981) e Almeida (1983), compreende o litoral norte do Estado de São Paulo e praticamente todo o litoral do Estado do Rio de Janeiro, estendendo-se para o interior do continente até a Serra da Mantiqueira (Figura 04). Esta província compõe-se dos seguintes complexos alcalinos: Barra do Pirai, Cabo Frio, Canaã, Ilha dos Búzios, Ilha do Monte de Trigo, Ilha de São Sebastião, Ilha de Vitória, Itatiaia, Itaúna, Mendanha, Morro Redondo, Morro de São João, Passa Quatro, Ponte Nova, Rio Bonito, Soarinho, Tanguá, Tinguá, além de diques lamprofíricos espalhados pelo litoral, principalmente na região do litoral norte de São Paulo e próximo à cidade do Rio de Janeiro. Posteriormente, foram encontradas ocorrências de derrames alcalinos em bacias tafrogênicas como a Bacia de Volta Redonda (Riccomini *et al.*, 1983) e Bacia de São José (Rodrigues *et al.*, 1982). Recentemente, Thompson *et al.* (1998) inclui a esta província o complexo alcalino de Poços de Caldas.

Esses complexos de maioria plutônica, com alguns remanescentes vulcânicos da Serra do Mar, provavelmente se originaram debaixo de uma cadeia de vulcões alcalinos comparável com a do *Rift* do Leste Africano (Thompson *et al.*, 1998).

3.2.1. CONTEXTO GEOTECTÔNICO

As rochas encaixantes para a maioria das intrusões alcalinas desta província fazem parte do Cinturão Ribeira, sendo formado por rochas ígneas e metamórficas de composição granítica durante o Ciclo Brasileiro.

Segundo Almeida (1983), a Província Serra do Mar desenvolveu-se numa área que havia sofrido um soerguimento crustal entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior. Intensamente fraturada a NE-ENE, estas direções foram profusamente injetadas de diques de diabásio e outros derivados do magma basáltico toleítico. A área faria parte de um antigo arqueamento que remontaria possivelmente para o Paleozóico.

Almeida (*op. cit.*) salienta dois fatos considerados importantes na disposição dos diversos centros alcalinos neocretáceos e eocênicos relativamente à Bacia de Santos. O primeiro é que todas estas ocorrências alcalinas dificilmente se localizam mais de 150 km continente adentro. Isto parece indicar

Figura 04 - Distribuição das ocorrências alcalinas na região do Vale do Paraíba e faixa litorânea dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Província Serra do Mar e outras ocorrências próximas), e suas principais feições estruturais. Extraído de Almeida (1986) e Almeida e Carneiro (1998). 1. Dique de diabásio e/ou lamprófiro; 2. Corpo de rochas alcalinas; 3. Cobertura Cenozóica; 4. Cobertura Paleozóica; 5. Orientações estruturais do embasamento e falhas na área submersa; 6. Embasamento Pré-cambriano. Na inserção tem-se o detalhe das ocorrências mais próximas à Ilha Monte de Trigo (IPT-Pró Minério, 1981).

que, após a ascensão e erosão dos derrames basálticos eocretáceos entre a Bacia do Paraná e a já subsidente Bacia de Santos, o reajuste isostático teria levado a crosta a um novo e grande soerguimento, condicionando, por fraturamento fracional, o magmatismo alcalino. Grande parte desse soerguimento foi erodido na área da plataforma continental rasa, ou abatida na Falha de Santos. O segundo fato é que essas intrusões estão dispostas numa área crustal que se sujeitou entre o final do Cretáceo Inferior e o Quaternário a movimentos verticais opostos de blocos, de magnitude única em toda a costa atlântica no continente. O abatimento da Bacia de Santos originou um desnível total da ordem de 11 km, entre o Planalto de Campos de Jordão, na Serra da Mantiqueira, e a base da sedimentação que recobre o basalto da bacia. Isso sem que se considere a espessura erodida de rochas que constituiu, no Cretáceo Superior, teto para as grandes intrusões alcalinas e base para os grandes vulcões que elas provavelmente alimentaram.

Segundo o modelo tectônico proposto por Riccomini (1995), o diacronismo constatado para a implantação do assoalho oceânico, mais antigo ao sul (127 Ma) e mais novo ao norte (113 Ma) da Cadeia São Paulo-Walvis, implicaria na formação de movimentos diferenciais, favorecendo a implantação de um binário dextral, com compressão ao longo da direção NW de diques básicos. A partir da implantação deste binário dextral, toda a história evolutiva pós-gondwânica é caracterizada por sua ação de orientação geral E-W, localmente suplantado por afundamento e/ou deformação relacionada à subsidência térmica, com breves alternâncias para transcorrente sinistral de mesma direção, em função das taxas de abertura na Cadeia Meso-Atlântica e na Placa de Nazca.

Macedo (1990) destaca que com o desenvolvimento da cadeia Meso-Oceânica (± 113 Ma) após o fim da deposição da camada evaporítica, deu-se início da fase de subsidência termal da Bacia de Santos, seguido de deposição de leques aluvionares e deltáicos e carbonatos. Então ocorreu um expressivo soerguimento adjacente a esta bacia, no Neocretáceo, representado nela por fortes pulsos sedimentares. A este período de soerguimento é que estão associadas as intrusões alcalinas desta província em estudo. O fim do Cretáceo é marcado por uma ampla discordância regional, tanto na área da Bacia como na área continental (Superfície do Japi), que se originou pela erosão das rochas como consequência deste soerguimento.

O início do desmantelamento da Superfície do Japi se dá por esforços trativos de direção NNW-ESE, reativando antigas zonas de cisalhamento de direções ENE a NE e originando deposição e magmatismo sintectônico nas bacias do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro, provavelmente no Eoceno-Oligoceno Inferior (Riccomini, 1995).

3.2.2. DISTRIBUIÇÃO DOS COMPLEXOS ALCALINOS

A disposição das rochas alcalinas na Província Serra do Mar foi condicionada por feições tectônicas maiores, obedecendo, de maneira geral, a duas situações principais: ao longo do lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio, entre os Estados de São Paulo e Rio de Janeiro e em ilhas próximas à costa, ao longo da Falha de Santos, e enxames de diques lamprofíricos associados à região costeira do litoral norte do Estado de São Paulo (Figura 04).

O lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio foi definido por Sadowski & Dias Neto (1981) como um lineamento continental subparalelo a falhas transformantes do oceano (Zona de Transferência do Rio de Janeiro), constituindo uma importante zona de deflexão associada ao limite norte da Bacia de Santos, formada durante a separação dos continentes, que coincide com uma linha de atividades sísmicas recentes, com diversos corpos alcalinos e com estruturas disruptivas. Neste lineamento incluem-se no sentido de leste para oeste as ocorrências de Cabo Frio, Morro de São João, Morro dos Gatos, Rio Bonito, Soarinho, Tanguá, Porto das Caixas, Itaúna, Mendanha, Barra do Piraí, Tinguá, Volta Redonda, Morro Redondo, Itatiaia, Passa Quatro e mais a oeste, o Complexo de Poços de Caldas, além das ocorrências no interior das Bacias tafrogênicas como as de Volta Redonda e de São José.

Almeida (1991), considera este alinhamento de ocorrência alcalinas uma das feições estruturais meso-cenozóicas mais notáveis do sudeste brasileiro. Nesse sentido, redefiniu-a como sendo o Alinhamento Magmático de Cabo Frio, por assim exprimir melhor sua principal característica, e por questões de confiabilidade dos dados sísmicos até então disponíveis. Além disso, este autor estendeu o referido lineamento para o interior do continente, até a ocorrência alcalina de Jaboticabal, no interior da Bacia do Paraná, e em direção ao mar, até o banco submarino Almirante Saldanha, que possivelmente corresponde a um cone vulcânico semelhante ao de Trindade, distando 450 km de Cabo Frio.

O traçado do lineamento proposto inicialmente por Sadowski & Dias Neto (1981) e redefinido por Almeida (1991), corresponde a uma faixa encurvada de cerca de 60 Km de largura e 1.150 Km de extensão, que coincide com a trajetória ou círculo mínimo referente à posição do pólo de rotação entre 84 e 49 Ma, passando entre as ocorrências de Morro de São João e Cabo Frio.

Klein (1992) destaca a presença, no Estado do Rio de Janeiro, de ocorrências alcalinas plutônicas, de subsuperfície e de superfície (Vulcão de Nova Iguaçu), e propõe alinhar-se este magmatismo juntamente com sismos e bacias segundo duas direções principais: uma a WNW – ESE (correspondente ao Alinhamento Magmático de Cabo Frio) e outra a WSW – ENE, que passaria pelo Morro de São João. O autor destaca ainda que o lineamento WSW – ENE comporta uma série de evidências de instabilidade tectônica, sendo rota de movimentações antigas reativadas no Cretáceo-Terciário, com movimentação transcorrente.

Ao segundo grupo correspondem as Ilhas de Vitória, São Sebastião, Búzios e Monte de Trigo, além de numerosos enxames de diques lamprofíricos que se encontram ao longo de todo o litoral norte do Estado de São Paulo. Alves (1996) sugere um lineamento NE quase perfeito entre os corpos alcalinos do Mirante (São Sebastião), Búzios e Vitória, além destes e os demais corpos apresentarem configurações levemente alongadas segundo essa mesma direção. Esse lineamento seria concordante com a direção das falhas normais oceânicas que ocorrem próximas a esses corpos, como as falhas descritas por Asmus & Guazelli (1981).

Recentemente, Almeida & Carneiro (1998) sugerem que a atual Serra do Mar surgiu na Falha de Santos como resultado de abatimento do Planalto durante magno evento tectônico iniciado no Paleoceno, recuando de três a quatro dezenas de quilômetros pela erosão durante o Cenozóico. Dessa maneira, parece provável que o Arquipélago de Alcatrazes e as intrusões alcalinas das ilhas de São

Sebastião, Búzios e Vitória, em disposição alinhada ao largo da costa de São Paulo, se situassem próximos à Serra do Mar ancestral. Ainda segundo Almeida & Carneiro (*op. cit.*), a intrusão alcalina da Ilha Monte de Trigo ter-se-ia igualmente processado no trecho do Planalto Atlântico, hoje erodido.

Ao estender o lineamento composto pelas ocorrências das ilhas para nordeste, observa-se que ele coincide, no Rio de Janeiro, com a direção WSW – ENE proposta por Klein (1992), que passa pelo Morro de São João. A única ocorrência que “foge” a estes dois lineamento de corpos alcalinos é Ponte Nova, localizada junto à Serra da Mantiqueira.

Somando-se a estes complexos, ocorrem inúmeros diques de natureza alcalina distribuídos por quase toda a província alcalina da Serra do Mar, especialmente ao longo do litoral norte paulista e próximo à cidade do Rio de Janeiro. Os diques ocorrem de maneira semelhante aos de diabásio toleíticos a dioritos de idade sincrônica ao vulcanismo basáltico da Bacia do Paraná, cortando-os por serem cronologicamente posteriores. No litoral norte paulista, Coutinho & Ens (1992) e Garda (1995) descrevem esses diques como sendo orientados preferencialmente segundo a direção N 50-60 E. No Estado do Rio de Janeiro, Valente (1997) indica para os diques alcalinos uma orientação predominante NE e mais raramente NW. As dimensões tipicamente encontradas para os diques de natureza alcalina são de espessura decimétrica e comprimento de algumas centenas de metros.

3.2.3. IDADES

As idades na Província Serra do Mar, variam de 90 a 50 Ma, segundo avaliação das datações K/Ar existentes (Morbideilli *et al.*, 1995). Nela, distinguem-se um grupo de 90 a 80 Ma compreendendo as ilhas do litoral e a ocorrência de Ponte Nova, e outro mais jovem no lineamento de Cabo Frio, com idades entre 80 e 50 Ma. Sadowski & Dias Neto (1981) sugerem para as intrusões do lineamento de Cabo Frio um provável decréscimo nas idades, não obstante a pequena quantidade de informações disponíveis na época. Se observado apenas as datações K/Ar obtidas em biotitas, as idades variam de 80 Ma para Poços de Caldas, 66 Ma para Itatiaia, 60 Ma para Tinguá e 49 Ma para Cabo Frio. Esta variação seria cronologicamente compatível com a velocidade do deslocamento da Placa Sul-Americana.

Nos lamprófiros da região entre Ubatuba e São Sebastião foram obtidas isócronas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que sugerem idades de 116 Ma (Garda *et al.*, 1995) para esse magmatismo, contudo, segundo a própria autora, essas idades necessitam de confirmação por outros métodos.

Thompson *et al.* (1998) realizaram uma revisão sobre as idades do magmatismo alcalino na Serra do Mar, além de contribuírem com mais algumas determinações, com vistas ao modelo evolutivo baseado na passagem de uma pluma mantélica. A partir dos dados de compilação de Sonoki & Garda (1988) para idades K/Ar, aqueles autores descartam todos os dados de rocha total, devido às distorções causadas pela alteração da leucita e alteração hidrotermal freqüentes nestes complexos, e analogamente rejeitaram as idades obtidas em feldspatos. Para as idades de biotitas, eles descartaram aquelas em que o mineral apresenta teor de K < 7%, eliminando assim as alteradas. Somaram-se aos dados remanescentes as idades obtidas em publicações mais recentes (com métodos igualmente mais recentes), além dos dados obtidos por eles. A partir destes dados, os autores consideraram evidente a

migração da idade do magmatismo em relação à cidade de São João da Boa Vista (cidade próxima a Poços de Caldas). Os autores ainda consideraram que as idades das ocorrências das ilhas de Monte de Trigo, São Sebastião (Ilhabela), Vitória e Búzios ajustaram-se razoavelmente bem a esta tendência, ressaltando que elas se localizam mais para o sul.

Recentes datações Ar/Ar (Deckart *et al.*, 1998) dos diques alcalinos Cretáceos do Rio de Janeiro mostraram que estes se definem em dois grupos distintos de idades: de 81,8-78,8 Ma e 72,5-69,7 Ma.

3.2.4. GEOLOGIA E PETROGRAFIA

As rochas alcalinas da Província Serra do Mar são sobretudo de caráter félsico (tipo I de Ulbrich & Gomes (1981)), de afinidade potássica, com algumas variedades máficas ocorrendo na forma de diques ou pequenos *stocks* (tipo IV de Ulbrich & Gomes (1981)), à exceção do complexo máfico-ultramáfico de Ponte Nova, onde as máficas-ultramáficas são predominantes. São comuns a presença de estruturas zonadas quanto a saturação em sílica, geralmente com as bordas saturadas dos corpos e os núcleos insaturados (Canaã, Ilhas dos Búzios, de São Sebastião e de Vitória, Itaúna, Rio Bonito, Soarinho e Tanguá). Inversamente, estruturas intrusivas com núcleo saturado e bordas insaturadas são raras tendo como único exemplo a ocorrência de Itatiaia. O zoneamento quanto a saturação em SiO₂ em Itatiaia é tanto que atinge composições graníticas em seu núcleo, levando Ulbrich & Gomes (1981) a classificá-lo a parte como tipo VI.

Os tipos petrográficos mais comuns são nefelina-sienitos, sienitos, álcali-sienitos, nordmaquitos, pulaskitos, fonólitos e traquitos. Entre as rochas máficas presentes encontram-se essexitos e teralitos, além de diques de lamprófiros. Ao contrário de outras grandes províncias alcalinas como o Arco de Ponta Grossa, Alto Paranaíba e Rio Verde-Iporá, na Província Serra do Mar se desconhece a presença de associação tipicamente carbonatítica.

3.2.4.1. OCORRÊNCIAS ALINHADAS SEGUNDO A FALHA DE SANTOS

As ocorrências mais próximas da Ilha Monte de Trigo correspondem a um grupo de corpos alcalinos alinhados junto à Falha de Santos, que se destacam por sua similaridade quanto a geologia e a petrologia.

A Ilha de Búzios (Alves, 1996) compõe-se de uma porção de "stock" sienítico zonado ocupando 80% da ilha, com área aproximadamente de 8 Km². A parte restante é constituída de charnoquitos brasileiros representando as encaixantes regionais. O corpo possui quartzo sienito próximo às bordas, variando para sienito nas porções intermediárias, chegando à nefelina normativa nas porções mais centrais do corpo. Grande variedade e número de diques de lamprófiros, traquitos e fonólitos, desde "veios" até estruturas de 5 a 6 m de espessura cortam tanto os charnoquitos como o sienito.

A Ilha de São Sebastião (Bellieni *et al.*, 1990; Hennies & Hasui, 1977; Freitas, 1947) é constituída por rochas graníticas modificadas pelo Ciclo Brasileiro, com intrusões de intrudida por diques básico-ácidos subalcalinos do Cretáceo Inferior e de *stocks* e diques alcalinos do Cretáceo Superior. São três os *stocks* principais, Serraria, Mirante e São Sebastião, além de um possível *stock* das Canas. Os três

primeiros *stocks*, ocupam área de aproximadamente 50 Km² cada um e são constituídos predominantemente de sienitos zonados, com termos mais ácidos (com quartzo) na periferia gradando para intermediários no centro. O núcleo do *stock* do Mirante é constituído de sienitos nefelínicos. O *stock* das Canas, de menor dimensão, é constituído por rochas variando desde ijolitos até gabros nefelínicos estratificados. Os diques alcalinos provavelmente representam a atividade magmática mais recente e são constituídos de traquitos, fonólitos e basanitos. Recentemente foram registradas outras ocorrências de complexos gábricos na Ponta da Pacuíba, além de blocos na Praia da Armação (Lima & Schorscher, 1999).

O complexo alcalino da Ilha Vitória (Motoki, 1986) compõe-se de um corpo sienítico principal, de forma circular e diâmetro aproximado de 3 Km, além de numerosos diques posteriores. Ele apresenta estrutura zonada passando gradativamente de nefelina sienitos e pulaskitos no núcleo para álcali sienitos na borda. A estrutura zonada resultaria da assimilação de rochas encaixantes ricas em Si e Al pelo magma original nefelina-sienito. Os diques de natureza predominantemente traquítica e fonolítica e subordinadamente de álcali diabásios, representam duas gerações distintas, com a primeira formando um sistema radial e a segunda um sistema paralelo orientado segundo NE-SW.

Cabe também salientar que blocos de rochas plutônicas máficas semelhantes às da Ilha de São Sebastião e da Ilha Monte de Trigo também foram encontrados na Ilha das Couves (Coutinho & Ens, 1992).

Diques alcalinos, principalmente de natureza lamprofírica, são descritos por diversos autores ao longo do litoral, junto a esta província. Na região de São Sebastião à Juréia, Coutinho & Ens (1992) registraram que entre os diques máficos 55% são álcali lamprófiros e ankaramitos e 5% formados por uma miscelânea de rochas raras que incluem carbonatitos. Para a região entre Ubatuba e São Sebastião, Garda (1995) divide os diques máficos e ultramáficos em quatro grupos baseados em suas texturas e mineralogias: grupo basáltico, grupo camptonito-monchiquito, grupo lamprófiro e grupo ultramáfico. Valente (1997) e Valente *et al.* (1998) descrevem uma série alcalina de diques no Rio de Janeiro subdividindo-a em duas suítes principais: uma fortemente insaturada composta de lamprófiros alcalinos e ultramáficos, e fonólitos agpaíticos; e outra moderadamente alcalina composta de basaltos e traquitos insaturados, saturados e supersaturados, e fonólitos miasquíticos.

3.3. Trabalhos anteriores sobre a Ilha Monte de Trigo

A primeira citação sobre a geologia da Ilha Monte de Trigo encontra-se em Amaral *et al.* (1967) que faz referência a uma comunicação pessoal de J. M. V. Coutinho. Nesse trabalho foi determinada a idade média K/Ar de 80 Ma para as rochas da ilha. Posteriormente, Sonoki & Garda (1988) recalcularam segundo as novas constantes de decaimento obtendo valores de 81,7 e 81,8 Ma, além de apresentarem um dado inédito de 86,2 Ma (Coletor C. B. Gomes).

O único trabalho especificamente sobre a geologia da ilha foi publicado por Coutinho & Melcher (1973). Nele são apresentados os resultados obtidos a partir do reconhecimento geológico na linha de costa da Ilha, incluindo o estudo petrográfico das litologias encontradas, análises químicas de três

amostras de rochas desse perfil e dados ópticos de alguns minerais que apresentaram maior interesse. Estes autores ressaltam ainda que não percorreram o interior da Ilha (à exceção da Ponta Negra) e 1300 m de linha de costa (500 m a NW até 800 m a NE da Ponta Sul).

A geologia da Ilha (Coutinho & Melcher, *op. cit.*) foi dividida em dois domínios plutônicos contrastantes. Os teralitos, que são rochas básicas muito escuras, dominam 12% da Ilha e ocorrem no extremo a NE. O restante 88% da ilha é ocupado exclusivamente por foiaítos, que afloram em rochas de tons claros, preferencialmente creme. Os autores sugerem que os teralitos sejam intrusivos nos foiaítos. Cortando estas duas litologias ocorrem diques subverticais de microteralito, teralito-pórfiro, microfoiaito e outras rochas sieníticas diferenciadas.

Os teralitos (melateralitos) são rochas de granulação geralmente bastante grossa e sempre escuras, praticamente negras. Nelas se distinguem cristais de augita, olivina e, subordinadamente, hornblenda e biotita. Os plagioclásios reúnem-se em agregados de granulação fina, intersticiais na trama de máficos. Além deste tipo mais comum, ocorrem também variações para olivina melagabro, até mesmo piroxenitos ("jacupiranguito").

Os foiaítos formam a litologia predominante da Ilha, aflorando em lajes esparsas, em encostas ou principalmente em grandes blocos rolados e empilhados ao longo do perímetro costal da Ilha. A granulação é grossa e as cores são sempre claras, variando do amarelo-terroso ao creme-róseo. Distinguem-se a olho nu os máficos e os feldspatos, estes freqüentemente geminados segundo Carlsbad. Entre os máficos, nota-se a presença constante de anfibólios acompanhados de biotita (por vezes em largas placas) e/ou piroxênio. Nefelina (ou eleolita) também pode ser observada em pequenos corpos acinzentados ou róseos-pardo-foscas.

Entre as rochas de diques descritas por aqueles autores são todas bem mais finas que o hospedeiro teralítico ou foiaítico. Algumas têm mesmo aspecto afanítico, revelando possíveis condições de cristalização em ambiente subsuperficial. Esse é especialmente o caso de muitos lamprófiros e alguns pórfiros mais leucocráticos (rhomb porphyry).

Próximo ao contato nordeste entre o teralito e foiaito, eles observaram uma brecha magmática preenchendo fratura alargada em 5 a 15 m junto ao maciço teralítico, que forma espesso dique na parte leste da Ilha, cuja direção N55W é bem próxima à direção de contato geral teralito-foiaítico. A brecha é rica em fragmentos de composição tanto foiaítica e teralítica como também granítica (ou gnáissica) e sua matriz é de natureza traquítica. Estes fragmentos são muito variados quanto às suas dimensões e formas.

Rock (1991) em sua monografia sobre lamprófiros faz uma citação aos lamprófiros descritos por Coutinho & Melcher (1973), confirmando a presença de camptonito, monchiquito e sannaíto, tendo por base as descrições apresentadas.

Recentemente, uma nova referência à Ilha Monte de Trigo foi feita por Thompson *et al.* (1998), onde dados de química de rocha, incluindo elementos maiores, traços e isótopos, são apresentados para 3 diques máficos da ilha, com vistas a uma investigação de cunho regional sobre as fontes mantélicas deste magmatismo alcalino.

4. GEOLOGIA

A Ilha Monte de Trigo é composta por uma associação de rochas alcalinas do tipo sienítica-gabróide que compreende ampla variação litológica e representa uma seqüência petrológica das mais completas dentre os corpos situados no litoral norte do Estado de São Paulo. Ela é formada por rochas de natureza tanto plutônica como subvulcânica (diques e brechas), quimicamente insaturadas a quase saturadas, incluindo desde tipos hololeucocráticos até ultramáficos.

As rochas plutônicas podem ser divididas em quatro domínios petrográficos distintos: rochas sieníticas, monzossieníticas, máficas e ultramáficas. Sua distribuição geográfica encontra-se representada no mapa geológico (Figura 05). As rochas sieníticas representam 90% da área, ocupando as porções central e sul da ilha na forma de um *stock* zonado quanto à saturação em sílica. Este *stock* é subdividido em três fácies petrográficas distintas, com o nefelina sienito I na porção central da ilha, passando para o nefelina sienito II e o sienito com nefelina nas porções marginais. As rochas monzossieníticas são nefelina monzossienitos que se localizam no extremo SE, com <1% em área. O corpo máfico está situado a nordeste da ilha, com 7% em área. É constituído principalmente por melateralitos e olivina melagabros com nefelina, ocorrendo localmente olivina gabro na porção do extremo leste, além de uma grande variedade de pequenos blocos. Já as rochas ultramáficas cumuláticas situam-se no extremo norte da ilha ao lado das máficas, perfazendo 3% da área. Compõem-se essencialmente de clinopiroxenitos e olivina clinopiroxenitos.

Os corpos plutônicos são cortados por inúmeros diques, distribuídos ao longo de todo o costão e em alguns pontos do interior da ilha. Apresentam espessuras centimétricas a métricas, com composições variando entre microssienitos, microteralitos, fonólitos, tefritos e lamprófiros. Além dos diques, ocorre outra manifestação subvulcânica na ilha, sendo representada por uma brecha magmática na forma de um *pipe*, localizada alguns metros ao sul da Ponta Negra, cortando as rochas máficas.

Rochas encaixantes não ocorrem *in situ* na ilha. Contudo acredita-se que esta associação alcalina seja intrusiva em rochas gnáissicas pertencentes à Faixa Ribeira. A presença de mais de uma dúzia de blocos arredondados de gnaisses e migmatitos em todo o costão norte da ilha, desde a Ponta Negra até o Porto do Imbiru, com dimensões que variam entre 0,5 e 1 m, demonstram esta hipótese. Além disso, a abundância de fragmentos de material gnáissico transportados pela brecha magmática também confirma esta hipótese. Isto concorda com o contexto geológico regional traçado por Almeida & Carneiro (1998), que estenderam a borda da antiga Serra do Mar para leste até a Falha de Santos, tendo esse corpo intrusivo se colocado sob o Planalto Atlântico, em rochas graníticas-gnaissicas da Faixa Ribeira.

Observa-se algumas faixas miloníticas cortando o maciço (Fotos 05 e 06). A principal delas encontra-se localizada próximo à Ponta do Itapeva cortando o nefelina sienito II e um dique de fonólito porfirítico (ponto 83), tendo espessura de aproximadamente uma dezena de metros. Dois planos principais de cisalhamento, um a N60E/70SE e outro a N50W/30SW, formam um forte lineamento com direção S76W/20. Outra faixa milonítica importante está localizada a oeste, junto ao ponto 31, cortando o

Figura 05 - Mapa geológico da Ilha Monte de Trigo.

FOTO 06 - Zona milonítica no nefelina sienito II, próximo à Ponta do Itapeva.

FOTO 08 - Blocos de nefelina sienito I apresentando erosão em caneluras, semelhante ao que ocorre em rochas carbonáticas ao serem dissolvidas.

FOTO 05 - Zona milonítica com falhamentos verticais e subhorizontais, apresentando segregação de minerais máficos, no costão oeste.

FOTO 07 - Detalhe da Foto 05. *Boudans* deslocados de minerais máficos junto à zona milonítica.

sienito com nefelina. Possui atitude de N40E/90 e espessura de 2 a 3 m. Ela apresenta uma notável concentração de minerais máficos (Foto 07), com destaque para biotita e anfibólio, às vezes formando com estes dois minerais pequenas brechas e *boudins*. Uma terceira faixa encontra-se localizada no costão leste, junto ao ponto 54, cortando também o sienito com nefelina, contudo com mergulho suave e atitude N70E/20SE.

Afloramentos *in situ* são encontrados apenas em alguns trechos do costão e em paredões de rocha junto ao topo. A maioria dos afloramentos visitados, principalmente no interior da ilha, são representados por blocos de dimensões variadas, podendo em alguns casos alcançar mais de 15 m. Estes blocos certamente podem estar deslocados de sua posição original, e por consequência considera-se a delimitação entre as litologias do mapa um pouco imprecisa. Os contatos entre as diferentes litologias plutônicas não foram identificados, estando sempre encobertos pelo solo e por blocos das diversas variedades em questão. Alguns lineamentos presentes na morfologia da ilha na forma de vales sugerem que os contatos sejam tectônicos, principalmente entre o corpo máfico e o ultramáfico e destes com as rochas sieníticas.

De modo geral, a geologia apresentada por Coutinho & Melcher (1973) não difere em sua essência da elaborada no presente trabalho, exceto pelo seu menor grau de detalhamento. Alguns corpos como o ultramáfico e o monzossienítico não foram descritos naquele trabalho, nem tampouco as variações presentes entre as rochas sieníticas e as rochas máficas. Contudo, a amostragem dos diques executada por aqueles autores foi bastante completa com relação às variedades encontradas, mesmo considerando o pequeno trecho percorrido.

Apresenta-se, a seguir, uma descrição geológica pomenorizada dos diferentes tipos litológicos encontrados neste complexo.

4.1 Rochas Sieníticas

As rochas sieníticas formam a litologia predominante ilha. Foram descritas primeiramente por Coutinho & Melcher (1973) como um corpo de foiaíto, terminologia ora em desuso (Le Maitre, 1989), restringindo-se apenas à conotação de textura. Estas rochas destacam-se na topografia devido à sua maior resistência ao processo erosivo, sendo assim as responsáveis pela forma cônica da ilha. No geral, são rochas leucocráticas, insaturadas de granulação média a grossa e coloração variando entre o branco, um cinza-creme claro e o castanho.

A partir das variações mineralógicas e texturais, as rochas sieníticas foram subdivididas em fácies seguindo aproximadamente os critérios utilizados por Ulbrich (1983) para a individualização das fácies dos nefelina sienitos de Poços de Caldas. Estes critérios foram modificados de maneira a adaptar-se às variações presentes, tendo por base os aspectos: cor, granulação, hábito e tamanho de feldspatos potássicos, piroxênios e/ou anfibólios, e hábito, tamanho e porcentagem da nefelina. Também foi priorizada uma divisão que possibilitasse a distinção macroscópica entre as diferentes fácies.

Assim foram reconhecidas na Ilha Monte de Trigo três fácies petrográficas, sendo denominadas de nefelina sienito I, nefelina sienito II e sienito com nefelina, conforme ilustrado no mapa geológico (Figura 05) e apresentado na Tabela 01. As fácies distribuem-se de maneira aproximadamente concêntrica, na forma de um *stock* zonado. O nefelina sienito I localiza-se na região central ocupando a maior parte da área, com a sua porção mais insaturada distribuída junto ao topo da ilha. O nefelina sienito II e o sienito com nefelina acham-se dispostos marginalmente ao nefelina sienito I. O contato entre as diferentes

fácies é geralmente duvidoso, não apenas por ser inferido através de blocos soltos, mas também porque às vezes ele é gradacional.

Tabela 01 - Características mineralógicas e texturais predominantes das distintas fácies das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo.

	Nefelina Sienito I	Nefelina Sienito II	Sienito com nefelina
Cor	cinza a creme	creme	branca
Granulação	inequigranular média a fina	inequigranular média	equigranular média a grossa
Hábito/tamanho dos feldspatos	tabular, inequigranular subedral, levemente alinhados (textura foiaítica)	tabular, inequigranular subedral	tabular, equigranular subedral
Hábito/tamanho dos minerais máficos	euedral a subedral em grãos isolados ou pequenos agregados com proporção igual de piroxênio e anfibólio	agregados de grãos arredondados subedrais com predomínio de anfibólio e pequenas proporções de piroxênio e biotita	agregados de grãos subedrais, com destaque para grandes cristais de biotita
Hábito/tamanho e proporção de nefelina	intersticial e em grandes cristais poiquilíticos (15 a 5%)	intersticial e em grandes cristais (5% em média)	intersticial, em pequenos cristais (<5%)

Deve-se ressaltar que no mapa geológico apenas as rochas sieníticas foram subdivididas em fácies, por possuírem uma distribuição geográfica adequada para a escala de trabalho utilizada. Nas demais litologias as variações apesar de significativas não são mapeáveis.

4.1.1. NEFELINA SIENITO I

O nefelina sienito I constitui-se na litologia mais abundante em área sendo também a de maior amplitude topográfica, estendendo-se por toda a porção mais elevada da ilha, desde o topo até o nível do mar. De maneira geral, esta variedade ocorre na forma de blocos soltos, com os maiores ultrapassando a 10 m de diâmetro. Sua observação *in situ* só é possível junto aos extensos paredões de rocha que circundam o topo (Foto 01). Blocos isolados também ocorrem na costa leste junto às lajes do sienito com nefelina, indicando a região de contato entre as duas variedades.

Alguns dos blocos destacam-se, em diversos pontos, por conter um tipo de erosão em caneluras (Foto 08), que é muito semelhante ao que ocorre nos calcários devido aos efeitos da dissolução provocada pela ação da água meteórica. Outra feição interessante aparece em um afloramento junto à trilha que leva ao topo (ponto 17), onde ocorre um bandamento subvertical com acúmulo de máficos, levemente curvada e de forma cônica.

Petrograficamente são rochas de coloração cinza claro a creme, granulometria média a fina e textura foiaítica. Compõe-se de pequenos cristais máficos prismáticos (piroxênio/anfibólio) euedrais a subedrais, isolados ou em pequenos agregados, não ultrapassando os 5%; de feldspatóides, principalmente a nefelina, intersticiais a poiquilíticos, entre 5 e 15%; e o restante, feldspatos tabulares.

4.1.2. NEFELINA SIENITO II

Ocorrem na forma de lajes distribuídas no costão sul e também como blocos soltos, com dimensões semelhantes às da fácies anterior. Encontram-se distribuídas perifericamente ao nefelina sienito I em duas porções principais. A ocorrência ao sul que é a mais representativa, ocupa uma faixa que vai da Ponta do Itapeva até quase o Leme, estendendo-se aproximadamente 200 m para o interior

da ilha. Seu contato a oeste se faz acompanhando a direção NE de milonitização, próximo à Ponta do Itapeva. Já a leste, este contato não pode ser observado no costão devido à total impossibilidade de acesso.

A outra ocorrência encontra-se na porção nordeste da ilha, ao longo de uma faixa de aproximadamente 100 m de largura, na forma de blocos. Ela bordeja o contato com o corpo máfico a nordeste da ilha.

As rochas possuem coloração creme e granulometria média, diferenciando-se do nefelina sienito I principalmente devido à sua textura que tende mais ao hipidiomorfismo. Os máficos encontram-se em agregados anedrais (piroxênio/anfibólio/biotita) com porcentagens entre 10 e 20%, e os feldspatóides são intersticiais com 5 a 8%, sendo a mineralogia restante composta por feldspatos.

Junto ao costão ao sul do contato com o corpo máfico (pontos 51 e 52) ocorrem alguns blocos bandados (Foto 09) que aparentam ser uma variedade do nefelina sienito II. Estes são mais enriquecidos em máficos, com uma quantidade relativa de biotita maior. As bandas alternam-se a cada 10 cm aproximadamente, variando em máficos de 15 a 30%. Supõe-se que estes blocos representem uma porção cumulática do nefelina sienito II.

Assim como nos nefelina sienitos I, esta fácies também apresenta o tipo de erosão em caneluras, presente principalmente junto aos blocos do costão sul (Foto 10).

4.1.3. SIENITO COM NEFELINA

Os sienitos com nefelina encontram-se distribuídos marginalmente à ilha ao longo dos costões, tanto a leste da ilha, entre a Lage (incluindo esta ilhota, ponto 27) e Itapeva, como a oeste, entre a Ponta Negra e o Leme. Ocorrem na forma de lajes esparsas de até 50 m ou de blocos de dimensões que ultrapassam 10 m como os descritos anteriormente.

São rochas maciças, de coloração branca, com tonalidades castanhas nas amostras mais alteradas. Exibe granulometria grossa, com textura foiaítica a hipidiomórfica. Entre os máficos (aproximadamente 10%) destacam-se as grandes placas de biotita que ocorrem sobretudo no lado oeste da ilha. O conteúdo dos feldspatóides varia desde quase ausente a 5%, às vezes apresentando gradações em escala centimétrica (ponto 51).

Uma das feições mais interessantes do ponto de vista petrológico é a presença de centenas de xenólitos de rochas máficas inclusos nas rochas que ocorrem passando-se o Leme em direção à Ponta Sul (ponto 97). Estes xenólitos são melagabros com nefelina exibindo textura porfirítica de matriz fina, semelhantes a algumas amostras encontradas sob a forma de blocos no costão. O tamanho varia desde métricos (Foto 11) a milimétricos, sendo a maioria de poucos centímetros (Foto 12). São bastante angulosos e não exibem sinais de assimilação pelos sienitos.

Neste local, nota-se uma clara diferença entre dois tipos distintos de sienito com nefelina, um portador de xenólitos e outro com ausência total de xenólitos e tonalidade um pouco mais clara (Foto 13), embora sejam petrograficamente semelhantes.

Na porção oeste, junto a uma laje a meio caminho entre a Lage e a Ponta do Itapeva (ponto 80), ocorrem rochas com estruturas de estratificações magmáticas em forma de canal, marcadas pelo acúmulo de minerais máficos (Foto 14). Contudo não fica claro se sua formação está relacionada a processos magmáticos ou a cisalhamentos posteriores.

FOTO 10 - Erosão em caneluras nos blocos de nefelina sienito II, próximo à Ponta do Itapeva.

FOTO 12 - Sienito com nefelina próximo ao Leme com dezenas de xenólitos de rocha máfica, sendo ambos cortados por um dique de microssienito.

FOTO 09 - Bloco de nefelina sienito II bandado, deslocado de sua posição original, junto ao costão leste. Nota-se a disposição curvada das bandas.

FOTO 11 - Xenólitos métricos de rocha máfica em sienito com nefelina, próximo ao Leme. Nota-se as extremidades angulosas dos xenólitos.

FOTO 13 - Detalhe do contato entre o sienito com nefelina (mais escuro) rico em xenólitos de rocha máfica e o sienito com nefelina (mais claro) sem xenólitos, próximo ao Leme.

FOTO 14 - Bandamento em forma de canal formado por acumulação de minerais máficos em sienito com nefelina, no costão oeste.

FOTO 15 - Bolsão pegmatóide aproximadamente tabular no sienito com nefelina, onde se destaca o acúmulo de grandes cristais de biotita.

FOTO 16 - Enclave máfico no sienito com nefelina junto ao costão oeste. Notar cristais de anfibólio na borda e alguns fenocristais de feldspato (do sienito?) em seu interior.

Em dois blocos (pontos 30 e 51) observou-se a presença de bolsões pegmatóides com cristais centimétricos de feldspato, mica e anfibólio/piroxênio (Foto 15). Outra feição de destaque são pequenas faixas com um suave bandamento de máficos, em particular das micas, visivelmente observados em alguns blocos (pontos 30 e 31).

São comuns a presença de enclaves máficos, exibindo formas arredondadas, dificilmente ultrapassando 15 cm de diâmetro. Contudo, em algumas situações não é fácil diferenciá-los de restos de paredes de diques erodidos. Estes enclaves são formados por rocha porfírica de matriz fina, rica em máficos, principalmente mica, com fenocristais de feldspatos. Em alguns enclaves observa-se uma borda com anfibólios centimétricos (Foto 16).

4.2. Nefelina Monzossienito

Localiza-se junto ao extremo sudeste da ilha, sendo identificado em um único trecho próximo ao Leme (ponto 70) que se estende por mais de 50 m na linha de costa. Estas rochas não foram descritas por Coutinho & Melcher (1973).

Os nefelina monzossienitos caracterizam-se por sua coloração castanha a creme, muito diferente dos outros litotipos encontrados. Exibem granulometria média e textura foiaítica. Consiste essencialmente de feldspatos ripiformes, máficos prismáticos (piroxênio/anfibólio), nefelina e analcima. Os cristais de feldspatos destacam-se por exibirem núcleos cinza esverdeados a castanhos de plagioclásios e bordas brancas de feldspato alcalino.

Estas rochas ocorrem sob a forma de grandes blocos empilhados, formando vãos profundos com pequenas cavernas entre eles. Nelas a erosão em caneluras são mais desenvolvidas e bem mais angulosas do que nas rochas sieníticas.

4.3. Rochas Máficas

Estas rochas foram descritas inicialmente por Coutinho e Melcher (1973) como rochas básicas muito escuras denominadas *teralito*. Ocorrem na porção nordeste da ilha como um corpo máfico principal de formato arredondado. Estende-se até a Ponta Negra, cujo nome derivou-se do aspecto da rocha que neste ponto aflora como um enorme paredão negro de frente para o mar. Além disso, ocorre também como blocos soltos junto ao Porto do Imbiru e na porção SE junto ao Leme. O corpo representa 7% da área, sendo limitado a sul e sudoeste pelo nefelina sienito II, a noroeste pelas rochas ultramáficas e a norte e leste pelo mar.

Lineamentos na topografia, que ocorrem na forma de pequenos vales com direção paralela às das falhas descritas anteriormente, sugerem que o seu contato a NW com as rochas ultramáficas, possa ser tectônico. Além disso, entre o último ponto *in situ* do corpo de rocha máfica (laje no ponto 01) e o próximo ponto *in situ* das ultramáficas (ponto 05), ocorrem três blocos grandes de nefelina sienito II (chegando a 6 m no eixo maior) apresentando feições de cisalhamento. Entrando-se para o interior da ilha, no ponto 43, repete-se blocos sieníticos com dimensão ultrapassando os 10 m de diâmetro, porém não cisalhados.

Ao longo da costa norte da ilha e junto ao porto do Imbiru ocorrem inúmeros blocos desta mesma litologia que representariam partes já erodidas do complexo. Esses blocos apresentam uma grande variação composicional, conforme já observado anteriormente por Coutinho & Melcher (1973).

As rochas são maciças, inequigranulares média a grossa, exibindo localmente estratificações magmáticas. Variedades texturais mais finas e porfíricas também são reconhecidas em blocos.

As variações modais dos minerais essenciais em escala de afloramento, resulta na pronunciada variação em seus litotipos. São interpretadas como sendo devido a processos de cristalização fracionada na câmara magmática, conforme indicado principalmente pelas estratificações ígneas e porções cumuláticas presentes. Assim, foram identificados neste corpo os seguintes termos petrográficos: olivina (mela) gabro, olivina (mela) gabro com nefelina, (mela) teralito. Os minerais essenciais que compõem essas rochas não apresentam variações composicionais significativas, sendo representados principalmente por piroxênio, olivina, opacos (magnetita com lamelas de ilmenita e espinélio), plagioclásio e nefelina.

As estratificações magmáticas (*layering*) das rochas máficas se caracterizam por serem intermitentes e relativamente escassas, formando feições locais em alguns afloramentos. Ocorrem junto às lajes do costão norte e leste e em alguns blocos do costão noroeste, norte e nordeste, e interior da ilha. São facilmente identificadas nas variedades mais félsicas, devido ao contraste entre as bandas máficas e félsicas (Fotos 17 e 18). Entretanto, a observação dessas estruturas torna-se dificultada quando a rocha é muito escura, podendo ter sido ignorada em alguns casos.

As estratificações que ocorrem ao longo do costão norte (pontos de 01 a 03) possuem atitudes subverticais segundo direção predominante ENE-WSW e formas razoavelmente acanaladas. Possuem uma alternância de estratos mais félsicos e mais máficos, com espessuras variando de 5 a 20 cm. Em alguns casos ocorrem estratos discordantes exibindo estrutura de estratificação cruzada (Foto 17). A dimensão total dos "canais" variam entre 20 x 60 cm até 70 x 210 cm no afloramento. Estas feições são comparáveis às descritas como estratificações acanaladas (*trough band* ou *trough layer*) em diversas ocorrências da região Sudoeste da Groelândia: no limite das camadas UZa (*Upper Zone a*) e UZb (*Upper Zone b*) na intrusão de Skaergaard (Wager & Brown, 1968); no complexo anortosítico de Fiskenaesset (Myers, 1976); e na intrusão de Kokklen (Parson & Becker, 1987). Entre essas mencionadas, destaca-se a de Kokklen por apresentar estratificações com mergulho subvertical, semelhante às observadas na Ilha Monte de Trigo.

No trecho entre a brecha magmática e as rochas sieníticas (ponto 20), as rochas máficas também apresentam estratificações magmáticas (Foto 18) com feições típicas de sedimentação magmática. Assim como as anteriores, estas possuem atitudes subverticais, mas com direção NW-SE. Suas dimensões atingem 2,2 m de largura e pelo menos 3,0 m de comprimento. Estas estruturas foram descritas por Coutinho & Melcher (1973) como sendo camadas verticais subparalelas ao contato foiaíto-teralito, com um acamamento definido por alternâncias de faixas claras e escuras de até um decímetro de espessura. São interpretadas como o resultado de movimentos fluxionares paralelos às paredes igualmente verticais.

No costão norte (ponto 2), essas rochas exibem feições texturais que poderiam representar porções pegmatíticas do corpo máfico, com piroxênios de até 7 cm de comprimento (Foto 19).

Junto ao Leme (ponto 70), portanto longe do corpo principal, ocorrem blocos de rochas máficas numa faixa de 3 m, cujos tamanhos não ultrapassam a 2 m segundo o eixo maior. São maciços, de granulometria grossa, apresentando-se com índice M algo menor e sem estratificações, sendo apenas cortados por diques (Foto 20).

FOTO 17 - Contato entre nível com estratificação magmática e uma porção homogênea em rocha máfica. Notar que ambas as fácies são cortadas por um dique microteralítico.

FOTO 18 - Estratificação magmática em rocha máfica com atitude subvertical, próximo ao contato com o nefelina sienito II.

FOTO 19 - Bloco junto ao costão norte contendo grandes cristais de piroxênio associado à minerais félsicos intersticiais, provavelmente correspondendo a uma porção pegmatítica do corpo máfico.

FOTO 20 - Ocorrência de blocos de rocha máfica junto ao Leme, entre os sienito com nefelina e o nefelina monzossienito.

4.4. Rochas Ultramáficas

As rochas ultramáficas representam somente 3% em área, aflorando no extremo norte da ilha, próximo ao Porto do Imbiru, junto à vila dos pescadores. Este corpo ultramáfico não foi descrito por Coutinho & Melcher (1973). Estes autores apenas fizeram menção a um bloco de jacupiranguito coletado. As rochas afloram na forma de lajes e blocos pelo costão e também como alguns blocos pelo interior da ilha, sem distanciar-se da linha de costa. Destacam-se na topografia por apresentarem um relevo mais suave e de pouca inclinação, não ultrapassando a altitude de 50 m.

Quanto à sua composição mineralógica, as rochas variam entre um clinopiroxenito e um olivina clinopiroxenito, representando uma fração cumulática das litologias máficas anteriormente descritas. Apresentam estrutura maciça, granulometria grossa e aspecto homogêneo, possuindo abundantes venulações e bolsões félsicos.

As venulações e bolsões (Fotos 21) ocorrem como um material intercumulático, às vezes preenchendo os espaços intersticiais dos minerais, seja formando pequenos bolsões de no máximo 15 cm, seja individualizando fragmentos num sistema entrelaçado de veios semelhante a um *stockwork*. Alguns destes veios estão conectados a diques microssieníticos que cortam o corpo, formando algo parecido a um padrão de drenagens (Foto 22).

São observadas também nas rochas ultramáficas porções brechadas (Foto 23) e constituídas por clastos e matriz apresentando as mesmas características petrográficas. Estas feições devem representar brechas borda de câmara magmática.

4.5. Brecha Mágica

Localizada a 200 m a sul da Ponta Negra (ponto 20), a ocorrência de brecha magmática foi descrita por Coutinho & Melcher (1973) como sendo um tipo litológico que preenche uma fratura alargada de 5 a 15 m, estendendo-se por quase 400 m desde o costão leste até o interior da ilha. No entanto, a forma dessa estrutura não se confirmou no presente mapeamento de detalhe. As observações de campo evidenciam que a estrutura da brecha tem formato subcircular, com 50 a 60 m de diâmetro. Provavelmente trata-se de um *pipe* presente apenas no costão (Foto 24), desconhecendo-se qualquer afloramento dessa rocha para o interior da ilha. Outras duas ocorrências de brechas similares a esta foram observadas no costão norte junto aos pontos 2 e 3, onde aparecem como pequenos diques com espessura inferior a 50 cm (Foto 25).

As brechas apresentam geralmente fragmentos de rochas máficas e ultramáficas, nas suas diversas variedades petrográficas, inclusive aquelas com estruturas estratificadas. Além disso, ocorre também uma grande quantidade de fragmentos de gnaisses e migmatitos provindos do embasamento regional. Um fato importante a destacar é a ausência de fragmentos de sienitos e diques em geral.

A estrutura da brecha é composta por setores bem definidos quanto às suas características, principalmente os tipos de fragmentos presentes (Foto 24, Figura 06). Com base nestas variações pode-se definir quatro zonas distintas, ainda que sua delimitação seja bastante dificultada pela alteração. A primeira zona encontra-se no extremo NE. Compõe-se exclusivamente de fragmentos gnáissicos e migmatíticos das encaixantes regionais. Esses fragmentos apresentam-se bastante arredondados com dimensões variando desde inferior a 1 mm até 1,10 m, sendo a maioria deles com 40 cm (Foto 26).

FOTO 22 - Dique microssienítico rico em enclaves da rocha ultramáfica encaixante. Observa-se que dele irradiaram venulações félsicas, acompanhando sistemas de fraturas.

FOTO 24 - Brecha Magmática (ponto 20) vista de cima da Ponta Negra, aflorando como laje subcircular. Nota-se a abundância de blocos do embasamento (branco) na porção mais próxima e a respectiva tonalidade mais clara da matriz.

FOTO 21 - Bolsões e venulações félsicas em rocha ultramáfica, junto ao costão norte, em direção ao Porto do Imbiru.

FOTO 23 - Brecha de borda de câmara magmática, com fragmentos e matriz constituídos de mesmo material, em bloco junto às rochas ultramáficas.

FOTO 26 - Zona 01 da brecha magmática (ponto 20) apresentando fragmentos arredondados de gnaiss e migmatitos, sugerindo assimilação destes pela matriz mais clara.

FOTO 28 - Detalhe de uma cavidade miarolítica na Zona 03 da brecha magmática, onde se destacam cristais de carbonatos e sulfetos.

FOTO 25 - Detalhe de um pequeno dique de brecha em rocha máfica, registrado junto ao costão norte, cortado por um dique félsico.

FOTO 27 - Zona 02 da brecha magmática (ponto 20) com predomínio de fragmentos de rocha máfica e ultramáfica, apresentando também fragmentos de natureza gnáissica.

Figura 06 - Esboço em planta do afloramento da brecha magmática mostrando a distribuição das diferentes zonas identificadas.

A matriz tem cor cinza e granulometria fina a afanítica. Ela destaca-se na superfície alterada com uma cor bege clara, provavelmente refletindo sua mineralogia mais félsica que as demais. Em relação aos fragmentos, trata-se de uma brecha sustentada pela matriz.

A segunda zona caracteriza-se pelo predomínio de fragmentos rochas ultramáficas e máficas, com estruturas estratificadas ou maciças, além de rochas do embasamento (Foto 27). Essa zona destaca-se por apresentar grande quantidade de sulfetos. Os maiores fragmentos são os de composição máfica/ultramáfica com dimensões da ordem de 1 a 2 m, mostrando-se um pouco menos arredondados do que os de embasamento. A matriz é afanítica a fanerítica fina e composicionalmente heterogênea devido à assimilação dos diferentes tipos de fragmentos, conforme evidenciado pelas bordas de reação e pela variação da coloração ao seu redor (Foto 27). A matriz é mais escassa do que na zona anterior, caracterizando o tipo de brecha sustentada por fragmentos.

A terceira zona diferencia-se da segunda por apresentar cavidades mirolíticas com diâmetros de aproximadamente 10 cm, preenchidas por sulfetos, carbonatos e zeólitas (Foto 28). Nota-se também uma pronunciada diminuição na quantidade dos fragmentos do embasamento regional.

Na quarta zona, as cavidades mirolíticas desaparecem e os fragmentos do embasamento são ainda mais escassos, e quando presentes possuem dimensões reduzidas. Nela predominam os fragmentos de rochas cumúláticas ultramáficas.

A abundância de blocos do embasamento em algumas zonas da brecha e de rochas máficas/ultramáficas em outras poderia ter mudado o caráter do líquido, tornando as matrizes mais félsica e mais máfica, respectivamente. Tendo em vista a grande quantidade de fragmentos com evidência de assimilação, parece difícil identificar a natureza do magma que originou a matriz desta brecha.

4.6. Diques

Foram identificados *in situ* 58 diques cortando as rochas da ilha, encontrando-se distribuídos principalmente pelo costão. Conforme indicado no mapa geológico (Figura 05), foram observados também duas ocorrências nos "paredões" próximo ao topo. Em adição à estes amostrados *in situ*, incluem-se ainda 45 amostras de diques que ocorrem na forma de blocos soltos.

Petrograficamente, os diques apresentam variações amplas na textura e mineralogia que permite reuni-los em dois grupos principais. O primeiro grupo inclui principalmente microssienitos finos derivados das rochas sieníticas e monzossieníticas, além de pequenos e raros diques diferenciados das rochas máficas (microteralitos e microessexitos). O segundo grupo é representado por uma suíte efusiva, em grande parte afanítica ou porfirítica de matriz afanítica, composta de variedades fonolíticas a tefríticas e lamprófiricas.

4.6.1. DIQUES MICROSSIENÍTICOS A MICROTERALITOS

Os microssienitos são diques félsicos, leucocráticos e pouco insaturados. Apresentam coloração predominantemente cinza clara, com variedades para cinza róseo e cinza médio. Sua granulometria é fina a média, ocorrendo também tipos afaníticos. Algumas variedades porfiríticas possuem fenocristais tabulares de feldspato alcalino, orientados segundo a direção do dique. Estes correspondem aos *microfoialitos* de Coutinho & Melcher (1973).

Os diques diferenciados das rochas máficas, que incluem microteralitos e microessexitos, são rochas mesocráticas, de coloração cinza claro a cinza escuro e textura fanerítica fina a média. Esses são variedades bem menos abundantes que os anteriores e provavelmente correspondem aos *sienobasaltos* de Coutinho & Melcher (1973).

Os microssienitos aparecem cortando praticamente todos os corpos plutônicos, tanto os sieníticos como os máfico e ultramáfico, além da brecha. Por sua vez, são cortados pelos fonólitos, tefritos e lamprófiros. Em sua grande maioria possui espessuras variando entre 20 e 100 cm. Não apresentam bordas de resfriamento, sendo suas paredes em geral retilíneas, com leves sinuosidades. Contudo, as sinuosidades de paredes opostas não se refletem. Em um único dique que corta a brecha, foram observadas porções pegmatíticas em seu centro (Foto 29).

Alguns diques de microssienitos cortam as rochas máficas e ultramáficas apresentando nos contatos feições de interação entre o magma e encaixantes. Observam-se comumente bordas com reação no contato entre as duas litologias, formando uma "auréola" de 1 a 10 cm de granulação bem fina, tons esverdeados e mineralogia distinta (Foto 30). Esses diques também incluem xenólitos máficos e ultramáficos corroídos configurando formas de gotas (Foto 31), que indicam um fluxo magmático horizontal de sul para norte (Rickwood, 1990), ou seja, com o magma vindo da direção do corpo sienítico. Nota-se também uma grande quantidade de venulações (Foto 22) que saem do dique microssienítico invadindo suas encaixantes ultramáficas (ponto 07) e máficas melanocráticas (ponto 01). Destacar-se que as venulações observadas no ponto 01 são em sua maioria cortadas por um dique de lamprófiro, enquanto uma pequena quantidade delas corta este dique. Este fato sugere ao menos duas gerações distintas de venulações.

FOTO 29 - Dique microssienítico com níveis pegmatíticos cortando a brecha magmática.

FOTO 31 - Xenólitos máficos e ultramáficos em forma de gotas no dique microssienítico, que corta o corpo máfico, junto ao costão norte. Sua disposição indica o sentido do fluxo do magma, da esquerda (sudoeste) para direita (nordeste).

FOTO 30 - Detalhe mostrando borda de reação no contato entre o dique félsico e a rocha máfica.

FOTO 32 - Dique microssienítico e sistema de falhas subparalelas verticais deslocando dextralmente um pequeno dique félsico anterior.

Os diques diferenciados das rochas máficas ocorrem, em geral, cortando as suas respectivas litologias, com espessuras de poucos centímetros e formas sinuosas (Foto 18). Apenas dois diques de espessuras superiores a 2 m parecem pertencer a esta classe, um cortando a brecha e outro próximo a ela.

Estes diques encontram-se preferencialmente alinhados segundo NE-SW, porém com ampla dispersão de medidas conforme ilustrado no estereograma da Figura 07. Os mergulhos são em sua maioria subvertical, ocorrendo apenas um dique com baixo ângulo.

Em dois afloramentos constatou-se diques deslocando feições anteriores. Um deles está próximo à Lage (ponto 30), onde ocorrem dois diques de microssienito bastante sinuosos cortando o sienito com nefelina, sendo o primeiro orientado para NW-SE e deslocado dextralmente pelo segundo, com orientação ENE-WSW. Outro se situa junto às rochas máficas (ponto 1), onde o dique microssienítico e algumas falhas subparalelas de direção N20E/90 cortam um pequeno dique também microssienítico, deslocando-o dextralmente alguns centímetros (Foto 32).

Figura 07 - Atitude dos diques microssieníticos (+), lamprofíricos e tefríticos (O) e fonolíticos (X) da Ilha Monte de Trigo, no diagrama Schmidt Lambert. Notar que os diques com mergulho de 90° aparecem em ambos os lados do estereograma.

4.6.2. DIQUES DE TEFRITOS FONOLÍTICOS, TEFRITOS E LAMPRÓFIROS

Os tefritos fonolíticos, tefritos e lamprófiros formam um grupo de diques de coloração preta e granulometria fina a afanítica. No campo, a distinção entre os diques tefríticos e lamprofíricos se faz pela presença de fenocristais máficos ou cavidades de fenocristais nas partes mais internas caracterizando uma textura lamprofírica. Este grupo corresponde àqueles descritos por Coutinho & Melcher (1973) como de rochas *hipabissais porfíricas meso e melanocráticas: lamprófiros, sienobasaltos e microshonkinitos*.

Ocorrem distribuídos na porção oriental da ilha encontrando-se no costão norte e leste, desde o Porto do Imbiru até o Leme, cortando tanto as rochas máficas e ultramáficas como o sienito com nefelina. Não foram observados cortando os nefelina sienitos I, II e o nefelina monzossienito. Em alguns afloramentos pôde-se notar que eles cortam os diques microssieníticos e são cortados pelos diques fonolíticos, sendo portanto posteriores aos primeiros e anteriores aos segundos. Apresentam espessuras variáveis entre 5 e 60 cm, e paredes bem retilíneas com margens afaníticas, que sugerem resfriamento muito rápido.

Ao longo do costão reúnem-se em pequenos enxames, ocorrendo sempre em grupos de 3 ou 4 indivíduos em intervalos de poucas dezenas de metros. Localmente alguns diques são cortados por outros semelhantes, assim evidenciando a ocorrência de diferentes gerações. Além disso, ocorre também situações (ponto 68) em que ao menos dois diques paralelos são intrusivos ao longo de uma mesma fratura, totalizando aproximadamente 1,30 m de largura (Foto 33). As bordas de resfriamento de um dique, ao passar pelo interior do outro, tornam-se clara a sua relação posterior.

No estereograma da Figura 07 observa-se que a maioria das ocorrências orientam-se segundo atitudes de aproximadamente E-W/subvertical e NW-SE/subvertical. Os diques encontram-se freqüentemente segmentados, formando pontes (*bridge*) ou sobreposições (*overlap*) com deslocamento ora dextral (ex. ponto 01) ora sinistral (ex. ponto 26). No primeiro caso (ponto 01), eles possuem uma espessura maior (cerca de 25 cm) e terminações cegas; no segundo (ponto 26) eles são mais finos (ao redor de 10 cm) e possuem terminações afiladas e encurvadas em direção ao segmento oposto.

Num único dique de espessura em torno de 7,5 m foi observado uma série de xenólitos de sienitos, todos arredondados, com dimensões de até 30 cm (Foto 34). Este dique está cortado por um outro dique lamprofírico, com espessura de 55 cm de espessura.

4.6.3. DIQUES FONOLÍTICOS

Neste grupo são reunidos os diques de caráter leucocráticos, insaturados, exibindo texturas afaníticas ou porfíricas de matriz afanítica, com fenocristais predominantemente de feldspatos tabulares, piroxênios e anfibólios aciculares. Apresentam coloração variável principalmente entre o verde musgo e o cinza escuro. Esse grupo foi descritos por Coutinho & Melcher (1973) como *hipabissais afaníticas-porfíricas leucocráticas: fonólitos e "rhomb-porphyrries"*.

Os diques fonolíticos distribuem-se *in situ* ao longo do costão e também junto ao topo da ilha. Ocorrem também na forma de blocos distribuídos por todo o interior da ilha. Cortam indistintamente todas as litologias plutônicas (rochas sieníticas, máficas e ultramáficas), além de cortar também todas as outras variedades de diques, tanto as microssieníticas como as máficas. Sua espessura varia entre 15 cm e 2 m, sendo os mais espessos aqueles que possuem os maiores fenocristais. Suas paredes são sempre bem retilíneas, encaixando-se perfeitamente junto às paredes opostas como um quebra-cabeça (Foto 35). As relações de contato sugerem um regime de intrusão muito mais rúptil que dúctil. Da mesma forma que os diques anteriores, estes seguem atitudes de aproximadamente E-W/subvertical e NW-SE/subvertical (Figura 07). Em um local (ponto 31) foi observado num dique máfico anterior de direção E-W um pequeno deslocamento sinistral de 10 cm em relação às suas paredes opostas. Estruturas do tipo pontes (*bridge*) também foram observadas (Foto 36).

As evidências de campo e petrográficas sugerem que os diversos afloramentos seqüenciados no mapa (pontos 21, 56, 16, 49, 65 e 31), com mesmo tipo litológico (fonolítico), representam um mesmo dique cortando toda a extensão da ilha, de ponta a ponta, segundo E-W. Os afloramentos observados *in situ* possuem sempre atitudes aproximada de E-W concordantes com o alinhamento dos pontos. Assim, este dique teria uma extensão de pelo menos 1 Km.

FOTO 34 - Dique lamprofírico com 7,5 m de largura incluindo grande quantidade de xenólitos do sienito com nefelina encaixante, formando uma brecha de forma tabular.

FOTO 36 - Feição em ponte (*bridge*) apresentada por dique fonolítico, mostrando o caráter mais rúpil da colocação destes.

FOTO 33 - Diques lamprofíricos múltiplos cortando o sienito com nefelina junto ao Leme. Nota-se que a pequena laje emersa em forma de leme ao fundo da foto é a responsável pelo nome local.

FOTO 35 - Dique de fonólito porfirítico cortando dique lamprofírico.

5. PETROGRAFIA

5.1. Rochas Sieníticas

A distribuição espacial das variedades de rochas sieníticas, quanto à saturação de sílica, se dá de maneira aproximadamente gradual e concêntrica (Capítulo 4), sendo as ocorrências de álcali feldspato sienitos com e sem nefelina dispostas nas margens da ilha. O teor modal de nefelina aumenta progressivamente até as porções centrais, onde atinge 18% no nefelina sienito I. A Tabela 02 ilustra bem essa gradação juntamente com as demais mudanças mineralógicas que acompanham estas rochas. Nela, as amostras estão organizadas segundo um perfil geológico genérico do centro para a borda, salvo a última amostra que representa um nefelina monzossienito.

A composição mineralógica das três fácies de rochas sieníticas encontradas (nefelina sienitos I e II, e álcali feldspato sienitos com nefelina) é marcada pela presença dominante de feldspato alcalino mesoperítico e subordinadamente de nefelina intersticial. Os máficos aparecem como grãos isolados euedrais ou como agregados de grãos subedrais a anedrais. São representados por anfibólios (pargasita a ferro-hastingsita) como o máfico mais abundante, piroxênio (entre augita, hedenbergita e egirina-augita), biotita marrom escura a avermelhada e titanomagnetitas com exsolução de ilmenita. Entre os minerais acessórios ocorrem principalmente titanita e apatita.

Alterações deutéricas ou hidrotermais provocaram modificações nos minerais primários existentes em grau diverso. Entre os minerais secundários ocorrem analcima "cuneiforme", albita e mais raramente carbonatos, que aparecem preenchendo os interstícios e alterando as bordas dos feldspatos. Carbonato e limonita, além de agregados minerais de cores laranja, amarelo e verde quase opaco encontram-se alterando as bordas dos máficos e sempre associados a analcima e albita. Já os agregados de analcima, cancrinita, muscovita e zeólitas aparecem alterando a nefelina.

LITOLOGIA	Nefelina Sienito I		Nefelina Sienito II	Álcali Feldspato Sienito com Nefelina	Álcali Feldspato Sienito	Nefelina Monzossienito
AMOSTRA	MTR 15	MTR 41A	MTR 05E	MTR 26C	MTR 31B	MTR 70C
Feldspato alcalino	72,6	74,4	76,7	82,0	83,1	44,9
Plagioclásio	0	0	0	0	0	7,9
Nefelina	14,1	6,8	5,2	0,2	0	25,3
Anfibólio	2,0	7,0	6,5	5,0	3,6	13,8
Piroxênio	1,3	0,9	0,4	1,7	2,6	0,5
Biotita	tr	0	0,1	2,8	6,9	0,5
Opaco	0,9	0,9	0,6	0,9	0,9	0,7
Titanita	tr	tr	tr	0	0,3	0
Apatita	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	0,9
Cancrinita	4,2	2,7	2,5	1,5	1,0	tr
Isótopo turvo	3,2	5,0	2,4	0,7	0,4	0,5
Isótopo limpo	0,5	0,1	1,1	1,2	0	2,0
Muscovita	0,4	0,7	1,6	0,6	0,6	1,0
Carbonato	0,1	0,9	0,3	0,2	0,2	0,2
Limonita	0,4	0,3	2,2	2,3	tr	1,6
Agregado laranja	tr	0,1	tr	0,1	0	0
Agregado verde escuro	0,2	0,3	tr	0,4	Tr	0
Agregado amarelo	tr	0	0,1	tr	0	0
TOTAL	99,9	100,2	99,8	99,9	99,9	99,8

TABELA 02 - Composição mineralógica modal das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.

Figura 08 - Classificação das rochas sieníticas e monzossieníticas da Ilha Monte de Trigo segundo Le Maitre (1989). Símbolos: ◆, álcali feldspato sienito com nefelina; ■, nefelina sienito II; □, nefelina sienito I; ★, nefelina monzossienito.

5.1.1. NEFELINA SIENITO I

São rochas maciças, de granulometria média e coloração cinza a creme claro. Macroscopicamente são identificados feldspato alcalino, nefelina bege e vítrea e piroxênio ou anfibólio prismáticos (0,5 – 5 mm), isolados ou formando pequenos agregados.

Ao microscópio, os nefelina sienitos I apresentam textura foiaítica, inequigranular seriada, caracterizada pelo arranjo subparalelo dos feldspatos alcalinos tabulares, com notável variação granulométrica, que compreende o intervalo entre 0,5 e 16 mm. A nefelina ocorre preenchendo os espaços intersticiais entre os feldspatos em grãos de até 18 mm. Os principais minerais máficos presentes são anfibólio e piroxênio (Fotomicrografia 01), variando em proporção segundo a localização. Nas amostras mais ao topo da ilha, esses minerais ocorrem em proporções semelhantes, com pequeno predomínio de anfibólio. Ocorrem como grãos prismáticos isolados ou pequenos agregados de 2 ou 3 grãos. Nas porções mais marginais do corpo há um predomínio de anfibólio e freqüentemente ocorre formando agregados. Em geral a granulometria dos minerais máficos dificilmente ultrapassa 2 ou 3 mm. Ocorrem junto às bordas de feldspatos, às vezes parcialmente inclusos, ou como inclusões parcial ou total na nefelina. Os minerais acessórios são opacos, apatita, titanita e biotita.

Os feldspatos alcalinos são cristais tabulares e mesopertíticos, com geminação Carlsbad e formas euedrais a subedrais. Os cristais maiores freqüentemente apresentam faces irregulares.

Sobrepõe-se aos feldspatos modificações subsolidus, originando um complexo padrão textural de exsoluções mesopertíticas. Os cristais apresentam três fases principais, uma homogênea

FOTOMICROGRAFIA 01 - Nefelina sienito I. Agregado de minerais máficos composto de piroxênio, anfibólio e opacos. Observar cristal de anfibólio com as bordas alteradas (preto) em limonita e carbonato. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 6,4 mm.

FOTOMICROGRAFIA 02 - Nefelina sienito I. Cristal eudral de feldspato mesopertítico apresentando estrutura de exsolução tipo pertitas zonadas (*zone perthites*). Observar o padrão em X, provavelmente tipo *braid* pertitas, no centro do grão. Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 6,4 mm.

FOTOMICROGRAFIA 03 - Nefelina sienito I. Detalhe de estruturas *subsolidus* de feldspato denominadas *string* ou *film* pertitas, caracterizadas por finas lamelas de albita (branca). Notar as porções onde as lamelas concentram-se formando massas albiticas tipo *patch* pertitas. Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 1,0 mm.

FOTOMICROGRAFIA 04 - Nefelina sienito I. Desmisturação total do feldspato alcalino em *patch* pertitas, dispostas marginalmente ao cristal. Fase albitica (branca) voltada à parte externa da fase potássica (azul escuro). Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 1,0 mm.

(criptopertítica?) a micropertítica e as outras duas formando porções irregulares de composições albitica e potássica. A fase homogênea a micropertítica predomina sobre as outras, à exceção de poucas amostras de álcali feldspato sienitos com nefelina nas quais as fases albitica e potássica representam maior volume.

A fase homogênea a micropertítica é caracterizada por apresentar um padrão de exsolução que varia progressivamente, dentro de um mesmo cristal, desde uma fase homogênea (provavelmente criptopertítica) para *braid* micropertitas muito finas e quase imperceptíveis, notadas apenas pela extinção do grão durante o giro da platina. Ocasionalmente, sobretudo em amostras da porção central do corpo (topo da ilha) pode-se observar estruturas zonadas, evidenciadas pela formação de *zone pertitas* a partir das *braid pertitas* (Fotomicrografia 02). Nelas, sobrepõem-se finas lamelas de albita de 2 a 5 μm designadas *string* e/ou *film* pertita, que se desenvolvem a partir das bordas do grão, fraturas e inclusões, sempre sob a mesma orientação, na bissetriz aguda das *braid pertitas*. Com o aumento da frequência destas desenvolvem-se porções maiores e mais sinuosas, que se distribuem aleatoriamente pelo interior do grão (Fotomicrografia 03).

As fases albitica e potássica resultam da desmisturação quase total dos componentes alcalinos Ab - Or, formando porções irregulares de exsolução do tipo *patch* pertitas (Fotomicrografia 04) interpretadas como sendo de origem deutérica. Distribuem-se de maneira aleatória ocupando preferencialmente as margens dos grãos, à exceção de alguns deles totalmente exsolvidos. Em relação à fase potássica, a fase albitica encontra-se predominantemente junto às porções periféricas do grão, muitas vezes associada a analcima (ou sodalita) intersticial. É límpida, com geminação polissintética e birrefringência levemente maior do que as demais fases do feldspato. Já a fase potássica, que tende concentrar-se nas porções mais internas do cristal, apresenta-se bastante turva e caulinizada.

A nefelina tem desenvolvimento poiquilítico formando grandes cristais, incluindo feldspatos e demais máficos (Fotomicrografia 05). Suas faces são bem retilíneas, às vezes apresentando contatos arredondados em relação ao feldspato, sugerindo corrosão. Ocorre em quantidades modais variáveis de 5 a 15%, com um aumento gradual para o centro (topo) da ilha. Grãos de nefelina anedrais freqüentemente aparecem inclusos em feldspato alcalino e em continuidade óptica com grãos individuais marginais ao hospedeiro. Apresenta alteração ora para cancrinita, ora para um agregado composto de um mineral isótropo (analcima ou sodalita), cancrinita, muscovita, carbonato e zeólitas.

Os anfibólios ocorrem como grãos euedrais a subedrais, com faces bem desenvolvidas quando em contato com a nefelina e irregulares quando substituídos por piroxênio. Incluem opacos, apatitas e raros grãos de biotita. Apresentam um zoneamento caracterizado por núcleos de composição pargasita ou ferropargasita e coloração Z = marrom esverdeado, Y = marrom avermelhado e X = amarelo, que passam gradativamente para bordas hastigsíticas, com Z = verde escuro, Y = verde oliva e X = amarelo. Este zoneamento praticamente desaparece em anfibólios de amostras da região próxima ao topo, onde predominam composições hastingsíticas.

O piroxênio é uma hedenbergita com $2V_z$ entre 60° e 80° , $X_{\text{Ac}} = 45^\circ$ e pleocroísmo Z = verde amarelado, Y = verde e X = verde azulado. Os grãos são geralmente homogêneos, exibindo em poucas

FOTOMICROGRAFIA 05 - Nefelina sienito I. Cristais de nefelina com desenvolvimento poiquilítico (cinza), englobando sobretudo cristais de anfíbólio eudrais. Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 16,5 mm.

FOTOMICROGRAFIA 06 - Nefelina sienito I. Paragênese secundária intersticial aos cristais de feldspatos formada de analcima com geminação e birrefringência anômala (cinza escuro), carbonato (cristais eudrais brancos incluídos no isotrópico) e um fino agregado verde escuro (pseudomorfos prismáticos pretos incluído nos carbonatos). Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 6,4 mm.

FOTOMICROGRAFIA 07 - Nefelina sienito II. Agregado de anfíbólio, com inclusões de piroxênio verde claro e biotita. Observar o piroxênio egirínico verde escuro na porção inferior do agregado, e a alteração do anfíbólio prismático para limonita e carbonato. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 6,4 mm.

FOTOMICROGRAFIA 08 - Nefelina sienito II. Feldspatos eudrais a subedrais (tons de cinza), anfíbólio (verde), nefelina (cinza escuro com alteração bege) e paragênese secundária intersticial composta de analcima (formas triangulares), carbonato (incluído na analcima) e agregado verde escuro (incluído no carbonato). Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 8,2 mm.

amostras um leve zoneamento sem padrão definido, com variações no tom de verde. Ocorre como grãos isolados euedrais a anedrais ou substituindo junto às bordas do anfibólio, às vezes englobando-o por completo.

Os opacos são titanomagnetitas com “oxi-exsoluções” de ilmenita. Apresentam-se como grãos hexagonais a arredondados com inclusões de apatitas e, às vezes, com uma fina coroa ($< 5 \mu\text{m}$) de piroxênio envolvendo os grãos mais anedrais. Ocorrem como inclusões de feldspatos, anfibólios e piroxênios ou nas bordas dos máficos, podendo representar duas gerações distintas. A ocorrência de pirita é rara. A apatita ocorre como cristais prismáticos de até 0,5 mm de comprimento ou cristais aciculares inclusos em feldspatos, com aproximadamente 0,04 mm de comprimento. A titanita, quando presente, ocorre como grãos anedrais inclusos de modo parcial nos opacos ou total no anfibólio.

