UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MINERALOGIA E GÊNESE DOS PEGMATITOS
TURMALINÍFEROS DA MINA DO CRUZEIRO, SÃO JOSÉ DA
SAFIRA, MINAS GERAIS

JÚLIO CÉSAR MENDES

ORIENTADOR: PROF. Dr. DARCY P. SVISERO

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA:

	nome
Presidente	<u>Darcy Pedro Svisero</u>
Examinadores	<u>Silvio Roberto Farias Vlach</u>
	<u>João Batista Moreschi</u>
	<u>José Marques Correia Neves</u>
	<u>José Carlos Gaspar</u>

assinatura

SÃO PAULO

1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MINERALOGIA E GÊNESE DOS PEGMATITOS
TURMALINÍFEROS DA MINA DO CRUZEIRO, SÃO JOSÉ DA
SAFIRA, MINAS GERAIS

JÚLIO CÉSAR MENDES

ORIENTADOR: PROF. Dr. DARCY P. SVISERO

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005199

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA:

nome

assinatura

Presidente

Examinadores

SÃO PAULO

1995

Aos meus pais José Mendes da Silva e Elza Mendes Abreu
À minha esposa Sônia Regina Pelizon Bicalho Mendes

Deve-se admitir que os geólogos estão atrasados em relação aos mineradores na constatação de que o arranjo dos minerais dentro dos pegmatitos está longe de ser errático. Qualquer pessoa que estude e mapeie em detalhe lavras pegmatíticas aprende rapidamente que há concentração dos minerais em *linhas, buchos, caldeirões, bamburros* e que estes são conhecidos há décadas pelos mineradores mais inteligentes e experientes. Este conhecimento tem sido fator importante nas operações de lavra, embora a indústria não tenha tido oportunidade de aplicá-lo na compreensão da distribuição dos minerais nos pegmatitos. Alguns geólogos, pelo contrário, têm enfatizado a irregularidade dos depósitos pegmatíticos e questionado a possibilidade de pesquisá-los pelos métodos sistemáticos que têm sido aplicados com êxito nos depósitos minerais de um modo geral.

E. N. Cameron, R. J. Jahns, A. H. McNair e L. R. Page, em Urbana, Illinois, EUA - 1949 (in, Metamig 1978).

ÍNDICE

ÍNDICE	i
ÍNDICE DE TABELAS	iv
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS	xii
ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS	xiii
ABSTRACT.....	xiv
RESUMO	xvi
1 - INTRODUÇÃO	01
2 - MÉTODOS DE ESTUDO E AMOSTRAGEM	03
2.1 - INTERPRETAÇÃO FOTOGEOLÓGICA	03
2.2 - AMOSTRAGEM	04
2.3 - TRABALHO DE LABORATÓRIO	05
2.3.1 - MÉTODOS ÓPTICOS	05
2.3.2 - DIFRAÇÃO DE RAIOS X	06
2.3.3 - ANÁLISES QUÍMICAS	07
3 - A JAZIDA DE TURMALINA DO CRUZEIRO	09
3.1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	10
3.2 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA ÁREA	11
3.3 - ESTUDOS ANTERIORES	14
4 - GEOLOGIA REGIONAL	18
5 - GEOLOGIA DA ÁREA DA JAZIDA DE TURMALINA DO CRUZEIRO	27
5.1 - OCORRÊNCIA E DISTRIBUIÇÃO DAS LITOLOGIAS PRESENTES	28
5.2 - PETROGRAFIA DA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DA SAFIRA	32
5.2.1 - XISTO PIEDADE	33
CLORITA-MOSCOVITA-BIOTITA XISTO COM GRANADA	33
ESTAUIROLITA-MOSCOVITA-BIOTITA XISTO COM GRANADA	36
GRANADA-CLORITA-MOSCOVITA-BIOTITA-QUARTZO XISTO	38
5.2.2 - SEQUÊNCIA DA SERRA DO CRUZEIRO	40
TALCO-ANTOFILITA XISTO COM CLORITA	41

PLAGIOCLÁSIO-BIOTITA-QUARTZO XISTO	42
QUARTZITOS	44
5.3 - ASPECTOS METAMÓRFICOS	46
5.4 - ASPECTOS ESTRUTURAIS	49
5.5 - GEOLOGIA DOS PEGMATITOS DA REGIÃO DE S. J. SAFIRA	51
5.5.1 - JAZIDA DA PEDERNEIRA	52
5.5.2 - JAZIDA DO COLONIÃO	53
5.5.3 - JAZIDA DO BENEDITO	54
5.5.4 - JAZIDA DA ARICANGA	56
5.5.5 - JAZIDA DO CHIAR	57
5.5.6 - JAZIDA DO SAFIRINHA	58
5.5.7 - JAZIDA DA TERRA BRANCA	59
5.5.8 - JAZIDA DO MARCELO	60
6 - OS PEGMATITOS DO CRUZEIRO	62
6.1 - PEGMATITOS: UMA REVISÃO	64
6.2 - ALGUMAS CARACTERÍSTICAS DOS PEGMATITOS DO CRUZEIRO	76
6.2.1 - FORMA	77
6.2.2 - TAMANHO	78
6.2.3 - ZONEAMENTO	79
6.2.4 - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	83
7 - MINERALOGIA DOS PEGMATITOS DA MINA DO CRUZEIRO	86
7.1 - GRUPO DAS MICAS	90
7.1.1 - SÉRIE MOSCOVITA-LEPIDOLITA	97
7.1.1.1 - MICAS DO VEIO O1	100
7.1.1.1.1 - MICAS DO SERVIÇO JOÃO DE MATOS	101
7.1.1.1.2 - MICAS DO SERVIÇO DESCARGA	118
7.1.1.1.3 - MICAS DO SERVIÇO 1B	124
7.1.1.1.4 - POLYLITHIONITA	129
7.1.1.2 - MICAS DO VEIO 03	135
7.1.1.3 - EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA DAS MICAS	144
7.2 - NIÓBIO-TANTALATOS	149
7.2.1 - GRUPO DA COLUMBITA-TANTALITA	152

7.2.2 - GRUPO DA AESCHYNITA	159
7.2.3 - BEHIERITA	162
7.3 - BERILO	163
7.4 - GRANADAS	172
7.5 - CASSITERITA	176
7.6 - TURMALINA	180
7.6.1 - CRISTALOGRAFIA	184
7.6.1.1 - CELA UNITÁRIA	186
7.6.1.2 - MORFOLOGIA DOS CRISTAIS	190
7.6.2 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA	193
7.6.2.1 - TURMALINAS DO VEIO 01	196
7.6.2.2 - TURMALINAS DO VEIO 03	205
7.6.3 - COR E PLEOCROÍSMO	215
7.6.4 - ÍNDICE DE REFRAÇÃO E BIRREFRINGÊNCIA	230
7.6.5 - CARÁTER ÓPTICO	231
7.6.6 - <i>CHATOYANCE</i> (ACATASSOLAMENTO).....	232
7.6.7 - DENSIDADE RELATIVA	233
7.6.8 - OUTRAS PROPRIEDADES	234
8 - CONCLUSÕES FINAIS	235
9- AGRADECIMENTOS	241
10- BIBLIOGRAFIA	243

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 01 - Associações mineralógicas encontradas nas zonas pegmatíticas	69
TABELA 02 - As micas mais comuns seus polimorfos ideais nos ambientes pegmatíticos	94
TABELA 03 - Análises químicas das micas das zonas marginal e mural do Serviço João de Matos, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	104
TABELA 04 - Análises químicas das micas das zonas intermediária externa, média e interna do Serviço João de Matos, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	105
TABELA 05 - Principais reflexões do diagrama de pó de uma mica clara, do Serviço João de Matos, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	107
TABELA 06 - Índice de refração das micas das cinco zonas pegmatíticas do Serviço João de Matos, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	110
TABELA 07 - Análises químicas das micas claras do Serviço Descarga, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	119
TABELA 08 - Análises químicas das micas claras do Serviço 1B, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	127
TABELA 09 - Análises químicas da polyolithionita e da mica clara, do Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	132
TABELA 10 - Análises químicas das micas claras do Serviço do Ladim, no Veio 03 do Pegmatito do Cruzeiro	137
TABELA 11 - Variação da relação K/Rb nas micas claras dos vários serviços e zonas pegmatíticas da Mina do Cruzeiro	146
TABELA 12 - Principais reflexões do diagrama de pó da columbita-tantalita proveniente da Mina do Cruzeiro	154
TABELA 13 - Análises químicas dos nióbio-tantalatos amostrados na Mina do Cruzeiro ...	158
TABELA 14 - Análises químicas dos berilos provenientes da Mina do Cruzeiro	167
TABELA 15 - Análises químicas das granadas amostradas na Mina do Cruzeiro	174
TABELA 16 - Análises químicas de cassiterita proveniente da Mina do Cruzeiro	179
TABELA 17 - Dimensões da cela unitária das várias espécies de turmalinas	187

TABELA 18 - Diagrama de pó da turmalina da Jazida do Cruzeiro, comparado com o diagrama do sistema JCPDS	189
TABELA 19 - Parâmetros unitários e percentual de Fe+Mn+Mg+Ti, obtidos nas turmalinas dos caldeirões da Mina do Cruzeiro	190
TABELA 20 - Os espécies integrantes do grupo da turmalina	194
TABELA 21 - Composição química das turmalinas da Mina do Cruzeiro, segundo Coelho (1948).	195
TABELA 22 - Análises químicas das turmalinas da zona marginal do Serviço João de Matos, no Veio 01, do Pegmatito do Cruzeiro	196
TABELA 23 - Análises químicas das turmalinas da zona mural do Serviço João de Matos, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	197
TABELA 24 - Análises químicas das turmalinas da zona intermediária externa do Serviço João de Matos, no Veio 01, do Pegmatito do Cruzeiro	198
TABELA 25 - Análises químicas das turmalinas da zona intermediária média do Serviço João de Matos, no Veio 01, do Pegmatito do Cruzeiro	199
TABELA 26 - Análises químicas das turmalinas da zona intermediária interna do Serviço João de Matos, no Veio 01, do Pegmatito do Cruzeiro	200
TABELA 27 - Análises químicas das turmalinas encontradas nos caldeirões do Serviço João de Matos, no Veio 01, do Pegmatito do Cruzeiro	201
TABELA 28 - Análises químicas das turmalinas da zona marginal do Serviço do Ladim, no Veio 03, do Pegmatito do Cruzeiro	207
TABELA 29 - Análises químicas das turmalinas da zona mural do Serviço do Ladim, no Veio 03, do Pegmatito do Cruzeiro	208
TABELA 30 - Análises químicas das turmalinas da zona intermediária do Serviço do Ladim, no Veio 03, do Pegmatito do Cruzeiro	209
TABELA 31 - Análises químicas das turmalinas retiradas de um <i>pocket</i> do Serviço do Ladim, no Veio 03, do Pegmatito do Cruzeiro	210
TABELA 32 - As principais cores mostradas por cada molécula de turmalina	216
TABELA 33 - Análises químicas de uma turmalina mostrando zoneamento de cores (verde e vermelha) proveniente de uma caldeirão do Veio 01, do Pegmatito do Cruzeiro.....	220

TABELA 34 - Análises químicas de uma turmalina mostrando zoneamento de cores (verde-escuro e verde-claro) proveniente de uma caldeirão do Veio 01, do Pegmatito do Cruzeiro.....	222
TABELA 35 - Análises químicas de uma turmalina mostrando zoneamento de cores (vermelho intenso e vermelho-claro) proveniente de um caldeirão do Veio 01, do Pegmatito do Cruzeiro	225
TABELA 36 - Análises químicas de uma turmalina mostrando zoneamento de cores (azul e verde), proveniente de uma caldeirão do Veio 03, do Pegmatito do Cruzeiro	228
TABELA 37 - Índice de refração e birrefringência das principais moléculas do grupo das turmalinas	230