A sequência de cristalização dos minerais máficos inicia-se por apatita, seguida de opacos, anfibólios e piroxênios. Os opacos, como destacado anteriormente, podem também ser de uma segunda geração posterior ao piroxênio. Por sua vez, a ordem de cristalização entre o piroxênio e o anfibólio não é tão clara. As relações texturais sugerem que o piroxênio cristalizou-se posteriormente ao anfibólio, sendo em parte concomitante. A cristalização dos félsicos inicia-se indubitavelmente por feldspato alcalino provavelmente ainda antes dos máficos, contudo prosseguindo-se em geral sincronicamente a eles. A nefelina é a última fase magmática a se cristalizar, conforme evidenciado pelo seu desenvolvimento intersticial.

Os processos de alteração tardi e pós-magmática (deutérica e hidrotermal) são traduzidos em lâmina pelas texturas de substituição presentes em minerais primários, além da formação de mesopertitas e da “oxi-exsolução” das titanomagnetitas em ilmenitas. Eles foram os responsáveis por uma paragênese secundária composta de analcima, albita e carbonato, bem como de um agregado fino verde escuro (Fotomicrografia 06) e outro de um mineral laranja claro, levemente esverdeado, ambos compostos de minerais não identificados. Além disso, inclui-se também a assembléia composta de um mineral isótropo de aspecto turvo (sodalita?), cancrinita, muscovita e zeólitas originada em consequência da alteração da nefelina.

Analcima é o mineral secundário mais abundante. Ocorre como cristais límpidos e cuneiforme, com dimensões de até 4 mm. Apresenta uma birrefringência levemente anômala de cor cinza escura, evidenciando uma geminação sem padrão definido. Aparece nos espaços intergranulares entre os feldspatos e máficos exibindo feições de reação, como por exemplo, a formação de albita nas bordas de feldspato, às vezes num intercrescimento com a analcima cuneiforme. Carbonato aparece em formas diversas: como agregado de cristais euedrais parcialmente inclusos na analcima; como grãos intersticiais; e compondo um fino agregado de limonita substituindo as bordas de anfibólio e piroxênio, ou mesmo todo o cristal, como resultado da alteração desses minerais (Fotomicrografia 01). A granulometria varia entre $50 \mu\text{m}$ e 0,5 mm. Raras vezes ocorre incluso aos cristais de carbonato um fino agregado verde escuro, não identificado devido à granulação extremamente reduzida, na forma de um pseudomorfo prismático.

5.1.2. NEFELINA SIENITO II

O nefelina sienito II corresponde a uma rocha maciça, fanerítica, de granulação média e coloração creme. São identificados em amostra de mão feldspato alcalino, às vezes ripiformes ou tabulares, nefelina intersticial bege, agregados de máficos compostos de anfibólio e/ou piroxênio (2-7 mm) e pequenas quantidades de biotita.

Ao microscópio a textura é hipidiomórfica a foiaítica, inequigranular seriada, caracterizada pelo arranjo dos feldspatos alcalinos subedrais. No geral, não há uma orientação preferencial dos grãos, observando-se raramente feldspatos tabulares alinhados numa disposição característica de textura foiaítica. Nefelina ocorre nos espaços intergranulares de feldspato. Os máficos ocorrem preferencialmente como agregados de grãos arredondados com diâmetro de até 5 mm (Fotomicrografia 07), e como grãos isolados de até 1,5 mm. Entre os máficos presentes, anfibólio é o mais abundante, sendo seguido pelos opacos. Piroxênio (hedenbergita) e biotita aparecem como inclusões nos grãos de anfibólios. Um segundo piroxênio de caráter egirínico aparece substituindo as bordas de agregados de máficos. Como acessórios aparecem apatita e titanita.

O feldspato alcalino é de longe o félsico mais abundante. Possui forma tabular a equidimensional, sendo em sua maioria grãos subedrais (Fotomicrografia 08) com dimensões variáveis de 1 a 5 mm, às vezes atingindo 10 mm de comprimento. Os cristais são mesopertíticos, manchados e muitas vezes geminados segundo Carlsbad. Nestes últimos ocorrem inclusões de nefelina e analcima anedrais. Ocasionalmente, também ocorrem inclusões menores de opacos.

As modificações *subsolidus* ocorridas nos feldspatos originaram mesopertitas com uma variação textural muito semelhante ao descrito no nefelina sienito I. Compõem-se de três fases distintas, uma homogênea a micropertítica, uma albítica e uma potássica. A fase homogênea a micropertítica é a mais abundante, porém com apreciável quantidade das outras duas.

A fase denominada homogênea a micropertítica é caracterizada por exibir-se como um feldspato homogêneo, às vezes apresentando extinção ondulante e um brilho anômalo que muito provavelmente deve-se à presença de criptopertitas. Em alguns casos, ela lembra a *braid* micropertita do nefelina sienito I. A fase de feldspato homogêneo é cortada localmente por finas lamelas de composição albítica de 1 a 5 μm , designadas *string* e/ou *film* pertita. Elas desenvolvem-se perpendicularmente a partir das bordas dos grãos, fraturas e inclusões, sempre seguindo a mesma orientação óptica. Em alguns casos, essas lamelas agrupam-se gradativamente até formar massas mais espessas, mostrando uma transição entre a *film* e *patch* pertita.

As fases albítica e potássica caracterizam uma desmisturação total dos componentes alcalinos Ab-Or do feldspato, formando *patch* pertitas ou com albita em crescimento externo (Fotomicrografia 08). As estruturas tipo *patch* pertitas distribuem-se de maneira aleatória ocupando parcialmente a área do grão ou até por completo. Entre as porções albíticas e as fases homogêneas geralmente observam-se lamelas de *film* pertitas. Outra forma de desenvolvimento da estrutura tipo *patch* pertitas é ocupando preferencialmente as porções externas do grão, muitas vezes associada a analcima intersticial e sem apresentar nas bordas as *film* pertitas. A albita é límpida e de birrefringência levemente superior que às demais fases feldspáticas. A fase potássica aparece geralmente nas partes mais internas do grão envolta pela fase albítica, sendo bastante turva e caulinizada.

A nefelina ocorre em pequenas quantidades modais (~5%), com dimensões de até 10 mm. Tem desenvolvimento intersticial e poiquilítico, englobando parcialmente feldspatos alcalinos menores com faces retilíneas. Altera-se para cancrinita ou para uma associação composta de um mineral isótropo (analcima ou sodalita), cancrinita, muscovita, carbonato e zeólitas.

O anfibólio ocorre como cristais eudrais a subedrais, com dimensões de 1,5 a 0,25 mm. Seu hábito é variável e, aparentemente, depende de suas relações texturais com os minerais que se associam. Os grãos exibem as seguintes formas: subedrais, quando aparecem em agregado com outros máficos; subedrais a eudrais, quando em contato com feldspatos; e perfeitamente eudrais, quando em contato com a nefelina. Apresenta-se zonado, com as porções centrais dos grãos representados por uma pargasita exibindo Z = marrom esverdeado, Y = marrom avermelhado e X = amarelo, passando rumo às capas mais externas para hastigsita com Z e Y = verde escuro. Alguns cristais, notadamente os das margens de agregados e os grãos isolados, possuem nas bordas uma auréola de alteração deutérica ou hidrotermal que consiste de um fino agregado de limonita e carbonatos. Esta feição está diretamente relacionada com as fases límpidas de albita e analcima intercrescidas, que alteram o feldspato alcalino.

O piroxênio aparece em quantidades pequenas como inclusões anedrais nos núcleos de anfibólios. Tem coloração verde claro a quase incolor e caráter biaxial positivo, correspondendo provavelmente a uma hedenbergita. O piroxênio de segunda geração representa uma variedade anedral bem mais egirínica. Ocorre nas porções periféricas dos agregados sugerindo uma provável cristalização de origem deutérica. A biotita aparece como inclusões anedrais, de coloração X = amarelo, Y e Z = marrom escuro e dimensões de até 1 mm de comprimento.

Os opacos são titanomagnetitas com "oxi-exsoluções" de ilmenita que ocorrem junto aos agregados de máficos como grãos arredondados, com dimensões entre 0,1 e 0,5 mm. A ocorrência de sulfetos é mais rara, devendo corresponder principalmente a pirita. A apatita aparece na forma eudral, com granulometria média de 0,1 mm. Ocorre preferencialmente nos agregados máficos, como inclusões de anfibólios e opacos ou marginal a eles, sendo também inclusa nos feldspatos e nefelinas. A titanita ocorre como grãos anedrais associada à apatita junto às bordas de agregados de máficos.

A seqüência de cristalização inicia-se entre os máficos com apatita, seguida de opacos. O piroxênio hedenbergítico e a biotita também aparecem nos estágios iniciais, sendo em grande parte substituídos pelo anfibólio, assim tornando-se o máfico predominante. Entre os félsicos, a cristalização inicia-se com o feldspato alcalino, provavelmente ainda antes do anfibólio, passando logo em seguida com a cristalização concomitante desses dois minerais até quase o final da cristalização. A fase magmática termina com a cristalização da nefelina intersticial. A fase tardi e pós-magmática é marcada pela cristalização de piroxênio egirínico, pelo desenvolvimento das mesopertitas, pela "oxi-exsolução" das titanomagnetitas em ilmenitas, e por uma paragênese de preenchimento e substituição tipicamente secundária, composta de analcima, albita, carbonato e agregado de minerais não identificados, um verde escuro e outro laranja claro.

A analcima ocorre como grãos cuneiformes, límpidos, com geminação e birrefringência anômala (Fotomicrografia 08). São intersticiais aos feldspatos e máficos, reagindo com eles e formando cristais eudrais de carbonato. Inclusos no carbonato também ocorre um agregado fino de cor verde escuro na

forma de um pseudomorfo prismático. Nas bordas do feldspato ocorre a formação de albita, às vezes em intercrescimento com analcima cuneiforme. Nas vizinhanças entre feldspatos e anfibólio e piroxênio forma-se um agregado mineral fino (até 1 mm) de cor laranja claro a levemente esverdeado e birrefringência baixa.

Nas bordas de anfibólio e piroxênio ocorrem uma auréola de alteração que consiste de um agregado fino de carbonato e limonita (Fotomicrografia 07). A nefelina altera-se para um mineral isótropo de aspecto turvo (sodalita?), cancrinita, muscovita e zeólitas.

5.1.3. ÁLCALI FELDSPATO SIENITO COM NEFELINA

Petrograficamente esse tipo de rocha varia entre um álcali feldspato sienito e álcali feldspato sienito com nefelina, com grande predominância deste último. Os álcali feldspato sienitos com nefelina correspondem à variedade de rocha maciça, fanerítica de granulação média a grossa e coloração branca. Em um afloramento observou-se a presença de bandamento de máficos. Macroscopicamente são identificados feldspato alcalino, por vezes tabulares, nefelina intersticial incolor e máficos, dentre os quais se destacam biotita (5-10 mm) e anfibólio e/ou piroxênio em agregados associados ao primeiro.

Ao microscópio, a textura é tipicamente foiaítica, dada pelo arranjo subparalelo de cristais de feldspatos tabulares, euedrais a anedrais. Ao contrário das outras litologia, a granulometria dos feldspatos é bastante homogênea. A nefelina encontra-se em quantidades pequena podendo localmente desaparecer. Em algumas amostras ocorre também analcima. Os máficos ocorrem preferencialmente como agregados de dimensões de até 1 cm, e como poucos grãos isolados com tamanho máximo de 0,5 mm. Em alguns casos, os minerais máficos se concentram em bandamentos centimétricos.

O feldspato alcalino ocorre como cristais anedrais a euedrais, tabulares e geminados segundo Carlsbad, com granulometria de 0,5 a 1,5 cm ao longo do seu comprimento maior e de 0,25 a 0,5 cm na seção basal. Os grãos fazem contato entre si com faces geralmente serrilhadas.

A presença de exsolução no feldspato é marcada por estruturas do tipo mesopertitas a antipertitas. O padrão dessas estruturas varia segundo a localização da amostra. Nas amostras próximas à Lage, região de uma zona de cisalhamento, ocorrem mesopertitas tipo *patch*, com a fase albita desenvolvendo uma textura conhecida como tabuleiro de *xadrez* (Fotomicrografia 09). Nelas, restam algumas relíquias de feldspato não exsolvido de aspecto homogêneo, ocupando uma área do cristal não superior a 10%. Nestas porções não exsolvidas, às vezes é possível identificar certo zoneamento. A fase albitica é relativamente mais abundante. Apresenta birrefringência ligeiramente maior que a potássica e geminação segundo as leis da Albita e mais raramente do Periclínio. A fase potássica tem um aspecto turvo ou pulverulento.

Nas demais amostras, o feldspato é bastante homogêneo, apresentando nas mesopertitas uma estrutura similar à fase homogênea a micropertítica das demais variedades de rochas sieníticas descritas.

A nefelina aparece como pequenos cristais com granulometria que não excede a 2 mm. No geral, ocorre inclusa nos feldspatos como grãos irregulares (amebóides) dando idéia de substituição, ou como

FOTOMICROGRAFIA 09 - Sienito com nefelina. Padrão de estrutura de exsolução dos feldspatos alcalinos de amostras próximas à zona de cisalhamento, com *patch pertita* tipo tabuleiro de xadrez (*chess-board pertite*). Observar as fases albitica (amarelo), potássica (cinza escuro) e homogênea (cinza claro). Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 5,5 mm.

FOTOMICROGRAFIA 10 - Sienito com nefelina. Feldspatos mesopertíticos, com exsolução em manchas (*patch pertitas*). Observar cristais de biotita marrom escuro (preto) com inclusões de apatita e piroxênio verde claro, opacos e anfibólio. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 16,5 mm.

FOTOMICROGRAFIA 11 - Sienito com nefelina. Agregado de máficos opacizados, com anfibólio rico em inclusões euedrais de apatita e substituições irregulares de feldspato e nefelina. Polarizadores descruzados, sem filtro, lado maior 8,2 mm.

FOTOMICROGRAFIA 12 - Sienito com nefelina. Detalhe do processo de opacitização. Observar a substituição de biotita por opacos e feldspatos segundo sua clivagem. Polarizadores descruzados, sem filtro, aumento 1,0 mm.

grãos individualizados aproximadamente equidimensionais. Em alguns casos encontra-se totalmente substituída por cancrinita ou por um agregado mineral composto de um mineral isótropo (sodalita?), cancrinita, muscovita, carbonato e zeólitas.

Analcima ocorre como cristais intersticiais, cuneiformes e límpidos. Apresenta birrefringência baixa e anômala, evidenciando uma geminação semelhante às que ocorrem nos nefelina sienitos I e II.

Os máficos ocorrem preferencialmente como agregados dispostos entre os cristais de feldspato, destacando-se grãos de biotita de grande porte ao lado de anfibólio, piroxênio e opacos (Fotomicrografia 10). A porcentagem de cada uma dessas fases minerais é variável de uma lâmina para outra, em parte devido à granulometria da rocha. Ressalte-se que os agregados máficos de uma amostra procedente do Leme (SE da Ilha) encontram-se completamente opacizados e substituídos por pequenos cristais anedrais (Fotomicrografias 11 e 12).

Como acessórios aparecem a apatita e a titanita, esta última destacando-se pela sua abundância junto às amostras bandadas.

A biotita ocorre como cristais anedrais a subedrais, de dimensões de até 1 cm. Além disso, aparecem também como pequenos cristais euedrais inclusos em feldspatos, cuja granulação varia de 0,2 a 0,5 mm. Em geral apresenta pleocroísmo nas cores X = amarelo e Y e Z = marrom escuro, estes últimos variando para um tom mais amarelado nos grãos menores e mais avermelhado nas grandes placas.

O piroxênio tem as características de uma hedenbergita, com $2V_z \sim 60^\circ$ e cor verde clara quase incolor. Aparece como grãos anedrais, com dimensões entre 0,5 e 1 mm, às vezes atingindo a 2 mm. Por outro lado, ocorre um segundo tipo de piroxênio verde de caráter bem mais egirínico, como pequenos grãos anedrais ou como bordas de alguns piroxênios hedenbergítico que sofreram maior influência da alteração deutérica.

O anfibólio é geralmente anedral a subedral, aparecendo raros cristais euedrais com tamanho de até 4 mm. É representado essencialmente por uma pargasita, com pleocroísmo nas cores Z = marrom esverdeado, Y = marrom avermelhado e X = amarelo. Estruturas zonadas são raras e quando presentes exibem nas porções periféricas do grão as feições da hastingsita, com Z e Y = verde escuro. Possui também inclusões de titanita, opacos e apatita. Ocorre freqüentemente substituindo o piroxênio e a biotita. As alterações limoníticas tão freqüentes em outras variedades faciológicas (nefelina sienito I, II e nefelina monzossienito) são mais raras.

Os opacos são representados principalmente por titanomagnetitas com "oxi-exsoluções" para ilmenitas. Ocorrem preferencialmente junto aos agregados de máficos, inclusos em anfibólio, piroxênio ou biotita. Têm hábito anedral e dimensões de até 0,5 mm. Aparecem, também, inclusos em feldspatos ou como grãos arredondados e isolados de 0,25 mm. Possuem inclusões de apatita. Em uma amostra, observou-se um cristal de ilmenita semi-incluso em titanomagnetita apresentando um provável hábito primário.

A titanita ocorre como grãos euedrais a subedrais, exibindo inclusões de apatita. Os grãos têm dimensões de até 0,8 mm, podendo exceder a 2 mm nas amostras com bandamento, onde, aliás, ocorrem com maior abundância. Freqüentemente altera-se para um agregado fino escuro, provavelmente leucóxênio. Este agregado pode ser o mesmo que aquele descrito nas fácies nefelina

sienito I e II, como verde escuro. A apatita aparece na forma de cristais euedrais, com dimensões nas seções basais entre 10 μm e 0,2 mm.

A sequência de cristalização dessas rochas inicia-se com apatita, seguida de opacos e titanita. O piroxênio hedenbergítico e a biotita devem aparecer também logo no início, seguidos pelo anfibólio. Entre os félsicos, a cristalização tem seu início com feldspato alcalino, muito provavelmente antes do anfibólio e depois do piroxênio e biotita, conforme indicado pelas suas inclusões destes dois últimos minerais, prosseguindo provavelmente até quase o final da cristalização. Por fim, a fase magmática encerra-se com a cristalização da nefelina intersticial. O estágio tardi a pós-magmático é marcado pelo aparecimento de piroxênio egirínico e analcima intersticiais ou em bordas de cristais; desenvolvimento das mesopertitas; pela “oxi-exsolução” das titanomagnetitas; substituição em grau diverso da nefelina; e infiltrações de veios por carbonatos.

5.2. Nefelina monzossienito

Os nefelina monzossienitos são rochas maciças, de coloração castanha a creme, diferentes das outras litologias félsicas encontradas. Apresentam granulometria média e textura foiaítica. São identificados em amostra de mão os minerais: plagioclásio, na forma de cristais tabulares, de coloração variando entre um cinza esverdeado e castanho, com uma visível borda de feldspato alcalino branco; nefelina intersticial incolor e vítrea; e máficos, destacando-se os anfibólios prismáticos que aparecem como cristais distribuídos homogeneamente.

Ao microscópio a textura foiaítica é marcada por grandes cristais de feldspatos tabulares zonados, com núcleos de plagioclásio (andesina) que gradam rumo às bordas para feldspato alcalino mesopertítico bastante irregular. Nefelina e anfibólio aparecem como grãos euedrais formando agregados nos espaços entre os cristais maiores de feldspatos. Subordinadamente, nesses agregados também ocorrem restos de piroxênio augítico incluso em anfibólios, além de biotita, opacos e apatita. Intersticialmente a esta trama aparecem o piroxênio egirino-augítico, analcima, albita secundária e carbonato (Fotomicrografias 13 e 14).

Os feldspatos presentes desempenharam um papel muito importante na sequência de cristalização destas rochas, em virtude de suas variações composicionais. Os grãos de feldspatos tabulares ultrapassam freqüentemente a 1 cm de comprimento. Apresentam fortes mudanças composicionais, variando gradativamente de um plagioclásio de composição andesina (An_{45}) na porção mais central do núcleo, que passa para porções mais albiticas em direção de sua periferia e, finalmente, para uma espessa borda de feldspato alcalino mesopertítico. O plagioclásio do núcleo encontra-se geminado segundo as leis da Albita e Carlsbad, e mais raramente segundo a lei do Periclínio. O zoneamento é geralmente contínuo e normal, ocorrendo mais raramente pequenas descontinuidades. A fração de plagioclásio representa em média a 75% do comprimento do grão, mas devido às suas dimensões laterais restritas provavelmente corresponde a menos de 20% do volume do grão. A interface entre o núcleo de plagioclásio e a borda de feldspato alcalino (Fotomicrografia 15) é marcada pelo desaparecimento das geminações da albita e periclínio e o aparecimento de exsoluções. Outras feições ópticas são graduais, como por exemplo a variação do ângulo de extinção e do relevo. Em geral, as

FOTOMICROGRAFIA 13 - Nefelina monzossienito. Cristais prismáticos de feldspatos ternários, com núcleos de plagioclásio e bordas de feldspato alcalino. Observar cristais de anfibólio e nefelina formando agregado no lado esquerdo. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 16,5 mm.

FOTOMICROGRAFIA 14 - Nefelina monzossienito. Agregado de anfibólios zonados e nefelinas eudrais. Observar a analcima intersticial, com albita secundária ao seu redor, na porção inferior. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 6,4 mm.

FOTOMICROGRAFIA 15 - Nefelina monzossienito. Detalhe do zoneamento no feldspato ternário, mostrando a transição entre plagioclásio e feldspato alcalino. Observar pequenas inclusões anedrais de mineral isotrópico. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 1,0 mm.

FOTOMICROGRAFIA 16 - Nefelina monzossienito. Anfibólio zonado rico em relíctos de piroxênio, além de inclusões de biotita, apatita e opacos. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 2,5 mm.

interfaces encontram-se bastante alteradas por um material pulverulento e de coloração escura. O feldspato alcalino das bordas exibem comumente geminação Carlsbad, às vezes em continuidade óptica com o plagioclásio. As estruturas mesopertitas mais comuns correspondem aos tipos *patch* e *pertita* de veios.

A nefelina ocorre como cristais equidimensionais subedrais, com 1 mm de granulometria média. Formam agregados tanto monominerálicos como também com minerais máficos (Fotomicrografia 14). As relações texturais com o anfibólio evidencia que a sua cristalização está relacionada com as alterações na composição dele. A nefelina também ocorre como inclusões anedrais nos grãos de feldspato alcalino. No geral, encontra-se parcialmente substituída por cancrinita e outros produtos de alteração.

O anfibólio representa o máfico predominante. Aparece como cristais isolados de cor verde forte, bem como associado à biotita de pequeno porte (tamanho ao redor de 0,3 mm), ou contendo relictos de piroxênio verde claro numa textura de substituição. Ocorre como grãos euedrais a subedrais, com granulometria variando entre 2,5 e 1 mm. São fortemente zonados, apresentando composição variando entre kaersutita a pargasita com X = castanho claro, Y = laranja e Z = castanho avermelhado no núcleo; e hastigsita com X = amarelo, Y = verde oliva e Z = verde escuro na borda. Inclusões de apatita são bastante frequentes.

O piroxênio ocorre formando duas texturas distintas. Na primeira, ocorre na forma reliquiar, aparecendo como restos anedrais inclusos no núcleo dos cristais de anfibólios (Fotomicrografia 16), com dimensões raramente ultrapassado a 0,5 mm. Apresenta pleocroísmo fraco nos tons de verde claro e uma provável composição de hedenbergita, com um zoneamento para porções mais egirínicas seguindo o padrão daquele descrito no anfibólio. Na segunda, o piroxênio está presente como grãos isolados intersticiais ou junto às bordas dos anfibólios. Tem pleocroísmo forte nas cores verdes e composição de provavelmente egirina-augita.

A biotita ocorre de forma semelhante ao piroxênio egirínico, seja como grãos individualizados intersticiais, seja junto às bordas do anfibólio. Seu pleocroísmo varia nas cores X = amarelo, Y = laranja escuro e Z = preto.

Os opacos são representados predominantemente por titanomagnetitas com "oxi-exsolução" de ilmenita e proporções menores de sulfetos. Ocorrem como grãos anedrais de aproximadamente 0,5 mm, preferencialmente nos agregados de anfibólio e nefelina. A apatita ocorre inclusa em praticamente todos os minerais presentes na forma de cristais euedrais prismáticos, com diâmetro variando entre 0,002 e 0,1 mm.

A analcima aparece nos espaços intergranulares, com granulometria média de aproximadamente 2 mm. Tem aspecto cuneiforme com suas faces retilíneas moldando-se nos minerais vizinhos, em geral o feldspato. Pode-se observar uma geminação, visível devido à sua birrefringência cinza escura anômala, similar à observada nas rochas sieníticas. Quando em contato com minerais máficos, principalmente o anfibólio, forma-se também nele uma borda de alteração composta de hidróxidos (limonita) e carbonato. Está frequentemente associada a cristais de albita secundária que se desenvolve junto à borda dos feldspatos alcalinos mesopertíticos, na região de contato com ela (Fotomicrografia 14). Muscovita aparece associada ao mineral isotrópico, em geral quando este se encontra próximo aos grãos

parcialmente alterados de nefelina. Essa relação sugere que a muscovita é o produto resultante da reação entre a nefelina e o isótropo.

A cristalização dos nefelina monzossienitos teve seu início com a formação da apatita, que ocorre inclusive em todos os demais minerais. Segue-se então com a cristalização do piroxênio hedenbergítico, que em sua maior parte foi substituído e dele permanecendo apenas os remanescentes retidos nos núcleos dos anfibólios. Em seguida, cristalizam o anfibólio de composição pargasítica e os opacos. Os núcleos de plagioclásio andesínico devem ter-se formados concomitantemente aos anfibólios ou aos piroxênios. A nefelina cristaliza-se logo depois, marcando uma alteração significativa na evolução do líquido magmático, que pode ser traduzido pela modificação da composição do anfibólio para termos mais hastingsíticos e pela mudança do feldspato plagioclásio para um anortoclásio mesopertítico. Por fim, cristalizam-se os máficos intersticiais, biotita e piroxênio egirínico. O estágio tardi e pós-magmático é indicado pelo desenvolvimento de estruturas de exsolução de feldspato alcalino, pela cristalização do mineral isótropo intersticial juntamente com a formação de albita secundária, pela alteração das bordas dos anfibólios para hidróxidos e pela formação da cancrinita muscovita e carbonato.

5.3. Rochas máficas

As variedades máficas são rochas maciças e inequigranulares de granulação média a grossa, podendo exibir estruturas de estratificação magmática. Em geral são rochas acentuadamente máficas de cor muito escura e praticamente negra, salvo algumas variações locais para termos mais félsicos. Macroscopicamente são facilmente identificados os cristais de piroxênio, olivina e óxidos, e mais raramente, de biotita também. Nos espaços intergranulares dos minerais máficos aparece uma trama de minerais félsicos com dimensões menores composta de feldspatos e feldspatóides.

As variações modais dos minerais essenciais (Tabela 03) permitem classificar essas rochas segundo os seguintes litotipos: olivina gabro, olivina gabro com nefelina, olivina melagabro com nefelina, teralito e melateralito. As variações modais ressaltam prontamente o piroxênio, com valores entre 15 e 60%, e o plagioclásio, entre 10 e 50%. Acompanhando esses dois minerais aparecem a nefelina, com teores modais entre 0 e 10% e a olivina, entre 10 e 20%. Os demais minerais, de menor importância em termos classificatórios, possuem uma variação modal pequena, com a biotita, o anfibólio e os opacos ocorrendo em quantidades inferiores a 15% enquanto a apatita inferior a 5%.

A distribuição das distintas variedades de rochas máficas e ultramáficas sugerem que os processos de cristalização fracionada tiveram grande participação no desenvolvimento magmático dessa intrusão. As variações modais ocorrem de oeste para leste, ou seja do Porto do Imbiru para a Ponta Negra, com notável diminuição de minerais máficos no sentido desta última. Já no extremo oposto, junto ao Porto do Imbiru, aparece como fração cumulática o corpo ultramáfico. Outra variação mineralógica que merece destaque é a abundância dos minerais hidratados anfibólio e biotita nas proximidades com o corpo sienítico.

Ao microscópio, observa-se que a textura é inequigranular seriada (Fotomicrografias 17, 18 e 19) caracterizada pela presença de grandes cristais idiomórficos de olivina e clinopiroxênio zonado. Estes cristais estão envoltos por ripas de plagioclásio zonado, além de cristais de nefelina, anfibólio e biotita intersticiais, às vezes poiquilíticos.

LITOLOGIA	Gabro	Olivina melagabro com nefelina	Teralito		Melateralito	Clinopiroxenito	Olivina clinopiroxenito	
AMOSTRA	MTR 20I	MTR 42A	MTR 70B	MTR 25A	MTR 01D	MTR 04B	MTR 05C	MTR 06A
Piroxênio	38,7	50,3	31,5	26,7	55,5	61,3	63,2	65,5
Olivina	14,2	7,7	3,1	13,1	11,7	1,1	16,5	7,3
Opacos	7,5	3,7	3,2	4,0	5,8	10,5	1,9	8,2
Anfibólio	0,0	13,6	3,3	15,2	1,6	10,0	4,7	4,6
Biotita	6,1	9,0	19,7	6,3	2,7	4,2	5,8	4,1
Plagioclásio	32,9	12,4	26,0	23,1	17,5	1,1	2,5	1,9
Feldspato alcalino	-	-	tr	-	-	-	-	-
Nefelina	0,0	0,7	8,9	8,3	3,1	4,5	3,3	0,4
Apatita	0,6	2,1	1,8	3,3	0,6	0,8	0,5	0,2
Clorita/serpentina	-	-	0,6	-	1,4	-	-	4,1
Carbonato	-	0,4	0,4	0,0	0,1	-	0,5	-
Sericita/Zeólitas	-	-	-	-	-	-	0,1	3,7
Muscovita	-	0,1	-	-	-	-	-	-
Mesóstasis	-	-	-	-	-	6,5	-	-
Isótopo	-	tr	1,5	-	tr	-	1,0	-
TOTAL	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

TABELA 03 - Composição mineralógica modal das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.

No caso da amostra MTR 2C, de um bloco junto ao costão norte, a rocha representa provavelmente uma fácies de margem de resfriamento rápido deste corpo. Trata-se de uma rocha porfírica de matriz fanerítica fina (Fotomicrografia 20), com fenocristais eudrais de olivina e clinopiroxênio, este último possuindo uma fina faixa de zoneamento nas bordas. A matriz compõe-se de cristais subedrais a anedrais de clinopiroxênio, anfibólio, biotita, opacos, plagioclásio e nefelina.

O clinopiroxênio das rochas máficas tem as características de uma titanaugita, exibindo coloração variando entre cinza, bege e róseo. Ocorre como cristais eudrais a subedrais, com dimensões variando de 1 a 12 mm. Coutinho & Melcher (1973) determinaram as propriedades ópticas de titanaugitas de

Figura 09 - Classificação das rochas máficas da Ilha Monte de Trigo segundo Le Maitre (1989).

FOTOMICROGRAFIA 17 - Teralito. Cristais de clinopiroxênios zonados, olivina anedral, anfíbólio, opacos e biotita, dispostos entre os minerais félsicos. Destacam-se "remendos" de anfíbólios e opacos substituindo os piroxênios. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 11,0 mm.

FOTOMICROGRAFIA 18 - Olivina melagabro com nefelina. Textura magmática com a paragênese clinopiroxênio levemente zonado, olivina, opacos envolvidos por biotitas, agregado de apatita subparalelo (centro inferior), pequenos cristais de plagioclásio (incolor), anfíbólio, biotita e nefelina (bege claro; centro-direita). Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 11,0 mm.

FOTOMICROGRAFIA 19 - Olivina melagabro com nefelina. Textura com cristais de clinopiroxênios zonados e exsolvidos, olivina eudral a subedral, opacos e plagioclásio. Destacam-se as inclusões de anfíbólio e opacos substituindo os piroxênios, e o anfíbólio poiquilítico envolvendo olivina, clinopiroxênio, apatita e plagioclásio. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 18,0 mm.

FOTOMICROGRAFIA 20 - Mela teralito. Textura porfírica de matriz fina, com destaque para um fenocristal de clinopiroxênio zonado no centro. Observar que as ripas de plagioclásio, de pequeno porte, acompanham o zoneamento junto às suas bordas mais externas. A matriz é composta por clinopiroxênio, olivina, opacos, anfíbólio, biotita, plagioclásio e nefelina. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 18,0 mm.

rochas congêneres da mesma área do presente estudo, encontrando os resultados seguintes: $N_y = 1,718$; $2V_z = 47^\circ$; dispersão r maior que v marcada no eixo próximo a c e quase ausente no outro; e $Z^a c = 46^\circ$. Os cristais apresentam um complexo padrão de zoneamento composto basicamente de um zoneamento oscilatório nas regiões periféricas dos grãos e zoneamento convoluto junto ao núcleo (Fotomicrografia 21). É destacado pela variação na coloração do piroxênio, mostrando-se bem mais rosados nas porções externas principalmente devido ao componente tschermakítico. Na amostra considerada mais evoluída (MTR 70B) os grãos apresentam uma tonalidade levemente mais verde, enquanto na amostra MTR 2C (porfírica de matriz fina) o mineral exibe pequenas inclusões de olivina e plagioclásio que acompanham o zoneamento (Fotomicrografia 20). Este padrão de zoneamento faz supor que os cristais de piroxênio desenvolveram-se sob condições distintas de crescimento, uma originando o núcleo e outra responsável pelo zoneamento oscilatório.

Alguns grãos parecem ter-se re-equilibrado posteriormente, sendo em parte substituído por anfibólio e opacos. Essas substituições são traduzidas pela presença de finas lamelas de exsolução de opacos (Fotomicrografias 22 e 23) bem como de porções periféricas do grão constituídas de um piroxênio homogêneo, menos rosado e desprovido de zoneamento, com inclusões anedrais abundantes de anfibólio e opacos (Fotomicrografia 21) e mais raramente biotita. Estas porções distribuem-se próximos à borda do grão truncando o zoneamento oscilatório, ocorrendo preferencialmente quando em contato com grãos de nefelina ou anfibólio, formando com este último intercrescimento consertal (Mackenzie et al., 1993).

Nas amostras ao longo do contato com as rochas sieníticas, os piroxênios encontram-se bastante exsolvidos por finas lamelas de opacos. A frequência que ocorrem estas lamelas é variável, podendo ser de tal ordem que certas porções do grão tornam-se praticamente negras. Ocorrem com maior frequência junto às bordas do grão (Fotomicrografia 22) acompanhando o zoneamento oscilatório, mas pode também atingir o grão por completo (Fotomicrografia 23). Notadamente as amostras que exibem cristais completamente exsolvidos são justamente aquelas desprovidas de nefelina localizadas ao sul da Ponta Negra. Nestas, a coloração do piroxênio é totalmente cinza.

A olivina ocorre como cristais anedrais a eudrais, com granulometria seriada variando entre 0,5 a 6 mm. Os grãos encontram-se bastante fraturados e substituídos ora por bowlingita ou chlorophaeita, ora por opacos. Segundo Coutinho & Melcher (1973) a olivina corresponde a uma hialosiderita com 35% de faialita, tendo $2V_x = 80^\circ$ e $N_y = 1,726$. Possui finas lamelas de exsoluções de opacos, algumas orientadas segundo as direções ópticas do grão, outras em arranjos mais complexos. Em várias lâminas observou-se uma borda de reação entre a olivina e os minerais félsicos composta principalmente de clorita (identificado por EDS), desenvolvida perpendicularmente às bordas do grão (Fotomicrografia 24). Em uma única lâmina (teralito – MTR 4D) os cristais de olivina apresentam-se fortemente exsolvidos, com uma fina borda de opaco além daquela com bowlingita ou chlorophaeita e/ou clorita (Fotomicrografia 25).

Os minerais opacos são titanomagnetitas com lamelas de "oxi-exsolução" de ilmenita e, mais raramente, com finas lamelas de pleonasto. Estão presentes como grãos anedrais e como exsoluções de piroxênio e olivina. As variedades granulares, geralmente em formas irregulares, apresentam textura coronítica, às vezes incompletas, composta principalmente de biotita e raro anfibólio.

FOTOMICROGRAFIA 21 - Teralito. Clinopiroxênio eudral zonado, com inclusões de olivina no centro. Observar que as bordas são corroídas por um piroxênio mais claro, anedral e rico em inclusões de opacos e anfíbólios, truncando o zoneamento. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 5,5 mm.

FOTOMICROGRAFIA 22 - Olivina melagabro com nefelina. Clinopiroxênio zonado e exsolvido. Observar as lamelas de opacos acompanhando o zoneamento, sendo truncadas por uma massa de piroxênio rica em inclusões anedrais de opacos, anfíbólios e biotitas. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 6,4 mm.

FOTOMICROGRAFIA 23 - Olivina gabro. Clinopiroxênios eudrais com finas lamelas de exsolução de opacos, coexistindo ao lado de olivina, anfibólio e plagioclásio. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 16,5 mm.

FOTOMICROGRAFIA 24 - Melateralito. Textura coronítica, desenvolvida nas bordas de olivinas quando em contato com minerais félsicos. O agregado verde é composto provavelmente de cristais de sericita, talco e/ou clorita, crescidos perpendicularmente às bordas do grão. Observar também a auréola de biotita nos opacos. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 1,0 mm.

FOTOMICROGRAFIA 26 - Olivina gabro com nefelina. Detalhe de zoneamento oscilatório no plagioclásio. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 1,0 mm.

FOTOMICROGRAFIA 28 - Terallito. Paragênese de origem deutérica intersticial, mostrando o isotrópo, os carbonatos e o oligoclásio perítico. As biotitas também se concentram próximas a esta associação. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 2,5 mm.

FOTOMICROGRAFIA 25 - Terallito. Olivina com borda de reação possuindo uma auréola interna de minerais opacos, seguida de outra mais externa de agregado de sericita, talco e/ou clorita. O conjunto é envolvido por uma massa feldsica, turva e de característica mal definida. Apatitas ocorrem associadas à olivina. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 2,5 mm.

FOTOMICROGRAFIA 27 - Terallito. Detalhe do intercrescimento das bordas não geminadas de um plagioclásio, possuindo composição de oligoclásio, com a nefelina. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 1,0 mm.

As lamelas de “oxi-exsolução” de ilmenita são correlacionáveis aos três tipos texturais de Haggerty (1991): *trellis*, sanduíche e composicionais. As lamelas tipo *trellis* desenvolvem-se segundo as direções {111}, com sua espessura variando de uma amostra à outra, estando presente em praticamente todos os grãos. As lamelas tipo sanduíche possuem bordas tipicamente irregulares e são bastante frequentes nos grãos. Já a presença de lamela tipo composicional é mais rara nessas rochas, ocorrendo geralmente como grãos subedrais a anedrais inclusos em seu hospedeiro.

As lamelas de pleonasto são mais escassas, mais finas e mais curtas que as lamelas de “oxi-exsolução”. Na maioria das amostras onde estão presentes, sua relação com as lamelas de ilmenita não é clara. Em alguns casos, observa-se uma série de pequenos fragmentos de espinélio dentro das lamelas maiores de ilmenita sugerindo que as lamelas de “oxi-exsolução” tenham desenvolvidas ao longo das discontinuidades das lamelas de espinélio, estas então formadas anteriormente conforme explicado por Haggerty (1991).

O anfibólio tem as características de kaersutita, com pleocroísmo nas cores Z = marrom avermelhado, Y = marrom e X = amarelo claro. Em casos mais raros aparece um leve zoneamento (MTR 70B) caracterizado por tonalidades mais escura nas bordas dos grãos. A granulometria é bastante variável, podendo atingir até a 8 mm. Apresenta desenvolvimento intersticial poiquilítico, englobando olivina, piroxênio, plagioclásio, apatita e opaco, sendo muitas das inclusões euédricas. Os grãos maiores exibem intercrescimento consertal quando suas bordas tocam grãos de piroxênios, e faces bem desenvolvidas quando em contato com oligoclásio, nefelina ou isótropo. Em duas amostras desprovidas de nefelina, o anfibólio exibe um pleocroísmo mais suave, com Z e Y em tons de laranja indicando quantidades menores de TiO_2 , como ocorre com o piroxênio mais cinza desta mesmas amostras.

A biotita é intersticial e anedral, estando freqüentemente associada às bordas dos opacos. Ocorre como pequenos grãos isolados entre os plagioclásios ou perifericamente aos piroxênios. Nas rochas próximas ao contato com os sienitos, as quais contêm abundante quantidade de biotita e anfibólio, a biotita ocorre como cristais poiquilíticos englobando olivinas, piroxênios, apatitas e plagioclásios, e como mineral de alteração substituindo o piroxênio. Nas amostras próximas da brecha (MTR 20I), ela aparece em pequenas quantidades preenchendo fraturas. Apresenta pleocroísmo nas cores X = amarelo e Y e Z = marrom escuro, característico da titanobiotita (Tröger, 1979). Já na amostra MTR 21B, a biotita exibe pleocroísmo mais fraco seguindo o mesmo comportamento do piroxênio e anfibólio presente. Freqüentemente encontra-se crenulada, às vezes segundo uma direção definida. Sua relação temporal com o anfibólio é duvidosa. Em geral exibe texturas de intercrescimento, às vezes desenvolvendo texturas simplectitas quando em contato com o anfibólio (MTR 24A).

A titanita, bastante rara, é subedral, não ultrapassando a 0,2 mm. Ocorre associada junto às bordas dos piroxênios e anfibólios, mostrando em alguns casos alteração para leucoxênio.

Apatita é euedral prismática, com granulometria de até 3 mm de comprimento. É rica em inclusões submicroscópicas que lhe conferem um aspecto turvo. Algumas das inclusões de maior porte mostram cores que variam de roxo a amarelo, não sendo contudo possível a sua identificação mineral. A apatita ocorre por vezes formando agregado de grãos em arranjos subparalelos (Fotomicrografia 18). Ela ocorre inclusa em quase todos os demais minerais, com exceção da olivina.

O plagioclásio aparece dispondo-se marginalmente ao piroxênio e olivina. No geral é ripiforme, subedral a anedral e inequigranular seriado. Apresenta granulometria inferior à dos minerais principais, com a maioria dos cristais inferiores a 0,5 mm e raramente atingindo a 2 ou 3 mm. Os cristais maiores são euedrais, às vezes com inclusões de opacos, olivina e piroxênio. São geminados principalmente segundo as leis da Albita, Carlsbad e eventualmente do Periclínio. São zonados, com a maioria dos grãos, principalmente os menores, apresentando um zoneamento simples. Alguns dos grãos maiores exibem zoneamento convoluto em seu núcleo e zoneamento simples, oscilatório ou em degraus junto às bordas (Fotomicrografia 26). Nos grãos apresentando zoneamento em degraus, essas sutis descontinuidades deixam transparecer um hábito euedral prismático desenvolvido durante o crescimento. Composicionalmente, o núcleo dos grãos representa uma bytownita com teores de anortita variando entre An_{85} e An_{75} , dependendo da amostra e do grão, geralmente um fenocristal. As bordas gradam para teores que variam entre labradorita e oligoclásio. As bordas exibindo composições de oligoclásio (amostra MTR 70B) aparecem intercrescidas com a nefelina (Fotomicrografia 27) e sem geminação, exibindo finas lamelas antipertíticas, às vezes com estrutura de pertitas deutéricas tipo *patch*.

A nefelina é intersticial, de faces retas, distribuindo-se marginalmente entre os grãos de olivina, piroxênio e plagioclásio, com dimensões de até 2 mm. Ela inclui cristais euedrais de plagioclásio, biotita e apatita, esta última destacando-se na amostra MTR 25A pela sua abundância. Encontra-se freqüentemente alterada parcial ou totalmente para cancrinita ou para um agregado sericítico-carbonático-zeolíticos, além de um mineral isótropo. No teralito (MTR 4D), onde o teor modal de nefelina é maior, ela aparece praticamente inalterada como cristais poiquilíticos englobando principalmente olivina, piroxênio e opacos, com dimensões que ultrapassam a 5 mm. Em várias amostras observam-se uma espécie de mesóstasis turva e mal definida (Fotomicrografia 25). Segundo Coutinho & Melcher (1973), essa feição parece ser formada essencialmente de nefelina esquelética ou pecilítica, interdigitada ou incluindo porções caulinizadas (feldspato potássico?), de alterações carbonáticas, zeolíticas e cloríticas, e numerosos pequenos prismas de apatita. Análises por microsonda eletrônica (WDS e EDS) revelaram a presença de feldspato potássico, sodalita, noseana (?) entre outros. Além disso, ainda segundo esses autores, alguns cristais de geração anterior podem também nela se incluírem e com ela reagirem hidrotermalmente.

O isótropo que aparece na amostra MTR70B é intersticial, comumente associando-se a grãos de carbonato, junto às bordas da biotita e do oligoclásio. Tem granulometria de até 0,5 mm, enquanto o carbonato de até 0,3 mm. Destaca-se nesta associação uma alteração em maior intensidade das nefelinas e o aparecimento de antipertitas (deutéricas?) no oligoclásio (Fotomicrografia 28).

A cristalização das rochas máficas iniciou-se provavelmente pela olivina, que aparece isenta de qualquer inclusão, e pelos minerais acessórios apatita, titanita e opacos. Na seqüência, surge o piroxênio em grandes cristais zonados. A cristalização do plagioclásio iniciou-se concomitantemente com o desenvolvimento final dos cristais de piroxênio, ocorrendo assim semi-incluso nas porções marginais deste último. A medida que a evolução do líquido prossegue, a composição do piroxênio e do plagioclásio muda, iniciando-se a cristalização do anfibólio kaersutítico e da biotita, provavelmente simultâneos. Estes dois minerais desenvolvem-se em grãos intersticiais ou substituindo o piroxênio em

suas bordas e os opacos coroniticamente. A nefelina representa a última fase magmática a se cristalizar, que se traduz pelo seu desenvolvimento claramente intersticial e poiquilítico, englobando inclusive os cristais eudrais de biotita. Na amostra MTR 70B aparece uma associação intersticial de mineral isótropo com carbonato juntamente com a formação da antiperitita no oligoclásio.

5.4. Rochas ultramáficas

Estas rochas são olivina clinopiroxenitos e clinopiroxenitos, com estrutura maciça de aspecto homogêneo, granulometria grossa e coloração negra. Distinguem-se em amostras de mão, cristais de olivina e piroxênio, além de venulações e pequenos bolsões félsicos compostos de feldspato e feldspatóides.

Ao microscópio apresentam texturas tipicamente cumuláticas, caracterizando tanto rochas ortocumuláticas, como por exemplo as amostras próximas ao contato com as rochas máficas, como adcumuláticas, estas representadas pelas rochas encontradas próximas ao Porto do Imbiru. As rochas ortocumuláticas (Fotomicrografias 29 e 30) são caracterizadas por uma textura inequigranular seriada, apresentando cristais cumulus eudrais de olivina e clinopiroxênio. Os cristais cumulus dificilmente fazem contato entre si, sendo envoltos por uma matriz composta de grãos poiquilíticos de plagioclásio e nefelina, além de pequenos grãos subedrais de olivina, piroxênio e opacos. As rochas adcumuláticas (Fotomicrografias 31 e 32) são caracterizadas por exibirem uma granulação mais homogênea, com os grãos subedrais a anedrais de olivina e clinopiroxênio fazendo contato entre si. Ressalte-se que esse arranjo mineral elimina todo espaço intergranulares, desaparecendo assim a matriz. Apresentam alguns bolsões e venulações nos quais os minerais félsicos se concentram.

Figura 10 - Classificação das rochas ultramáficas da Ilha Monte de Trigo segundo Le Maitre (1989).

FOTOMICROGRAFIA 30 - Olivina clinopiroxenito. Textura ortocumulática, com clinopiroxênios predominantes e olivinas subordinadas. Intercumulus representado por biotita, anfibólio, plagioclásio e nefelina. Observar o zoneamento do clinopiroxênio, oscilatório nas bordas e convoluto no núcleo. Polarizadores des cruzados, filtro azul, lado maior 30 mm.

FOTOMICROGRAFIA 32 - Clinopiroxenito. Textura adcumulática típica, com cristais subedrais de clinopiroxênio, olivinas e opacos. Observar bolsões e venulações de minerais félsicos. Polarizadores des cruzados, filtro azul, lado maior 40 mm.

FOTOMICROGRAFIA 29 - Olivina clinopiroxenito. Textura ortocumulática, com cristais eudrais de piroxênio, exibindo zoneamento oscilatório, e de olivina. Opacos ocorrem como pequenos grãos. Intersticialmente, aparecem biotita, anfibólio, plagioclásio e nefelina. Polarizadores des cruzados, filtro azul, lado maior 40 mm.

FOTOMICROGRAFIA 31 - Clinopiroxenito. Textura adcumulática, com clinopiroxênios, olivinas e opacos, subedrais. Observar biotita, anfibólio, plagioclásio e nefelina, intersticiais. Polarizadores des cruzados, filtro azul, lado maior 16,5 mm.

O clinopiroxênio tem as características de titanaugita, exibindo coloração rósea e as mesmas propriedades ópticas descritas nas rochas máficas. Nas rochas ortocumuláticas, esse mineral aparece como grandes cristais cumuláticos euedrais e também como pequenos cristais subedrais a anedrais junto à matriz. Os cristais cumuláticos possuem dimensões de até 1 cm de comprimento e um padrão de zoneamento similar ao das rochas máficas, com zoneamento oscilatório nas bordas e convoluto no núcleo (Fotomicrografias 29 e 30). As dimensões dos grãos reduzem gradativamente atingindo valores menores de 1 mm. Nesse mesmo sentido, o hábito dos cristais sofre variações passando de euedrais nos maiores para subedral e anedral. Os cristais menores freqüentemente ocorrem inclusos em plagioclásio e nefelina. Nas rochas adcumuláticas, o clinopiroxênio diferencia-se apenas pelo seu hábito subedral a anedral e sua granulometria mais regular variável entre 0,5 e 1 cm. Em lâmina, formam porções praticamente monominerálicas.

A olivina possui ângulo $2V_x$ de aproximadamente 90° , indicando uma composição de provavelmente crisolita. Apresenta finas lamelas de exsolução de opacos com algumas delas orientadas segundo as direções ópticas do grão, enquanto outras em arranjos mais complexos. Encontram-se bastante fraturada, sendo preenchidas por opacos. Nas rochas ortocumuláticas, a olivina aparece como cristais cumulatos euedrais de até 4 mm de comprimento, reduzindo para grãos menores e subedrais junto à matriz. Nas rochas adcumuláticas, ela ocorre entre os piroxênios como grãos anedrais. Quando faz contato com mineral félsico, apresenta uma finíssima borda de reação composta provavelmente de sericita, talco e/ou clorita.

Os opacos dispõem-se às margens de grãos de olivina e clinopiroxênio, exibindo hábito euedral a anedral e granulometria fina de até 1 mm. São titanomagnetitas com lamelas de "oxi-exsolução" de ilmenitas e em alguns casos com finas lamelas de pleonasto idênticas às descritas nas rochas máficas. Apresentam borda de reação com formação de biotita quando em contato com minerais félsicos. Os opacos ocorrem também como exsoluções finas de piroxênio e olivina, sugerindo assim a presença de mais de uma geração desse mineral, a exemplo dos opacos nas rochas máficas.

O anfibólio tem as feições de kaersutita, com uma coloração bastante avermelhada e pleocroísmo nas cores Z = marrom avermelhado, Y = marrom e X = amarelo claro. Apresenta intercrescimento consertal com as faces do clinopiroxênio, ocorrendo sempre em suas bordas sugerindo assim substituição. Em alguns casos, principalmente nas variedades ortocumuláticas, tem um desenvolvimento poiquilítico englobando pequenos cristais de olivina, piroxênio, opacos e apatita.

A biotita ocorre freqüentemente associada às bordas dos opacos, envolvendo-os de forma coronítica. Esta feição é verificada principalmente quando o opaco está circundado por minerais félsicos. A biotita ocorre também como pequenos grãos anedrais periféricamente aos piroxênios. Apresenta um pleocroísmo nas cores X = amarelo e Y e Z = marrom escuro semelhante ao das rochas máficas.

A apatita ocorre como cristais euedrais prismáticos, com dimensões de 2 a 3 mm de comprimento. Nas rochas adcumuláticas ela aparece concentrada preferencialmente junto aos bolsões félsicos sendo englobada pela nefelina e pelo plagioclásio.

Os minerais félsicos encontram-se distribuídos intersticialmente como grãos poiquilíticos nas amostras ortocumuláticas e como agregados ou bolsões e venulações nas adcumuláticas.

Nas rochas ortocumuláticas a nefelina e o plagioclásio aparecem como cristais intersticiais, poiquilíticos preenchendo espaços entre os cristais cumuláticos, com granulometria de até 3 mm. O plagioclásio é zonado mas de difícil determinação do seu teor de anortita. A nefelina freqüentemente encontra-se alterada para um agregado fino turvo e de característica mal definida.

Nas rochas adcumuláticas, a nefelina e o plagioclásio aparecem associados em agregados intersticiais, em como cristais com dimensões de até 4mm, formando em amostras de mão pequenos bolsões de até 1cm, venulações ou veios félsicos. Na lâmina MTR 04B pode-se observar um veio com 1 mm de espessura composto por pequenos cristais anedrais de feldspato (alcalino e plagioclásio?) e nefelina (Fotomicrografia 32).

A seqüência de cristalização das rochas ultramáficas provavelmente se dá, ao menos em parte, sincronicamente à das rochas máficas, podendo ter formado um só sistema de câmara magmática. Inicia-se pelos cristais cumuláticos de olivina e clinopiroxênio, seguindo-se provavelmente de opacos. Esses minerais formaram cumulos por sedimentação magmática no fundo da câmara magmática, originando as rochas representadas no corpo ultramáfico. As amostras mais próximas ao Porto do Imbiru, que representariam as porções mais inferiores da câmara, exibem textura adcumulática. Essa textura teve sua origem em virtude da migração do líquido intersticial para pequenos bolsões ou venulações, cristalizando aí o plagioclásio e a nefelina. Por outro lado, as amostras das ultramáficas das porções mais próximas ao contato com o corpo máfico apresentam textura ortocumulática numa clara evidência de que o líquido intersticial permaneceu entre os grãos cumuláticos, cristalizando entre eles grãos diminutos de nefelina e plagioclásio. Biotita e anfibólio aparecem provavelmente no final da cristalização, talvez concomitantemente com os minerais félsicos, substituindo ao menos em parte o clinopiroxênio e o opaco.

5.5. Rochas de Diques

Os diques presentes na Ilha Monte de Trigo apresentam grande variação mineralógica e textural, podendo ser reunidos em dois grupos petrográficos principais segundo suas relações petrológicas com as rochas de caráter plutônico. O primeiro grupo são os diques que representam mineralogicamente diferenciados de corpos plutônicos, sendo em grande parte microssienitos faneríticos finos de afinidade com as rochas sieníticas. Além destes, inclui-se, também, pequenos diques de diferenciados das rochas máficas, ultramáficas e monzossieníticas. O segundo grupo é representado por uma suíte efusiva, em grande parte afanítica ou porfírica de matriz afanítica, que se compõe de fonólitos, fonólitos tefríticos, tefritos fonolíticos, tefritos, camptonitos e monchiquitos.

5.5.1. DIQUES MICROSSIENÍTICOS A MICROTERALITOS

Os diques deste grupo são constituídos principalmente de rocha fanerítica fina a média, leucocrática a hololeucocrática e coloração variando entre cinza claro, róseo e bege, com aspecto muito semelhante às rochas sieníticas. Outros tipos petrográficos que pertencem a este grupo são rochas faneríticas finas, mesocráticas a melanocráticas, exibindo coloração cinza médio. Estes últimos são de ocorrência restrita às rochas máficas e ultramáficas, podendo representar diferenciados de caráter aplítico destas.

As rochas são classificadas segundo Le Maitre (1989) como álcali feldspato traquito com fóide (nefelina e/ou isótropo), fonólito, fonólito tefrítico, tefrito fonolítico e latito com nefelina. Contudo, no sentido de diferenciar-los da suíte mais afanítica utilizou-se a terminologia plutônica com o prefixo micro.

As características texturais das rochas desses diques variam consideravelmente, principalmente em relação aos hábitos apresentados pelas fases minerais. Nos diques leucocráticos predomina a textura traquítica, contudo sendo esta mascarada com o aumento da granulometria. No geral, a trama da rocha é definida pelo arranjo dos prismas de feldspato alcalino com os demais minerais aparecendo intersticialmente. As variedades mesocráticas possuem textura alotriomórfica, às vezes com os minerais máficos exibindo hábito prismático. Destaca-se entre os microssienitos, um grupo de diques de ocorrência restrita intrusivo apenas nas rochas máficas e ultramáficas. Estes diques distinguem-se por sua textura em mosaico, merecendo assim um tratamento à parte.

5.5.1.1. DIQUES MICROSSIENÍTICOS COM TEXTURA "TRAQUÍTICA"

São rochas leucocráticas, de estrutura maciça a foliada e coloração cinza. Exibem granulometria fina a média, onde é possível identificar a simples vista os feldspatos prismáticos orientados, o piroxênio ou anfibólio, a biotita e nefelina.

Ao microscópio estas rochas possuem textura traquítica, inequigranular seriada, caracterizada pela disposição alinhada dos cristais prismáticos de feldspato alcalino (Fotomicrografias 33, 34 e 35). Os minerais máficos aparecem nestas rochas como cristais isolados ou formando pequenos agregado, irregulares ou lineares, dispostos entre os minerais félsicos. O anfibólio, presente em boa parte das amostras, tem dimensão bem inferior à dos feldspatos. Ocorre como grãos subedrais, às vezes formando pequenos agregados intersticialmente aos feldspatos. Já o piroxênio e a nefelina, quando presentes, apresentam grandes variações quanto à morfologia, aparecendo sob forma granular ou intersticialmente como grãos poiquilíticos. A biotita é bastante rara nestas amostras, aparecendo como grãos anedrais. São reconhecidos pelo menos dois tipos distintos de minerais isótopos, um límpido e um turvo, freqüentemente de ocorrência intersticial. Como minerais acessórios ocorrem opacos, apatita, titanita, zircão, epídoto e enigmatita. Dentre estes minerais, apenas os opacos e a apatita estão presentes em todas as amostras.

Deve-se destacar ainda que num destes diques traquíticos foi observado em seu centro um diferenciado pegmatítico que reúne características mineralógicas distintas dos demais, principalmente com relação ao tamanho e hábito dos minerais presentes.

O feldspato alcalino é mesopertítico e geralmente prismático, com uma razão comprimento/largura média de 7/1. O cristais exibem dimensões variáveis de 0,3 a 4 mm de comprimento, sendo alguns deles maiores e anedrais. A geminação Carlsbad está presente em grande parte dos grãos prismáticos. Na maioria das lâminas examinadas, observa-se estruturas de mesopertitas deutéricas tipo *patch* ocupando o grão em quase sua totalidade (Fotomicrografias 34 e 35), numa evidência clara sobre a eficiência do mecanismo de exsolução. Em algumas lâminas, o desenvolvimento dessas estruturas no feldspato é apenas parcial e atinge preferencialmente as bordas dos grãos, podendo-se observar algumas porções com aspecto homogêneo e outras micropertíticas. As porções "homogêneas", quando observadas sob a

FOTOMICROGRAFIA 33 - Microssienito com textura traquítica. Textura traquítica característica, com feldspatos alcalinos ripiformes formando uma estrutura tipo S - C. Observar intersticialmente os minerais máficos, nefelinas e isotrópos. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 13,2 mm.

FOTOMICROGRAFIA 34 - Microssienito com textura traquítica. Detalhe da textura traquítica, com os feldspatos alcalinos ripiformes alinhados e o piroxênio intersticial. Observar as estruturas de exsolução tipo mesopertitas, com desenvolvimento maior junto às bordas dos grãos. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 2,5 mm.

FOTOMICROGRAFIA 35 - Microssienito com textura traquítica. Feldspatos alongados orientados, com nefelina poiquilitica englobando cristais prismáticos finos de anfibólio e de piroxênio (birrefringência verde, lado direito). Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 10 mm.

FOTOMICROGRAFIA 36 - Microssienito com textura em mosaico. Textura na forma de mosaico, com grãos de feldspatos e piroxênios (birrefringência mais elevada) anedrais. Destacam-se as feições de exsolução do feldspato alcalino. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 1,0 mm.

lente de maior aumento, apresentam lamelas pequenas e distribuídas irregularmente de forma similar às presentes nos sienitos. As feições de zoneamento nos feldspatos são raramente observadas devido à formação de *zone* pertitas. Por vezes, observa-se também que o feldspato apresenta-se mais límpido quando disposto próximo à nefelina.

A nefelina aparece ora como grãos poiquiliticos (Fotomicrografia 35), ora na forma granular. Na forma granular, ela ocorre formando agregados de grãos subedrais, com dimensões de até 3,5 mm. Intersticialmente, a nefelina desenvolve-se como cristais poiquiliticos de até 5 mm incluindo anfibólio e parcialmente feldspatos. Ao que parece existe alguma correlação entre a abundância dos isótopos intersticiais e o caráter eudral da nefelina. Como produto de alteração freqüentemente ocorre um agregado de um mineral isótropo, cancrinita e carbonato.

Os minerais isótopos não ocorrem em todas as lâminas e nem sempre se associam entre si. Ocorrem como grãos de aspecto turvo e/ou límpido, correspondendo provavelmente à sodalita e à analcima respectivamente. O isótropo turvo ocorre como grãos anedrais isolados, com tamanho de até 1 mm de comprimento. O isótropo límpido possui aspecto cuneiforme e dimensões de até 2 mm de comprimento. Apresenta uma birrefringência anômala muito baixa e geminação semelhante às analcimas das rochas sieníticas.

O piroxênio ocorre na maioria das amostras na forma granular e intersticial exibindo as propriedades ópticas de uma egrina-augita, com Ac_{20-30} ($2V_z = 80$, $X_{Ac} = 25-30\%$). Na maioria das amostras, ocorre como pequenos grãos anedrais de 0,1 a 0,5 mm, associados aos anfibólios e opacos. O hábito intersticial restringe-se às amostras com textura traquítica bem desenvolvidas (Fotomicrografia 34), apresentando feldspatos de porte menor e mais alongados. Neste caso, o piroxênio ocorre isolado de outros máficos dispondo-se entre os cristais de feldspato, às vezes englobando-os.

O anfibólio aparece como grãos subedrais a eudrais, com dimensões não superior a 1 mm. Em algumas amostras, os cristais exibem forte zoneamento, com pleocroísmo nas cores X = castanho claro, Y = marrom escuro avermelhado e Z = marrom escuro junto aos núcleos, e X = castanho claro, Y = marrom escuro (quase preto) e Z = verde escuro junto às bordas. Possuem birrefringência baixa e ângulo $2V_x$ de 60° no núcleo e quase 0° na borda, indicando uma composição de pargasita e de hastingsita, respectivamente.

A biotita aparece como pequenos cristais anedrais de tamanho inferior a 0,1 mm e pleocroísmo nas cores X = laranja a amarela e Y e Z quase pretos. Ocorre freqüentemente associada ao anfibólio, às vezes incluída nele.

Como minerais acessórios ocorrem: opacos, em grãos arredondados a poiquiliticos; titanita e zircão, na forma de cristais eudrais a subedrais; apatita, como grãos prismáticos e finíssimos grãos aciculares; epídoto, em poucas amostras como cristais prismáticos; e, mais raramente, enigmatita, como pequenos grãos irregulares.

Os opacos geralmente aparecem como grãos anedrais arredondados, às vezes poiquiliticos, incluindo pequenos cristais de feldspatos. Sua granulometria é freqüentemente inferior aos demais máficos, oscilando entre 0,1 e 0,8 mm. Ocorrem como grãos isolados ou reunidos em agregados ou, ainda, associados aos máficos.

A titanita aparece como grãos subedrais e mais raramente euedrais, destacando-se o hábito losangular com possui dimensões de até 0,7 mm, e média de 0,2 mm. Associa-se aos demais máficos, porém não está presente em todas as amostras. Frequentemente apresenta alteração para leucoxênio.

A apatita ocorre na forma acicular ou como pequenos grãos prismáticos, com granulometria variando de < 2 μ m a 0,1 mm no corte basal. Aparece como inclusões em todas as principais fases minerais.

O zircão ocorre em poucas amostras como grãos euedrais a subedrais, prismáticos a arredondados, com granulometria variando de 0,1 mm até dimensões submicroscópicas, visíveis apenas pelos halos pleocróicos.

O epídoto é um mineral raro nestas rochas, ocorrendo de forma expressiva em apenas uma amostra onde estão praticamente ausentes outros minerais máficos. Ocorre na forma de cristais euedrais prismáticos, com até 1 mm de comprimento. Possui birrefringência baixa e relevo alto, destacando-se um zoneamento em alguns grãos marcados por uma faixa marrom de alteração ou pequenas inclusões.

A enigmatita ocorre em algumas amostras como pequenos cristais euedrais a anedrais de aproximadamente 0,1 mm. Destaca-se no dique pegmatítico como cristais anedrais de até 1 mm de diâmetro.

A seqüência de cristalização destas rochas inicia-se pelos acessórios titanita, apatita e zircão, seguida pela cristalização inicial do feldspato. A seguir cristalizaram-se o anfibólio e a biotita, sempre sob formas euedrais a subedrais. Prossegue-se com a nefelina, o piroxênio e os opacos, formando tanto cristais euedrais a subedrais como intersticiais, conforme a disponibilidade de vazios durante o processo e conseqüentemente a liberdade de crescimento. Por fim, acredita-se que cristalizaram os minerais isótipos invariavelmente intersticiais, prosseguindo-se com os processos de alteração deutéricas e hidrotermais, que resultaram na exsolução dos feldspatos e nos produtos secundários como cancrinita, carbonato e limonita.

5.5.1.2. DIQUES MICROSSIENÍTICOS COM TEXTURA EM "MOSAICO"

Trata-se de diques formados de rochas faneríticas finas, hololeucocráticas, de coloração cinza clara, exibindo algum feldspato ripiforme de porte maior e diminutos máficos. Nas amostras de granulometria um pouco mais desenvolvida observa-se ao redor dos óxidos (<1 mm) uma auréola de cor branca (3 mm) que resulta da mudança de cor do feldspato.

Ao microscópio, essas rochas apresentam predominantemente uma textura poliedral ou em mosaico (ou ainda pavimentosa, conf. Coutinho & Melcher, 1973) variando de inequigranular seriada à porfírica. A textura caracteriza-se pelo arranjo em mosaico dos cristais de feldspato alcalino, o mineral mais abundante (Fotomicrografia 36). A nefelina exibe uma granulometria, em média, mais desenvolvida do que os feldspatos, ocorrendo na forma granular euedral ou poiquilítica. Dentre os minerais máficos, ocorrem na ordem decrescente de importância a egrina-augita anedral, os opacos arredondados a poiquilíticos e os acessórios. Ressalta-se que nestes diques, minerais máficos hidratados como o anfibólio e a biotita não foram observados. Além disso, nota-se também uma orientação pronunciada dos grãos de feldspato alcalino e de egrina-augita segundo a direção do dique.

O feldspato alcalino mesopertítico ocorre como cristais subedrais, desde arredondados até prismáticos, com dimensões variando principalmente entre 0,1 a 1,0 mm, podendo atingir a 3,5 mm nas variedades porfíricas. Nas amostras porfíricas, os feldspatos freqüentemente apresentam geminação Carlsbad e textura em *sineusis*. Em algumas amostras são comuns grãos exibindo extinção ondulante, em toda sua extensão ou mais nas bordas, estas quando estão aparentemente "soldando" diversos indivíduos.

As estruturas de exsolução nos feldspatos dessas rochas são variáveis. No núcleo dos cristais, as feições mais características são do tipo *braid* microperititas, com espessuras de até 1 μ m nas amostras onde estão mais desenvolvidas. Nas bordas dos grãos, essas estruturas são substituídas por perititas em dobras (*pleat pertites*), com espessura média de 10 μ m (Fotomicrografias 36 e 37). Nesse caso, a substituição da primeira pela segunda deve-se à entrada de fluídos pelas bordas dos grãos segundo os mecanismos de exsolução explicado em Lee *et al.* (1997) e Brown *et al.* (1997). Em alguns casos, as microperititas das porções do núcleo praticamente desaparecem em virtude do avanço das perititas em dobras que as substituem e formam as perititas com aspecto "tigrado".

A nefelina ocorre como grãos intersticiais a poiquilíticos, com dimensões de até 3 mm. No entanto, encontram-se em sua maior parte alteradas para um mineral isótropo e cancrinita. Em algumas amostras ela aparece como cristais granulares euedrais (0,2 a 0,4 mm), com faces irregulares, apresentando um zoneamento caracterizado por uma faixa de inclusões de feldspatos e egrina.

Nas variedades porfíricas ocorre um mineral isótropo anedral e intersticial exibindo dimensões de até 1 mm, e pequenas inclusões dispostas linearmente. Trata-se provavelmente de uma sodalita, a julgar pelas suas características ópticas marcadas por relevo baixo e pela superfície incolor com sutis reflexos de tonalidade roxa.

Os minerais máficos ocorrem como grãos isolados ou reunidos em pequenos agregados dispostos homoganeamente em lâmina e arranjados segundo a orientação do fluxo magmático. As evidências texturais mostram que a egrina-augita não cristaliza nas proximidades dos opacos. Estes se encontram circundados de uma auréola circular formada de minerais félsicos (Fotomicrografia 38), onde é notável a ausência do piroxênio. Os acessórios mais abundantes são titanita, epídoto, apatita e zircão, sendo este último não identificado com precisão.

A egrina-augita aparece como grãos anedrais, isolados ou formando agregados, com dimensões de até 0,5 mm, ou, ainda, como pequenos prismas isolados de 0,1 a 0,2 mm. Exibe as características ópticas de uma egrina-augita de composição variando entre Ac_{30} e Ac_{80} , com $2V_x$ entre 70° e 90° e X_{Ac} entre 0° e 25° . Em alguns casos, a egrina-augita desenvolve-se interdigitando com finas lamelas de *pleat* perititas nas bordas dos cristais de feldspatos.

Os opacos ocorrem como grãos arredondados de até 0,25 mm ou com desenvolvimento poiquilítico de até 1 mm, incluindo abundantes inclusões de feldspatos. Em algumas amostras, próximo aos minerais opacos, observa-se finas capas de limonita precipitadas entre os grãos de feldspatos.

A titanita aparece freqüentemente associada aos opacos como cristais poiquilíticos a esqueléticos, com tamanho de 0,05 a 0,3 mm. Apresenta um leve pleocroísmo nas cores X = incolor e Y e Z castanho claro.

FOTOMICROGRAFIA 37 - Microssienito com textura em mosaico. Detalhe das feições de exsolução do feldspato alcalino mesopertítico. Observar a forma de estrutura tipo *braid* pertita no núcleo do cristal (central e acima), sendo substituída por *pleat* pertitas na borda do grão. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 0,13 mm.

FOTOMICROGRAFIA 38 - Microssienito com textura em mosaico. Disposição típica dos minerais máficos, com os opacos concentrando-se no centro de porções félsicas. Observar hábito esquelético da titanita junto aos opacos no lado esquerdo. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 13,2 mm.

FOTOMICROGRAFIA 39 - Microessexito. Textura intergranular, com plagioclásio ripiforme e cristais subedrais intersticiais de anfibólio, feldspato alcalino, nefelina e isótropo. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 13,2 mm.

FOTOMICROGRAFIA 40 - Monchiquito. Textura porfírica com fenocristais eudrais de olivina esquelética e piroxênio. Observar a matriz muito escura e desprovida de minerais félsicos. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 13,2 mm.

Apatita ocorre como inclusões finíssimas nos feldspatos e nefelinas, confundindo-se com os cristais de epidoto e egirina.

O epidoto ocorre reunindo-se em agregados de 2 ou 3 grãos ou como pequenos grãos anedrais isolados, às vezes esqueléticos, com dimensões entre 0,2 e 0,4 mm.

Zircão não foi identificado com segurança, apresentando-se provavelmente como pequenos prismas associados à titanita.

5.5.1.3. DIQUES MICROTERALÍTICOS E MICROESSEXÍTICOS

São diques de rochas maciças a orientadas, mesocráticas, de granulação média a fina e com coloração cinza escuro.

Ao microscópio verifica-se que os diques representam graus de evolução magmática distintos, que se traduzem pela sua diversidade mineralógica e composicional.

As variações petrográficas das amostras se estendem desde tipos texturais similares aos das rochas máficas, para variedades progressivamente mais ricas em minerais félsicos. Nestas últimas, os anfibólios predominam entre os máficos, e o feldspato alcalino e a nefelina aparecem como grãos subedrais ao invés de intersticial. (Fotomicrografia 39).

Além desses litotipos, foram também reconhecidos dois diques de rochas com características que fogem do "padrão" descrito. Um deles, corta o olivina gabro próximo à brecha e compõe-se essencialmente de plagioclásio, piroxênio e opacos, podendo representar um diferenciado da própria encaixante. O outro se distingue pela abundância de minerais máficos e por exibir a nefelina como o único félsico presente, podendo representar uma porção cumulática deste magma.

As olivinas ocorrem em quantidades pequenas somente nas rochas menos evoluídas. São anedrais e arredondadas, exibindo alterações nas bordas e fraturas. Possuem composições variáveis de uma hialosiderita a uma hortonolita, com $2V_x$ entre 90° e 70° .

O piroxênio aparece na forma inequigranular seriada, sendo subedral com as faces serrilhadas nos grãos maiores, gradando para anedral nos cristais menores. O zoneamento raramente está presente, com núcleos mais claros e bordas com tons entre o bege e o róseo. Nas rochas em que a olivina está ausente, as bordas do piroxênio tendem para tons mais esverdeados e ocorrem em quantidades modais menores. Nas amostras sem feldspatóides modais, o piroxênio é incolor com bordas levemente esverdeadas.

O anfibólio tem hábito variável em conformidade com o grau de evolução da rocha. Nas mais primitivas, ricas em olivinas e piroxênio, o anfibólio é intersticial, podendo em alguns casos estar ausente na rocha. Nas rochas mais evoluídas, o anfibólio freqüentemente é o máfico predominante. Ocorre na forma euedral prismático exibindo pleocroísmo nas cores X = amarelo, Y = castanho e Z = castanho avermelhado. Essas cores variam de uma amostra à outra nos tons mais claros e escuros, evidenciando intervalo composicional entre a kaersutita e a pargasita.

A biotita não está presente em todas as amostras, sendo mais rara naquelas mais evoluídas. Tem hábito anedral, intersticial, muitas vezes desenvolvendo uma textura coronítica ao redor dos minerais opacos. Exibe pleocroísmo nas cores X = laranja a amarelo, Y e Z = vermelho escuro.

Os minerais opacos são anedrais, freqüentemente equigranulares de granulometria fina e, mais raramente, inequigranular hiatal; geralmente ocorrem associados aos demais máficos.