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 01 - Localização da Mina do Cruzeiro e principais vias de acesso	10
FIGURA 02 - Províncias Estruturais Brasileiras	19
FIGURA 03 - Os dois segmentos da Província Estrutural Mantiqueira, mostrando a Faixa de Dobramento Paraíba do Sul, onde está inserida a Mina do Cruzeiro	20
FIGURA 04 - Ocorrência e estruturação do Cinturão Paraíba (Faixa de Dobramento Paraíba do Sul)	21
FIGURA 05 - Aspectos geológicos da região centro-nordeste de Minas Gerais, mostrando a Serra do Cruzeiro	23
FIGURA 06 - Esboço do zoneamento metamórfico da Província Mantiqueira, durante o Ciclo Brasileiro	24
FIGURA 07 - O Complexo Migmatítico-Granulítico de Minas Gerais onde está encaixada a Mina do Cruzeiro	25
FIGURA 08 - Mapa de localização dos pontos estudados e os vários jazimentos pegmatíticos mais importantes na região da Jazida de Turmalina do Cruzeiro	29
FIGURA 09 - Mapa litológico da região da Jazida de Turmalina do Cruzeiro	30
FIGURA 10 - As Províncias Pegmatíticas Brasileiras	63
FIGURA 11 - Bloco diagrama idealizado representando as relações entre as três unidades estruturais dos corpos pegmatíticos	67
FIGURA 12 - Bloco diagrama mostrando as quatro zonas pegmatíticas que podem ser vistas em um pegmatito zonado	68
FIGURA 13 - Distribuição dos pegmatitos portadores de elementos raros, ao redor de um granito fonte e os nove subtipos observados em pegmatitos africanos	70
FIGURA 14 - Esquema idealizado das várias zonas observadas em um pegmatito zonado e verticalizado	74
FIGURA 15 - Mapa de localização dos três corpos pegmatíticos que compõem a Jazida do Cruzeiro	80
FIGURA 16 - Estrutura das micas	91
FIGURA 17 - Os seis polimorfos das micas	93

FIGURA 18 - Diagrama ternário mostrando as relações entre Li, R^{2+} e R^{3+} nas micas litiníferas	99
FIGURA 19 - Variação entre o teor de Li_2O e a % em peso de Rb_2O , Cs_2O , Al_2O_3 , SiO_2 e F, nas micas das várias zonas pegmatíticas, do Serviço João de Matos, na Mina do Cruzeiro	106
FIGURA 20 - Variação do volume dos parâmetros unitários em função da % em peso de Li_2O , nas micas das cinco zonas pegmatíticas do Serviço João de Matos, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	109
FIGURA 21 - Variação do teor de Li_2O e F em função de γ e γ' nas micas claras das cinco zonas pegmatíticas do Serviço João de Matos, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	111
FIGURA 22 - Relação entre os teores de K e Rb (a) e K e Cs (b), nas micas claras das cinco zonas pegmatíticas do Serviço João de Matos, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	112
FIGURA 23 - Variação da relação K/RbxLi (a) e K/RbxCs (b), nas micas claras das cinco zonas pegmatíticas do Serviço João de Matos, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	114
FIGURA 24 - Relação entre a razão K/RbxBa (a), K/RbxGa (b) e K/RbxZn (c) nas micas claras do Serviço João de Matos, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	116
FIGURA 25 - Variação da relação K/RbxLi (a) e K/RbxCs (b) das micas claras das cinco zonas pegmatíticas do Serviço João de Matos, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	117
FIGURA 26 - Variação da % em peso de Li_2O em função do teor de Rb_2O , Cs_2O , Al_2O_3 , SiO_2 e F nas micas claras do Serviço Descarga, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	120
FIGURA 27 - Variação do teor de Li_2O e F em função de γ e γ' nas micas claras do Serviço Descarga, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	121
FIGURA 28 - Relação entre os teores de K e Rb (a) e K e Cs (b) nas micas claras do Serviço Descarga, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	122
FIGURA 29 - Variação da relação K/RbxLi (a) e K/RbxCs (b) nas micas claras do Serviço Descarga, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	123

FIGURA 30 - Relação entre a razão K/RbxBa (a), K/RbxGa (b) e K/RbxZn (c) nas micas claras do Serviço Descarga, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro, comparadas com vários tipos de pegmatitos do mundo	125
FIGURA 31 - Variação da relação K/RbxLi (a) e K/RbxCs (b) nas micas claras do Serviço Descarga, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	126
FIGURA 32 - Relação entre os teores de K e Rb nas micas claras da zona mural do Serviço 1B, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	128
FIGURA 33 - Relação entre K/RbxBa (a), K/RbxGa (b) e K/RbxZn (c) nas micas claras do Serviço 1B, no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	130
FIGURA 34 - Relação entre os teores de K e Rb nas polyolithionitas do Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	134
FIGURA 35 - Variação da relação K/RbxLi nas polyolithionitas do Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	135
FIGURA 36 - Variação dos teores de Li_2O em função da % em peso de Rb_2O , Cs_2O , Al_2O_3 , SiO_2 e F nas micas claras do Serviço do Ladim, no Veio 03 do Pegmatito do Cruzeiro	139
FIGURA 37 - Variação dos teores de Li_2O e F, em função de γ e γ' nas micas claras do Serviço do Ladim, no Veio 03 do Pegmatito do Cruzeiro	140
FIGURA 38 - Relação entre os teores de K e Rb (a) e K e Cs (b) nas micas claras do Serviço do Ladim, no Veio 03 do Pegmatito do Cruzeiro	141
FIGURA 39 - Variação de K/RbxLi (a) e K/RbxCs (b) nas micas claras do Serviço do Ladim, no Veio 03 do Pegmatito do Cruzeiro	142
FIGURA 40 - Relação entre a razão K/RbxBa (a), K/RbxGa (b) e K/RbxZn (c) nas micas claras do Serviço do Ladim, no Veio 03 do Pegmatito do Cruzeiro, comparadas com vários tipos de pegmatitos de outras partes do mundo	143
FIGURA 41 - Variação da relação K/RbxLi (a) e K/RbxCs (b) nas micas claras do Serviço do Ladim, no Veio 03 do Pegmatito do Cruzeiro	145
FIGURA 42 - Variação da relação KxRb (a) e KxCs (b) nas micas do Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	148
FIGURA 43 - Estrutura da columbita-tantalita das formas ordenada e desordenada	153
FIGURA 44 - Diagrama $3\text{a}_0\text{x}\text{c}_0$ dos minerais do grupo da columbita-tantalita da Mina do Cruzeiro	156

FIGURA 45 - Campo composicional definido pela columbita-tantalita da Mina do Cruzeiro comparado com equivalentes dos Pegmatitos Moose e Plex, no Canadá	159
FIGURA 46 - Diagramas comparativos da relação Nb/TaxTa (a) e Fe/MnxMn (b) entre manganotantalitas da Mina do Cruzeiro e columbita-tantalitas africanas e norte-americanas	160
FIGURA 47 - Projeção da estrutura do berilo sobre o plano {1010}	164
FIGURA 48 - Visão da estrutura do berilo, onde podem ser observadas a cela unitária e os á-neis formando canálculos estruturais na direção do eixo c	165
FIGURA 49 - Correlação entre a variação de n_w e o $\Sigma R_2O + CaO$ nos berilos da Mina do Cruzeiro	170
FIGURA 50 - Representação de Na/LixCs dos berilos da Mina do Cruzeiro e de outros pegmatitos brasileiros	171
FIGURA 51 - Relação entre a composição química das granadas e a sua posição no corpo pegmatítico	175
FIGURA 52 - Variação composicional das granadas da Mina do Cruzeiro, comparadas com as de vários tipos de pegmatitos de outros locais do mundo	177
FIGURA 53 - Projeção estrutural da turmalina sobre o plano {0001}, segundo Ito & Sadanaga (1955)	185
FIGURA 54 - Dimensões da cela unitária dos minerais do grupo da turmalina, comparados com os dados obtidos nas Turmalinas do Cruzeiro	187
FIGURA 55 - Parâmetros unitários das turmalinas da Mina do Cruzeiro, comparados com os dados de turmalinas de várias partes do mundo	188
FIGURA 56 - Correlação entre Fe+Mn+Mg+Ti e o volume da cela unitária das Turmalinas do Cruzeiro comparados com outras turmalinas de várias partes do mundo	191
FIGURA 57 - Diagrama Al-Fe(tot.)-Mg (a) e Ca-Fe(tot.)-Mg (b), obtidos em turmalinas de vários tipos rochosos e comparados com as turmalinas do Veio 01 da Mina do Cruzeiro	202
FIGURA 58 - Composição das turmalinas do Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro, projetadas em termos de schorlita-dravita-elbaíta	203
FIGURA 59 - Variação composicional das turmalinas nas várias zonas do Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	205

FIGURA 60 - Variação composicional no sítio Y das turmalinas das várias zonas do Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	206
FIGURA 61 - Diagrama Al-Fe(tot.)-Mg (a) e Ca-Fe(tot.)-Mg (b), obtidos em turmalinas de vários tipos rochosos e comparados com as turmalinas do Veio 03 da Mina do Cruzeiro	211
FIGURA 62 - Composição das turmalinas do Veio 03 do Pegmatito do Cruzeiro, projetadas em termos de schorlita-dravita-elbaíta	212
FIGURA 63 - Variação composicional das turmalinas nas várias zonas do Veio 03 do Pegmatito do Cruzeiro	213
FIGURA 64 - Variação composicional no sítio Y das turmalinas das várias zonas do Veio 03 do Pegmatito do Cruzeiro	214
FIGURA 65 - Variação composicional em uma turmalina mostrando zoneamento de cores (verde e vermelho), proveniente do Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	223
FIGURA 66 - Variação composicional em uma turmalina mostrando zoneamento de cores (verde-claro e verde-escuro), proveniente do Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	224
FIGURA 67 - Variação composicional em uma turmalina mostrando zoneamento de cores (verde-claro e verde intenso), proveniente do Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	227
FIGURA 68 - Variação composicional em uma turmalina mostrando zoneamento de cores (azul e verde), proveniente do Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro	229
FIGURA 69 - Variação química na estrutura de alguns minerais comuns em ambientes pegmatíticos	239

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

FOTOGRAFIA 01 - Visão parcial da região de São José da Safira, ilustrando feições da topografia na área da Mina do Cruzeiro	12
FOTOGRAFIA 02 - Vista parcial das escarpas nos quartzitos aflorantes na Serra do Cruzeiro	13
FOTOGRAFIA 03 - Beneficiamento das micas provenientes da Mina do Cruzeiro durante o período da 2ª Guerra Mundial	87
FOTOGRAFIA 04 - Mineradores no interior das galerias do Pegmatito do Cruzeiro, durante o período da 2ª Guerra Mundial	88
FOTOGRAFIA 05 - Rubelita biterminada, límpida e cristais de cleavelandita e/ou mica rósea, proveniente da Mina do Cruzeiro	89
FOTOGRAFIA 06 - Cristal de turmalina verde, idiomórfico, terminado por uma larga seção basal, proveniente da Mina do Cruzeiro	192
FOTOGRAFIA 07 - Turmalina naturais e lapidadas da Mina do Cruzeiro mostrando zoneamento de cores	217
FOTOGRAFIA 08 - Turmalina policromática proveniente da Mina do Cruzeiro	219

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

FOTOMICROGRAFIA 01 - Clorita-moscovita-biotita xisto com granada, apresentando textura granolepidoblástica	34
FOTOMICROGRAFIA 02 - Porfiroblasto de granada, subédrico, de dimensões milimétricas e imersos no clorita-moscovita-biotita xisto	35
FOTOMICROGRAFIA 03 - Porfiroblasto de estaurolita, com estrutura poiquilítica, contornado pelo estaurolita-moscovita xisto com granada	36
FOTOMICROGRAFIA 04 - Aspecto textural do granada-clorita-moscovita-biotita quartzo xisto mostrando dois domínios texturais distintos	38
FOTOMICROGRAFIA 05 - Detalhe do granada-clorita-moscovita-biotita-quartzo xisto ilustrando a clorita truncando a foliação da rocha	40
FOTOMICROGRAFIA 06 - Aspecto textural do talco-antofilita xisto com clorita, encaixado na base da Serra do Cruzeiro	41
FOTOMICROGRAFIA 07 - Clorita mostrando geminação múltipla do tipo polissintética e cor de polarização cinza normal, em um talco-antofilita xisto com clorita	43
FOTOMICROGRAFIA 08 - Aspecto textural do plagioclásio-biotita-quartzo xisto, destacando-se a forte foliação impressa pela biotita	44
FOTOMICROGRAFIA 09 - Feição geral do quartzito grosseiro, aflorante ao longo de todo o topo da Serra do Cruzeiro	45
FOTOMICROGRAFIA 10 - Cristal ripiforme de moscovita incluso no quartzito da Serra do Cruzeiro	46

ABSTRACT

During the 1674 expedition, the *bandeirante* (explorer) Fernão Dias Paes Leme discovered the *Serra Resplandescence* (Shining Mountain) also called *Cruzeiro*, where he expected to discover the first Brazilian emerald deposit, a gem-mineral widely searched for the Portuguese on the eastern side of the Latin American continent. The deposit he discovered was later proved to be of a green variety of tourmaline (verdelite). This deposit was abandoned until the beginning of the 20th C. From 1914 on, small scale mining activities started aimed at the extraction of gemological tourmalines. Large scale mining in *Cruzeiro* took place during the Second World War for the extraction of mica by the Allied Countries. During this period the State of Minas Gerais supplied approximately a quarter of the demand of this mineral to the Allied Countries. The *Cruzeiro* region furnished half of this production. With the end of the War, all the exploitation work turned to the gem-minerals and nowadays, the *Cruzeiro* Pegmatite is one of the world's largest producers of tourmalines.

The *Cruzeiro* tourmaline deposit is located 13,5km north of the town of São José da Safira in the Northeastern portion of the State of Minas Gerais. The mine is 430km away from Belo Horizonte and it can easily be reached during the dry season.

Systematic geological studies on the country rocks of the tourmaline pegmatites do not exist. The region of São José da Safira is located to the Northwest of the *Província Mantiqueira*, near the limit of this *Província* with the *Craton do São Francisco*, in the *Subprovíncia Médio Rio Doce*. The pegmatite bodies of the area are embedded in a basement complex made up of gneisses, quartzites and schist, called *Gnaiss Piedade*.

The lithologic mapping in an area of 380 square kilometers surrounding the tourmaline mine of *Cruzeiro* revealed the presence of two distinct lithostructural units called *Gnaiss Piedade* and the *Serra do Cruzeiro* Sequence. The *Gnaiss Piedade* is composed of gneisses, quartzites and mainly schists.

This schists are of three different types, the chlorite-muscovite-biotite schist with garnet, the staurolite-muscovite-biotite schist with garnet and the garnet-chlorite-muscovite-biotite schist. The *Serra do Cruzeiro* Sequence overlies these schists. From the bottom to the top it is composed by a layer of metaultramafic rock, a layer of metapelites composed of biotite-schist and a thick

layer of quartzite with small intercalations of biotite schists. The high topography of the *Cruzeiro* Mountains is due to the quartzitic rocks, which are not easily weathered.

The mineral paragenesis found in the rocks of the São José da Safira region indicate that the lithologies were subjected to a metamorphism of at least medium grade (amphibolite facies), without reaching the partial fusion stage. Although granite was not found in the mapped area, there is a great possibility that the highly differentiated and complex pegmatites of this region derived from granitic bodies. The emplacement of the pegmatites seems to have a regional structural control. This is indicated by the concentration of many pegmatite bodies along lineaments oriented N10-20W.

The *Cruzeiro* Mine is composed of three pegmatitic lens-shaped bodies with nearly parallel orientations, called here Vein 01, 02 and 03. Vein 01 is about 1,300m long and up to 60 meters wide; Vein 02 is 900m long and about 20m wide and Vein 03 is 700m long with a maximum width of 8m, in outcrop. The pegmatitic solutions penetrated along tabular rupture surfaces. These surfaces are oriented N20-30W/80-86SW. They are discordant with the country rocks.

The mineralogy of the *Cruzeiro* pegmatites is complex and by now about twenty different minerals have been described. The most important of these minerals are light colored micas (muscovite), pink micas (possibly lepidolite, or lithiferous mica) and polylithionite; the tourmaline group represented by schorlite and elbaite types; the niobium-tantalites in the varieties of columbite-tantalite, behierite and the group of aeschynite; spodumene in large sticks; amblygonite, feldspars including cleavelandite and potash feldspars with graphic textures, milky and hialine quartz, bluish and pink beryl, Mn and Fe-bearing garnets, cassiterite, apatite and some mineralogical rarities. Since the pegmatites are embedded within the more resistant quartzites, they are always much more strongly altered than the country rock. Confronted with this reality, we have been compelled to use minerals resistant to the weathering, such as tourmalines, micas, cassiterite, beryl, garnet and niobium-tantal minerals, to obtain chemical data which have been used for understanding the internal evolution of the *Cruzeiro* Pegmatites.

Taking into consideration the data obtained in the field and lab work, it was possible to understand several of the problems inherent to the genesis and evolution of the *Cruzeiro* Pegmatites. Even though the origin of the bodies remains a controversial subject, there is a great possibility of its linkage to granites.

RESUMO

Durante a expedição de 1674, o bandeirante Fernão Dias Paes Leme descobriu a Serra Resplandescente ou do Cruzeiro, onde estaria a primeira ocorrência e/ou jazimento de *esmeralda*, um mineral-gema muito procurado pelos portugueses no lado leste do continente latinoamericano. Com a descrição da turmalina, provou-se tratar apenas de verdelita e este jazimento ficou abandonado até o início deste século. A partir de 1914, uma lavra rudimentar foi iniciada visando a retirada de turmalinas gemológicas. Porém, o real início da mineração no Cruzeiro só veio com o advento da 2ª Guerra Mundial, devido à grande demanda de mica pelos países aliados. Neste período, o Estado de Minas Gerais supriu quase um quarto das necessidades deste mineral aos países aliados, com a Lavra do Cruzeiro contribuindo com mais da metade dessa produção. Finalizada a guerra, todos os trabalhos de exploração voltaram-se para os minerais-gemas e nos dias atuais, o Pegmatito do Cruzeiro é um dos maiores produtores de turmalinas do mundo.

A Mina de Turmalina do Cruzeiro está situada no centro-nordeste do Estado de Minas Gerais, aproximadamente a 13,5km a norte da Cidade de São José da Safira. O local dista cerca de 430km de Belo Horizonte e pode ser alcançado facilmente por rodovias em sua maior parte pavimentadas.

A região dos Pegmatitos Turmalíníferos da Mina do Cruzeiro não conta com trabalhos geológicos sistemáticos em escala de detalhe ou semidetalhe. Regionalmente, a região de São José da Safira está situada a noroeste da Província Mantiqueira, próxima ao limite dessa província com o Cráton do São Francisco, na Subprovíncia Médio Rio Doce. Esses e outros corpos pegmatíticos estão encaixados em um embasamento constituído de rochas gnaissicas, quartzíticas e xistosas, denominado de Gnaiss Piedade.

O mapeamento litológico da região da Jazida de Turmalina do Cruzeiro, em uma área de aproximadamente 380km² em torno da mineração, revelou a presença de dois grupamentos litoestruturais distintos, sendo um deles representado pelo Gnaiss Piedade ou pelas rochas xistosas, e o outro por uma seqüência rochosa encaixada nestes xistos, cujos representantes da base para o topo são, uma camada de rocha metaultramáfica, um pacote de metapelitos composto por biotita xisto e um pacote espesso de quartzito com pequenas intercalações de biotita xistos.

Em termos petrográficos, as litologias xistosas pertencentes ao Gnaiss Piedade são representadas por três tipos diferentes de xistos; o clorita-moscovita-biotita xisto com granada, o estauroлита-moscovita-biotita xisto com granada e o granada-clorita-moscovita-biotita xisto. A

seqüência rochosa formadora da Serra do Cruzeiro ou Resplandescente é predominantemente composta por litologias quartzíticas e, subordinadamente por camadas de rochas xistosas. Entre esses xistos, há tipos provenientes do metamorfismo de rochas ultramáficas e os de composições aluminosas e derivados de pelitos. As assembleias minerais encontradas na região de São José da Safira indicam que as litologias aí presentes foram submetidas a um metamorfismo de pelo menos grau médio (fácies anfibolito), sem atingir o grau forte. Apesar da inexistência de granito, tal fato indica que é grande a possibilidade dos pegmatitos complexos e altamente diferenciados dessa região serem provenientes de corpos graníticos não aflorantes na área mapeada.

A Mina do Cruzeiro é composta por três corpos pegmatíticos aproximadamente paralelos, denominados de Veios 01, 02 e 03, principalmente em função de suas espessuras decrescentes, quando caminha-se no sentido de leste para oeste dessa mineração. O Veio 01 tem cerca de 1.300m de comprimento por até 60m de largura; o Veio 02 apresenta 900m de comprimento por cerca de 20m de largura e o Veio 03, um comprimento de 700m e uma largura máxima de 8m, em afloramento no decreto de lavra da Mina do Cruzeiro. As soluções pegmatíticas penetraram ao longo de planos de rupturas de forma tabular, discordantes das estruturas das rochas quartzíticas encaixantes, com direção N20-30W e mergulho 80-86SW.

A mineralogia dos Pegmatitos do Cruzeiro é bastante complexa e compreende, até hoje, cerca de 20 espécies minerais diferentes. Micas clara (moscovita), rósea (possivelmente lepidolita ou mica litinífera) e polyolithionita; o grupo das turmalinas com as espécies schorlita e elbaíta; os nióbio-tantalatos nas variedades da columbita-tantalita, behierita e o grupo da aeschynita; grandes ripas de espodumênio; amblygonita; feldspatos incluindo albitas, lamelas de cleavelandita e feldspatos potássicos com estruturas gráficas; quartzo leitoso e hialino; berilo azulado e róseo; granadas nas moléculas almandina e espessartita; cassiterita; apatita e algumas raridades mineralógicas. Como esses pegmatitos encontram-se no alto de uma serra e encaixados em quartzitos muito resistentes aos processos erosivos, alguns de seus minerais estão muito alterados. Tal fato, impossibilita a obtenção de análises químicas confiáveis, visando a interpretação geoquímica dos processos evolutivos dessas apófises pegmatíticas. Diante disso, todos os trabalhos desta tese, foram feitos em turmalinas, micas, nióbio-tantalatos, cassiterita, berilos e granadas, uma vez que esses minerais não estão alterados e a interpretação de suas características químicas permitiu compreender os processos genéticos responsáveis pela formação dessa jazida.

Com base nos dados obtidos nos trabalhos de campo e de laboratório, foi possível compreender alguns dos inúmeros problemas inerentes à gênese dos pegmatitos formadores da Mina do Cruzeiro. A origem dos corpos, entretanto, permanece ainda como uma questão controvertida, havendo grande possibilidade de uma origem granítica, ligada a granitos não aflorantes na área mapeada. Tratam-se de pegmatitos complexos, altamente diferenciados e portadores de elementos raros. O processo de formação da jazida está intimamente ligado a aspectos estruturais, tendo em vista a presença de lineamentos claramente definidos, alinhados segundo a direção N10-20W nos dois domínios já descritos e dado pela própria orientação das várias minas e garimpos existentes na região.

1 - INTRODUÇÃO

Desde o descobrimento do Brasil, os portugueses alimentaram a esperança de encontrar minas de ouro e de esmeralda nessas novas terras. A partir do final do século XVII, os bandeirantes desbravaram terras desconhecidas sonhando com os tesouros que brilhariam à sua frente. Nessa procura incessante, descobriram turmalina, água-marinha e outras pedras preciosas, além de muito ouro, mas a tão sonhada esmeralda nunca foi encontrada. A Mina do Cruzeiro, já é referida neste período da história do Brasil, pois em 1674 a bandeira de Fernão Dias Paes Leme aí chegou e seus integrantes imaginaram ter descoberto uma grande jazida de esmeralda. Tal fato é perfeitamente compreensível, pois nesta época a turmalina ainda não estava descrita e sempre que alguém encontrava turmalina verde (verdelita), imaginava tratar-se de esmeralda. Pode-se dizer que, a partir das andanças dos bandeirantes pelo interior do País, foi descoberta uma das maiores minas de turmalinas gemológicas ainda em atividade em nossos dias. Outro fato interessante é que, a partir do envio das falsas esmeraldas do Cruzeiro para a Europa, tornou-se possível a caracterização da turmalina.

O Brasil é atualmente um grande produtor mundial de turmalina gemológica e uma vez que este mineral-gema pode ser utilizado como alternativa para substituir pedras preciosas bem mais caras, a posição nacional é muito privilegiada.