O plagioclásio ocorre como cristais ripiformes nas rochas mais primitivas e anedral nas mais evoluídas, exibindo um zoneamento com seus núcleos possuindo uma composição média de An_{55} . O feldspato alcalino desenvolve-se tão somente nas amostras mais evoluídas como grãos intersticiais.

A nefelina é o feldspatóide predominante nessas rochas e aparece sob texturas diversas. Nas rochas mais evoluídas ocorre em quantidades modais relativamente mais elevadas, como cristais subedrais e inequigranular com dimensões seriada. Nas amostras mais primitivas, a nefelina é intersticial, às vezes com desenvolvimento poiquilítico.

Observa-se freqüentemente em lâmina uma mesóstasis de composição mal definida, provavelmente composta de nefelina e feldspato alcalino, além de outros produtos de alteração.

5.5.2. DIQUES DA SUÍTE EFUSIVA

O grupo de diques da suíte efusiva compõe-se com rochas de texturas afaníticas ou porfíricas de matriz afanítica a fanerítica fina. Suas características petrográficas exibem variações mineralógicas praticamente contínuas, que sugerem para essa associação uma evolução magmática a partir de uma fonte em comum.

As rochas foram classificadas segundo as recomendações da IUGS (Le Maitre, 1989; Wolley *et al.*, 1996) nos seguintes tipos petrográficos: fonólitos, fonólitos tefríticos, tefritos fonolíticos, tefritos, camptonitos e monchiquitos.

5.5.2.1. MONCHIQUITOS

São rochas porfíricas, com fenocristais de olivina e piroxênio em matriz afanítica de coloração preta. Os fenocristais e estruturas globulares presentes concentram-se nas porções mais internas dos diques, os quais não ultrapassam a 20 cm de largura.

Ao microscópio destaca-se pela textura panidiomórfica caracterizada por fenocristais euedrais de piroxênio e olivina e microfenocristais de minerais opacos imersos numa matriz micro a criptocristalina formada principalmente de anfibólio, minerais opacos e vidro devitrificado (Fotomicrografia 40). Estruturas globulares são abundantes nessas rochas compondo-se principalmente de carbonatos.

Os fenocristais de olivina são euedrais a subedrais, às vezes desenvolvendo hábito esquelético (Fotomicrografia 40). Possuem composição de crisolita, com ângulo $2V_x \cong 90^\circ$. Ocorrem freqüentemente fraturados, exibindo alterações parciais ou totais, transformando-se para chlorophaeíta e bowlingita.

Os fenocristais de piroxênio ocorrem como cristais euedrais, de coloração bege, freqüentemente formando estruturas glomeroporfíricas, com inclusões de olivina e de microfenocristais euedrais de minerais opacos. Em alguns casos, eles exibem um leve zoneamento tipo oscilatório ou então com núcleos de tons mais verdes que traduzem composições mais sódicas ou hedenbergíticas. Rock (1991) denomina tais núcleos verdes de "inclusões tipo *semi-cognate*", sugerindo que eles originaram-se de

fracionados mais félsicos de lamprófiros que posteriormente interagiram com novos pulsos de magma lamprofirico cristalizando nas bordas o piroxênio mais magnesiano.

Os fenocristais de anfibólio são bem menos freqüentes que piroxênio e olivina. São kaersutitas euedrais, de coloração avermelhada, com um leve zoneamento nas bordas. Frequentemente, exibem feições de reabsorção das bordas sugerindo reações de re-equilíbrio entre o fenocristal e o magma durante a cristalização da matriz. (Fotomicrografia 40).

A matriz compõe-se essencialmente de pequenos cristais de anfibólio prismático e opacos euedrais envoltos por uma massa félsica intersticial de um provável produto de devitrificação. Uma das amostras destaca-se por exibir nas porções devitrificadas, quantidades apreciáveis de inclusões lamelares de opacos.

Na matriz são também freqüentes a presença de estruturas globulares similares ao tipo *carbonato-analcima* de Rock (1991). Compõem-se predominantemente de carbonato que aparece de maneira isolada ou acompanhado de analcima, zeólitas e/ou outros argilo-minerais. Em alguns casos, as estruturas globulares exibem zoneamento mineralógico, com a analcima na porção central, circundada por carbonato, e os argilo-minerais e zeólitas na periferia, numa interface entre o carbonato e a matriz.

5.5.2.2. CAMPTONITOS

Os diques de camptonitos são rochas porfíricas, com fenocristais prismáticos de piroxênio e anfibólio em matriz afanítica a fanerítica fina, de coloração cinza escuro, tendendo a tons mais claros nas faces mais alteradas.

Ao microscópio, essas rochas possuem textura panidiomórfica exibindo tendência de desenvolvimento de glomérulos naquelas variedades petrográficas mais máficas e portadoras de proporções eqüitativas de fenocristais euedrais de kaersutita e piroxênio, além de olivina anedral (Fotomicrografia 41 e 42). Por outro lado, nas variedades relativamente mais félsicas predominam os fenocristais de kaersutita euedrais e isolados. Mencione-se que o caráter mais félsico apresentado por alguns diques de camptonitos deve-se às proporções de minerais félsicos presentes na matriz, sem perder as características de um lamprófiro. As estruturas globulares estão presentes em quantidades variáveis de um dique a outro, compondo-se principalmente de analcima e carbonato.

Os fenocristais de olivina ocorrem em proporções menores, restringindo-se àquelas amostras com matriz mais máfica. Possuem hábito anedral e sempre aparecem em arranjos glomeroporfíricos circundado por fenocristais de piroxênio e anfibólio, numa disposição textural isolando os contatos de seus grãos com a matriz (Fotomicrografia 41). Em algumas amostras aparecem pseudomorfos anedrais de olivina substituída por chlorophaeita.

Os fenocristais de piroxênio são subedrais, de coloração creme a bege, com abundantes inclusões de minerais opacos. Nas amostras mais máficas, sua cor tende para tonalidades lilás, sugerindo uma composição enriquecida em Al e Ti. Apresentam freqüentemente estruturas de zoneamento setorial, às vezes combinado com o tipo oscilatório. Nas amostras mais máficas, alguns grãos apresentam núcleos anedrais com tonalidade verde numa textura similar ao descrito nos monchiquitos.

FOTOMICROGRAFIA 41 - Camptonito. Textura glomeroporfírica, com olivina no centro circundada por piroxênio e anfibólio subedrais. Polarizadores descruzados, filtro azul, lado maior 8,2 mm.

FOTOMICROGRAFIA 42 - Camptonito. Textura porfírica panidiomórfica mostrando fenocristais eudrais de anfibólio e piroxênio. Polarizadores descruzados, sem filtro, lado maior 13,2 mm.

FOTOMICROGRAFIA 43 - Tefrito. Textura porfírica mostrando fenocristais eudrais de anfibólio e feldspato. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 13,2 mm.

FOTOMICROGRAFIA 44 - Tefrito. Detalhe da matriz mostrando o arranjo entre os cristais de kaersutita eudrais e feldspatos, com isótopo, cancrinita e nefelina intersticiais. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 1,0 mm.

Os fenocristais de kaersutita estão presentes em todas as amostras, ocorrendo como cristais euedrais zonados, com granulometria média de até 6 mm de comprimento. O zoneamento é caracterizado por um pleocroísmo nas cores X = amarelo claro e Y e Z = castanho avermelhado no núcleo, variando para tonalidades mais escuras de Y e Z na borda. Nas amostras que aparecem fenocristais de olivina, o zoneamento do anfibólio é marcado pela presença de uma faixa de tonalidade mais escura rica em pequenas inclusões de opacos, próximas às bordas dos grãos.

A matriz é microcristalina e compõe-se de uma massa de minerais félsicos pouco definida e sempre alterada. Essa alteração deve-se, provavelmente, a processos de autometassomatismo típicos dos lamprófiros, conforme preconizado em Rock (1991). Na matriz distinguem-se kaersutita e apatita prismáticas, opacos subedrais e feldspato, além de nefelina e mineral isótropo intersticiais. Em alguns diques ocorrem estruturas globulares constituídas principalmente de carbonato e analcima, esta exibindo birrefringência anômala. Nas amostras com matriz mais félsicas, a analcima aparece isoladamente e sem apresentar birrefringência anômala.

5.5.2.3. TEFRITOS

São rochas de coloração cinza médio a escuro, afaníticas ou porfíricas em matriz fanerítica fina, com fenocristais prismáticos de anfibólio e/ou piroxênio e subordinadamente de feldspatos.

Ao microscópio, os tefritos exibem características mineralógicas similares às dos camptonitos, diferenciando-se destes principalmente pela sua textura, pelo caráter não porfírico de algumas amostras ou por apresentar fenocristais de plagioclásio (Fotomicrografia 43). Nas variedades porfíricas, os fenocristais compõem-se principalmente de kaersutita e plagioclásio e subordinadamente, de piroxênio e opacos. Eles ocorrem isoladamente ou formando glomérulos de minerais máficos numa matriz micro a criptocristalina. Em um único fenocristal de piroxênio foi observado uma inclusão anedral de olivina.

Os fenocristais de anfibólio são euedrais e possuem composição de kaersutita, possivelmente com pouco Ti. Apresentam pleocroísmo nas cores X = amarelo, Y e Z = laranja avermelhado, sem variações que evidencie estruturas zonadas.

Os fenocristais de plagioclásio são ripiformes e geminados segundo as leis de Carlsbad e Albita, esta última sendo pouco desenvolvida. Apresentam zoneamento normal, com os núcleos possuindo composições de até uma labradorita (An_{60}). Observam-se em alguns fenocristais feições de reabsorção nas bordas dos grãos, destacadas pelos componentes da matriz.

Os fenocristais de piroxênio, quando presentes, exibem hábitos euedrais a subedrais e pleocroísmo na tonalidade cor bege, indicando composição de diopsídio/augita com provavelmente teores de Al e/ou Ti. Estruturas zonadas estão praticamente ausentes, possuindo freqüentemente nas bordas dos cristais uma fina coroa de minerais verdes submicroscópicos.

Os opacos aparecem como microfenocristais euedrais formando pequenos agregados principalmente nas amostras afaníticas.

A matriz compõe-se dos seguintes minerais: pequenos cristais prismáticos de anfibólio zonado exibindo pleocroísmo nas tonalidades das cores vermelha nos núcleos e verde pardo nas bordas, cujas características indicam respectivamente composições kaersutítica e hastingsítica; grãos anedrais de

piroxênio egirínico; plagioclásio ripiforme a poiquilítico englobando cristais de anfibólio; biotita; minerais opacos; apatita; minerais isótopos; e cancrinita; além de uma massa félsica criptocristalina intersticial, bastante alterada (Fotomicrografia 44).

5.5.2.4. TEFRÍTOS FONOLÍTICOS E FONÓLITOS TEFRÍTICOS

São rochas afaníticas ou porfíricas com matriz fanerítica fina exibindo características similares às dos tefritos, impossibilitando destarte a sua distinção em amostras de mão, durante os trabalhos de campo.

Ao microscópio, as variedades porfíricas contêm fenocristais de anfibólio, biotita, piroxênio, opacos, plagioclásio, feldspato alcalino e nefelina (Fotomicrografia 45). O anfibólio é o fenocristal mais abundante, tendendo a reunir-se em glomérulos juntamente com fenocristais de feldspato.

Os fenocristais de anfibólio exibem formas prismáticas euedrais e estruturas zonadas, com núcleos de kaersutita ou pargasita possuindo as cores X = amarelo, Y e Z = laranja avermelhado, e bordas hastingsíticas de tonalidades da cor verde escuro. Frequentemente apresentam inclusões de apatitas euedrais e de biotita e piroxênio anedrais.

A biotita é subedral e raramente aparece como fenocristal. Apresenta pleocroísmo nas cores X = laranja claro e Y e Z = marrom escuro a quase preto, com uma tonalidade levemente avermelhada no núcleo dos grãos.

Os fenocristais de piroxênio também são raros. Ocorrem como grãos subedrais zonados, com núcleos de coloração bege rosada e bordas nos tons da cor verde. Num grão de piroxênio foi registrada a única inclusão de olivina observada nestas rochas.

Os fenocristais de plagioclásio são ripiformes e apresentam-se bastante fraturados e substituídos por feldspatos alcalinos. Por sua vez, o feldspato alcalino é tabular, mesopertítico, às vezes exibindo pertitas tipo *patch*.

Os opacos aparecem como microfenocristais euedrais associados às bordas dos anfibólios, em geral parcialmente inclusos nestes.

A matriz das rochas porfíricas apresenta uma assembléia mineralógica que é idêntica à das variedades de rochas afaníticas. A assembléia mineral compõe-se predominantemente de um anfibólio verde pardo prismático provavelmente de composição de hastingsita; e quantidades menores de piroxênio verde (hedenbergita a egirina-augita), biotita marrom, opacos e apatita acicular. Os minerais félsicos são intersticiais na matriz ou aparecem totalmente na forma de uma massa fina, bastante alterada e de difícil identificação mineralógica. Dentre os félsicos, destacam-se os feldspatos alcalino mesopertítico e plagioclásio. Em algumas amostras observa-se um sobrecrecimento do feldspato alcalino no plagioclásio, além de minerais isótopos. Na maioria dessas rochas, constata-se também uma massa félsica criptocristalina intersticial bastante alterada

5.5.2.5. FONÓLITOS

São rochas porfíricas em matriz afanítica, com fenocristais de feldspato tabulares ou romboédricos, máficos prismáticos de pequeno porte e rara biotita. Apresentam coloração cinza-esverdeada destacando-se as tonalidades da cor verde nas faces alteradas.

FOTOMICROGRAFIA 46 - Fonólito. Textura porfírica mostrando os fenocristais zonados de anfibólio e feldspato. Observar o isotopo no centro. Polarizadores cruzados, filtro azul, lado maior 22,0 mm.

FOTOMICROGRAFIA 45 - Tefrito fonolítico. Textura porfírica, com fenocristais de anfibólios eudrais zonados, nefelinas anedrais e plagioclásios ripiformes fraturados, intercrescidos com feldspatos alcalinos. Polarizadores cruzados, sem filtro, lado maior 13,2 mm.

FOTOMICROGRAFIA 47 - Fonólito. Pseudomorfo constituído de cristais de biotita, com apatita e zircão subordinados, envolvidos por grãos menores de egirina-augita. Observar na matriz, o arranjo intersticial dos cristais de piroxênio e biotita entre os de feldspato e nefelina. Polarizadores des cruzados, sem filtro, lado maior 2,5 mm.

Ao microscópio, os fonólitos exibem textura porfírica em matriz traquítica fina (granulometria $<0,1$ mm), com fenocristais de feldspato alcalino prismáticos, às vezes reunidos em texturas glomeroporfíricas; nefelina eudral; anfíbólio; piroxênio augítico; e pseudomorfos prismáticos contendo agregado de biotita, apatita, zircão e mineral isótropo envolvidos por uma coroa de piroxênio egrino-augítico (Fotomicrografias 46 e 47). Além disso, ocorrem também microfenocristais de cancrinita, biotita, mineral isótropo e raro piroxênio. A matriz é constituída predominantemente por ripas de feldspato alcalino e grãos subedrais de nefelina, ocorrendo intersticialmente a egrina-augita e a biotita. Em alguns diques observa-se textura de fluxo, que se traduz por um pronunciado alinhamento dos fenocristais e dos grãos da matriz.

O feldspato alcalino ocorre na forma de cristais prismáticos, eudrais e de arestas arredondadas, com dimensões de até 5 mm de comprimento. Exibem geminação Carlsbad e estrutura de exsolução do tipo mesopertita. Em alguns grãos ocorrem um zoneamento bastante forte, ressaltando-se nos núcleos a geminação segundo a lei da Albita que corresponde a uma fase de plagioclásio, provavelmente um oligoclásio. As bordas de alguns grãos estão bastante alteradas e com aspecto pulverulento.

A nefelina aparece como fenocristais em somente algumas amostras. Ela é límpida, eudral, de faces bem desenvolvidas, com dimensões de até 1,5 mm. Os cristais reúnem-se freqüentemente formando pequenos agregados de dois ou três grãos.

A biotita ocorre como grãos anedrais reunidos em agregado junto a pseudomorfos hexagonais prismáticos (Fotomicrografia 47), com pleocroísmo nas cores X = marrom amarelado e Y e Z = marrom escuro. Nesses agregados ocorrem, também, apatita, zircão e perifericamente um mineral isótropo rico em inclusões aciculares (zeólita?) e cancrinita. Em alguns casos, os pseudomorfos possuem uma borda de piroxênio de composição de egrina-augita, às vezes com relictos de piroxênio róseo de provavelmente augita ou titanaugita.

Os fenocristais de anfíbólio estão restritos às amostras que não possuem fenocristais de nefelina. São cristais eudrais e zonados exibindo núcleos de kaersutita, com pleocroísmo nas cores mais avermelhadas em Y e Z, e bordas pargasíticas, com tonalidades marrons escuras em Y e Z, sendo o pleocroísmo em X variando sempre nas tonalidades da cor amarela. Apresentam abundantes inclusões de apatita e opacos. As bordas encontram-se freqüentemente substituídas por pequenos cristais de biotita.

O piroxênio aparece como fenocristal em um único dique (MTR 53D), cuja rocha corresponde à variedade mais rica em nefelina, que se faz presente como fenocristais ou na matriz. O piroxênio ocorre como cristais prismáticos exibindo faces retilíneas, coloração rósea e zoneamento normal e setorial.

Os microfenocristais mais freqüentes são representados por biotita, cancrinita e analcima. A biotita ocorre como cristais eudrais, com hábito tabular e pleocroísmo similar ao das demais formas de ocorrência. A cancrinita é límpida e aparece formando pequenos agregados irregulares de até 0,5 mm. Quando ocorre associada ao mineral isótropo, ela desenvolve hábito colunar, com seção basal hexagonal. A cancrinita também ocorre preenchendo fraturas, alargadas em até 0,5 mm. A analcima aparece preenchendo espaços vazios, configurando cristais com forma aproximadamente esférica; às vezes exibe birrefringência anômala cinza escura.

A matriz é constituída por finos prismas de feldspato alcalino e pequenos grãos subedrais e intersticiais de nefelina, cancrinita, egrina-augita e biotita. Em alguns casos, a granulometria é demasiadamente fina podendo-se identificar somente os minerais máficos. Observa-se, também, uma certa orientação dos cristais prismáticos da matriz moldando-se ao redor dos fenocristais.

O feldspato alcalino, de tamanho aproximadamente 0,2 por 0,03 mm de lado, forma prismas alongados e geminados segundo a lei de Carlsbad, exibindo extinção levemente ondulante. Em algumas amostras, os feldspatos estão exsolvidos em pertitas tipo *patch* com o aspecto bem turvo.

A egrina-augita possui as feições ópticas da variedade contendo aproximadamente Ac_{65} , com birrefringência 0,045, $X_{Ac} = 5^\circ$ e pleocroísmo nas cores X, verde, Y, verde amarelado e Z, amarelo esverdeado.

A biotita ocorre na matriz como cristais subedrais, com dimensões inferiores a 0,05 mm. Possui as mesmas feições ópticas dos fenocristais.

A seqüência de cristalização nestas rochas iniciou-se com os fenocristais de feldspato, nefelina e anfibólio. Na matriz, inicialmente cristalizou o feldspato e nefelina, prosseguindo por piroxênio e finalmente a biotita. A fase tardi a pós-magmática é representada pelo aparecimento da cancrinita e da analcima.

6. QUÍMICA MINERAL

6.1. Olivinas

Foram executadas 60 análises em olivinas de rochas máficas e ultramáficas de caráter plutônico. Os dados analíticos estão reunidos na Tabela 04, juntamente com sua fórmula estrutural e os componentes moleculares.

A fórmula estrutural das olivinas foi calculada na base de 4 átomos de oxigênios, e classificada a partir dos componentes moleculares Forsterita (Fo: Mg_2SiO_4) e Faialita (Fa: Fe_2SiO_4) conforme a nomenclatura apresentada em Deer *et al.* (1992).

6.1.1 ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

Nas rochas máficas e ultramáficas a olivina ocorre como cristais eudrais a anedrais, exibindo frequentemente finas inclusões aciculares de opacos. Zoneamento químico de alguns grãos pode ser observado através da variação da birrefringência.

Os resultados químicos obtidos para a olivina indicam uma composição variando entre $\text{Fo}_{83}\text{Fa}_{17}$ e $\text{Fo}_{58}\text{Fa}_{42}$, que correspondem a crisólita e hialosiderita, respectivamente. Essas variações são praticamente coincidentes com o intervalo $\text{Fo}_{80}\text{-Fo}_{50}$ considerado por Deer *et al.* (1992) como de composição comum para as olivinas de rochas gabróides.

Os dados demonstram que as únicas trocas catiônicas importantes na estrutura mineral, durante a evolução dessas rochas, são dadas pela substituição de Mg por Fe e Mn, onde Mn ocupa menos de 0,030 a.f.u. (átomos por fórmula unitária). Si apresenta pequena variação nos seus teores, contudo não se correlacionando com nenhum elemento. Ca e Ni aparecem em quantidades inferiores a 0,015 a.f.u., com um sutil empobrecimento no olivina gabro. Al, Ti e Cr quando somados aparecem em quantidades menores que 0,006 a.f.u.

Na Figura 11 observam-se as variações dos componentes moleculares Fo-Fa entre o núcleo e borda de grãos de uma mesma amostra, bem como de diferentes variedades petrográficas. Em 5 das 6 amostras onde a olivina exibe maior teor de Mg ela apresenta grande extensão composicional, que se traduz no forte zoneamento dos cristais com seus núcleos mais magnesianos do que as bordas. Essas variações composicionais tendem para termos cada vez mais enriquecidos no componente faialita (Fa) à medida que as rochas são mais evoluídas. Os teores do componente Fo das olivinas analisadas sugerem que as rochas de caráter plutônico e mais primitivo são representadas pelos olivina clinopiroxenitos (MTR05c e MTR07d) e olivina (mela) gabros, seguindo-se pelos olivina gabros com nefelina até os clinopiroxenitos (MTR04i e MTR04b) e olivina (mela) gabro com nefelina apresentando estratificações (MTR19a e MTR01g) mais evoluídos. No caso da amostra MTR04d, um único grão foi responsável pelo intervalo composicional entre $\text{Fo}_{87}\text{Fa}_{17}$ a $\text{Fo}_{64}\text{Fa}_{36}$, podendo inclusive representar um xenocristal. No nefelina mela teralito, a olivina possui um grande zoneamento com suas bordas apresentando as composições mais empobrecidas em Mg, evidenciando assim que estas são rochas magmáticas mais evoluídas.

Figura 11 - Diagrama mostrando a variação da molécula fosterítica (Fo) em olivinas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos: cheios, representam núcleo dos grãos; semi-cheios, entre núcleo e borda; vazios, borda; ultramáficas ●; olivina (mela) gabro ■; olivina (mela) gabro com nefelina ●; teralito ▲.

As variações nos teores de Mg em cristais de olivinas das rochas mais insaturadas podem estar relacionadas às mudanças da a_{SiO_2} (atividade de sílica) do magma, considerando que a composição da olivina é função direta da razão entre magnésio e ferro ferroso no líquido (Roeder & Emslie, 1970).

6.2. Piroxênios

Foram realizadas 254 análises pontuais em piroxênios das diversas variedades petrográficas de rochas ultramáficas, máficas, sieníticas e monzossieníticas. Desse total, 77 análises foram obtidas em perfis entre o núcleo e a borda de grãos selecionados.

Os dados analíticos estão reunidos nas Tabelas 05 a 07, juntamente com a fórmula estrutural calculada com base em 6 átomos de O, e os componentes moleculares.

A fórmula estrutural do piroxênio foi calculada seguindo as recomendações de Morimoto (1990) e obedecendo a fórmula química geral: $M_2M_1T_2O_6$, onde M2 corresponde aos cátions em coordenação octaédrica, geralmente distorcida; M1, aos cátions em coordenação octaédrica regular; e T, aos cátions em coordenação tetraédrica. Ressalta-se que a distribuição catiônica indicada representa uma configuração estrutural ideal e não a real, tendo em vista que não foram efetuados estudos para definir a sua estrutura. O ajuste da razão Fe^{2+}/Fe^{3+} foi obtido fixando-se o cálculo catiônico na base de 6 oxigênios e 4 cátions, conforme explicado no capítulo 2 (Metodologia).

A distribuição dos componentes moleculares em membros finais adotada para os piroxênios segue a metodologia de Cawthorn & Collerson (1974), onde são calculados os componentes na seguinte ordem: Jd (jadeíta, $NaAl^{VI}Si_2O_6$), Ae (egirina, $Na(K)Fe^{3+}(Cr)Si_2O_6$), Es (esseneíta, anteriormente conhecida por cálcio- Fe^{3+} tschermakita, $CaFe^{3+}Al^{IV}SiO_6$), CaTits (cálcio-titano tschermakita, $CaTiAl_2O_6$), CaTs (cálcio tschermakita, $CaAl^{VI}Al^{IV}SiO_6$), Wo (wollastonita, $Ca_2Si_2O_6$), En (enstatita, $Mg_2Si_2O_6$) e Fs (ferrossilita, $Fe^{2+}_2Si_2O_6$). Alguns autores questionam o cálculo do componente Jd antes de Ae, que resulta na impossibilidade das moléculas Ae e CaTs aparecerem juntas.

A classificação obedeceu às recomendações da IMA (Morimoto, 1990), seguindo-se os procedimentos para o cálculo dos diversos componentes utilizados nos diagramas de classificação. Para expressar as quantidades de cátions incomuns determinadas nos pontos analisados foram utilizados adjetivos modificadores, conforme definidos por Morimoto (op. cit.) e apresentados nas Tabelas de 05 a 07.

6.2.1 ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

Nas rochas máficas e ultramáficas, o piroxênio é o principal constituinte mineral, ocorrendo como grandes cristais eudrais a subedrais de tamanho centimétrico, com variações para cristais menores anedrais milimétricos principalmente nas porções monominerálicas das rochas ultramáficas. Os cristais apresentam um complexo padrão de zoneamento, sendo basicamente do tipo oscilatório nas regiões periféricas e convoluto em seus núcleos. Essas feições destacam-se pela variação na coloração dos grãos, sendo bem mais rosados nas porções externas entre o núcleo e a borda.

Quimicamente são diopsídios, da série de solução sólida diopsídio-hedenbergita (Figura 12), salvo um único ponto apresentando composição no limite entre os campos do diopsídio e da hedenbergita, que corresponde à borda de um grão de um veio félsico cortando as rochas ultramáficas (amostra MTR04b). Na Figura 12 (En-Fs-Wo) observa-se que alguns pontos acham-se distribuídos acima do campo do diopsídio para o lado da wollastonita, evidenciando uma importante contribuição de componentes tschermakíticos (Es e CaTits). As variedades químicas identificadas estão indicadas pelos seguintes modificadores: "com Fe^{3+} "; "subsilícico"; e, mais raramente, "com Cr" e "com Ti".

Figura 12 - Diagramas de classificação de piroxênios segundo Morimoto (1990) para os piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

O sítio T dos piroxênios é ocupado em grande parte por Si e quantidades relativamente altas de Al. O sítio M1 encontra-se ocupado preferencialmente por Mg, com contribuições significativas de Fe^{3+} (até 0,258 a.f.u.), Ti (até 0,120 a.f.u.), Fe^{2+} (até 0,260 a.f.u.) e Al (até 0,108 a.f.u.), além de traços de Cr (até 0,037 a.f.u.) e Mn (até 0,010 a.f.u.). O sítio M2 é ocupado praticamente por Ca, com pequenas contribuições de Fe^{2+} (até 0,118 a.f.u.), Na (até 0,110 a.f.u.), Mg (até 0,071 a.f.u.), Mn (até 0,009 a.f.u.) e K (até 0,023 a.f.u.). Os teores de Al_T , Fe^{3+}_{M1} e Ti_{M1} dos piroxênios cálcicos estão próximos aos limites apresentados por Morimoto (1990).

Destacam-se as correlações positivas de Si_T com Mg_{M1} e entre Al_T , Ti_{M1} , Al_{M1} e Fe^{3+}_{M1} ; com os dois grupos de cátions apresentando uma relação inversa entre si. Estas correlações indicam que os principais mecanismos de substituições acopladas na evolução dos piroxênios destas rochas correspondem aos tipos (3) e (4) de Morimoto (1990), conforme os esquemas descritos abaixo:

No esquema (3), os cátions Si_T e Mg_{M1} são substituídos por Al_T , Al_{M1} e Fe^{3+}_{M1} , e numa proporção muito inferior por Cr_{M1} . Em (4), tem-se Si_T e Mg_{M1} sendo substituído por Al_T e Ti_{M1} . Além disso, ocorre a substituição numa menor proporção entre $\text{Mg}_{(M1, M2)} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}_{(M1, M2)}$.

As principais diferenças catiônicas descritas acima residem no sítio M1, seja pela substituição ferro-magnesiana, seja pela substituição acoplada. As substituições acopladas do tipo tschermakíticas identificadas nestas rochas são típicas de rochas alcalinas básicas, sendo favorecidas pelo aumento da $a_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ e o decréscimo da a_{SiO_2} (Deer *et al*, 1978).

A Figura 13 ilustra a distribuição dos principais cátions no sítio M1. Ressalta-se a boa correlação negativa existente entre Mg_{M1} e Ti_{M1} , salvo algumas bordas de grãos com composição mais diferenciada que se afastam do *trend*. O Fe^{2+}_{M1} tem um aumento significativo com a diminuição de Mg_{M1} e Ti_{M1} nas bordas dos grãos. Provavelmente o Al_{M1} e Fe^{3+}_{M1} acompanham o comportamento do Ti_{M1} , mesmo não sendo tão claro em seus gráficos. No entanto, para o Al_{M1} deve-se considerar os erros relativos à distribuição catiônica calculada como ideal. Para o Fe^{3+}_{M1} deve-se também considerar, além daquele erro, os erros implícitos no cálculo estequiométrico de seus diferentes estados de valência.

A análise em conjunto dos cátions que participam das substituições acopladas (Figura 14) destaca a presença das moléculas tschermakíticas nos piroxênios de rochas ultramáficas e naquelas mais insaturadas, bem como o enriquecimento de Fe^{2+} (hedenbergita) rumo às bordas dos grãos.

Cabe ressaltar que grande parte dos piroxênios das variedades menos insaturadas (olivina gabros), possuindo quantidades menores dos componentes tschermakíticos, encontram-se fortemente exsolvidos na forma de óxidos (Fotomicrografia 23, capítulo 05) perdendo provavelmente parte do Ti, Al e Fe. Isto pode significar que os piroxênios cristalizaram em um ambiente mais insaturado, fracionando-se antes do início da cristalização da nefelina. Uma provável mudança nas condições do ambiente para menos insaturado, desestabilizou as moléculas tschermakíticas de sua estrutura exsolvando lamelas de provável composição da ilmenita ou do grupo espinélio. Eventuais assimilações de rocha encaixante também podem ter tido papel fundamental nesta mudança de ambiente, e como consequência à formação destas lamelas.

Figura 13 - Diagramas Mg_{M1} vs Ti_{M1} , Al_{M1} , Fe^{3+}_{M1} e Fe^{2+}_{M1} (a.f.u.) mostrando a ocupação catiônica no sítio M1 de piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 14 - Diagrama Mg_{M1} vs $Fe^{3+}_{M1} + Ti_{M1} + Al_{M1}$ (a.f.u.) mostrando a ocupação catiônica no sítio M1 de piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11. Na inserção tem-se a representação das linhas evolutivas dos piroxênios das rochas mais insaturadas (linha cheia) e das menos insaturadas (linha tracejada).

A quantidade de Fe^{3+} no sítio M1 é controlada sobretudo pela $f\text{O}_2$, conforme mostram os resultados experimentais de Dolfi (1996). Nos sistemas básicos estudados por este autor, o Fe^{3+} incorpora-se na estrutura do clinopiroxênio por uma substituição do tipo esseneíta, ou seja, com o excesso de carga causado pelo Fe^{3+} , em condições mais oxidantes, sendo compensado por Al_T . Além disso, a entrada de $\text{Fe}^{3+}_{\text{M1}}$ nessa estrutura é acompanhada por um pequeno aumento de Ti_{M1} e Al_{M1} . Conseqüentemente, as variações nas quantidades de $\text{Fe}^{3+}_{\text{M1}}$ podem traduzir mudanças nas condições de $f\text{O}_2$ existentes no decorrer da evolução magmática.

O conteúdo de Cr nos piroxênios pode ser considerado um bom indicador do grau de evolução de uma rocha, considerando que a concentração desse elemento no magma diminui fortemente com processos de fracionamento, em virtude do alto coeficiente de partição entre o diopsídio e líquido (Seward, 1971). Nos piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da ilha, o Cr_{M1} está presente principalmente nas porções mais magnesianas dos núcleos. Entretanto, os setores desses núcleos que são ricos em Al_T não contém Cr_{M1} . Assim, as concentrações mais elevadas de Cr_{M1} foram determinadas nos núcleos de piroxênios de olivina gabro, olivina gabro com nefelina e do teralito, enquanto as mais baixas foram em rochas ultramáficas. Nesse sentido, o comportamento de Cr_{M1} nos piroxênios dessas rochas reforça a idéia de que as rochas ultramáficas representariam uma fração cumulática das rochas máficas.

As variações na relação entre Ti_{M1} e Al_{total} (Figura 15) em piroxênios de rochas máficas/ultramáficas são interpretadas como sendo um reflexo das condições de pressão de cristalização ou do grau de alcalinidade do magma (Thy, 1991; Stewart *et al.*, 1996b; Civetta *et al.*, 1998; Dobosi, 1987; Dorais, 1990). Na Figura 15 observa-se que os piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da ilha Monte de Trigo têm composições (Ti_{M1} , Al_{total}) comparáveis às obtidas experimentalmente por Thy (1991) para cristalização sob condições de pressões intermediárias, sugerindo uma evolução de magmas em níveis de profundidade médio a raso.

Nimis (1995, 1999) e Nimis & Ulmer (1998), valendo-se de um extenso banco de dados experimentais, desenvolveram um geobarômetro para clinopiroxênios de rochas máficas e ultramáficas com base no volume do sítio M1 (V_{M1}) e no volume total da célula unitária (V_{cell}). Este geobarômetro foi calibrado por estes autores tanto para ambientes toleíticos como para aqueles levemente alcalinos.

Na Figura 16, os piroxênios das rochas máficas e ultramáficas estudadas são plotados segundo os parâmetros V_{M1} e V_{cell} , calculados a partir das equações de Nimis (1995 e 1999) e desenvolvidas para serem utilizadas com os resultados de análises por microsonda eletrônica:

$$V_{\text{M1}} = 0,813*\text{Fe}^{2+}_{\text{M1}} - 0,3085*\text{Al}_T - 0,4173*\text{Fe}^{3+}_{\text{M1}} - 2,029*\text{Al}_{\text{M1}} - 1,0864*\text{Ti}_{\text{M1}} - 0,8001*\text{Cr}_{\text{M1}} + 11,931*\text{Ca}_{\text{M2}} + 11,288*\text{Na}_{\text{M2}} + 11,432*\text{Mg}_{\text{M2}} + 11,885*\text{Fe}^{2+}_{\text{M2}} + 12,038*\text{Mn}_{\text{M2}} + 2,4335*(\text{Mg}_{\text{M2}})^2 - 1,1661*(\text{Fe}^{2+}_{\text{M2}})^2;$$

$$V_{\text{cell}} = 11,864*\text{Fe}^{2+}_{\text{M1}} + 9,107*\text{Fe}^{3+}_{\text{M1}} - 18,375*\text{Al}_{\text{M1}} + 11,794*\text{Ti}_{\text{M1}} - 1,4925*\text{Cr}_{\text{M1}} + 439,97*\text{Ca}_{\text{M2}} + 419,68*\text{Na}_{\text{M2}} + 431,72*\text{Mg}_{\text{M2}} + 432,56*\text{Fe}^{2+}_{\text{M2}} + 428,03*\text{Mn}_{\text{M2}} - 28,652*(\text{Mg}_{\text{M2}})^2 - 1,1661*(\text{Fe}^{2+}_{\text{M2}})^2;$$

onde a distribuição de Fe^{2+} e Mg entre os sítios M1 e M2 deve seguir a seguintes equações:

$$\text{Al}_T = 2,000 - \text{Si};$$

$$\text{Al}_{\text{M1}} = \text{Al}_{\text{total}} - \text{Al}_T;$$

$$(\text{Fe}^{2+}_{\text{M1}}*\text{Mg}_{\text{M2}})/(\text{Fe}^{2+}_{\text{M2}}*\text{Mg}_{\text{M1}}) = \exp[0,238*(\text{Al}_{\text{M1}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti} + \text{Cr}) + 0,289*(\text{Ca} + \text{Na} + \text{Mn}) - 2,315].$$

Figura 15 - Diagrama Ti_{M1} vs Al_{total} (a.f.u.) para os piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo, incluindo os campos das composições dos piroxênios obtidos experimentalmente por Thy (1991) para diferentes pressões. Símbolos como na Figura 11.

Figura 16 - Diagrama V_{cell} (volume da célula unitária) vs V_{M1} (volume do sítio M1), calculado segundo Nimis (1995, 1999) para os piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11. Área sombreada representa o campo das composições de piroxênios de rochas alcalinas (Nimis, 1999). Na inserção tem-se a influência de cada componente molecular proporcional aos vetores relativos à definição dos parâmetros V_{cell} e V_{M1} para o conjunto de análises integradas.

Deve-se salientar que as correções sugeridas em Nimis & Ulmer (1998) e Nimis (1999) para expansividade térmica e compressibilidade de V_{cell} e V_{M1} não foram executadas, empregando-se apenas o algoritmo desenvolvido em Nimis (1995). Esse critério foi assim adotado em virtude da inexistência de um método de estimativa de temperatura de cristalização do piroxênio voltado para este tipo de associação plutônica. Assim, os resultados obtidos são considerados como parâmetros de referência de condições de cristalização.

No geral, observa-se prontamente um aumento da pressão em direção às partes centrais dos grãos (Figura 16), com variações de provavelmente 1Kbar nas bordas para 2-3 kbar na porção intermediária, até 4 kbar no núcleo. Essas variações sugerem que os cristais de piroxênios desenvolveram-se em diferentes níveis crustais, cristalizando-se inicialmente em câmaras magmáticas profundas, prosseguindo-se com a ascensão do magma até as profundidades mais rasas onde ocorreu a intrusão. Ressalte-se que alguns dados experimentais à pressão atmosférica, de piroxênios de rochas máficas alcalinas (Nimis, 1999), quando plotados sem as devidas correções de expansão térmica e compressibilidade eles apresentam os mesmos desvios da linha de 0 kbar que ocorrem nas bordas dos grãos de piroxênio da ilha.

O sítio M2 é predominantemente ocupado pelo cálcio, não ocorrendo de forma clara substituições de outros elementos. No entanto, observa-se que o sítio M2 é relativamente mais rico em Fe, Mg e Mn no núcleo dos grãos e em Na nas bordas (Figura 17). As concentrações baixas de Na em piroxênios de rochas de outras ocorrências similares às do presente estudo foram interpretadas como sendo devido ao baixo grau de evolução da rocha (Morbidelli *et al.*, 2000).

A fim de permitir uma visualização melhor do zoneamento mineral presente e especialmente das substituições catiônicas em função da distância entre o núcleo e a borda dos cristais, foram executados perfis na microsonda eletrônica, transversais do centro à periferia, em grãos selecionados de piroxênios das diferentes variedades litológicas (Figura 18). É importante salientar que as estruturas zonadas exibidas nestes minerais são geralmente do tipo concêntrico, permitindo assim a sua caracterização química por meio de perfis entre núcleo e borda. As variações composicionais bruscas ocorridas de ponto para ponto não significam necessariamente descontinuidades composicionais. Na única amostra (MTR05c - detalhe) onde tais variações foram investigadas minuciosamente observou-se que a estrutura zonada do piroxênio possui uma continuidade química relativa. Vale também lembrar que o diâmetro do feixe é muito inferior aos intervalos analisados, sendo fixado em 1 μ m para o estudo de detalhe e em 5 μ m para o geral.

Nas amostras de rochas máficas (MTR20i, MTR02b, MTR04d e MTR70b) observa-se uma grande variação do tipo oscilatória com respeito aos componentes envolvidos nas substituições tschermakíticas (Si_T , Mg_{M1} , Al_T , Fe^{3+}_{M1} , Ti_{M1} e Al_{M1}), variando de maneira similar onde os teores desses elementos acompanham a insaturação da rocha. Assim, a maior quantidade de moléculas tschermakíticas reside nas porções intermediárias entre o núcleo e a borda dos cristais das variedades petrográficas mais insaturadas, os teralitos. Por sua vez, a maior quantidade de molécula diopsídica reside no núcleo dos piroxênios das rochas menos insaturadas, os olivina melagabros. O caráter primitivo do olivina melagabro acha-se expresso no quimismo dos piroxênios não apenas pelas maiores quantidades de Si_T e Mg_{M1} ,

Figura 17 - Diagrama Na_{M2} vs $\text{Mg}_{\text{M2}} + \text{Fe}^{2+}_{\text{M2}}$ (a.f.u.) para os piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 18 - Variações químicas (a.f.u.) em cristais de piroxênios zonados de rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Leituras efetuadas em intervalos diversos (8 a 125 μm) ao longo de perfis transversais, entre o núcleo (N) e borda (B) dos grãos. O último perfil refere-se ao detalhamento entre duas faixas do zoneamento oscilatório do perfil anterior, com feixe de 1 μm. Notar a mudança da escala no eixo das ordenadas indicada por ≈.

mas também pelas concentrações de Mg_{M2} e Cr_{M1} nos núcleos dos cristais. As proporções de Fe^{2+}_{M1} e Fe^{2+}_{M2} no olivina melagabro aumentam simultaneamente no sentido das bordas dos grãos, ainda que seus teores sejam baixos comparados às demais amostras. O olivina gabro com nefelina e o teralito apresentam os maiores teores de Fe^{2+} , com um aumento significativo nas bordas dos grãos. O Na_{M2} apresenta-se em concentrações pequenas, aumentando relativamente junto às bordas do grão.

Na rocha ultramáfica (MTR05c) o zoneamento oscilatório dos piroxênios apresenta variações catiônicas em menor grau do que às demais variedades. Os estudos analíticos de detalhe realizados entre duas faixas de zoneamento selecionadas na óptica demonstraram oscilações composicionais seguindo um mesmo padrão de substituição. Sua composição é comparável às zonas mais ricas em moléculas tschermakíticas dos piroxênios das rochas máficas.

Do ponto de vista petrológico, a onipresença de estruturas zonadas complexas nos clinopiroxênios das rochas máficas e ultramáficas da ilha Monte de Trigo prende-se a fatores físico-químicos que interferem, de modo contínuo ou alternado, no equilíbrio cristal-líquido durante a evolução dessas rochas.

Em realidade, os inúmeros trabalhos existentes na literatura têm procurado explicações sobre os possíveis processos que levam à formação dessas estruturas. Informações sobre os mecanismos prováveis de geração de tais zoneamentos, além da cristalização fracionada, são sumarizadas em Rock *et al.* (1994) e listados a seguir:

- assimilação de xenocristais;
- efeitos cinéticos causado por resfriamento rápido;
- mudanças na fugacidade de oxigênio;
- cristalização de outras fases;
- diferenciação magmática polibárica;
- mistura de magmas.

Rock *et al.* (1994), realizando estudos na Província alcalina do Deccan, em Amba Dongar, Índia, fizeram uma das investigações mais completas sobre o problema de zoneamento em clinopiroxênio, coligindo 851 análises determinadas em 27 cristais selecionados. Segundo esses autores, os principais fatores que contribuíram significativamente para as variações encontradas foram: diferenciação magmática *start-stop*, em diferentes níveis de profundidade na crosta; mistura de magmas; e efeito cinético do resfriamento.

Os estudos conduzidos em outras localidades sobre zoneamentos em clinopiroxênios, com um quimismo similar ao do presente trabalho, sugerem outros mecanismos importantes que poderiam explicar a formação dessas estruturas, tais como: cristalização de fases como kaersutita, biotita e óxidos de Fe-Ti (Dobosi, 1987; Bédard *et al.*, 1988; Kumar, 1996; Dunworth & Wilson, 1998); diferenciação polibárica (Bédard *et al.*, 1988; Civetta *et al.*, 1998); e mistura de magmas (Dobosi, 1987; Civetta *et al.*, 1998).

A evolução química dos piroxênios de rochas máficas e ultramáficas da ilha Monte de Trigo, com base nos resultados coligidos e nas informações da literatura, pode ser sintetizada na seguinte sequência, como evidenciado nas Figuras 18 a 20: a cristalização inicial é representada por uma fase de clinopiroxênio que possui predominantemente o componente diopsídico; essa fase diopsídica evoluiu tornando-se enriquecida de forma diferenciada, conforme a insaturação do magma, em componentes

Figura 19 - Diagrama Si_T vs $Fe^{2+}_{(M1+M2)}$ (a.f.u.) representando a evolução da composição dos piroxênios em relação às moléculas de diopsídio, hedenbergita e do tipo tschermakítica, das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11. Na inserção tem-se a representação da linha evolutiva para as rochas mais insaturadas (linha cheia) e para as menos insaturadas (linha tracejada).

Figura 20 - Diagramas $Fe^{2+}_{(M1+M2)}$ vs Si_T (a.f.u.) mostrando as relações entre as substituições tipos tschermakíticas ($Si_T \leftrightarrow (Al_T, Fe^{3+}_T)$) e ferromagnesiana nos perfis realizados em grãos selecionados de piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

tschermakíticos (Es, CaTiTs e CaTs); prosseguindo-se em detrimento destes com enriquecimento do componente hedenbergítico (Fe^{2+}) nas bordas dos grãos. A quebra no enriquecimento dos cátions Al, Ti e Fe^{3+} no sítio M1 dando lugar ao Fe^{2+} , Mn e Na nos sítios M1 e M2, concomitantemente à diminuição progressiva do Mg_{M1} , reflete mudanças nos parâmetros físico-químicos do sistema. Essas mudanças de condições poderiam ocorrer pela cristalização de outras fases minerais, como o anfibólio, a biotita e a titanomagnetita. Por sua vez, a formação de novos minerais pode ser resultado de pulsos magmáticos recorrentes reabastecendo a câmara, ou da própria evolução química do magma, cuja composição sofre transformações contínuas em processos de cristalização fracionada.

6.2.2 ROCHAS SIENÍTICAS E NEFELINA MONZOSSIENÍTICAS

Nas rochas sieníticas o piroxênio está sempre presente, contudo em pequenas quantidades. Apresenta um leve zoneamento na tonalidade da cor verde e uma granulometria que dificilmente ultrapassa 3 mm. Aparece como pequenos cristais isolados ou formando agregado com anfibólio, biotita e opacos. Em algumas amostras de nefelina sienito II e de álcali feldspato sienito com nefelina oriundas das porções marginais do corpo, o piroxênio ocorre como inclusões anedrais de anfibólios ou como uma fase de segunda geração nas bordas dos agregados formada nos estágios finais de cristalização.

Nos nefelinas monzossienitos, o piroxênio aparece também nas seguintes formas: como relictos nos anfibólios, exibindo um zoneamento que segue o do seu hospedeiro, variando para composições mais egirínicas; intersticialmente, junto às bordas dos anfibólios; ou como grãos isolados, com pleocroísmo forte nos tons da cor verde.

Na Figura 21 observa-se que a maioria dos piroxênios das rochas sieníticas e nefelina monzossieníticas são variedades cálcicas da solução sólida diopsídio-hedenbergita, à exceção de alguns pontos de composição sódico-cálcicas (egirina-augita) correspondendo às bordas de cristais no nefelina monzossienito.

Nos nefelina sienitos I e II, os núcleos dos grãos são diopsídio ou hedenbergita com Fe^{3+} , enquanto que as bordas são hedenbergita com Fe^{3+} , com alguns pontos tendo o modificador “com Zr” (Zr até 0,014 a.f.u.). Nos álcali feldspato sienitos com nefelina, os núcleos dos piroxênios são diopsídio ou hedenbergita, e as bordas são diopsídio, diopsídio com Fe^{3+} ou hedenbergita. Nos nefelina monzossienitos, os piroxênios apresentaram grande variação composicional, que se estende desde diopsídio “com Fe^{3+} ” ou ainda “subsílico” (Al_T até 0,284 a.f.u.) nos núcleos, passando para diopsídio, hedenbergita com Fe^{3+} , egirina-augita e até egirina-augita com Zr (Zr até 0,039 a.f.u.) nas bordas dos cristais.

Os diagramas classificatórios evidenciam também que a maior parte da variação na composição do piroxênio é devida à substituição diopsídio-hedenbergita, onde:

Estes são distribuídos preferencialmente no sítio M1, com pequenas quantidades ocupando o sítio M2.

Figura 21 - Diagramas de classificação de piroxênios segundo Morimoto (1990), para os piroxênios das rochas sieníticas e nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos: cheios, representam núcleos dos grãos; semi-cheios, entre núcleo e borda; vazios, borda; nefelina sienito I ● ; nefelina sienito II ▲ ; sienito com nefelina ◆ ; nefelina monzossienito ■ .

Além desta substituição, são encontradas também quantidades significativas de $\text{Fe}^{3+}_{\text{M1}}$, Al_T e Na_{M2} , especialmente nos piroxênios de nefelina monzossienitos, onde os teores desses elementos atingem a 0,242, 0,284 e 0,324 a.f.u., respectivamente. Estes cátions, de valências distintas daquelas consideradas na fórmula ideal, entram na estrutura do mineral por processos de substituições acopladas neutralizando assim as cargas excedentes. Esses processos ocorrem subordinadamente no desenvolvimento da série de solução sólida diopsídio-hedenbergita e correspondem principalmente aos tipos (1) e (3) de Morimoto (1990), conforme relacionados abaixo:

onde a entrada de Fe^{3+} em M1 é compensado principalmente pela entrada de Na em M2, e em menor proporção de Al no sítio T.

Nas rochas sieníticas o sítio M2 é ocupado em sua quase totalidade por Ca, com pequenas contribuições de Na, Fe e Mn; nos nefelina monzossienitos a contribuição do Na é mais significativa neste sítio (Figura 22). Fe e Mn só preenchem o sítio M2 nos piroxênios com $\text{Na} < 0,1$, notadamente de álcali feldspato sienito com nefelina e em alguns núcleos naqueles de nefelina sienitos I e II e dos nefelina monzossienitos. As bordas mostram claramente substituição de Ca_{M2} por Na_{M2} que apresentam concentrações atingindo a quase 0,2 a.f.u. de Na_{M2} no nefelina sienito I e a 0,325 a.f.u. no nefelina monzossienito.

O $\text{Fe}^{3+}_{\text{M1}}$ ocorre em maior quantidade nas bordas dos grãos dos nefelina sienitos I e II e nefelina monzossienito e em menor quantidade nos grãos do álcali feldspato sienito com nefelina e em alguns pontos nos núcleos de grãos do nefelina sienito I e II e nefelina monzossienito. Este cátion também se destaca por possuir uma evidente correlação com Na_{M2} ($r = 0,93$, rochas sieníticas; $r = 0,95$, nas monzossieníticas).

O enriquecimento de Na_{M2} e $\text{Fe}^{3+}_{\text{M1}}$ em relação à substituição diopsídio-hedenbergita nestes piroxênios é comparável ao dos piroxênios dos corpos sieníticos das ilhas de São Sebastião (Bellieni *et al.*, 1990), Vitória (Motoki, 1986) e Búzios (Alves, 1996), sugerindo que, no geral, essas ocorrências cristalizaram-se sob condições geológicas similares prevalecendo nos termos mais insaturados o enriquecimento da hedenbergita ao invés da egrina (Figura 23).

No stock sienítico da Ilha de Búzios, onde o quimismo mineral foi estudado com detalhe (Alves, 1996), nota-se semelhanças mineralógicas com os deste estudo. A maior parte dos piroxênios das rochas sieníticas de Búzios, principalmente os das variedades mais saturadas, possui a mesma faixa de composição daqueles dos álcali feldspato sienitos com nefelina e dos núcleos daqueles dos nefelina sienito I e II, enquanto as bordas de cristais nas variedades mais evoluídas situadas no centro do corpo exibem um pequeno enriquecimento em Na.

Nas rochas sieníticas, os sítios tetraédricos são ocupados quase inteiramente por Si, tendo nas variedades nefelina monzossieníticas uma contribuição maior de Al_T , especialmente nos núcleos dos grãos que estão inclusos em anfíbólio. Neste caso, o comportamento do Al_T em relação ao Na_{M2} é diferente ao dos piroxênios de sienito com nefelina e nefelina sienito I e II (Figura 24).

Figura 22 - Diagrama Na_{M2} vs Ca_{M2} (a.f.u.) mostrando a distribuição dos cátions no sítio M2 para os piroxênios das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

Figura 23 - Diagrama $\text{Mg} - (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + (\text{Fe}^{3+} - \text{Na})) - \text{Na}$ (a.f.u.) mostrando a evolução composicional dos piroxênios das rochas sieníticas em relação às moléculas diopsídio, hedenbergita e egirina, e comparada com os campos referentes aos piroxênios das rochas sieníticas de São Sebastião (cor azul), Búzios (cor preta) e Vitória (cor vermelha). Símbolos como na Figura 21.

Figura 24- Diagrama Na_{M2} vs Al_{T} (a.f.u.) mostrando a relação entre as duas substituições acopladas com deficiência em carga, nos piroxênios das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21. Na inserção tem-se a representação da evolução química dos piroxênios do nefelina monzossienito (linha cheia) e das rochas sieníticas (linha tracejada).

Figura 25 - Diagrama $(2\text{Ti}_{\text{M1}} + \text{Al}_{\text{M1}})$ vs Al_{T} (a.f.u.) mostrando a substituição acoplada entre os sítios M1 e T nos piroxênios das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

A quantidade de Al_T dos piroxênios de rochas sieníticas sofre um pequeno aumento nos estágios mais iniciais da evolução magmática, decrescendo novamente nas variedades mais insaturadas (nefelina sienito I e II) com enriquecimento relativo na molécula da egrina. Nos nefelinas monzossienitos, observa-se que os núcleos dos grãos são diopsídios ricos em Al_T e com pequenas quantidades de Na, similar aos das rochas máficas. As bordas são enriquecidas na molécula egrina, com teores mais elevados do que às dos piroxênios das rochas sieníticas, exibindo assim uma variação composicional ampla.

Os cátions Ti_{M1} , Al_{M1} e Zr_{M1} aparecem em quantidades menores, em média com menos de 1% (< 0,040 a.f.u.) do total. Sua entrada na estrutura do mineral certamente está condicionada à compensação de carga em T ou M2, considerando que eles apresentam um excesso de valência com relação ao sítio octaédrico.

O comportamento do Ti_{M1} e do Al_{M1} é similar ao observado nas rochas máficas, prendendo-se à substituição de Si_T por Al_T através das substituições acopladas do tipo (3) e (4) de Morimoto (1990). Estes cátions concentram-se preferencialmente nos núcleos dos grãos no nefelina monzossienito com uma relação de Al_T vs $(2Ti_{M1} + Al_{M1})$ de quase 1:1 e com pequena sobra de Al_T (Figura 25).

O Zr tem um comportamento oposto ao do Ti, conquanto seja um cátion tetravalente que ocupa uma posição octaédrica M1. O Zr_{M1} é controlado pelas substituições hedenbergítica e egrínica concentrando-se nas porções mais ricas em $(Fe^{2+} + Mn)$ e $(Fe^{3+} + Na)$. A sua entrada na estrutura do mineral deve associar-se à substituição acoplada do tipo (2) de Morimoto, onde:

A Figura 26 ilustra a variação de Zr_{M1} em função de Na_{M2} na estrutura dos piroxênios. Observa-se que a entrada do Zr ocorre apenas naquelas fases do mineral enriquecidas em Na, notadamente em algumas bordas de grãos nos nefelina sienito I e II e especialmente no nefelina monzossienito.

Figura 26 - Diagrama Zr_{M1} vs Na_{M2} (a.f.u.) mostrando o comportamento do Zr nos piroxênios das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

6.3. Anfibólios

Foram realizadas 115 análises químicas pontuais em anfibólios de todas as variedades petrográficas plutônicas encontradas no complexo, incluindo as rochas sieníticas, monzossieníticas, máficas e as ultramáficas. Os resultados analíticos estão reunidos nas Tabelas 08 a 10, nas quais constam também a fórmula estrutural e a sua classificação.

A fórmula estrutural foi calculada seguindo-se as recomendações de Leake (1997) e obedecendo a fórmula genérica expressa como $AB_2C_5^{VI}T_8^{IV}O_{22}(OH)_2$, em que apresenta as seguintes correspondências:

A	1 sítio por fórmula unitária;
B	2 sítios M4 por fórmula unitária;
C	5 sítios compostos de 2 M1, 2 M2 e 1 M3 por fórmula unitária;
T	8 sítios, em dois grupos de 4;
"OH"	2 sítios por fórmula unitária.

Tendo em vista que a quantidade de H_2O na estrutura mineral é incerta, a fórmula estrutural foi calculada na base de 23 oxigênios assumindo que tenham 2 (OH, Cl, F). O ajuste da razão Fe^{2+}/Fe^{3+} foi obtido através da avaliação dos limites estequiométricos, conforme explicado no capítulo 2 (Metodologia).

A classificação dos anfibólios seguiu-se com as novas recomendações da IMA (Leake, 1997), que se apresenta de maneira mais simplificada que a anteriormente proposta, obedecendo aos limites dos campos estabelecidos para cada um dos diagramas classificatórios. Para expressar quantidades incomuns de cátions na estrutura do mineral, foram utilizados prefixos e adjetivos modificadores, segundo a definição de Leake. (*op. cit.*).

6.3.1. ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

Nas rochas máficas e ultramáficas, o anfibólio possui coloração avermelhada com um pleocroísmo de Z = marrom avermelhado, Y = marrom e X = amarelo claro, tomando tom para o castanho nos termos mais diferenciados. Apresenta intercrescimento consertal com as faces do clinopiroxênio, nas suas margens, sugerindo textura de substituição. A sua granulometria é bastante variável podendo atingir até 8 mm, às vezes apresentando desenvolvimento poiquilítico.

Os resultados químicos mostram que, em sua quase totalidade, os anfibólios estudados são kaersutitas com K, à exceção de 2 análises correspondendo a uma kaersutita com K e F de um teralito, além de uma borda de cristal de composição ferro-kaersutita com K de um outro teralito mais diferenciado (Figura 27).

Quimicamente a composição dos anfibólios caracterizam-se por apresentar variações restritas, ao contrário do observado nos piroxênios associados. O sítio T é ocupado por Si e Al numa proporção aproximada de 6:2. O sítio C é preenchido majoritariamente por Mg e Fe^{2+} , mas com importante contribuição de Ti (até 0,812 a.f.u.), Al (até 0,456 a.f.u.) e pequenas quantidades de Mn (até 0,033 a.f.u.) e de Fe^{3+} (até 0,088 a.f.u.). O sítio B é praticamente ocupado pelo Ca, com pequenas quantidades de Na (até 0,168 a.f.u.). O sítio A está quase inteiramente preenchido pelo Na e K. Os coeficientes de correlação entre os cátions mostram uma evidente correlação positiva entre Si_T , Fe^{2+}_C e Na_B e entre Al_T , Ti_C , Mg_C e Ca_B ; com os dois grupos apresentando correlações negativas entre si.

Figura 27 - Diagrama classificatório de Leake (1997) para anfibólios cálcicos com $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$ e $Ti > 0,50$ (a.f.u.), nas rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 28 - Diagrama Al_T vs Ca_B (a.f.u.) mostrando a relação entre as substituições nos sítios B e T em anfibólios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Os sítios T e B (Figura 28) apresentam concentrações similares nas diferentes variedades petrográficas, exceto num teralito mais diferenciado que possui quantidades menores de Ca_B , refletindo seus conteúdos maiores de Na_B . No geral, os núcleos dos grãos são mais ricos em Al_T e Ca_B sugerindo compensações de cargas devido à entrada destes dois cátions, contudo sem assumir uma relação estequiométrica.

No sítio C, Fe^{2+}_C substitui Mg_C ocupando 4 sítios por fórmula unitária. Os núcleos dos grãos analisados estão mais enriquecidos em Mg do que as respectivas bordas. Nos olivina melagabro e olivina melagabro com nefelina, eles têm as composições mais magnesianas, enquanto que nas ultramáficas e no teralito mais diferenciado (MTR70b) eles têm as mais ricas em Fe^{2+} .

Os cátions Al_C e Ti_C somam aproximadamente 1,000 a.f.u., com Ti_C sempre mais abundante que Al_C . Nos olivina melagabro com nefelina, olivina melagabro e teralito os núcleos dos cristais são relativamente mais enriquecidos de Ti_C do que suas bordas.

A Figura 29 ilustra a relação Mg_C vs Al_C , que traduz o comportamento das substituições $Mg_C \times Fe^{2+}_C$ e $Ti_C \times Al_C$, considerando que estas substituições ocupam respectivamente 4 e 1 sítios por fórmula unitária. Observa-se que no olivina melagabro com nefelina, o Mg_C possui uma boa correlação negativa com o Al_C sugerindo a substituição acoplada entre o Mg_C e Ti_C (núcleos) por Fe^{2+}_C e Al_C (bordas). Em algumas das rochas ultramáficas (MTR05c e MTR07d), o anfibólio possui composição similar à das rochas máficas, enquanto em outras (MTR04b e MTR04i) ele exibe um comportamento inverso, com os núcleos relativamente mais ricos em Al_C do que as bordas. Neste caso, os grãos estão texturalmente próximos aos plagioclásios e as nefelinas, além das venulações félsicas.

Um problema no estudo das substituições catiônicas que resulta do cálculo da fórmula estrutural deve-se ao fato de que o membro final da kaersutita (Leake, 1997) possui 23 átomos de O e 1 (OH) compensando a entrada do Ti, resultando, assim, num total de 47 cargas negativas. No entanto, a fórmula ideal de Schumacher (1997) assume 46 cargas negativas para o seu esquema de cálculo da razão Fe^{2+}/Fe^{3+} nos anfibólios. Seguindo-se este esquema, a maioria das análises apresenta uma somatória dos cátions até o Mn inferior a 13, quando todo o Fe é calculado como Fe^{2+} . Nesse caso, inviabiliza a entrada do Fe como Fe^{3+} .

Supondo que a entrada do Ti no sítio C seja acompanhada por um oxi-componente, ou seja, pela substituição de um íon OH^- por O^{2-} (denominado $O^{2-}_{excesso}$) compensando uma das cargas em excesso do Ti, o cálculo da estimativa de Fe^{3+} pelo método de Schumacher (1997) modificado para esta substituição acoplada, resulta em quantidades bem superiores de Fe^{3+} . Com isto, a relação do Fe^{3+} com os demais cátions não é clara. As Figuras 30 e 31 ilustram as relações de Fe^{3+} com os ânions, bem como entre os próprios ânions respectivamente. O Fe^{3+} mostra boa correlação com os halogênios, enriquecendo-se numa relação de aproximadamente 1:1 sem que haja uma correspondência numérica. Os halogênios e o $O^{2-}_{excesso}$, dado pela entrada do Ti, representam em conjunto concentrações entre 1 e 0,8 a.f.u. nos núcleos dos grãos e entre 0,8 e 0,6 nas bordas.

Considerando que a quantidade de íons (OH) é incerta e não se sabe até que ponto a sua substituição acoplada com o Ti é válida para tomar-se verdadeira a relação $Ti:O^{2-}_{excesso}$ de 1:1, optou-se pelo método de cálculo de Schumacher (*op. cit.*) sem nenhuma alteração, para manter um padrão comparativo com as demais litologias.

Figura 29 - Diagrama Al_c vs Mg_c (a.f.u.) mostrando a relação entre as substituições $Al_c \leftrightarrow Ti_c$ ($\Sigma \approx 1,000$ a.f.u.) e $Mg_c \leftrightarrow Fe^{2+}_c$ ($\Sigma \approx 4,000$ a.f.u.) nos anfibólios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 30 - Diagrama $(F+Cl)$ vs Fe^{3+}_c supondo a relação $Ti = O^{2-}_{\text{excesso}}$ para os anfibólios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 31 - Diagrama (F+Cl) vs O^{2-}_{excesso} supondo a relação $Ti = O^{2-}_{\text{excesso}}$ para os anfibólios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

No sítio A ocorre uma dispersão relativa das concentrações de K e Na. No teralito MTR70b, ele apresenta quantidades maiores de Na, enquanto que nas rochas ultramáficas maiores de K.

Dentre os halogênios, o F é mais abundante que o Cl. No olivina melagabro com nefelina, os núcleos dos anfibólios são relativamente mais pobres em F e ricos em Cl do que as bordas. Nas rochas ultramáficas, verifica-se que há um aumento relativo de Cl das bordas para o núcleo dos cristais.

6.3.2 ROCHAS SIENÍTICAS E NEFELINA MONZOSSIENITO

Nas rochas sieníticas e nefelina monzossieníticas, o anfibólio é o máfico predominante. Aparece em quase todas as variedades petrográficas como cristais eudrais e anedrais, zonados, com os núcleos exibindo as cores Z = marrom esverdeado, Y = marrom avermelhado e X = amarelo, passando gradativamente para as bordas com Z e Y = verde escuro e X = amarelo. No nefelina monzossienito, os núcleos dos grãos possuem coloração X = castanho claro, Y = laranja e Z = castanho avermelhado. Ocorre preferencialmente como grãos isolados ou reunidos em pequenos agregados na região central do corpo e como agregado associado a outros minerais máficos nas porções de borda.

Os sítios tetraédricos T são ocupados por Si e Al numa proporção aproximadamente de 6:2. Os sítios C são ocupados principalmente por Fe^{2+} e Mg, com contribuições importantes de Al (até 0,607 a.f.u.), Ti (até 0,492 a.f.u.), Fe^{3+} (até 0,850 a.f.u.) e Mn (até 0,188 a.f.u.). O sítio B é tomado em quase sua totalidade por Ca, aparecendo também quantidades pequenas de Na (até 0,321 a.f.u.) e traços de Mn (até 0,045 a.f.u.). Os sítios A estão praticamente todos preenchidos com Na e K numa proporção de aproximadamente 2:1.

A composição dos anfibólios, determinada com base na fórmula estrutural e no diagrama cúbico Na_B vs $(\text{Na}+\text{K})_A$ vs Al_T de Leake (1997), pode ser definida como próxima a do membro final genérico $\text{NaCa}_2(\text{L}_4\text{M})\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, onde $\text{M} = \text{Al}^{\text{VI}}, \text{Fe}^{3+}$; $\text{L} = \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}$; e $(\text{OH}) = \text{OH}, \text{O}, \text{F}, \text{Cl}$. Ressalte-se que Ti não foi contemplado na fórmula do membro final por aqueles autores, sendo no entanto considerado no presente estudo com vistas a completar o sítio M.

São todos anfibólios cálcicos, com variações composicionais de hastingsita, ferropargasita, magnésio hastingsita e kaersutita (Figura 32). No nefelina sienito I, os anfibólios são freqüentemente hastingsita com F, K e Ti, à exceção de alguns pontos nas bordas dos grãos representando variedades com Fe^{3+} . No nefelina sienito II, eles possuem composições de hastingsita com F, K e Ti a ferropargasita com F, K e Ti nos núcleos, e de hastingsita com F, K e Ti, aparecendo também variedades com Fe^{3+} nas bordas. O modificador "com F" nem sempre está presente. No álcali feldspato sienito com nefelina, os anfibólios têm composições variando de ferropargasita com K e Ti a hastingsita com K e Ti, salvo numa amostra bem mais diferenciada onde o anfibólio opacizado representa um magnésio hastingsita com F, K e Ti. No nefelina monzossienito, eles são kaersutita com K nos núcleos e ferropargasita com K, hastingsita com K ou hastingsita com K e Ti nas bordas.

Observa-se nos anfibólios das rochas sieníticas uma forte correlação positiva entre Si_T , Mg_C e Na_A e entre Al_T , Fe^{2+}_C , Mn_C e K_A , com os dois grupos exibindo correlação negativa entre si. No entanto, o comportamento químico dos anfibólios no nefelina monzossienito é diferente, apresentando correlação positiva entre Si_T , Fe^{3+}_C , Fe^{2+}_C , Mn_C , Mn_B , Na_B , K_A e Cl e entre Al_T , Al_C , Ti_C , Mg_C , Ca_B , $\square_A$ e F, com os dois grupos possuindo correlação negativa entre si.

Figura 32 - Diagramas classificatórios de Leake (1997) para anfibólios cálcicos com: (A) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C \geq Fe^{3+}_C$; (B) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ e $Al_C < Fe^{3+}_C$; (C) $Ca_B \geq 1,50$, $(Na + K)_B \geq 0,50$ e $Ti \geq 0,50$ para as rochas sieníticas e nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

Apesar das boas correlações apresentadas entre os diversos íons, a substituição mais importante volumetricamente é:

totalizando aproximadamente 4 a.f.u., seguindo uma tendência evolutiva que passa de núcleos de cristais mais magnesianos para as bordas mais ricas em Fe^{2+} , similar à dos piroxênios associados.

Se comparadas às substituições de Si por Al no sítio tetraédrico com as ferro-magnesianas (Figura 33A) nota-se que Si_T e Mg_C têm correlação positiva nos anfibólios de nefelina monzossienito e negativa nos de nefelina sienito I e II e de álcali feldspato sienito com nefelina, evidenciando claramente um comportamento antagônico nestas duas litologias.

Os totais dos elementos Ti_C , Al_C e Fe^{3+}_C ocupam aproximadamente 1 sítio catiônico por fórmula unitária. No entanto, observa-se na Figura 33 (B a D) que eles comportam-se de maneira distintas entre si. A concentração de Ti_C varia numa razão direta com Mg_C , geralmente com os núcleos dos grãos sempre mais enriquecidos nestes elementos do que suas bordas. Al_C está presente em quantidades baixas, exibindo comportamento distinto para cada litologia. No nefelina monzossienito, os teores de Al_C do núcleo rumo à borda cresce até a metade do grão, quando passa decrescer progressivamente. Nas demais variedades petrográficas, o Al_C dos anfibólios mantém-se constantes nos cristais (borda-núcleo), sendo relativamente mais abundantes nos nefelina sienitos I e II. O Fe^{3+}_C em relação ao Mg_C tem um comportamento bastante curioso. Nos álcali feldspato nefelina sienito e nefelina sienito I e II, os núcleos dos grãos possuem Mg_C constante, enquanto Fe^{3+}_C aumenta progressivamente nas variedades petrográficas que se localizam mais ao centro do corpo (topo da ilha). As bordas dos respectivos grãos têm um enriquecimento relativo de Fe^{3+}_C à medida que Mg_C decresce. No nefelina monzossienito, esses cátions mostram uma correlação similar, com teores mais elevados de Mg_C nos núcleos dos grãos.

No sítio B, o Na substitui Ca preferencialmente nas bordas dos grãos acompanhando o aumento progressivo de Fe^{2+}_C e Fe^{3+}_C , especialmente no nefelina monzossienito.

O sítio A está praticamente todo ocupado por Na e K, exceto em núcleos de anfibólio no nefelina monzossienito onde ele está em parte vago. O K substitui o Na à medida que Mg diminui, com o K variando de ~0,3 a.f.u. no núcleo até ~0,4 a.f.u. nas bordas. No nefelina monzossienito, os sítios A vagos nos núcleos dos grãos refletem a pequena proporção de Na_{A+B} .

Nos nefelina sienito I e II e nefelina monzossienito, o Cl concentra-se preferencialmente nas bordas dos grãos de anfibólio. Já a quantidade de F parece relacionar-se com a presença do Fe^{3+}_C . Na Figura 34, observa-se um enriquecimento crescente de F e Fe^{3+}_C no núcleo dos grãos, a partir do nefelina monzossienito, passando por álcali feldspato sienito com nefelina, seguido do nefelina sienito II até finalmente o nefelina sienito I. A composição de todos esses núcleos evoluem para as bordas com o aumento de Fe^{3+} e diminuição de F. Destaca-se que o cálculo do Fe^{3+} depende exclusivamente dos demais cátions e não dos ânions.

Figura 33 - Diagramas Si_T , Ti_C , Al_C e Fe^{3+}_C vs Mg_C mostrando o comportamento dos cátions nos anfibólios das rochas sieníticas e nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

Figura 34 - Diagrama F vs Fe^{3+}_C mostrando o comportamento do flúor nos anfibólios das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21. Na inserção tem-se a representação da evolução composicional dos anfibólios das diferentes fácies de rochas sieníticas e do nefelina monzossienito.

6.4. Biotitas

Foram efetuadas 98 análises pontuais em biotitas das diversas variedades das rochas sieníticas, monzossieníticas, máficas e ultramáficas. Os resultados analíticos estão reunidos nas Tabelas 11 a 13, juntamente com as respectivas fórmulas estruturais.

Os procedimentos considerados para a distribuição catiônica segundo as posições estruturais seguem as novas recomendações da International Mineralogical Association - IMA (Rieder, 1999). A fórmula estrutural geral das micas pode ser expressa como:

$IM_{2-3}\square_{1-6}T_4O_{10}A_2$, onde I é ocupado por K, Na ou Ca, contendo também Ba, Rb, Cs e NH_4 ; M é ocupado por Li, Fe (di- ou trivalente), Mg, Al ou Ti, podendo também conter Mn (di- ou trivalente), Zn, Cr e V; $\square$ é uma vacância; T é preenchido por Si, Al ou Fe (trivalente), contendo também Be ou B; A é ocupado por OH ou F, contendo também Cl, O (oxi-micas) e S.

As fórmulas estruturais das biotitas foram calculadas na base anidra de 22 cargas positivas (o equivalente a 11 oxigênios) seguindo as recomendações da IMA (Rieder, *op. cit.*) para análises por microsonda, que não fornecem a quantidade de H_2O presente.

6.4.1. ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

Nas rochas máficas e ultramáficas, a biotita aparece como cristais anedrais, intersticiais ou poiquilíticos, freqüentemente associada às bordas de opacos. Ocorre também como pequenos grãos isolados entre os plagioclásios, periféricamente aos piroxênios, ou englobando poiquiliticamente olivinas, piroxênios, apatitas e plagioclásios. Apresenta pleocroísmo nas cores X = amarelo, Y e Z = marrom escuro, características da titanobiotita (Tröger, 1979). No teralito mais diferenciado (MTR70b), ela aparece como cristais bem mais desenvolvidos, subedrais, com dimensões seriadas variando de 0,2 mm a 1 cm. Seu pleocroísmo é um pouco diferente das demais variedades máficas/ultramáficas, com X = amarelo, Y = laranja escuro e Z = preto.

A composição de todos os pontos analisados corresponde à mica trioctaédrica pertencente à série das biotitas (Rieder, 1999), com somatória (Σ) de cátions octaédricos (M) de 2,5 por fórmula unitária. A Figura 35 apresenta o diagrama de classificação segundo os membros finais Siderophilita - Annita - Flogopita - Eastonita. A quantidade de Fe^{3+} tetraédrico determinada nas micas estudadas é tão baixa (máximo de 0,126 a.f.u.) que os membros finais de Tetra-ferri-annita e Tetra-ferriflogopita somados são praticamente desprezíveis. Os resultados obtidos situam-se no campo definido para a maioria das composições das biotitas naturais (Deer *et al.*, 1992).