A Mina do Cruzeiro encontra-se em posição de destaque, principalmente por suas rubelitas (variedade de turmalina avermelhada) cor sangue-de-pombo; turmalinas verdes (verdelitas); turmalinas azuis (indicolitas ou indigolitas); as turmalinas olho-de-gato (variedade com efeito *chatoyance*) nas colorações verdes, azuis e mais raramente vermelhas; as *melancias* e as turmalinas bicolores e multicolores. Um fato interessante é que cada veio dessa mineração produz turmalina com coloração distinta. No Veio 01, são encontradas as rubelitas, as verdelitas, as *melancias*, as turmalinas olho-de-gato e as bicolores e multicolores. No Veio 03 são encontradas as turmalinas azuis e as verdes. No Veio 02, são explotadas as turmalinas com coloração similares às do Veio 01, em menor quantidade, mas não são encontradas as variedades multicolores, bicolores e olho-de-gato. Turmalina olho-de-gato verde, vermelha e azul, é encontrada nos três veios pegmatíticos.

Este trabalho tem por objetivo principal contribuir para o maior conhecimento da Jazida Turmalínífera do Cruzeiro. Para enquadrar os dados obtidos no mapeamento na área de São José da Safira é apresentada uma síntese dos conhecimentos geológicos existentes sobre a área.

Os lineamentos observáveis no campo e nas fotografias aéreas, sugerem que todos os jazimentos pegmatíticos intrudiram-se ao longo de planos de fraquezas, apresentando direção N10-20W.

Esta tese agrupa os primeiros dados integrados de geologia da área da Jazida do Cruzeiro. Com essa finalidade foi efetuado um mapeamento de uma área de aproximadamente 380km². Foram feitas descrições detalhadas de várias minas e garimpos em atividade, com a finalidade de se compreender a distribuição espacial e a gênese dos corpos pegmatíticos. Também foram efetuadas cerca de 3.000 análises químicas, através de microsonda eletrônica, dos vários minerais dos pegmatitos, buscando correlações geoquímicas para a identificação da tipologia dos três veios pegmatíticos existentes nessa mineração. Identificamos as espécies de turmalinas e pesquisamos as causas de sua cor, os tipos de mica, os minerais do grupo das granadas, os diversos nióbio-tantalatos e o berilo cuja composição química foi igualmente estudada. Os nossos dados foram correlacionados com os das principais jazidas pegmatíticas do Brasil e do mundo, o que nos levou a suspeitar que a gênese dos corpos pegmatíticos formadores da Lavra do Cruzeiro não pode ser explicada somente a partir de processos anatéticos, como os dados geológicos faziam acreditar. Porém, o fato de não termos encontrado afloramentos graníticos na área deixa-nos ainda alguns problemas para resolver.

Assim sendo, o principal objetivo deste trabalho é apresentar um estudo amplo e integrado do ponto de vista mineralógico, petrográfico, geoquímico e genético dos minerais pegmatíticos não alterados encontrados na Mina do Cruzeiro. No contexto mineralógico, além do estudo de caracterização das várias espécies minerais, serão enfatizadas as principais características das turmalinas, micas, nióbio-tantalatos, granadas, berilo e da cassiterita dessa mineração.

No que se refere à investigação geológica, esta teve como suporte principal a realização de mapeamento petrográfico detalhado das litologias encontradas na área da jazida.

A geoquímica dos minerais forneceu uma base segura para a correlação com outros corpos pegmatíticos e, os elementos necessários para saber se um pegmatito é possível de ser mineralizado ou não.

2 - MÉTODOS DE ESTUDO E AMOSTRAGEM

Durante os trabalhos de campo desta tese, foram realizadas várias viagens à Mina do Cruzeiro. Paralelamente ao mapeamento da área do decreto de lavra dessa mineração e da amostragem dos vários minerais que ocorrem no interior das dezenas de galerias (serviços) existentes no corpo pegmatítico, foi executado um trabalho de interpretação fotogeológica, seguido do mapeamento de uma área de aproximadamente 380km² ao redor da Cidade de São José de Safira. Nesse mapeamento abrangendo uma área maior que a do decreto de lavra, tentou-se entender o modo de ocorrência e a mineralogia de inúmeros corpos pegmatíticos dessa região, para uma posterior correlação com os três veios pegmatíticos formadores da Mina do Cruzeiro. Todos os materiais coletados nestas etapas, foram devidamente selecionados para os estudos de laboratório, que abrangeram determinações mineralógicas e químicas.

2.1 - INTERPRETAÇÃO FOTOGEOLÓGICA

Como auxílio dos trabalhos preliminares do mapeamento geológico, foram efetuados estudos de fotointerpretação utilizando-se fotografias aéreas em escala de 1:60.000, obtidas pelo serviço, AST-10, executado pela *United States Air Force* contratada para o trabalho pelo DSGE. Objetivou-se com esse estudo assinalar, em carta, as feições geomorfológicas e estruturais da área investigada, bem como facilitar o registro de pontos descritos e amostrados, além de uma perfeita delimitação de contatos entre as formações litológicas ali existentes.

Além das fotografias aéreas, foram utilizadas também algumas informações constantes do mapa geológico em escala 1:500.000, elaborado pela equipe técnica da diretoria de geologia do Instituto de Geociências Aplicadas (IGA), edição de 1978 (Projeto RADAR - Minas Gerais); do mapa geológico, em escala 1:250.000 elaborado pelo convênio DNPM/CPRM, em 1985 (Projeto Mapa Metalogenético e de Previsão dos Recursos Minerais: Folha Guanhães); e do mapa plani-

altimétrico correspondente à Folha de Santa Maria do Suaçuí (SE-23-Z-B-III), na escala 1:100.000, elaborado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), edição de 1980.

2.2 - AMOSTRAGEM

A cartografia geológica na área da Mina de Turmalina do Cruzeiro, teve início no final de 1990, estendendo-se no decorrer de 1991. Visitas adicionais foram também realizadas entre 1992 e 1994, visando complementar o trabalho de mapeamento e esclarecer certas relações geológicas em afloramentos específicos e em alguns pontos no interior das galerias nos corpos pegmatíticos.

A coleta de amostras de rochas realizou-se, em geral, segundo o acompanhamento de perfis em cortes de estradas, córregos, riachos, vales e lajedos. Foram descritos e amostrados cerca de 50 pontos em afloramentos distintos, em cuja distribuição procurou-se cobrir a maior área possível em torno da Cidade de São José da Safira. Com relação à distribuição dos pontos amostrados ao longo dos perfis, esta ocorreu segundo a ordem de aparecimento dos respectivos afloramentos. O modo de coleta das amostras obedeceu, o mais possível, às recomendações normalmente utilizadas em trabalhos de mapeamento geológico, fazendo-se acompanhar, conseqüentemente, uma notação dotada de siglas convencionais e uma numeração em ordem de seqüência crescente. Das amostras coletadas, resultaram cerca de trinta lâminas delgadas, as quais foram utilizadas no estudo petrográfico da região de São José da Safira.

A existência das galerias no interior do corpo pegmatítico, foi fundamental para a execução deste trabalho. Devido a alteração superficial, o estudo dos corpos pegmatíticos da região de São José da Safira e, especificamente, dos que compõem a Mina do Cruzeiro, foi executado ao longo das galerias usada pelos mineradores para a extração de turmalina gemológica. É bom enfatizar que algumas dessas galerias, como as do Serviço 1B no Veio 01 e do Ladim no Veio 03, apresentam mais de 300m de comprimento, o que permite uma perfeita visualização das várias zonas pegmatíticas e uma amostragem dos seus vários minerais, obedecendo à estrutura e zoneografia dos veios.

Para as determinações mineralógicas das várias espécies encontradas na Mina do Cruzeiro, foram utilizadas cerca de 500 amostras minerais, retiradas nas várias galerias existentes nos seus

três veios pegmatíticos. No tocante às turmalinas coradas, a amostragem variou em função do progresso dos trabalhos, visto que ela é encontrada na zona intermediária interna e nas bordas do núcleo do corpo. Algumas amostras foram coletadas *in situ*, no interior das galerias, sendo que outras foram doadas pelo Sr. José Neves, proprietário da Mina do Cruzeiro, e pelo Sr. Ladim, responsável e arrendatário do Veio 03 dessa mineração. Esses lotes de cristais, quer os amostrados pelo autor, quer os doados pelos proprietários das lavras, embora considerados como de qualidade gemológica inferior, em virtude do número de defeitos observáveis a olho nu, revestem-se, entretanto, de grande interesse mineralógico, especialmente no que se refere ao estudo da morfologia, da estrutura e do quimismo dos minerais.

2 . 3 - TRABALHOS DE LABORATÓRIO

No laboratório utilizamos microscopia óptica, difração de raios X, análises química por via úmida e absorção atômica, análises por dispersão de energia e por microsonda eletrônica. Esses métodos tiveram por finalidade caracterizar os diversos minerais encontrados no Pegmatito do Cruzeiro, do ponto de vista mineralógico e químico.

2 . 3 . 1 - MÉTODOS ÓPTICOS

Foi um dos métodos intensivamente usado no decorrer deste trabalho, tanto na descrição das diversas seções delgadas obtidas no mapeamento litológico da região de São José da Safira, como na análise dos cerca de 20 minerais encontrados no Pegmatito do Cruzeiro.

Foram descritas e analisadas por volta de 30 lâminas petrográficas em um microscópio Carl Zeiss, modelo M-35, pertencente ao Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/UFOP). Nesse mesmo aparelho, foram obtidas as fotomicrografias das seções delgadas.

O estudo óptico dos vários minerais pegmatíticos, teve início com uma observação preliminar dos cristais em uma lupa binocular Carl Zeiss de 40x de aumento, onde se procurou, nessa etapa, caracterizar detalhadamente as principais características morfológicas e, em especial, fazer uma seleção prévia dos exemplares para os estudos posteriores. Os índices de refração de alguns minerais pegmatíticos foram medidos por meio de um refratômetro para sólidos, modelo TOPCON, existente no Centro Gemológico do DEGEO/UFOP.

2 . 3 . 2 - DIFRAÇÃO DE RAIOS X

A difração de raios X foi utilizada com o objetivo de identificar as várias associações mineralógicas que ocorrem no Pegmatito do Cruzeiro.

O método do pó constituí-se em uma das técnicas mais importantes para a identificação das espécies minerais, bem como para a determinação dos parâmetros da cela unitária. Ele foi utilizado de forma intensiva na identificação dos vários minerais encontrados na Mina do Cruzeiro e na determinação de seus parâmetros. No caso de espécimes minúsculos, utilizamos as câmaras de Gandolfi e de Debye-Scherrer, de diâmetro de 114,6mm, sob exposição e condições variáveis de acordo com as especificidades das amostras.

Os diagramas de pó foram obtidos em um difratômetro automatizado Rigaku, modelo Geigerflex D/max-B, pertencente ao DEGEO/UFOP, utilizando-se radiação $\text{CuK}\alpha$, filtro de Ni e condições de excitação de 20mA e 40kV.

Outros diagramas de pó foram obtidos em aparelho JEOL, modelo JDX-7E, pertencente ao *Dipartimento di Scienze della Terra*, da Universidade de Roma, difratando-se diretamente cada uma das espécies em uma câmara de Gandolfi de 114,6mm de diâmetro. Essa câmara, imprime à amostra dois movimentos de rotação simultâneos com uma inclinação de 45°, permitindo dessa forma, a obtenção de diagramas de pó a partir de monocristais de dimensões de até 30 μ (Gandolfi 1964). Os diagramas de pó foram também obtidos utilizando-se radiação $\text{CuK}\alpha$, filtro de Ni e condições instrumentais de operação variáveis, dependendo da espécie mineral. O tempo de exposição aos raios X foi de 24 horas.

Valendo-se dos diagramas de pó anteriormente obtidos, foram realizados os cálculos dos parâmetros unitários de várias espécies minerais encontrados na Mina do Cruzeiro. Para a determinação dos parâmetros unitários, recorreu-se a um programa de computação cedido pelo Prof. Dr. José Marques Correia Neves, do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (IG/UFMG).

Para a determinação da triclinicidade dos feldspatos potássicos, foram realizados difratogramas parciais com radiação $\text{CuK}\alpha$ e 2θ variando de 23 a 31° , para a determinação da separação entre os pares de reflexão (131) e $(1\bar{3}1)$ (Método de Goldsmith & Laves 1954) e (130) e $(1\bar{3}0)$ (Método de Mackenzie 1954). Para se obter uma boa resolução dos métodos, foi necessário proceder a difração de Raios X num regime de baixa velocidade do goniômetro ($1/8$ de 2θ por minuto) e alta sensibilidade de contagem de impulsos por segundo, conforme as instruções contidas em Hutchison (1974).

Em feldspatos potássicos monoclinicos tem-se apenas uma reflexão dos pares de difração atrás referida. Na medida em que a estrutura se afasta da simetria monoclinica estas reflexões se desmembram em dois pares de reflexões, cujo afastamento reflete o grau de triclinicidade da estrutura. Nos microclínios máximos ou feldspatos potássicos de máxima triclinicidade, tem-se um valor máximo de $0,08\text{\AA}$ para $[d(131)-d(1\bar{3}1)]$. Goldsmith & Laves (1954) propuseram então um índice Δ para a quantificação da triclinicidade, variável de 0 a 1, que pode ser calculada pela seguinte expressão:

$$\Delta = 12,5 [d(131)-d(1\bar{3}1)]$$

Uma vez obtidos esses resultados, verificamos que o grau de alteração dos feldspatos impossibilitou correlação entre a triclinicidade e a composição química, razão pela qual, esse tipo de informação não foi apresentada neste trabalho.

2.3.3 - ANÁLISES QUÍMICAS

No decorrer desta investigação, efetuamos centenas de análises químicas das várias espécies minerais encontradas nos três veios pegmatíticos da Mina do Cruzeiro.

As micas e as turmalinas foram analisadas por absorção atômica simultaneamente na Universidade de Roma; na Escola de Minas de Saint Etienne (França), pelo Prof. Dr. Bilal Essaid e, na Geosol, em Belo Horizonte. Nas micas, foram dosados o Li e o Cs e nas turmalinas o Li e o B. As turmalinas, foram pulverizadas e dissolvidas em uma mistura de $\text{HF} + \text{H}_2\text{SO}_4$, em um cadinho de platina, numa bomba hidrotermal (PERKIN-ELMER Autoclave-3) a 150°C . As análises químicas foram obtidas em um espectrofotômetro de absorção atômica, modelo PERKIN-ELMER 460.

As análises de microsonda eletrônica (sistema dispersivo de energia e análises quantitativas) foram efetuadas nos laboratórios do *Dipartimento di Scienze della Terra*, na Universidade de Roma (Itália) e no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB). Na instituição italiana, essas análises foram realizadas em um aparelho JEOL, modelo JSM-50A, sob condições de 15kV e 15mA. Nas correções de efeito matriz, foi utilizado o programa FSL-JEOL, responsável pela correção ZAF. No Instituto de Geociências da UnB, as análises dos minerais pegmatíticos foram feitas utilizando-se uma microsonda eletrônica modelo CAMECA 500, operada sob condições de 15kV e 20mA. No caso da turmalina, como o B não foi analisado através de microsonda eletrônica, introduziu-se na correção um valor teórico e fixo de 10,5% de B_2O_5 . Este elemento foi dosado posteriormente por meio de absorção atômica e os valores obtidos estão representados junto aos demais óxidos nas tabelas apropriadas.

3 - A JAZIDA DE TURMALINA DO CRUZEIRO

O Pegmatito do Cruzeiro é um dos maiores produtores de turmalina do mundo. As belas turmalinas verdes, vermelhas, azuis e olho-de-gato ali encontradas são muito apreciadas entre os joalheiros de todo o mundo.

A Serra do Cruzeiro ou Resplandecente é, sem dúvida, a Montanha das Esmeraldas, descoberta por Fernão Dias Paes Leme, durante a expedição de 1674 (Proctor 1984). A Mina do Cruzeiro vem sendo explorada, quase sem nenhuma interrupção, desde agosto de 1914 (Rabello 1945). A grande quantidade de rejeito, encontrado na área da mineração, fornece uma idéia da extração feita no passado.

Em 1914, turmalinas verdes e azuis foram encontradas e a partir de uma lavra rudimentar alguns cristais lapidáveis foram retirados do corpo pegmatítico (Cassedanne & Sauer 1987). Mas, a lavra em escala comercial, não começou em função de minerais-gemas, mas sim devido à exploração de micas. A primeira autorização de pesquisa foi dada em 1938, ao Sr. Miguel Nunes Coelho, pelo decreto n° 1.113 do Governo do Estado de Minas Gerais. A autorização de lavra, de acordo com os termos do decreto n° 10.632, de 14 de outubro de 1942, foi expedida em nome do Sr. Dilermano Rodrigues de Melo. Durante a 2ª Guerra Mundial, aconteceu a grande corrida para a exploração de mica no Pegmatito do Cruzeiro, onde cerca de 800 garimpeiros trabalharam mais de 40 bocas de mina. Nesta etapa, os trabalhos foram supervisionados por técnicos americanos. Ironicamente, enquanto os americanos só se interessavam pelas micas, compradores de gemas provenientes da Alemanha se instalavam em Teófilo Otoni e adquiriram grandes quantidades de cristais lapidáveis de turmalinas verdes, azuis e vermelhas provenientes da Lavra do Cruzeiro. Após a 2ª Grande Guerra, cessaram os trabalhos nessa região e o Sr. Dilermando transferiu os seus direitos de exploração à Empresa Cosmopolitana de Comércio Ltda. Somente no final da década de 50, começou o período moderno do Cruzeiro, quando a G. G. Amsterdam-Sauer adquiriu os direitos da Cosmopolitana, para a exploração de minerais-gemas. Devido a problemas administrativos, a mineração tornou-se antieconômica e novamente foram vendidos os direitos de exploração. A partir de 1979, a maior parte do decreto de lavra do topo da Serra do Cruzeiro passou a pertencer à Família Neves, proprietária da Empresa Nevestone (José Neves, comunicação pessoal).

3.1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A Mina de Turmalina do Cruzeiro está situada no centro-nordeste do Estado de Minas Gerais, aproximadamente à 13,5km a norte da Cidade de São José da Safira (Figura 01).

O local dista aproximadamente 430km de Belo Horizonte e pode ser alcançado facilmente por duas rodovias em sua maior parte pavimentadas. Partindo-se da capital do Estado, toma-se a estrada que liga Belo Horizonte a Vitória (BR-262), chegando-se, então à BR-381, que liga João Monlevade a Governador Valadares, em um percurso total de 324km. Para alcançar a Mina do Cruzeiro, a partir de Governador Valadares toma-se à Rodovia Rio-Bahia (BR-116) até a cidade de Frei Inocência. A partir de Frei Inocência toma-se a direção oeste por uma estrada de terra, em um percurso de 52km até a cidade de São José da Safira. A mineração dista 13,5km dessa

cidade, através de estrada municipal, extremamente íngreme e de difícil acesso. Existe uma segunda opção, pela mesma rodovia (BR-262) até o entroncamento de Itabira, em um percurso de 69km. A partir daí, toma-se a rodovia asfaltada, que liga Itabira à Santa Maria do Suaçuí. Desta cidade, à Mina do Cruzeiro são mais 48km, por estrada municipal não pavimentada.

São José da Safira, cujo nome surgiu devido a turmalina de coloração violeta aí encontrada e que foi confundida com safira, é uma pequena cidade de aproximadamente 3.000 habitantes, que surgiu em função dos trabalhos de garimpagem na região. Seu comércio mais intenso dá-se através de pequenos bares e da compra e venda de turmalinas, águas-marinhas e amostras de coleção retiradas dos corpos pegmatíticos nos arredores da cidade. Porém, a atividade econômica mais importante da região é a pecuária, visto que no Médio Vale do Rio Doce existem extensas fazendas de criação extensiva de bovino para abate nos frigoríficos de Governador Valadares. Na região da mina, surgiu um pequeno lugarejo, situado no topo da serra, denominado de Cruzeiro, que é um aglomerado de casebres com aproximadamente 500 habitantes.

3 . 2 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA ÁREA

O Município de São José da Safira caracteriza-se morfologicamente por apresentar, na área de embasamento granítico-gnáissico, um relevo de morros relativamente suaves, mostrando elevações aplainadas com o aparecimento ocasional de morros elevados. O ponto culminante dessa área está a 545m acima do nível do mar, e conta com um desnível topográfico local de cerca de 250m em relação ao fundo das drenagens. De Frei Inocência a São José da Safira, numa distância de 52km, observa-se uma paisagem dominada por extensas planícies aluvionares e morros suaves, em forma de *meia laranja* (Fotografia 01). Esta é uma feição típica de quase todo o Médio Vale do Rio Doce. O padrão de drenagem é tipicamente dendrítico, sendo que a curva de nível de 200m representa a cota mínima das principais drenagens das áreas granítico-gnáissicas. As exuberantes florestas do Rio Doce, que foram descritas por inúmeros naturalistas que por aí passaram, entre eles o Príncipe de Neu Wied (1820), já foram todas destruídas. Hoje, somente observa-se as imensas pastagens, formadas por capim colônia.

Nos 13,5km que separam São José da Safira e a Mina do Cruzeiro, tem-se uma mudança brusca das paisagens anteriormente descritas. A mineração fica próximo ao topo da Serra do Cruzeiro ou Resplandecente, cuja altitude máxima está a 1.060m, enquanto a cidade de São José está situada na cota 300. Portanto, a diferença de nível entre a Mina do Cruzeiro e a sede do município é de 760m. Esta serra, apresentando direção, aproximadamente norte-sul é constituída da base para o topo, de algumas centenas de metros de quartzito, de xisto quartzoso e/ou ferruginoso e recoberto por um pacote de quartzito muito grosseiro. Uma feição muito característica dessa região, são as escarpas no lado oeste dessa serra, com uma delas, a Escarpa

FOTOGRAFIA 01 - VISÃO PARCIAL DA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DA SAFIRA ILUSTRANDO FEIÇÕES DA TOPOGRAFIA LOCAL, FORMADA POR MORROS NA FORMA DE MEIA-LARANJA. OBSERVA-SE, EM PRIMEIRO PLANO, O RELEVO MAIS ABRUPTO DAS LITOLOGIAS DA SEQUÊNCIA DA SERRA DO CRUZEIRO, ENQUANTO, AO FUNDO, DESTACA-SE MORROS MAIS SUAVES CONSTITUÍDOS PELO GNAISSE PIEDADE.

de Poinha se estendendo por cerca de 2km, praticamente vertical e com um desnível de aproximadamente 100m (Fotografia 02). Outra feição muito interessante nesta área, são os lagos do lado leste desta mesma serra, também com um alinhamento, aproximadamente norte-sul. Entre eles, podem ser citados, os Lagos do Vapabusul onde, segundo a história teria morrido de tifo o

bandeirante Fernão Dias Paes Leme, do Aranã, da Carniça, do Barro Preto, Dourado e a Lagoa do Urupuca, com cerca de 4km² de área.

O Rio Suaçuí Grande é o principal curso d'água da região e um dos principais afluentes da margem direita do Médio Rio Doce. A Serra do Cruzeiro é um divisor d'água deste rio e o Urupuca, que é um dos principais afluentes do Rio Suaçuí Grande.

O clima da região é quente e úmido, apresentando temperaturas bastantes uniformes ao longo do ano, porém raramente superior a 30°C. A pluviosidade média é de 2.000mm por ano. A estação chuvosa estende-se, em geral, de outubro a março, e o período de seca de abril a setembro.

FOTOGRAFIA 02 - VISTA PARCIAL DAS ESCARPAS NOS QUARTZITOS DA SERRA DO CRUZEIRO. NOTA-SE TAMBÉM, A PRESENÇA DE RELEVOS NEGATIVOS DEVIDO A DIFERENÇA DE RESISTÊNCIA À EROSÃO ENTRE O QUARTZITO ENCAIXANTE E OS PEGMATITOS QUE OCUPARAM ESSAS FRATURAS.

3.3 - ESTUDOS ANTERIORES

A região dos Pegmatitos Turmaliníferos da Mina do Cruzeiro não conta, com trabalhos geológicos sistemáticos em escala de detalhe ou semidetalhe. Também não são encontrados na literatura, trabalhos científicos que tratem dos aspectos mineralógicos e geoquímicos de detalhe desses corpos pegmatíticos, bem como, nenhum estudo detalhado sobre o quimismo e as possíveis causas da variação de cor da turmalina dessa lavra.