Na fórmula estrutural observa-se que todo o Si e grande parte do Al disponível ocupam o sítio tetraédrico, que pode ainda completar-se provavelmente com pequenas quantidades de Fe^{3+} . O sítio octaédrico é preenchido principalmente por Fe^{2+} (Fe^{3+} ?) e Mg, com quantidades significativas de Ti (até 0,542 a.f.u.) e $\square^{VI}$ (até 0,315 por fórmula unitária), além de traços de Al^{VI} (até 0,139 a.f.u.), Mn (até 0,017 a.f.u.) e Cr (até 0,008 a.f.u.); este último, não foi analisado em todas as amostras. Os sítios intercadas são ocupados especialmente por K, com quantidades pequenas de Ba (até 0,158 a.f.u.) e Na (até 0,104 a.f.u.) além de traços de Ca (até 0,013 a.f.u.).

Figura 35 - Diagrama de classificação de biotitas segundo os componentes Eastonita - Siderophyllita - Flogopita - Annita (Deer *et al.*, 1992) para as rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 36 - Diagrama Mg vs Fe^{2+} (a.f.u.) mostrando a principal substituição do sítio octaédrico nas biotitas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

É nos sítios octaédricos que ocorrem as maiores variações catiônicas das micas. Destacam-se neste as substituições de Mg por Fe^{2+} (Figura 36), que evoluem de termos mais ricos em Mg nas rochas menos insaturadas (olivina melagabros) para aqueles enriquecidos em Fe^{2+} nas variedades mais insaturadas (teralitos). Na Figura 36, ressalta-se a composição de um cristal (núcleo e borda) de biotita de rocha ultramáfica bem mais enriquecido em Fe^{2+} . Trata-se de um grão de biotita associado a venulações félsicas tardia na rocha.

A entrada de Ti neste sítio implica um mecanismo de substituição acoplada para balancear as diferenças de cargas. Esse mecanismo envolve três tipos de substituições (Dymek, 1983):

A Figura 37 (A e B) ilustra as relações catiônicas entre Ti vs $\square^{\text{VI}}$ e Ti vs $(\text{Al}+\text{Fe}^{3+})^{\text{IV}}$ para as biotitas das rochas máficas e ultramáficas. Observa-se uma clara relação com os dois primeiros tipos de substituições nas biotitas e flogopitas analisadas. Nelas, Ti e vacâncias estruturais estão presentes nos sítios octaédricos numa proporção de 2:1 e numa correlação, diga-se boa, de $r=0,88$, sendo nas rochas ultramáficas destacadas pelas suas menores proporções de vacâncias em relação ao Ti. Já os Ti e $(\text{Al}+\text{Fe}^{3+})^{\text{IV}}$ estão presentes em proporções de aproximadamente 1:1, com o $(\text{Al}+\text{Fe}^{3+})^{\text{IV}}$ ocupando 1,0 a.f.u. à mais, além daquele proporcional ao Ti. Cada uma das relações observadas na Figura 37 (A e B) corresponde à metade das proporções consideradas em cada uma das equações, sugerindo que o mecanismo atuante representa a soma das equações (1) e (2). As relações observadas poderiam ser levemente modificadas caso na opção de preenchimento dos sítios tetraédricos priorizasse o Ti^{IV} ao invés de Fe^{3+} . Neste caso, o mecanismo (2) teria uma pequena vantagem com relação ao tipo (1).

O terceiro tipo de substituição, alocando o titânio no sítio octaédrico, poderia estar presente, contudo seria camuflado de imediato pelas opções adotadas para o cálculo da fórmula estrutural, tendo em vista que a quantidade de OH é desconhecida.

Nos sítios intercarnadas das biotitas, os cátions Ba e Na substituem o K (Figura 38). Em praticamente todas as rochas máficas e ultramáficas, os núcleos dos cristais são mais ricos em Na do que Ba, à exceção de um teralito (MTR04d) exibindo pronunciada alteração pós-magmática, onde os núcleos possuem maior teor de Ba.

O Ba acompanha a sílica de maneira inversa nas biotitas da grande maioria das rochas (Figura 39). No entanto, num teralito (MTR04d) a mica apresentou características bem diferenciada, sendo relativamente mais enriquecida nos dois cátions Ba e Si, enquanto em algumas rochas ultramáficas a quantidade de Ba continua abaixo do limite de detecção, mesmo com o decréscimo de Si.

O comportamento químico dos halogênios F e Cl nas biotitas segue uma tendência inversa quanto à saturação das rochas (Figura 40). No olivina gabro, elas são relativamente mais ricas em Cl enquanto no teralito em F. Nas demais variedades petrográficas, as biotitas são empobrecidas nestes dois ânions.

Figura 37- Diagramas $\square^{VI}$ e $(Al^{IV} + Fe^{3+IV})$ vs Ti (a.f.u.) mostrando as substituições acopladas envolvendo a entrada de Ti no sítio octaédrico, para as biotitas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 38 - Diagrama Ba vs Na (a.f.u.) ilustrando a entrada de Na e Ba (substituindo K) no sítio intercamada, para as biotitas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 39 - Diagrama Si vs Ba (a.f.u.) para as biotitas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 40 - Diagrama F vs Cl (a.f.u.) para as biotitas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

6.4.2 ROCHAS SIENÍTICAS E NEFELINA MONZOSSIENITO

Nos nefelina sienitos I e II, a biotita aparece como um acessório raro, sendo mais abundante no sienito com nefelina e no nefelina monzossienito. Nos primeiros, ela aparece como inclusões anedrais, em formas irregulares. No sienito com nefelina, ela ocorre na forma anedral a subedral, inequigranular seriada, com dimensões entre 0,2 mm e 1 cm. No nefelina monzossienito, a biotita aparece como grãos intersticiais ou associada aos anfibólios. Neste caso, os pontos analisados não foram locados segundo o núcleo e a borda dos grãos.

Na Figura 41, observa-se que as biotitas das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito possuem composição próximo à ideal da annita, sendo as das rochas sieníticas relativamente mais enriquecidas no componente siderophilita.

Nestas rochas, os sítios tetraédricos das biotitas são ocupados por Si e Al, com pequenas quantidades de Fe^{3+} naquelas das rochas sieníticas (até 0,064 a.f.u.) e do nefelina monzossienito (até 0,116 a.f.u.). O comportamento de Fe^{3+} acompanha o mesmo de Si enquanto o de Al^{IV} é inverso ao destes. Os termos mais ricos em Al^{IV} residem nos nefelina sienito I e II.

As variações catiônicas mais amplas ocorrem nos sítios octaédricos das biotitas, a exemplo daquelas de rochas máficas e ultramáficas. As principais variações registradas envolvem trocas catiônicas entre Fe^{2+} e Mg. Contudo, foram detectadas quantidades pequenas de Ti (até 0,356 a.f.u.), $\square^{\text{VI}}$ (até 0,161 por fórmula unitária) e Mn (até 0,111 a.f.u.). O Al^{VI} aparece em maior quantidade apenas em um único ponto contendo pouco Ti e Mg, num cristal de biotita que envolve grão de opaco no nefelina sienito I (Tabela 13, análise 10).

O comportamento das substituições ferro-magnesianas com a entrada do Al^{IV} na estrutura das biotitas de rochas sieníticas é antagônico ao daquelas do nefelina monzossienito (Figura 41).

O comportamento de Ti segue uma tendência análoga àquela observada nas biotitas de rochas máficas e ultramáficas, com um mecanismo de substituição acoplada expresso por:

que resulta da soma das substituições dos tipos (1) e (2) citadas anteriormente.

Na Figura 42, nota-se que as biotitas de nefelina monzossienito são mais ricas em $(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ e as das demais rochas são relativamente mais ricas em Ti e $\square^{\text{VI}}$.

O sítio intercamada é ocupado principalmente por K, com traços de Na (até 0,092 a.f.u.), Ba (até 0,035 a.f.u.) e Ca (até 0,033 a.f.u.). Mencione-se que os mecanismos de substituição destes cátions não traduzem uma coerência de litologia ou de posição do ponto no grão.

O F aparece substituindo o ânion $(\text{OH})^-$ em concentrações de até 0,814 a.f.u. A Figura 43 ilustra as variações catiônicas de F e Mg nas biotitas dessas rochas. Nota-se uma correlação positiva entre esses dois elementos, com os nefelina sienitos I e II possuindo as biotitas mais enriquecidas em F.

Figura 41 - Diagrama de classificação de biotitas segundo os componentes Eastonita - Siderophillita - Flogopita - Annita (Deer *et al.*, 1992), para as rochas sieníticas e nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

Figura 42 - Diagrama $(\text{Ti} + \square^{\text{VI}})$ vs $(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ (a.f.u.) mostrando a principal substituição do sítio octaédrico para as biotitas das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

Figura 43 - Diagrama F vs Mg (a.f.u.) mostrando o comportamento do flúor nas biotitas das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

6.5. Minerais Opacos

Os minerais opacos das rochas plutônicas da Ilha Monte de Trigo são representados predominantemente por titanomagnetitas, com lamelas de "oxi-exsolução" de ilmenitas. Nas rochas máficas/ultramáficas, eles apresentam também lamelas de exsoluções de pleonastos. Uma pequena parte deles é representado por sulfetos, principalmente pirita, que ocorre nas margens de titanomagnetita. Contudo, esses sulfetos não foram analisados sistematicamente com microsonda eletrônica. Além disso, foram também identificados alguns produtos secundários de alteração das titanomagnetitas, como rutilo, pseudo-rutilo e titanomaghemita.

Totalizaram-se 121 análises nas diferentes fases dos minerais opacos, sendo a maioria delas referente ao par titanomagnetita (52 análises) com "oxi-exsolução" de ilmenita (47 análises). Optou-se pelo cálculo da fórmula estrutural com base de 4 oxigênios para as fases cúbicas e de 6 oxigênios para as fases romboedrais, de forma a facilitar comparações calculando-se os componentes moleculares das soluções sólidas seguintes:

Hematita-ilmenita (Hem-Ilm)	$\text{Fe}^{3+}_4\text{O}_6 - \text{Fe}^{2+}_2\text{Ti}_2\text{O}_6$
Magnetita-ulvöespinélio (Mt-Ulv)	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4 - \text{Fe}^{2+}_2\text{TiO}_4$
Espinélio-Hercinita (Sp-Her)	$\text{MgAl}_2\text{O}_4 - \text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$

As análises químicas encontram-se reunidas nas Tabelas 14 a 16 juntamente com as fórmulas estruturais, os componentes moleculares e os valores de estimativas geotermométricas e de $f\text{O}_2$. Ressalte-se que algumas das análises não representam necessariamente a composição de uma fase única do mineral opaco, devido às dimensões reduzidas do alvo, particularmente as lamelas de exsolução coexistentes em relação ao diâmetro do feixe eletrônico. Nesse caso, o bombardeamento de tais alvos com o feixe de elétrons atinge as duas fases hospede (exsolução) e hospedeiro, registrando durante a análise sinais contaminados de uma fase por outra. No entanto, as análises comprovadamente "contaminadas" foram descartadas para fins de estudos dos mecanismos de substituições sólidas, bem como de estimativas geotermométricas e de $f\text{O}_2$.

O primeiro critério levado em consideração para a averiguação de "contaminações" de uma fase por outra, foi com base na observação óptica. Após a análise com microsonda, observa-se por um sistema de videomicroscópio instalado junto à câmara de amostra do próprio equipamento, a marca escurecida deixada pelo bombardeio de elétrons em formato circular, em geral com diâmetro um pouco superior ao do feixe. Se essa marca situa-se além dos limites da fase alvo, a análise refletirá indubitavelmente os sinais da fase não desejada e a composição química obtida estará adulterada nos conteúdos dos elementos detectados. O segundo, foi identificar análises possivelmente contaminadas por lamelas de dimensões submicroscópicas. Para isso avalia-se os resultados comparando os dados de cada uma das fases obtidos para cada grão de uma mesma amostra. Descarta-se os dados discrepantes de uma fase obtidos em lamelas morfológicamente semelhantes do mesmo grão. Outra situação é quando dois grãos com morfologias similares, de uma mesma amostra, apresentam composições equivalentes para a fase hospedeira e distintas para as lamelas exsolvidas, ou vice-versa. Nesses casos, toma-se como parâmetros de distinção alguns óxidos menores como MnO , MgO e Al_2O_3 para avaliar as análises e definir possíveis composições intermediárias entre as do hospede e hospedeiro. Nos casos em que os diferentes grãos de uma mesma amostra apresentaram composições distintas tanto de lamelas

como do hospedeiro, variando porém de maneira proporcional com relação à concentração de Fe e Ti, eles foram interpretados como sendo o resultado do processo de reequilíbrio térmico entre as duas fases, desenvolvido em diferentes estágios.

6.5.1. ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

Nas rochas máficas e ultramáficas, os minerais opacos são titanomagnetitas com lamelas de "oxi-exsolução" de ilmenitas, às vezes com finas lamelas de pleonasto. As lamelas de "oxi-exsolução" correspondem aos três tipos texturais de Haggerty (1991): *trellis*, sanduíche e composicionais. As lamelas tipo *trellis* se desenvolvem nas três direções {111}, estando presente em praticamente todos os grãos e com espessuras variáveis conforme a amostra. As lamelas tipo sanduíche possuem tipicamente bordas irregulares e são bastante freqüentes nos grãos. Já a lamela tipo composicional é de ocorrência mais rara, no geral com formas subedrais a anedrais inclusos em seu hospedeiro. As lamelas de pleonasto são mais escassas, mais finas e mais curtas do que as lamelas de "oxi-exsolução" da ilmenita. Na maioria das amostras onde estão presentes, sua relação com as lamelas de ilmenita não é clara. Em alguns casos, observa-se uma série de pequenos fragmentos de espinélio dentro das lamelas maiores da ilmenita, sugerindo que as lamelas de "oxi-exsolução" tenham sido desenvolvidas ao longo de descontinuidades das lamelas de espinélio formadas anteriormente, conforme explicado por Haggerty (1991).

Os resultados químicos revelam que a fase hospedeira (titanomagnetita) apresenta uma variação composicional ampla, que se estende de $Mt_{48}-Ulv_{52}$ a $Mt_{95}-Ulv_{05}$ (Figura 44). Possui teores relativamente altos de Ti (até 0,476 a.f.u.), Al (até 0,235 a.f.u.) e Mg (até 0,146 a.f.u.), além de quantidades traços de Mn (até 0,024 a.f.u.). Os demais elementos analisados – Si, Cr, Ca, Zn e Nb – mostram concentrações próximas ou abaixo do limite de detecção.

A Figura 45 ilustra a distribuição dos componentes ulvöespinélio, (espinélio + hercinita) e magnetita na fase hospedeira das diferentes variedades litológicas. Nota-se que nas rochas menos insaturadas (olivina gabro) e nas mais insaturadas (teralito), as titanomagnetitas não contam com maiores contribuições dos componentes ulvöespinélio e (espinélio + hercinita), enquanto que nos melagabros com nefelina e nas ultramáficas, elas têm maior contribuição da molécula ulvöespinélio sem no entanto definir uma tendência clara quanto à de (espinélio + hercinita).

Com relação à entrada de cátions bivalentes menores na solução sólida da titanomagnetita, observa-se que o Mg acompanha Al e Ti (Figura 46) enquanto que Mn segue apenas o Ti (Figura 47).

As lamelas de "oxi-exsolução" de ilmenitas nos opacos das rochas máficas e ultramáficas apresentam variações composicionais mais restritas do que o hospedeiro, situando-se no intervalo entre $Hem_{09}-Ilm_{91}$ e $Hem_{02}-Ilm_{98}$ (Figura 44). Sua composição química é marcada pela presença de Fe^{3+} (até 0,362 a.f.u.) e Mg (até 0,368 a.f.u.), contendo também traços de Mn (até 0,090 a.f.u.) e Al (até 0,044 a.f.u.). Os demais cátions analisados – Si, Cr, Ca, Zn e Nb – encontram-se abaixo dos limites de detecção.

Figura 44 - Diagrama ternário TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 (proporção molecular) para as fases titanomagnetita e ilmenita de opacos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 45 - Diagrama ternário Fe_2TiO_4 (ulvöspinelio) - Fe_3O_4 (magnetita) - $\text{FeAl}_2\text{O}_4 + \text{MgAl}_2\text{O}_4$ (hercinita + espinélio) para as titanomagnetitas hospedeiras de opacos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 46 - Diagrama (Ti+Al) vs Mg (a.f.u.) para as titanomagnetitas hospedeiras de opacos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 47 - Diagrama Ti vs Mn (a.f.u.) para as titanomagnetitas hospedeiras de opacos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

O Mg com proporções menores de Mn substituem o Fe^{2+} na estrutura das lamelas de "oxi-exsolução" (Figura 48), sem mostrar uma clara relação quanto ao tipo petrográfico. Contudo, nas rochas menos insaturadas, estas lamelas são mais ricas em Mg enquanto nas mais insaturadas, incluindo a rocha ultramáfica venulada (MTR04b), são enriquecidas em Mn (Figura 49).

As lamelas de pleonastos possuem composições variando no intervalo de $\text{Sp}_{60}\text{Her}_{40}$ a $\text{Sp}_{18}\text{Her}_{82}$. Caracterizam-se pelas concentrações relativamente mais baixas de Ti (até 0,517 a.f.u.) e Fe^{3+} (até 0,684 a.f.u.) e mais alta de Zn (até 0,041 a.f.u.) do que a fase hospedeira. No geral, devido à espessura reduzida das lamelas não se pode avaliar com certeza a extensão de possíveis "contaminações" das análises por parte do hospedeiro ou das lamelas de "oxi-exsolução".

A determinação da razão entre Fe^{2+} e Fe^{3+} com base na estequiometria, seguindo uma sistemática similar à estabelecida para as magnetitas, resultou numerosos valores de Fe^{3+} negativos. Em função desses resultados, adaptou-se o cálculo para as seguintes condições: para $(\text{Al}+2\text{Ti}) > 2$, o Fe^{2+} foi calculado como Fe_{total} ; para $(\text{Al}+2\text{Ti}) < 2$, a proporção de Fe^{2+} e Fe^{3+} foi calculada por estequiometria. Acredita-se que os valores negativos calculados para o Fe^{3+} sejam consequência de um conteúdo de Al_2O_3 superestimado devido ao padrão analítico utilizado (anortita₁₀₀), gerando um excesso de cátions trivalentes. Outro ponto que chama a atenção é o fechamento sistemático das análises totalizando valores superiores a 100%. Dentre os problemas de análise com microsonda eletrônica, Gomes (1984) ressalta que os elementos de número atômico menor que 19 podem gerar variações nos comprimentos de onda, nas intensidades e na forma do pico da radiação em matrizes distintas tais como padrões e amostras de diferente natureza. No caso da determinação de Al_2O_3 , White & Gibbs (1969, *apud.* Gomes 1984, Figura 13) mostram que a intensidade de Al é maior em matriz de óxido de alumínio do que em Al-silicatos, como por exemplo uma anortita. Esse fator de erro pode ter induzido a teores superestimados de Al_2O_3 na composição dos pleonastos.

6.5.2. ROCHAS SIENÍTICAS E NEFELINA MONZOSSIENITO

Nas rochas sieníticas, os minerais opacos são tipicamente titanomagnetitas, com lamelas de "oxi-exsolução" de ilmenitas. Além disso, aparecem também raros grãos de sulfetos, estes não analisados. Distinguem-se os três tipos de lamelas: *trellis*, sanduíche e composicional (Haggerty, 1991). Em um álcali feldspato sienito com nefelina (MTR31b) aparecem grãos euedrais de ilmenitas inclusos parcialmente na titanomagnetita, provavelmente de origem primária. No nefelina monzossienito, os opacos possuem lamelas *trellis* bem desenvolvidas nas três direções, sendo numa delas mais espessas e com bordas um pouco irregulares.

Nas rochas sieníticas, as titanomagnetitas hospedeiras têm composições variando de $\text{Mt}_{91}\text{-Ulv}_{09}$ no álcali feldspato sienito com nefelina até $\text{Mt}_{98}\text{-Ulv}_{02}$ no nefelina sienito I (Figura 50). Apresentam traços de Al (até 0,065 a.f.u.), Ti (até 0,083 a.f.u.) e Mn (até 0,030 a.f.u.) enquanto os demais elementos analisados – Si, Cr, Mg, Ca, Zn e Nb – não foram detectados.

No nefelina monzossienito, a titanomagnetita exhibe composição restrita ao intervalo entre $\text{Mt}_{96}\text{-Ulv}_{04}$ e $\text{Mt}_{95}\text{-Ulv}_{05}$ (Figura 50). A pequena variação composicional pode ser reflexo da amostragem limitada

Figura 48 - Diagrama (Mg+Mn) vs Fe^{2+} (a.f.u.) para ilmenitas exsolvidas em opacos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 49 - Diagrama Mg vs Mn (a.f.u.) para ilmenitas exsolvidas em opacos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 50 - Diagrama ternário TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 (proporção molecular) para as fases titanomagnetita e ilmenita de opacos das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

(apenas duas amostras). Foram determinadas quantidades pequenas de Al (até 0,046 a.f.u.) e Ti (0,048 a.f.u.). Os demais elementos analisados – Si, Cr, Mg, Mn, Ca, Zn e Nb – situam-se em torno dos limites de detecção.

Tanto nas rochas sieníticas como no nefelina monzossienito, observa-se nos elementos menores da titanomagnetita, um enriquecimento relativo no Ti e Al numa proporção de 2:1 (Figura 51), sendo os sienitos com nefelina os mais ricos em Al. O Mn é mais abundante nos termos ricos em Ti, conquanto não evidencie variações claras com a litologia.

As lamelas de “oxi-exsolução”, tanto nas rochas sieníticas, como no nefelina monzossienito, são representadas por ilmenitas, com variações composicionais compreendidas entre $\text{Hem}_{16}\text{Ilm}_{84}$ e $\text{Hem}_{03}\text{Ilm}_{97}$ (Figura 50). São caracterizadas pelas concentrações relativamente altas de Mn (mínimo 0,189 a.f.u., máximo 0,493 a.f.u., média 0,287 a.f.u.) e Fe^{3+} (mínimo 0,104 a.f.u., máximo 0,633 a.f.u., média 0,243 a.f.u.). As correlações negativas entre Fe^{2+} e Mn ($r = -0,81$) indicam substituições entre si, porém sem distinção nos diferentes grupos petrográficos. Foram detectados alguns elementos traços como Al (0,028 a.f.u.), Mg (0,037 a.f.u.) e Nb (0,020 a.f.u.), enquanto os demais analisados – Si, Cr, Ca e Zn – encontram-se próximo ou abaixo dos limites de detecção.

Destacam-se o comportamento inverso do Mg e Nb (Figura 52) nestas lamelas, sendo mais ricas de Mg nas rochas menos insaturadas e de Nb nas mais insaturadas, exceto nos nefelina monzossienitos que não apresentam relações claras.

6.5.3. DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS

Os cálculos de geotermometria e da fugacidade de O_2 foram executados segundo as formulações termodinâmicas de Ghiorso & Sack (1991), utilizando-se o programa “*geothermometer_pc.exe*” fornecido gratuitamente pelos autores em sua página na internet. Este método tem a vantagem de estar calibrado com base em um modelo que conta com a solução sólida dos espinélios no sistema quinário (Fe^{2+} , Mg)(Al, Fe^{3+} , Cr) $_2\text{O}_4$ - (Fe^{2+} , Mg) $_2\text{TiO}_4$ e a solução sólida dos óxidos romboedrais no sistema quaternário (Fe^{2+} , Mg, Mn) TiO_3 - Fe_2O_3 .

As informações obtidas por este método para a fugacidade de O_2 foram normalizadas segundo o *buffer* FMQ (faialita - magnetita - quartzo) através da equação fornecida por Frost (1991). Esta normalização ($\Delta \log f\text{O}_2 = \log f\text{O}_2 \text{ amostra} - \log f\text{O}_2 \text{ FMQ}$; para uma determinada temperatura) tem a vantagem de ilustrar as variações da fugacidade de oxigênio numa escala mais ampliada, além de minimizar a forte dependência da temperatura em relação às curvas do *buffer* (Frost, *op. cit.*). O *buffer* FMQ foi calculado com base na pressão de 1 kbar, que supostamente seria próxima àquela da formação da rocha. Para fins de comparação, esse *buffer* foi também calculado para pressões de 5 kbar, notando-se que as diferenças apresentadas são desprezíveis.

Os valores obtidos para T, $\log f\text{O}_2$ e $\Delta \log f\text{O}_2$ encontram-se reunidos nas Tabelas 14 a 16, juntamente com os respectivos pares hospedeiros-lamelas. A Figura 53 mostra as condições de T e $\Delta \log f\text{O}_2$ de formação das lamelas de “oxi-exsolução” ou de seu reequilíbrio térmico para todos os litotipos plutônicos da ilha Monte de Trigo. No geral, observa-se um decréscimo da T e aumento da $f\text{O}_2$ em

Figura 51 - Diagrama Ti vs Al (a.f.u.) para as titanomagnetitas hospedeira em opacos das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

Figura 52 - Diagrama Nb vs Mg (a.f.u.) para as ilmenitas exsolvidas em opacos das rochas sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

Figura 53 - Gráfico de T (°C) vs $\Delta \log f_{O_2}$ calculado segundo Ghiorso & Sack (1991) para as titanomagnetitas com "oxi-exsolução" de ilmenitas, mostrando as condições de reequilíbrio *subsolidus* de todas as variedades de rochas plutônicas da Ilha Monte de Trigo. $\Delta \log f_{O_2}$ normalizado para o *buffer* FMQ segundo equação de Frost (1991). Símbolos: ultramáficas ●; olivina (mela) gabro ■; olivina (mela) gabro com nefelina ●; teralito ▲; nefelina sienito I ●; nefelina sienito II ▲; sienito com nefelina ◆; nefelina monzossienito ■.

relação ao *buffer* FMQ, partindo-se das rochas ultramáficas, para as máficas, álcali feldspato sienito com nefelina até os nefelina sienitos I e II e o nefelina monzossienito. Nesse sentido, parece haver uma relação entre os parâmetros T e fO_2 com a quantidade modal de minerais félsicos da rocha.

Nas rochas ultramáficas, torna-se evidente o papel das venulações félsicas no processo de reequilíbrio térmico destes minerais opacos. Este tipo de feição acha-se bem representado na amostra MTR04b, cujos resultados são distintos dos das demais rochas ultramáficas, evidenciando reequilíbrio em condições semelhantes às do álcali feldspato sienito com nefelina. Nas rochas máficas, nota-se que a temperatura de equilíbrio das lamelas de "oxi-exsolução" distingue-se com a saturação de sílica da rocha, sendo mais elevada nas variedades petrográficas mais insaturadas (entre 500 e 700 °C) do que nas menos insaturadas (entre 450 e 500 °C). As menores temperaturas obtidas nos olivina gabros deve refletir uma atividade tardi a pós-magmáticas mais intensa sob temperaturas mais baixas, podendo ser resultado da disposição destas rochas na câmara ou da proximidade dos demais eventos ígneos, como a intrusão do corpo sienítico e da brecha magmática.

Nas rochas monzossieníticas, essas lamelas equilibraram-se nas condições relativamente mais oxidantes e de mais baixa temperatura deste complexo (Figura 53).

Nas rochas sieníticas, as temperaturas de equilíbrio lamelas/hospedeiros são aproximadamente similares, compreendendo valores entre 500 e 400°C; com T levemente inferiores e $\Delta \log fO_2$ superiores nas variedades mais insaturadas (nefelina sienito I). Neste caso, essas condições provavelmente refletem uma quantidade de ulvöespinélio maior em solução sólida na titanomagnetita primária (antes da "oxi-exsolução"). Uma possível explicação poderia ser dada através da equação QUIF (Frost *et al.*, 1988):

onde a baixa atividade de sílica deslocaria o equilíbrio para a esquerda, assim resultando nas concentrações maiores da molécula ulvöespinélio na titanomagnetita primária; na ausência de ilmenita primária; e na cristalização de minerais máficos mais magnesianos.

Ressalte-se que nas rochas sieníticas menos insaturadas, de fácies marginais, as lamelas demonstraram equilíbrio sob fO_2 relativas ao *buffer* mais baixas do que as das mais insaturadas que estão no centro da ilha. Isto dificultaria uma interpretação considerando processos de assimilação de crosta granítica encaixante para formar as variedades menos insaturadas nas porções marginais do corpo sienítico.

6.6. Feldspatos

Os feldspatos definem melhor do que qualquer outro grupo de minerais os três estágios na evolução das rochas ígneas (Brown & Parson, 1994): o *crescimento magmático*, as *transformações subsólidas* e os estágios de *alteração deutérica*. Nesse sentido procurou-se através de análises químicas pontuais caracterizar a sua composição original, o zoneamento, bem como a composição das diferentes fases texturais de exsolução, principalmente nos feldspatos alcalinos.

Para tanto, as análises com microsonda eletrônica de feldspatos exsolvidos foram conduzidas seguindo-se os critérios seguintes. Para as análises que visaram reconhecer a composição inicial de cristalização selecionou-se criteriosamente por microscopia óptica os locais alvos homogêneos, longe de exsoluções visíveis, que devem representar a fase criptopertítica. Utilizando-se o feixe de elétrons com diâmetro de 10 a 15 μm foram realizadas análises em pontos muito próximos entre si aceitando-as somente nos casos em que houve reprodutibilidade.

Para as análises visando à caracterização das diversas fases de exsolução, após uma seleção óptica cuidadosa, foram eleitos somente alvos exsolvidos (lamelas de exsolução) com espessura superior ao diâmetro do feixe assim ajustado para 5 μm . Novamente, procurando obter reprodutibilidade foram executadas mais de uma análise em cada lamela. A terminologia utilizada para as diferentes fases de exsolução dos feldspatos alcalinos segue Smith & Brown (1988), Parsons & Brown (1990) e Brown & Parsons (1994).

Foram efetuadas 210 análises em feldspatos das diversas variedades de rochas sieníticas, monzossieníticas, máficas e ultramáficas. Os resultados analíticos estão reunidos nas Tabelas 17 a 19, juntamente com as respectivas fórmulas estruturais e os componentes moleculares.

As fórmulas dos feldspatos foram calculadas na base de 32 átomos de oxigênio, sendo classificados no sistema ternário Ab-An-Or conforme as recomendações de Deer *et al.* (1992). O cálculo foi executado através dos seguintes componentes moleculares:

Adicionalmente, foram apresentados também os componentes moleculares que ocorrem como traços (Tabelas 17 a 19):

Para a compreensão adequada das relações entre os distintos feldspatos, conforme ressaltado por Deer *et al.* (1992), é necessário caracterizá-los não apenas quimicamente mas também quanto ao seu estado estrutural. Contudo, os objetivos desta dissertação visaram apenas à caracterização química.

6.6.1. ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

Nas rochas máficas e ultramáficas, os feldspatos são plagioclásios ripiformes, subedrais a anedrais, com dimensões seriadas nas rochas máficas e disposição intersticial nas rochas ultramáficas. Os cristais maiores são euedrais, às vezes incluindo opacos, olivinas e piroxênios. São zonados, com a maioria deles apresentando estrutura de zoneamento simples. Em alguns cristais maiores ocorrem

zoneamentos convolutos nos núcleos e simples, oscilatório ou em degraus nas bordas. A geminação polissintética só está ausente nas bordas de grãos de algumas poucas amostras que possuem composição de oligoclásio. Nestas bordas de oligoclásio observa-se localmente micro-antipertitas em forma de filmes e, mais raramente, pertitas deutéricas do tipo path. A presença de feldspato alcalino nas rochas máficas e ultramáficas restringe-se às venulações e bolsões intersticiais que aparecem sobretudo nas rochas ultramáficas.

Os plagioclásios têm uma variação composicional correspondendo a quase todo o espectro da série, com a maioria deles compreendidos nos limites de bytownita a andesina. Plagioclásios de composição entre albita e oligoclásio são raros (Figura 54).

No olivina gabro com nefelina, o plagioclásio apresenta a sua maior variação composicional, com a maioria dos cristais, principalmente de fenocristais, apresentando composições compreendidas no intervalo de $An_{81,5}Ab_{18,2}Or_{0,2}$ a $An_{69,5}Ab_{29,8}Or_{0,7}$ nos núcleos e de $An_{65,2}Ab_{33,3}Or_{1,5}$ a $An_{36,1}Ab_{62}Or_{1,9}$ nas bordas. Nas amostras menos insaturadas (olivina gabro), o plagioclásio tem composição variando entre $An_{77,3}Ab_{22,2}Or_{0,5}$ a $An_{46,1}Ab_{53,3}Or_{0,5}$ enquanto nas mais insaturadas (teralito), entre $An_{81,1}Ab_{18,2}Or_{0,7}$ e $An_{47,3}Ab_{46}Or_{6,8}$. Composições de oligoclásio a albita ($An_{29,5}Ab_{67,8}Or_{2,7}$ a $An_{5,7}Ab_{93,7}Or_{0,6}$) foram identificadas apenas nas bordas dos grãos das amostras MTR24a e MTR70b, com alguns pontos das bordas dos grãos evidenciando exsolução, que se traduz pela ampla variação do conteúdo de Or.

Quimicamente, estes plagioclásios contam com pequena contribuição de K (até 0,266 a.f.u.), Fe^{3+} (até 0,113 a.f.u.) e Sr (até 0,185 a.f.u.), além de traços de Ba (até 0,033 a.f.u.) e Mg (até 0,034 a.f.u.). Entre os elementos menores, K tem um comportamento muito bem definido, enriquecendo-se nas porções mais albiticas. O Fe^{3+} substitui o Al completando o sítio tetraédrico com quantidades pequenas (<0,113 a.f.u.), salvo uma análise no teralito que apresentou quantidades relativamente maiores (0,284 a.f.u.), refletindo possivelmente uma microinclusão. O Sr possui um comportamento curioso nas distintas litologias, substituindo diferenciadamente o Ca do plagioclásio (Figura 55) sobretudo nas rochas ultramáficas onde o seu enriquecimento é mais pronunciado. O Ba concentra-se relativamente nos plagioclásios das rochas ultramáficas, acompanhando em linhas gerais o comportamento do K.

Os feldspatos alcalinos, que ocorrem junto às venulações e aos bolsões cortando essas rochas, apresentam composições com variações dependendo da amostra (Figura 54). No olivina gabro com nefelina (MTR02b), o feldspato alcalino foi identificado numa fratura cortando os minerais com espessura inferior a 1 mm; apresenta composição variável de $An_{10,1}Ab_{85,9}Or_{4,0}$ a $An_{1,5}Ab_{45,1}Or_{53,5}$. No teralito (MTR04d), o feldspato alcalino associa-se à *mesostasis* intersticial (Capítulo 5), com uma composição restrita e ao redor de Or_{95} . Na rocha ultramáfica (MTR04i), o feldspato ocorre junto a um bolsão de minerais félsicos, com variações entre $An_{2,3}Ab_{22,3}Or_{75,4}$ e $An_{0,7}Ab_{16,6}Or_{82,6}$.

As variações composicionais dos plagioclásios sugerem uma evolução petrológica por mecanismos de diferenciação magmática que segue um *trend* normal. À medida que o líquido evoluiu, o plagioclásio das rochas tornou-se composicionalmente cada vez mais albitico, especialmente nas suas bordas. Os termos mais albiticos registrados nessas rochas são oligoclásios apresentando lamelas de exsolução antipertíticas. Destaque-se que as composições mais anortíticas determinadas são os núcleos de fenocristais de um olivina gabro com nefelina (MTR02b) e de um teralito (MTR04d), evidenciando

Figura 54 - Composição dos feldspatos classificados segundo os componentes moleculares Ab - Or - An para as rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 55 - Diagrama Ca vs Sr (a.f.u.) mostrando as relações entre as trocas catiônicas nos feldspatos das distintas variedades de rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

destarte o caráter insaturado do líquido magmático original. O caráter composicional intermediário dos plagioclásios das rochas ultramáficas reforçam a hipótese de que essas rochas representariam cumulos das rochas máficas, fracionados durante a evolução magmática.

6.6.2. NEFELINA MONZOSSIENITO

No nefelina monzossienito, os feldspatos presentes desempenharam um papel muito importante na sequência de cristalização destas rochas, em virtude de suas variações composicionais. São plagioclásios ripiformes, zonados e geminados segundo as leis da Albita e Carlsbad. Encontram-se "sobrecrescidos" epitaxialmente por feldspatos alcalinos mesopertíticos. Os feldspatos alcalinos são tabulares, facilmente ultrapassando 1 cm de comprimento. A sua interface com o plagioclásio é marcada pelo desaparecimento das geminações Albita e Periclínio e com o aparecimento de exsoluções. Opticamente, as mesopertitas do feldspato alcalino representam os tipos path e pertitas de veios. No entanto, a imagem de elétrons secundários observada na microsonda revelou um caráter micropertítico destes, com exsoluções do tipo *pleated rims* gradando para *braid* micropertitas comparáveis às descritas por Lee *et al.* (1997) e Brown *et al.* (1997).

No diagrama de classificação (Figura 56) observa-se que os plagioclásios possuem composições variando entre andesina ($An_{41.1}Ab_{58.1}Or_{0.8}$) no núcleo e oligoclásio ($An_{21.3}Ab_{77.5}Or_{1.2}$) nas bordas. Os feldspatos alcalinos envolventes são provavelmente sanidinas, apresentando uma composição ígnea variando de $An_{1.4}Ab_{43.8}Or_{54.8}$ a $An_{1.2}Ab_{56.7}Or_{42.1}$. As demais composições obtidas foram interpretadas como o resultado de quantidades variadas de exsoluções.

Destacam-se nos feldspatos em geral, concentrações menores de Fe^{3+} (até 0,041 a.f.u.), Sr (até 0,145 a.f.u.) e Ba (até 0,221 a.f.u.), com Mg e Mn estando próximos ou abaixo dos limites de detecção. O Fe^{3+} ocupa o sítio tetraédrico correlacionando-se positivamente com Al e Ca nos plagioclásios. O Sr mostra correlação boa com o Ca ($r = 0,89$) concentrando-se nos núcleos de plagioclásios e decrescendo nos feldspatos alcalinos. O Ba concentra-se no feldspato alcalino junto à interface com o plagioclásio.

A história evolutiva dos feldspatos do nefelina monzossienito é mais complexa do que a verificada nas rochas máficas e ultramáficas, pois inclui um fracionamento seqüencial de plagioclásio evoluindo para o feldspato alcalino. A evolução do plagioclásio se processa de maneira similar ao das rochas máficas, sendo marcada pela diminuição do teor de An enquanto o teor Ab aumenta em direção às bordas dos grãos, até um determinado ponto em que a cristalização do plagioclásio cessa em detrimento da cristalização do feldspato alcalino epitaxialmente ao plagioclásio, gradando composicionalmente de termos enriquecidos de Or para mais rico no componente Ab nas bordas (Figura 57). A formação deste tipo de "zoneamento" é explicado pelo mecanismo de cristalização fracionada denominado *Sequential two-feldspar paths* de Brown (1993).

6.6.3. ROCHAS SIENÍTICAS

Nas rochas sieníticas ocorrem feldspatos alcalinos mesopertíticos, na forma de cristais equidimensionais ou tabulares inequigranulares seriados e muitas vezes geminados segundo a lei de Carlsbad. Sobrepoem-se aos feldspatos as modificações subsólidas compostas por três fases de

Figura 56 - Composição dos feldspatos classificados segundo os componentes moleculares Ab - Or - An para o nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

Figura 57 - Diagrama Ab - Or - An ilustrando a provável linha evolutiva de fracionamento ígneo (linha cinza) dos feldspatos seguindo uma cristalização em "*sequential two feldspar paths*" de Brown (1993, Fig. 14), bem como as composições das exsoluções pertíticas tipo patch que aparecem no feldspato alcalino (+), para o nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

mesopertitas, opticamente distintas: uma homogênea (criptopertítica?) a micropertítica do tipo *peritita strain-controlled* (Parsons & Brown, 1990); as outras são a albítica e a potássica, ambas do tipo *perititas deutéricas* (Parsons & Brown, 1990). No geral, a fase homogênea a micropertítica, tipo *peritita strain-controlled*, predomina sobre as outras duas. Ela representa uma estrutura de exsolução, caracterizada por exibir porções do cristal aparentemente homogêneas, de provável criptopertíticas, sem distinguir quaisquer lamelas, que passam gradativamente para lamelas tipo *braid* micropertitas muito finas e quase imperceptíveis, alcançando até finas lamelas de 1 a 5 μm de composição provavelmente albítica designadas *string* e/ou *film* *peritita*. As fases albítica e potássica são caracterizadas pela total desmisturação dos componentes alcalinos do feldspato (Or,Ab) formando *patch* *perititas*. Estão distribuídas de maneira aleatória nos grãos, mas preferencialmente nas margens abrangendo parcialmente ou completamente o grão. Na amostra oriunda de um local próximo à zona de cisalhamento (MTR31b), ocorre um padrão de mesopertita a antipertita tipo *patch* conhecida como tabuleiro de xadrez, restando poucas relíquias do feldspato não exsolvido de aspecto homogêneo.

Os resultados químicos das porções homogêneas dessas fases, obtidos de análises com o feixe aberto incluindo supostamente hóspede e hospedeiro, sugerem que a composição original de cristalização dos feldspatos alcalinos de todas variedades sieníticas compreende um intervalo de $\text{An}_{1.3}\text{Ab}_{52.5}\text{Or}_{46.2}$ a $\text{An}_{3.3}\text{Ab}_{60.7}\text{Or}_{36.0}$ (Figura 58). É no sienito com nefelina onde ocorrem os feldspatos alcalinos com as concentrações (em média) mais altas do componente Or, principalmente nas amostras MTR31b ($\sim\text{Ab}_{55}\text{Or}_{45}$) e MTR52a ($\sim\text{Ab}_{57}\text{Or}_{43}$). No nefelina sienito I, ocorrem os teores mais elevados no componente Ab, especialmente na amostra MTR11a ($\sim\text{Ab}_{62}\text{Or}_{38}$) do topo da ilha. Destaca-se que na amostra MTR26c foi possível obter dados representativos do núcleo e borda de um grão indicando pequena variação composicional do cristal, com seus núcleos mais ricos em Or.

À cristalização magmática seguiram-se as modificações subsólidas e deutéricas produzindo fases de composições que variam dentro de quase todo o espectro composicional dos feldspatos alcalinos (Figura 59). As fases com menor evidência química de modificações subsolidus são representadas por porções manchadas nos grãos junto às porções descritas como homogêneas. Nessas porções, é provável que a exsolução esteja presente em dimensões submicroscópicas na forma de criptopertitas (exsoluções coerentes). Na amostra MTR11a, foram analisadas duas destas porções manchadas num mesmo grão e próximas à região de aspecto homogêneo. Os resultados demonstram que a porção com birrefringência levemente mais escura é mais rica no componente Or ($\text{An}_{1.6}\text{Ab}_{55.7}\text{Or}_{42.6}$) enquanto a porção adjacente com birrefringência mais clara é mais rica no componente Ab ($\text{An}_{3.5}\text{Ab}_{62.6}\text{Or}_{33.9}$).

Em algumas amostras, onde as lamelas exibiam larguras compatíveis com o diâmetro do feixe foram analisadas as distintas fases de *perititas* tipo *string* e/ou *film* (exsoluções semicoerentes). As lamelas de exsolução apresentaram composições próximas de $\text{Ab}_{70}\text{Or}_{30}$ e o hospedeiro de $\text{Ab}_{50}\text{Or}_{50}$ (Figura 59).

Na amostra MTR69b, onde o feldspato apresentou as lamelas exsolvidas mais desenvolvidas foram realizadas análises pontuais segundo um perfil de 40 μm , transversal a uma das lamelas. As condições analíticas da microsonda foram reprogramadas, com o feixe fixado em 1 μm de diâmetro e os elementos a serem dosados reduzidos a SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e K_2O e distribuídos entre os espectrômetros

Figura 58 - Diagrama Ab - Or - An de classificação para as análises da fase mesopertítica tipo "homogênea" (composição ígnea original) dos feldspatos alcalinos das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo. Análises com feixe de diâmetro de 10 a 15 μm . Símbolos como na Figura 21.

Figura 59 - Diagrama Ab - Or - An de classificação para as análises das distintas fases texturais de exsolução dos feldspatos alcalinos das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo. Análises com feixe de 5 μm . Símbolos como na Figura 21.

de maneira a minimizar ao máximo o tempo de contagem para evitar a volatilização do Na. Os resultados obtidos nesse perfil (Figura 60) dificultam uma conclusão definitiva sobre os mecanismos que se processaram a exsolução, se por via decomposição spinodal ou nucleação, em virtude da distribuição de poucos pontos dentro da lamela. Observa-se que a composição das lamelas não é homogênea. Essa heterogeneidade sugere que existem resquícios de lamelas submicroscópicas de composição mais rica em Or dentro da *film* peritita, resquícios esses que seriam explicados pelo engrossamento das lamelas mais ricas em Ab durante o resfriamento, englobando finíssimos trechos do hospedeiro conforme explicado por Parsons & Brown (1990).

As *patch* perititas deutéricas (exsoluções incoerentes) analisadas apresentam composições mais próximas aos extremos de Ab e Or (Figura 59), com o Ca presente incorporado na fase Ab. Não há uma diferença nas composições entre feldspatos de diferentes variedades de rochas sieníticas, demonstrando que as modificações subsólidas ocorreram nestas rochas sob condições similares.

Nos sienito com nefelina e nefelina sienito I foram também analisadas as albitas secundárias que aparecem associadas às analcimas. Elas apresentam composições de uma albita praticamente pura ($Ab_{>97}$) que se diferem bem das *patch* perititas sódicas, sobretudo pelos conteúdos de Ca.

No tocante aos elementos menores analisados, os feldspatos alcalinos das rocha sieníticas em geral apresentam traços de Fe^{3+} (até 0,066 a.f.u.) e Ba (até 0,053 a.f.u.), além de Ca já destacado. A Figura 61 ilustra o comportamento do Fe^{3+} e Ba. Nela observa-se que o Fe^{3+} apresenta variações restritas, com a sua maior parte ocorrendo em quantidades menores a 0,030 a.f.u. A única análise que excedeu a esse valor provavelmente representa um ponto contendo inclusões. De maneira geral, pode-se dizer que os feldspatos do nefelina sienito I são mais enriquecidos em Fe^{3+} do que os do sienito com nefelina. O Ba concentra-se mais no sienito com nefelina.

As variações composicionais desses feldspatos traduzem uma história evolutiva que segue um *trend* de diferenciação conforme preconizado nos diagramas de fase Ab - Or para baixas pressões de H_2O (Tuttle & Bowen, 1958; Morse, 1970; Brown, 1993), com o enriquecimento da molécula de Ab nas rochas mais evoluídas; seqüência definida a partir de sienito com nefelina, segue pelo nefelina sienito II até o nefelina sienito I. Ressalta-se a observação de variações para composições mais albiticas junto à borda de um grão no sienito com nefelina (MTR26c) descrita anteriormente.

A seqüência evolutiva pode ser melhor visualizada acompanhando as mudanças composicionais de um cristal de feldspato opticamente zonado de nefelina sienito I (MTR11a), que se traduzem por um perfil de pontos transversal ao seu zoneamento (Figura 62). Observa-se que o ponto 8 (com birrefringência menor) possui composição enriquecida no membro final Or, similar à análise daquela fase homogênea manchada e com birrefringência baixa, citada anteriormente. Os demais pontos apresentam variações composicionais restritas sendo comparáveis às das porções denominadas homogêneas desta mesma amostra, que provavelmente representam composição magmática. Nota-se, também, entre os pontos 12 (sentido ao núcleo) e 9 (sentido à borda), um pequeno aumento no teor de Ab para as bordas, que seria compatível com a seqüência de cristalização. Contudo, não se deve descartar a hipótese de que estas variações teriam sofrido modificações, com o reequilíbrio tardi e pós-magmático desenvolvendo as fases subsolidus.

Figura 60 - Perfil composicional transversal a uma lamela de *film* pertita no feldspato alcalino do sienito com nefelina (MTR 69B) da Ilha Monte de Trigo. Diâmetro do feixe, 1µm. Perfil de 40 µm.

Figura 61 - Diagrama Ba vs Fe³⁺ (a.f.u.) mostrando a concentração dos elementos menores para os feldspatos alcalinos das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

Figura 62 - Diagrama Ab - Or - An ilustrando as variações composicionais de um perfil em cristal de feldspato alcalino zonado do nefelina sienito I (MTR11a) da Ilha Monte de Trigo. No canto superior esquerdo, fotomicrografia em escala de detalhe (lado maior 0,25 mm, polarizadores cruzados) com a localização exata dos pontos analisados no grão.

A evolução dos feldspatos alcalinos prossegue após a sua cristalização e subsequente resfriamento do sistema com o desenvolvimento de diversas estruturas de exsolução, em parte preservadas e similares às descritas por Brown & Parsons (1994). O processo iniciou-se formando estruturas de exsolução submicroscópicas, que provavelmente evoluíram para formas como *strain-controlled* microtexturas do tipo *braid* pertitas, conforme seria esperado pela composição dos feldspatos originais (Brown & Parsons, 1988) e sutilmente observado opticamente em algumas amostras com o giro da platina. Em condições de resfriamento relativamente lento, as exsoluções evoluíram para *film* pertitas e posteriormente para pertitas deutéricas tipo *patch* muito mais grossas e irregulares.

6.7. Nefelinas

Foram efetuadas 45 análises em nefelinas de rochas sieníticas, monzossieníticas, máficas e ultramáficas. Os resultados analíticos estão reunidos nas Tabelas 20 a 22, juntamente com as fórmulas estruturais e os componente moleculares.

O recálculo da fórmula estrutural segue as recomendações de Deer *et al.* (1992) obedecendo a seguinte fórmula:

onde normalmente o excesso de Si sobre o Al é balanceado pelas vacâncias no sítio M (cavidades hexagonais e ovais), representado na fórmula por $\Box$. O Fe^{3+} também ocorre nas nefelinas substituindo o Al.

A estrutura da nefelina (Deer *et al.*, 1992) pode ser representada por um arcabouço tridimensional do tipo da tridimita, onde metade dos tetraedros de SiO_4 são substituídos por AlO_4 , com os cátions Na e K de balanço de cargas intersticiais. Como as cavidades da estrutura são de grande porte, em particular para o Na, ocorre uma rotação dos tetraedros resultando em um quarto das cavidades hexagonais (maiores) e três quartos das cavidades ovais (menores).

Os componentes moleculares apresentados foram calculados com base nas moléculas de nefelina (Ne: NaAlSiO_4), kalsilita (Ks: KAlSiO_4), quartzo (Qz: SiO_2) e anortita (An: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). As composições foram plotadas no diagrama ternário Ne - Qz - Ks (Figuras 64 e 65), juntamente com as composições teóricas de Morozewicz e Buerger (Tilley, 1954) e do plano: $\Box_2\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_{10}\text{O}_{32}$ - $\text{K}_2\text{Na}_8\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$ de Dolloose & Thomas (1978) que limita as composições das nefelinas plutônicas.

Seguindo as recomendações de Dolloose & Thomas (1978), para detectar distorções de resultados analíticos de nefelina por influência de alterações foi estabelecido um limite de 0,25 unidades de cargas não balanceadas por fórmula estrutural, com base de 32 oxigênios. Este limite é obtido através da observação direta da igualdade $(\text{Al} + \text{Fe}^{3+}) = (2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$. Apenas quatro das análises realizadas desobedeceram esta relação, sendo assim descartadas.

6.7.1. ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

Nas rochas máficas e ultramáficas, a nefelina é intersticial e às vezes com desenvolvimento poiquilítico, aparecendo como pequenos grãos entre olivina, piroxênio e plagioclásio. Apresenta-se intercrescida com cristais de plagioclásio, quando este possui bordas de composição de oligoclásio.

As nefelinas dessas rochas são representadas pela composição $\text{Ne}_{73,0-65,6}\text{Ks}_{15,6-9,8}\text{Qz}_{17,6-7,6}\text{An}_{7,1-1,9}$. Todas as nefelinas analisadas apresentam um excesso de Si em relação ao Al, refletindo o comportamento comum das nefelinas naturais (Deer *et al.*, 1992). O sítio M (cavidades hexagonais e ovais) é ocupado principalmente por Na, K, Ca e vacâncias. Fe^{3+} aparece como o principal traço presente no sítio T (até 0,078 a.f.u.) enquanto que Ti, Mn e Ba representam quantidades desprezíveis, geralmente abaixo dos limites de detecção.

As principais substituições registradas são de Si + $\Box$ por Al + K (Figura 63) envolvendo os sítios tetraédricos e as duas cavidades hexagonais. Nas rochas máficas menos insaturadas, as nefelinas são

Figura 63 - Diagrama Si + □ vs Al + K mostrando a principal substituição acoplada para as nefelinas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 64 - Diagrama Ne - Qz - Ks mostrando a evolução da composição de nefelinas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Temperaturas de equilíbrio conforme Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961). Trend evolutivo para as nefelinas de Square Top (Wilkinson & Hensel, 1994) indicado com A. Símbolos como na Figura 11.

mais ricas no termo $\text{Si} + \square$, enquanto nas ultramáficas mantêm-se enriquecida no termo $\text{Al} + \text{K}$. Nesse mecanismo de substituição, Si e Al destacam-se pela correlação de -0,97 indicando uma relação boa entre os cátions do sítio T.

O diagrama Ne-Qz-Ks (Figura 64) demonstra que as composições das nefelinas, salvo as da amostra MTR04d, definem um pequeno trend de diferenciação em função das temperaturas de equilíbrio, estas definidas experimentalmente por Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961). A composição das nefelinas evolui a partir dos termos com os teores mais elevados no componente Qz, equilibrados em temperaturas superiores a 700°C nos olivinas gabro com nefelina, que diminuem progressivamente neste componente para termos equilibrados em temperaturas de aproximadamente 700°C no teralito até aqueles equilibrados entre 700 e 500°C nas rochas ultramáficas. Os termos evolutivos finais sofrem desvios composicionais aproximando-se à composição de Morozewicz ($\otimes$). Considerando que muitas nefelinas são portadoras de teores altos de Ca, as temperaturas de cristalização indicadas podem não coincidir com aquelas definidas experimentalmente. Em uma das amostras de teralito (MTR04d) exibindo notáveis estruturas subsolidus ocorrem as nefelinas mais ricas de Ks e de composição próxima à de Morozewicz, sugerindo reequilíbrios composicionais.

As nefelinas das rochas máficas da ilha Monte de Trigo mostram um *trend* composicional comparável aos termos finais do *trend* evolutivo definido para as dos teralitos e tinguaitos de Square Top (Wilkinson & Hensel, 1994), conforme indicado na Figura 64.

Destaque-se, também, que essas nefelinas apresentam concentrações de CaO (1,49 - 2,76 wt%) mais elevadas do que as de outras ocorrências alcalinas brasileiras, que chegam a 2,64 wt% nos meltegeitos de Jacupiranga e 1,06 wt% nos fonólitos de Passa Quatro (Morbideilli *et al.*, 1995). Destarte, justificou a determinação do componente anortita da nefelina (Tabelas 20 a 22) geralmente não calculada junto aos componente moleculares desse mineral.

6.7.2. ROCHAS SIENÍTICAS E NEFELINA MONZOSSIENITO

Nas rochas sieníticas, a nefelina é intersticial, às vezes desenvolvendo grandes cristais poiquilíticos, provavelmente representando a última fase magmática cristalizada. Nas nefelina monzossienito, ela aparece como cristais equidimensionais subedrais, formando agregados junto com o anfibólio, ou como inclusões anedrais em grãos de feldspatos.

Quimicamente, as nefelinas apresentam variações composicionais representadas por $\text{Ne}_{73,0-67,3}\text{Ks}_{16,4-12,12}\text{Qz}_{18,4-10,6}\text{An}_{2,3-0,2}$. Os sítios tetraédricos são ocupados por Si e Al, além de traços de Fe^{3+} (até 0,115 a.f.u.) que apresenta enriquecimento relativo nas bordas dos grãos nos nefelina monzossienito. O sítio M (hexagonal e oval) é preenchido principalmente por Na e K numa relação de aproximadamente 6:1 (a.f.u.). Apresenta, também, quase 1 vacância por fórmula unitária, além de traços de Ca (até 0,192 a.f.u.) e quantidades praticamente desprezíveis de Ba, Mn e Ti.

No geral, os únicos cátions que apresentaram correlações visíveis foram o Si e Al nos sítios tetraédricos, e estes com as vacâncias existentes. A carência de correlações entre os sítios dos álcalis sugere um equilíbrio termodinâmico de Na e K entre o par nefelina-feldspato alcalino que teria processado nos estágios magmáticos ou pós-magmático. Tais informações são freqüentemente utilizadas como geotermômetro (Powell & Powell, 1977; Hamilton, 1961; Hamilton & Mackenzie, 1960).

No diagrama Ne-Qz-Ks (Figura 65) observa-se um *trend* composicional bem definido para as nefelinas das rochas sieníticas, onde os seus núcleos são mais ricos no componente Qz do que as bordas. O *trend* composicional evolui em conformidade com os limites de solução sólida, nas temperaturas estabelecidas experimentalmente por Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961). Os núcleos dos cristais são equilibrados em temperaturas acima de 700°C enquanto que as bordas definem equilíbrios em temperaturas progressivamente mais baixas segundo a variedade petrográfica. Cite-se, como exemplo, a borda de um cristal de nefelina no nefelina sienito I que se estabilizou composicionalmente em temperaturas próximas de 600°C. Nos nefelina monzossienitos, as nefelinas possuem composições que se aproximam ao plano de Dolloose & Thomas (1978) (Figura 65), indicando equilíbrio em temperaturas acima de 700°C. Contudo, essas nefelinas mostram um *trend* evolutivo curioso, com as bordas equilibrando-se em temperaturas levemente mais altas do que os núcleos, sugerindo reequilíbrios térmicos posteriores.

Se comparado com as rochas máficas e ultramáficas, o *trend* composicional das nefelinas das rochas sieníticas posiciona-se mais próximo do plano de Dolloose & Thomas (1978), e portanto da composição de Morozewicz. Por sua vez, elas têm composições exibindo concentrações mais altas no componente Ks e mais baixa no de Qz relativamente às nefelinas dos teralitos e tinguaítos da intrusão de Square Top (Wilkinson & Hensel, 1994).

Figura 65 - Diagrama Ne - Qz - Ks mostrando a evolução da composição de nefelinas das rochas sieníticas e nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Temperaturas de equilíbrio conforme Hamilton & Mackenzie (1960) e Hamilton (1961). *Trend* evolutivo para as nefelinas de Square Top (Wilkinson & Hensel, 1994) indicado com A e para as de rochas máficas e ultramáficas da ilha, por B. Símbolos como na Figura 21.

6.8. Analcimas

Foram efetuadas 22 análises em analcimas de rochas sieníticas, monzossieníticas, máficas e ultramáficas. Os resultados analíticos estão reunidos na Tabela 23, juntamente com as fórmulas estruturais e os componentes moleculares.

A fórmula estrutural foi calculada na base de 6 oxigênios conforme adotado por outros autores, como Wilkinson & Hensel (1994) e Luhr & Kyser (1989). Os componentes moleculares foram calculados em função das moléculas de nefelina (Ne: NaAlSiO_4), kalsilita (Ks: KAlSiO_4), quartzo (Qz: SiO_2) e anortita (An: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

Cabe salientar que os diversos trabalhos sobre a paragénese das analcimas nas rochas ígneas são controversos quanto à sua origem (Roux & Hamilton, 1976; Luhr & Kyser, 1989; Karlsson & Clayton, 1991). Podem ocorrer como um mineral ígneo primário, como alteração da leucita, ou de origem hidrotermal, representados pelos tipos P, X e H de Luhr & Kyser (1989), respectivamente; e como fases subsólidas desenvolvidas pela interação de nefelina com fluidos deutéricos e/ou hidrotermais (Wilkinson & Hensel, 1994).

6.8.1. ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

Nas rochas máficas e ultramáficas, a analcima é um mineral raro que aparece como grãos intersticiais, comumente associado a carbonatos. Acha-se presente naquelas rochas onde as bordas dos minerais apresentam composições mais evoluídas, e nas venulações que cortam algumas das rochas ultramáficas.

As analcimas apresentam composição variável, sendo de aproximadamente $\text{Ne}_{46}\text{Qz}_{52}$ no teralito e compreendida entre $\text{Ne}_{46,9}\text{Qz}_{53,1}$ e $\text{Ne}_{59,5}\text{Qz}_{40,5}$ nas venulações das rochas ultramáficas. Possuem quantidades pequenas de Ca (até 0,031 a.f.u.) e K (até 0,005 a.f.u.) naqueles grãos de rochas ultramáficas que são mais enriquecidos no componente Ne (principalmente na MTR04i). Os demais elementos analisados apresentam concentrações próximas ou abaixo dos limites de detecção.

Segundo Luhr & Kyser (1989), a baixa concentração de elementos menores e traços é uma feição característica de analcimas de origem hidrotermal (tipo H). Esses autores destacam, também, que o conteúdo de Fe_2O_3 é o principal parâmetro de distinção entre as analcimas hidrotermais dos tipos P (primária) e X (alteração da leucita). As analcimas analisadas apresentam no máximo 0,05% de Fe_2O_3 , sendo comparáveis às do tipo H em Luhr & Kyser (*op. cit.*).

Quimicamente, nota-se correlações boas entre Si, Al e Na (Figura 66) demonstrando substituições similares ao principal mecanismo sugerido na literatura (Deer *et al.*, 1992, Wilkinson & Hensel, 1994):

com um provável enriquecimento de H_2O acompanhando a entrada da sílica.

Ao contrário das observações de Wilkinson & Hensel (1994) nos teralitos de Square Top, a composição das analcimas das rochas máficas e ultramáficas não guarda relação alguma com a composição das nefelinas. Elas possuem formas texturais distintas, sendo a nefelina intersticial e relacionada com o final da cristalização destas rochas, enquanto a analcima ocorre associada às venulações tardi-magmáticas.

Figura 66 - Diagrama Si vs (Al + Na) mostrando a principal substituição acoplada para as analcimas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 11.

Figura 67 - Diagrama Si vs (Al + Na) mostrando a principal substituição acoplada para as analcimas das rochas sieníticas e nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo. Símbolos como na Figura 21.

6.8.2. ROCHAS SIENÍTICAS E NEFELINA MONZOSSIENITO

Nas rochas sieníticas e no nefelina monzossienito, as analcimas são intersticiais, límpidas, de hábito cuneiforme, com granulometria inferior a 4 mm. Apresentam birrefringência levemente anômala, cinza escura, ressaltando uma geminação sem padrão definido. Ocorrem geralmente associadas à albita secundária, às vezes apresentando inclusões de carbonatos euedrais, preenchendo interstícios e alterando as bordas dos feldspatos e máficos; mais raramente, aparecem também como um dos produtos de alteração da nefelina juntamente com cancrinita, muscovita e zeólitas.

As analcimas intersticiais possuem composições variando entre $\text{Ne}_{52,2}\text{Qz}_{47,8}$ e $\text{Ne}_{46,0}\text{Qz}_{54,0}$ enquanto as de alteração de nefelinas, compreendem o intervalo entre $\text{Ne}_{40,1}\text{Qz}_{59,9}$ e $\text{Ne}_{43,9}\text{Qz}_{56,1}$. Mencione-se que elas não apresentam diferenças composicionais entre as variedades petrográficas. Assim como nas rochas máficas e ultramáficas, as analcimas possuem traços de Ca (até 0,007 a.f.u.) e K (até 0,012 a.f.u.) sem guardar qualquer relação com os demais elementos.

Os baixos teores de elementos menores, principalmente o Fe_2O_3 , são comparáveis às analcimas do tipo H (hidrotermais) de Luhr & Kyser (1989). Contudo, as características texturais das analcimas presentes nessas rochas sugerem a existência de origens distintas para os dois tipos descritos.

Os estudos experimentais de Kim & Burley (1980) e Pechar (1990) mostram que a paragênese albita – analcima formam-se em temperaturas no intervalo entre 600 e 300°C. A partir desses estudos, pode-se concluir que as analcimas intersticiais cristalizaram-se juntamente com a albita secundária neste intervalo de temperatura, provavelmente nos estágios pós-magmáticos.

Os agregados de alteração da nefelina, que incluem analcimas, cancrinita e zeólitas, resultariam da interação com fluidos deutéricos e/ou hidrotermais provavelmente em temperaturas mais baixas. Este tipo de analcima parece ser comparável ao descrito em Wilkinson & Hensel (1994), representando fases subsolidus.

A substituição (Al+Na) por Si é destacada por bons coeficientes de correlação entre esses cátions, a exemplo do observado nas rochas máficas e ultramáficas. Contudo, nota-se uma relativa deficiência em Na com relação ao Si e ao Al (Figura 67).

7. CONSIDERAÇÕES PETROLÓGICAS

A gênese dos magmas alcalinos é atribuída, na literatura, a pequenas frações de fusões parciais de rochas em profundidades mantélicas (Sørensen, 1986). Estudos experimentais (Edgar, 1987) demonstraram que as características dos magmas alcalinos bem como a sua evolução dependem do grau de fusão parcial, da pressão e conseqüentemente, da profundidade, e da influência de H₂O, CO₂ e voláteis. Esses estudos mostraram também que os magmas têm caráter progressivamente mais alcalino quanto maior for a sua profundidade de origem no manto e quanto menor o grau de fusão parcial. Em diversas ocorrências têm sido propostas variações nesses fatores para explicar a gênese dos magmas de associações de rochas em províncias alcalinas com ampla variedade petrográfica, como, por exemplo, no Paraguai (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997), na Sicília (Becalluva *et al.*, 1998) e na Ilha de Pantelleria (Civetta *et al.*, 1998).

Nas ocorrências brasileiras, Morbidelli *et al.* (1995) e Gomes *et al.* (1996) sugerem magmas basaníticos parentais para as ocorrências de Juquiá, Ilha de São Sebastião, Lages, Morro Redondo, Passa Quatro, Fortaleza e Piratini, e magmas de natureza gabro/basálticas alcalinas para as ocorrências de Tunas e Jacupiranga, embora algumas destas ocorrências tenham sido interpretadas dentro de um contexto evolutivo de outras derivações magmáticas. Em Itatiaia (Brotzu *et al.*, 1997), as diferenças entre os extremos litológicos quanto à saturação em sílica, os granitos alcalinos de um lado e os nefelina sienitos de outro, são atribuídas à gênese de distintos magmas máficos parentais, com diferentes graus de saturação em sílica. Na Ilha dos Búzios, Alves (1996) sugere como uma das hipóteses, que os diques máficos (basalto alcalino, basanito, tefrito e traquibasalto) representam os magmas parentais das rochas sieníticas.

A partir da comparação entre a seqüência de rochas estudadas e seu desenvolvimento evolutivo com as associações litológicas das ocorrências brasileiras e de outras partes do mundo, assumiu-se como hipótese de trabalho que as rochas da Ilha Monte de Trigo originaram-se de um magma parental basanítico, com uma composição representada provavelmente pelos diques lamprofíricos que aí ocorrem. As diferenças modais, tanto nas rochas máficas como nas sieníticas, podem ser explicadas como resultantes de processos de cristalização fracionada, com os feldspatóides, freqüentemente intersticiais, representando a última fase cristalizada. Contudo, essas diferenças seriam também atribuídas a distintos graus de insaturação em sílica no magma-fonte, devido à recorrência de líquidos de natureza variável entre um basanito e um basalto alcalino, em analogia à evolução da associação alcalina de Itatiaia (Brotzu *et al.*, 1997).

O caráter relativamente mais insaturado das rochas da Ilha Monte de Trigo, comparado às ocorrências congêneres das ilhas de Búzios, São Sebastião e Vitória, todas alojadas aproximadamente segundo a Falha de Santos, estaria relacionado às características químicas distintas quanto ao grau de saturação em sílica dos respectivos magmas parentais. Os fatores que teriam levado à fusão parcial do manto, gerando os diversos magmas que originaram as ocorrências da Província Serra do Mar, aparentemente prendem-se tanto à tectônica dos *rifts* de abertura do Atlântico Sul (Chang *et al.*, 1990, 1992), causando despressurização da região fonte mantélica, como à passagem da Pluma de Trindade mais a norte (Thompson *et al.*, 1998), aumentando a temperatura da área fonte.

As evidências geológicas, petrográficas e mineralógicas coligadas no presente estudo sugerem que as rochas da Ilha Monte de Trigo são intrusivas e resultaram de sucessivos pulsos magmáticos. O magmatismo alcalino teria se iniciado com a intrusão e cristalização dos corpos das rochas máficas e ultramáficas dentro do embasamento granítico/gnáissico encaixante do Complexo Costeiro (Figura 68A). O alojamento desses corpos deu-se em níveis crustais relativamente rasos, conforme indicados pelas estimativas geobarométricas determinadas em cristais de piroxênio, traduzindo pressões de equilíbrio da ordem de 1 kbar. No entanto, alguns núcleos desses cristais revelaram condições de formação sob pressões de aproximadamente 4 kbar, sugerindo uma cristalização magmática precoce de alguns minerais, como o piroxênio, durante a ascensão do magma, quando ainda se encontravam em níveis mais profundos.

A distribuição espacial das variedades petrográficas descritas nos corpos das rochas máfica-ultramáficas conta com uma notável redução modal dos minerais máficos, partindo-se das rochas cumuláticas da região próxima ao Porto do Imbiru até à Ponta Negra. Trata-se de uma feição geológica das mais importantes que demonstra a participação de processos de cristalização fracionada como o principal mecanismo de evolução dessas rochas (Figura 68B). Contudo, as dimensões e a geometria da câmara magmática correspondente não está clara, porque pode se estender pela área submersa e por baixo das rochas sieníticas, fora a porção já erodida. A ocorrência de blocos de rochas máficas a mais de 500 m do corpo máfico-ultramáfico, no sentido da Ponta Sul, próximo ao Leme (Figura 02), reforça a hipótese de que a câmara magmática poderia representar um volume muito maior do que o ocupado pelas rochas expostas atualmente. É possível que este corpo esteja envolvendo as rochas sieníticas, na forma de uma estrutura anelar comparável às descritas em diversas outras ocorrências congêneres.

A disposição de estruturas de estratificação magmática com atitudes verticais, presentes nas rochas máficas do costão norte, e a presença de grande quantidade de blocos do embasamento granítico/gnáissico, sugerem que esta porção da ilha representa uma parte da borda da câmara onde alojaram-se as rochas máfica-ultramáfica originais. As estratificações magmáticas acanaladas, descritas nas rochas máficas, sugerem a existência de correntes intermitentes de magma que teriam se formado próximo às paredes da câmara. Essas feições estruturais são comparáveis às registradas em Kokklen, Groelândia (Parson & Becker, 1987), onde as estruturas com atitudes subverticais ocorrem numa envoltura de gabros ao redor de um maciço sienítico. As rochas ultramáficas cumuláticas certamente representam uma fração de sedimentação magmática de fundo de câmara, podendo inclusive estar deslocada tectonicamente em relação à porção máfica. As feições de zoneamento químico nos piroxênios revelam que a fração cumulática desenvolveu-se sob repetidas mudanças das condições físico-químicas de cristalização, provavelmente como resultado da recorrência de aportes de magmas reabastecendo a câmara magmática. Nesse sentido, as rochas ultramáficas poderiam até mesmo inclusive representar uma fração cumulática de um conduto magmático que teria alimentado possíveis vulcões na superfície.

As rochas máficas e ultramáficas distinguem-se sobretudo por suas variações mineralógicas modais. No geral apresentam uma seqüência de cristalização mais ou menos definida. Cristalizaram-se

Figura 68 - Seções esquemáticas ilustrando a evolução geológica da associação de rochas alcalinas da Ilha Monte de Trigo. A profundidade das câmaras magmáticas não segue escala, com profundidades estimadas de aproximadamente 4 km. Ilustrações baseadas em Best (1982), Drecker & Drecker (1997), Hall (1996), Irvine *et al.* (1998) e Parson & Becker (1987).

inicialmente a olivina, piroxênio e titanomagnetita. No decorrer da cristalização, essas três fases minerais não se sustentaram em suspensão, devido à sua densidade mais elevada do que a do magma original. Assim, elas foram depositadas como *cumulatus* no fundo da câmara magmática, num mecanismo típico de geração de rochas ultramáficas cumuláticas. Com o fracionamento, o líquido magmático tornou-se empobrecido principalmente nos elementos Mg, Ti e Fe. No entanto, a razão Fe:Mg do líquido aumentou progressivamente, refletindo diretamente na composição química da olivina, cristalizando os termos de *crysolita* no núcleo dos grãos, gradando para *hialosiderita* nas bordas.

Quimicamente, a composição dos piroxênios também indica cristalização num meio de relativo desequilíbrio magmático. Os zoneamentos observados nos cristais, principalmente no tocante às substituições tschermakíticas, podem ser explicados por mudanças físico-químicas, como da fO_2 e/ou da composição química do sistema magmático, promovida por diferentes aportes magmáticos que influenciariam diretamente a atividade da sílica. A cristalização da *kaersutita*, seguida de *biotita*, com ambos os minerais contendo na estrutura quantidades elevadas das "moléculas tschermakíticas", explica de maneira satisfatória o empobrecimento deste componente no piroxênio, à medida que este último torna-se mais enriquecido em Fe^{2+} . As baixas atividades da sílica no sistema magmático dessas rochas também inibem a cristalização da *ilmenita* primária, favorecendo a cristalização da *titanomagnetita*, rica no componente *ulvöespinélio*.

O plagioclásio representa o primeiro mineral félsico da seqüência de cristalização dessas rochas, cristalizando-se lado a lado com os piroxênios dos estágios mais evoluídos. No decorrer da cristalização do plagioclásio, o líquido magmático tornou-se progressivamente mais enriquecido em álcalis e empobrecido em cálcio, o que se traduz no quimismo mineral pelas variações nos conteúdos dos componentes moleculares Ab e An, com os cristais gradando de composição da *labradorita* no núcleo para *oligoclásio* nas bordas.

As rochas máficas menos insaturadas (olivina gabro) são compatíveis com magmas de um estágio mais precoce, representando provavelmente as primeiras variedades petrográficas a cristalizar. O caráter primitivo dessas rochas é constatado pelas concentrações mais elevadas de Mg nas olivinas, de Cr_{M1} e Mg_{M1+M2} nos piroxênios, de Mg na *titanomagnetita* e do componente *anortita* (An) no plagioclásio. Além disso, essas rochas também são marcadas pelas quantidades modais pequenas de *anfíbólio* e *biotita* (ao contrário das mais insaturadas) e pela ausência de *feldspatóides*. Adicionalmente, as estratificações com atitudes verticais sugerem que essas rochas representam fácies de borda de câmara magmática.

Por outro lado, o quimismo mineral das rochas ultramáficas revela que estas cristalizaram de magmas algo mais diferenciado do que aqueles do *olivina gabro*, o que se traduz pelos conteúdos relativamente mais altos de ferro nas olivinas, de componentes tschermakíticos nos piroxênios e de Na (Ab) nos plagioclásios, e mais baixos de sílica na *nefelina*.