Em termos regionais, a área da jazida é parte integrante do Projeto Mapa Metalogenético e de Previsões de Recursos Minerais: Folha Guanhães, na escala 1:250.000, elaborado por Vieira (1985), compreendendo a região do Serro, São Sebastião do Maranhão, Sabinópolis, Santa Maria do Suaçuí, São José da Safira, além de Guanhães. Para este autor, os pegmatitos portadores de minerais-gemas na região de São José, ocorrem encaixados em micaxistos, gnaisses e quartzitos pertencentes ao complexo gnáissico-migmatítico-granítico e principalmente na unidade similar a geossinclinal. Essa unidade, similar a geossinclinal, constitui uma cobertura supracrustal marginal ao Cráton do São Francisco (Almeida 1981), denominado de Cinturão Orogênico Atlântico por Fyfe & Leonardos Jr. (1974).

Localmente, os trabalhos existentes, em número reduzido, restringem-se a uma descrição do possível zoneamento do corpo pegmatítico, da sua mineralogia e da determinação de alguma raridade mineralógica.

Nesse contexto, a primeira referência sobre os pegmatitos da Mina do Cruzeiro foi apresentada por Ottoni & Noronha (1942), onde são citados, em uma pequena nota, alguns aspectos geológicos genéricos da, então Jazida de Mica do Cruzeiro. Conforme as observações apontadas por Ottoni & Noronha (1942), na área da jazida de mica ocorrem gnaisses, xistos e quartzitos. Ainda segundo esses autores, o quartzito capeia a formação arqueana, que é composta por gnaiss, micaxisto e xisto, e está atravessado por três diques pegmatíticos que constituem a jazida de mica. Neste trabalho, traduzindo os escassos conhecimentos geológicos da época, é feita uma correlação entre os quartzitos encaixantes desta jazida, e os que ocorrem na Série Itacolomi e os da Serra do Cabral.

Durante a 2ª Grande Guerra, ocorreu o auge da produção de mica na Serra do Cruzeiro, e conseqüentemente um grande interesse dos geólogos da época por essa mina. Neste caso podem

ser citados os trabalhos de Barbosa (1944), de Murdock & Hunter (1944) e de Rabello (1945), todos versando sobre a exploração de micas nessa região

No trabalho de Barbosa (1944) é feita a catalogação de 130 pegmatitos produtores de mica no Médio Vale do Rio Doce, mas, apesar de apresentar um bom resumo histórico dessa área, muito pouco é mostrado sobre a geologia da região e a mineralogia dos corpos pegmatíticos.

Murdock & Hunter (1944), em seu trabalho sobre mica na região de Santa Maria do Suaçuí, fazem a descrição de seis jazidas, entre elas a Mina do Cruzeiro, onde são citados aspectos de natureza histórica, considerações sobre a geologia geral, mineração, dados de produção e reserva, além da apresentação de várias características desses corpos pegmatíticos. Para esses autores, a Mina do Cruzeiro era a maior lavra de mica do Brasil, e talvez do mundo.

Rabello (1945) assinala que a Empresa Cosmopolitana exportou, em 1944, 23% de toda a produção brasileira de mica, extraídas na Lavra do Cruzeiro. Para este autor, a Mina do Cruzeiro, também produz turmalina e cristal de rocha, porém esses minerais eram deixados no pegmatito para evitar dispersão de esforços. Somente, a partir de julho de 1945 é que essa firma passou a fazer a extração regular destes dois minerais. Com relação à geologia local, o autor apresenta, apenas aspectos já referidos em trabalhos anteriores.

Coelho (1948), no primeiro trabalho específico sobre turmalinas da Mina do Cruzeiro, assinala com relação a geologia local, que esses minerais-gemas sempre são encontrados em zonas onde há concentração de minerais de lítio, como o espodumênio e a lepidolita. Além disso, trata também da variação mineralógica do pegmatito, da grande variação de cores das turmalinas, fazendo especulação sobre as possíveis causas dessas cores. O autor apresenta os resultados de análises químicas em turmalina de coloração rósea, verde-claro e verde-garrafa, além das turmalinas fibrosas, que é o principal enfoque do seu trabalho. É bom enfatizar, que as turmalinas fibrosas citadas por Coelho (1948), raramente são encontradas nesta lavra nos dias atuais. Acredito que, como na época os trabalhos se restringiam aos níveis mais superficiais dessa mineração, essa turmalina seja o produto inicial de intemperismo sobre as belas amostras de coleção hoje encontradas nessa lavra, e atualmente chamadas de turmalina *vassoura*. Essa turmalina consiste de um prisma de base triangular abaulada, onde no topo se abre na forma de uma vassoura, algumas pesando até uma centena de quilos, e constituindo uma raridade, que é procurada por todos os grandes colecionadores e museus do mundo.

Cassedanne & Cassedanne (1978c) e Cassedanne *et al.* (1980) assinalam que o Pegmatito do Cruzeiro apresenta um nítido zoneamento da rocha encaixante em direção ao núcleo do corpo, similar ao descrito por Cameron *et al.* (1949). Além disso, os referidos autores fazem uma descrição da mineralogia do pegmatito, e pela primeira vez, encontram em pegmatitos brasileiros a cerulolactita ou coeruleolactita $[(Ca,Cu)Al_6(PO_4)_4(OH)_8 \cdot 4-5H_2O]$, um fosfato supergênico de coloração azul esverdeado, pertencente ao grupo da turquesa e que, nesta lavra, ocorre associado a massas de amblygonita, que sofre os efeitos do intemperismo.

Issa Filho *et al.* (1980) em referência à Jazida do Cruzeiro, dentre outras, aponta que, neste pegmatito, a moscovita de melhor qualidade ocorre na zona marginal e mural, na forma de grandes livros que atingem até 20cm de espessura e 1m na sua maior dimensão, além de aparecer disseminada em todo o corpo. Informam também, que os pegmatitos ocorrem preenchendo fraturas em quartzitos, formando corpos tabulares, perfeitamente diferenciados e com um nítido zoneamento. Entre os minerais de interesse econômico nessa jazida, citam a mica e as pedras coradas.

Proctor (1985a e 1985b) trata especialmente da turmalina no aspecto gemológico, assinalando que as de coloração verdes (verdelitas), azuis (indicolitas ou indigolitas) e vermelhas (rubelitas) estão entre as melhores turmalinas gemológicas do mundo, além das notáveis turmalinas bicolores que apresentam um zoneamento de cores ao longo do eixo c, normalmente com uma coloração verde na parte externa do cristal e rósea ou vermelha no núcleo, chamadas de *melancias* (*watermelon*). Com relação aos aspectos de mineralização da jazida, o referido autor informa que os caldeirões (*pockets*) sempre ocorrem em uma região próxima às margens do núcleo, associado a lepidolita, ao quartzo leitoso, a grandes cristais de microclínio e à albita.

César-Mendes & Svisero (1992) estudando as granadas do Pegmatito do Cruzeiro, mostram que os cristais da zona de borda são mais ricos na *molécula* almandina, enquanto os da zona intermediária na *molécula* espessartita. A partir dos valores obtidos para o quimismo dessas granadas, eles mostram que esses corpos pegmatíticos são do tipo complexo e portadores de elementos raros.

César-Mendes & Svisero (1993a), mostram a partir de trabalho feito nos berilos da Mina do Cruzeiro, que na zona marginal ocorre água-marinha apresentando um teor médio de FeO igual a 0,35% e álcalis de 0,386%, enquanto na zona intermediária interna (zona dos *pockets* ou caldeirões) são encontrados cristais de morganita, onde a % em peso de FeO é igual a 0,031% e

álcalis de 2,039%. A partir desses e outros dados químicos obtidos na estrutura dos berilos, eles classificam esses pegmatitos entre os corpos altamente diferenciados e portadores de elementos raros.

César-Mendes *et al.* (1993b) em seu trabalho sobre as polyolithionitas dessa jazida, enfatizam que esses corpos apresentam um nítido zoneamento vertical, tendo as partes mais altas um enriquecimento acentuado de Li, F e Rb, e praticamente a ausência de Ti, Ca, Mn, Ba e Na nos estágios finais de cristalização do sistema pegmatítico.

César-Mendes *et al.* (1993c), em trabalho específico sobre os nióbio-tantalatos da Mina do Cruzeiro, assinalam que o grupo da columbita-tantalita, da aeschynita e a behierita ocorrem em lugares distintos dentro do corpo pegmatítico. A partir de seu posicionamento, esses autores mostram que, além de uma diferenciação horizontal, existe uma perfeita zoneografia vertical nesses corpos.

No 38º Congresso Brasileiro de Geologia, em Balneário Camboriú, vários trabalhos (César-Mendes & Jordt-Evangelista 1994; César-Mendes & Svisero 1994; César-Mendes *et al.* 1994 e Bilal *et al.* 1994) trataram dos aspectos mineralógicos da região de São José da Safira. César-Mendes & Jordt-Evangelista (1994), esclarecem a origem dos inúmeros corpos pegmatíticos dessa região, afirmando que, apesar da inexistência de corpos graníticos aflorantes, a gênese dessas apófises não podem ser explicadas por processos anatéticos. César-Mendes & Svisero (1994), mostram a partir de estudos realizados nas micas, que esses pegmatitos são altamente diferenciados e portadores de elementos raros. César-Mendes *et al.* (1994), correlacionam o quimismo das turmalinas da Mina do Cruzeiro com outras de vários corpos pegmatíticos da região de São José da Safira e concluem que, em função da posição topográfica, tem-se o fracionamento de Mn, Ta, Li, Na, La/Sm e La/Yb, em direção aos níveis estruturais superiores, similar ao já descrito por Uebel (1977). Para Bilal *et al.* (1994), a composição dos nióbio-tantalatos da Lavra do Cavalo Morto, indica a existência de um pequeno fracionamento da razão Nb/Ta, sendo menos evoluídos que os do Cruzeiro. Sabe-se que a Mina do Cavalo Morto está situada cerca de 300m abaixo da Mina do Cruzeiro, indicando um fracionamento do Ta e Mn em direção aos níveis superiores do pacote rochoso, similar ao descrito por Uebel (1977) e Varlamoff (1978).

Em síntese, as considerações efetuadas sobre o nível atual de conhecimento da mineralogia e da geologia desses corpos pegmatíticos refletem a necessidade de trabalhos de detalhe. Os corpos pegmatíticos, principalmente no Estado de Minas Gerais, necessitam de investigações mais aprofundadas, especialmente no que se concerne às descrições mineralógicas e relações geoquímicas associadas às suas possíveis mineralizações.

4 - GEOLOGIA REGIONAL

A região do centro-nordeste do Estado de Minas Gerais não apresenta trabalhos geológicos sistemáticos a nível de detalhe ou semidetalhe. O trabalho geológico de maior detalhe encontrado na literatura sobre esta área, está no Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais (Vieira 1985), realizado pelas equipes do DNPM e CPRM, na escala 1:250.000.

Como a região de São José da Safira encontra-se no limite entre as Folhas SE-23: Belo Horizonte e SE-24: Rio Doce, da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, faz-se necessário a execução de mapeamento geológico com maior detalhe, objetivando uma melhor integração desses dois trabalhos.

A cidade de São José da Safira, em cujos arredores está a área onde estão encaixados os corpos pegmatíticos e que constitui-se no objetivo específico do presente trabalho, está situada a noroeste da Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1977), numa região de geologia pouco conhecida, próximo ao limite dessa província com o Cráton do São Francisco (Figura 02).

A Província Mantiqueira localiza-se ao longo da Costa Atlântica a sul do paralelo 15°S, estendendo-se até a fronteira com o Uruguai. Ocupa uma área de aproximadamente 450.000km², limitando-se a N e a W pela Província Estrutural do São Francisco, a SW e S pela do Paraná e a SE e S pela Província Costeira.

A Província Mantiqueira pode ainda ser separada em duas faixas distintas, onde uma sofreu *evolução geossinclinal* no Proterozóico, sendo denominada de Faixa de Dobramento Ribeira e a outra de Faixa de Dobramento Paraíba do Sul, sofreu retrabalhamento na mesma era geológica, apresentando áreas onde tem-se exposição do Embasamento Cristalino Arqueano, com remobilização no Proterozóico Inferior e Superior. Esta faixa corresponde a parte norte da Província Mantiqueira, ocupando áreas dos Estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo, sul da Bahia, leste e nordeste de Minas Gerais e sudeste de São Paulo (Figura 03) (Silva *et al.* 1978a).

O segmento norte da Província Mantiqueira, caracteriza-se pela Faixa de Dobramento Araçuaí, a Faixa de Dobramento Paraíba do Sul e pelo Maciço Mediano de Guaxupé. O limite entre as Faixas de Dobramento Ribeira e Paraíba do Sul, estaria aproximadamente na Zona de Transcorrência de São Paulo, conforme definido por Hasui *et al.* (1975).

A região de São José da Safira está inserida na Faixa de Dobramento Paraíba do Sul, que é uma faixa marginal ao Cráton do São Francisco. O modelo geotectônico desta faixa, teve início com os trabalhos realizados por Ebert (1956) a partir da década de 50. Este autor partiu da premissa que as unidades estratigráficas sejam integrantes de um cinturão orogênico do Pré-Cambriano Superior que se amoldaria em torno do Cráton do São Francisco. O cinturão orogênico bifurca-se a partir da extremidade sul do Cráton do São Francisco na altura do paralelo 22°S, sendo que o ramo que se prolonga para NW foi denominado **Araxaídes** (Faixa Uruaçu e Brasília), que constitui a Província Tocantins e o que se prolonga para SW e NE de **Paraibídes** (Faixa de Dobramento Paraíba do Sul) (Figura 04).

Rosier (1957) supunha uma estruturação das unidades litológicas ocorrentes na Serra do Mar, segundo *nappes de charriage*, que teriam sido transportados sobre o antepaís na forma de cobertura, denominando-a de Faixa Paraíba.

Almeida (1967) considera toda a Província Mantiqueira como uma faixa tectônica brasileira, mostrando vergência dos elementos estruturais voltados para o Cráton do São Francisco e denominando-a de Paraíba.

Grossi Sad & Ladeira (1968), propuseram a denominação de Cinturão Orogênico Atlântides para esta faixa tectônica, em substituição ao nome Paraíba, proposta esta que não foi adotada pela comunidade geológica.

Fyfe & Leonardo Junior (1974) denominaram de Cinturão Orogênico Atlântico a uma faixa que dispendo-se paralela a costa brasileira vai desde o Estado do Paraná até a Bahia.

Hasui *et al.* (1975) identificaram na zona litorânea sudeste brasileira uma tectônica diferenciada em duas direções: uma transversal e outra longitudinal. A partir disso, eles dividiram esta faixa de dobramento no segmento norte ou setor setentrional, denominando-a de Faixa de Dobramento Paraíba do Sul e o segmento sul ou setor meridional, de Faixa de Dobramento Ribeira. Com a separação entre esses dois segmentos, sendo feita pela Zona de Transcorrência de São Paulo (Figura 03).

Almeida *et al.* (1977) consideram que na região ao sul do Cráton do São Francisco se daria o confronto das Províncias Tocantins (Faixa de Dobramento Uruaçu e Brasília) com a Província Mantiqueira, e que segundo Hasui *et al.* (1978) estaria constituída pelas sub-províncias *Serra do Mar* (Região de Dobramento Sudeste) e *Rio Doce*, correspondente à Faixa de Dobramento Paraíba do Sul.

Wernick *et al.* (1978) denominaram essa faixa de Região de Dobramento Sudeste, sendo constituída pela Faixa de Dobramento Paraíba, a qual teria evoluído em *condições geossinclinal* durante o Ciclo Orogênico Transamazônico, contrapondo a Faixa de Dobramento Ribeira que

teria *evolução geossinclinal* no Ciclo Orogênico Brasileiro. Wernick & Almeida (1979) denominaram num sentido amplo, de Cinturão Granulítico Atlântico, a faixa que se prolonga para a região nordeste e seria constituído pelos Complexos Caraíbas, Jequié, Salvador e Paraíba.

Silva *et al.* (1978a) observaram um cinturão de rochas do Proterozóico Inferior, composto por gnaisses, gnaisses cataclásticos, gnaisses graníticos, xistos cataclásticos, migmatitos, charnoquitos, mármore e anfibolitos. Tal cinturão apresenta direção NNE, tendo como limite sudeste a cidade de Governador Valadares e a noroeste, a cidade de Itamarandiba. Estas rochas adentram a Folha SE-24: Rio Doce, da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, e praticamente desaparecem quando encontram a cidade de Padre Paraíso, a norte de Teófilo Otoni. Na região de São José da Safira, onde está situada a Mina do Cruzeiro, na serra do mesmo nome, os referidos autores (Silva *et al.* 1978) colocam toda a elevação como constituída de rochas básicas e ultrabásicas (Figura 05). Realmente, na base da Serra do Cruzeiro, existem rochas ultrabásicas, porém, a litologia dominante é quartzito.

Costa (1978), na apresentação do Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, cartografou como Grupo Paraíba toda a porção nordeste deste estado, a partir de verificação no campo e interpretação de imagens de radar.

Siga Junior *et al.* (1982) apresentam para a porção setentrional do Cinturão Ribeira um esboço de zoneamento metamórfico deste cinturão, delimitando-o em epi, meso e catazona, em relação ao Ciclo Brasileiro (Figura 06).

Inda *et al.* (1984) englobam os Complexos Gnáissicos-Migmatíticos, Gnáissico-Kinzigiticos e Charnoquíticos, definidos por Fontes *et al.* (1978) no Complexo Migmatítico-Granulítico de Minas Gerais, com retrabalhamento nos Ciclos Transamazônico e Brasileiro e apresentando idade Arqueana (Figura 07). Para Inda *et al.* (1984) esse complexo é caracterizado pela ampla distribuição de biotita gnaisses bandados, com intercalações de xistos diversos, quartzitos e anfibolitos.

Silva *et al.* (1987), na elaboração da Folha SE-24: Rio Doce, do Projeto RADAMBRASIL, denominaram a parte norte da Província Mantiqueira de Subprovíncia Médio Rio Doce. O embasamento desta subprovíncia seria constituído pelos Complexos Juiz de Fora, Pocrane e pelo Gnaiss Piedade. Os Complexos Juiz de Fora e Pocrane apresentam idade Arqueana e são constituídos por metamorfitos de alto grau, enquanto o Gnaiss Piedade também apresenta metamorfismo de alto grau, mas está relacionado a um evento tectônico ocorrido no Proterozóico Inferior.

O Complexo Juiz de Fora compõe-se essencialmente por rochas de fácies granulito, mostrando material de origem ígnea e sedimentar, enquanto o Complexo Pocrane constitui-se de gnaisses ortoderivados de composição granodiorítica-tonalítica e gnaisses metatextos. Embora seja admitida origem arqueana para ambos, as datações apresentadas por Silva *et al.* (1987), sempre assinalam valores brasileiros, em torno de 600MA.

O Gnaiss Piedade é uma unidade litoestrutural, composta primordialmente por gnaisses bandados, com foliação subhorizontal, mostrando nas bandas a ocorrência de dobras intrafoliais. Datações realizadas, assinalam valores ao redor de 2.200MA. Para os referidos autores, existe uma continuidade desses gnaisses para a Folha SE-23: Belo Horizonte. O Gnaiss Piedade constitui-se de rochas gnáissicas e cataclásticas, de idade Proterozóico Inferior. Essas rochas apresentam uma foliação bem definida, devido ao seu bandamento gnáissico marcante, dispostos

xistos e quartzitos. Observam-se apófises pegmatíticas cortando todo esse conjunto, geralmente concordante, como é mais comum em rochas de alto grau metamórfico.

As supracrustais desta província caracterizam-se pelos Grupos São Tomé, Crenaque e Macaúbas, além de coberturas detríticas e aluviões, em ocorrências restritas.

Para Pedrosa-Soares *et al.* (1994), a oeste de Governador Valadares, seguindo para norte até as proximidades de Malacacheta e passando na região de São José da Safira, ocorrem xistos e gnaisses correlacionáveis à Formação São Tomé. Nesta formação, tem-se biotita-moscovita xistos, transicionando a gnaisses xistosos, com porções portando granada e plagioclásio. Sillimanita (fibrolita) ocorre localmente. Contém abundantes filões de quartzo e notáveis corpos pegmatíticos de importância econômica, para a extração de quartzo, feldspato, berilo industrial, água-marinha e turmalinas de várias cores. Pequenas camadas de quartzito micáceo estão associados aos xistos.

Como pode ser observado, em relação à geologia regional existe uma profusão de terminologias para uma mesma sequência. Neste trabalho, será adotado a denominação de Província Estrutural Mantiqueira, conforme proposto por Almeida *et al.* (1977). No entanto, levando em conta aspectos geológicos e estruturais, subdivide-se a porção norte desta província em duas faixas (Hasui *et al.* 1975): a Faixa de Dobramento Araçuai e a Faixa de Dobramento Paraíba do Sul.

Na região de São José da Safira, apesar da inexistência de trabalhos de detalhe, pode-se observar claramente que as rochas do embasamento pertencem ao Gnaiss Piedade, da Subprovíncia Médio Rio Doce, de Silva *et al.* (1987). As supracrustais, que ocorrem na Serra do Cruzeiro ou Resplandecente e onde estão encaixados os corpos pegmatíticos, serão discutidas detalhadamente nesta tese, no próximo capítulo, denominado de Geologia da Área da Jazida de Turmalina do Cruzeiro.

5 - GEOLOGIA DA ÁREA DA JAZIDA DE TURMALINA DO CRUZEIRO

A região da Jazida de Turmalina do Cruzeiro está inserida na Província Estrutural Mantiqueira e na Subprovíncia Médio Rio Doce (Silva *et al.* 1987). Um tectonito denominado de Gnaiss Piedade e formado no Proterozóico Inferior às expensas de terrenos arqueanos, constitui-se no embasamento desta subprovíncia, na região de São José da Safira.

Antes de fazermos uma descrição dos litotipos encontrados na região de São José da Safira, pretende-se fazer uma revisão dos poucos dados encontrados na literatura geológica, a respeito do Gnaiss Piedade.

A denominação de Gnaiss Piedade foi usada pela primeira vez, por Ebert & Helmbold (1956, *in* Silva *et al.* 1987), na apresentação do Mapa Geológico Preliminar da Parte Sul do Estado de Minas Gerais, para um tectonito situado no Município de Piedade de Minas, no sul do Estado de Minas Gerais.

A primeira observação deste tipo rochoso, deve-se a Coutinho (1968, *in* Silva *et al.* 1987), quando descreveu-o como um gnaiss biotítico, heterogêneo, de granulação fina a média, leuco a mesocrático, possivelmente formado a partir de sedimentos grauvaquianos.

Os trabalhos de campo desenvolvidos pelo Projeto RADAMBRASIL (Silva *et al.* 1987), no âmbito das Folhas SD - 23 - Rio de Janeiro e SE - 23 - Belo Horizonte, prolongaram esse litotipo para norte, em uma faixa submeridiana com dezenas de quilômetros de largura e podendo ser observado na região de São José da Safira.

Anteriormente, Fontes *et al.* (1978) incluíram esta região no Complexo Gnaissico-Migmatítico. Este complexo seria representado por gnaisses bandados, localmente migmatítico, além de xistos e quartzitos de origem sedimentar. Por outro lado, Silva *et al.* (1987) cartografaram nessa região, diversos tipos de gnaisses, anfibolitos, charnoquitos e mármore, todos posicionados no arqueano.

Para Silva *et al.* (1987), o Gnaiss Piedade relaciona-se a um cinturão móvel de idade transamazônica, mostrando uma orientação meridiana a submeridiana e com grande representatividade na região de Governador Valadares.

O Gnaiss Piedade tem como característica principal a presença de rochas bandadas, em sua maioria descontínuas, com bandas félsicas e máficas. As bandas máficas são representadas por biotita e/ou hornblenda gnaisses, *ortognaisses* de composição tonalítica a diorítica e anfibolitos

(Silva *et al* 1987). A porção félsica é representada por gnaisses quartzo-feldspáticos, muitos dos quais correspondem a mobilizados, como também por *ortognaisses* de composição granítica a granodiorítica. Quartzitos, mármore, calciossilicatadas e metabasitos aparecem intercalados concordantemente, em geral, sob a forma de corpos lenticulares (Silva *et al.* 1987).

Em síntese, o trabalho de maior detalhe onde pode ser observado uma descrição das rochas encontradas na região de São José da Safira, é o Projeto RADAMBRASIL, apresentado na escala 1:500.000.