As rochas ultramáficas podem ser subdivididas em dois grupos petrográficos distintos: o das rochas *adumuláticas* e o das *ortocumuláticas*. Essas diferenças texturais podem resultar tanto da geometria do corpo como também do campo de esforços regionais atuantes durante a cristalização do magma, os quais facilitariam de forma diferenciada a expulsão dos líquidos *intercumulus*. Nas rochas *adumuláticas*, os minerais destacam-se por apresentarem zoneamentos fracos. Nas *ortocumuláticas*,

os piroxênios exibem zoneamentos oscilatórios, com variações composicionais, principalmente nos teores de Cr_{M1} , sugerindo repetidos aportes de magma na câmara magmática durante a sua cristalização. Estes aportes seriam correlacionados com movimentações tectônicas da região, permitindo a transferência de magmas para os níveis crustais mais superficiais, alimentando os vulcões (Figura 68B).

O estágio magmático das rochas máfica-ultramáficas culminou com a cristalização da nefelina intersticial, englobando poiquiliticamente inclusive cristais eudrais de biotita. As temperaturas de cristalização estimadas situam-se acima ou próximo de 700°C . Nas rochas ultramáficas com venulações, as nefelinas têm composições de equilíbrio de temperaturas em torno de 500°C , sugerindo reequilíbrios químicos posteriores, possivelmente devido à atividade pós-magmática das venulações.

As atividades tardimagmática e pós-magmática modificaram de forma diferenciada a mineralogia presente nessas rochas. Tais atividades foram marcadas pela formação na titanomagnetita de lamelas de exsolução de espinélio e de "oxi-exsolução" de ilmenita. Esta última desenvolveu-se numa faixa de temperatura estimada entre 600 e 500°C para a maioria das rochas máficas e ultramáficas e de 450°C para os olivina gabro, com fugacidade de oxigênio aproximadamente igual ao *buffer* FMQ, salvo as ultramáficas com fugacidades bem abaixo do *buffer*. Outra feição textural, interpretada como resultado dessas atividades, são as lamelas finas de óxidos de Fe-Ti exsolvidas nos clinopiroxênios, com maior intensidade naqueles de olivina gabro. Essas texturas sugerem que tais minerais cristalizaram-se em sistemas inicialmente mais insaturados, reequilibrando-se em condições menos insaturadas, por conta da instabilidade da molécula do tipo tschermakita.

As atividades tardimagmática e pós-magmática foram também responsáveis por diversas modificações na paragénese dos minerais félsicos, tais como: cristalização da analcima; formação de estruturas antipertíticas no oligoclásio, estas praticamente só no teralito MTR 70b; formação de mesóstasis rica em feldspato alcalino, com maior intensidade no teralito MTR 04d. As venulações e os bolsões de minerais félsicos junto a algumas rochas ultramáficas poderiam também estar relacionadas a essas atividades. Neles ocorre uma assembléia mineral rica em feldspato potássico e sodalita, além de opacos possuindo lamelas de exsolução, que indicaram reequilíbrio em temperaturas inferiores a 400°C .

Os nefelina monzossienitos caracterizam-se pela abundância dos minerais félsicos, sendo o máfico predominante o anfibólio, com inclusões reliquiares de piroxênio. Os minerais são marcados por um intenso zoneamento composicional entre o núcleo e a borda dos grãos. Nos minerais máficos, a principal substituição é ferro-magnesiana, sendo registradas também quantidades pequenas de Al_{T} e Ti nos núcleos dos anfibólios e nos relictos de piroxênio. Nas bordas dos anfibólios assim como nos cristais de piroxênios intersticiais, as composições apresentam concentrações mais elevadas de Fe^{3+} e Na. O pronunciado zoneamento pode ser uma consequência da cristalização seqüencial de plagioclásio e feldspato alcalino, alterando as condições físico-químicas do sistema. Portanto mineralogicamente essas rochas representam uma fração mais evoluída do magma que originou as rochas máficas e ultramáficas, por processos de diferenciação *in situ* (Figura 68C), conforme evidenciado pela continuidade do quimismo das diferentes fases minerais entre estes tipos litológicos. A distribuição de blocos de rochas máficas nas vizinhanças dos afloramentos das rochas monzossieníticas corroboram com essa hipótese.

Após a formação dos corpos máficos, ultramáficos e possivelmente dos nefelina monzossienitos, com seus respectivos diferenciados em forma de diques (principalmente microteralitos e microessexitos), provavelmente sucedeu-lhes na evolução petrológica da ilha, a colocação da brecha magmática (Figura 68D). Não obstante a proximidade geográfica, a total ausência de fragmentos de rochas sieníticas na brecha, concomitantemente à predominância de blocos de rochas máficas e ultramáficas, sugere que as rochas sieníticas são posteriores à seqüência. Ressalte-se que a ausência de fragmentos de rochas sieníticas na brecha não deve ser considerada como um fator conclusivo em relação à história petrológica da ilha. Pode ser um reflexo do formato dos corpos em questão e da sua área limitada de exposição.

A evolução petrológica da associação alcalina da ilha prosseguiu-se com a intrusão de um *stock* sienítico (Figura 68E). Os volumes de rochas sieníticas de grande porte, como os da Ilha Monte de Trigo e ilhas vizinhas, bem como os das inúmeras ocorrências descritas pelo planeta, são frequentemente interpretados como o produto residual da cristalização fracionada de magmas primitivos em câmaras magmáticas profundas (Sørensen, 1986; Eby *et al.*, 1998; Morogan *et al.*, 2000). Contudo, em alguns casos, não se pode descartar a hipótese de que esses magmas sieníticos seriam resultado de fracionamento direto na litosfera (Eby *et al.*, 1998).

As rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo deve representar o produto do fracionamento de câmaras magmáticas mais profundas, e provavelmente não representam uma fração evoluída do nefelina monzossienito. Esta última hipótese encontra seu respaldo no quimismo dos minerais do nefelina monzossienito, que são marcados por zoneamentos composicionais extremos, com as bordas dos grãos possuindo composições mais evoluídas do que as dos minerais das rochas sieníticas. Além disso, seria de se esperar um volume de magma máfico muito grande que resultasse, por diferenciação, em nefelina monzossienito e posteriormente em sienito, como, por exemplo, aqueles estimados para magmas basaníticos nas ocorrências de Fortaleza, Piratini e Tunas (Morbidelli *et al.*, 1995).

Na Ilha Monte de Trigo, as rochas sieníticas são representadas por variedades petrográficas que se dispõem geologicamente segundo uma estrutura zonada quanto à saturação em sílica. As rochas com granulação mais grossa e quantidades modais pequenas de nefelina situam-se nas bordas da estrutura, gradando para variedades inequigranulares mais finas e mais ricas em nefelina rumo ao centro.

As características petrológicas das várias unidades petrográficas sugerem uma seqüência magmática que evolui a partir das rochas sieníticas com nefelina da borda do corpo para as rochas nefelina sieníticas mais insaturadas da porção central (Figura 68F). Para o sistema residual quartzo-nefelina-kalsilita a 1 kbar, os dados modais das rochas estudadas permitem supor que magmas de composição próxima à da barreira termal teriam gerado inicialmente os sienitos com nefelina, evoluindo por cristalização fracionada para líquidos residuais de composições mais insaturadas em sílica, como os nefelina sienitos I no centro do corpo.

Figura 68 (continuação) - Seções esquemáticas ilustrando a evolução geológica da associação de rochas alcalinas da Ilha Monte de Trigo. A profundidade das câmaras magmáticas não segue escala, com profundidades estimadas de aproximadamente 4 km. Ilustrações baseadas em Best (1982), Drecker & Drecker (1997), Hall (1996), Irvine *et al.* (1998) e Parson & Becker (1987).

A história evolutiva dessas rochas pode ser reconstituída por meio das características petrográficas que se seguem. A granulometria do feldspato é variável de equigranular média a grossa nas bordas do corpo a inequigranular média a fina junto às regiões centrais; nestas, o mineral teria cristalizado em regime de resfriamento mais rápido, no final da seqüência intrusiva. A variação na quantidade modal de feldspatóides, tanto nefelina como analcima, aumenta nas rochas do centro do corpo. Os minerais máficos (piroxênio, anfibólio e biotita) exibem variações composicionais segundo uma linha evolutiva que se inicia, na ordem de cristalização, nos termos magnesianos mais primitivos dos sienitos com nefelina até os mais ferruginosos e finais desta seqüência dos nefelina sienitos I. Essas variações se traduzem pela substituição do tipo Fe-Mg, com os núcleos dos grãos sendo mais ricos em Mg e as bordas em Fe^{2+} . As variações da provável composição original dos feldspatos ígneos mostram uma evolução no sentido do eutético do sistema Ab-Or, com os termos mais sódicos aparecendo nas rochas do centro do corpo e os mais potássicos nas das bordas. As composições das nefelinas dos nefelina sienitos I, no centro do corpo, são compatíveis com equilíbrios em temperaturas de 600°C, enquanto as das de outras variedades de rochas, em torno de 700°C.

As atividades tardimagmática e pós-magmática foram marcadas pela coprecipitação de analcima e albita, estáveis sob temperatura entre 600 e 300°C; pela "oxi-exsolução" de ilmenita na titanomagnetita, em temperaturas entre 500 e 400°C; bem como pela formação de pertitas deutéricas, provavelmente em temperaturas inferiores a 450°C (Brown & Parsons, 1994).

Com base nos resultados até aqui coligidos, da geologia, da petrografia e da química mineral, as variações faciológicas das rochas sieníticas são interpretadas principalmente como o resultado de processos desenvolvidos por cristalização fracionada durante a intrusão e resfriamento de um magma de caráter félsico e pelas atividades tardimagmática e pós-magmática de baixa temperatura. No entanto, o modelo petrogenético desenvolvido para rochas alcalinas em geral contempla também outros processos responsáveis pela "litodiversidade" registrada em ocorrências congêneres, como, por exemplo, *assimilação* e *mistura de magmas*. A assimilação de rochas encaixantes (reações nos contatos entre magmas intrusivos e paredes de rochas encaixantes, incorporação de xenocristais e xenólitos) é um dos processos considerados de grande importância nos modelos atuais de evolução de magmas alcalinos (ex. Wilson *et al.*, 1995), conhecidos como AFC (Assimilação e Cristalização Fracionada). Não obstante a sua relevância, esse processo não pôde ser avaliado no presente estudo pelo fato de não contar com informações geoquímicas de elementos maiores, menores e traços, incluindo as terras raras, e tampouco dos isótopos. Entretanto, os estudos de outras ocorrências desta mesma província alcalina demonstraram o papel da assimilação no processo evolutivo de diferenciação das rochas. Na Ilha dos Búzios, Alves (1996) estima a fusão de cerca de 10 a 30% de rocha granítica encaixante. Os dados isotópicos Sr/Sr determinados nas várias ocorrências da província (Morbideilli *et al.*, 1995; Brotzu, *et al.*, 1997; Brotzu *et al.*, 1992; Brotzu *et al.*, 1989; Bellieni *et al.*, 1990; Alves, 1996) sugerem para a maioria das rochas uma fonte mantélica com pouca contaminação crustal, tendo razões iniciais levemente mais altas nas variedades quartzosas.

A seqüência evolutiva da Ilha Monte de Trigo prosseguiu em níveis crustais mais rasos, com a colocação dos diques microssieníticos. É bem possível que esses diques representem frações dos estágios finais de cristalização do magma sienítico (Figura 68F), conforme sugerem as seguintes

evidências: os seus contatos são sinuosos com as encaixantes sieníticas; ocorrem em grande abundância cortando as variedades mais primitivas (sienito com nefelina), enquanto estão ausentes nas mais evoluídas, junto ao topo (nefelina sienito I). Por outro lado, os diques microssieníticos cortam as rochas máficas, apresentando feições tais como: reações na interface dique - rocha máfica encaixante, xenólitos corroídos com uma auréola de assimilação e textura em mosaico. Esta feições são indicativas de um forte contraste físico-químico entre o magma e as máficas encaixantes, principalmente na temperatura e composição química, provocando as reações químicas entre ambos e com os xenólitos transportados. É possível, também, que as diversas venulações registradas nas rochas máficas estejam relacionadas petrologicamente ao magmatismo sienítico.

Finalmente, as atividades culminaram com a última manifestação magmática registrada na sequência evolutiva das rochas da Ilha Monte de Trigo, originando as inúmeras intrusões subsuperficiais menores da suíte de diques denominada efusiva (Figura 68G). As relações geológicas e as informações petrográficas obtidas sugerem que esses diques devem representar diferentes graus de evolução de uma mesma sequência magmática, que evoluiu originando primeiramente os monchiquitos e camptonitos, mais primitivos, fracionando-se provavelmente em profundidade, até chegar aos termos mais evoluídos com os fonólitos, encerrando o magmatismo alcalino dessa ocorrência. Os diques alojaram-se em regime rúptil, traduzindo um ambiente tectônico de baixa temperatura e pequena profundidade.

O atual nível de exposição da associação alcalina da Ilha Monte de Trigo (Figura 68H) deve-se ao recuo erosivo da Serra do Mar, formada mais a leste na Falha de Santos e sincronicamente ao magmatismo alcalino, até a sua posição atual, expondo os corpos plutônicos formados durante o magmatismo mesozóico do litoral do Estado de São Paulo (Almeida e Carneiro, 1998).

8. BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI, A., CASTORINA, F., CENSI, P., COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C. B., 1999. Geochemical characteristics of Cretaceous carbonatites from Angola. *J. African Earth Sci.*, 29 (4): 735-759.
- ALMEIDA, F. F. M. de, & CARNEIRO, C. D. R., 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Rev. Bras. Geoc.*, 28 (2): 135-150.
- ALMEIDA, F. F. M. de, 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. *Rev. Bras. Geoc.*, 13:139-158.
- ALMEIDA, F. F. M. de, 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 16 (4): 325-349.
- ALMEIDA, F. F. M. de, 1991. O Alinhamento Magmático de Cabo Frio. *in*: 2 Simp. Geol. Sudeste, São Paulo, atas. 423-428.
- ALMEIDA, F. F. M. de, BRITO NEVES, B. B., & CARNEIRO, C. D. R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Sci. Rev.*, 50: 77-111.
- ALVES, F. R., 1996. Contribuição ao Conhecimento Geológico e Petroológico das Rochas Alcalinas da Ilha dos Búzios, SP. Tese de Doutorado, IGc-USP, 274pp.
- AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U. G., KAWASHITA, H. & REYNOLDS, J. H., 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31: 117-142.
- ASMUS, H. E. & GUAZELLI, W., 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental Brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes, hipótese sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos de potencial de recursos minerais. *In*: ASMUS, H.E. ed. Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial e recursos minerais; relatório final. Rio de Janeiro, Petrobrás/Cempes/Dintep. p.187-269. (Projeto REMAC).
- BARD, J. P., 1986. Microtextures of igneous and metamorphic rocks. Dordrecht, Boston. 264p.
- BECCALUVA, L., SIENA, F., COLTORTI, M., DIGRANDE, A., LOGIUDICE, A., MACCIOTTA, ., TASSINARI, R., VACCARO, C., 1998. Nephelinitic to tholeiitic magma generation in a transtensional tectonic setting: an integrated model for the Iblean volcanism, Sicily. *J. Petrol.*, 39 (9): 1547-1576.
- BÉDARD, J. H. J., FRANCIS, D. M., LUDDEN, J., 1988. Petrology and pyroxene chemistry of Monteregian dykes: the origin of concentric zoning and green cores in clinopyroxenes from alkali basalts and lamprophyres. *Can. J. Earth Sci.*, 25(12): 2041-2058.

- BELLIENI, G., MONTES LAUAR, C. R., DE MIN, A., PICCRILLO, E. M., CAVAZZINI, G., MELFI, A. J., PACCA, I. G., 1990. Early and late cretaceous magmatism from São Sebastião Island (SE - Brazil): Geochemistry and petrology. *Geochim. Brasil.*, 4 (1): 59-83.
- BEST, M. G., 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. W. H. Freeman and Company, New York, 630p.
- BROTZU, P., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., GARBARINO, C., GOMES, C. B., MACCIOTTA, G., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SÍGOLO, J. B., TRAVERSA, G., 1992. Petrology and geochemistry of the Passa Quatro alkaline complex (MG-SP-RJ), Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 4 (6): 237-252.
- BROTZU, P., BECCALUVA, L., CONTE, A., FONSECA, M., GARBARINO, C., GOMES, C. B., LEONG, R., MACCIOTTA, G., MANSUR, R. L., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SÍGOLO, J. B., TRAVERSA, G., VALENÇA, J. G., 1989. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 8. The syenitic intrusion of Morro Redondo, RJ. *Geochim. Brasil.*, 3(1): 63-80.
- BROTZU, P., GOMES, C. B., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., MORRA, V., RUBERTI, E., 1997. Petrogenesis of coexisting SiO_2 -undersaturated to SiO_2 -oversaturated felsic igneous rocks: The alkaline complex of Itatiaia, southeastern Brazil. *Lithos*, 40:133-156.
- BROWN, W. L., & PARSON, I., 1994. Feldspar in Igneous Rocks. *In: PARSON, I. (ed.), Feldspar and Their Reactions*, NATO ASI Series, Kluwer Academic Publishers, London, 449-499.
- BROWN, W. L. & PARSON, I., 1988. Zoned ternary feldspars in the Kokkelen intrusion: exsolution microtextures and mechanisms. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 444-454.
- BROWN, W. L., 1993. Fractional crystallization and zoning in igneous feldspars: ideal water-buffered liquid fractionation lines and feldspar zoning paths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113: 115-125.
- BROWN, W. L.; LEE, M. R.; WALDRON, K. A.; PARSONS, I.; 1997. Strain-driven disordering of low microcline to low sanidine during partial phase separation in microperthites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 127 (3): 305-313.
- CARDOSO, E. S., 1996. Vitoreiros e Monteiros: Ilheus do Litoral Norte Paulista, Dissertação de Mestrado. FFLCH – USP, 102p.
- CAWTHORN, R. G., & COLLERSON, K. D., 1974. The recalculation of pyroxene End Member Parameters and the Estimation of Ferrous and Ferric Iron Content from Electron Microprobe Analyses. *Am. Mineral.*, 59:1203-1208.
- CHANG, H. K., KOWSMANN, R. O., FIGUEIREDO, A. M. F., BENDER, A. A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System – an overview. *Tectonophysics*, 213:97-138.
- CHANG, H. K., KOWSMANN, R. O., FIGUEIREDO, A. M. F., 1990. Novos Conceitos sobre o Desenvolvimento das Bacias Marginais do Leste Brasileiro. *In: De Raja Gabaglia, G. P., e Miliani, E. J., (coords.) Origem e evolução de bacias sedimentares*. Petrobrás, p.269-289

- CIVETTA, L; DANTONIO, M; ORSI, G; TILTON, G. R., 1998. The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria island, Sicily channel: Petrogenesis and characteristics of the mantle source region. *J. Petrol.*, 39 (8): 1453-1491.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., CUNDARI, A., DE MIN, A., GOMES, C. B. & PICCIRILLO, E. M., 1996. Potassic Magmatism from Central-Eastern Paraguay: Petrogenesis and Geodynamic Inferences. *in: Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil. Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B., (eds.). pp. 207-222.*
- COMIN-CHIARAMONTI, P., CUNDARI, A., PICCIRILLO, E. M., GOMES, C. B., CASTORINA, F., CENSI, P., DE MIN, A., MARZOLI, A., SPEZIALE, S., VELÁZQUEZ, V. F., 1997. Potassic and Sodic Igneous Rocks from Eastern Paraguay: their Origin from the Lithospheric Mantle and Genetic Relationships with the Associated Paraná Flood Tholeiites. *J. Petrol.*, 38 (4): 495-528.
- COUTINHO, J. M. V. & ENS, H. H., 1992. Diques lamprofíricos e diferenciados carbonatíticos da região de São Sebastião e Itanhaém - SP (resultados preliminares). *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 37, São Paulo, 1992. *Bol. Resumos Expandidos. São Paulo, SBG, v.1. Simpósios*, p.512-513.
- COUTINHO, J. M. V. & MELCHER, G. C., 1973. Levantamento Geológico e Petrográfico da Ilha Monte de Trigo (litoral norte de São Paulo, Brasil). *Rev. Bras. Geoc.*, 3: 243-256.
- DECKART K., FERAUD G., MARQUES L. S., BERTRAND H., 1998. New time constraints on dyke swarms related to the Parana-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*; 80 (1-2): 67-83.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J., 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Second Edition. Longman Scientific & Technical*, 696p.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J., 1978. *Single-Chain silicates. Vol. 2a, Second edition. Longman, London*, 668p.
- DOBOSI, G., 1987. Chemistry of clinopyroxenes from the Lower Cretaceous alkaline volcanic rocks of the Mecsek Mountains, South Hungary. *N. Jb. Miner. Abh.*, 156 (3): 281-301.
- DOLFI, D., 1996. Preliminary results on the effect of oxygen fugacity on magmatic clinopyroxene and coexisting liquid compositions. *Per. Mineral.*, 65: 5-14.
- DOLLASE, W. A. & THOMAS, W. M., 1978. The Crystal Chemistry of Silica-rich, Alkali-Deficient Nepheline. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66 (3): 311-318.
- DORAIS, M. J., 1990. Compositional variations in pyroxenes and amphiboles of the Belknap Mountain complex, New Hampshire: Evidence for the origin of silica-saturated alkaline rocks. *Am. Mineral.*, 75: 1092-1105.
- DRECKER, R. & DRECKER, B., 1997. *Volcanoes - Academic version. Third Edition. W. H. Freeman & Company, New York*, 321p.
- DREHER, A. M., 1979. *Texturas em rochas cumuláticas. Exame de qualificação IGc-USP*, 17p.

- DROOP, G. T. R., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineral. Mag.*, 51: 431-435.
- DUNWORTH, E. A. & WILSON, M., 1998. Olivine Melilites of the SW German Tertiary Volcanic Province: Mineralogy and Petrogenesis. *J. Petrol.*, 39 (10): 1805-1836.
- DYMEK, R. F., 1983. Titanium, aluminium and interlayer cation substitution in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Am. Mineral.*, 68 (9-10): 880-899.
- EBY, G. N., WOOLLEY, A. R., DIN, V., PLATT, G., 1998. Geochemistry and Petrogenesis of Nepheline Syenites: Kasungu–Chipala, Ilomba, and Ulindi Nepheline Syenite Intrusions, North Nyasa Alkaline Province, Malawi. *J. Petrol.*, 39 (8): 1405-1424.
- EDGAR, A. D., 1987. The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies. *in: FITTON, J. G. & UPTON, B. G. J (eds.). Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publication nº 30. Blackwell Scientific Publications. pp. 29-52.*
- FREITAS, R. O. de, 1947. Geologia e petrologia da Ilha de São Sebastião. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Let. USP*, 85 (3): 1-244.
- FROST, B. R., 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. *In: Lindsley (Ed.), Reviews in Mineralogy*, 25: 1-9.
- FROST, B. R., LINDSLEY, D. H., ANDERSEN D. J., 1988. Fe-Ti oxide - silicate equilibria: Assemblages with fayalitic olivine. *Am. Mineral.*, 73: 727-740.
- GARDA, G., 1995. Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo. Tese de Doutorado. IGc-USP, 156p.
- GARDA, G., SCHORSCHER, J. H. D.; ESPERANÇA, S. & CARLSON, R. W., 1995. The Petrology and Geochemistry of Coastal Dikes from São Paulo State, Brazil: Implication for Variable Litospheric Contributions to Alkaline Magmas from the Western Margins of the South Atlantic. *An. Acad. Bras. Ci.*, 67: 191-216.
- GHIORSO, M. S. & SACK, R. O., 1991. Fe - Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108 (4): 485-510.
- GIBSON, S. A., THOMPSON, R. N., LEONARDOS, O. H., DICKIN, A. P., MITCHELL, J. G., 1995. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume. Evidence from Large-Volume Mafic, Potassic Magmatism in SE, Brazil. *J. Petrol.*, 36: 189-230.
- GOMES, C. B., 1984. Microsonda Eletrônica: Princípios e Aplicações na Geologia. *in: Gomes (coord) Técnicas Analíticas Instrumentais Aplicadas à Geologia. cap. 5, p.160-218.*
- GOMES, C.B., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., COMIN-CHIARAMONTI, P., 1996. Comparative Aspects Between Post-Paleozoic Alkaline Rocks from the Western and Eastern Margins of the Paraná

- Basin. *in*: Alkaline Magmatism in Central-Eastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil. Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B., (eds.). 249-274.
- HAGGERTY, S. E., 1991. Oxide Textures - A Mini Atlas. *in*: Lindsley (Ed.), Reviews in Mineralogy, 25: 129-219.
- HALL, A., 1996. Igneous Petrology Second Edition. Longman Group Limited, 551p.
- HAMILTON, D. L. & MACKENZIE, W. S., 1960. Nepheline solid solution in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 . *J. Petrol.*, 1:56-72.
- HAMILTON, D. L., 1961. Nephelines as crystallization temperature indicators. *J. Geol.*, 69:321-329
- HENNIES, W. T. & HASUI, Y., 1977. Contribuição ao reconhecimento da geologia da Ilha de São Sebastião. I Simpósio de Geologia Regional, São Paulo, Atas, p.199-209.
- INPE - INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS, 1990. Carta Imagem do Litoral norte de São Paulo e Paraty/RJ. Salles Editora e MKM Associados Editores de Guias.
- IPT - PRÓ MINÉRIO, 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo - 1:500.000.
- IRVINE, T. N., ANDERSEN, J. C. Ø., BROOKS, C. K., 1998. Included blocks (and blocks within blocks) in the Skaergaard intrusion: Geologic relations and the origins of rhythmic modally graded layers. *GSA Bull.*, 110 (11): 1398-1447.
- KARLSSON, H. R. & CLAYTON, R. N., 1991. Analcime phenocrysts in igneous rocks; primary or secondary?. *Am. Mineral.*, 76 (1-2): 189-199.
- KIM, K. T. & BURLEY, B. J., 1980. A further study of analcime solid solutions in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - H_2O , with particular note of an analcime phase transformation. *Mineral. Mag.*, 43: 1035-1045.
- KLEIN, V. C., 1992. Vulcão Alcalino de Nova Iguaçu (Estado do Rio de Janeiro): controle estrutural e processo de erupção. Tese de Doutorado UFRJ. 107p.
- KUMAR, S., 1996. Chemistry of clinopyroxenes from subalkaline and alkaline rocks of Phenai Mata Igneous Complex, Baroda District, Gujarat, Western India. *J. Geol. Soc. India*, 48 (5): 547-558.
- LE MAITRE, R. W. (Ed), 1989. A Classification of Igneous Rock and Glossary of Terms. IUGS-Subc. Syst. Igneous Rock. Blackwell Scient. Pub., Oxford, 193pp.
- LEAKE, B. E. (Chairman), 1997. Nomenclature of amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Minerals Names. *Eur. J. Mineral.*, 9: 623-651.
- LEE, M. R.; WALDRON, K. A.; PARSONS, I.; BROWN, W. L.; 1997. Feldspar-fluid interactions in braid microperthites; pleated rims and vein microperthites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 127 (3): 291-304.

- LIMA, G. A., & SCHORSCHER, H. D., 1999. Complexo gábrico estratiforme da Ponta da Pacuíba - Ilha de São Sebastião - São Paulo. VI Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro. Boletim de Resumos, p.65.
- LUHR, J. F. & KYSER, T. K., 1989. Primary igneous analcime; the Colima minettes. *Am. Mineral.*, 74 (1-2): 216-223.
- MACEDO, J. M., 1990. Evolução Tectônica da Bacia de Santos e Áreas Continentais Adjacentes. *In: De Raja Gabaglia, G. P., e Miliani, E. J., (coords.) Origem e evolução de bacias sedimentares. Petrobrás.* 361-374.
- MACEDO, J. M., BACOCOLI, G., GAMBOA, L. A. P., 1991. O tectonismo meso-cenozóico da região sudeste. *in: 2 Simp. Geol. Sudeste, São Paulo, atas.* 429-437.
- MACKENZIE, W. S., DONALDSON, C. H., GUILFORD, C., 1993. Atlas of igneous rocks and their textures. Longman Scientific & Tecnical, 148p.
- MILNER, S. C., LE ROEX, A. P., O'CONNOR, J. M., 1995. Age of Mesozoic igneous rocks in northwestern Namibia, and their relationship to continental breakup. *J. Geol. Soc. London*, 152:97-104.
- MORBIDELLI, L., GOMES, C. B., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A. M., RUBERTI, E., TRAVERSA, G., 1995. Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alkaline-carbonatite associations from Brazil. *Earth Sci. Rev.*, 39: 135-168.
- MORBIDELLI, L., GOMES, C.B., BROTZU, P., D'ACQUARICA, S., GARBARINO, C., RUBERTI, E., TRAVERSA, G., 2000. The Paríquera Açú K-alkaline complex and southern Brazil lithospheric mantle source characteristics. *J. Asian Earth Sci.*, 18 (2): 129-150.
- MORIMOTO, N., 1990. Nomenclatura de piroxênios. Tradução do original em inglês "Nomenclature of pyroxenes" realizada com a permissão da IMA por GARDA, M. G. e ATENCIO, D. *Rev. Bras. Geoc.*, 20 (1-4): 318-328.
- MOROGAN, V., UPTON, B. G. J., FITTON, J. G., 2000. The petrology of the Ditrau alkaline complex, Eastern Carpathians. *Min. Petrol.*, 69: 227-265.
- MORSE, S. A., 1970. Alkali feldspars with water at 5 Kb pressure. *J. Petrol.*, 11: 221-251.
- MOTOKI, A., 1986. Geologia e Petrologia do Maciço Alcalino da Ilha de Vitória, SP. Tese de Doutorado, IGc - USP, 245pp.
- MYERS, J. S., 1976. Channel deposits of peridotite, gabbro and chromitite from turbidity currents in the stratiform Fiskenaesset anorthosite complex, Southwest Greenland. *Lithos*, 9 (4): 281-291.
- NIMIS, P., 1999. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, toleitic and mildly alkaline systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135: 62-74.
- NIMIS, P., 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 121: 115-125.

- NIMIS, P., & ULMER, P., 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1. An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic to ultrabasic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 133: 314-327.
- O'CONNOR, J. M. & DUNCAN, R. A., 1990. Evolution of the Walvis Ridge - Rio Grande Rise hot spot system: implication for African and South American plate motions over plumes. *J. Geophys. Res.*, 95: 17475-17502.
- PARSONS, I. & BECKER, S. 1987. Layering, Compaction and Post-Magmatic Processes in the Klokken Intrusion. In: Parsons, I. (ed), *Origins of Igneous Layering*, D. Reidel Publishing Company, 29-92.
- PARSONS, I. & BROWN, W. L., 1990. Mechanisms and Kinetics of Exsolution - Structural Control of Diffusion and Phase Behavior in Alkali Feldspars Alkali Feldspar. *in*: GANGULY, J. (ed.) *Diffusion, Atomic Ordering, and Mass Transport. Advances in Physical Geochemistry*, Springer-Verlag. Vol. 8, Chapter 10, 304-344.
- PECHAR, F., 1990. Conditions of the hydrothermal analcime stability at 10 MPa. *Acta Universitatis Carolinae - Geologica*, 2: 165-179.
- PIRAJNO, F., 1994. Mineral resources of anorogenic alkaline complexes in Namibia: a review. *Australian J. Earth Sci.*, 41 (2): 157-168.
- POWELL, M. & POWELL, R., 1977. A nepheline-alkali feldspar geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 193-204.
- RAPOSO, M. I. B., ERNESTO, M. & RENNE, P. R., 1998. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108 (4): 275-290.
- RENNE P. R., DECKART K., ERNESTO M., FERAUD G., PICCIRILLO E. M., 1996. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Parana flood volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144 (1-2): 199-211.
- RENNE P.R., ERNESTO M., PACCA I. G., COE R. S., GLEN J. M., PREVOT. M., PERRIN M., 1992. The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 258: 975-979.
- RICCOMINI, C., 1995. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares Pós-Gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. Tese apresentada para obtenção do título de Livre Docente. IGc-USP, 100p.
- RICCOMINI, C., MELO, M.S. de, CARNEIRO, C.D.R., ALMEIDA, F.F.M. de, MIOTO, J.A., HASUI, Y., 1983. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: *Simp. Reg. Geol.*, 4, São Paulo, 1983. Resumos. São Paulo, SBG, p. 23-24.

- RICKWOOD, P. C., 1990. The anatomy of a dyke and the determination of propagation and magma flow directions. *in*: Parker, Rickwood & Tucker (eds). *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*. Balkema, Rotterdam. p. 81-100.
- RIEDER, M. (chairman), 1999. Nomenclature of the micas. *Mineral. Mag.*, 63 (2): 267-279.
- ROCK, N. M. S., 1991. *Lamprophyres*. Blackie/Van Nostand Reinhold, 285p.
- ROCK, N. M. S., GWALANI, L. G., GRIFFIN, B. J., 1994. Alkaline rocks and carbonatites of Amba Dongar and adjacent areas, Deccan Alkaline Province, Gujarat, India. 2. Complexly zoned clinopyroxene phenocrysts. *Min. Petrol.* 51: 113-135.
- ROEDER, P. L. & EMSLIE, R. F., 1970. Olivine-Liquid Equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29 (4): 275-289.
- RODRIGUES, F.B.H., KLEIN, V.C., CUNHA, F.L.S., 1982. Novas descobertas de rochas alcalinas na bacia de São José, Itaboraí, Rio de Janeiro. *In*: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1982. *Anais. Rio de Janeiro, SBG*, V.11:4335-4339.
- ROLLINSON, H. R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical. 351p
- ROUX, J. & HAMILTON, D., 1976. Primary igneous analcite; an experimental study. *J. Petrol.*, 17 (2): 244-257.
- SADOWSKI, G. R. & DIAS NETO, C. de M., 1981. O lineamento simotectônico de Cabo Frio. *Rev. Bras. Geoc.*, 11: 209-212.
- SCHUMACHER, J. C., 1997. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *in*: Leake, B. E. (Chairman), 1997. Nomenclature of amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Minerals Names, Appendix 2. *Eur. J. Mineral.*, 9: 643-651.
- SEWARD, T.M., 1971. The distribution of transitional elements in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-NaSi}_2\text{O}_5\text{-H}_2\text{O}$ at 1000 bar pressure. *Chem. Geol.*, 7(2):73-95.
- SMITH, J. V. & BROWN, W. L., 1988. *Feldspar Minerals*, V1. Springer-Verlag, 828p.
- SONOKI, I. K. & GARDA, G. M., 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Bol. IG-USP*, 19: 63-85.
- SØRENSEN, H., 1986. The Alkaline Rocks - A Review. *Fortschr. Miner.*, 64 (1): 63-86.
- STEWART, K., TURNER, S., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C., KIRSTEIN, L., MANTOVANI, M., 1996a. 3-D, ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Parana continental flood basalt province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143 (1-4): 95-109.

- STEWART, R. B., PRICE, R. C., SMITH, I. E. M., 1996b. Evolution of High-K Arc Magma, Egmont Volcano, Taranaki, New Zealand: Evidence from Mineral Chemistry. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 74 (3-4): 275-295.
- THY, P., 1991. High and Low Pressure Phase Equilibria of a Mildly Alkaline Lava from the 1965 Surtsey Eruption: Experimental Results. *Lithos*, 26: 223-243.
- THOMPSON, R. N., GIBSON, S. A., MITCHELL, J. G., DICKIN, A. P., LEONARDOS, O. H., BROD, J. A., GREENWOOD, J. C., 1998. Migrating Cretaceous-Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brasil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? *J. Petrol.*, 39 (8): 1493-1526.
- TILLEY, C. E., 1954. Nepheline-Alkali Feldspar Parageneses. *Am. J. Sci.*, 252 (2): 65-75.
- TRÖGER, W. E., 1979. Optical determination of rock-forming minerals. E. Schweizerbart'scheverlagsbuchhandlung, 188p.
- TURNER, S., REGELOUS, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C., MANTOVANI, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121: 333-348.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74: 153p.
- ULBRICH, H. H. G. J. & GOMES, C. B., 1981. Alkaline Rocks From Brazil. *Earth Sci. Rev.*, 17:135-154.
- ULBRICH, H. H. G. J., 1996. O manto terrestre. Regime dinâmico e térmico e influência sobre a crosta oceânica e continental. Apostila IGc-USP. 84p.
- ULBRICH, M. N. C., 1983. Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Tese de Doutorado, IGc-USP. 369p.
- VALENTE, S. C., 1997. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. Department of Geology, School of Geosciences. Tese de Doutorado, The Queen's University of Belfast, 297p.
- VALENTE, S. C., ELLAM, R., MEIGHAN, I., FALLICK, A., 1998. Petrogênese dos diques alcalinos do Rio de Janeiro e a natureza dos processos mantélicos no Cretáceo Superior sob a Serra do Mar, RJ. *Anais do XL Cong. Bras. Geol.* Belo Horizonte. 486.
- VIRAMONTE, J. G., KAY, S. M., BECCHIO, R., ESCAYOLA, M., NOVITSKI, I., 1999. Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *J. South Am. Earth Sci.*, 12 (2): 109-121.
- WAGER, L. R. & BROWN, G. M., 1968. Layered igneous rocks. San Francisco, W. H. Freeman. 588 p.
- WILKINSON, J. F. G., & HENSEL, H. D., 1994. Nepheline and analcimes in some alkaline igneous rocks *Contrib. Mineral. Petrol.*, 118 (1): 79-91.

- WILLIAMS, H., TURNER, F. J., GILBERT, C. M., 1982. Petrography – An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections. Second Edition. W. H. Freeman and Company. New York. 626p.
- WILSON, M., 1992. Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity? *In* Storey, B.C., Alabaster, T. & Pankhurst, R.J. (eds). Magmatism and the Causes of Continental Break-up, Geol. Soc. Spec. Publ., 68: 241-255.
- WILSON, M., DOWNES, H. & CEBRIÁ, J.M., 1995. Constrasting Fractionation Trends in Coexisting Continental Alkaline Magma Series; Cantal, Massif Central, France. *J. Petrol.*, 36 (6): 1729-1753.
- WOLLEY, A. R., BERGMAN, S. C., EDGAR, A. D., LE BAS, M. J., MITCHELL, R. H., ROCK, N. M. S. & SCOTT SMITH, B. H. 1996. Classification of Lamprophyres, Lamproites, Kimberlites, and the Kalsilitic, Melilitic, and Leucitic Rocks. *Can. Mineral.*, 34: 175-186.

TABELA 04 - Composição química, em porcentagem de peso, de olivinas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Grão/Análise Localização	mt02b 1/01 b	mt02b 1/02 n	mt02b 2/03 n	mt02b 2/04 b	mt02b 2/05 b	mt02b 3/06 b	mt02b 4/07 b	mt02b 4/08 n	mt02b 5/10 b	mt02b 5/11 n	mt24a 6/12 b	mt24a 6/13 n	mt24a 7/14 n	mt24a 8/15 b	mt24a 9/16 b	mt24a 9/17 n	mt19a 10/18 n	mt19a 11/19 n	mt19a 12/20 b	mt19a 12/21 n
SiO ₂	36,85	36,98	37,97	37,35	37,45	36,45	37,36	37,01	36,55	36,58	37,12	37,02	37,76	37,34	37,35	37,38	36,38	35,92	36,16	35,82
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,11	0,07	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,18	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,04	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
FeO	31,17	29,28	23,76	27,34	27,07	29,97	27,93	27,69	30,84	30,50	28,84	28,16	27,19	27,73	28,16	27,49	32,43	32,62	33,36	32,54
MnO	0,79	0,62	0,37	0,48	0,55	0,59	0,52	0,52	0,66	0,64	0,83	0,76	0,79	0,79	0,68	0,73	0,84	0,99	0,91	0,98
MgO	32,90	34,11	38,97	36,01	35,66	32,61	35,14	35,53	31,87	32,99	34,37	34,05	35,50	35,52	35,13	35,03	30,92	29,98	29,76	29,62
CaO	0,08	0,05	0,07	0,06	0,08	0,06	0,09	0,08	0,10	0,10	0,11	0,10	0,12	0,13	0,12	0,10	0,15	0,21	0,14	0,22
NiO	0,06	0,09	0,21	0,09	0,10	0,06	0,07	0,11	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	0,10	0,03	0,05	0,03	0,05	0,04	0,07
Total	101,85	101,15	101,36	101,45	100,99	99,79	101,14	101,01	100,12	100,90	101,35	100,33	101,51	101,61	101,51	100,79	100,82	99,86	100,42	99,27
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênicos																				
Si	0,985	0,986	0,983	0,983	0,989	0,990	0,989	0,981	0,993	0,985	0,986	0,991	0,993	0,985	0,987	0,992	0,980	0,990	0,993	0,984
Al	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,006	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
Ti	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,697	0,653	0,515	0,602	0,598	0,681	0,618	0,614	0,701	0,686	0,641	0,630	0,598	0,611	0,622	0,610	0,738	0,752	0,766	0,755
Mn	0,018	0,014	0,008	0,011	0,012	0,014	0,012	0,012	0,015	0,015	0,019	0,017	0,018	0,018	0,015	0,016	0,019	0,023	0,021	0,023
Mg	1,311	1,356	1,504	1,413	1,404	1,320	1,387	1,404	1,291	1,324	1,362	1,358	1,391	1,396	1,384	1,386	1,255	1,232	1,219	1,225
Ca	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,004	0,006	0,004	0,007
Ni	0,001	0,002	0,004	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Total cations	3,014	3,013	3,017	3,015	3,009	3,009	3,010	3,016	3,005	3,015	3,013	3,006	3,005	3,016	3,013	3,008	3,009	3,006	3,005	3,006
Componentes Moleculares																				
Fe	0,65	0,67	0,74	0,70	0,70	0,66	0,69	0,70	0,65	0,66	0,68	0,68	0,70	0,70	0,69	0,69	0,63	0,62	0,61	0,62
Fa	0,35	0,33	0,26	0,30	0,30	0,34	0,31	0,30	0,35	0,34	0,32	0,32	0,30	0,30	0,31	0,31	0,37	0,38	0,39	0,38
Nomeclatura (Deer et al 1992)	basaltita	basaltita	chama	basaltita	basaltita	basaltita	basaltita	basaltita	basaltita	basaltita	basaltita	basaltita	basaltita	basaltita	basaltita	basaltita	basaltita	basaltita	basaltita	basaltita

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; inc, incluso.

TABELA 04 - Continuação.

Amostra	Grão/Análise	Localização	mir19a	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir05c	mir05c	mir05c	mir05c	mir05c	mir05c	mir05c	mir05c	mir20i	mir20i	mir20i	mir20i	mir20i	mir20i
			13/22	14/24	15/25	16/26	16/27	16/28	17/29	17/30	18/31	19/32	19/33	20/34	20/35	21/36	21/37	22/38	22/39	23/40	23/41	23/41	23/41
			n	b	inc bx	b	n	nb	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n
SiO ₂			35,91	35,66	35,67	36,45	39,80	38,50	36,22	35,93	37,08	37,14	37,57	37,11	37,47	37,61	37,64	38,11	38,31	38,12	37,98	37,98	
TiO ₂			0,11	0,01	0,04	0,01	0,00	0,03	0,03	0,05	0,01	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05	0,02	0,00	0,08	0,00		
Al ₂ O ₃			0,03	0,03	0,04	0,02	0,08	0,03	0,02	0,03	0,05	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02		
Cr ₂ O ₃			0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00		
FeO			33,82	36,17	35,35	32,02	16,75	25,38	33,11	35,50	27,33	28,65	26,34	28,25	27,06	28,08	28,01	25,09	24,60	24,26	24,67		
MnO			1,04	1,08	1,00	0,95	0,92	0,47	0,84	1,00	0,64	0,68	0,63	0,72	0,65	0,70	0,63	0,58	0,56	0,51	0,52		
MgO			29,33	28,30	28,73	31,44	44,35	37,73	29,80	28,68	35,44	34,38	36,42	34,85	35,93	34,95	35,76	37,89	38,15	38,67	38,39		
CaO			0,19	0,08	0,07	0,06	0,32	0,26	0,07	0,07	0,15	0,15	0,15	0,13	0,15	0,11	0,17	0,07	0,03	0,02	0,04		
NiO			0,03	0,02	0,03	0,07	0,18	0,12	0,06	0,07	0,04	0,08	0,07	0,08	0,09	0,10	0,10	0,00	0,00	0,02	0,01		
Total			100,47	101,35	100,73	101,06	101,74	102,56	100,16	101,32	100,74	101,15	101,24	101,16	101,39	101,59	102,38	101,79	101,71	101,71	101,63		
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigêneos																							
Si			0,990	0,985	0,989	0,987	0,992	0,991	0,996	0,989	0,984	0,988	0,987	0,985	0,986	0,992	0,985	0,988	0,991	0,985	0,984		
Al			0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000		
Ti			0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000		
Cr			0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Fe*			0,779	0,836	0,813	0,817	0,726	0,349	0,546	0,761	0,607	0,637	0,578	0,627	0,596	0,619	0,613	0,544	0,532	0,524	0,535		
Mn			0,024	0,025	0,023	0,022	0,005	0,010	0,019	0,023	0,014	0,015	0,014	0,016	0,015	0,016	0,014	0,013	0,012	0,011	0,011		
Mg			1,205	1,165	1,183	1,271	1,647	1,448	1,222	1,176	1,403	1,363	1,426	1,380	1,410	1,374	1,464	1,471	1,490	1,483			
Ca			0,006	0,002	0,002	0,003	0,008	0,007	0,002	0,002	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,005	0,002	0,001	0,001	0,001		
Ni			0,001	0,001	0,001	0,002	0,004	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000		
Total cátions			3,008	3,015	3,008	3,013	3,007	3,007	3,003	3,011	3,014	3,011	3,013	3,015	3,014	3,008	3,015	3,012	3,009	3,014	3,014		
Componentes Moleculares																							
Fe			0,61	0,58	0,59	0,64	0,83	0,73	0,62	0,59	0,70	0,68	0,71	0,69	0,70	0,69	0,69	0,73	0,73	0,74	0,73		
Ea			0,39	0,42	0,41	0,36	0,17	0,22	0,38	0,41	0,35	0,38	0,39	0,31	0,32	0,31	0,31	0,37	0,37	0,39	0,37		
Nomenclatura (Deer et al. 1982)																							
Si			silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	silicatos	
OBSERVAÇÕES: Fe _{total} calculado como Fe ²⁺ . Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; inc, incluso.																							

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; inc, incluso.

Amostra	Grão/Análise	Localização	mtr20i 24/42	mtr20i 24/43	n	mtr70b 26/46	n	mtr70b 26/47	b	mtr01g 27/48	n	mtr01g 27/49	b	mfr02c 28/50	n	mfr02c 28/51	b	mfr02c 29/52	n	mfr02c 29/53	b	mtr21b 30/54	n	mtr21b 30/55	b	mtr04i 31/56	b	mtr04i 31/57	n	mtr07d 32/58	n	mtr07d 32/59	b	mtr04b 33/60	n	mtr42a 34/61	n
SiO ₂	38,28	38,10	36,89	35,72	0,01	37,40	36,86	36,73	36,54	37,17	36,65	37,75	37,62	37,77	37,92	37,77	37,69	36,81	39,85	38,05	37,32	37,94															
TiO ₂	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03	0,04	0,04	0,05	0,01	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,07	0,00	0,01	0,04															
Al ₂ O ₃	0,03	0,05	0,05	0,03	0,05	0,04	0,03	0,07	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03															
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00															
FeO	24,08	24,31	28,35	36,01	30,21	30,36	30,21	30,09	30,09	27,15	29,22	24,73	26,01	27,16	28,32	33,84	33,35	19,44	27,51	30,74	28,86																
MnO	0,62	0,54	0,65	1,23	0,73	0,57	0,73	0,58	0,58	0,86	0,48	0,48	0,65	0,46	0,49	0,71	0,75	0,31	0,55	0,76	0,80																
MgO	38,25	38,52	34,90	27,60	37,44	32,45	35,47	33,65	37,80	36,81	35,10	35,24	36,81	35,10	35,24	29,96	30,39	42,60	35,53	32,37	34,32																
CaO	0,03	0,06	0,26	0,21	0,28	0,28	0,28	0,15	0,15	0,08	0,13	0,30	0,07	0,19	0,19	0,11	0,10	0,17	0,13	0,10	0,11																
NiO	0,03	0,03	0,05	0,05	0,09	0,07	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,13	0,07	0,04	0,04	0,09	0,10	0,18	0,11	0,09	0,07																
Total	101,32	101,63	101,17	100,84	101,25	100,83	101,15	101,04	100,72	100,65	101,28	101,30	101,30	102,13	101,49	101,58	101,45	102,65	101,92	101,45	102,18																
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios																																					
Si	0,992	0,996	0,981	0,982	0,979	0,982	0,984	0,980	0,980	0,986	0,984	0,984	0,986	0,991	1,001	0,997	0,997	0,995	0,996	0,998	0,997																
Al	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001																
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001																
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001																
Fe ²⁺	0,522	0,528	0,630	0,836	0,556	0,683	0,677	0,675	0,675	0,603	0,656	0,539	0,570	0,621	0,589	0,769	0,755	0,406	0,602	0,698	0,635																
Mn	0,014	0,012	0,015	0,029	0,012	0,017	0,013	0,013	0,013	0,016																											

TABELA 05 - Composição química, em porcentagem de peso, de piroxênios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	Grão/Análise		Localização		mir02b	mir02b	mir02b	mir02b	mir02b	mir02b	mir02b	mir02b	mir02b	mir02b	mir02b	mir02b	mir02b	mir02b	mir02b	mir19a	mir19a	mir19a
	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b
SiO ₂	49,64	46,39	52,18	46,01	47,18	51,55	46,20	49,64	48,52	49,20	45,32	47,49	48,81	47,64	48,93	47,03	50,53	47,00	44,59	48,14		
TiO ₂	1,18	2,88	0,29	2,99	3,08	0,51	3,14	1,56	2,29	1,48	3,33	2,49	1,99	1,98	1,43	2,93	0,95	2,54	2,69	1,36		
Al ₂ O ₃	4,82	7,26	2,12	7,68	6,50	3,42	7,73	4,71	5,75	6,16	8,24	6,68	4,81	6,13	5,62	6,60	4,31	6,54	8,71	6,88		
Cr ₂ O ₃	0,09	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,21	0,76	0,06	0,21	0,28	0,00	0,40	0,00	0,19	0,00	0,19	0,42		
FeO	5,46	7,74	7,09	7,71	7,72	6,99	7,49	6,89	6,88	5,40	7,17	6,48	6,62	7,02	5,88	7,26	4,73	7,15	7,78	5,35		
MnO	0,13	0,17	0,15	0,16	0,13	0,18	0,14	0,11	0,15	0,11	0,10	0,15	0,14	0,13	0,11	0,15	0,10	0,19	0,14	0,10		
MgO	15,68	12,68	14,21	12,69	12,86	14,05	12,46	14,77	14,16	14,60	12,40	13,39	14,40	12,98	14,27	12,69	16,04	12,57	11,98	14,03		
CaO	22,61	22,84	23,99	22,78	22,66	23,20	23,00	22,11	22,79	22,80	23,36	23,50	22,79	23,28	23,13	22,77	22,67	22,68	23,08	22,99		
Na ₂ O	0,40	0,49	0,83	0,47	0,59	0,71	0,54	0,42	0,44	0,47	0,45	0,38	0,37	0,66	0,53	0,73	0,36	0,67	0,57	0,61		
K ₂ O	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01		
Total	100,00	100,45	100,90	100,51	100,74	100,61	100,73	100,28	101,18	100,99	100,44	100,77	100,22	99,83	100,30	100,17	100,89	99,33	99,72	99,88		
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																						
T	Si	1,816	1,717	1,906	1,702	1,742	1,889	1,706	1,825	1,774	1,791	1,678	1,746	1,800	1,766	1,785	1,743	1,834	1,756	1,662	1,768	
	Al ³⁺	0,184	0,283	0,091	0,298	0,258	0,111	0,294	0,175	0,226	0,209	0,322	0,254	0,200	0,234	0,205	0,257	0,166	0,244	0,338	0,232	
	Σ _T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
M1	Al	0,024	0,034	0,000	0,037	0,025	0,037	0,042	0,029	0,021	0,055	0,037	0,035	0,009	0,033	0,038	0,031	0,018	0,043	0,044	0,066	
	Ti	0,032	0,080	0,008	0,083	0,085	0,014	0,087	0,043	0,063	0,041	0,093	0,069	0,055	0,055	0,040	0,082	0,026	0,071	0,075	0,038	
	Fe ³⁺	0,120	0,123	0,137	0,127	0,103	0,096	0,115	0,087	0,104	0,083	0,129	0,098	0,138	0,114	0,101	0,115	0,087	0,106	0,178	0,121	
	Cr	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,006	0,002	0,002	0,006	0,008	0,000	0,012	0,000	0,034	0,000	0,006	0,012	
	Mg ²⁺	0,821	0,700	0,774	0,700	0,708	0,768	0,686	0,809	0,772	0,792	0,684	0,734	0,792	0,717	0,781	0,701	0,835	0,700	0,666	0,764	
	Fe ²⁺	0,000	0,064	0,076	0,053	0,078	0,085	0,070	0,029	0,035	0,007	0,055	0,055	0,038	0,057	0,017	0,072	0,000	0,031	0,000	0,000	
	Mn	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
	Σ _{M1}	1,000	1,001	1,000	1,001	0,999	1,000	1,001	0,999	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000	1,002	1,001	1,000	1,000	1,000	1,001	1,001	
M2	Mg ²⁺	0,034	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,000	0,000	0,005	0,005	
	Fe ³⁺	0,047	0,053	0,000	0,059	0,057	0,033	0,047	0,095	0,072	0,074	0,038	0,068	0,023	0,023	0,050	0,038	0,057	0,038	0,043	0,043	
	Mn	0,004	0,005	0,000	0,005	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,005	0,004	0,004	0,003	0,005	0,003	0,006	0,004	0,003	
	Ca	0,887	0,906	0,939	0,903	0,896	0,911	0,910	0,871	0,892	0,889	0,926	0,925	0,901	0,925	0,909	0,904	0,882	0,908	0,922	0,905	
	Na	0,028	0,035	0,059	0,033	0,042	0,051	0,039	0,030	0,031	0,033	0,033	0,027	0,026	0,047	0,037	0,052	0,026	0,048	0,041	0,043	
	K	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	
	Σ _{M2}	1,000	0,999	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	0,999	1,000	1,000	0,999	1,000	0,999	0,999	1,001	1,001	1,000	0,999	
Total cátions		4,000	4,000	4,000	4,001	3,999	4,000	4,001	3,999	4,000	3,999	4,000	4,000	3,999	4,000	4,001	4,000	4,001	4,000	4,000	4,000	
Componentes moleculares																						
Jd		1,310	1,918	0,000	1,926	1,405	1,984	2,220	1,585	1,159	1,842	1,877	1,510	0,491	1,891	2,100	1,738	0,980	2,440	2,433	2,464	
Ae		0,256	0,095	3,253	0,000	0,992	0,763	0,000	0,058	0,564	0,000	0,000	0,000	0,954	0,836	0,000	1,245	0,415	0,314	0,000	0,000	
Es		6,504	6,891	4,188	7,307	4,831	4,450	6,591	4,814	5,528	5,842	7,565	6,035	4,876	6,952	6,973	5,259	6,188	5,691	10,850	7,547	
CaTts		1,788	4,566	0,437	4,756	4,795	0,762	4,984	2,345	3,499	2,262	3,340	3,857	3,022	3,115	2,206	4,620	1,422	4,024	4,456	2,132	
CaTs		0,000	0,000	0,000	0,172	0,000	0,000	0,183	0,000	0,000	1,227	0,257	0,447	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,156	1,290	
Wo		40,499	40,084	46,149	39,418	40,679	44,093	40,301	40,504	40,178	40,203	41,534	41,454	42,184	41,475	40,512	41,257	40,512	41,478	38,977	40,436	
En		47,073	39,796	41,838	40,044	39,720	41,559	39,185	44,114	42,825	44,121	39,420	41,137	43,390	40,517	43,507	39,656	47,381	39,465	39,329	43,660	
Fs		2,570	6,650	4,134	6,377	7,578	6,389	6,659	6,782	5,921	4,529	5,336	5,479	5,812	4,505	3,731	6,225	3,104	6,588	3,799	2,470	
Nomenclatura (Morimoto, 1988)																						
	Dopado	substituído	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	
	Dopado	substituído	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	com Fe ²⁺	
	Dopado	substituído	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	com Ca	
	Dopado	substituído	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	com Na	
	Dopado	substituído	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	com K	

OBSERVAÇÕES: Fe³⁺/Fe²⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; lam, presença de lamelas de opacos.

TABELA 05 - Continuação.

Amostra		Grão/Análise		Localização		mtr19a		mtr19a		mtr19a		mtr19a		mtr19a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		mtr24a		m	
---------	--	--------------	--	-------------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	--------	--	---	--

OBSEVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; lam, presença de lamelas de opacos.

TABELA 05 - Continuação.

Amostra	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d
Grão/Análise	15/41	15/42	16/43	16/44	16/45	17/46	17/47	17/48	17/49	18/50	18/51	18/52	18/53	18/54	18/55	18/56	19/57	19/58	19/59	20/60
Localização	nb	n	b	nb	n	b	nb	n	nb	b	b	b	nb	nb	nb lam	n	b	n	nb	n
SiO ₂	49,30	48,08	48,34	47,13	48,08	48,27	49,07	51,64	51,34	49,44	48,09	44,12	43,75	42,64	41,49	46,13	50,99	49,44	49,84	49,81
TiO ₂	1,58	2,32	2,38	2,76	2,20	2,32	2,18	0,88	0,90	1,60	2,20	3,41	3,84	4,31	3,87	2,58	0,66	1,46	1,60	1,13
Al ₂ O ₃	5,27	5,80	5,23	6,00	6,29	5,59	4,96	3,35	3,23	4,46	5,76	9,87	10,30	11,42	10,51	7,52	2,46	4,51	4,17	4,94
Cr ₂ O ₃	0,23	0,19	0,01	0,11	0,17	0,00	0,00	0,51	0,54	0,01	0,03	0,02	0,07	0,01	0,06	0,45	0,00	0,00	0,00	0,38
FeO	5,68	6,31	7,32	8,18	6,51	7,56	7,42	3,77	3,74	8,32	8,15	7,34	7,20	7,41	10,19	6,19	9,31	8,35	8,15	4,39
MnO	0,05	0,12	0,19	0,17	0,13	0,15	0,19	0,03	0,07	0,24	0,24	0,13	0,09	0,12	0,14	0,12	0,30	0,24	0,24	0,11
MgO	14,84	14,15	13,74	13,44	14,19	13,81	13,81	16,76	17,13	12,52	12,09	11,47	11,22	10,84	11,66	13,05	12,80	12,65	12,71	15,56
CaO	23,01	22,82	22,51	22,43	22,72	22,60	22,53	23,49	23,20	22,95	22,75	23,27	23,47	23,13	22,13	23,70	22,76	22,70	22,81	23,54
Na ₂ O	0,37	0,45	0,62	0,45	0,43	0,55	0,59	0,30	0,26	0,78	0,83	0,59	0,52	0,59	0,42	0,45	0,71	0,78	0,74	0,29
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01
Total	100,33	100,23	100,34	100,68	100,73	100,87	100,76	100,74	100,43	100,31	100,14	100,21	100,45	100,47	100,46	100,19	100,01	100,12	100,25	100,15
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																				
T	Si	1,806	1,771	1,784	1,741	1,762	1,772	1,804	1,868	1,861	1,834	1,788	1,638	1,623	1,583	1,546	1,704	1,901	1,836	1,850
	Al	0,194	0,229	0,216	0,259	0,238	0,228	0,196	0,132	0,138	0,166	0,212	0,362	0,377	0,417	0,454	0,296	0,099	0,164	0,150
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
M1	Al	0,034	0,023	0,011	0,002	0,033	0,014	0,019	0,011	0,000	0,029	0,040	0,070	0,083	0,007	0,031	0,009	0,033	0,032	0,032
	Ti	0,044	0,064	0,066	0,077	0,061	0,064	0,060	0,024	0,025	0,045	0,062	0,095	0,107	0,120	0,109	0,072	0,018	0,041	0,045
	Fe ³⁺	0,091	0,104	0,116	0,133	0,109	0,124	0,098	0,080	0,093	0,104	0,106	0,142	0,123	0,134	0,258	0,140	0,106	0,082	0,097
	Cr	0,007	0,006	0,000	0,003	0,005	0,000	0,000	0,014	0,015	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,013	0,000	0,000	0,011
	Mg	0,811	0,777	0,756	0,740	0,775	0,756	0,757	0,871	0,867	0,692	0,670	0,635	0,621	0,600	0,625	0,719	0,711	0,700	0,830
	Fe ²⁺	0,014	0,027	0,051	0,046	0,017	0,041	0,066	0,000	0,000	0,130	0,120	0,058	0,074	0,062	0,000	0,026	0,155	0,121	0,139
	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _{M1}	1,001	1,001	1,000	1,001	1,000	0,999	1,000	1,000	1,000	0,999	1,001	1,001	0,999	1,001	1,001	0,999	1,000	1,001	1,001
M2	Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,059	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018
	Fe ²⁺	0,069	0,064	0,059	0,074	0,073	0,066	0,064	0,034	0,019	0,024	0,027	0,028	0,027	0,033	0,059	0,026	0,029	0,033	0,032
	Mn	0,001	0,004	0,006	0,005	0,004	0,005	0,006	0,001	0,002	0,007	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,009	0,007	0,007	0,003
	Ca	0,903	0,901	0,890	0,888	0,892	0,889	0,888	0,911	0,901	0,912	0,906	0,926	0,933	0,920	0,883	0,938	0,909	0,903	0,921
	Na	0,026	0,032	0,044	0,032	0,030	0,039	0,042	0,021	0,018	0,056	0,059	0,042	0,037	0,043	0,031	0,032	0,051	0,056	0,021
	K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
	Σ _{M2}	0,999	1,001	0,999	0,999	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	0,999	1,000	1,000	0,999	1,000	0,999	1,000	0,999	0,999	1,000
Total cátions		4,000	4,002	3,999	4,000	4,000	3,999	4,000	4,000	4,000	3,999	3,998	4,001	4,001	3,999	4,000	4,001	3,998	3,999	4,000
Componentes moleculares																				
Jd		1,442	1,260	0,624	0,100	1,717	0,794	1,038	0,577	0,000	1,576	2,258	2,494	2,203	2,576	0,421	1,802	0,464	1,826	1,734
Ae		0,000	0,522	1,840	1,725	0,000	1,439	1,289	0,572	1,021	1,530	1,091	0,000	0,000	0,000	1,464	0,049	2,375	1,274	1,174
Es		5,367	5,554	4,601	5,906	6,345	5,496	4,103	4,477	4,793	4,189	4,933	8,443	7,367	8,121	14,568	8,718	3,344	4,519	5,895
CaTiTs		2,393	3,565	3,675	4,301	3,396	3,579	3,324	1,278	1,322	2,465	3,451	5,638	6,329	7,256	6,696	4,112	0,989	2,242	2,434
CaTs		0,423	0,000	0,000	0,000	0,134	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,628	2,152	2,405	0,000	0,000	0,000	0,000	0,584
Wo		41,358	40,906	41,162	39,650	39,996	40,513	41,424	42,938	42,193	43,594	42,434	39,101	39,316	37,694	33,249	41,054	44,618	43,028	43,717
En		44,475	43,169	41,989	41,574	43,342	42,165	41,663	48,337	49,641	38,137	37,594	37,601	36,681	36,177	39,950	41,293	38,296	38,600	38,324
Fs		4,542	5,024	6,109	6,745	5,070	6,013	7,160	1,821	1,030	8,509	8,240	5,094	5,952	5,772	3,651	2,972	9,914	8,510	9,324
Nomeclatura (Morimoto, 1990)	Dipsido	Dipsido com Fe ²⁺	Dipsido com Fe ²⁺	Dipsido substituído com Fe ²⁺	Dipsido com Fe ²⁺	Dipsido com Fe ²⁺	Dipsido	Dipsido com Cr	Dipsido com Cr	Dipsido com Fe ²⁺	Dipsido com Fe ²⁺	Dipsido substituído com Fe ²⁺	Dipsido substituído com Ti ⁴⁺ e Fe ²⁺	Dipsido substituído com Ti ⁴⁺ e Fe ²⁺	Dipsido substituído com Ti ⁴⁺ e Fe ²⁺	Dipsido substituído com Cr e Fe ²⁺	Dipsido com Fe ²⁺	Dipsido com Fe ²⁺	Dipsido	Dipsido com Cr

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; lam, presença de lamelas de opacos.

TABELA 05 - Continuação.

Amostra	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr01g	mtr01g	mtr01g	mtr02c	mtr02c	mtr02c	mtr02c
Grão/Análise	20/61	20/62	20/63	20/64	20/65	21/66	21/67	22/68	23/69	23/70	23/71	23/72	23/73	24/74	24/75	24/76	25/77	25/78	25/79	25/80	
Localização	n	nb	nb	nb	b	n	b	b	b	nb	n	nb	nb	n	nb	b	n	nb1	nb2	b	
SiO ₂	45,16	44,81	43,41	43,79	48,78	50,97	44,08	44,64	47,67	44,10	49,12	46,07	45,35	50,20	45,94	47,46	44,94	47,09	46,78	44,91	
TiO ₂	2,44	2,84	3,87	3,91	1,73	0,82	3,35	3,03	2,30	3,46	1,50	2,49	2,97	0,97	3,31	2,17	2,97	2,79	2,09	2,94	
Al ₂ O ₃	9,43	9,29	10,17	10,16	4,94	3,70	10,43	9,62	6,76	10,26	6,36	8,63	8,81	4,90	7,80	6,73	9,61	6,80	7,92	8,81	
Cr ₂ O ₃	0,20	0,33	0,07	0,00	0,00	0,97	0,03	0,14	0,00	0,00	0,26	0,31	0,16	1,28	0,09	0,23	0,03	0,02	0,11	0,04	
FeO	6,55	6,63	7,81	6,83	8,13	3,81	7,26	6,91	6,73	6,80	5,35	6,09	6,87	4,31	7,49	6,75	7,39	7,58	7,24	7,52	
MnO	0,08	0,12	0,10	0,14	0,28	0,07	0,13	0,15	0,18	0,12	0,11	0,10	0,12	0,05	0,18	0,15	0,11	0,15	0,17	0,13	
MgO	12,86	12,64	11,95	11,33	12,17	16,28	11,16	11,42	12,35	11,52	14,76	12,89	12,44	15,76	12,16	13,52	11,69	12,39	12,98	11,58	
CaO	23,28	23,22	23,13	23,47	22,69	23,35	22,82	23,43	23,32	23,30	23,38	23,39	23,50	23,16	22,79	22,64	22,67	23,17	21,96	22,67	
Na ₂ O	0,44	0,48	0,38	0,55	0,81	0,31	0,64	0,67	0,83	0,61	0,43	0,40	0,43	0,36	0,67	0,46	0,63	0,53	0,64	0,66	
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	
Total	100,43	100,35	100,89	100,17	99,54	100,26	99,89	100,01	100,14	100,17	101,27	100,36	100,65	101,00	100,44	100,10	100,04	100,51	99,88	99,26	
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																					
T	Si	1,661	1,653	1,603	1,627	1,824	1,856	1,642	1,658	1,763	1,635	1,780	1,697	1,672	1,819	1,702	1,753	1,669	1,744	1,731	1,683
	Al	0,339	0,347	0,397	0,373	0,176	0,144	0,358	0,342	0,237	0,365	0,220	0,303	0,328	0,181	0,298	0,247	0,331	0,256	0,269	0,317
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
	Σ _T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
	M1	Al	0,069	0,057	0,046	0,072	0,042	0,015	0,099	0,078	0,057	0,083	0,051	0,072	0,055	0,029	0,042	0,046	0,089	0,041	0,076
Ti		0,067	0,079	0,107	0,109	0,049	0,022	0,094	0,085	0,064	0,096	0,041	0,069	0,082	0,027	0,092	0,060	0,083	0,078	0,058	0,083
Fe ³⁺		0,159	0,156	0,161	0,120	0,094	0,077	0,116	0,138	0,111	0,132	0,110	0,112	0,134	0,087	0,116	0,106	0,120	0,097	0,118	0,126
Cr		0,006	0,010	0,002	0,000	0,000	0,028	0,001	0,004	0,000	0,000	0,007	0,009	0,005	0,037	0,003	0,007	0,001	0,001	0,003	0,001
Mg		0,698	0,695	0,658	0,628	0,679	0,857	0,620	0,632	0,681	0,637	0,790	0,708	0,684	0,821	0,671	0,744	0,684	0,716	0,647	0,647
Fe ²⁺		0,000	0,004	0,026	0,071	0,136	0,000	0,071	0,063	0,087	0,052	0,000	0,031	0,041	0,000	0,075	0,037	0,061	0,100	0,028	0,072
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ _{M1}		0,999	1,001	1,000	1,000	1,000	0,999	1,001	1,000	1,000	1,000	0,999	1,001	1,001	1,001	0,999	1,001	1,001	1,001	0,999	1,001
M2	Mg	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe ²⁺	0,042	0,045	0,054	0,021	0,023	0,039	0,014	0,010	0,027	0,052	0,045	0,037	0,044	0,041	0,066	0,049	0,038	0,078	0,038	0,038
	Mn	0,002	0,004	0,003	0,004	0,009	0,002	0,004	0,005	0,006	0,004	0,003	0,003	0,004	0,002	0,006	0,005	0,003	0,005	0,005	0,004
	Ca	0,917	0,918	0,915	0,935	0,909	0,911	0,911	0,932	0,924	0,925	0,908	0,923	0,928	0,899	0,905	0,896	0,902	0,919	0,871	0,910
	Na	0,031	0,034	0,027	0,040	0,059	0,022	0,046	0,048	0,060	0,044	0,030	0,029	0,031	0,025	0,048	0,033	0,045	0,038	0,046	0,048
	K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ _{M2}	0,999	1,001	0,999	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,001	1,000	0,999	1,000	1,000	1,000	
Total cátions	3,998	4,002	3,999	4,000	4,000	3,999	4,001	3,999	4,000	4,000	4,000	4,001	4,001	4,001	4,000	4,000	4,000	4,001	3,999	4,001	
Componentes moleculares																					
Jd	1,836	2,004	1,661	2,340	2,327	0,813	2,742	2,887	3,248	2,626	1,722	1,656	1,803	1,382	2,438	1,883	2,649	2,155	2,646	2,792	
Ae	0,000	0,000	0,000	0,000	0,917	0,363	0,000	0,000	0,141	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,372	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Es	9,717	9,748	9,704	7,102	4,304	5,301	6,939	8,394	6,139	7,858	6,589	6,948	8,055	6,783	6,456	6,332	7,061	5,480	6,981	7,400	
CaTiTs	3,979	4,651	6,387	6,451	2,694	1,203	5,559	5,011	3,632	5,726	2,287	3,979	4,780	1,459	5,297	3,390	4,874	4,363	3,339	4,824	
CaTs	2,252	1,344	1,048	1,907	0,000	0,000	3,117	1,752	0,000	2,289	1,124	2,476	1,375	0,189	0,000	0,723	2,567	0,130	1,737	1,383	
Wo	38,138	38,385	37,306	39,714	43,333	42,602	38,384	39,991	42,667	39,057	40,781	39,791	39,742	40,986	40,217	39,992	38,422	41,684	38,024	39,474	
En	41,575	40,984	39,138	37,058	37,577	47,637	36,740	37,410	38,635	37,786	44,597	40,776	39,721	46,788	38,566	41,904	37,974	38,444	41,189	37,714	
Fs	2,502	2,884	4,756	5,429	8,848	2,080	6,518	4,555	5,536	4,660	2,899	4,375	4,524	2,413	6,654	5,775	6,453	7,743	6,083	6,412	
Nomenclatura (Morimoto, 1980)	Dipsido substituído com Fe ²⁺	Dipsido substituído com Fe ²⁺	Dipsido substituído com Ti ⁴⁺ e Fe ²⁺	Dipsido substituído com Ti ⁴⁺ e Fe ²⁺	Dipsido	Dipsido com Cr	Dipsido substituído com Fe ²⁺	Dipsido substituído com Fe ²⁺	Dipsido com Fe ²⁺	Dipsido substituído com Fe ²⁺	Dipsido com Fe ²⁺	Dipsido substituído com Fe ²⁺	Dipsido substituído com Fe ²⁺	Dipsido com Cr	Dipsido substituído com Fe ²⁺	Dipsido com Fe ²⁺	Dipsido substituído com Fe ²⁺	Dipsido substituído com Fe ²⁺	Dipsido substituído com Fe ²⁺	Dipsido substituído com Fe ²⁺	
OBSERVAÇÕES: Fe ²⁺ /Fe ³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; l, longe da borda.																					

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; lam, presença de lamelas de opacos.

TABELA 05 - Continuação.

Amostra	mtr02c	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr21b	mtr21b	mtr21b	mtr04i	mtr04i	mtr04i	mtr04i	mtr04i	mtr07d	mtr07d	mtr07d
Grão/Análise	26/81	27/82	27/83	27/84	28/85	28/86	28/87	28/88	28/89	29/90	29/91	30/92	31/93	31/94	32/95	32/96	32/97	33/98	33/99	33/100
Localização	mtr	n	nb	b	n	nb1	nb2	b	b	n	b	n	b	n	n	nb	b	n	nb	b
SiO ₂	50,68	46,90	45,51	50,69	45,22	46,97	45,61	50,37	49,71	48,14	47,57	49,93	50,20	47,22	44,18	46,99	44,63	50,53	47,26	44,80
TiO ₂	0,70	2,15	2,85	0,99	2,96	2,28	2,82	0,97	1,16	1,65	2,03	0,99	0,61	1,29	3,25	2,12	2,68	1,22	2,21	3,85
Al ₂ O ₃	3,01	7,60	7,98	4,01	9,16	7,20	8,35	3,27	3,58	6,38	6,37	4,84	4,64	6,63	9,34	6,68	9,44	5,93	7,57	10,38
Cr ₂ O ₃	0,01	0,28	0,00	0,00	0,00	0,27	0,03	0,00	0,04	0,06	0,12	0,38	0,02	0,00	0,09	0,05	0,00	0,17	0,32	0,00
FeO	7,23	6,16	7,44	8,04	7,04	6,38	7,92	8,33	10,75	6,79	6,49	5,15	6,77	8,73	7,48	7,06	7,36	4,86	6,46	7,23
MnO	0,19	0,10	0,20	0,21	0,10	0,03	0,17	0,23	0,27	0,14	0,11	0,08	0,12	0,15	0,09	0,11	0,16	0,10	0,14	0,13
MgO	13,75	13,50	12,10	12,70	12,55	13,58	12,19	13,05	10,99	14,27	12,92	15,51	12,98	11,35	11,76	13,30	11,20	15,31	12,97	11,30
CaO	22,82	22,98	22,81	21,73	22,91	22,75	22,06	22,51	22,25	21,19	22,91	22,07	23,99	23,69	23,19	22,61	22,90	22,81	23,30	23,19
Na ₂ O	0,79	0,57	0,65	1,32	0,60	0,62	0,86	0,86	1,31	0,50	0,81	0,48	0,52	0,68	0,50	0,46	0,65	0,42	0,39	0,58
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,05	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	99,19	100,24	99,55	99,70	100,54	100,08	99,99	97,59	100,06	99,11	99,33	99,45	99,85	99,79	99,87	99,42	99,02	101,35	100,63	101,46
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																				
T	Si	1,887	1,725	1,698	1,880	1,665	1,731	1,692	1,861	1,788	1,768	1,836	1,860	1,764	1,646	1,749	1,676	1,646	1,824	1,739
	Al	0,113	0,275	0,302	0,120	0,335	0,269	0,308	0,123	0,139	0,212	0,232	0,140	0,236	0,354	0,251	0,324	0,354	0,176	0,261
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
M1	Al	0,019	0,054	0,049	0,055	0,062	0,043	0,057	0,019	0,067	0,047	0,046	0,062	0,055	0,056	0,042	0,093	0,095	0,076	0,068
	Ti	0,019	0,059	0,080	0,028	0,082	0,063	0,079	0,027	0,033	0,046	0,057	0,017	0,038	0,091	0,059	0,076	0,106	0,033	0,061
	Fe ³⁺	0,112	0,134	0,139	0,105	0,151	0,135	0,153	0,110	0,147	0,086	0,128	0,080	0,159	0,149	0,123	0,126	0,087	0,068	0,088
	Cr	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,008	0,001	0,000	0,001	0,002	0,003	0,001	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,005	0,009
	Mg	0,763	0,740	0,673	0,702	0,689	0,746	0,674	0,725	0,614	0,790	0,716	0,830	0,717	0,632	0,653	0,738	0,627	0,619	0,712
	Fe ²⁺	0,086	0,004	0,059	0,110	0,016	0,005	0,037	0,117	0,186	0,009	0,050	0,000	0,124	0,114	0,049	0,037	0,078	0,093	0,062
	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _{M1}	0,999	0,999	1,000	1,000	1,000	1,001	0,999	1,000	1,000	0,999	1,000	1,001	1,000	1,001	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000
M2	Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe ²⁺	0,027	0,051	0,034	0,034	0,050	0,056	0,032	0,004	0,116	0,025	0,072	0,007	0,000	0,035	0,060	0,027	0,042	0,085	0,049
	Mn	0,006	0,003	0,006	0,007	0,003	0,001	0,005	0,007	0,008	0,004	0,003	0,004	0,001	0,003	0,004	0,005	0,004	0,003	0,004
	Ca	0,910	0,905	0,912	0,864	0,904	0,898	0,877	0,899	0,893	0,843	0,912	0,870	0,952	0,948	0,926	0,902	0,921	0,913	0,919
	Na	0,057	0,040	0,047	0,095	0,043	0,044	0,062	0,062	0,095	0,036	0,058	0,034	0,037	0,049	0,036	0,033	0,047	0,041	0,028
	K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _{M2}	1,000	0,999	0,999	1,001	1,000	0,999	1,000	1,000	0,999	0,999	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Total cátions		3,999	3,998	3,999	4,001	4,000	3,999	4,001	3,999	4,000	3,999	3,998	4,001	4,001	4,000	4,001	4,000	4,000	4,000	4,000
Componentes moleculares:																				
Jd	1,016	2,321	2,753	3,060	2,534	2,458	3,346	1,099	1,082	2,015	2,665	1,904	2,019	2,941	2,127	1,941	2,777	2,440	1,631	1,595
Ae	2,089	0,000	0,000	2,230	0,000	0,070	0,261	2,295	4,237	0,000	0,711	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Es	4,016	8,153	8,046	3,569	8,846	8,109	8,752	3,722	4,050	4,885	6,654	5,321	4,376	9,094	8,919	7,015	7,420	5,108	3,416	5,531
CaTiTs	1,056	3,413	4,641	1,523	4,823	3,617	4,610	1,488	1,831	2,566	3,221	1,500	0,918	2,083	5,354	3,354	4,448	6,233	1,809	3,452
CaTs	0,000	0,773	0,091	0,000	1,124	0,000	0,000	0,000	0,000	1,742	0,000	0,600	1,376	0,235	1,146	0,405	2,693	3,105	2,553	2,234
Wo	44,300	39,649	40,075	42,730	38,311	39,615	38,061	43,761	43,957	37,797	41,873	40,177	45,192	42,913	39,070	40,136	39,614	38,998	40,573	40,714
En	41,404	42,500	38,995	38,881	40,475	42,634	39,522	39,499	34,268	44,021	40,606	46,542	39,036	36,197	38,440	41,662	36,881	36,223	45,141	40,234
Fs	6,118	3,191	5,400	8,008	3,887	3,498	5,448	8,136	10,577	6,974	4,269	3,955	7,083	6,537	4,946	5,487	6,168	7,893	4,876	6,240
Nomenclatura (Morimoto, 1980)	Diopside com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside com Fe ²⁺	Diopside com Fe ²⁺	Diopside	Diopside com Fe ²⁺	Diopside com Cr	Diopside	Diopside com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Ti	Diopside substituído	

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; desc, análise descartada.

TABELA 05 - Continuação.

Amostra	mtr04b	mtr04b	mtr04b	mtr04b	mtr04b	mtr04b	mtr42a	mtr42a
Grão/Análise	34/101	34/102	34/103	34/104	35/105	35/106	36/107	36/108
Localização	n	b	b	b	b	n	n	b
SiO ₂	44,90	45,34	48,61	49,97	46,69	50,41	46,73	51,52
TiO ₂	3,22	3,23	1,62	1,20	1,88	1,12	2,60	0,91
Al ₂ O ₃	9,25	9,22	5,17	4,17	5,19	3,91	8,33	3,60
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,47	0,00
FeO	7,45	7,41	9,39	9,73	14,24	9,79	6,66	7,65
MnO	0,06	0,15	0,22	0,24	0,30	0,20	0,10	0,21
MgO	11,85	11,81	11,39	11,53	8,14	11,70	12,60	13,48
CaO	23,31	23,25	22,93	22,79	22,43	23,09	23,36	22,79
Na ₂ O	0,47	0,55	0,82	0,90	1,26	0,76	0,44	0,94
K ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	100,58	100,97	100,15	100,52	100,14	101,01	101,29	101,19
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios								
T	Si	1,661	1,671	1,816	1,860	1,779	1,869	1,712
	Al	0,339	0,329	0,184	0,140	0,221	0,131	0,288
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
M1	Al	0,065	0,071	0,043	0,043	0,012	0,040	0,071
	Ti	0,090	0,089	0,045	0,033	0,054	0,031	0,072
	Fe ³⁺	0,127	0,118	0,109	0,095	0,194	0,082	0,090
	Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,014
	Mg	0,654	0,649	0,634	0,640	0,462	0,647	0,688
	Fe ²⁺	0,064	0,073	0,168	0,189	0,260	0,200	0,065
	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000
	Σ _{M1}	1,001	1,000	0,999	1,000	0,992	1,001	0,999
M2	Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe ²⁺	0,040	0,037	0,016	0,019	0,000	0,022	0,049
	Mn	0,002	0,005	0,007	0,008	0,000	0,006	0,007
	Ca	0,924	0,918	0,917	0,909	0,916	0,917	0,892
	Na	0,034	0,039	0,059	0,065	0,093	0,055	0,031
	K	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _{M2}	1,001	1,000	0,999	1,001	1,009	1,000	0,999
Total cátions		4,002	4,000	3,998	4,001	4,001	4,001	3,998
Componentes moleculares								
Jd	2,006	2,333	2,412	2,339	0,672	2,170	1,784	2,251
Ac	0,000	0,000	0,905	1,226	4,689	0,799	0,000	1,377
Es	7,458	6,897	5,164	3,991	6,529	3,689	5,905	3,431
CaTlTs	5,224	5,208	2,530	1,837	3,108	1,699	4,098	1,358
CaTs	1,758	1,788	0,000	0,000	0,000	0,000	2,291	0,000
Wo	39,416	39,573	43,406	44,075	43,272	44,460	40,080	43,745
En	38,090	37,793	35,310	35,124	26,723	35,142	39,308	33,934
Fs	6,047	6,409	10,273	11,408	15,007	12,040	6,533	7,905
Nomenclatura (Morimoto, 1990)	Diopside substituído com Fe ³⁺	Diopside substituído com Fe ³⁺	Diopside com Fe ³⁺	Diopside	Diopside com Fe ³⁺	Diopside	Diopside substituído com Cr	Diopside

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; desc, análise descartada.

TABELA 05 - Continuação. Perfil em cristal da amostra de teralito.

Amostra	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b
Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Localização	n	n	n	n	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	b	b	b	b
SiO ₂	50,85	50,75	50,66	50,44	50,54	50,40	49,93	46,19	47,05	47,24	46,21	45,89	47,20	49,40	48,68	48,88
TiO ₂	1,05	1,28	1,18	1,23	1,08	1,14	1,20	2,32	2,22	2,51	2,65	3,01	2,55	1,24	1,19	1,24
Al ₂ O ₃	3,74	3,87	3,93	3,71	3,76	3,87	4,12	7,35	6,32	6,24	7,16	7,61	6,49	4,12	4,67	4,32
Cr ₂ O ₃	0,40	0,44	0,38	0,36	0,41	0,40	0,45	0,39	0,05	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01
FeO	6,27	5,92	6,06	5,91	5,92	6,05	6,03	3,85	7,08	7,09	7,25	7,60	7,30	7,78	8,07	8,78
MnO	0,12	0,11	0,13	0,18	0,08	0,14	0,07	0,13	0,10	0,16	0,16	0,16	0,18	0,20	0,24	0,26
MgO	16,13	16,24	16,36	16,17	16,17	16,21	15,41	13,16	13,53	13,20	12,70	12,57	12,76	13,07	12,67	12,35
CaO	20,76	20,86	21,15	20,90	20,94	21,01	21,45	22,74	22,59	22,74	22,48	22,64	22,61	22,62	22,13	22,05
Na ₂ O	0,59	0,52	0,53	0,55	0,51	0,55	0,66	0,61	0,65	0,65	0,70	0,72	0,70	0,85	0,89	1,00
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Total	99,92	99,99	100,38	99,44	99,42	99,76	99,31	99,75	99,59	99,83	99,34	100,21	99,81	99,32	98,55	98,92
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênicos																
T	Si	1,863	1,858	1,847	1,856	1,860	1,849	1,843	1,712	1,745	1,752	1,724	1,699	1,754	1,842	1,831
	Al	0,137	0,142	0,153	0,144	0,140	0,151	0,157	0,288	0,255	0,248	0,276	0,301	0,246	0,158	0,169
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
M1	Al	0,025	0,025	0,015	0,017	0,023	0,016	0,022	0,033	0,021	0,025	0,038	0,031	0,038	0,023	0,038
	Ti	0,029	0,035	0,032	0,034	0,030	0,031	0,033	0,065	0,062	0,070	0,074	0,084	0,071	0,035	0,034
	Fe ³⁺	0,084	0,071	0,100	0,086	0,081	0,100	0,102	0,157	0,154	0,129	0,138	0,152	0,115	0,125	0,129
	Cr	0,012	0,013	0,011	0,010	0,012	0,011	0,013	0,011	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
	Mg	0,851	0,856	0,842	0,852	0,854	0,841	0,830	0,727	0,748	0,730	0,706	0,694	0,707	0,726	0,710
	Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,013	0,046	0,042	0,038	0,069	0,089	0,107
	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M2	Σ _{M1}	1,001	1,000	1,000	0,999	1,000	0,999	1,000	0,999	0,999	1,000	0,999	0,999	1,000	0,999	1,001
	Mg	0,030	0,031	0,047	0,035	0,033	0,045	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe ²⁺	0,108	0,110	0,085	0,096	0,101	0,086	0,084	0,049	0,052	0,044	0,046	0,045	0,043	0,028	0,035
	Mn	0,004	0,003	0,004	0,005	0,002	0,004	0,002	0,004	0,003	0,005	0,005	0,005	0,006	0,006	0,008
	Ca	0,815	0,818	0,826	0,824	0,826	0,848	0,903	0,898	0,904	0,899	0,898	0,900	0,904	0,892	0,888
	Na	0,042	0,037	0,037	0,039	0,037	0,039	0,047	0,044	0,047	0,046	0,051	0,052	0,051	0,061	0,073
	K	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Total cátions	Σ _{M2}	0,999	1,000	1,000	0,999	0,999	1,000	0,999	1,001	1,001	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000
	Total cátions	4,000	4,000	4,000	3,998	3,999	3,999	3,999	4,000	4,000	4,000	4,000	3,999	4,000	3,999	4,001
Componentes moleculares																
Jd	1,337	1,348	0,830	0,942	1,257	0,860	1,216	1,908	1,203	1,390	2,188	1,809	2,146	1,288	2,107	1,541
Ae	0,945	0,695	1,239	1,169	0,724	1,279	1,369	0,650	1,478	1,265	0,712	1,194	0,736	2,136	1,527	2,564
Es	4,221	3,833	4,801	4,059	4,284	4,787	4,903	9,116	7,382	6,047	7,249	7,622	5,788	4,842	5,658	5,189
CaTits	1,572	1,898	1,755	1,843	1,616	1,706	1,825	3,732	3,530	3,950	4,270	4,859	4,030	1,919	1,872	1,960
CaTs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Wo	38,337	38,430	38,399	38,742	38,707	38,447	39,682	39,364	40,156	41,024	40,018	39,516	41,052	43,194	42,231	42,430
En	47,715	47,858	48,372	48,049	47,931	48,261	46,385	42,056	42,542	41,214	40,514	40,182	39,932	40,148	39,621	38,645
Fs	5,873	5,937	4,604	5,196	5,480	4,660	4,621	3,173	3,709	5,112	5,050	4,818	6,317	6,474	6,985	7,671
Nomenclatura (Morimoto, 1990)	Dipsídio com Cr	Dipsídio com Cr	Dipsídio com Cr	Dipsídio	Dipsídio com Cr	Dipsídio com Cr	Dipsídio com Cr e Fe ³⁺	Dipsídio substituído com Cr e Fe ³⁺	Dipsídio substituído com Fe ³⁺	Dipsídio com Fe ³⁺	Dipsídio substituído com Fe ³⁺	Dipsídio substituído com Fe ³⁺	Dipsídio com Fe ³⁺	Dipsídio com Fe ³⁺	Dipsídio com Fe ³⁺	Dipsídio com Fe ³⁺

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; desc, análise descartada.

TABELA 05 - Continuação. Perfil em cristal da amostra de olivina melagabro.

Amostra	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i
Análise	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
Localização	n	n	n	n	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	b	b	b	b
SiO ₂	51,12	51,06	50,77	51,10	51,05	51,15	51,26	51,08	50,66	48,16	48,40	48,52	48,34	47,97	48,75	48,70
TiO ₂	0,76	0,64	0,81	0,83	0,81	0,89	0,84	0,90	0,90	2,04	1,90	1,23	2,17	2,41	2,06	1,86
Al ₂ O ₃	3,40	3,44	3,42	3,41	2,91	3,31	3,30	3,45	3,63	5,83	5,21	6,76	5,31	5,74	5,12	5,06
Cr ₂ O ₃	0,42	0,45	0,52	0,48	0,68	0,53	0,43	0,64	0,67	0,08	0,07	0,03	0,01	0,04	0,00	0,03
FeO	3,95	3,93	3,84	4,11	4,14	3,83	4,03	3,79	4,91	6,87	7,02	7,61	7,78	8,00	7,78	7,15
MnO	0,07	0,05	0,04	0,11	0,10	0,05	0,06	0,05	0,08	0,17	0,11	0,13	0,16	0,14	0,16	0,21
MgO	16,78	16,78	16,58	16,81	16,79	16,66	16,62	16,66	16,00	14,00	14,12	13,89	13,69	13,44	13,71	13,69
CaO	23,54	23,23	23,34	23,35	23,60	23,36	23,45	23,67	23,20	22,77	22,80	21,02	22,66	22,55	22,47	22,60
Na ₂ O	0,37	0,36	0,40	0,37	0,28	0,37	0,30	0,33	0,38	0,49	0,48	0,66	0,55	0,58	0,52	0,68
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
Total	100,40	99,95	99,72	100,55	100,38	100,18	100,29	100,55	100,43	100,40	100,10	99,85	100,67	100,86	100,57	99,98
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênicos																
T	Si	1,853	1,859	1,854	1,851	1,855	1,860	1,864	1,852	1,846	1,772	1,786	1,790	1,780	1,765	1,801
	Al	0,145	0,141	0,146	0,145	0,125	0,140	0,136	0,147	0,154	0,228	0,214	0,210	0,220	0,235	0,199
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,004	0,020	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ_T	1,998	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
M1	Al	0,000	0,006	0,001	0,000	0,000	0,002	0,005	0,000	0,002	0,024	0,012	0,084	0,010	0,014	0,020
	Ti	0,021	0,018	0,022	0,023	0,022	0,024	0,023	0,025	0,025	0,056	0,053	0,034	0,060	0,067	0,052
	Fe ³⁺	0,000	0,113	0,114	0,115	0,100	0,102	0,094	0,103	0,109	0,123	0,128	0,103	0,130	0,127	0,106
	Cr	0,012	0,013	0,015	0,014	0,020	0,015	0,012	0,018	0,019	0,002	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000
	Mg	0,907	0,851	0,848	0,848	0,858	0,857	0,866	0,854	0,845	0,768	0,777	0,764	0,752	0,737	0,753
	Fe ²⁺	0,060	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,028	0,014	0,049	0,054	0,050
	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M2	Σ_{M1}	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000
	Mg	0,000	0,060	0,054	0,059	0,052	0,046	0,035	0,046	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe ²⁺	0,060	0,007	0,003	0,005	0,006	0,014	0,029	0,010	0,041	0,062	0,060	0,118	0,061	0,065	0,070
	Mn	0,002	0,002	0,001	0,003	0,003	0,002	0,002	0,001	0,003	0,005	0,004	0,004	0,005	0,004	0,005
	Ca	0,914	0,906	0,913	0,906	0,919	0,910	0,913	0,919	0,906	0,898	0,902	0,831	0,894	0,889	0,887
	Na	0,026	0,026	0,028	0,026	0,020	0,026	0,021	0,023	0,027	0,035	0,034	0,047	0,039	0,041	0,037
	K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Total cátions	Σ_{M2}	1,002	1,001	0,999	0,999	1,000	1,000	1,000	0,999	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	1,000
	Total cátions	4,000	4,002	3,999	3,999	4,000	4,000	4,000	3,999	4,001	3,999	4,000	4,000	4,001	3,999	4,000
Componentes moleculares																
Jd	0,000	0,327	0,039	0,000	0,000	0,090	0,276	0,000	0,113	1,363	0,691	2,664	0,546	0,790	1,077	1,174
Ae	1,312	1,064	1,487	1,390	1,064	1,409	0,847	1,241	1,326	0,601	1,231	0,000	1,684	1,517	1,020	1,533
Es	0,000	5,719	5,491	5,609	5,368	4,905	4,827	5,334	5,615	6,411	5,969	5,843	5,541	5,635	4,851	5,282
CaTiTs	1,059	0,950	1,207	1,220	1,200	1,311	1,229	1,326	1,345	3,153	2,931	1,931	3,344	3,725	3,146	2,882
CaTs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	2,072	0,000	0,000	0,000	0,000
Wo	45,434	42,317	42,726	42,292	42,977	42,835	42,935	42,966	42,204	40,626	41,143	36,997	40,909	40,389	40,976	41,635
En	46,114	49,240	48,871	49,193	49,047	48,676	48,332	48,590	47,168	42,918	43,108	43,051	41,855	41,252	41,567	41,959
Fs	6,081	0,381	0,178	0,297	0,344	0,774	1,554	0,542	2,229	4,929	4,928	7,441	6,120	6,692	7,364	5,534
Nomenclatura (Morimoto, 1980)	Diopsídio com Cr	Diopsídio com Cr e Fe³⁺	Diopsídio com Cr e Fe³⁺	Diopsídio com Cr e Fe³⁺	Diopsídio com Cr e Fe³⁺	Diopsídio com Cr e Fe³⁺	Diopsídio com Cr	Diopsídio com Cr e Fe³⁺	Diopsídio com Cr e Fe³⁺	Diopsídio com Fe³⁺	Diopsídio com Fe³⁺	Diopsídio com Fe³⁺	Diopsídio com Fe³⁺	Diopsídio com Fe³⁺	Diopsídio com Fe³⁺	Diopsídio com Fe³⁺

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; desc, análise descartada.

TABELA 05 - Continuação. Perfil em cristal da amostra de olivina melagabro com nefelina.

Amostra	mt02b	mt02b	mt02b	mt02b	mt02b	mt02b	mt02b	mt02b	mt02b	mt02b	mt02b	mt02b	mt02b	mt02b	mt02b	mt02b
Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Localização	n	n	n	desc	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	b	b	desc	b
SiO ₂	45,75	46,99	45,83		46,14	46,83	46,99	45,53	49,01	49,45	48,83	48,99	49,58	48,54		46,69
TiO ₂	2,45	2,39	2,52		2,81	2,53	2,28	2,74	1,68	1,62	1,71	1,61	1,86	1,86		2,71
Al ₂ O ₃	8,86	7,35	8,57		8,32	7,68	7,00	8,60	4,95	4,77	4,76	5,08	5,50	5,33		7,12
Cr ₂ O ₃	0,13	0,28	0,52		0,36	0,24	0,03	0,20	0,07	0,09	0,09	0,34	0,25	0,28		0,01
FeO	6,89	6,60	6,68		6,96	6,93	7,20	7,33	6,99	7,18	7,22	6,41	6,55	6,95		7,51
MnO	0,12	0,11	0,10		0,11	0,12	0,11	0,10	0,11	0,13	0,14	0,13	0,14	0,10		0,18
MgO	12,35	12,86	12,69		12,40	12,90	13,21	12,48	14,25	14,63	14,19	14,74	14,68	14,16		12,59
CaO	23,43	23,37	23,35		23,26	23,45	23,13	23,17	22,70	22,34	22,45	22,44	23,03	22,86		22,86
Na ₂ O	0,39	0,42	0,39		0,48	0,41	0,44	0,43	0,38	0,35	0,43	0,35	0,40	0,41		0,56
K ₂ O	0,01	0,00	0,00		0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00		0,01
Total	100,38	100,36	100,65		100,85	101,11	100,37	100,59	100,14	100,55	99,83	100,11	101,97	100,48		100,24
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																
T	Si	1,690	1,736	1,688		1,699	1,718	1,734	1,681	1,809	1,817	1,809	1,804	1,794	1,786	1,731
	Al	0,310	0,264	0,312		0,301	0,282	0,266	0,319	0,191	0,183	0,191	0,196	0,206	0,214	0,269
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _T	2,000	2,000	2,000		2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
M1	Al	0,076	0,055	0,060		0,060	0,049	0,038	0,054	0,024	0,023	0,016	0,024	0,028	0,017	0,042
	Ti	0,068	0,066	0,070		0,078	0,070	0,063	0,076	0,047	0,045	0,048	0,044	0,051	0,051	0,075
	Fe ³⁺	0,122	0,097	0,124		0,109	0,116	0,131	0,137	0,098	0,093	0,107	0,099	0,097	0,115	0,116
	Cr	0,004	0,008	0,015		0,010	0,007	0,001	0,006	0,002	0,003	0,003	0,010	0,007	0,008	0,000
	Mg	0,680	0,708	0,697		0,681	0,706	0,727	0,687	0,784	0,801	0,783	0,809	0,792	0,777	0,696
	Fe ²⁺	0,051	0,065	0,034		0,062	0,052	0,040	0,040	0,045	0,036	0,043	0,014	0,026	0,032	0,071
	Mn	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _{M1}	1,001	0,999	1,000		1,000	1,000	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000
M2	Mg	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe ²⁺	0,041	0,042	0,047		0,044	0,044	0,051	0,049	0,072	0,092	0,074	0,085	0,075	0,067	0,046
	Mn	0,004	0,003	0,003		0,003	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,006
	Ca	0,927	0,925	0,922		0,918	0,922	0,914	0,917	0,898	0,879	0,891	0,885	0,893	0,901	0,908
	Na	0,028	0,030	0,028		0,035	0,029	0,031	0,030	0,027	0,025	0,031	0,025	0,028	0,029	0,040
	K	0,000	0,000	0,000		0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ _{M2}		1,000	1,000	1,000		1,000	1,000	0,999	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Total cátions		4,001	3,999	4,000		4,000	4,000	3,999	4,000	4,001	4,001	4,000	4,000	4,001	4,000	4,000
Componentes moleculares																
Jd	1,656	1,684	1,612		2,014	1,729	1,777	1,810	1,301	1,253	0,903	1,320	1,529	0,928		2,298
Ae	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,169	0,103	0,776	0,109	0,000	0,690		0,000
Es	7,250	5,946	8,065		6,855	7,013	7,489	8,285	5,328	5,092	5,227	5,862	5,755	6,121		6,600
CaTiTs	3,942	3,747	4,036		4,472	3,973	3,581	4,410	2,556	2,436	2,618	2,444	2,788	2,851		4,284
CaTs	2,734	1,444	1,853		1,429	1,079	0,379	1,349	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000		0,068
Wo	39,758	41,124	39,385		40,013	40,476	40,412	39,125	41,284	40,437	41,052	40,366	40,681	40,932		40,596
En	39,381	40,016	40,329		39,146	40,223	41,203	39,831	42,933	43,700	42,997	44,478	43,666	43,005		39,512
Fs	5,280	6,038	4,719		6,072	5,508	5,158	5,189	6,429	6,979	6,427	5,421	5,568	5,473		6,642
Nomenclatura (Morimoto, 1990)	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído	Diopside substituído com Cr e Fe ³⁺		Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside	Diopside	Diopside com Fe ³⁺	Diopside	Diopside	Diopside com Fe ³⁺		Diopside substituído com Fe ²⁺

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; desc, análise descartada.

TABELA 05 - Continuação. Perfil em cristal da amostra de teralito.

Amostra	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d
Análise	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
Localização	n	n	n	n	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	desc	desc	desc	b	b
SiO ₂	49,04	49,11	49,15	45,12	43,65	46,08	45,26	45,31	45,15	44,93	45,53				49,00	49,32
TiO ₂	1,48	1,43	1,19	3,11	3,33	2,48	2,88	3,15	2,88	3,53	3,08				1,74	1,59
Al ₂ O ₃	5,74	5,53	5,77	8,66	10,63	8,11	8,44	8,81	8,80	9,16	8,70				4,63	4,57
Cr ₂ O ₃	0,26	0,24	0,30	0,02	0,07	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00				0,00	0,05
FeO	5,10	5,10	4,76	6,93	6,96	7,12	7,05	7,05	7,23	7,41	7,28				8,70	8,33
MnO	0,09	0,06	0,10	0,09	0,10	0,12	0,11	0,19	0,12	0,12	0,14				0,24	0,23
MgO	14,69	14,70	14,82	12,24	11,35	12,51	12,20	12,13	11,78	11,55	12,09				12,02	12,28
CaO	22,95	23,29	23,39	23,48	23,17	23,42	23,55	23,37	23,54	23,37	23,36				22,72	22,84
Na ₂ O	0,40	0,45	0,40	0,43	0,60	0,49	0,42	0,55	0,51	0,59	0,52				0,84	0,87
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00				0,01	0,00
Total	99,74	99,92	99,88	100,09	99,85	100,33	99,95	100,56	100,39	100,69	100,69				99,89	100,07
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																
T	Si	1,804	1,803	1,802	1,674	1,624	1,703	1,682	1,674	1,674	1,662				1,829	1,834
	Al	0,196	0,197	0,198	0,326	0,376	0,297	0,318	0,326	0,326	0,338				0,171	0,166
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				0,000	0,000
	Σ _T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000				2,000	2,000
M1	Al	0,053	0,042	0,052	0,053	0,089	0,056	0,051	0,057	0,058	0,062				0,033	0,035
	Ti	0,041	0,039	0,033	0,087	0,093	0,069	0,080	0,088	0,090	0,098				0,049	0,044
	Fe ³⁺	0,082	0,100	0,100	0,130	0,140	0,138	0,135	0,132	0,124	0,121				0,100	0,103
	Cr	0,007	0,007	0,009	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000				0,000	0,002
	Mg	0,806	0,805	0,807	0,677	0,629	0,689	0,676	0,668	0,651	0,637				0,669	0,681
	Fe ²⁺	0,011	0,007	0,000	0,053	0,047	0,048	0,056	0,055	0,077	0,081				0,149	0,136
	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				0,000	0,000
	Σ _{M1}	1,000	1,000	1,001	1,001	1,000	1,000	0,999	1,000	1,000	0,999				1,000	1,001
M2	Mg	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				0,000	0,000
	Fe ²⁺	0,064	0,050	0,046	0,032	0,031	0,034	0,028	0,030	0,024	0,027				0,022	0,020
	Mn	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,006	0,004	0,004				0,008	0,007
	Ca	0,905	0,916	0,919	0,934	0,923	0,927	0,937	0,925	0,935	0,926				0,909	0,910
	Na	0,028	0,032	0,029	0,031	0,043	0,035	0,031	0,039	0,037	0,042				0,061	0,062
	K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000				0,000	0,000
	Σ _{M2}	1,000	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000				1,000	0,999
Total cátions		4,000	4,000	4,001	4,002	4,000	4,000	3,999	4,000	4,001	3,999				4,000	4,000
Componentes moleculares																
Jd	1,571	1,755	1,591	1,839	2,566	2,036	1,817	2,277	2,176	2,519	2,153				1,823	1,913
Ae	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				1,556	1,547
Es	4,900	5,906	6,008	7,535	8,463	7,957	7,876	7,731	7,180	7,085	7,270				3,995	4,216
CaTiTs	2,249	2,176	1,815	5,018	5,577	3,976	4,655	5,096	5,242	5,728	4,949				2,700	2,454
CaTs	1,341	0,584	1,276	1,213	2,782	1,174	1,152	1,022	1,189	1,077	1,261				0,000	0,000
Wo	41,370	41,971	41,847	40,267	38,387	40,379	40,546	40,012	40,621	40,138	40,054				43,516	43,624
En	44,409	44,476	44,900	39,190	37,614	39,744	39,107	38,881	37,777	37,159	38,561				36,958	37,614
Fs	4,159	3,132	2,562	4,939	4,611	4,735	4,846	4,982	5,816	6,295	5,752				9,453	8,633
Nomenclatura (Morimoto, 1990)	Diopsídio	Diopsídio	Diopsídio	Diopsídio substituído com Fe ³⁺	Diopsídio substituído com Fe ³⁺	Diopsídio substituído com Fe ³⁺	Diopsídio substituído com Fe ³⁺	Diopsídio substituído com Fe ³⁺	Diopsídio substituído com Fe ³⁺	Diopsídio substituído com Fe ³⁺	Diopsídio substituído com Fe ³⁺				Diopsídio	Diopsídio com Fe ³⁺

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; desc, análise descartada.

TABELA 05 - Continuação. Perfil em cristal da amostra de olivina clinopiroxenito.

Amostra	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	
Análise	24	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	
Localização	n	n	n	n	desc	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb	b	b	desc	b	
SiO ₂	44,23	44,27	46,41	45,38		45,71	44,16	45,03	44,15	44,41	45,26	45,11	45,48	44,30	44,79	45,54	44,91	44,59	45,68	44,33	46,51	45,09		45,50	
TiO ₂	3,19	2,92	2,04	2,49		2,56	3,27	2,75	3,12	2,85	2,82	2,77	2,89	2,90	2,88	2,60	3,00	3,37	2,70	3,18	2,29	3,27		2,70	
Al ₂ O ₃	9,72	10,16	7,76	9,39		8,55	9,73	9,35	10,08	10,64	9,29	10,01	9,59	9,98	8,97	9,06	9,04	9,59	8,67	9,83	7,51	8,74		8,86	
Cr ₂ O ₃	0,07	0,06	0,05	0,04		0,04	0,07	0,00	0,07	0,05	0,00	0,03	0,11	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,06	0,05	0,14	0,21		0,15	
FeO	7,35	7,36	7,65	6,88		7,34	7,39	7,33	7,25	6,82	7,17	7,02	7,33	7,16	7,20	7,53	7,05	7,18	7,37	7,05	6,84	6,84		6,77	
MnO	0,14	0,13	0,10	0,09		0,14	0,12	0,15	0,15	0,19	0,19	0,14	0,12	0,11	0,16	0,17	0,11	0,13	0,09	0,08	0,10	0,10		0,10	
MgO	11,74	11,48	11,49	11,87		11,40	11,72	11,44	11,61	11,57	12,11	11,77	12,23	11,58	11,62	11,85	11,94	11,62	12,14	11,73	12,90	12,32		12,26	
CaO	23,63	23,41	23,76	23,07		23,66	23,52	23,43	23,02	22,80	22,96	23,15	23,52	23,35	23,36	23,17	23,65	23,67	23,38	23,47	23,20	23,46		23,52	
Na ₂ O	0,39	0,54	0,61	0,56		0,71	0,45	0,56	0,53	0,67	0,55	0,51	0,46	0,51	0,55	0,50	0,40	0,45	0,46	0,39	0,42	0,45		0,44	
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00		0,02	0,00	0,00	0,12	0,17	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00		0,01	
Total	100,46	100,32	99,86	99,77		100,13	100,44	100,04	100,09	99,97	100,35	100,51	101,73	99,88	99,56	100,43	100,12	100,60	100,57	100,12	99,92	100,46		100,29	
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																									
T	Si	1,639	1,640	1,729	1,686		1,697	1,636	1,674	1,639	1,644	1,673	1,665	1,660	1,647	1,673	1,686	1,667	1,650	1,688	1,646	1,724	1,667	1,683	
	Al	0,361	0,360	0,271	0,314		0,303	0,364	0,326	0,361	0,356	0,327	0,335	0,340	0,353	0,327	0,314	0,333	0,350	0,312	0,354	0,276	0,333	0,317	
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
	Σ _T	2,000	2,000	2,000	2,000		2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
	M1	Al	0,063	0,083	0,070	0,097		0,071	0,061	0,083	0,079	0,108	0,078	0,101	0,072	0,084	0,067	0,080	0,062	0,068	0,065	0,078	0,052	0,048	0,069
Ti		0,089	0,081	0,057	0,069		0,072	0,091	0,077	0,087	0,074	0,079	0,077	0,079	0,081	0,081	0,072	0,084	0,094	0,075	0,089	0,064	0,091	0,075	
Fe ³⁺		0,146	0,150	0,128	0,116		0,138	0,150	0,129	0,148	0,153	0,130	0,115	0,137	0,143	0,136	0,123	0,131	0,125	0,128	0,125	0,122	0,128	0,125	
Cr		0,002	0,002	0,001	0,001		0,001	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,004	0,008	0,004	
Mg		0,648	0,634	0,638	0,657		0,631	0,647	0,634	0,642	0,639	0,667	0,648	0,665	0,642	0,647	0,654	0,661	0,641	0,669	0,650	0,713	0,679	0,676	
Fe ²⁺		0,052	0,050	0,105	0,059		0,087	0,049	0,077	0,041	0,025	0,046	0,059	0,043	0,050	0,068	0,070	0,061	0,072	0,061	0,059	0,045	0,048	0,051	
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Σ _{M1}		1,000	1,000	0,999	0,999		1,000	1,000	1,000	0,999	1,000	1,000	1,001	0,999	1,000	1,000	1,000	0,999	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	
M2		Mg	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
		Fe ²⁺	0,030	0,028	0,005	0,039		0,003	0,030	0,022	0,036	0,033	0,045	0,043	0,044	0,029	0,021	0,040	0,026	0,025	0,038	0,035	0,045	0,035	0,033
	Mn	0,004	0,004	0,003	0,003		0,004	0,004	0,005	0,005	0,008	0,008	0,005	0,004	0,003	0,005	0,005	0,003	0,004	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	
	Ca	0,938	0,929	0,948	0,918		0,941	0,934	0,933	0,916	0,905	0,909	0,918	0,920	0,930	0,934	0,919	0,941	0,939	0,926	0,934	0,921	0,929	0,932	
	Na	0,028	0,038	0,044	0,040		0,051	0,032	0,041	0,038	0,048	0,039	0,037	0,032	0,037	0,040	0,036	0,029	0,032	0,033	0,028	0,030	0,032	0,031	
	K	0,000	0,000	0,000	0,000		0,001	0,000	0,000	0,006	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	
Σ _{M2}	1,000	0,999	1,000	1,000		1,000	1,000	1,001	1,001	1,000	0,999	1,001	1,000	0,999	1,000	1,000	1,000	1,001	0,999	0,999	0,999	0,999	0,999		
Total cátions	4,000	3,999	3,999	3,999		4,000	4,000	4,001	4,000	4,000	3,999	4,002	3,999	3,999	4,000	4,000	3,999	4,000	4,001	4,000	3,999	3,999	3,999		
Componentes moleculares																									
Jd	1,664	2,305	2,520	2,345		3,011	1,919	2,374	2,602	3,395	2,309	2,157	1,893	2,203	2,321	2,072	1,722	1,877	1,949	1,662	1,751	1,863		1,830	
Ae	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	
Es	8,730	9,016	7,458	6,840		8,126	9,011	7,562	8,916	9,326	7,621	6,786	8,212	8,476	8,005	7,203	7,636	7,285	7,528	7,416	7,178	7,765		7,480	
CaTits	5,239	4,851	3,285	4,052		4,175	5,384	4,499	5,193	4,457	4,597	4,519	4,650	4,798	4,733	4,205	4,873	5,488	4,344	5,211	3,638	5,281		4,353	
CaTs	2,028	2,643	1,478	3,308		1,128	1,659	2,494	2,130	3,135	2,245	3,749	2,350	2,760	1,605	2,611	1,913	2,125	1,806	2,819	1,212	0,913		2,146	
Wo	39,297	38,797	42,271	39,391		41,495	39,126	40,133	38,297	37,661	38,790	38,744	38,756	39,037	40,308	39,456	40,305	40,015	39,905	39,297	40,474	39,942		40,071	
En	38,231	37,731	36,679	38,362		36,825	38,259	37,143	38,257	38,528	39,078	38,059	39,038	38,022	37,840	38,058	38,450	37,490	38,713	38,087	40,613	39,383		39,202	
Fs	4,811	4,658	6,308	5,703		5,239	4,643	5,795	4,605	3,499	5,361	5,987	5,101	4,706	5,189	6,395	5,100	5,719	5,755	5,509	5,134	4,854		4,917	
Nomenclatura (Morimoto, 1980)	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺		Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺	Diopside substituído com Fe ²⁺		Diopside substituído com Fe ²⁺	

TABELA 05 - Continuação. Perfil de detalhe entre duas faixas da oscilação do cristal de olivina clinopiroxenito anterior.

Amostra	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c
Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Localização												
SiO ₂	46,51	45,72	46,22	44,58	45,05	45,23	44,86	44,29	43,72	44,70	44,21	44,88
TiO ₂	2,61	2,68	2,75	3,34	2,78	2,95	3,02	3,26	3,48	3,31	3,33	2,94
Al ₂ O ₃	7,49	7,95	7,77	9,27	8,58	8,28	8,81	9,53	10,28	9,23	9,73	8,75
Cr ₂ O ₃	0,17	0,27	0,15	0,13	0,05	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,05	0,02
FeO	6,93	6,92	6,78	7,19	6,95	6,89	7,08	7,15	7,12	7,11	7,24	7,00
MnO	0,13	0,10	0,11	0,12	0,09	0,13	0,13	0,09	0,07	0,09	0,15	0,10
MgO	12,85	12,47	12,69	11,89	12,18	12,15	12,11	11,60	11,49	11,89	11,73	12,18
CaO	23,29	23,17	23,03	23,31	23,32	23,49	23,51	23,42	23,43	23,71	23,47	23,48
Na ₂ O	0,45	0,45	0,43	0,41	0,39	0,39	0,41	0,40	0,40	0,38	0,42	0,37
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01
Total	100,42	99,72	99,92	100,26	99,37	99,53	99,95	99,78	100,06	100,48	100,32	99,72
Formula estrutural calculada na base de 6 oxigênios												
T	Si	1,718	1,702	1,716	1,655	1,683	1,689	1,668	1,652	1,626	1,655	1,672
	Al	0,282	0,298	0,284	0,345	0,317	0,311	0,332	0,348	0,374	0,345	0,328
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
M1	Al	0,043	0,050	0,056	0,060	0,061	0,053	0,054	0,071	0,076	0,058	0,056
	Ti	0,072	0,075	0,077	0,093	0,078	0,083	0,084	0,091	0,097	0,092	0,082
	Fe ³⁺	0,120	0,122	0,100	0,125	0,126	0,120	0,137	0,120	0,129	0,127	0,133
	Cr	0,005	0,008	0,004	0,004	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
	Mg ²⁺	0,707	0,692	0,702	0,658	0,678	0,676	0,671	0,645	0,637	0,656	0,676
	Fe ²⁺	0,052	0,053	0,061	0,060	0,056	0,058	0,053	0,071	0,058	0,065	0,052
	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _{M1}	0,999	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	0,999	1,000	1,000	1,000
M2	Mg ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe ²⁺	0,042	0,040	0,050	0,038	0,035	0,027	0,030	0,032	0,034	0,028	0,033
	Mn	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003
	Ca	0,922	0,924	0,916	0,927	0,933	0,940	0,936	0,936	0,934	0,941	0,937
	Na	0,032	0,032	0,031	0,030	0,028	0,028	0,029	0,029	0,029	0,027	0,027
	K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
	Σ _{M2}	1,000	0,999	1,000	1,000	0,999	0,999	0,999	1,000	1,000	1,001	1,000
Total cátions		3,999	3,999	4,000	4,000	3,999	3,999	3,999	3,999	4,000	4,001	4,000
Componentes moleculares												
Jd		1,833	1,867	1,755	1,788	1,636	1,652	1,714	1,671	1,772	1,623	1,576
Ae		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Es		7,144	7,438	5,913	7,492	7,351	6,931	8,018	7,076	7,739	7,498	8,129
CaTiTs		4,124	4,304	4,364	5,431	4,506	4,756	4,912	5,336	5,754	5,369	5,474
CaTs		0,641	1,016	1,430	1,709	1,867	1,384	1,399	2,469	2,747	1,745	2,043
Wo		40,619	40,289	40,349	39,439	40,193	40,942	40,110	39,769	38,913	40,159	39,234
En		40,309	39,714	39,897	38,387	39,186	38,873	39,011	37,663	37,631	38,194	38,175
Fs		5,330	5,372	6,292	5,754	5,261	5,462	4,835	6,016	5,443	5,413	4,901
Nomenclatura (Morimoto, 1980)	Dipsídio subsilícico com Fe ³⁺	Dipsídio subsilícico com Fe ³⁺	Dipsídio subsilícico	Dipsídio subsilícico com Fe ³⁺	Dipsídio subsilícico com Fe ³⁺	Dipsídio subsilícico com Fe ³⁺	Dipsídio subsilícico com Fe ³⁺	Dipsídio subsilícico com Fe ³⁺	Dipsídio subsilícico com Fe ³⁺	Dipsídio subsilícico com Fe ³⁺	Dipsídio subsilícico com Fe ³⁺	Dipsídio subsilícico com Fe ³⁺

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; desc, análise descartada.

TABELA 06 - Composição química, em porcentagem de peso, de piroxênios do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr70d	mtr70d	mtr70d	mtr70d	mtr70d	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c
Grão/Análise	16/37	16/38	17/39	18/40	18/41	19/41	20/42	21/43	22/44	23/45	23/46	23/47
Localização	b de anf	b de anf	inc anf	inc anf b	inc anf n	inc plag	b de anf	b de anf	b de anf	inc anf b	inc anf n	inc anf nb
SiO ₂	49,53	49,26	46,63	49,83	48,13	47,08	48,21	48,84	49,26	49,51	49,74	50,01
TiO ₂	1,14	0,61	2,69	1,09	1,73	0,44	0,73	1,38	0,66	0,68	1,07	0,56
Al ₂ O ₃	1,62	1,44	7,76	4,32	6,81	2,68	1,29	1,39	1,09	1,24	4,55	3,18
ZrO ₂	0,38	0,21	0,00	0,06	0,04	0,15	1,96	0,35	0,38	0,77	0,05	0,10
FeO	20,64	20,50	7,38	9,56	5,80	24,23	24,64	22,69	24,11	20,28	9,38	13,53
MnO	0,90	0,96	0,15	0,35	0,12	1,03	1,07	0,97	0,87	0,89	0,28	0,55
MgO	4,39	3,98	12,74	11,66	14,04	2,17	0,99	2,88	2,60	4,29	12,00	9,73
CaO	18,93	18,40	22,57	22,59	22,47	21,50	15,48	17,11	17,25	18,17	22,62	22,16
Na ₂ O	2,72	2,78	0,72	0,86	0,60	0,96	4,14	3,59	3,29	3,03	0,80	0,94
K ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,24	98,14	100,66	100,32	99,75	100,24	98,51	99,18	99,52	98,85	100,47	100,75
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios												
T	Si	1,931	1,960	1,716	1,858	1,773	1,885	1,951	1,933	1,953	1,848	1,886
	Al	0,069	0,040	0,284	0,142	0,227	0,115	0,049	0,065	0,047	0,152	0,114
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
	Σ _T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
	Al	0,005	0,028	0,053	0,048	0,068	0,011	0,012	0,000	0,013	0,047	0,027
M1	Ti	0,033	0,018	0,075	0,030	0,048	0,013	0,022	0,041	0,020	0,030	0,016
	Fe ³⁺	0,186	0,179	0,132	0,093	0,104	0,144	0,235	0,242	0,237	0,192	0,120
	Zr	0,007	0,004	0,000	0,001	0,001	0,003	0,009	0,007	0,015	0,001	0,002
	Mg	0,255	0,236	0,699	0,648	0,771	0,129	0,060	0,170	0,154	0,253	0,547
	Fe ²⁺	0,487	0,503	0,042	0,180	0,008	0,667	0,599	0,507	0,563	0,158	0,289
M2	Mn	0,026	0,031	0,000	0,000	0,000	0,032	0,033	0,032	0,015	0,030	0,000
	Σ _{M1}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	1,000	1,000	1,000	1,000
	Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe ²⁺	0,000	0,000	0,053	0,025	0,067	0,000	0,000	0,000	0,000	0,034	0,018
	Mn	0,003	0,001	0,005	0,011	0,004	0,003	0,004	0,000	0,014	0,009	0,018
M2	Ca	0,791	0,784	0,890	0,902	0,886	0,922	0,671	0,726	0,733	0,768	0,900
	Na	0,206	0,214	0,051	0,062	0,043	0,074	0,324	0,275	0,253	0,232	0,069
	K	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _{M2}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000
Total cátions		4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Componentes moleculares												
Jd	0,304	1,581	2,980	2,603	2,420	0,623	0,772	0,000	0,247	0,725	2,580	1,483
Ae	11,440	10,605	0,000	0,778	0,000	3,463	19,384	16,404	14,465	12,661	0,563	2,273
Es	0,000	0,000	7,591	4,291	5,831	4,438	0,000	0,000	0,000	0,000	4,946	4,240
CaTt's	1,900	1,041	4,285	1,667	2,700	0,730	1,375	2,438	1,145	1,171	1,635	0,862
CaTs	0,000	0,000	0,062	0,000	1,420	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Wo	43,194	43,454	39,206	43,387	39,876	45,279	40,213	40,773	41,475	43,172	42,840	43,671
En	14,542	13,403	40,145	35,434	43,334	7,069	3,697	10,131	8,946	14,578	36,467	29,791
Fs	28,619	29,916	5,730	11,841	4,420	38,399	34,558	30,254	33,723	27,693	10,969	17,680
Nomenclatura (Morimoto, 1990)	Egírina-Augita	Egírina-Augita	Diopsídio subalítico com Fe ³⁺	Diopsídio	Diopsídio com Fe ³⁺	Hedenbergita com Fe ³⁺	Egírina-Augita com Zr	Egírina-Augita	Egírina-Augita	Egírina-Augita com Zr	Diopsídio com Fe ³⁺	Diopsídio com Fe ³⁺

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; inc, inclusão em; anf, anfíbólio; plg, plagioclásio.

Anostra	Grão/Análise	Localização	mir05e 1/01	mir05e 1/02	mir05e 1/03	mir05e 1/04	mir05e 2/05	mir05e 3/06	mir05e 3/07	mir05e 4/08	mir31c 5/09	mir31c 5/10	mir31c 5/11	mir31c 5/12	mt31c 6/13	mir31c 6/14	mir31c 6/15	mir31c 6/16	mic31c 7/17	mir11a 8/18	mir11a 8/19	mir11a 8/20
			b	n	nb	b	n	n	b	n	n	n	b	b	n	n	b	b	n	b	n	b
		SiO ₂	47,31	50,85	50,59	47,33	49,87	48,00	47,75	49,76	51,45	50,72	49,93	50,07	51,02	51,00	50,21	49,62	50,91	48,47	48,25	47,09
		TiO ₂	0,23	0,53	0,56	0,49	0,30	0,38	0,46	0,76	0,48	0,49	0,58	0,40	0,52	0,46	0,35	0,47	0,45	0,52	0,52	0,74
		Al ₂ O ₃	1,85	1,58	1,89	2,03	1,78	1,93	1,88	2,30	1,23	1,35	1,75	1,41	1,35	1,25	1,36	1,52	1,18	2,18	1,88	2,99
		ZrO ₂	0,53	0,00	0,03	0,48	0,10	0,26	0,37	0,07	0,09	0,07	0,11	0,04	0,05	0,11	0,02	0,16	0,01	0,32	0,27	0,73
		FeO	23,64	14,04	13,41	22,86	15,46	20,92	21,91	12,53	12,40	13,17	15,81	15,99	11,41	11,20	15,61	15,58	12,32	19,96	19,46	19,69
		MnO	1,51	0,78	0,74	1,41	0,84	1,39	1,40	0,67	0,86	0,88	0,97	0,97	0,84	0,78	1,04	0,98	0,88	1,35	1,40	1,31
		MgO	2,36	10,13	9,94	2,42	8,62	3,71	2,93	10,47	11,07	9,82	7,35	8,04	11,70	11,63	8,30	7,72	11,52	4,30	4,82	4,29
		CaO	20,59	22,22	22,03	20,34	22,03	21,29	20,98	22,03	21,55	21,75	21,81	21,68	21,06	21,57	21,85	21,63	21,42	21,13	21,21	20,54
		Na ₂ O	1,59	0,60	0,62	1,60	0,75	1,30	1,29	0,60	0,55	0,95	1,06	0,81	0,81	0,61	0,81	0,89	0,68	1,33	1,27	1,58
		K ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00
Total			99,62	100,74	99,82	98,95	99,73	99,18	98,97	99,20	98,89	99,19	98,36	99,40	98,77	98,52	99,57	98,57	99,36	99,59	99,08	98,96
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																						
T		Si	1,899	1,926	1,932	1,909	1,922	1,916	1,922	1,905	1,952	1,946	1,941	1,944	1,946	1,952	1,942	1,944	1,937	1,918	1,914	1,873
		Al	0,088	0,070	0,068	0,091	0,078	0,084	0,078	0,095	0,048	0,054	0,059	0,056	0,054	0,048	0,058	0,056	0,053	0,082	0,086	0,127
		Fe ³⁺	0,013	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000
		Zr	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
M1		Al	0,000	0,000	0,017	0,006	0,003	0,006	0,011	0,008	0,007	0,007	0,021	0,008	0,007	0,009	0,005	0,014	0,000	0,020	0,002	0,013
		Ti	0,007																			

ABREVIATURAS: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda.

TABELA 07 - Continuação.

Amostra Grão/Análise Localização	mt26c 9/21 n	mt26c 9/22 b	mt26c 10/23 b	mt26c 10/24 n	mt26c 11/25 b	mt26c 11/26 n	mt26c 12/27 n	mt41a 13/28 n	mt41a 13/29 nb	mt41a 13/30 b	mt41a 14/31 b	mt41a 14/32 n	mt52a 15/33 n	mt52a 15/34 nb	mt52a 15/35 b	mt52a 15/36 b	mt69b 24/48 n	mt69b 24/49 b	mt69b 25/50 n	mt69b 26/51 cor anf
SiO ₂	50,91	51,02	50,70	50,74	51,14	50,96	51,00	50,41	49,70	47,49	48,13	47,34	51,13	50,37	50,62	50,39	51,76	51,13	50,85	49,99
TiO ₂	0,41	0,39	0,50	0,36	0,39	0,29	0,33	0,99	0,47	0,42	0,26	0,42	0,59	1,17	0,53	0,70	0,22	0,67	0,45	0,83
Al ₂ O ₃	1,45	1,33	1,39	1,41	1,50	1,52	1,40	2,48	1,98	1,58	1,37	1,40	1,90	3,96	1,84	1,84	1,36	2,01	1,56	2,86
ZrO ₂	0,03	0,06	0,02	0,06	0,09	0,05	0,12	0,10	0,09	0,34	0,10	0,17	0,03	0,01	0,08	0,08	0,07	0,07	0,11	0,10
FeO	14,31	13,14	14,13	13,05	14,53	15,01	14,88	10,57	14,23	24,88	22,61	23,76	12,75	8,96	14,32	14,70	11,55	10,50	14,44	11,13
MnO	0,90	0,77	0,93	0,80	0,88	0,91	0,87	0,56	0,90	1,82	1,84	1,70	0,67	0,39	0,75	0,81	0,70	0,90	0,84	0,80
MgO	9,44	10,36	9,58	9,99	9,26	8,81	9,41	11,78	8,26	1,10	2,56	1,67	10,99	11,59	9,12	8,73	10,92	10,96	9,47	10,99
CaO	21,74	21,93	21,59	21,94	21,78	21,97	21,75	21,90	22,03	18,86	19,18	19,11	22,14	22,31	22,21	22,25	22,46	21,88	21,88	22,19
Na ₂ O	0,88	0,80	0,81	0,82	0,94	0,96	0,89	0,74	0,99	2,25	2,14	2,10	0,60	1,33	0,79	0,92	0,88	1,31	0,78	1,28
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	100,05	99,81	99,65	99,19	100,51	100,48	100,63	99,53	98,93	98,76	98,19	97,67	100,79	100,13	100,27	100,43	99,91	99,98	100,39	100,17
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																				
T	Si	1,944	1,943	1,944	1,946	1,944	1,940	1,904	1,931	1,930	1,945	1,937	1,924	1,873	1,933	1,924	1,956	1,921	1,938	1,874
	Al	0,056	0,057	0,056	0,054	0,054	0,056	0,096	0,069	0,070	0,055	0,063	0,076	0,127	0,067	0,076	0,044	0,079	0,062	0,126
	Fe ³⁺	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
	Σ _T	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
M1	Al	0,010	0,003	0,007	0,010	0,013	0,012	0,002	0,015	0,006	0,010	0,005	0,008	0,047	0,016	0,007	0,016	0,010	0,008	0,001
	Ti	0,012	0,011	0,015	0,010	0,011	0,008	0,009	0,028	0,014	0,013	0,008	0,017	0,033	0,015	0,020	0,006	0,019	0,013	0,023
	Fe ³⁺	0,086	0,089	0,079	0,083	0,085	0,085	0,100	0,075	0,090	0,190	0,189	0,078	0,111	0,076	0,082	0,077	0,124	0,081	0,165
	Zr	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,007	0,002	0,003	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002
	Mg ²⁺	0,537	0,588	0,548	0,571	0,525	0,501	0,663	0,479	0,067	0,154	0,102	0,616	0,642	0,519	0,497	0,615	0,613	0,538	0,614
	Fe ²⁺	0,355	0,308	0,352	0,325	0,364	0,382	0,353	0,217	0,373	0,644	0,575	0,281	0,167	0,373	0,378	0,284	0,266	0,358	0,183
	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,063	0,061	0,059	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,027	0,000	0,011
	Σ _{M1}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,995	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
M2	Mg ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe ²⁺	0,016	0,021	0,023	0,011	0,014	0,002	0,021	0,042	0,000	0,000	0,000	0,042	0,001	0,009	0,000	0,004	0,000	0,022	0,000
	Mn	0,029	0,025	0,030	0,026	0,029	0,030	0,028	0,018	0,008	0,002	0,000	0,021	0,012	0,024	0,022	0,022	0,002	0,027	0,015
	Ca	0,890	0,895	0,887	0,901	0,888	0,898	0,886	0,886	0,917	0,821	0,838	0,892	0,889	0,908	0,910	0,909	0,903	0,893	0,892
	Na	0,065	0,059	0,060	0,061	0,069	0,071	0,065	0,054	0,075	0,168	0,167	0,044	0,096	0,058	0,068	0,065	0,095	0,057	0,093
	K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Σ _{M2}	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,005	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Total cátions		4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Componentes moleculares																				
Jd		0,506	0,132	0,374	0,502	0,701	0,660	0,123	0,784	0,314	0,571	0,265	0,419	2,603	0,832	0,398	0,854	0,515	0,422	0,056
Ac		2,918	2,950	2,796	2,756	2,998	3,116	3,348	2,097	9,777	8,810	9,046	1,904	2,822	2,256	3,222	2,556	4,665	2,629	5,125
Es		1,601	1,693	1,348	1,604	1,481	1,950	1,929	1,893	1,576	1,777	1,517	2,182	3,319	1,741	1,676	1,508	2,046	1,653	4,026
CaTiTs		0,621	0,590	0,764	0,552	0,586	0,445	0,497	1,493	0,729	0,448	0,714	0,876	1,806	0,805	1,075	0,334	1,022	0,685	1,293
CaTs		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Wo		44,792	44,886	44,589	45,382	44,929	45,289	44,543	43,743	46,258	43,992	44,162	43,978	44,002	45,475	45,702	46,042	45,826	44,790	43,982
En		28,400	31,014	28,829	30,127	27,807	26,604	28,274	35,283	3,750	8,609	5,693	32,475	35,512	27,426	26,442	32,380	33,222	28,391	33,970
Fs		21,162	18,694	21,300	19,077	21,498	21,938	14,707	21,494	39,872	35,623	38,173	18,168	9,936	21,465	21,496	16,326	12,705	21,430	11,548
Nomenclatura (Reinds, 1986)																				
		Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado	Dopado
		com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺	com Fe ³⁺

OBSERVAÇÕES: Fe³⁺/Fe²⁺ calculado por estequiometria. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; cor anf, fina coroa em volta do anfibólio.

TABELA 08 - Composição química, em porcentagem de peso, de anfibólios das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Grão/Análise Localização	mtr24a 1/01 b	mtr24a 1/02 n	mtr24a 2/03 b	mtr24a 2/04 n	mtr24a 3/05 b	mtr24a 3/06 n	mtr24a 4/07 inc px	mtr24a 5/08 inc px	mtr19a 6/09 b	mtr19a 6/10 n	mtr19a 7/11 b opac	mtr19a 8/12 b	mtr19a 8/13 n	mtr04d 9/14	mtr04d 10/15	mtr04d 11/16 b px	mtr04d 11/17 b px	mtr05c 12/18 n	mtr05c 12/19 b	mtr05c 13/20 n
SiO ₂	39,60	39,02	39,53	39,05	39,38	39,23	39,61	39,63	39,25	38,47	39,58	39,80	38,37	40,14	40,72	40,25	40,04	39,55	39,37	39,56
TiO ₂	5,63	6,31	6,04	6,51	6,28	6,52	5,82	5,12	5,86	6,89	5,01	4,85	7,25	6,11	4,88	6,38	5,96	6,68	6,28	6,70
Al ₂ O ₃	13,27	13,42	13,28	13,77	13,88	13,53	13,32	13,11	13,72	13,25	13,44	13,20	14,05	12,69	11,99	12,53	12,65	13,75	13,27	13,88
FeO	11,38	10,44	11,30	10,11	10,07	9,99	10,84	11,14	12,18	11,29	12,42	12,39	10,76	11,45	13,15	11,81	11,92	10,83	11,03	10,73
MnO	0,12	0,12	0,13	0,11	0,12	0,18	0,15	0,18	0,18	0,15	0,17	0,17	0,18	0,19	0,21	0,14	0,20	0,14	0,11	0,15
MgO	11,89	12,35	12,27	12,04	12,34	12,43	12,11	11,97	11,00	11,40	11,00	11,24	11,42	11,72	11,54	11,20	11,49	11,62	12,00	11,86
CaO	11,97	12,29	11,90	12,12	12,12	12,14	12,07	11,89	11,97	11,86	11,78	11,66	12,14	11,96	11,76	11,85	11,86	12,16	11,93	12,12
Na ₂ O	2,38	2,30	2,29	2,26	2,28	2,28	2,20	2,34	2,29	2,26	2,37	2,26	2,12	2,32	2,56	2,26	2,34	2,15	2,21	2,16
K ₂ O	1,70	1,52	1,43	1,58	1,60	1,53	1,68	1,70	1,56	1,51	1,59	1,52	1,65	1,55	1,74	1,62	1,58	1,65	1,63	1,65
F	0,13	0,31	0,07	0,21	0,17	0,27	0,14	0,20	0,04	0,34	0,13	0,30	0,10	0,53	0,76	0,55	0,41	0,16	0,10	0,01
Cl	0,04	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,04	0,08	0,01	0,02	0,11	0,02	0,04	0,02	0,04	0,03
-O=F,Cl	98,11	98,07	98,26	97,78	98,23	98,10	97,95	97,32	98,08	97,44	97,53	97,46	98,06	98,68	99,42	98,61	98,48	98,71	97,96	98,84
Total	98,03	97,92	98,22	97,67	98,14	97,96	97,88	97,21	98,05	97,26	97,45	97,29	98,01	98,41	99,01	98,33	98,27	98,63	97,90	98,83
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios																				
T	Si	5,897	5,814	5,857	5,810	5,821	5,822	5,891	5,950	5,852	5,797	5,947	5,998	5,708	5,982	6,100	6,012	5,980	5,836	5,857
	Al	2,103	2,186	2,143	2,190	2,179	2,178	2,109	2,050	2,148	2,203	2,053	2,002	2,292	2,018	1,900	1,988	2,020	2,164	2,190
	Σ _T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
C	Al	0,228	0,170	0,176	0,225	0,239	0,189	0,227	0,269	0,264	0,152	0,328	0,343	0,172	0,211	0,217	0,219	0,208	0,229	0,213
	Ti	0,631	0,707	0,673	0,729	0,698	0,727	0,652	0,579	0,657	0,781	0,566	0,550	0,812	0,685	0,550	0,717	0,670	0,741	0,740
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,088	0,000	0,000	0,000	0,000
	Mg	2,641	2,743	2,711	2,672	2,719	2,750	2,684	2,679	2,444	2,561	2,463	2,524	2,532	2,604	2,576	2,493	2,558	2,556	2,597
	Fe ²⁺	1,417	1,301	1,400	1,258	1,245	1,240	1,349	1,399	1,519	1,423	1,561	1,557	1,339	1,427	1,558	1,475	1,489	1,337	1,318
	Mn	0,016	0,015	0,017	0,013	0,015	0,023	0,019	0,023	0,023	0,020	0,022	0,021	0,023	0,024	0,010	0,018	0,025	0,017	0,018
	Σ _C	4,929	4,935	4,976	4,897	4,915	4,929	4,930	4,948	4,907	4,937	4,940	5,000	4,878	4,951	5,000	4,922	4,951	4,879	4,885
B	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Ca	1,909	1,962	1,889	1,933	1,920	1,930	1,919	1,913	1,911	1,915	1,896	1,882	1,934	1,910	1,888	1,896	1,898	1,922	1,902
	Na	0,091	0,038	0,111	0,067	0,080	0,070	0,081	0,087	0,089	0,085	0,104	0,116	0,066	0,090	0,095	0,104	0,102	0,078	0,098
	Σ _B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
A	Na	0,597	0,627	0,546	0,584	0,573	0,587	0,554	0,595	0,574	0,576	0,586	0,543	0,546	0,581	0,647	0,551	0,574	0,538	0,523
	K	0,322	0,289	0,269	0,300	0,302	0,289	0,319	0,325	0,296	0,290	0,304	0,291	0,313	0,295	0,332	0,309	0,301	0,311	0,308
	Σ _A	0,919	0,916	0,815	0,884	0,875	0,876	0,873	0,920	0,871	0,867	0,890	0,834	0,858	0,877	0,979	0,859	0,875	0,849	0,831
Total cátions		15,849	15,851	15,792	15,781	15,790	15,805	15,804	15,868	15,778	15,803	15,830	15,834	15,736	15,828	15,979	15,781	15,826	15,728	15,717
F		0,060	0,144	0,031	0,099	0,079	0,127	0,067	0,097	0,017	0,163	0,061	0,144	0,048	0,247	0,362	0,258	0,192	0,045	0,004
Cl		0,011	0,002	0,004	0,006	0,002	0,004	0,006	0,008	0,008	0,003	0,011	0,019	0,003	0,006	0,027	0,006	0,010	0,004	0,008
Nomenclatura (Leake, 1997)	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K e F	Kaersuuta com K e F	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por limites na fórmula estrutural. Abreviações: n, núcleo; b, borda; inc, incluso; px, piroxênio; opac, opacos.

TABELA 08 - Continuação.

Amostra Grão/Análise Localização	mtr70b 14/21 b px	mtr70b 15/22 n	mtr70b 15/23 b	mtr02c 16/24 n	mtr04i 17/25 n	mtr04i 18/26 n	mtr04i 18/27 b	mtr21b 19/28 n	mtr07d 20/29 n	mtr04b 21/30 n	mtr04b 21/31 b	mtr04b 22/32 b	mtr04b 22/33 nb	mtr04b 22/34 n	mtr42a 23/35 n
SiO ₂	39,94	38,86	38,88	38,91	37,64	38,64	39,24	38,48	38,56	38,36	38,98	38,73	39,28	38,70	39,59
TiO ₂	5,86	7,02	4,86	6,05	5,36	5,45	5,40	6,87	6,58	5,34	5,01	5,62	5,29	5,19	6,31
Al ₂ O ₃	12,93	13,58	12,37	14,48	15,68	13,96	13,14	13,46	14,32	15,70	14,96	13,40	13,57	14,67	13,43
FeO	13,03	11,23	16,57	11,57	12,07	12,55	14,26	10,08	11,52	12,04	12,51	14,99	14,39	12,98	10,49
MnO	0,21	0,14	0,25	0,21	0,12	0,22	0,22	0,07	0,15	0,15	0,12	0,17	0,24	0,19	0,19
MgO	10,82	11,43	9,03	11,40	10,40	10,42	10,05	11,87	11,27	10,96	10,88	9,36	9,75	10,49	12,00
CaO	11,71	11,75	11,14	11,94	11,84	11,86	11,67	11,87	12,43	12,23	11,96	11,90	11,78	11,80	12,26
Na ₂ O	2,74	2,63	2,81	2,33	2,28	2,30	2,46	2,44	2,34	2,29	2,37	2,41	2,39	2,29	2,41
K ₂ O	1,59	1,44	1,68	1,69	1,85	1,67	1,77	1,57	1,67	1,73	1,84	1,74	1,73	1,77	1,59
F	0,09	0,16	0,19	0,16	0,09	0,38	0,22	0,11	0,13	0,41	0,37	0,15	0,46	0,00	0,19
Cl	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,07	0,02	0,03	0,04	0,08	0,09	0,06	0,04	0,00
-O=F,Cl	98,94	98,28	97,81	98,77	97,38	97,47	98,50	96,84	98,98	99,24	99,07	98,55	98,95	98,12	98,46
Total	98,89	98,20	97,71	98,68	97,32	97,28	98,38	96,78	98,91	99,03	98,86	98,46	98,71	98,11	98,37
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios															
T	Si	5,934	5,780	5,967	5,766	5,671	5,856	5,916	5,778	5,710	5,700	5,808	5,856	5,822	5,858
	Al	2,066	2,220	2,033	2,234	2,329	2,144	2,084	2,222	2,290	2,300	2,192	2,144	2,078	2,142
	Σ _T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
C	Al	0,198	0,161	0,204	0,296	0,456	0,350	0,253	0,160	0,210	0,450	0,435	0,244	0,334	0,201
	Ti	0,655	0,786	0,561	0,674	0,608	0,621	0,612	0,776	0,733	0,597	0,561	0,639	0,600	0,584
	Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Mg	2,397	2,535	2,066	2,518	2,335	2,354	2,259	2,657	2,487	2,418	2,110	2,191	2,339	2,648
	Fe ²⁺	1,619	1,397	2,127	1,433	1,521	1,591	1,799	1,266	1,427	1,496	1,559	1,895	1,814	1,624
	Mn	0,027	0,018	0,033	0,026	0,016	0,028	0,028	0,009	0,018	0,019	0,016	0,021	0,031	0,024
	Σ _C	4,895	4,897	4,992	4,947	4,935	4,944	4,950	4,868	4,875	4,989	4,988	4,909	4,970	4,872
B	Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Ca	1,863	1,873	1,832	1,896	1,911	1,926	1,885	1,910	1,971	1,946	1,910	1,927	1,903	1,943
	Na	0,137	0,127	0,168	0,104	0,089	0,074	0,115	0,090	0,029	0,054	0,090	0,073	0,097	0,057
	Σ _B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
A	Na	0,654	0,631	0,666	0,566	0,577	0,602	0,605	0,620	0,643	0,607	0,593	0,634	0,601	0,635
	K	0,301	0,274	0,328	0,319	0,356	0,324	0,340	0,300	0,315	0,328	0,350	0,336	0,333	0,300
	Σ _A	0,955	0,905	0,994	0,885	0,933	0,926	0,945	0,920	0,958	0,934	0,943	0,970	0,935	0,935
Total cátions		15,849	15,802	15,986	15,832	15,868	15,869	15,896	15,788	15,834	15,924	15,931	15,879	15,904	15,807
F		0,041	0,077	0,092	0,074	0,045	0,183	0,106	0,051	0,059	0,192	0,174	0,071	0,217	0,087
Cl		0,008	0,008	0,011	0,011	0,012	0,007	0,019	0,006	0,007	0,010	0,021	0,023	0,015	0,000
Nomenclatura (Leake, 1997)	Kaersuhta com K	Kaersuhta com K	Kaersuhta com K	Kaersuhta com K	Kaersuhta com K	Kaersuhta com K	Kaersuhta com K	Kaersuhta com K	Kaersuhta com K	Kaersuhta com K	Kaersuhta com K	Kaersuhta com K	Kaersuhta com K	Kaersuhta com K	Kaersuhta com K

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado pela média dos limites da fórmula estrutural. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre o núcleo e a borda; px, piroxênio.

TABELA 09 - Composição química, em porcentagem de peso, de anfibólios do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c
Grão/Análise	26/61	26/62	27/63	27/64	27/65	28/66	28/67	28/68	29/69	29/70	29/71	30/72	30/73	31/74	31/75	32/76	32/77	33/78	33/79	33/80	33/81
Localização	b	n	b	nb	n	n	nb	b	n	nb	n	nb	b	n	b	n	b	n	nb	nb	b
SiO ₂	37,55	39,07	37,40	39,31	39,75	38,88	39,52	37,35	39,30	38,06	37,70	38,99	38,09	39,45	37,64	39,18	37,29	39,42	38,86	38,80	37,61
TiO ₂	2,15	4,71	1,96	4,40	4,94	5,43	5,18	2,00	6,22	1,96	1,97	5,52	2,11	5,54	1,84	3,97	2,01	5,17	5,55	4,39	1,94
Al ₂ O ₃	10,00	13,58	10,27	13,37	13,29	13,95	13,54	10,31	13,96	11,39	11,56	13,53	11,78	13,66	10,20	13,07	10,78	13,54	13,37	13,15	10,88
FeO	31,66	14,87	31,26	14,96	11,98	12,87	13,78	30,44	10,47	28,63	28,75	11,60	25,19	11,80	31,88	15,62	30,10	12,14	11,14	15,42	30,32
MnO	1,13	0,28	1,08	0,25	0,20	0,19	0,23	1,05	0,11	1,08	0,76	0,16	0,71	0,22	1,11	0,33	0,97	0,21	0,18	0,31	1,01
MgO	0,41	9,61	0,60	9,69	11,87	10,99	10,44	0,67	12,44	1,69	2,25	11,76	3,75	11,66	0,61	9,43	1,36	11,43	12,10	9,81	1,41
CaO	9,38	11,73	9,78	11,46	11,93	11,82	11,72	9,71	11,87	10,00	10,58	11,85	10,79	11,93	9,54	11,55	10,14	11,84	11,84	11,58	10,30
Na ₂ O	2,82	2,46	2,77	2,50	2,36	2,30	2,55	2,73	2,32	2,48	2,52	2,40	2,58	2,34	2,77	2,50	2,65	2,36	2,36	2,45	2,61
K ₂ O	1,73	1,60	1,78	1,53	1,37	1,44	1,44	1,74	1,56	2,11	1,80	1,42	1,73	1,47	1,81	1,50	1,78	1,41	1,41	1,52	1,77
F	0,03	0,19	0,00	0,25	0,33	0,06	0,20	0,04	0,26	0,07	0,21	0,23	0,43	0,29	0,00	0,25	0,00	0,23	0,20	0,09	0,12
Cl	0,05	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,06	0,03	0,12	0,11	0,04	0,10	0,03	0,05	0,04	0,09	0,03	0,04	0,03	0,10
-O=F,Cl	96,90	98,13	96,95	97,77	98,06	97,95	98,64	96,10	98,54	97,60	98,18	97,49	97,26	98,38	97,46	97,43	97,17	97,79	97,07	97,54	98,06
Total	96,87	98,02	96,93	97,63	97,89	97,91	98,53	96,07	98,41	97,54	98,06	97,37	97,03	98,23	97,45	97,29	97,15	97,67	96,96	97,49	97,98
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios																					
T	Si	6,196	5,918	6,163	5,974	5,943	5,823	5,916	6,202	5,810	6,169	6,067	5,857	6,123	5,879	6,164	5,998	6,097	5,909	5,851	5,912
	Al	1,804	2,082	1,837	2,026	2,057	2,177	2,084	1,798	2,190	1,831	1,933	2,143	1,877	2,121	1,836	2,002	1,903	2,091	2,149	2,088
	Σ _T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
C	Al	0,141	0,342	0,157	0,370	0,286	0,285	0,305	0,220	0,244	0,345	0,260	0,252	0,356	0,279	0,134	0,356	0,175	0,303	0,224	0,182
	Ti	0,267	0,536	0,243	0,503	0,556	0,612	0,583	0,250	0,692	0,239	0,238	0,624	0,255	0,621	0,227	0,457	0,247	0,583	0,629	0,503
	Fe ³⁺	0,509	0,000	0,483	0,008	0,037	0,000	0,000	0,391	0,000	0,345	0,510	0,000	0,397	0,000	0,597	0,027	0,482	0,000	0,038	0,548
	Mg	0,100	2,169	0,147	2,195	2,646	2,453	2,329	0,166	2,741	0,409	0,539	2,633	0,898	2,591	0,150	2,153	0,332	2,554	2,717	2,228
	Fe ²⁺	3,860	1,883	3,825	1,894	1,461	1,612	1,725	3,837	1,295	3,536	3,360	1,457	2,989	1,470	3,769	1,972	3,634	1,522	1,402	1,927
	Mn	0,124	0,035	0,145	0,030	0,015	0,023	0,029	0,137	0,014	0,126	0,094	0,021	0,097	0,028	0,123	0,035	0,130	0,027	0,023	0,029
	Σ _C	5,000	4,966	5,000	5,000	5,000	4,985	4,972	5,000	4,986	5,000	5,000	4,988	4,992	4,989	5,000	5,000	5,000	4,989	4,995	5,000
B	Mn	0,034	0,000	0,006	0,002	0,010	0,000	0,000	0,011	0,000	0,022	0,009	0,000	0,000	0,000	0,030	0,008	0,004	0,000	0,000	0,011
	Ca	1,657	1,904	1,727	1,867	1,911	1,896	1,880	1,728	1,880	1,737	1,824	1,906	1,859	1,904	1,674	1,894	1,777	1,902	1,910	1,890
	Na	0,308	0,096	0,267	0,131	0,078	0,104	0,120	0,261	0,120	0,241	0,167	0,094	0,141	0,096	0,296	0,098	0,219	0,098	0,090	0,199
	Σ _B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
A	Na	0,595	0,626	0,618	0,606	0,606	0,564	0,618	0,617	0,545	0,538	0,619	0,607	0,663	0,582	0,585	0,644	0,623	0,588	0,600	0,623
	K	0,363	0,309	0,374	0,297	0,261	0,275	0,275	0,369	0,294	0,435	0,370	0,272	0,354	0,279	0,378	0,293	0,372	0,270	0,272	0,296
	Σ _A	0,958	0,935	0,992	0,903	0,867	0,839	0,893	0,986	0,840	0,973	0,989	0,878	1,017	0,861	0,963	0,936	0,995	0,858	0,872	0,920
Total		15,958	15,901	15,992	15,903	15,867	15,824	15,865	15,986	15,825	15,973	15,989	15,866	16,009	15,850	15,963	15,936	15,995	15,848	15,867	15,920
F		0,015	0,092	0,000	0,122	0,156	0,027	0,094	0,021	0,122	0,037	0,105	0,107	0,220	0,137	0,000	0,122	0,000	0,110	0,095	0,063
Cl		0,013	0,012	0,014	0,009	0,011	0,009	0,010	0,018	0,008	0,032	0,029	0,010	0,026	0,007	0,015	0,011	0,024	0,008	0,010	0,029
Nomenclatura (Leake, 1997)	Hastingsita com K e Ti	Kaersuuta com K	Hastingsita com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Hastingsita com K e Ti	Kaersuuta com K	Ferro-pargasita com K	Hastingsita com K	Kaersuuta com K	Hastingsita com K e Ti	Kaersuuta com K	Hastingsita com K	Pargasita com K e Ti	Hastingsita com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Kaersuuta com K	Hastingsita com K

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por limites na fórmula estrutural. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre o núcleo e a borda.

Amostra		mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e
Grão/Análise		1/01	1/02	2/03	2/04	3/05	3/06	4/07	4/08	4/09	5/10	6/11	6/12	6/13	7/14	7/15	8/16	8/17	8/18	8/19
Localização		n	b	b	n	n	b	n	b	b	b	b	nb	n	n	b	b	b	n	nb
SiO ₂		38,86	38,62	37,70	38,65	38,65	37,27	38,84	38,34	37,56	38,01	37,81	39,70	39,52	39,34	37,54	37,78	36,64	39,20	38,89
TiO ₂		2,96	2,64	2,40	3,09	3,15	2,31	3,35	3,76	2,77	3,43	2,86	3,54	3,38	3,14	2,58	1,84	2,34	3,25	3,46
Al ₂ O ₃		11,32	10,90	12,10	11,56	11,25	11,65	10,92	11,09	11,99	11,33	11,70	10,48	10,79	11,39	11,17	11,18	11,87	11,32	11,62
FeO		22,57	25,60	25,48	23,59	22,72	26,80	23,43	23,25	25,73	24,46	25,20	21,61	21,30	21,94	26,93	27,87	29,24	20,93	21,75
MnO		0,85	1,12	1,03	0,89	0,82	1,34	0,91	0,93	1,04	0,97	0,98	0,81	0,77	0,79	1,08	1,06	1,16	0,71	0,69
MgO		5,62	3,51	3,59	5,05	5,23	2,40	4,71	4,53	3,30	3,87	3,83	5,97	6,11	5,78	2,73	2,52	0,99	6,16	6,06
CaO		10,89	10,42	10,74	10,92	10,81	10,59	10,68	10,77	10,29	10,55	10,62	10,80	10,76	10,87	10,48	10,42	10,59	11,21	11,22
Na ₂ O		2,65	2,77	2,53	2,55	2,62	2,47	2,75	2,59	2,71	2,60	2,67	2,64	2,67	2,62	2,52	2,54	2,37	2,50	2,52
K ₂ O		1,65	1,71	1,64	1,64	1,67	1,70	1,51	1,59	1,67	1,65	1,69	1,58	1,56	1,72	1,71	1,74	1,56	1,59	1,81
F		1,16	0,56	1,05	0,86	0,90	1,18	0,43	0,17	0,32	0,30	0,29	0,44	0,35	0,77	0,60	0,84	0,49	0,55	0,66
Cl		0,06	0,07	0,06	0,06	0,04	0,11	0,04	0,04	0,03	0,03	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,04	0,11	0,04	0,04
-O=F,Cl		98,58	97,90	98,33	98,85	97,85	97,82	97,55	97,06	97,40	97,21	97,70	97,63	97,26	98,24	97,40	97,80	97,55	97,42	98,49
Total		97,99	97,60	97,79	98,41	97,39	97,20	97,33	96,96	97,23	97,05	97,55	97,40	97,07	97,85	97,09	97,37	97,28	97,14	97,38
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios																				
T	Si	6,135	6,195	6,035	6,092	6,147	6,070	6,191	6,137	6,031	6,108	6,043	6,274	6,247	6,192	6,094	6,125	6,010	6,199	6,097
	Al	1,865	1,805	1,965	1,908	1,853	1,930	1,809	1,863	1,969	1,892	1,957	1,726	1,753	1,808	1,906	1,875	1,990	1,801	1,903
	Σ _T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
C	Al	0,240	0,256	0,319	0,239	0,256	0,307	0,242	0,230	0,300	0,255	0,247	0,227	0,258	0,304	0,231				

OBSERVAÇÕES: $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ calculado por limites na fórmula estrutural. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre o núcleo e a borda.

TABELA 10 - Continuação.

Amostra	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr26c	mtr26c	mtr26c	mtr26c	mtr26c	mtr26c	mtr26c	mtr26c	mtr41a	mtr41a	mtr41a	mtr41a
Grão/Análise	9/21	9/22	10/23	10/24	10/25	11/26	11/27	11/28	12/29	12/30	13/31	13/32	14/33	14/34	15/35	15/36	16/37	16/38	17/39	17/40	
Localização	nb	n	b	n	n	b	b	n	n	b	b	n	b	n	b	n	b	b	n	n	
SiO ₂	38,60	39,44	37,43	39,09	39,29	36,58	37,10	39,33	38,90	38,54	38,89	39,04	38,83	39,64	38,79	39,59	36,83	38,66	36,75	39,44	
TiO ₂	3,08	3,15	1,91	3,12	3,30	2,49	2,03	3,33	3,66	2,19	3,76	3,60	3,62	3,57	3,41	3,32	2,11	3,00	2,32	3,07	
Al ₂ O ₃	11,56	11,57	11,23	11,39	11,42	12,19	11,78	11,48	11,02	10,45	10,93	10,93	10,41	10,34	11,09	10,98	10,81	11,87	11,31	11,17	
FeO	22,85	20,90	28,60	22,55	20,84	28,03	28,10	20,93	23,71	26,97	23,70	23,27	25,56	23,37	24,90	22,25	30,43	23,32	29,54	21,76	
MnO	0,83	0,70	1,10	0,83	0,66	1,18	1,14	0,70	0,90	1,02	0,91	0,93	0,95	0,91	0,96	0,91	1,53	0,73	1,27	0,73	
MgO	5,12	6,29	1,92	5,34	6,54	1,87	1,66	6,44	5,40	3,46	5,05	5,48	3,88	5,54	4,35	6,10	0,51	5,63	0,99	5,87	
CaO	11,06	11,07	10,32	11,01	11,12	10,55	10,65	11,06	10,57	10,04	10,76	10,68	10,41	10,56	10,54	11,01	10,01	10,86	10,33	10,74	
Na ₂ O	2,45	2,57	2,52	2,57	2,60	2,34	2,38	2,54	2,67	2,93	2,75	2,64	2,75	2,74	2,62	2,69	2,45	2,62	2,50	2,79	
K ₂ O	1,59	1,63	1,74	1,55	1,57	1,81	1,74	1,67	1,64	1,67	1,60	1,60	1,61	1,51	1,65	1,53	1,78	1,68	1,78	1,54	
F	0,43	0,76	0,56	0,66	0,79	0,35	0,71	0,40	0,45	0,24	0,56	0,61	0,41	0,51	0,34	0,60	0,42	0,92	0,64	0,70	
Cl	0,04	0,05	0,05	0,05	0,06	0,08	0,07	0,04	0,03	0,03	0,06	0,06	0,03	0,03	0,06	0,03	0,04	0,04	0,09	0,05	
-O=F,Cl	97,60	98,14	97,38	98,16	98,19	97,47	97,35	97,90	98,95	97,54	98,96	98,84	98,45	98,70	98,71	99,00	96,92	99,32	97,52	97,85	
Total	97,37	97,75	97,09	97,82	97,79	97,27	96,98	97,69	98,72	97,41	98,67	98,52	98,24	98,45	98,52	98,69	96,70	98,85	97,18	97,49	
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios																					
T	Si	6,130	6,191	6,103	6,176	6,161	5,950	6,074	6,164	6,091	6,183	6,118	6,128	6,182	6,222	6,125	6,173	6,100	6,036	6,043	
	Al	1,870	1,809	1,897	1,824	1,839	2,050	1,926	1,838	1,909	1,817	1,882	1,872	1,818	1,778	1,875	1,827	1,900	1,964	1,957	
	Σ _T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
	C	Al	0,294	0,332	0,262	0,297	0,273	0,288	0,347	0,286	0,126	0,160	0,144	0,150	0,136	0,134	0,190	0,191	0,210	0,220	0,236
		Ti	0,368	0,372	0,235	0,371	0,390	0,304	0,249	0,392	0,431	0,264	0,445	0,425	0,434	0,421	0,405	0,389	0,282	0,353	0,287
		Fe ³⁺	0,192	0,268	0,669	0,267	0,326	0,520	0,602	0,119	0,387	0,535	0,331	0,404	0,254	0,293	0,285	0,327	0,627	0,691	0,685
		Mg	1,211	1,473	0,468	1,258	1,528	0,453	0,405	1,504	1,260	0,827	1,185	1,282	0,921	1,296	1,024	1,417	0,125	1,310	0,241
Fe ²⁺		2,843	2,476	3,232	2,713	2,407	3,293	3,245	2,624	2,717	3,084	2,786	2,651	3,149	2,775	3,003	2,575	3,588	2,355	3,377	
Mn	0,093	0,079	0,135	0,095	0,076	0,142	0,152	0,075	0,079	0,129	0,109	0,088	0,106	0,082	0,091	0,101	0,188	0,071	0,173		
Σ _C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000		
B	Mn	0,019	0,014	0,017	0,016	0,012	0,021	0,006	0,017	0,040	0,009	0,012	0,036	0,022	0,040	0,037	0,019	0,027	0,025	0,004	
	Ca	1,882	1,861	1,803	1,863	1,869	1,839	1,868	1,858	1,774	1,725	1,813	1,796	1,776	1,776	1,783	1,839	1,776	1,817	1,821	
	Na	0,099	0,125	0,180	0,121	0,119	0,140	0,126	0,125	0,186	0,266	0,175	0,168	0,203	0,185	0,180	0,142	0,197	0,158	0,176	
	Σ _B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
A	Na	0,655	0,657	0,617	0,667	0,672	0,599	0,629	0,645	0,624	0,647	0,664	0,635	0,646	0,650	0,623	0,672	0,591	0,634	0,622	
	K	0,322	0,326	0,362	0,313	0,313	0,376	0,364	0,334	0,327	0,342	0,321	0,321	0,328	0,301	0,332	0,305	0,376	0,335	0,374	
	Σ _A	0,977	0,983	0,979	0,980	0,985	0,975	0,992	0,979	0,951	0,989	0,985	0,956	0,973	0,951	0,955	0,977	0,967	0,969	0,987	
Total	15,977	15,983	15,979	15,980	15,985	15,975	15,992	15,979	15,951	15,989	15,985	15,956	15,973	15,951	15,955	15,977	15,967	15,969	15,987		
F	0,217	0,379	0,290	0,329	0,390	0,181	0,368	0,197	0,224	0,121	0,277	0,303	0,204	0,251	0,170	0,296	0,221	0,454	0,333		
Cl	0,012	0,014	0,012	0,012	0,015	0,022	0,020	0,011	0,008	0,009	0,017	0,017	0,007	0,007	0,016	0,007	0,011	0,010	0,025		
OBSERVAÇÕES: Fe ²⁺ /Fe ³⁺ calculado por limites na fórmula estrutural. Abundância de Fe ²⁺ calculada a partir da fórmula estrutural.																					
Nomenclatura (Leake, 1987)	Ferro-pargasita com K e Ti	Ferro-pargasita com F, K e Ti	Hastingsita com F e K	Ferro-pargasita com F, K e Ti	Hastingsita com F, K e Ti	Hastingsita com K e Ti	Hastingsita com F e K	Ferro-pargasita com K e Ti	Hastingsita com K e Ti	Hastingsita com K	Hastingsita com F, K e Ti	Hastingsita com F, K e Ti	Hastingsita com K e Ti	Hastingsita com F, K e Ti	Hastingsita com F, K e Ti	Hastingsita com K e Ti	Hastingsita com F, K e Ti	Hastingsita com F, K e Ti	Hastingsita com F, K e Ti	Hastingsita com F, K e Ti	

OBSERVAÇÕES: Fe²⁺/Fe³⁺ calculado por limites na fórmula estrutural. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre o núcleo e a borda.

Amostra		mtr41a	mtr41a	mtr41a	mtr41a	mtr52a	mtr52a	mtr52a	mtr52a	mtr52a	mtr52a	mtr52a	mtr52a	mtr52a	mtr52a	mtr69b	mtr69b	mtr69b	mtr69b	mtr69b	mtr69b	mtr69b	mtr69b
Grão/Análise		17/41	18/42	18/43	18/44	19/45	19/46	19/47	20/48	20/49	20/50	21/51	21/52	21/52	21/52	23/53	23/54	23/56	24/57	24/58	25/59	25/60	25/60
Localização		nb	n	b	b	n	b	nb	b	nb	n	n	b	b	b	n	n	b	b	n	n	n	b
SiO ₂		39,19	39,17	36,63	36,33	39,25	38,03	38,72	37,20	39,10	39,18	38,91	37,61	37,61	40,79	41,40	40,56	39,73	41,87	40,11	40,71	40,71	40,71
TiO ₂		3,23	3,49	2,26	2,38	3,92	1,93	3,37	2,66	4,21	4,02	4,04	4,01	4,01	2,96	3,23	3,32	3,56	3,39	3,28	3,65	3,65	3,65
Al ₂ O ₃		11,07	11,42	10,77	10,99	11,62	13,25	11,28	12,19	11,53	11,46	11,27	12,25	10,67	10,05	10,83	11,00	10,09	11,33	10,72	10,72	10,72	10,72
FeO		20,96	20,63	29,76	29,78	21,58	23,69	24,42	24,69	21,91	21,17	21,04	23,69	17,11	15,61	16,75	18,10	15,38	16,70	17,29	17,29	17,29	17,29
MnO		0,78	0,64	1,43	1,34	0,75	0,71	0,85	0,78	0,62	0,60	0,69	0,73	0,69	0,70	0,81	0,89	0,71	0,81	0,93	0,93	0,93	0,93
MgO		6,33	6,56	0,80	0,77	5,81	3,76	4,38	3,80	5,93	6,18	6,15	4,47	9,94	10,59	9,78	8,52	11,03	9,46	9,50	9,50	9,50	9,50
CaO		10,81	10,67	9,86	10,08	11,14	9,67	10,63	10,56	11,23	11,22	11,03	11,05	11,03	10,99	11,09	10,69	10,91	10,70	10,93	10,93	10,93	10,93
Na ₂ O		2,60	2,80	2,63	2,55	2,55	3,13	2,57	2,68	2,57	2,54	2,59	2,55	2,79	3,00	2,80	2,88	3,08	3,04	2,82	2,82	2,82	2,82
K ₂ O		1,56	1,52	1,69	1,77	1,63	1,60	1,63	1,77	1,61	1,61	1,66	1,70	1,57	1,53	1,49	1,58	1,44	1,53	1,44	1,44	1,44	1,44
F		0,92	0,62	0,48	0,49	0,27	0,09	0,15	0,09	0,23	0,35	0,38	0,27	0,98	1,09	0,95	0,86	1,35	1,04	0,82	0,82	0,82	0,82
Cl		0,04	0,04	0,04	0,07	0,05	0,06	0,04	0,05	0,06	0,03	0,05	0,05	0,03	0,05	0,02	0,04	0,05	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
		97,51	97,56	96,35	96,55	98,55	95,93	98,03	96,46	99,00	98,36	97,81	98,37	98,56	98,25	98,41	97,83	99,29	97,99	98,82	98,82	98,82	98,82
-O=F,Cl		0,47	0,32	0,25	0,26	0,15	0,06	0,08	0,05	0,13	0,18	0,20	0,15	0,50	0,56	0,48	0,44	0,68	0,52	0,42	0,42	0,42	0,42
Total		97,04	97,24	96,10	96,29	98,40	95,87	97,94	96,41	98,87	98,18	97,61	98,22	98,06	97,69	97,93	97,40	98,61	97,47	98,40	98,40	98,40	98,40
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios																							
T	Si	6,201	6,157	6,088	6,038	6,130	6,101	6,137	5,999	6,086	6,128	6,128	5,951	6,229	6,326	6,209	6,161	6,325	6,165	6,211	6,211	6,211	6,211
	Al	1,799	1,843	1,912	1,962	1,870																	

OBSERVAÇÕES: $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ calculado por limites na fórmula estrutural. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre o núcleo e a borda.

TABELA 11 - Composição química, em porcentagem de peso, de biotitas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr02b	mtr02b	mtr02b	mtr02b	mtr02b	mtr02b	mtr02b	mtr19a	mtr19a	mtr19a	mtr19a	mtr19a	mtr19a	mtr19a	mtr19a	mtr24a	mtr24a	mtr24a	mtr24a	mtr24a
Grão/Análise	1/01	2/02	2/03	3/04	4/05	4/06	5/07	6/08	7/09	7/10	8/11	9/12	10/13	11/14	11/15	12/16	13/17	13/18	14/19	15/20
Localização	b ol	b	n		b op	n	b op	b op	n	b	b op	n	b op	b	n	n	b	n	b op	b op
SiO ₂	36,05	36,30	35,57	35,94	37,12	35,82	35,38	35,77	36,24	36,27	35,58	36,22	36,28	35,87	35,83	36,16	36,02	36,06	36,98	36,58
TiO ₂	5,90	5,13	7,43	7,42	5,82	7,46	6,50	7,58	7,94	7,79	7,08	7,60	7,46	7,38	7,65	7,91	7,89	7,84	7,57	5,77
Al ₂ O ₃	15,19	16,25	15,66	15,98	16,66	15,86	16,04	16,88	15,86	15,84	16,28	15,87	16,02	15,58	15,81	15,85	15,76	15,84	15,59	15,79
FeO	14,81	12,43	13,89	13,24	10,28	11,92	13,40	11,21	13,58	13,35	11,29	14,13	12,45	14,85	14,99	13,11	13,49	13,24	11,46	12,74
MnO	0,23	0,06	0,07	0,08	0,06	0,05	0,06	0,07	0,11	0,07	0,09	0,12	0,08	0,14	0,13	0,09	0,07	0,10	0,08	0,13
MgO	14,26	16,55	14,28	14,50	17,89	15,57	14,39	15,40	14,20	14,38	15,23	14,14	14,75	13,35	13,38	14,44	14,69	14,58	16,09	15,78
CaO	0,04	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,07	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,08
BaO	0,00	0,19	1,24	0,46	0,41	0,91	0,95	0,76	0,10	0,21	0,01	0,06	0,15	0,01	0,83	0,41	0,75	0,52	0,05	0,23
Na ₂ O	0,38	0,20	0,64	0,33	0,51	0,40	0,34	0,21	0,66	0,61	0,19	0,43	0,36	0,31	0,50	0,60	0,54	0,53	0,58	0,22
K ₂ O	9,70	9,97	8,93	9,37	9,66	9,50	9,27	9,69	9,16	9,32	9,75	9,57	9,42	9,60	9,06	9,37	9,00	9,27	9,28	9,81
F	0,32	0,37	0,35	0,34	0,54	0,28	0,44	0,55	0,55	0,31	0,28	0,50	0,50	0,25	0,29	0,23	0,21	0,23	0,36	0,24
Cl	0,03	0,06	0,09	0,04	0,04	0,06	0,05	0,04	0,03	0,05	0,01	0,03	0,03	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05	0,07	0,10
Cr ₂ O ₃	0,13	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,03	0,04	0,05	0,00
-O=F,Cl	0,14	0,17	0,17	0,15	0,24	0,13	0,20	0,24	0,24	0,14	0,12	0,22	0,22	0,12	0,14	0,11	0,10	0,11	0,17	0,12
Total	96,77	97,34	97,98	97,58	98,76	97,69	96,68	97,92	98,20	98,11	95,68	98,43	97,27	97,27	98,40	98,10	98,42	98,16	97,95	97,32
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios																				
Si	5,343	5,295	5,223	5,251	5,283	5,221	5,247	5,181	5,258	5,263	5,244	5,261	5,287	5,286	5,244	5,249	5,226	5,237	5,313	5,341
Al ^{IV}	2,652	2,705	2,709	2,749	2,717	2,722	2,753	2,819	2,710	2,707	2,756	2,714	2,713	2,703	2,724	2,709	2,692	2,709	2,638	2,659
Fe ³⁺	0,005	0,000	0,068	0,000	0,000	0,057	0,000	0,000	0,032	0,030	0,000	0,025	0,000	0,011	0,032	0,042	0,082	0,054	0,049	0,000
Σ Tetraédrica	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,000	0,086	0,000	0,001	0,074	0,000	0,048	0,061	0,000	0,000	0,071	0,000	0,035	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,056
Ti	0,658	0,563	0,821	0,816	0,623	0,818	0,725	0,825	0,867	0,850	0,785	0,830	0,817	0,818	0,842	0,863	0,861	0,856	0,819	0,633
Fe ²⁺	1,831	1,516	1,638	1,617	1,223	1,396	1,662	1,357	1,616	1,590	1,392	1,691	1,517	1,819	1,803	1,549	1,554	1,554	1,328	1,555
Cr	0,015	0,003	0,004	0,000	0,000	0,005	0,003	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,006	0,000
Mn	0,028	0,008	0,008	0,010	0,007	0,006	0,007	0,009	0,013	0,008	0,011	0,015	0,010	0,018	0,017	0,012	0,008	0,012	0,010	0,016
Mg	3,152	3,598	3,126	3,158	3,796	3,384	3,182	3,326	3,072	3,111	3,348	3,061	3,204	2,933	2,919	3,124	3,176	3,156	3,447	3,435
Σ Octaédrica	5,684	5,774	5,597	5,602	5,723	5,604	5,629	5,581	5,569	5,560	5,609	5,597	5,583	5,592	5,581	5,552	5,603	5,582	5,610	5,695
Ba	0,000	0,011	0,072	0,026	0,023	0,052	0,055	0,043	0,006	0,012	0,001	0,003	0,008	0,000	0,047	0,023	0,042	0,030	0,003	0,013
Ca	0,007	0,000	0,000	0,005	0,002	0,000	0,010	0,001	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,012
Na	0,108	0,056	0,183	0,094	0,140	0,113	0,099	0,060	0,186	0,172	0,055	0,120	0,103	0,087	0,142	0,167	0,152	0,148	0,160	0,061
K	1,834	1,856	1,672	1,746	1,754	1,766	1,754	1,790	1,696	1,725	1,834	1,774	1,750	1,804	1,692	1,734	1,665	1,718	1,701	1,826
Σ Intercamada	1,949	1,923	1,927	1,871	1,919	1,931	1,918	1,894	1,888	1,916	1,890	1,897	1,861	1,891	1,881	1,924	1,868	1,896	1,864	1,912
Total Cátions	15,633	15,697	15,524	15,473	15,642	15,535	15,547	15,475	15,457	15,476	15,499	15,494	15,444	15,483	15,462	15,476	15,469	15,478	15,474	15,607
F	0,299	0,340	0,323	0,312	0,484	0,257	0,414	0,500	0,500	0,288	0,257	0,459	0,458	0,234	0,268	0,207	0,185	0,213	0,327	0,217
Cl	0,016	0,031	0,045	0,020	0,020	0,032	0,023	0,018	0,016	0,026	0,007	0,015	0,016	0,027	0,035	0,030	0,031	0,025	0,033	0,048

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Fe³⁺ necessário para preencher o sítio T. Abreviações: n, núcleo; b, borda; inc, incluso; ol, olivina; op, opacos; frat, fratura.

TABELA 11 - Continuação.

Amostra	mtr24a	mtr24a	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr05c	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d
Grão/Análise	16/21	17/22	18/23	19/24	19/25	20/26	21/27	22/28	22/29	23/30	23/31	24/30	25/31	26/32	27/33	28/34	28/35	29/36	29/37	30/38	
Localização	b op	b op	b op	n	b	b op	n	n	b	n	b	b op	n	b op	b	n	b	n	b	b	
SiO ₂	35,58	36,38	33,70	33,69	35,03	35,93	36,67	35,69	36,44	36,39	36,98	36,70	33,68	35,10	38,14	35,59	36,41	34,05	34,45	34,40	
TiO ₂	6,81	6,37	9,04	9,32	8,79	8,20	6,76	7,29	6,35	6,98	6,04	8,22	9,21	7,99	4,44	7,98	7,14	9,63	6,37	7,53	
Al ₂ O ₃	16,27	15,56	15,81	14,63	14,44	14,80	16,17	15,93	15,94	16,12	16,16	15,51	14,82	15,17	15,02	15,34	15,06	15,21	15,80	15,28	
FeO	13,85	12,48	15,11	16,71	16,41	15,09	12,51	12,72	11,87	12,31	11,26	11,56	16,40	15,96	11,39	14,41	14,33	15,84	14,55	14,24	
MnO	0,13	0,04	0,09	0,17	0,14	0,13	0,07	0,06	0,11	0,07	0,06	0,10	0,16	0,12	0,08	0,09	0,13	0,14	0,19	0,13	
MgO	14,80	15,66	12,12	10,82	11,77	12,91	15,68	15,25	15,72	15,49	16,77	15,36	10,73	12,13	17,78	13,19	14,52	11,26	13,70	13,62	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,02	0,00	0,11	0,00	0,03	0,02	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
BaO	1,19	0,29	5,38	4,37	2,55	1,59	0,31	1,06	0,26	0,54	0,00	0,09	4,90	2,52	0,29	2,70	1,93	5,39	4,27	5,02	
Na ₂ O	0,44	0,46	0,12	0,17	0,10	0,18	0,21	0,23	0,23	0,22	0,15	0,18	0,19	0,25	0,11	0,08	0,16	0,23	0,13	0,13	
K ₂ O	9,26	9,54	8,07	8,14	8,88	9,47	9,99	9,59	9,92	9,97	10,22	9,98	7,91	9,08	10,28	9,37	9,41	7,97	8,51	8,46	
F	0,42	0,30	0,81	0,84	0,51	1,08	0,51	0,25	0,67	0,80	0,61	0,55	0,84	0,97	1,36	0,75	1,32	0,69	1,06	0,94	
Cl	0,10	0,09	0,04	0,07	0,05	0,08	0,11	0,06	0,07	0,09	0,08	0,06	0,05	0,09	0,07	0,08	0,05	0,06	0,08	0,09	
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	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.	
-O=F,Cl	98,84	97,17	100,29	98,91	98,67	99,62	98,99	98,12	97,70	98,97	98,37	98,33	98,88	99,41	98,96	99,58	100,46	100,47	99,08	99,84	
Total	98,64	97,02	99,94	98,54	98,45	99,15	98,75	98,00	97,40	98,61	98,10	98,08	98,52	98,98	98,37	99,25	99,90	100,17	98,62	99,43	
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios																					
Si	5,193	5,323	5,039	5,126	5,244	5,292	5,283	5,210	5,315	5,267	5,325	5,297	5,130	5,230	5,506	5,247	5,310	5,094	5,178	5,150	
Al ^{IV}	2,796	2,677	2,783	2,622	2,545	2,567	2,717	2,740	2,685	2,733	2,675	2,636	2,659	2,662	2,494	2,663	2,587	2,679	2,796	2,694	
Fe ³⁺	0,011	0,000	0,178	0,252	0,211	0,141	0,000	0,050	0,000	0,000	0,000	0,067	0,211	0,108	0,000	0,090	0,103	0,227	0,026	0,156	
Σ Tetraédrica	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
Al ^{VI}	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,053	0,014	0,066	0,000	0,000	0,000	0,059	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ti	0,748	0,701	1,017	1,067	0,989	0,909	0,732	0,801	0,697	0,760	0,654	0,892	1,056	0,895	0,482	0,885	0,783	1,084	0,720	0,848	
Fe ²⁺	1,680	1,528	1,711	1,874	1,843	1,718	1,507	1,503	1,447	1,490	1,356	1,328	1,878	1,881	1,375	1,687	1,645	1,755	1,802	1,627	
Cr	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mn	0,016	0,005	0,012	0,022	0,018	0,016	0,008	0,007	0,014	0,008	0,008	0,012	0,020	0,016	0,010	0,011	0,016	0,018	0,024	0,016	
Mg	3,220	3,417	2,702	2,454	2,627	2,836	3,368	3,318	3,418	3,341	3,599	3,305	2,437	2,695	3,827	2,899	3,157	2,511	3,069	3,040	
Σ Octaédrica	5,665	5,657	5,444	5,417	5,477	5,479	5,641	5,629	5,629	5,613	5,683	5,537	5,391	5,487	5,753	5,482	5,601	5,368	5,615	5,531	
Ba	0,068	0,016	0,315	0,261	0,150	0,092	0,017	0,060	0,015	0,030	0,000	0,005	0,292	0,147	0,017	0,156	0,110	0,316	0,251	0,294	
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,003	0,000	0,017	0,000	0,005	0,003	0,000	0,006	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	
Na	0,123	0,131	0,035	0,049	0,029	0,050	0,057	0,065	0,064	0,063	0,042	0,051	0,057	0,071	0,030	0,022	0,045	0,068	0,037	0,038	
K	1,724	1,781	1,540	1,580	1,695	1,780	1,836	1,785	1,846	1,840	1,877	1,838	1,538	1,726	1,893	1,763	1,751	1,522	1,631	1,615	
Σ Intercamada	1,915	1,928	1,890	1,890	1,874	1,948	1,913	1,910	1,942	1,933	1,924	1,897	1,887	1,950	1,941	1,943	1,906	1,906	1,919	1,947	
Total Cátions	15,580	15,585	15,334	15,307	15,351	15,427	15,554	15,539	15,571	15,546	15,607	15,434	15,278	15,437	15,694	15,425	15,507	15,274	15,534	15,478	
F	0,387	0,278	0,761	0,805	0,483	1,009	0,460	0,229	0,615	0,729	0,554	0,504	0,806	0,915	1,242	0,699	1,214	0,656	1,003	0,885	
Cl	0,049	0,046	0,021	0,034	0,023	0,038	0,052	0,030	0,036	0,044	0,039	0,031	0,024	0,045	0,036	0,038	0,022	0,029	0,042	0,046	
OBSERVAÇÕES: Fe _{total} calculado como Fe ²⁺ . Fe ³⁺ necessário para preencher o sítio T. Abreviações: n: núcleo; b: borda; inc: intercamada; tet: tetraédrica; oct: octaédrica.																					

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Fe³⁺ necessário para preencher o sítio T. Abreviações: n, núcleo; b, borda; inc, incluso; ol, olivina; op, opacos; frat, fratura.

TABELA 11 - Continuação.

Amostra	mtr04d	mtr04d	mtr21i	mtr21i	mtr21i	mtr21i	mtr21i	mtr21i	mtr21i	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr01g	mtr01g	mtr01g	mtr01g	mtr01g	mtr01g	mtr21b
Grão/Análise	30/39	30/40	31/41	32/42	33/43	34/44	34/45	35/46	36/47	37/48	37/49	38/50	39/51	40/52	40/53	40/54	41/55	41/56	41/57	42/58	
Localização	n	b	frat	inc px	n	n	b px	n	n	n	b	n	n	n	b	nb	n	b	b	n	
SiO ₂	34,29	36,77	37,78	37,02	36,64	36,55	36,27	36,68	35,92	34,72	35,06	36,94	36,11	35,65	35,40	35,12	35,75	34,72	35,20	36,71	
TiO ₂	9,16	6,68	6,81	7,94	7,17	7,20	7,18	7,33	6,98	7,71	6,65	0,04	0,05	9,59	7,57	9,88	9,07	8,89	8,68	4,02	
Al ₂ O ₃	15,23	15,08	14,00	15,66	15,52	15,58	15,70	15,79	14,39	14,74	15,04	16,03	17,92	16,25	16,02	16,18	16,01	16,33	16,20	17,22	
FeO	14,84	13,29	11,39	10,74	10,96	9,91	10,75	10,89	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,04	0,03	
MnO	0,09	0,15	0,06	0,07	0,06	0,03	0,05	0,08	17,28	19,90	21,08	16,49	16,18	14,85	14,20	14,22	14,77	14,57	14,87	10,96	
MgO	11,98	15,00	18,31	16,50	16,04	16,93	16,37	16,75	0,16	0,27	0,23	0,15	0,17	0,06	0,08	0,11	0,13	0,07	0,07	0,04	
CaO	0,00	0,03	0,06	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	13,47	10,17	10,11	17,78	16,19	12,99	13,38	12,87	12,74	12,45	12,60	17,29	
BaO	4,82	1,03	0,39	0,83	0,58	0,92	0,96	0,23	0,05	0,00	0,08	0,05	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	
Na ₂ O	0,20	0,10	0,52	0,51	0,44	0,51	0,49	0,52	0,00	0,13	0,08	0,09	0,11	0,84	0,64	1,79	1,12	2,11	1,51	0,14	
K ₂ O	7,99	9,75	8,26	9,24	9,67	9,17	9,08	9,45	0,66	0,61	0,45	0,24	0,21	0,24	0,12	0,23	0,17	0,17	0,16	0,74	
F	0,96	0,93	0,67	0,59	0,56	0,46	0,39	0,35	9,04	8,88	9,20	9,65	9,68	9,59	9,22	9,12	9,61	9,23	9,28	9,05	
Cl	0,05	0,06	0,18	0,15	0,25	0,24	0,25	0,22	0,08	0,16	0,26	0,35	0,47	0,27	0,47	0,36	0,41	0,47	0,48	0,19	
Cr ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,05	0,02	0,06	0,07	0,06	0,04	0,05	0,02	0,05	0,04	0,03	0,07	
-O=F,Cl	99,62	98,88	98,43	99,24	97,88	97,50	97,49	98,30	98,09	97,31	98,29	97,88	97,18	100,37	97,18	99,89	99,89	99,13	99,13	96,46	
Total	99,21	98,47	98,11	98,96	97,59	97,25	97,27	98,10	98,05	97,23	98,17	97,72	96,97	100,24	96,97	99,74	99,70	98,92	98,92	96,36	
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios																					
Si	5,138	5,370	5,417	5,287	5,322	5,299	5,278	5,272	5,307	5,252	5,282	5,447	5,359	5,128	5,239	5,096	5,184	5,111	5,158	5,332	
Al ^{IV}	2,687	2,595	2,364	2,634	2,655	2,660	2,690	2,672	2,504	2,626	2,668	2,553	2,641	2,752	2,761	2,765	2,735	2,831	2,797	2,668	
Fe ³⁺	0,175	0,035	0,219	0,079	0,023	0,041	0,032	0,056	0,189	0,122	0,050	0,000	0,000	0,120	0,000	0,139	0,081	0,058	0,045	0,000	
Σ Tetraédrica	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,231	0,491	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,278	
Ti	1,033	0,734	0,735	0,853	0,783	0,785	0,786	0,792	0,775	0,877	0,754	0,005	0,005	1,037	0,843	1,078	0,989	0,985	0,957	0,439	
Fe ²⁺	1,685	1,588	1,147	1,204	1,308	1,161	1,276	1,253	1,945	2,395	2,606	2,033	2,008	1,666	1,757	1,586	1,710	1,735	1,777	1,331	
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,007	0,004	0,003	
Mn	0,012	0,019	0,007	0,009	0,007	0,004	0,006	0,010	0,021	0,034	0,029	0,019	0,021	0,007	0,010	0,013	0,016	0,008	0,009	0,005	
Mg	2,677	3,267	3,915	3,513	3,473	3,658	3,551	3,589	2,965	2,293	2,270	3,909	3,582	2,785	2,952	2,783	2,754	2,733	2,752	3,744	
Σ Octaédrica	5,407	5,608	5,804	5,579	5,571	5,608	5,619	5,644	5,706	5,599	5,659	6,197	6,108	5,495	5,592	5,460	5,473	5,468	5,499	5,800	
Ba	0,283	0,059	0,022	0,047	0,033	0,052	0,055	0,013	0,000	0,008	0,005	0,005	0,006	0,047	0,037	0,102	0,064	0,122	0,087	0,008	
Ca	0,000	0,005	0,009	0,001	0,003	0,001	0,001	0,000	0,008	0,000	0,013	0,008	0,004	0,002	0,002	0,002	0,004	0,002	0,001	0,000	
Na	0,058	0,029	0,144	0,142	0,123	0,144	0,139	0,146	0,190	0,178	0,131	0,069	0,059	0,066	0,035	0,063	0,047	0,048	0,045	0,208	
K	1,528	1,817	1,511	1,683	1,791	1,695	1,686	1,733	1,704	1,713	1,769	1,815	1,832	1,759	1,741	1,687	1,777	1,733	1,736	1,677	
Σ Intercamada	1,869	1,910	1,686	1,873	1,950	1,892	1,881	1,892	1,902	1,899	1,918	1,897	1,901	1,874	1,815	1,854	1,892	1,905	1,869	1,893	
Total Cátions	15,276	15,518	15,490	15,452	15,521	15,500	15,500	15,536	15,608	15,498	15,577	16,094	16,009	15,369	15,407	15,314	15,365	15,373	15,368	15,693	
F	0,908	0,863	0,610	0,531	0,511	0,424	0,354	0,320	0,076	0,155	0,248	0,323	0,443	0,248	0,442	0,326	0,379	0,436	0,445	0,175	
Cl	0,025	0,031	0,087	0,072	0,122	0,116	0,123	0,106	0,024	0,01	0,028	0,037	0,032	0,021	0,025	0,011	0,027	0,022	0,015	0,035	
OBSERVAÇÕES: Fe _{total} calculado como Fe ²⁺ . Fe ³⁺ necessário para preencher o sítio T. Abreviações: n = núcleo; b = borda; nb = borda-núcleo; fr = fratura; inc = inclusão.																					

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Fe³⁺ necessário para preencher o sítio T. Abreviações: n, núcleo; b, borda; inc, incluso; ol, olivina; op, opacos; frat, fratura.

TABELA 11 - Continuação.

Amostra	mtr21b	mtr04i	mtr07d	mtr07d	mtr04b	mtr04b	mtr04b	mtr04b	mtr42a
Grão/Análise	42/59	43/60	44/61	44/62	45/63	45/64	46/65	46/66	47/67
Localização	b	n	n	b	n	b	n	b	n
SiO ₂	36,10	34,12	34,82	33,66	33,84	35,21	32,35	33,73	36,65
TiO ₂	4,96	7,50	8,49	9,07	8,08	6,49	8,81	7,92	7,78
Al ₂ O ₃	16,68	16,97	16,57	16,80	16,98	16,93	16,32	16,31	15,61
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	11,96	14,57	11,97	12,49	14,15	13,74	17,81	18,38	13,17
MnO	0,05	0,08	0,07	0,10	0,09	0,07	0,16	0,13	0,11
MgO	16,17	12,74	14,06	13,51	12,90	14,25	9,91	10,38	14,67
CaO	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
BaO	0,17	1,01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na ₂ O	0,68	0,25	0,54	0,49	0,51	0,41	0,29	0,24	0,50
K ₂ O	8,86	9,26	8,55	8,26	8,31	9,00	8,02	8,87	9,44
F	0,15	0,31	0,47	0,51	0,18	0,55	0,23	0,15	0,32
Cl	0,07	0,06	0,08	0,05	0,02	0,01	0,03	0,02	0,06
	95,90	96,89	95,62	94,95	95,06	96,67	93,93	96,14	98,31
-O=F,Cl	0,08	0,14	0,22	0,23	0,08	0,24	0,10	0,07	0,15
Total	95,82	96,74	95,40	94,73	94,98	96,43	93,83	96,07	98,16
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios									
Si	5,304	5,095	5,151	5,034	5,071	5,197	5,011	5,115	5,302
Al ^{IV}	2,696	2,905	2,849	2,958	2,929	2,803	2,978	2,885	2,659
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,011	0,000	0,039
Σ Tetraédrica	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,190	0,079	0,038	0,000	0,069	0,140	0,000	0,028	0,000
Ti	0,548	0,843	0,944	1,020	0,911	0,721	1,027	0,903	0,846
Fe ²⁺	1,470	1,819	1,481	1,554	1,773	1,695	2,296	2,332	1,554
Cr	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,006	0,010	0,008	0,013	0,012	0,008	0,021	0,016	0,013
Mg	3,543	2,836	3,101	3,011	2,881	3,135	2,287	2,347	3,164
Σ Octaédrica	5,761	5,588	5,572	5,598	5,646	5,699	5,631	5,626	5,577
Ba	0,010	0,059	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,002	0,001	0,000	0,005	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Na	0,195	0,072	0,154	0,141	0,148	0,117	0,087	0,071	0,141
K	1,661	1,765	1,614	1,575	1,589	1,695	1,586	1,716	1,743
Σ Intercamada	1,868	1,897	1,768	1,721	1,737	1,813	1,673	1,787	1,884
Total Cátions	15,629	15,485	15,340	15,319	15,383	15,512	15,304	15,413	15,461
F	0,143	0,293	0,441	0,481	0,172	0,516	0,222	0,144	0,296
Cl	0,034	0,032	0,042	0,025	0,011	0,007	0,015	0,012	0,027

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺, com Fe³⁺ necessário para preencher o sítio T. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre o núcleo e a borda; n.a., não analisado.

TABELA 12 - Composição química, em porcentagem de peso, de biotitas do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Grão/Análise Localização	mtr70d 14/21	mtr70d 15/22	mtr70d 16/23	mtr70d 16/24a	mtr70d 17/24b	mtr70c 20/27 alt	mtr70c 20/28	mtr70c 21/29	mtr70c 22/30	mtr70c 18/31
SiO ₂	34,04	33,76	34,66	33,85	33,88	33,78	33,62	33,74	34,53	35,86
TiO ₂	3,97	3,50	4,95	3,44	3,41	3,94	4,79	5,15	4,34	4,71
Al ₂ O ₃	11,42	11,33	13,25	11,75	11,92	11,78	12,51	11,83	12,36	13,72
FeO	34,72	36,68	28,61	35,74	35,28	32,80	31,70	34,32	30,34	22,33
MnO	0,99	1,03	0,61	1,29	1,59	0,66	0,68	0,73	0,54	0,62
MgO	2,81	2,12	6,55	1,83	1,59	3,44	3,91	1,86	5,11	10,09
CaO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,08	0,00	0,07	0,00
BaO	0,07	0,10	0,21	0,04	0,00	0,00	0,00	0,22	0,25	0,42
Na ₂ O	0,37	0,33	0,41	0,45	0,28	0,37	0,26	0,30	0,27	0,52
K ₂ O	8,73	8,65	9,02	8,61	9,04	8,59	8,63	8,86	8,92	9,05
F	0,17	0,12	0,29	0,11	0,37	0,20	0,00	0,00	0,30	1,15
	97,31	97,60	98,57	97,10	97,36	95,61	96,18	97,01	97,02	98,47
-O=F	0,07	0,05	0,12	0,05	0,16	0,48	0,08	0,00	0,00	0,13
Total	97,24	97,55	98,45	97,05	97,20	95,13	96,10	97,01	97,02	98,34
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios										
Si	5,577	5,568	5,422	5,586	5,595	5,488	5,574	5,465	5,528	5,545
Al ^{IV}	2,203	2,200	2,441	2,284	2,318	2,472	2,290	2,396	2,282	2,336
Fe ³⁺	0,220	0,232	0,137	0,130	0,087	0,040	0,136	0,139	0,190	0,119
Σ Tetraédrica	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,489	0,434	0,583	0,427	0,424	0,543	0,489	0,586	0,635	0,524
Fe ²⁺	4,757	5,060	3,742	4,933	4,872	2,858	4,526	4,309	4,703	4,074
Mn	0,138	0,144	0,081	0,180	0,222	0,081	0,092	0,093	0,102	0,074
Mg	0,687	0,520	1,528	0,450	0,391	2,303	0,846	0,947	0,455	1,222
Σ Octaédrica	6,071	6,158	5,934	5,990	5,909	5,785	5,953	5,935	5,895	5,894
Ba	0,004	0,006	0,013	0,002	0,000	0,025	0,000	0,000	0,014	0,016
Ca	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,008	0,014	0,000	0,011
Na	0,118	0,104	0,123	0,142	0,091	0,154	0,117	0,083	0,094	0,083
K	1,825	1,819	1,800	1,814	1,903	1,767	1,808	1,790	1,852	1,827
Σ Intercam.	1,948	1,929	1,936	1,959	1,994	1,946	1,933	1,887	1,960	1,937
Total cátions	30,090	30,245	29,804	29,939	29,812	29,516	29,839	29,757	29,750	29,725
F	0,179	0,120	0,289	0,113	0,390	1,109	0,207	0,000	0,000	0,305

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Fe³⁺ necessário para preencher o sítio tetraédrico. Abreviações: alt, aterado.

TABELA 13 - Composição química, em porcentagem de peso, de biotitas das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr05e	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr26c	mtr26c	mtr26c	mtr26c	mtr26c	mtr26c	mtr52a	mtr52a	mtr52a	mtr52a
Grão/Análise	1/01	2/02	3/03	3/04	4/05	4/06	4/07	5/08	6/09	7/10	8/11	8/12	9/13	9/14	10/15	10/16	11/17	11/18	12/19	13/20
Localização	n	n	n	b	b	n	n	n	n	b op	b	n	n	b	b	n	b	n	inc	
SiO ₂	34,27	34,32	34,01	33,37	34,82	34,86	34,19	34,44	34,61	30,02	34,52	34,64	35,13	34,56	34,04	34,83	33,55	33,96	33,63	33,09
TiO ₂	5,96	4,67	5,09	4,43	4,51	5,00	4,35	4,68	5,38	0,05	4,30	5,55	5,23	4,93	5,82	5,30	5,89	5,86	6,01	4,82
Al ₂ O ₃	14,35	13,04	13,29	13,33	12,83	14,02	14,43	14,23	13,86	23,35	13,50	13,63	13,42	13,69	14,21	13,41	14,63	14,07	13,90	14,95
FeO	26,02	29,02	28,63	28,88	26,48	25,35	25,06	26,71	26,94	33,66	26,57	26,42	27,13	28,10	26,72	26,69	28,74	28,32	27,67	29,57
MnO	0,68	0,80	0,75	0,77	0,72	0,61	0,64	0,65	0,68	0,67	0,76	0,61	0,72	0,76	0,65	0,70	0,64	0,68	0,68	0,62
MgO	6,70	5,71	5,65	5,98	7,33	7,28	7,22	7,00	6,29	0,23	7,21	6,69	6,77	6,08	6,19	6,86	5,19	5,13	5,80	5,05
CaO	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
BaO	0,60	0,16	0,06	0,09	0,10	0,25	0,08	0,35	0,29	0,00	0,31	0,05	0,01	0,08	0,21	0,28	0,37	0,53	1,11	0,44
Na ₂ O	0,47	0,30	0,35	0,33	0,37	0,47	0,42	0,34	0,35	0,25	0,33	0,48	0,53	0,27	0,32	0,47	0,38	0,39	0,31	0,40
K ₂ O	8,56	9,30	8,79	8,47	9,02	8,87	8,99	9,14	8,92	8,54	8,97	8,90	8,96	9,09	9,13	8,95	8,79	8,57	8,98	9,00
F	0,91	0,48	0,37	0,71	0,64	0,83	0,54	1,65	1,11	0,09	0,72	0,65	0,41	0,76	0,45	0,63	0,20	0,18	0,25	0,20
	98,51	97,81	96,99	96,74	96,82	97,52	95,91	99,18	98,43	97,02	97,20	97,60	98,32	98,32	97,75	98,12	98,38	97,68	98,35	98,15
-O=F	0,38	0,20	0,16	0,30	0,27	0,35	0,23	0,69	0,47	0,04	0,30	0,27	0,17	0,32	0,19	0,26	0,08	0,08	0,10	0,09
Total	98,13	97,61	96,83	96,44	96,55	97,17	95,68	98,49	97,96	96,98	96,90	97,33	98,15	98,00	97,56	97,86	98,30	97,60	98,25	98,06
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios																				
Si	5,334	5,453	5,416	5,364	5,513	5,447	5,417	5,385	5,421	4,844	5,458	5,425	5,462	5,429	5,336	5,444	5,262	5,354	5,295	5,240
Al ^{IV}	2,631	2,440	2,492	2,523	2,392	2,553	2,583	2,615	2,556	3,156	2,513	2,513	2,457	2,533	2,625	2,468	2,702	2,612	2,577	2,760
Fe ³⁺	0,035	0,107	0,092	0,113	0,095	0,000	0,000	0,000	0,023	0,000	0,029	0,062	0,081	0,038	0,039	0,088	0,036	0,034	0,128	0,000
Σ Tetraédrica	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,027	0,110	0,006	0,000	1,281	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,028
Ti	0,697	0,559	0,610	0,535	0,537	0,587	0,518	0,550	0,634	0,006	0,511	0,654	0,612	0,583	0,687	0,623	0,695	0,694	0,712	0,573
Fe ²⁺	3,387	3,855	3,813	3,882	3,506	3,313	3,320	3,492	3,529	4,542	3,513	3,461	3,529	3,692	3,503	3,489	3,770	3,733	3,644	3,915
Mn	0,089	0,108	0,101	0,104	0,097	0,080	0,085	0,086	0,091	0,091	0,102	0,081	0,095	0,101	0,087	0,093	0,085	0,091	0,090	0,083
Mg	1,554	1,353	1,342	1,434	1,731	1,695	1,704	1,632	1,469	0,055	1,698	1,562	1,569	1,423	1,446	1,509	1,213	1,205	1,380	1,191
Σ Octaédrica	5,727	5,875	5,866	5,955	5,871	5,702	5,737	5,796	5,723	5,975	5,824	5,758	5,805	5,799	5,723	5,804	5,763	5,723	5,806	5,790
Ba	0,037	0,010	0,004	0,006	0,006	0,015	0,005	0,021	0,018	0,000	0,019	0,003	0,001	0,005	0,013	0,017	0,023	0,032	0,069	0,027
Ca	0,000	0,000	0,000	0,066	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
Na	0,142	0,092	0,107	0,102	0,114	0,141	0,128	0,102	0,106	0,078	0,100	0,146	0,159	0,082	0,098	0,141	0,117	0,119	0,095	0,123
K	1,699	1,884	1,786	1,737	1,821	1,767	1,817	1,823	1,782	1,759	1,810	1,778	1,777	1,822	1,827	1,784	1,759	1,724	1,804	1,818
Σ Intercamad	1,878	1,986	1,897	1,911	1,941	1,923	1,950	1,946	1,906	1,869	1,930	1,927	1,939	1,909	1,939	1,942	1,899	1,875	1,970	1,968
Total cátions	29,332	29,736	29,629	29,821	29,683	29,327	29,424	29,478	29,352	29,819	29,578	29,443	29,549	29,507	29,385	29,550	29,425	29,321	29,582	29,548
F	0,897	0,484	0,374	0,717	0,645	0,818	0,541	1,629	1,101	0,087	0,722	0,643	0,407	0,751	0,445	0,618	0,196	0,182	0,246	0,202

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Fe³⁺ necessário para preencher o sítio tetraédrico. Abreviações: n, núcleo; b, borda; inc, incluso; op, opacos.

TABELA 13 - Continuação.

Amostra	mtr69b	mtr69b
Grão/Análise	18/25	18/26
Localização		
SiO ₂	36,17	36,10
TiO ₂	5,26	5,00
Al ₂ O ₃	13,43	13,74
FeO	20,87	22,49
MnO	0,56	0,64
MgO	11,07	10,35
CaO	0,00	0,00
BaO	0,14	0,13
Na ₂ O	0,63	0,42
K ₂ O	9,03	9,37
F	1,05	1,47
	98,22	99,70
-O=F	0,44	0,62
Total	97,78	99,08
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios		
Si	5,493	5,469
Al ^{IV}	2,401	2,452
Fe ³⁺	0,106	0,079
Σ Tetraédrica	8,000	8,000
Al ^M	0,000	0,000
Ti	0,601	0,570
Fe ²⁺	2,651	2,850
Mn	0,073	0,082
Mg	2,506	2,336
Σ Octaédrica	5,831	5,838
Ba	0,008	0,007
Ca	0,000	0,000
Na	0,185	0,124
K	1,750	1,810
Σ Intercamad	1,943	1,941
Total cátions	29,605	29,617
F	1,011	1,404

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe²⁺. Fe³⁺ necessário para preencher o sítio tetraédrico. Abreviações: n, núcleo; b, borda; inc, incluso; op, opacos.

TABELA 14 - Composição química, em porcentagem de peso, dos minerais opacos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr02b	mtr02b	mtr02b	mtr02b	mtr02b	mtr02b	mtr02b	mtr02b	mtr19a	mtr19a	mtr19a	mtr19a	mtr19a	mtr19a	mtr19a	mtr19a	mtr19a	mtr24a	mtr24a	mtr24a	mtr24a
Grão/Análise	3/03	3/04	3/05	4/07	4/08	4/09	5/10	5/11	6/13	6/14	6/15	6/16	7/18	7/19	8/21	9/23	10/25	11/27	12/29	13/30	
Localização	lam	hosp	lam	lam	hosp	hosp	hosp	lam	reac	reac	lam	hosp	hosp	hosp	hosp	hosp	hosp	hosp	hosp	lam	
Mineral	Ilmenita	Barrosagnetita	plagioclase	Ilmenita	Barrosagnetita	Barrosagnetita	Barrosagnetita	Ilmenita	Plagioclase	Plagioclase	Ilmenita	Barrosagnetita	Barrosagnetita	Barrosagnetita	Barrosagnetita	Barrosagnetita	Barrosagnetita	Barrosagnetita	Barrosagnetita	Plagioclase	
SiO ₂	0,02	0,02	0,16	0,06	0,00	0,11	0,02	0,03	0,11	0,18	0,03	0,03	0,07	0,04	0,01	0,40	0,02	0,05	0,03	0,62	
TiO ₂	50,71	4,36	0,37	51,55	5,30	4,63	4,58	51,60	14,00	6,51	49,82	9,92	11,27	9,79	13,50	11,71	11,13	5,39	1,75	1,43	
Al ₂ O ₃	0,02	2,89	67,06	0,00	2,55	2,62	5,34	0,03	49,12	56,84	0,04	3,11	2,42	2,87	3,23	3,73	4,87	2,21	2,53	57,65	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,06	0,06	0,07	0,09	0,07	0,00	0,10	0,10	0,00	0,11	0,07	0,06	0,07	0,07	0,40	0,41	0,53	1,31	
FeO	39,95	33,87	19,06	40,02	34,72	34,24	33,50	40,24	24,51	21,47	37,22	37,80	39,12	37,79	40,78	39,05	36,90	33,41	31,32	18,64	
Fe ₂ O ₃	4,70	56,80	0,00	3,34	55,58	56,16	53,66	3,65	0,00	0,00	3,76	44,72	43,28	45,78	38,22	39,18	41,31	54,62	62,55	6,33	
MnO	1,10	0,24	0,17	1,20	0,20	0,28	0,19	0,98	0,46	0,36	1,36	0,54	0,64	0,51	0,70	0,76	0,53	0,32	0,14	0,27	
MgO	2,56	0,72	11,74	2,90	0,78	0,70	1,29	2,89	13,12	14,50	3,50	1,02	1,01	1,15	1,24	1,32	2,84	1,31	1,01	15,52	
CaO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,07	0,00	0,02	0,03	0,04	
ZnO	0,00	0,07	1,58	0,01	0,00	0,06	0,08	0,00	1,34	1,37	0,01	0,02	0,00	0,05	0,05	0,12	0,05	0,00	0,09	1,71	
Nb ₂ O ₅	0,04	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	
Total	99,10	98,99	100,19	99,17	99,23	98,88	98,80	99,44	102,77	101,34	95,74	97,27	97,97	98,04	97,80	96,40	97,84	97,74	100,04	103,51	
FeO _{total}	44,18	84,99	19,06	43,03	84,74	84,79	81,80	43,53	24,51	21,47	40,60	78,05	78,07	78,99	75,18	74,31	74,08	82,57	87,62	24,34	
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios para os óxidos cúbicos e 6 oxigênios para os romboédricos																					
Si	0,001	0,001	0,004	0,003	0,000	0,004	0,001	0,001	0,003	0,005	0,002	0,001	0,003	0,002	0,000	0,015	0,001	0,002	0,001	0,016	
Al	0,001	0,129	2,048	0,000	0,114	0,117	0,235	0,002	1,546	1,765	0,002	0,140	0,108	0,128	0,144	0,168	0,213	0,100	0,112	1,760	
Ti	1,909	0,124	0,007	1,933	0,151	0,132	0,128	1,930	0,281	0,129	1,925	0,285	0,322	0,280	0,384	0,336	0,311	0,155	0,049	0,028	
Cr	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,003	0,002	0,000	0,002	0,002	0,000	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,012	0,012	0,016	0,027	
Fe ²⁺	1,672	1,074	0,413	1,669	1,099	1,088	1,045	1,673	0,548	0,473	1,599	1,208	1,244	1,199	1,289	1,247	1,145	1,070	0,985	0,404	
Fe ³⁺	0,177	1,619	0,000	0,125	1,581	1,604	1,504	0,137	0,000	0,000	0,145	1,285	1,237	1,306	1,086	1,125	1,153	1,573	1,768	0,123	
Mn	0,047	0,008	0,004	0,051	0,007	0,009	0,006	0,041	0,010	0,008	0,059	0,018	0,021	0,017	0,022	0,024	0,017	0,010	0,004	0,006	
Mg	0,191	0,040	0,454	0,215	0,044	0,040	0,072	0,214	0,523	0,570	0,268	0,058	0,057	0,065	0,070	0,075	0,146	0,075	0,056	0,600	
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,001	0,001	
Zn	0,000	0,002	0,030	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,026	0,027	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,003	0,001	0,000	0,002	0,033	
Nb	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	
Total cations	3,999	2,998	2,961	3,999	2,998	2,999	2,996	3,999	2,939	2,979	4,001	3,000	2,996	3,000	2,998	2,998	2,999	2,998	2,995	2,998	
O	6,000	4,000	4,000	6,000	4,000	4,000	4,000	6,000	4,000	4,000	6,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	
Estimativas geotermométrica e de barometria de O ₂ (Ghiorso & Sack, 1991)																					
T (°C)	500,1			469,8	459,1		450,3		585,8												
log f _{O₂}	-23,79			-26,15	-26,52		-25,01		-21,88												
Δ log f _{O₂}	-0,03			-1,00	-0,85		-0,81		-1,52												

OBSERVAÇÕES: FeO e Fe₂O₃ calculado por estequiometria. Abreviações: lam, lamela; hosp, hospedeiro; reac, borda de reação. Δ log f_{O₂} calculado para o buffer FMQ (Frost, 1991).

TABELA 14 - Continuação.

Amostra	mtr24a	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr20i	mtr01g	mtr01g	mtr02c	mtr02c	mtr02c	mtr02c	mtr04i	mtr04i	mtr04i	mtr04i	mtr21b	mtr21b
Grão/Análise	13/31	14/32	14/33	16/35	16/36	17/37	17/38	17/39	19/44	19/45	20/47	20/48	21/49	21/50	22/52	22/53	23/54	23/55	24/56	24/57
Localização	hosp	lam	hosp	lam	lam	lam	lam	hosp	hosp	lam	lam	hosp	lam	hosp	lam	hosp	lam	hosp	lam	hosp
Mineral	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita	Ilmenita
SiO ₂	0,04	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,06	0,00	0,03	0,06	0,03	0,01	0,03	0,01	0,04	0,08	0,02	0,04	0,01	0,01
TiO ₂	16,60	49,79	2,40	49,09	48,83	49,03	0,95	2,79	9,80	23,38	46,49	7,34	48,86	6,04	51,80	9,61	51,92	8,87	51,60	5,11
Al ₂ O ₃	2,30	0,09	2,38	0,04	0,06	0,05	36,48	1,39	4,74	32,65	0,48	3,90	0,05	2,81	0,05	3,37	0,04	3,93	0,05	2,79
Cr ₂ O ₃	0,93	0,04	0,33	0,08	0,05	0,06	0,33	0,28	0,02	0,01	0,00	0,17	0,06	0,12	0,00	0,25	0,00	0,22	0,01	0,77
FeO	42,54	38,73	31,63	37,72	37,15	38,80	24,74	31,85	38,73	38,34	35,28	35,95	38,37	35,00	42,10	38,74	42,39	37,90	42,46	34,57
Fe ₂ O ₃	31,73	6,24	59,73	6,86	8,87	7,06	30,98	59,14	44,18	0,00	9,36	49,93	5,17	51,74	2,55	45,62	2,30	45,62	2,41	54,40
MnO	0,70	0,92	0,10	0,69	0,74	0,86	0,08	0,16	0,53	0,70	1,47	0,48	1,48	0,38	1,11	0,53	1,02	0,35	1,10	0,17
MgO	1,72	2,85	0,77	3,20	3,37	2,49	8,54	0,41	0,92	6,64	2,82	1,01	2,35	0,54	1,90	0,66	1,85	0,67	1,59	0,65
CaO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,15	0,00	0,02	0,00	0,01
ZnO	0,07	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	1,90	0,05	0,07	0,54	0,17	0,21	0,02	0,00	0,00	0,03	0,11	0,00	0,00	0,08
Nb ₂ O ₅	0,04	0,10	0,02	0,20	0,05	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,07	0,00	0,07	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	96,70	98,78	97,50	97,89	99,12	98,35	104,05	96,08	99,04	102,37	96,17	99,00	96,47	96,64	99,55	99,03	99,65	97,61	99,22	98,55
FeO _{total}	71,09	44,35	85,38	43,90	45,14	45,16	52,62	85,08	78,49	38,34	43,71	80,89	43,03	81,56	44,40	79,80	44,46	78,96	44,63	83,53
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios para os óxidos cúbicos e 6 oxigênios para os romboedrais																				
Si	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,003	0,001	0,001	0,000	0,000
Al	0,103	0,005	0,108	0,003	0,003	0,003	1,261	0,065	0,208	1,131	0,029	0,172	0,003	0,128	0,003	0,149	0,002	0,176	0,003	0,125
Ti	0,476	1,877	0,070	1,863	1,830	1,863	0,021	0,083	0,275	0,517	1,800	0,207	1,893	0,176	1,949	0,272	1,953	0,254	1,952	0,146
Cr	0,028	0,001	0,010	0,003	0,002	0,002	0,008	0,009	0,001	0,000	0,000	0,005	0,002	0,004	0,000	0,007	0,000	0,006	0,000	0,023
Fe ³⁺	1,357	1,623	1,022	1,592	1,548	1,639	0,607	1,053	1,207	0,943	1,519	1,127	1,652	1,137	1,761	1,218	1,773	1,206	1,786	1,101
Fe ³⁺	0,910	0,235	1,736	0,260	0,332	0,268	0,684	1,758	1,237	0,000	0,362	1,408	0,200	1,510	0,096	1,290	0,086	1,305	0,091	1,557
Mn	0,023	0,039	0,003	0,030	0,031	0,037	0,002	0,005	0,017	0,017	0,064	0,015	0,064	0,012	0,047	0,017	0,043	0,011	0,047	0,006
Mg	0,098	0,213	0,044	0,241	0,250	0,187	0,374	0,024	0,051	0,291	0,216	0,056	0,181	0,031	0,142	0,037	0,138	0,038	0,120	0,037
Ca	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Zn	0,003	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,041	0,001	0,002	0,012	0,006	0,006	0,001	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,000	0,002
Nb	0,001	0,002	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total cations	3,001	3,996	2,997	3,996	3,998	4,000	3,000	2,998	2,999	2,914	4,000	2,998	4,001	2,998	4,000	3,000	4,000	2,998	3,999	2,997
O	4,000	6,000	4,000	6,000	6,000	6,000	4,000	4,000	4,000	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000
Estimativas geotermométrica e de barometria de O ₂ (Ghiorso & Sack, 1991)																				
T (°C)	479,0					501,5					723,9		569,3		512,0		500,5		435,8	
log f _{O₂}	-23,43					-22,32					-15,50		-21,19		-25,60		-26,15		-28,50	
Δ log f _{O₂}	1,28					1,37					0,83		-0,24		-2,36		-2,41		-1,65	

OBSERVAÇÕES: FeO e Fe₂O₃ calculado por estequiometria. Abreviações: lam, lamela; hosp, hospedeiro; reac, borda de reação. Δ log f_{O₂} calculado para o buffer FMQ (Frost, 1991).

TABELA 14 - Continuação.

Amostra	mtr42a	mtr42a	mtr04b	mtr04b	mtr04b	mtr04b	mtr04b	mtr07d	mtr07d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr04d	mtr05c	mtr05c	mtr70b	mtr70b	mtr70b
Grão/Análise	25/60	25/61	26/64	26/65	26/66	26/67	26/68	27/69	27/72	28/74	28/75	29/76	29/77	29/78	30/80	30/82	18/40	18/41	18/42	
Localização	lam	hosp	lam	lam	hosp	lam	lam	lam	hosp	hosp	lam	lam	hosp	lam	lam	hosp	lam	hosp	lam	
Mineral	ilmenita	stauromagnetita	ilmenita	pleorasto	stauromagnetita	pleorasto	ilmenita	ilmenita	stauromagnetita	stauromagnetita	ilmenita	ilmenita	stauromagnetita	ilmenita	pleorasto	stauromagnetita	ilmenita	stauromagnetita	ilmenita	
SiO ₂	0,04	0,04	0,01	0,05	0,01	0,04	0,02	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02	0,10	0,05	0,01	0,10	0,06	
TiO ₂	35,62	5,56	49,94	16,02	2,21	14,44	51,45	52,21	8,86	5,50	50,68	50,47	5,80	49,49	0,39	8,60	46,21	3,76	47,97	
Al ₂ O ₃	5,09	2,17	0,03	30,05	1,39	21,85	0,01	0,03	1,98	2,70	0,59	0,09	4,38	0,03	60,00	3,52	0,11	1,92	0,16	
Cr ₂ O ₃	0,37	0,38	0,00	0,04	0,04	0,04	0,03	0,00	0,18	0,10	0,04	0,00	0,15	0,00	0,60	0,43	0,00	0,12	0,02	
FeO	23,14	34,74	40,81	41,77	32,48	39,23	42,32	36,86	36,74	35,84	41,89	41,24	35,73	40,45	23,44	37,28	38,51	33,44	39,88	
Fe ₂ O ₃	31,46	55,36	4,77	7,56	61,96	16,50	2,59	3,28	49,40	54,94	4,12	5,92	52,28	5,43	4,31	47,38	8,98	57,23	7,43	
MnO	1,30	0,41	1,88	0,75	0,15	0,74	1,83	1,15	0,50	0,29	1,71	1,81	0,38	1,90	0,45	0,51	1,86	0,38	2,08	
MgO	4,30	0,89	1,23	5,81	0,15	4,76	1,16	5,00	1,33	0,33	1,07	1,32	0,58	1,19	11,63	1,06	0,66	0,13	0,69	
CaO	0,03	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,02	
ZnO	0,11	0,00	0,00	0,85	0,00	0,57	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,01	0,11	0,00	1,15	0,11	0,05	0,23	0,05	
Nb ₂ O ₅	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.	0,07	0,00	0,01	
Total	101,44	99,55	98,69	102,94	98,39	98,17	99,41	98,53	99,01	99,81	100,15	100,90	99,51	98,51	102,07	98,94	96,51	97,32	98,35	
FeO _{total}	51,48	84,56	45,11	48,57	88,24	54,08	44,65	39,81	81,20	85,29	45,60	46,57	82,78	45,34	27,32	79,92	46,60	84,94	46,57	
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios para os óxidos cúbicos e 6 oxigênios para os romboedrais																				
Si	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,003	0,002	0,001	0,004	0,003	
Al	0,286	0,096	0,002	1,082	0,063	0,857	0,001	0,002	0,088	0,120	0,034	0,005	0,193	0,002	1,876	0,156	0,007	0,088	0,010	
Ti	1,280	0,158	1,907	0,368	0,064	0,362	1,950	1,938	0,251	0,156	1,904	1,885	0,163	1,895	0,008	0,243	1,817	0,110	1,848	
Cr	0,014	0,011	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,005	0,003	0,001	0,000	0,005	0,000	0,013	0,013	0,000	0,004	0,001	
Fe ²⁺	0,925	1,097	1,733	1,068	1,052	1,093	1,783	1,522	1,160	1,131	1,750	1,713	1,118	1,722	0,521	1,171	1,683	1,090	1,708	
Fe ³⁺	1,130	1,571	0,182	0,174	1,804	0,413	0,098	0,122	1,402	1,558	0,154	0,221	1,470	0,208	0,086	1,337	0,353	1,676	0,286	
Mn	0,053	0,013	0,081	0,020	0,005	0,021	0,078	0,048	0,016	0,009	0,072	0,076	0,012	0,082	0,010	0,016	0,082	0,012	0,090	
Mg	0,306	0,050	0,093	0,265	0,009	0,236	0,087	0,368	0,075	0,019	0,080	0,098	0,032	0,090	0,460	0,059	0,052	0,007	0,052	
Ca	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	
Zn	0,004	0,000	0,000	0,019	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,003	0,000	0,023	0,003	0,002	0,007	0,002	
Nb	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.	0,002	0,000	0,000	
Total cations	4,001	2,998	3,999	3,000	2,999	2,998	3,999	4,000	2,998	2,999	3,997	4,000	3,000	4,000	3,000	3,000	4,001	2,999	4,001	
O	6,000	4,000	6,000	4,000	4,000	4,000	6,000	6,000	4,000	4,000	6,000	6,000	4,000	6,000	4,000	4,000	6,000	4,000	6,000	
Estimativas geotermométrica e de barometria de O ₂ (Ghiorsio & Sack, 1991)																				
T (°C)	916,0		425,6			358,4		525,4		503,4		590,1		574,2			583,3		549,1	
log f _{O₂}	-9,73		-26,37			-31,66		-24,40		-24,21		-20,19		-20,94			-18,99		-20,63	
Δ log f _{O₂}	2,55		1,02			-0,25		-1,72		-0,60		0,03		-0,18			1,45		1,09	
OBSERVAÇÕES: FeO e Fe ₂ O ₃ calculado por entalpiometria. Abundância Fe ₂ O ₃ calculada a partir da fórmula estrutural.																				

OBSERVAÇÕES: FeO e Fe₂O₃ calculado por estequiometria. Abreviações: lam, lamela; hosp, hospedeiro; reac, borda de reação. Δ log f_{O₂} calculado para o buffer FMQ (Frost, 1991).

TABELA 15 - Composição química, em porcentagem de peso, dos minerais opacos do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70d	mtr70d	mtr70d	mtr70d	mtr70d	mtr70d
Grão/Análise	27/57	28/59	28/60	29/62	29/63	30/64	30/65	31/66	31/67	32/68	32/69
Localização	hosp	lam	hosp	lam	hosp	lam	hosp	lam	hosp	lam	hosp
Mineral	Stannagnetita	Ilmenita	Stannagnetita	Ilmenita	Stannagnetita	Ilmenita	Stannagnetita	Ilmenita	Stannagnetita	Ilmenita	Stannagnetita
SiO ₂	0,12	0,03	0,05	0,17	0,09	0,13	0,12	0,04	0,05	0,10	0,05
TiO ₂	1,59	45,02	1,41	46,80	1,64	48,96	1,28	48,26	1,52	48,31	1,40
Al ₂ O ₃	0,19	0,06	0,38	0,73	1,00	0,11	0,36	0,17	0,48	0,25	0,71
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,07	0,17	0,22	0,02	0,08	0,01	0,05	0,04	0,08
FeO	31,80	35,93	31,59	36,72	31,87	38,44	31,99	36,21	31,82	36,50	32,10
Fe ₂ O ₃	63,99	11,64	64,15	7,87	62,87	4,40	64,94	5,87	64,04	5,93	64,36
MnO	0,18	4,46	0,21	5,10	0,23	5,61	0,14	7,00	0,18	6,85	0,13
MgO	0,02	0,00	0,00	0,24	0,04	0,03	0,00	0,07	0,03	0,06	0,02
CaO	0,04	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
ZnO	0,00	0,02	0,07	0,15	0,05	0,06	0,00	0,06	0,02	0,00	0,01
Nb ₂ O ₅	0,08	0,05	0,01	0,20	0,00	0,44	0,00	0,22	0,01	0,21	0,09
Total	98,02	97,27	97,95	98,15	98,01	98,19	98,93	97,91	98,20	98,24	98,94
FeO _{total}	89,39	46,41	89,33	43,81	88,46	42,41	90,44	41,50	89,46	41,84	90,02
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios para os óxidos cúbicos e 6 oxigênios para os romboedrais											
Si	0,005	0,001	0,002	0,009	0,003	0,006	0,005	0,002	0,002	0,005	0,002
Al	0,009	1,767	0,017	1,808	0,046	1,896	0,017	1,874	0,022	1,868	0,032
Ti	0,047	0,004	0,041	0,044	0,048	0,007	0,037	0,011	0,045	0,015	0,041
Cr	0,000	0,002	0,002	0,007	0,007	0,001	0,003	0,001	0,002	0,002	0,003
Fe ²⁺	1,042	1,568	1,035	1,577	1,039	1,655	1,038	1,563	1,039	1,569	1,040
Fe ³⁺	1,884	0,457	1,890	0,304	1,843	0,170	1,894	0,228	1,880	0,229	1,874
Mn	0,006	0,197	0,007	0,222	0,007	0,244	0,005	0,306	0,006	0,298	0,004
Mg	0,001	0,000	0,000	0,019	0,002	0,002	0,000	0,005	0,002	0,005	0,001
Ca	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,001	0,002	0,006	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000
Nb	0,001	0,001	0,000	0,005	0,000	0,010	0,000	0,005	0,000	0,005	0,002
Total cations	2,997	3,999	2,997	4,001	2,997	3,993	2,999	3,997	2,999	3,996	2,999
O	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000
Estimativas geotermométrica e de barometria de O ₂ (Ghiorso & Sack, 1991)											
T (°C)	479,9			462,8		376,1		413,5		409,8	
log f _{O₂}	-21,56			-23,24		-28,60		-26,25		-26,35	
Δ log f _{O₂}	3,11			2,25		1,67		1,81		1,91	

OBSERVAÇÕES: FeO e Fe₂O₃ calculado por estequiometria. Abreviações: lam, lamela; hosp, hospedeiro. Δ log f_{O₂} calculado para o buffer FMQ (Frost, 1991).

TABELA 16 - Composição química, em porcentagem de peso, dos minerais opacos das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr26c	mtr26c
Grão/Análise	1/01	2/03	2/04	3/05	4/06	5/09	5/10	7/13	8/15	8/16	9/17	9/18	10/19	10/20	11/21	11/22	12/23	12/24	13/25	13/26
Localização	lam	homog	homog	homog	lam	lam	hosp	lam	hosp	lam	hosp	lam	lam	hosp	lam	hosp	lam	hosp	lam	hosp
Mineral	ilmenita	maghemita?	maghemita?	maghemita?	ilmenita	ilmenita	stauromagnetita	ilmenita	stauromagnetita	ilmenita	stauromagnetita	ilmenita	ilmenita	stauromagnetita	ilmenita	stauromagnetita	ilmenita	stauromagnetita	ilmenita	stauromagnetita
SiO ₂	0,03	0,40	0,66	0,18	0,01	0,05	0,08	0,05	0,04	0,03	0,04	0,01	0,020	0,01	0,00	0,01	0,03	0,06	0,01	0,03
TiO ₂	49,97	12,45	14,64	11,99	46,24	47,55	1,37	48,95	1,26	47,95	1,95	44,78	47,021	2,65	49,70	1,10	44,94	1,66	49,09	2,74
Al ₂ O ₃	0,01	0,38	0,41	0,23	0,04	0,20	0,32	0,04	0,47	0,26	1,42	0,46	0,148	1,12	0,01	0,88	0,13	0,43	0,03	0,50
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,004	0,02	0,04	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00
FeO	38,58	39,98	42,65	39,90	36,28	36,07	32,11	37,72	31,35	36,14	31,54	32,55	35,278	32,42	37,51	31,51	29,10	31,81	38,01	33,22
Fe ₂ O ₃	4,33	37,80	34,18	41,47	10,22	6,71	65,64	4,30	64,15	5,39	61,70	12,35	8,525	60,90	2,99	64,78	10,88	64,15	4,04	63,08
MnO	5,92	0,17	0,23	0,72	4,44	6,60	0,20	6,26	0,22	6,88	0,46	7,33	6,762	0,52	6,93	0,31	11,05	0,41	5,94	0,47
MgO	0,25	0,25	0,25	0,05	0,45	0,04	0,01	0,04	0,02	0,03	0,03	0,14	0,062	0,01	0,09	0,01	0,04	0,00	0,02	0,00
CaO	0,01	0,11	0,10	0,04	0,03	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,08	0,11	0,071	0,07	0,05	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04
ZnO	0,08	0,16	0,21	0,11	0,08	0,12	0,00	0,02	0,04	0,09	0,36	0,19	0,30	0,04	0,03	0,00	0,01	0,04	0,02	0,07
Nb ₂ O ₅	0,06	0,01	0,00	0,07	0,05	0,10	0,00	0,85	0,04	0,35	0,00	0,13	0,03	0,00	0,54	0,00	0,00	0,00	0,17	0,03
Total	99,23	91,70	93,34	94,77	97,84	97,51	99,75	98,22	97,59	97,13	97,58	98,04	98,22	97,75	97,88	98,62	96,25	98,60	97,37	100,19
FeO _{total}	42,48	74,00	73,41	77,22	45,49	42,12	91,19	41,59	89,09	40,99	87,07	43,67	42,96	87,23	40,20	89,82	38,90	89,55	41,65	89,99
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios para os óxidos cúbicos e 6 oxigênios para os romboedrais																				
Si	0,002	0,016	0,027	0,007	0,001	0,003	0,003	0,003	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001
Al	1,913	0,018	0,020	0,011	1,797	1,856	0,015	1,895	0,022	1,877	0,065	1,740	1,824	0,051	1,929	0,040	1,779	0,020	1,917	0,023
Ti	0,000	0,386	0,444	0,361	0,002	0,012	0,040	0,003	0,037	0,016	0,057	0,028	0,009	0,078	0,001	0,032	0,008	0,049	0,002	0,079
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,642	1,378	1,439	1,336	1,568	1,565	1,033	1,624	1,031	1,573	1,031	1,406	1,522	1,059	1,619	1,023	1,281	1,035	1,650	1,063
Fe ³⁺	0,166	1,171	1,037	1,249	0,397	0,262	1,899	0,166	1,896	0,211	1,813	0,479	0,331	1,788	0,116	1,891	0,430	1,876	0,158	1,814
Mn	0,255	0,006	0,008	0,025	0,194	0,290	0,007	0,273	0,007	0,303	0,015	0,321	0,295	0,017	0,303	0,010	0,493	0,013	0,261	0,015
Mg	0,019	0,015	0,015	0,003	0,034	0,003	0,001	0,003	0,001	0,002	0,002	0,011	0,005	0,000	0,007	0,001	0,003	0,000	0,002	0,000
Ca	0,000	0,005	0,004	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,006	0,004	0,003	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002
Zn	0,003	0,005	0,006	0,003	0,003	0,005	0,000	0,001	0,001	0,004	0,010	0,007	0,011	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002
Nb	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002
Total cations	4,001	3,600	3,601	2,999	3,999	4,001	2,998	3,988	2,997	3,997	2,998	4,002	4,003	2,998	3,993	2,998	4,000	2,998	3,997	3,999
O	6,000	4,000	4,000	4,000	6,000	6,000	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000	6,000	6,000	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000
Estimativas geotermométrica e de barometria de O ₂ (Ghiorso & Sack, 1991)																				
T (°C)						420,0					393,5		538,9		519,3		331,0		496,6	
log f _{O₂}						-25,42					-27,25		-19,59		-21,24		-32,34		-21,46	
Δ log f _{O₂}						2,28					1,96		2,54		1,69		0,97		2,45	

OBSERVAÇÕES: FeO e Fe₂O₃ calculado por estequiometria. Abreviações: lam, lamela; hosp, hospedeiro; homog, fase homogênea; inc, inclusão; n, núcleo; b, borda. Δ log f_{O₂} calculado para o buffer FMQ (Frost, 1991).

TABELA 16 - Continuação.

Amostra	mtr26c	mtr26c	mtr26c	mtr26c	mtr52a	mtr52a	mtr52a	mtr52a	mtr41a	mtr41a	mtr41a	mtr41a	mtr41a	mtr41a	mtr69b	mtr69b	mtr69b	mtr69b	mtr69b	mtr69b	mtr69b
Grão/Análise	13/27	13/28	14/29	14/30	15/31	15/32	16/33	16/34	17/35	17/36	18/38	19/41	20/43	21/45	23/48	23/49	24/51	25/52	25/53	26/54	
Localização	inc. n	inc. b	lam	hosp	lam	hosp	lam	hosp	lam	hosp	hosp	hosp	hosp	hosp	lam	hosp	lam	hosp	lam	hosp	
Mineral	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	lênita	
SiO ₂	0,00	0,01	0,01	0,02	0,72	0,02	0,03	0,02	0,06	0,04	0,03	0,06	0,02	0,07	0,02	0,02	0,08	0,01	0,04	0,01	
TiO ₂	49,96	50,50	48,83	2,84	42,19	2,09	44,94	2,34	35,16	1,65	0,72	2,16	1,43	50,53	1,91	50,20	1,96	50,19	2,82	49,31	
Al ₂ O ₃	0,00	0,02	0,20	0,58	0,39	0,75	0,08	1,05	0,45	0,56	0,32	0,39	0,44	0,03	0,83	0,08	0,53	0,01	0,81	0,02	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	
FeO	39,23	39,95	39,09	32,66	32,69	31,74	34,99	32,03	24,29	31,24	30,87	31,06	31,23	37,29	32,18	36,72	32,27	36,50	32,64	36,00	
Fe ₂ O ₃	3,22	3,07	3,65	61,64	16,38	62,82	11,43	61,64	29,85	63,45	65,21	61,96	63,51	2,71	63,88	3,80	64,25	3,66	61,48	3,94	
MnO	5,60	5,38	4,73	0,51	5,98	0,48	5,19	0,49	7,30	0,68	0,07	0,90	0,23	7,87	0,46	8,00	0,44	8,23	0,63	7,78	
MgO	0,02	0,01	0,01	0,00	0,05	0,01	0,07	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,11	0,02	0,16	0,02	0,18	0,00	0,24	
CaO	0,00	0,01	0,07	0,06	0,02	0,01	0,03	0,07	0,04	0,01	0,01	0,00	0,05	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,13	
ZnO	0,00	0,04	0,03	0,15	0,15	0,28	0,00	0,11	0,37	0,17	0,10	0,25	0,02	0,01	0,10	0,00	0,10	0,08	0,16	0,04	
Nb ₂ O ₅	0,39	0,18	0,30	0,06	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,17	0,00	0,06	0,00	0,03	0,03	0,07	
Total	98,42	99,17	96,93	98,52	98,60	98,21	96,79	97,77	97,56	97,82	97,40	96,80	96,99	98,80	99,43	99,05	99,68	98,93	98,65	97,54	
FeO _{total}	42,13	42,71	42,38	88,14	47,45	88,28	45,29	87,51	51,18	88,34	89,56	86,82	88,39	39,73	89,67	40,14	90,09	39,80	87,97	39,55	
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios para os óxidos cúbicos e 6 oxigênios para os romboedrais																					
Si	0,000	0,000	0,001	0,001	0,037	0,001	0,001	0,001	0,003	0,002	0,001	0,003	0,001	0,003	0,001	0,001	0,003	0,000	0,001	0,001	
Al	1,930	1,936	1,915	0,027	1,631	0,034	1,771	0,048	1,387	0,026	0,015	0,018	0,020	1,941	0,038	1,923	0,024	1,926	0,037	1,919	
Ti	0,000	0,001	0,012	0,083	0,024	0,061	0,005	0,069	0,028	0,049	0,021	0,064	0,042	0,002	0,055	0,005	0,057	0,001	0,082	0,001	
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	
Fe ²⁺	1,685	1,703	1,704	1,062	1,405	1,035	1,533	1,047	1,065	1,024	1,019	1,029	1,033	1,593	1,036	1,564	1,037	1,558	1,058	1,557	
Fe ³⁺	0,124	0,117	0,143	1,801	0,633	1,841	0,450	1,810	1,177	1,870	1,935	1,848	1,888	0,104	1,848	0,145	1,857	0,140	1,792	0,153	
Mn	0,244	0,232	0,209	0,017	0,260	0,016	0,230	0,016	0,324	0,023	0,002	0,030	0,008	0,340	0,015	0,345	0,014	0,356	0,021	0,341	
Mg	0,001	0,001	0,001	0,000	0,004	0,000	0,005	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,008	0,001	0,012	0,001	0,013	0,000	0,019	
Ca	0,000	0,000	0,004	0,002	0,001	0,000	0,002	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,007	
Zn	0,000	0,001	0,001	0,004	0,006	0,008	0,000	0,003	0,014	0,005	0,003	0,007	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	0,003	0,005	0,002	
Nb	0,009	0,004	0,007	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	
Total cations	3,993	3,996	3,997	2,998	4,002	2,996	3,998	2,998	4,002	2,999	2,997	2,998	2,997	3,996	2,998	3,997	2,997	4,001	2,997	4,002	
O	6,000	6,000	6,000	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000	4,000	4,000	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000	6,000	4,000	6,000	
Estimativas geotermométrica e de barometria de O ₂ (Ghiorso & Sack, 1991)																					
T (°C)			412,3		573,0		540,1									381,2		412,2		410,6	
log f _{O₂}			-27,86		-17,92		-19,75									-29,42		-28,15		-27,82	
Δ log f _{O₂}			0,27		2,90		2,33									0,54		-0,02		0,40	

OBSERVAÇÕES: FeO e Fe₂O₃ calculado por estequiometria. Abreviações: lam, lamela; hosp, hospedeiro; homog, fase homogênea; inc, inclusão; n, núcleo; b, borda. Δ log f_{O₂} calculado para o buffer FMQ (Frost, 1991).

TABELA 16 - Continuação.

Amostra	mitr69b	mitr31b	mitr31b	mitr31b	mitr31b
Grão/Análise	26/55	02/03b	02/03c	03/05b	5/70
Localização	hosp	homog	homog	homog	lam
Mineral	titanomagnesita	magnetita?	magnetita?	magnetita?	ilmenita
SiO ₂	0,01	0,44	0,68	0,20	0,01
TiO ₂	2,43	11,54	12,69	12,95	49,85
Al ₂ O ₃	0,81	0,33	0,51	0,22	0,03
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,02	0,01	0,00
FeO	32,06	39,26	40,80	40,94	39,59
Fe ₂ O ₃	62,50	40,46	38,12	39,61	3,76
MnO	0,73	0,31	0,50	0,67	4,33
MgO	0,02	0,19	0,30	0,02	0,49
CaO	0,14	0,12	0,07	0,11	0,02
ZnO	0,20	0,23	0,18	0,10	0,00
Nb ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,94	92,88	93,88	94,83	98,08
FeO _{total}	88,31	75,67	75,11	76,59	42,98
Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios para os óxidos cúbicos e 6 oxigênios para os romboedrais					
Si	0,000	0,018	0,027	0,008	0,001
Al	0,037	0,016	0,024	0,010	1,926
Ti	0,071	0,354	0,383	0,390	0,002
Cr	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,037	1,338	1,370	1,369	1,700
Fe ³⁺	1,817	1,239	1,151	1,191	0,145
Mn	0,024	0,011	0,017	0,023	0,189
Mg	0,001	0,012	0,018	0,001	0,037
Ca	0,006	0,005	0,003	0,005	0,001
Zn	0,006	0,007	0,005	0,003	0,000
Nb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total cations	3,000	3,000	2,999	3,000	4,001
O	4,000	4,000	4,000	4,000	6,000
Estimativas geotermométrica e de barometria de O ₂ (Ghiorsio & Sack, 1991)					
T (°C)					
log f _{O₂}					
Δ log f _{O₂}					

OBSERVAÇÕES: FeO e Fe₂O₃ calculado por estequiometria. Abreviações: lam, lamela; hosp, hospedeiro; homog, fase homogênea; inc, inclusão; n, núcleo; b, borda. Δ log f_{O₂} calculado para o buffer FMQ (Frost, 1991).

TABELA 17 - Composição química, em porcentagem de peso, de feldspatos das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Grão/Análise Localização	mtr02b 1/01 frat	mtr02b 2/02 frat	mtr02b 3/03 frat	mtr02b 4/04 n mtz	mtr02b 4/05 b mtz	mtr02b 5/06 gran	mtr02b 6/07 gran	mtr02b 7/08 gran	mtr02b 8/09 fn	mtr02b 8/10 fnb	mtr02b 8/11 fnb	mtr02b 8/12 fb	mtr02b 9/13 fn	mtr02b 9/14 fb	mtr02b 10/15 n mtz	mtr02b 10/16 b mtz	mtr02b 11/17 b	mtr02b 11/18 n	mtr04d 12/19 fb	mtr04d 12/20 fnb
SiO ₂	66,15	66,83	66,60	49,32	58,85	54,29	49,45	48,24	47,74	47,21	50,56	54,76	47,80	53,77	50,41	51,90	59,25	54,07	57,89	55,70
Al ₂ O ₃	19,18	19,32	21,24	32,15	26,32	29,28	32,17	32,65	33,44	33,31	31,67	28,55	33,59	29,18	31,63	30,32	25,79	29,24	26,28	27,96
Fe ₂ O ₃	0,10	0,18	0,17	0,26	0,18	0,24	0,17	0,24	0,19	0,17	0,15	0,27	0,21	0,10	0,23	0,14	0,31	0,20	0,12	0,15
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	0,32	0,43	2,21	14,92	7,81	11,42	14,84	15,52	16,22	16,57	13,96	10,96	16,44	11,59	14,24	12,69	7,67	9,81	8,29	9,50
SrO	0,12	0,05	0,05	0,29	0,46	0,35	0,33	0,36	0,30	0,28	0,30	0,36	0,36	0,37	0,31	0,29	0,23	0,22	0,42	0,84
BaO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,07	0,03	0,02	0,07	0,15	0,00	0,04	0,13	0,03	0,00	0,01	0,14	0,08	0,06	0,17	0,41
Na ₂ O	5,29	6,67	10,40	3,09	7,05	5,05	3,03	2,71	2,21	2,04	3,31	5,17	2,12	4,85	3,34	4,16	7,22	5,32	5,61	5,10
K ₂ O	9,54	7,38	0,74	0,09	0,27	0,13	0,04	0,07	0,05	0,04	0,12	0,26	0,06	0,22	0,11	0,19	0,40	0,59	1,99	1,14
Total	100,76	100,88	101,41	100,13	100,99	100,78	100,06	99,84	100,30	99,63	100,12	100,48	100,60	100,08	100,28	99,83	100,96	99,52	100,78	100,79
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																				
Si	11,894	11,901	11,589	9,018	10,456	9,756	9,039	8,871	8,749	8,710	9,208	9,872	8,733	9,736	9,178	9,461	10,528	9,815	10,391	10,041
Al	4,061	4,050	4,352	6,924	5,507	6,197	6,927	7,071	7,217	7,238	6,791	6,060	7,226	6,223	6,781	6,509	5,396	6,250	5,554	5,936
Fe ³⁺	0,013	0,024	0,022	0,036	0,024	0,032	0,024	0,033	0,026	0,023	0,020	0,036	0,029	0,013	0,031	0,019	0,042	0,028	0,016	0,020
Σ _T	15,968	15,975	15,963	15,978	15,987	15,985	15,990	15,975	15,992	15,971	16,019	15,968	15,988	15,972	15,990	15,989	15,966	16,093	15,961	15,997
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Mg	0,001	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000
Ca	0,061	0,082	0,411	2,923	1,486	2,198	2,906	3,058	3,185	3,275	2,724	2,117	3,218	2,248	2,777	2,478	1,461	1,908	1,595	1,835
Sr	0,013	0,005	0,005	0,030	0,047	0,037	0,035	0,038	0,032	0,030	0,031	0,037	0,039	0,039	0,033	0,030	0,023	0,023	0,044	0,088
Ba	0,004	0,000	0,000	0,000	0,005	0,002	0,001	0,005	0,011	0,000	0,003	0,009	0,002	0,000	0,001	0,010	0,005	0,004	0,012	0,029
Na	1,844	2,302	3,508	1,095	2,429	1,761	1,074	0,965	0,784	0,731	1,169	1,808	0,751	1,701	1,177	1,471	2,487	1,874	1,952	1,783
K	2,188	1,677	0,165	0,021	0,062	0,029	0,010	0,015	0,011	0,010	0,027	0,060	0,013	0,052	0,025	0,045	0,091	0,136	0,456	0,262
Σ _M	4,111	4,070	4,089	4,073	4,029	4,031	4,027	4,081	4,025	4,048	3,956	4,036	4,024	4,041	4,015	4,034	4,069	3,948	4,059	3,997
Total cations	20,079	20,045	20,052	20,051	20,016	20,016	20,017	20,056	20,017	20,019	19,975	20,004	20,012	20,013	20,005	20,023	20,035	20,041	20,020	19,994
Componentes Moleculares																				
Ab	44,9	56,6	85,8	26,9	60,3	43,7	28,7	23,9	19,8	18,1	29,8	44,8	18,7	42,1	29,3	36,5	81,1	47,8	48,1	44,8
An	1,8	2,0	10,1	71,8	36,9	54,5	72,2	74,9	79,1	80,9	68,9	52,5	80,0	55,6	69,2	61,4	35,9	48,3	39,3	45,9
Or	53,2	41,2	4,0	0,5	1,5	0,7	0,2	0,4	0,3	0,2	0,7	1,5	0,3	1,3	0,6	1,1	2,2	3,4	11,2	6,6
Ce	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,3	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1	0,1	0,3	0,7
AnSr	0,3	0,1	0,1	0,7	1,2	0,9	0,9	0,9	0,8	0,7	0,8	0,9	1,0	1,0	0,8	0,7	0,6	0,6	1,1	2,2

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; f, fenocristal; mtz, matriz; gran, granular; frat, fratura.

TABELA 17 - Continuação.

Amostra	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d	mir04d
Grão/Análise	13/22	13/23	13/24	13/25	14/26	14/27	14/28	15/29	16/31	17/32	17/33	18/34	18/35	18/36	18/37	18/38	19/40	19/40
Localização	fb	fb	fn	fnb	fn	fnb	fb	b line	n inc	int	b int	n int	fn	fnb	fnb	fb	fn	fn
SiO ₂	60.54	56.70	47.05	48.29	48.31	49.03	60.51	57.41	54.31	54.95	58.96	59.11	58.12	55.34	57.83	58.76	55.24	57.14
Al ₂ O ₃	21.35	25.39	33.43	32.38	32.68	32.53	21.66	25.49	28.16	29.02	25.87	25.82	26.37	26.81	26.01	25.64	27.41	26.47
Fe ₂ O ₃	0.05	0.09	0.11	0.18	0.22	0.16	0.04	0.10	0.12	0.29	0.21	0.18	0.11	0.09	0.24	0.37	0.18	0.08
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
CaO	2.97	7.25	16.32	15.54	15.45	15.28	1.25	7.32	10.43	11.17	7.43	7.57	7.81	9.22	8.59	7.71	9.35	8.12
SiO	0.65	0.63	0.56	0.64	0.52	0.49	0.27	0.66	0.55	0.23	0.13	0.25	0.75	1.13	0.99	0.71	1.29	0.67
BaO	0.00	0.72	0.19	0.04	0.14	0.04	0.29	0.51	0.46	0.00	0.08	0.12	0.23	0.30	0.15	0.28	0.27	0.26
Na ₂ O	0.84	3.44	2.02	2.42	2.64	2.99	4.38	5.10	5.64	5.21	7.05	7.13	6.57	5.91	6.70	7.02	5.55	6.44
K ₂ O	12.67	5.28	0.13	0.21	0.18	0.21	10.82	4.14	0.62	0.14	0.45	0.57	0.43	0.40	0.56	0.60	0.47	0.50
Total	99.80	99.52	99.80	99.71	99.91	100.37	97.83	100.03	98.76	101.02	100.18	100.77	100.38	100.15	100.05	100.19	99.76	99.67
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																		
Si	8.937	11.287	8.690	8.903	8.884	8.959	11.338	10.478	9.899	9.834	10.534	10.527	10.417	10.137	10.422	10.535	10.061	10.335
Al	7.028	4.698	7.272	7.031	7.077	7.000	4.780	5.479	6.044	6.117	5.444	5.415	5.967	5.784	5.520	5.413	5.879	5.638
Fe ³⁺	0.012	0.007	0.013	0.025	0.030	0.021	0.006	0.013	0.017	0.038	0.028	0.025	0.015	0.089	0.033	0.049	0.024	0.011
Zr	15.977	15.982	15.977	15.959	15.991	15.980	16.124	15.970	15.960	15.989	16.006	15.967	15.989	16.010	15.975	15.987	15.964	15.984
Mn	0.001	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.003	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.003	0.000	0.006	0.000	0.004	0.000	0.000
Ca	3.002	0.592	3.229	3.070	3.045	2.991	0.252	1.430	2.037	2.142	1.423	1.445	1.499	1.686	1.489	1.373	1.824	1.574
Sr	0.069	0.068	0.060	0.069	0.065	0.062	0.029	0.069	0.069	0.024	0.013	0.026	0.078	0.105	0.075	0.062	0.136	0.070
Ba	0.000	0.053	0.013	0.003	0.010	0.003	0.006	0.036	0.033	0.000	0.006	0.008	0.016	0.011	0.020	0.010	0.019	0.018
Na	0.920	3.005	1.231	0.723	0.864	0.934	1.087	1.550	1.803	1.809	2.442	2.463	2.285	2.100	2.341	2.440	1.961	2.257
K	0.045	3.013	1.242	0.029	0.042	0.048	2.566	0.964	0.173	0.032	0.102	0.130	0.098	0.106	0.094	0.137	0.109	0.114
Σ _{at}	4.037	4.036	4.054	4.057	4.010	4.031	3.975	4.052	4.043	4.011	3.987	4.076	3.976	4.004	4.055	4.016	4.049	4.033
Total _{estrut.}	20.018	20.010	20.031	20.016	20.001	20.011	20.009	20.032	20.034	20.000	19.993	20.043	19.975	20.014	20.090	20.013	20.013	20.017
Componentes Moleculares																		
Ab	22.8	7.6	30.6	21.3	21.3	23.2	27.3	38.3	44.3	45.1	61.2	60.4	57.5	52.4	57.7	60.8	48.4	56.0
An	74.4	14.7	35.6	75.7	75.9	74.2	6.3	35.3	50.0	53.4	35.7	35.5	37.7	42.1	36.7	34.2	45.0	39.0
Or	1.1	74.7	30.8	0.7	1.0	1.2	65.1	23.8	3.5	0.8	2.6	3.2	2.5	2.3	3.2	3.4	2.7	2.8
Ce	0.0	1.3	1.3	0.1	0.2	0.1	0.5	0.9	0.8	0.0	0.2	0.2	0.4	0.3	0.5	0.2	0.5	0.4
AmSr	1.7	1.7	1.7	1.7	1.4	1.3	0.7	1.7	1.4	0.6	0.3	0.6	2.0	2.6	1.8	1.3	3.4	1.7
OBSERVAÇÕES: F _{total} calculado como Fe ³⁺ . Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; f, fenocristal; inc, inclusivo; int, intersticial.																		

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe^{3+} . Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; f, fenocristal; inc, incluso; int, intersticial.

ABREVIATURAS: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; f, fenocrístal; mtz, matriz; con, zoneamento convoluto.

TABELA 17 - Continuação.

Amostra Grão/Análise Localização	mtf42a 32/69	mtf42a n	mtf42a b	mtf05c 33/71	mtf05c n	mtf05c b	mtf24a 34/73	mtf24a n	mtf24a b	mtf24a 34/74	mtf24a nb	mtf24a 34/75	mtf24a b	mtf24a 34/76	mtf24a nb	mtf24a 34/77	mtf24a nb	mtf24a 34/78	mtf24a b	mtf24a n	mtf24a nb	mtf19a 36/82	mtf19a n	mtf19a b	mtf19a 37/84	mtf19a n	mtf20i 38/86	mtf20i n	mtf20i b	mtf20i 38/88	
SiO ₂	47,66	59,06	50,81	49,17	50,81	50,81	53,46	61,73	64,56	61,73	61,73	60,54	57,60	61,13	61,13	48,04	60,63	47,99	53,72	53,72	48,63	53,90	49,95	54,23	48,58						
Al ₂ O ₃	32,73	25,80	31,34	31,08	31,08	31,08	30,06	24,14	21,16	24,14	24,60	26,89	26,89	22,98	22,98	28,96	24,51	32,45	28,14	28,14	32,73	31,63	31,63	28,78	32,69						
TiO ₂	0,08	0,09	0,08	0,06	0,08	0,08	0,15	0,05	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,13	0,13	0,16	0,03	0,09	0,03	0,04	0,07	0,06	0,10	0,10							
Fe ₂ O ₃	0,35	0,19	0,24	0,12	0,24	0,24	0,35	0,17	0,10	0,19	0,19	0,25	0,25	0,14	0,14	0,30	0,19	0,55	0,19	0,31	0,09	0,26	0,26	0,29							
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00							
MgO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02							
CaO	15,75	7,46	13,65	13,05	13,05	13,05	11,99	5,29	1,26	5,29	6,03	8,67	8,67	3,81	3,81	15,38	6,04	15,08	10,14	15,11	10,96	14,10	11,16	15,60							
SiO	0,48	0,39	1,50	1,50	1,50	1,50	1,22	0,25	0,14	0,27	0,38	0,02	0,02	0,14	0,14	0,37	0,34	0,55	0,55	0,51	0,51	0,29	0,32	0,28							
BaO	0,04	0,03	0,13	0,05	0,13	0,13	0,05	0,13	0,02	0,13	0,02	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,04	0,07	0,06	0,06	0,08	0,08	0,07	0,10							
Na ₂ O	2,24	7,08	3,21	3,53	4,65	7,89	4,65	7,89	11,49	7,98	7,98	6,39	6,39	9,84	9,84	2,50	4,86	2,62	5,29	2,58	4,91	3,21	5,09	2,47							
K ₂ O	0,05	0,33	0,18	0,29	0,29	1,18	0,16	1,18	0,12	0,12	0,12	0,52	0,33	0,23	0,23	0,08	0,46	0,12	0,36	0,10	0,21	0,14	0,27	0,09							
Total	99,38	100,43	99,26	100,43	101,15	100,83	101,15	100,83	98,86	98,86	100,16	100,54	98,45	98,45	98,45	99,67	99,94	99,58	98,49	100,07	99,48	99,76	100,28	100,22							
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigêntes																															
Si	8,817	10,543	9,114	9,281	9,281	10,937	9,605	10,937	11,521	11,521	11,521	10,784	10,300	11,056	11,056	9,712	10,823	8,889	9,880	9,880	8,915	9,817	9,151	9,808	8,898						
Al	7,131	5,423	6,841	6,894	6,894	5,037	6,359	5,037	4,447	4,447	4,447	5,164	5,662	4,894	4,894	6,228	5,152	7,063	6,095	7,065	6,164	6,823	6,130	7,053							
Fe ³⁺	0,049	0,026	0,016	0,033	0,033	0,048	0,048	0,022	0,013	0,013	0,013	0,025	0,033	0,019	0,052	0,041	0,026	0,076	0,027	0,043	0,012	0,036	0,035	0,040							
Σ _T	15,997	15,992	15,971	15,998	15,998	16,012	15,993	15,996	15,981	15,981	15,981	15,983	15,995	15,969	16,019	15,981	16,001	16,008	16,002	16,023	15,993	16,010	15,973	15,991							
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,003	0,007	0,000	0,001	0,000	0,006	0,000	0,000							
Mg	0,000	0,000	0,004	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,003	0,030	0,003	0,000	0,001	0,003	0,003	0,000	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,003	0,006	0,006							
Ca	3,122	1,427	2,712	2,553	2,553	1,005	2,309	1,005	0,240	0,240	1,52	1,661	1,661	0,738	0,738	2,220	1,156	2,985	1,998	2,967	2,139	2,768	2,163	3,062							
Sr	0,051	0,040	0,161	0,130	0,130	0,025	0,026	0,025	0,015	0,015	0,015	0,020	0,020	0,015	0,015	0,050	0,035	0,059	0,059	0,054	0,054	0,031	0,034	0,029							
Ba	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,009	0,004	0,009	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,003	0,003	0,005	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,007							
Na	0,802	2,450	1,153	1,252	1,252	2,769	1,621	2,769	3,976	3,976	2,789	2,214	2,214	3,448	3,448	1,721	2,845	6,838	1,845	0,816	1,736	1,141	1,786	8,879							
K	0,019	0,075	0,041	0,066	0,066	0,266	0,037	0,266	0,027	0,027	0,027	0,117	0,075	0,053	0,053	0,057	0,105	0,029	0,085	0,024	0,049	0,033	0,062	0,021							
Σ _M	3,991	3,994	4,074	4,011	4,011	4,016	4,001	4,016	4,264	4,264	4,060	3,993	3,993	4,262	4,262	4,053	3,961	4,025	4,033	3,967	3,984	3,986	4,053	4,004							
Total cations	19,988	19,986	20,045	20,009	20,013	20,012	20,013	20,012	20,245	20,245	20,043	19,988	20,231	20,231	20,009	20,034	19,962	20,033	20,035	19,990	19,977	19,996	20,026	19,995							
Componentes Moleculares																															
Ab	20,1	61,3	28,3	31,2	31,2	67,5	40,5	67,5	93,2	93,2	93,2	68,0	55,4	80,9	80,9	42,5	67,1	23,3	46,7	46,7	23,1	43,5	28,6	44,1	22,0						
An	78,2	35,7	66,6	63,6	63,6	25,0	57,7	25,0	5,6	5,6	5,6	28,4	41,6	17,3	17,3	54,8	29,2	74,2	49,5	74,8	53,7	69,4	53,4	76,5							
Or	0,3	1,9	1,0	1,6	1,6	6,6	0,9	6,6	0,6	0,6	0,6	2,9	1,9	1,2	1,2	0,5	2,7	0,7	2,1	0,6	1,2	0,8	1,5	0,5							
Ce	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2							
AnSr	1,3	1,0	4,0	3,2	3,2	0,6	0,6	0,6	0,4	0,4	0,4	0,7	1,0	0,4	0,4	1,2	0,9	1,5	1,5	1,4	1,4	0,8	0,8	0,7							
OBSERVAÇÕES: F _{total} calculado como Fe ³⁺ . Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; f, fenocrístal; mtz, matriz; con, zoneamento convoluto.																															

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; f, fenocristal; mtz, matriz; con, zoneamento convoluto.

TABELA 17 - Continuação.

[illegible]

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe^{3+} . Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; f, fenocristal; mtz, matriz; con, zoneamento convoluto.

TABELA 17 - Continuação.

Amostra	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b	mtr70b
Grão/Análise	5/07	5/08	5/09	5/10	5/11	5/12	5/13	5/14	5/15	5/16
Localização	perfil	perfil	perfil	perfil	perfil	perfil	perfil	perfil	perfil	perfil b
SiO ₂	56,48	57,21	58,09	59,21	62,37	63,71	63,21	62,35	63,09	63,91
Al ₂ O ₃	26,61	26,04	25,51	24,63	21,09	21,69	22,17	22,44	20,60	19,75
TiO ₂	0,01	0,06	0,08	0,02	0,00	0,06	0,06	0,03	0,42	0,04
Fe ₂ O ₃	0,46	0,29	0,21	0,27	0,38	0,23	0,20	0,20	0,32	0,19
MnO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00
MgO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
CaO	7,93	7,49	6,63	5,98	2,24	2,81	3,23	3,93	1,91	1,16
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	0,29	0,40	0,31	0,15	0,08	0,01	0,10	0,14	0,11	0,01
Na ₂ O	6,27	6,61	7,13	7,62	6,10	9,72	9,11	8,90	7,04	4,66
K ₂ O	0,42	0,43	0,45	0,35	6,28	0,50	0,87	0,41	5,31	8,90
Total	98,49	98,53	98,41	98,23	98,54	98,74	98,97	98,49	98,82	98,62
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios										
Si	10,297	10,422	10,564	10,744	11,417	11,403	11,316	11,222	11,517	11,727
Al	5,714	5,586	5,463	5,264	4,546	4,571	4,675	4,757	4,430	4,267
Fe ³⁺	0,063	0,040	0,029	0,037	0,052	0,031	0,027	0,028	0,044	0,026
Σ _T	16,074	16,048	16,056	16,045	16,015	16,005	16,018	16,007	15,991	16,020
Mn	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,004	0,003	0,000
Mg	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ca	1,550	1,462	1,292	1,162	0,439	0,539	0,620	0,759	0,374	0,228
Sr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	0,021	0,029	0,022	0,011	0,006	0,001	0,007	0,010	0,008	0,001
Na	2,217	2,335	2,514	2,680	2,165	3,373	3,180	3,107	2,492	1,658
K	0,098	0,101	0,104	0,082	1,466	0,115	0,198	0,094	1,235	2,083
Σ _M	3,888	3,927	3,934	3,935	4,077	4,028	3,987	3,974	4,112	3,970
Total cations	19,962	19,975	19,990	19,980	20,092	20,033	20,005	19,981	20,103	19,990
Componentes Moleculares										
Ab	57,0	59,5	63,9	68,1	53,1	83,7	79,3	78,2	60,6	41,8
An	39,9	37,2	32,8	29,5	10,8	13,4	15,6	19,1	9,1	5,7
Or	2,5	2,6	2,6	2,1	36,0	2,9	5,0	2,4	30,0	52,5
Ce	0,5	0,7	0,6	0,3	0,1	0,0	0,2	0,3	0,2	0,0
AnSr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda.

TABELA 18 - Composição química, em porcentagem de peso, de feldspatos do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Grao/Analise Localizagao	Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																			
	mi70c 1/01	mi70c 1/02	mi70c 1/03	mi70c 1/04	mi70c 1/05	mi70c 1/06	mi70c 1/07	mi70c 1/08	mi70c 1/09	mi70c 1/10	mi70c 1/11	mi70c 1/12	mi70c 1/13	mi70c 1/14	mi70c 1/15	mi70c 1/16	mi70c 1/17	mi70c 1/18	mi70c 1/19	mi70c 1/20
	n	nb1	nb2	nb3	nb4	nb5	nb6	nb7	nb8	nb9	nb10	nb11	nb12	nb13	nb13	nb13	b	b	b-patch	b-patch
SiO ₂	56,41	56,77	57,65	58,28	59,68	59,17	59,96	60,34	60,90	65,35	60,84	62,38	65,75	65,58	65,26	64,77	66,53	66,88	64,58	68,49
Al ₂ O ₃	26,94	26,31	26,05	25,54	24,92	24,94	24,78	24,30	23,87	19,75	23,78	20,48	18,92	18,95	19,15	19,07	19,31	19,32	18,38	19,81
TiO ₂	0,01	0,11	0,02	0,02	0,05	0,04	0,05	0,09	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,04	0,02	0,06	0,03	0,05	0,06	0,00
Fe ₂ O ₃	0,22	0,30	0,30	0,21	0,20	0,22	0,19	0,21	0,11	0,14	0,18	0,09	0,07	0,11	0,10	0,10	0,10	0,11	0,22	0,08
MnO	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01
MgO	0,02	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
SrO	8,19	7,53	7,34	6,87	6,14	6,15	5,81	5,39	4,73	0,69	4,79	1,02	0,10	0,11	0,22	0,29	0,14	0,23	0,00	0,32
CaO	1,23	1,11	1,08	1,13	1,11	1,17	1,01	1,08	1,20	0,32	0,98	0,61	0,21	0,29	0,28	0,30	0,20	0,19	0,13	0,18
BaO	0,23	0,27	0,24	0,16	0,36	0,39	0,34	0,65	0,69	0,75	0,57	2,91	0,59	0,76	0,56	0,40	0,22	0,37	0,00	0,05
Na ₂ O	6,40	7,47	7,10	7,25	7,53	7,70	7,82	8,01	8,17	6,36	8,28	4,84	5,40	5,28	6,12	4,91	5,73	5,86	1,58	11,62
K ₂ O	0,14	0,55	0,15	0,19	0,20	0,20	0,21	0,29	0,30	6,61	0,27	7,88	8,98	8,87	7,62	9,35	8,79	8,32	14,30	0,14
Total	99,81	100,39	99,93	99,69	100,22	99,99	100,20	100,38	99,97	99,97	99,81	100,29	100,04	100,01	99,35	99,26	101,06	101,32	99,28	100,70
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																				
Si	10,220	10,276	10,406	10,523	10,700	10,654	10,740	10,817	10,930	11,789	10,933	11,512	11,923	11,912	11,870	11,861	11,904	11,921	11,968	11,916
Al	5,747	5,609	5,538	5,430	5,262	5,288	5,228	5,129	5,045	4,196	5,032	4,452	4,040	4,054	4,103	4,113	4,068	4,056	4,012	4,058
Fe ³⁺	0,030	0,032	0,041	0,029	0,027	0,030	0,026	0,028	0,014	0,018	0,024	0,013	0,009	0,015	0,013	0,014	0,014	0,014	0,031	0,010
Σ T	15,997	15,917	15,985	15,982	15,982	15,972	15,994	15,974	15,989	16,003	15,989	15,977	15,972	15,981	15,986	15,988	15,986	15,991	16,011	15,984
Mn	0,004	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,004	0,003	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,001
Mg	0,006	0,007	0,000	0,005	0,002	0,003	0,003	0,003	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Ca	1,589	1,461	1,420	1,329	1,179	1,187	1,116	1,035	0,909	0,133	0,923	0,202	0,020	0,021	0,042	0,057	0,026	0,044	0,000	0,060
Sr	0,129	0,116	0,113	0,118	0,116	0,122	0,105	0,112	0,125	0,034	0,102	0,065	0,022	0,031	0,029	0,032	0,019	0,013	0,018	0,018
Ba	0,016	0,019	0,017	0,011	0,026	0,027	0,024	0,046	0,048	0,053	0,040	0,020	0,042	0,054	0,040	0,029	0,045	0,026	0,000	0,004
Na	2,247	2,622	2,486	2,539	2,619	2,690	2,714	2,786	2,845	2,223	2,885	1,732	1,899	1,858	2,158	1,744	1,987	2,026	0,567	3,921
K	0,032	0,127	0,034	0,044	0,045	0,045	0,048	0,067	0,068	1,520	0,063	1,855	2,076	2,085	1,768	2,184	2,008	1,891	3,382	0,030
Σ _M	4,023	4,352	4,070	4,048	3,990	4,074	4,013	4,049	3,999	3,965	4,017	4,064	4,063	4,022	4,041	4,046	4,058	4,006	3,969	4,034
Total cations	20,020	20,269	20,055	20,030	19,979	20,046	20,007	20,023	19,988	19,968	20,006	20,041	20,035	20,003	20,027	20,034	20,044	19,997	19,980	20,018
Componentes Moleculares																				
Ab	55,9	60,2	61,1	62,7	65,6	66,0	67,6	68,8	71,1	56,1	71,8	42,6	46,7	46,2	53,4	43,1	49,0	50,6	14,3	97,2
An	39,5	33,6	34,9	32,8	29,5	29,1	27,8	25,6	22,7	3,4	23,0	5,0	0,5	0,5	1,0	1,4	0,6	1,1	0,0	1,5
Or	0,8	2,9	0,8	1,1	1,1	1,1	1,2	1,7	1,7	36,3	1,6	46,6	91,1	51,1	43,8	54,0	48,4	47,2	88,2	0,7
Ca	0,4	0,4	0,4	0,3	0,7	0,7	0,6	1,1	1,2	1,3	1,0	5,2	1,0	1,3	1,0	0,7	0,4	0,6	0,0	0,1
AnSr	3,2	2,7	2,8	2,9	2,9	3,0	2,6	2,8	3,1	0,9	2,5	1,6	0,5	0,8	0,7	0,8	0,5	0,5	0,3	0,4

OBSERVAÇÕES: Fe_{FeO} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda.

ABREVIATURAS: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda.

TABELA 18 - Continuação.

Amostra	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70d	mtr70d	mtr70d	mtr70d	mtr70d	mtr70d	mtr70d	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c	mtr70c
Grão/Análise	1/21	1/22	1/23	2/24	2/25	2/26	2/27	2/28	2/29	2/30	3/01	3/02	3/03	3/04	3/05	3/06	3/07	3/08
Localização	nb1-2	nb2-2	nb3-3	n	nb	b	nb	nb	nb	b	perfil	perfil	perfil	perfil	perfil	perfil	perfil	perfil
SiO ₂	57,81	59,49	61,54	59,34	61,12	62,47	60,66	66,25	66,19	65,90	62,28	62,78	62,95	62,43	61,93	60,95	61,02	60,82
Al ₂ O ₃	26,41	25,19	22,69	25,73	24,77	21,98	24,20	19,02	18,79	18,98	23,55	22,80	23,73	23,54	20,75	25,01	24,18	24,16
TiO ₂	0,05	0,00	0,09	0,00	0,05	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,05	0,02	0,08	0,00	0,05	0,00
Fe ₂ O ₃	0,30	0,26	0,11	0,21	0,18	0,14	0,22	0,15	0,13	0,12	0,12	0,12	0,07	0,06	0,07	0,14	0,19	0,23
MnO	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
CaO	7,83	6,25	3,45	6,50	5,20	2,41	5,05	0,21	0,17	0,25	3,67	2,85	4,29	4,01	1,00	3,93	4,81	5,07
SrO	1,12	1,19	1,09	1,10	1,15	0,77	1,07	0,07	0,04	0,11	0,81	0,79	0,92	1,15	1,00	1,05	1,40	1,12
BaO	0,30	0,35	1,11	0,33	0,62	0,99	0,88	0,07	0,12	0,00	1,03	1,23	0,08	0,58	3,05	0,87	0,95	0,45
Na ₂ O	6,90	7,48	6,92	7,46	7,95	8,59	7,99	6,34	6,10	6,52	8,07	7,46	8,60	8,30	3,52	8,29	8,16	8,23
K ₂ O	0,13	0,16	3,04	0,14	0,23	2,04	0,25	7,72	7,92	7,35	1,57	3,51	0,20	0,78	9,46	0,75	0,26	0,21
Total	100,86	100,38	100,05	100,81	101,32	99,42	100,37	99,87	99,46	99,22	101,13	101,60	100,91	100,88	100,84	101,01	101,01	100,31
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																		
Si	10,358	10,653	11,141	10,580	10,827	11,294	10,864	11,930	11,969	11,926	11,075	11,192	11,093	11,081	11,461	10,837	10,883	10,872
Al	5,572	5,313	4,839	5,403	5,168	4,679	5,103	4,034	4,000	4,044	4,931	4,786	4,925	4,920	4,522	5,237	5,078	5,085
Fe ³⁺	0,040	0,035	0,016	0,027	0,024	0,019	0,029	0,020	0,018	0,016	0,016	0,016	0,010	0,009	0,009	0,018	0,025	0,031
Σ _T	15,970	16,001	15,996	16,010	16,019	15,992	15,996	15,984	15,987	15,986	16,022	15,994	16,028	16,010	15,992	16,092	15,986	15,988
Mn	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,005	0,000	0,000	0,000	0,006	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,002	0,000	0,002	0,001	0,010	0,000	0,004	0,001	0,003	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,005	0,001	0,004
Ca	1,502	1,199	0,669	1,242	0,987	0,467	0,970	0,041	0,033	0,048	0,698	0,543	0,810	0,763	0,188	0,748	0,920	0,971
Sr	0,117	0,124	0,114	0,113	0,118	0,081	0,111	0,008	0,004	0,011	0,084	0,081	0,094	0,118	0,107	0,109	0,145	0,116
Ba	0,021	0,024	0,079	0,023	0,043	0,070	0,062	0,005	0,009	0,000	0,071	0,086	0,006	0,040	0,221	0,061	0,066	0,031
Na	2,398	2,597	2,428	2,579	2,730	3,010	2,776	2,214	2,137	2,287	2,783	2,579	2,939	2,856	1,262	2,857	2,822	2,852
K	0,031	0,037	0,702	0,031	0,051	0,471	0,057	1,775	1,827	1,697	0,357	0,798	0,045	0,175	2,233	0,171	0,058	0,049
Σ _M	4,072	3,983	3,995	3,990	3,941	4,099	3,982	4,049	4,013	4,043	3,993	4,094	3,987	3,993	4,021	3,951	4,012	4,023
Total cations	20,542	18,984	19,991	20,000	18,990	20,091	19,978	20,033	20,000	20,029	20,014	20,088	19,925	19,963	20,013	20,043	19,998	20,011
Componentes Moleculares																		
Ab	58,9	65,2	60,8	64,6	69,3	73,4	69,7	54,7	53,3	56,6	69,7	63,0	75,4	72,2	31,4	72,3	70,3	70,9
An	36,9	30,1	16,7	31,1	25,0	11,4	24,4	1,0	0,8	1,2	17,5	13,3	20,8	19,3	4,9	18,9	22,9	24,1
Or	0,8	0,9	17,6	0,8	1,3	11,5	1,4	43,8	45,5	42,0	8,9	19,5	1,2	4,4	55,5	4,3	1,4	1,2
Ce	0,5	0,6	2,0	0,6	1,1	1,7	1,6	0,1	0,2	0,0	1,8	2,1	0,2	1,0	5,5	1,5	1,6	0,8
AnSr	2,9	3,1	2,9	2,8	3,0	2,0	2,8	0,2	0,1	0,3	2,1	2,0	2,4	3,0	2,7	2,8	3,6	2,9

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda.

TABELA 19 - Composição química, em porcentagem de peso, de feldspatos das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr11a	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr31b	mtr31b
Grão/Análise	1/01	1/02	1/03	1/04	1/05	2/06	2/07	3/08	3/09	3/10	3/11	3/12	3/13		4/14	4/15	4/16	4/17	5/18	5/19	5/20
Localização	patch	patch	patch	homg	homg	homg	homg	b	nb1	nb2	nb3	nb4	nb5		homg	homg	patch	patch	homg	patch	patch
SiO ₂	66,89	65,91	64,08	66,23	66,57	66,41	66,40	65,93	66,47	66,24	66,40	66,40	66,11		66,42	66,88	68,00	64,14	65,97	67,82	64,88
TiO ₂	0,04	0,03	0,08	0,00	0,00	0,07	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,03	0,04		0,10	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,83	19,36	18,52	19,10	19,27	19,64	19,31	19,48	19,63	19,67	19,24	19,49	19,66		19,34	19,13	20,22	19,53	19,03	19,98	18,34
Fe ₂ O ₃	0,14	0,14	0,48	0,14	0,13	0,18	0,14	0,16	0,17	0,13	0,12	0,13	0,13		0,12	0,17	0,14	0,00	0,12	0,09	0,02
CaO	1,75	0,61	0,84	0,58	0,69	0,71	0,34	0,48	0,75	0,87	0,71	0,67	0,77		0,27	0,31	1,11	0,00	0,26	0,98	0,03
BaO	0,26	0,33	0,14	0,01	0,23	0,20	0,15	0,00	0,05	0,16	0,09	0,14	0,11		0,26	0,16	0,07	0,46	0,33	0,00	0,36
Na ₂ O	10,00	5,62	2,92	6,99	7,02	7,09	6,40	6,26	7,16	7,14	6,91	6,60	6,92		5,97	6,25	11,06	2,18	6,06	11,04	2,41
K ₂ O	0,99	8,37	12,11	6,55	6,32	5,83	7,45	7,48	5,94	6,10	6,37	6,55	6,38		7,97	7,74	0,30	13,37	7,90	0,20	13,18
Total	100,89	100,37	99,17	99,59	100,21	100,13	100,19	99,81	100,19	100,31	99,85	100,00	100,12		100,44	100,70	100,92	99,68	99,67	100,11	99,22
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																					
Si	11,688	11,860	11,848	11,909	11,900	11,854	11,905	11,861	11,855	11,828	11,901	11,884	11,830		11,901	11,936	11,821	11,820	11,922	11,862	11,992
Al	4,287	4,103	4,032	4,044	4,056	4,128	4,077	4,126	4,123	4,136	4,062	4,107	4,142		4,080	4,020	4,139	4,238	4,050	4,115	3,991
Fe ³⁺	0,018	0,018	0,066	0,018	0,017	0,024	0,019	0,022	0,022	0,017	0,017	0,017	0,018		0,016	0,023	0,018	0,000	0,016	0,012	0,003
Ti	0,005	0,003	0,011	0,000	0,000	0,009	0,000	0,004	0,003	0,000	0,002	0,003	0,006		0,013	0,010	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ _T	15,998	15,984	15,957	15,971	15,973	16,015	16,001	16,013	16,003	15,981	15,982	16,011	15,996		16,010	15,989	15,981	16,058	15,988	15,989	15,986
Ca	0,018	0,023	0,010	0,001	0,016	0,014	0,011	0,000	0,003	0,011	0,006	0,010	0,008		0,018	0,011	0,005	0,033	0,024	0,000	0,026
Ba	0,327	0,118	0,167	0,111	0,131	0,136	0,064	0,092	0,144	0,167	0,135	0,129	0,147		0,051	0,058	0,206	0,000	0,050	0,184	0,006
Na	3,390	1,961	1,046	2,437	2,433	2,454	2,226	2,183	2,475	2,472	2,402	2,291	2,401		2,073	2,163	3,729	0,780	2,124	3,744	0,864
K	0,220	1,922	2,856	1,503	1,441	1,328	1,703	1,718	1,350	1,389	1,456	1,496	1,457		1,822	1,761	0,067	3,144	1,822	0,045	3,108
Σ _M	3,955	4,024	4,079	4,052	4,021	3,932	4,004	3,993	3,972	4,039	3,999	3,926	4,013		3,964	3,993	4,007	3,957	4,020	3,973	4,004
Total cations	19,953	20,008	20,036	20,023	19,994	19,947	20,005	20,006	19,975	20,020	19,981	19,937	20,008		19,974	19,982	19,988	20,015	20,008	19,962	19,990
Componentes Moleculares																					
Ab	85,7	48,7	25,6	60,1	60,5	62,4	55,6	54,7	62,3	61,2	60,1	58,4	59,8		62,3	54,2	93,1	19,7	52,8	94,2	21,8
An	8,3	2,9	4,1	2,7	3,3	3,5	1,6	2,3	3,6	4,1	3,4	3,3	3,7		1,3	1,5	5,1	0,0	1,2	4,6	0,1
Or	5,6	47,8	70,0	37,1	35,8	33,8	42,5	43,0	34,0	34,4	36,4	38,1	36,3		46,0	44,1	1,7	79,5	45,3	1,1	77,6
Ce	0,5	0,6	0,2	0,0	0,4	0,4	0,3	0,0	0,1	0,3	0,2	0,3	0,2		0,5	0,3	0,1	0,8	0,6	0,0	0,6
OBSERVAÇÕES: Fe _{total} calculado como Fe ³⁺ . Abreviações: n: núcleo; b: bordo; nb: entre núcleo e bordo; patch: patch; homg: homogêneo.																					

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; patch, patch pertita; homg, fase homogênea; ab b, albíta secundária em borda de grão.

TABELA 19 - Continuação.

[illegible]

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe^{3+} . Abreviações: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda, patch, patch perlitia, homog, fase homogênea; ab b, albita secundária em borda de grão.

TABELA 19 - Continuação.

[illegible]

ABREVIATURAS: n, núcleo; b, borda; nb, entre núcleo e borda; patch, patch perlitica; homig, fase homogênea; ab b, albita secundária em borda de grão; n.a, não analisado.

TABELA 20 - Composição química, em porcentagem de peso, de nefelinas das rochas máficas e ultramáficas da Ilha Monte de Trigo.

Amostra Grão/Análise Localização	mtr02c 3/06 n	mtr02c 3/07 n	mtr04i 4/08 n	mtr04i 4/09 n	mtr04i 5/10 n	mtr04i 5/11 n	mtr42a 6/12 n	mtr07d 7/13 n	mtr04b 8/14 n	mtr04b 8/15 b	mtr02b 9/16 n	mtr02b 9/17 n	mtr04d 10/18 n	mtr04d 10/19 b	mtr04d 10/20 n	mtr04d 11/24 mtz	mtr04d 13/31 n	mtr04d 13/32 b	mtr04d 14/33 n	mtr04d 15/34 n
SiO ₂	44,23	44,54	44,29	45,10	44,65	44,93	45,86	45,28	43,95	44,56	45,85	46,01	45,36	44,10	44,56	44,50	44,65	44,73	44,75	44,62
Al ₂ O ₃	33,10	33,44	32,89	33,28	33,87	33,52	33,10	33,36	33,56	33,61	33,87	33,57	33,61	34,07	33,80	33,74	32,96	33,33	33,85	32,89
TiO ₂	0,00	0,03	0,02	0,06	0,05	0,01	0,02	0,05	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,11	0,00	0,05
Fe ₂ O ₃	0,37	0,31	0,29	0,17	0,12	0,23	0,30	0,25	0,36	0,38	0,52	0,56	0,35	0,37	0,26	0,26	0,22	0,48	0,37	0,28
MnO	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
CaO	2,70	2,24	2,42	2,26	2,76	2,72	2,04	2,22	2,13	1,99	2,62	2,42	1,67	1,78	1,79	1,62	1,51	1,49	1,68	2,20
BaO	0,02	0,05	0,03	0,00	0,00	0,04	0,02	0,08	0,00	0,05	0,11	0,00	0,04	0,00	0,01	0,08	0,05	0,02	0,00	0,00
Na ₂ O	14,66	14,72	15,46	15,53	15,47	15,18	15,58	15,41	15,68	15,56	14,94	15,21	15,59	15,29	14,95	15,30	15,27	15,42	15,38	15,22
K ₂ O	3,34	3,52	3,60	3,38	3,25	3,46	3,35	3,78	4,21	3,97	3,52	3,74	4,75	5,16	4,93	5,23	4,68	5,19	4,96	4,73
Cl	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00
Total	98,43	98,85	99,00	99,80	100,18	100,09	100,30	100,44	99,89	100,12	101,43	101,56	101,38	100,77	100,31	100,75	99,37	100,78	101,02	99,98
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios																				
Si	8,493	8,507	8,488	8,542	8,433	8,495	8,629	8,540	8,380	8,450	8,542	8,571	8,514	8,356	8,450	8,430	8,540	8,472	8,441	8,503
Al	7,484	7,522	7,423	7,421	7,534	7,462	7,334	7,409	7,537	7,506	7,431	7,364	7,428	7,602	7,548	7,527	7,425	7,433	7,520	7,382
Ti	0,000	0,004	0,002	0,009	0,007	0,002	0,003	0,007	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,015	0,000	0,007
Fe ³⁺	0,054	0,044	0,041	0,024	0,017	0,033	0,043	0,036	0,052	0,054	0,072	0,078	0,050	0,052	0,038	0,037	0,031	0,068	0,052	0,039
Σ _T	16,031	16,077	15,954	15,996	15,991	15,992	16,009	15,992	15,969	16,010	16,046	16,015	15,992	16,010	16,036	15,998	15,999	15,988	16,013	15,931
Mn	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Ba	0,002	0,004	0,002	0,000	0,000	0,003	0,002	0,006	0,000	0,004	0,008	0,000	0,003	0,000	0,001	0,006	0,003	0,001	0,000	0,000
Na	5,458	5,452	5,746	5,704	5,668	5,583	5,684	5,636	5,797	5,722	5,398	5,496	5,674	5,619	5,497	5,620	5,665	5,664	5,624	5,625
Ca	0,555	0,458	0,496	0,458	0,558	0,552	0,411	0,449	0,435	0,404	0,523	0,482	0,336	0,362	0,363	0,328	0,310	0,301	0,339	0,449
K	0,819	0,859	0,880	0,817	0,782	0,833	0,805	0,910	1,023	0,960	0,836	0,890	1,138	1,248	1,194	1,265	1,142	1,255	1,194	1,150
Σ _M	6,836	6,773	7,124	6,982	7,006	6,951	6,904	7,001	7,255	7,090	6,765	6,873	7,151	7,229	7,056	7,219	7,121	7,222	7,157	7,224
Total cátions	22,867	22,850	23,078	22,978	22,997	22,943	22,913	22,993	23,224	23,100	22,811	22,888	23,143	23,239	23,092	23,217	23,120	23,210	23,170	23,155
Vacâncias	1,164	1,227	0,876	1,018	0,994	1,049	1,096	0,999	0,745	0,919	1,235	1,127	0,949	0,771	0,844	0,781	0,879	0,778	0,843	0,778
Al+Fe ³⁺	7,538	7,566	7,464	7,445	7,551	7,495	7,377	7,445	7,589	7,560	7,569	7,442	7,478	7,654	7,586	7,564	7,456	7,501	7,572	7,421
2Ca+Na+K	7,387	7,227	7,618	7,437	7,564	7,500	7,311	7,444	7,690	7,490	7,280	7,350	7,484	7,591	7,417	7,541	7,427	7,521	7,496	7,673
Componentes Moleculares																				
Ne	68,8	67,7	71,9	70,6	71,9	70,0	69,2	69,7	73,0	71,1	67,3	67,9	69,4	70,3	68,0	69,4	68,8	69,3	69,4	69,8
Ks	10,3	10,7	11,0	10,1	9,9	10,5	9,8	11,2	12,9	11,9	10,4	11,0	13,9	15,6	14,8	15,6	13,9	15,4	14,7	14,3
Qz	13,9	15,9	10,9	13,7	11,0	12,5	16,0	13,5	8,7	11,9	15,7	15,1	12,6	9,6	12,8	11,0	13,5	11,6	11,7	10,3
An	7,0	5,7	6,2	5,7	7,1	6,9	5,0	5,5	5,5	5,0	6,5	6,0	4,1	4,5	4,5	4,0	3,8	3,7	4,2	5,6

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; mtz, matriz.

TABELA 20 - Continuação.

Amostra Grão/Análise Localização	mtz05c 16/35 n	mtz05c 16/36 b	mtz24a 17/37 n	mtz24a 18/38 n	mtz19a 19/39 n	mtz70b 4/01 b	mtz70b 4/02 n	mtz70b 5/03 n	mtz70b 5/04 n	mtz70b 5/05 b
SiO ₂	43,74	43,78	45,53	46,12	45,09	45,15	46,11	45,42	45,43	45,37
Al ₂ O ₃	33,86	34,05	33,50	32,95	33,62	33,17	32,98	32,29	32,11	32,55
TiO ₂	0,05	0,08	0,00	0,00	0,00	0,14	0,08	0,06	0,00	0,06
Fe ₂ O ₃	0,27	0,22	0,32	0,27	0,21	0,39	0,44	0,39	0,39	0,37
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
CaO	2,47	2,52	1,94	1,87	2,41	1,22	1,11	0,79	0,91	0,95
BaO	0,00	0,01	0,01	0,06	0,18	0,00	0,03	0,00	0,04	0,12
Na ₂ O	15,23	14,92	14,68	15,72	15,17	16,11	16,30	16,13	16,33	15,96
K ₂ O	4,14	4,98	4,10	3,64	3,91	4,01	3,67	3,61	3,77	3,79
Cl	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02
Total	99,78	100,55	100,09	100,64	100,61	100,18	100,74	98,69	99,03	99,18
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios										
Si	8,342	8,316	8,591	8,661	8,502	8,546	8,655	8,691	8,688	8,654
Al	7,606	7,617	7,444	7,288	7,465	7,393	7,289	7,276	7,231	7,313
Ti	0,007	0,011	0,000	0,000	0,000	0,020	0,011	0,008	0,000	0,008
Fe ³⁺	0,038	0,031	0,045	0,038	0,029	0,055	0,063	0,056	0,056	0,053
Σ _T	15,993	15,975	16,080	15,987	15,996	16,014	16,018	16,031	15,975	16,028
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,006	0,000
Ba	0,000	0,001	0,001	0,004	0,013	0,000	0,002	0,000	0,003	0,009
Na	5,633	5,494	5,370	5,723	5,545	5,912	5,931	5,983	6,056	5,902
Ca	0,506	0,512	0,393	0,375	0,486	0,246	0,222	0,162	0,167	0,195
K	1,006	1,206	0,986	0,872	0,942	0,968	0,878	0,882	0,919	0,922
Σ _M	7,145	7,213	6,750	6,974	6,986	7,127	7,033	7,027	7,171	7,028
Total cations	23,138	23,188	22,830	22,961	22,982	23,141	23,051	23,058	23,146	23,056
Vacâncias	0,855	0,787	1,250	1,026	1,014	0,873	0,967	0,973	0,829	0,972
Al+Fe ³⁺	7,644	7,648	7,489	7,326	7,494	7,448	7,352	7,332	7,287	7,366
2Ca+Na+K	7,651	7,724	7,142	7,345	7,459	7,372	7,253	7,189	7,349	7,214
Componentes Moleculares										
Ne	71,9	70,4	65,5	69,1	69,2	71,2	70,3	70,1	71,2	69,8
Ks	12,8	15,5	12,0	10,5	11,8	11,7	10,4	10,3	10,8	10,9
Qz	8,8	7,6	17,7	15,9	13,0	14,1	16,6	17,6	15,8	17,0
An	6,5	6,6	4,8	4,5	6,1	3,0	2,6	1,9	2,2	2,3

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; mtz, matriz.

TABELA 21 - Composição química, em porcentagem de peso, de nefelinas do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr70d	mtr70d	mtr70d	mtr70d	mtr70c	mtr70c
Grão/Análise	1/01	1/02	2/03	2/04	3/05	3/06
Localização	n	b	n	b	n	b
SiO ₂	44,49	44,83	44,48	45,47	44,90	45,01
Al ₂ O ₃	33,22	32,57	33,24	32,31	33,12	33,01
TiO ₂	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe ₂ O ₃	0,37	0,50	0,36	0,81	0,36	0,45
MnO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,18	0,09	0,15	0,08	0,18	0,08
BaO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00
Na ₂ O	16,22	16,39	16,46	16,26	16,45	16,30
K ₂ O	5,67	5,42	5,21	5,44	5,55	5,77
Cl	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	100,17	99,85	99,91	100,41	100,61	100,64
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios						
Si	8,490	8,573	8,493	8,644	8,529	8,549
Al	7,467	7,336	7,475	7,234	7,408	7,383
Ti	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,002
Fe ³⁺	0,053	0,072	0,051	0,115	0,052	0,064
Σ_T	16,010	15,987	16,019	15,993	15,989	15,998
Mn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000
Na	6,000	6,078	6,095	5,995	6,058	6,003
Ca	0,037	0,018	0,032	0,015	0,036	0,016
K	1,380	1,323	1,268	1,319	1,344	1,398
Σ_M	7,418	7,419	7,395	7,333	7,442	7,417
Total cátions	23,428	23,406	23,414	23,326	23,431	23,415
Vacâncias	0,582	0,581	0,605	0,667	0,558	0,583
Al+Fe ³⁺	7,520	7,408	7,526	7,349	7,460	7,447
2Ca+Na+K	7,454	7,437	7,427	7,344	7,474	7,433
Componentes Moleculares						
Ne	71,0	71,0	72,0	69,5	71,3	70,4
Ks	16,3	15,5	15,0	15,3	15,8	16,4
Qz	12,3	13,3	12,6	15,1	12,4	13,1
An	0,4	0,2	0,4	0,2	0,4	0,2

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda.

TABELA 22 - Composição química, em porcentagem de peso, de nefelinas das rochas sieníticas da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mt11a	mt11a	mt11a	mt11a	mt52a	mt52a	mt05e	mt05e	mt05e	mt41a	mt41a	mt69b	mt69b
Grão/Análise	1/01	2/02	3/03	3/04	4/05	5/06	6/07	7/08	7/09	8/10	8/11	9/12	9/13
Localização	n	inc.feld	n	b	n	n	inc.feld	n	b	n	b	n	b
SiO ₂	45,06	45,81	46,14	44,61	44,91	45,54	45,44	45,99	45,15	45,27	45,71	45,58	45,29
Al ₂ O ₃	33,87	33,00	32,59	33,22	32,82	33,21	32,73	32,73	32,80	32,30	32,30	32,92	33,19
TiO ₂	0,01	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05
Fe ₂ O ₃	0,45	0,39	0,48	0,40	0,26	0,33	0,32	0,34	0,37	0,45	0,55	0,46	0,37
MnO	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
CaO	0,83	0,64	0,64	0,72	0,93	0,95	0,75	0,61	0,64	0,42	0,41	0,48	0,48
BaO	0,02	0,00	0,10	0,00	0,01	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,06	0,04
Na ₂ O	16,15	16,43	16,54	16,51	16,21	16,28	16,12	15,91	15,71	15,56	15,55	16,03	16,20
K ₂ O	4,79	4,32	4,49	5,02	4,66	4,50	4,25	4,30	4,86	5,09	4,66	4,66	4,64
Cl	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	101,18	100,64	101,04	100,49	99,83	100,87	99,60	100,00	99,55	99,10	99,24	100,17	100,26
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios													
Si	8,475	8,632	8,678	8,476	8,561	8,579	8,642	8,699	8,613	8,676	8,724	8,634	8,578
Al	7,503	7,323	7,218	7,434	7,368	7,367	7,331	7,291	7,367	7,291	7,259	7,344	7,403
Ti	0,001	0,000	0,006	0,001	0,003	0,000	0,000	0,009	0,002	0,000	0,000	0,000	0,006
Fe ³⁺	0,063	0,056	0,068	0,058	0,037	0,046	0,046	0,048	0,052	0,065	0,078	0,065	0,052
Σ_T	16,042	16,011	15,970	15,969	15,969	15,992	16,019	16,047	16,034	16,032	16,061	16,043	16,039
Mn	0,000	0,007	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,003	0,000	0,001
Ba	0,002	0,000	0,008	0,000	0,001	0,003	0,000	0,003	0,000	0,000	0,004	0,004	0,003
Na	5,888	6,005	6,032	6,083	5,990	5,947	5,946	5,834	5,812	5,784	5,758	5,887	5,951
Ca	0,167	0,129	0,129	0,146	0,189	0,192	0,152	0,123	0,131	0,086	0,083	0,097	0,097
K	1,150	1,038	1,077	1,216	1,132	1,082	1,030	1,039	1,183	1,244	1,135	1,125	1,121
Σ_M	7,207	7,179	7,247	7,445	7,315	7,224	7,128	7,002	7,126	7,115	6,981	7,113	7,173
Total cátions	23,249	23,190	23,217	23,414	23,284	23,216	23,147	23,049	23,160	23,147	23,042	23,156	23,212
Vacâncias	0,793	0,821	0,753	0,555	0,685	0,776	0,872	0,998	0,874	0,885	1,019	0,887	0,827
Al+Fe ³⁺	7,566	7,379	7,286	7,492	7,405	7,413	7,377	7,339	7,419	7,356	7,337	7,409	7,455
2Ca+Na+K	7,372	7,301	7,367	7,591	7,500	7,413	7,280	7,119	7,257	7,200	7,057	7,206	7,266
Componentes Moleculares													
Ne	70,9	70,6	70,6	73,0	71,5	70,9	70,0	68,0	68,5	67,3	66,6	69,0	70,2
Ks	13,8	12,2	12,6	14,6	13,5	12,9	12,1	12,1	13,9	14,5	13,1	13,2	13,2
Qz	13,3	15,7	15,3	10,6	12,7	13,9	16,0	16,4	16,0	17,2	19,3	16,7	15,5
An	2,0	1,5	1,5	1,8	2,3	2,3	1,8	1,4	1,5	1,0	1,0	1,1	1,1

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; inc.feld, inclusão em feldspato.

TABELA 23 - Composição química, em porcentagem de peso, de analcimas das rochas máficas, ultramáficas, sieníticas e do nefelina monzossienito da Ilha Monte de Trigo.

Amostra	mtr04i	mtr04i	mtr04b	mtr04b	mtr05c	mtr70b	mtr70b	mtr70c	mtr70d	mtr70d	mtr11a	mtr11a	mtr26c	mtr26c	mtr26c	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr05e	mtr41a	mtr41a	mtr41a
Grão/Análise	3/04	4/05	5/06	5/07	6/08	1/01	1/02	2/03	3/04	3/05	1/01	1/02	2/03	2/04	2/05	3/06	3/07	4/08	4/09	5/10	6/11	6/12
Localização								n	n	n	cl	esc	cl b	med nb	esc n		agreg	cl	esc		agreg	agreg
SiO ₂	50,44	51,35	54,97	49,72	51,89	54,54	54,51	53,30	53,89	54,09	54,63	54,95	54,86	53,79	53,61	52,12	50,79	54,79	54,59	52,66	56,75	55,09
Al ₂ O ₃	24,52	25,10	22,65	24,38	24,39	22,50	22,60	23,48	22,77	23,12	22,65	22,67	22,44	22,92	23,04	24,04	26,36	22,23	22,30	23,18	20,41	21,54
TiO ₂	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,06	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00
Fe ₂ O ₃	0,05	0,04	0,04	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,05	0,17	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02
MnO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,01	0,02
CaO	0,21	0,77	0,00	0,00	0,05	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,17	0,64	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
BaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,10	0,00	0,01	0,09
Na ₂ O	14,50	13,55	13,30	15,23	14,09	13,36	13,45	13,73	13,81	13,72	13,54	13,57	13,65	13,73	13,58	13,88	11,21	12,97	13,03	12,97	11,72	12,44
K ₂ O	0,09	0,10	0,01	0,06	0,05	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01	0,06	0,05	0,03	0,03	0,03	0,12	1,70	0,03	0,02	0,25	0,10	0,14
Cl	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00
Total	89,86	90,90	91,01	89,40	90,51	90,42	90,62	90,57	90,60	90,99	90,90	91,41	91,04	90,48	90,34	90,44	91,03	90,15	90,08	89,07	89,03	89,34
Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios																						
Si	1,907	1,912	2,024	1,896	1,937	2,022	2,018	1,981	2,002	1,999	2,017	2,019	2,023	1,999	1,995	1,947	1,891	2,034	2,030	1,987	2,114	2,060
Al	1,092	1,101	0,982	1,095	1,072	0,982	0,985	1,027	0,996	1,006	0,985	0,981	0,974	1,003	1,010	1,058	1,156	0,972	0,977	1,030	0,895	0,948
Ti	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,005	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Σ _T	3,001	3,014	3,008	2,991	3,010	3,004	3,003	3,008	2,999	3,005	3,002	3,000	2,998	3,002	3,006	3,009	3,053	3,008	3,007	3,017	3,009	3,009
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Na	1,063	0,978	0,949	1,126	1,020	0,960	0,966	0,989	0,994	0,983	0,969	0,967	0,976	0,989	0,980	1,005	0,810	0,934	0,940	0,949	0,846	0,902
Ca	0,008	0,031	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,028	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,004	0,005	0,000	0,003	0,002	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	0,006	0,081	0,002	0,001	0,012	0,005	0,007
Σ _M	1,075	1,014	0,949	1,129	1,025	0,960	0,968	0,991	0,997	0,985	0,972	0,972	0,979	0,990	0,981	1,018	0,919	0,938	0,942	0,961	0,881	0,911
Total cátions	4,076	4,028	3,957	4,120	4,035	3,964	3,971	3,999	3,996	3,990	3,974	3,972	3,977	3,992	3,987	4,027	3,972	3,946	3,949	3,978	3,880	3,920
Al+Fe ³⁺	1,094	1,102	0,983	1,095	1,073	0,982	0,985	1,027	0,997	1,006	0,985	0,981	0,974	1,003	1,010	1,060	1,161	0,973	0,977	1,030	0,895	0,949
2Ca+Na+K	1,083	1,045	0,949	1,129	1,026	0,960	0,969	0,991	0,997	0,984	0,972	0,969	0,978	0,990	0,981	1,025	0,943	0,938	0,941	0,961	0,851	0,909
Componentes Moleculares																						
Ne	56,0	52,0	46,9	59,4	52,7	47,5	47,9	49,9	49,7	49,2	48,0	47,9	48,2	49,5	49,1	51,8	43,4	45,9	46,3	47,8	40,0	43,8
Ks	0,2	0,3	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	4,3	0,1	0,0	0,6	0,2	0,3
Qz	43,4	46,1	53,1	40,5	47,1	52,5	52,0	50,0	50,2	50,8	51,8	52,0	51,7	50,5	50,8	47,5	50,8	53,9	53,6	51,6	59,7	55,9
An	0,4	1,6	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

OBSERVAÇÕES: Fe_{total} calculado como Fe³⁺. Abreviações: n, núcleo; b, borda; agreg, agregado; esc, méd, cl, cinza escuro, cinza médio e cinza claro quando em nicóis cruzados.