A partir disso, na tentativa de melhor conhecer a geologia básica da região da Jazida de Turmalina do Cruzeiro, foi realizado um trabalho de mapeamento litológico, na escala 1:100.000, de uma área de aproximadamente 380km², em torno da Cidade de São José da Safira. Essa etapa consistiu fundamentalmente na descrição petrográfica das várias litologias ali encontradas, levando-se em consideração aspectos estruturais e metamórficos da região.

A partir desse mapeamento litológico, estabeleceram-se dois domínios litoestruturais na região da Jazida de Turmalina do Cruzeiro. Esses domínios serão descritos petrograficamente e interpretados, na tentativa de obter um possível controle dos inúmeros corpos pegmatíticos mineralizados que ocorrem nessa região.

Como pode ser visto na Figura 08, onde está representado o mapa de pontos descritos e amostrados neste mapeamento, o trabalho de campo ocorreu em grande parte nos afloramentos existentes nos cortes de estradas, vales de drenagens e nos inúmeros *pães de açúcar* que afloram nessa região dominada pelo relevo em forma de *meia-laranja*, nos domínios do Gnaiss Piedade [ou da Formação São Tomé (Pedrosa-Soares *et al.* 1994)] e de elevações muito abruptas, da Serra do Cruzeiro.

5.1 - OCORRÊNCIA E DISTRIBUIÇÃO DAS LITOLOGIAS PRESENTES

Conforme está ilustrado no mapa da Figura 09, a região da Jazida de Turmalina do Cruzeiro, investigada para fins de mapeamento, foi subdividida em dois grupamentos litoestruturais distintos. O primeiro deles é representado pelo Gnaiss Piedade (Silva *et al.* 1987) ou pelos xistos da Formação São Tomé (Pedrosa-Soares *et al.* 1994), e o segundo por uma

seqüência rochosa encaixada nesses xistos, cujos representantes da base para o topo são, uma camada de rocha metaultramáfica, do tipo talco-antofilita xisto, um pacote de metapelitos composto por biotita xisto e um espesso pacote de quartzito muito grosseiro e puro, com pequenas intercalações de biotita xisto.

O conjunto de rochas xistosas cobre cerca de 80% da área mapeada, totalizando aproximadamente 300km². Localmente, esse conjunto encontra-se representado por três tipos

diferentes de xistos; o clorita-moscovita-biotita xisto com granada, o estauroлита-moscovita-biotita xisto com granada e o granada-clorita-moscovita-biotita xisto. No mapa litológico da região de São José da Safira (Figura 09), conforme informado anteriormente, esse conjunto rochoso foi designado Gnaiss Piedade por Silva *et al.* (1987) e Formação São Tomé (Pedrosa-Soares *et al.* 1994). Como na região ocorrem predominantemente rochas xistosas, usaremos doravante a denominação de Xistos Piedade

O primeiro tipo, o clorita-moscovita-biotita xisto com granada, pode ser descrito genericamente como um xisto moderadamente milonitizado apresentando, textura microporfioblástica e granulação média a grosseira (Pontos 01, 03, 04 e 28). São rochas bastante

foliadas com atitudes em torno de N10E/50-70NW e uma estrutura fortemente linear conferida pelos agregados de cristais de micas alongados. O segundo tipo rochoso, o estaurolita-moscovita-biotita xisto com granada, ocorre na parte sudeste da área e próximo ao Rio Urupuca (Pontos 08, 09, 10 e 14). Caracteriza-se por apresentar uma granulação fina a média e textura lepidoblástica típica. A estaurolita mostra grãos centimétricos equidistribuídos em toda a massa rochosa. Neste tipo, destaca-se uma orientação preferencial forte das ripas de biotita gerando uma foliação pronunciada com direções variáveis entre N15E e N30E e mergulhos de 65-80NW. O terceiro tipo, o granada-clorita-moscovita-biotita-quartzo xisto, foi amostrado nos pontos 11, 12 e 13, próximos à Cidade de São José da Safira e descrito no ponto 20, situado a norte da área mapeada. São rochas também fortemente foliadas e com atitudes em torno de N10W/80NE. A observação de corpos ou segregações pegmatóides neste três tipos de rochas xistosas é extremamente comum. Em escala de afloramento, podem ser observadas penetrações de material pegmatítico na forma de corpos tabulares, com até 20m de espessura, que se intercalam concordantemente com a xistosidade. Em alguns afloramentos estas intercalações chegam a formar verdadeiros *migmatitos* de injeção, encontrando-se, às vezes, dobradas. De um modo geral, os principais corpos pegmatíticos encaixados nessa sequência, mostram uma direção concordante com a dos xistos, variando entre NS e N10W. Dentre as minas ou garimpos encaixados nessa sequência rochosa, podem ser citadas, as do Zé Moreira, do Safirinha, da Terra Branca, do Marcelo, da Gameleira, do Benedito, da Pederneira e da Terra Branca (Figura 09).

Como pode ser visto no mapa litológico, representado na Figura 09, tem-se uma sequência de rochas predominantemente quartzíticas encaixada nestes xistos, ocupando uma faixa a oeste e alongada segundo a direção norte-sul, de quase toda a extensão da área mapeada. A largura dessa faixa varia, em planta, entre 2km nas porções mais estreitas a 6km nas porções mais largas, sendo que, tanto na porção norte, quanto na sul, ela se estende para além dos limites da área mapeada. Os contatos com as litologias encaixantes são, via de regra, representados por possíveis falhamentos, especialmente na porção oeste, onde se observa uma topografia com grandes escarpas. No lado leste dessa sequência, podem ser vistos inúmeros lagos, entre eles, o do Vapabusul, do Aranã, da Urupuca, do Barro Preto e Dourado, indicando uma possível subsidência de blocos neste lado da Serra do Cruzeiro ou Resplandescente.

Litologicamente, essa sequência é composta por um imenso pacote de rochas quartzíticas, que mostra uma ampla distribuição ao longo de toda a Serra do Cruzeiro ou Resplandescente, um pacote de rocha metaultramáfica (talco-antofilita xisto com clorita) sobreposta ao Gnaiss Piedade

e por rochas xistosas do tipo plagioclásio-biotita xisto, normalmente na forma de intercalações no pacote de rochas quartzíticas. Fato digno de nota, é a ocorrência na subida da Serra do Cruzeiro (Ponto 36 na Figura 08) de enormes cristais de cianita associado a Sequência da Serra do Cruzeiro. Foi impossível amostrar essa rocha, pois a cianita é encontrada em um nível completamente alterado. Neste local, ela ocorre em cristais de tamanhos centimétricos, possibilitando a retirada de belos espécimes, que são vendidos como amostras de coleção. A ocorrência restrita da cianita pode ser o resultado de um quimismo pouco favorável à sua cristalização na maioria dos tipos litológicos da Sequência da Serra do Cruzeiro, já que os polimorfos de Al_2SiO_5 requerem protólitos muito ricos em alumínio para a sua formação. O alto grau de intemperismo das rochas, impossibilitou a coleta de amostras adequadas para a confecção de lâminas delgadas.

As rochas metraultramáficas mostram uma foliação muito incipiente, gerada pela orientação dimensional dos prismas de antofilita e de modo secundário, pela clorita.

Os plagioclásio-biotita xistos dessa sequência ocorrem em camadas intercaladas nos quartzitos, apresentando uma granulação muito fina, textura lepidoblástica e uma foliação desenhada pela orientação da biotita. Essas intercalações são métricas e apresentam uma direção de xistosidade variável entre N45E e N35E, com mergulhos correspondentes de 40-55SE. Os pacotes de rochas quartzíticas mostram uma textura granoblástica muito grossa, onde observa-se o quartzo perfazendo cerca de 90% do volume rochoso. A pouca sericita existente, imprime uma foliação incipiente à rocha, mostrando uma direção geral variável entre N10W e N25W e mergulhos de 25-40NE. Destaca-se, ainda, dentro dessa sequência, além das litologias anteriormente citadas, o aparecimento de inúmeros corpos pegmatíticos, normalmente muito caulinizados. Nesse pacote, os corpos pegmatíticos ocorrem preenchendo fraturas e sempre apresentando uma direção variável entre N15W e N30W e mergulhos praticamente verticais. Podem ser citados nessa sequência, os pegmatitos turmaliníferos que constituem as Minas do Cruzeiro, do Chiar e da Aricanga (Figura 09).

5.2 - PETROGRAFIA DA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DA SAFIRA

O estudo apresentado neste item refere-se, fundamentalmente, à descrição petrográfica das lâminas das rochas que ocorrem na região de São José da Safira, conforme as associações já

enumeradas anteriormente e mostradas no mapa litológico, representado na Figura 09. A partir de observações de campo, critérios mineralógicos e texturais, individualizou-se cada um dos tipos litológicos apresentados a seguir.

5.2.1 - XISTO PIEDADE

Como já foi mostrado, Fontes *et al.* (1978) sugeriram para a região de São José da Safira, a ocorrência de gnaisses bandados, localmente migmatíticos, além de xistos e quartzitos de origem sedimentar. Silva *et al.* (1987) estenderam o Gnaiss Piedade até a região de Governador Valadares e Pedrosa-Soares *et al.* (1994) denominaram de Formação São Tomé, uma faixa estendendo-se de Galiléia, Governador Valadares e São José da Safira, chegando até Malacacheta. Esta seqüência, na região de Governador Valadares, é representada por gnaisses bandados, mostrando eventualmente intercalações de mármore, calciossilicatadas, xistos e quartzitos.

Foram descritas três variações de rochas xistosas, denominadas de clorita-moscovita-biotita xisto com granada, estauroлита-moscovita-biotita xisto com granada e granada-clorita-moscovita-biotita-quartzo xisto, representando a porção basal da área mapeada neste trabalho. Como a terminologia de Gnaiss Piedade, já é amplamente usada e conhecida na literatura nacional, e na área mapeada só foram descritas litologias xistosas, optou-se por mantê-la, porém com a denominação de Xisto Piedade.

Os contatos entre os diversos tipos de xistos são difíceis de serem caracterizados, por isso não foi possível individualizá-los no mapa litológico representado na Figura 09.

-clorita-moscovita-biotita xisto com granada: texturalmente (Fotomicrografia 01), a rocha é granolepidoblástica média a grossa, onde o quartzo e o feldspato integram os domínios granoblásticos, marcados, em geral, por uma tendência heterogranular. Biotita, moscovita e clorita constituem os minerais lamelares, os quais são, em parte, responsáveis pela xistosidade distinta observada. A granada representa o constituinte menor, ocorrendo tanto no domínio

granoblástico, quanto no lepidoblástico. Turmalina, zircão, apatita e opacos são os minerais acessórios principais.

Dentre os minerais granulares, o quartzo é o constituinte mais abundante, com aproximadamente 25%, sendo seguido pelos feldspatos, com cerca de 5%. O quartzo pode mostrar formas poligonais com junções trípticas, quando integrante do domínio granoblástico. Também pode ser observado em formas alongadas. O feldspato, mostra-se bastante sericitizado. Este fato impossibilita a caracterização do tipo de feldspato que ocorre nesta rocha.

0,5mm

FOTOMICROGRAFIA 01 - FEIÇÃO DO CLORITA-MOSCOVITA-BIOTITA XISTO COM GRANADA MOSTRANDO TEXTURA GRANOLEPIDOBLÁSTICA DE CARÁTER HETEROGRANULAR. A FOLIAÇÃO É RESULTANTE DA ORIENTAÇÃO DAS MICAS. OBSERVA-SE PRÓXIMO AO CENTRO DA FOTO, UM CRISTAL DE CLORITA E, NO SETOR W, DOIS CRISTAIS EUÉDRICOS DE GRANADA. NICÓIS CRUZADOS.

Os filossilicatos, aqui representados por biotita, moscovita e clorita, aparecem todos sob a forma de agregados lamelares constituindo níveis alternantes com os domínios granulares (Fotomicrografia 02). A biotita, merece destaque pela sua presença abundante, constituindo cerca de 20% da rocha, além da moscovita que perfaz em torno de 15% do volume da rocha. A biotita mostra pleocroísmo forte (X=amarelo pálido quase incolor e Y=Z=castanho avermelhado escuro). A moscovita, por sua vez, apresenta-se também formando níveis milimétricos, associada a biotita e a clorita, estando fortemente orientada. Opticamente esta mica é caracterizada por cores de polarização vivas de 2ª ordem, caráter biaxial negativo com 2V relativamente baixo (aproximadamente 30°) e uma elongação positiva segundo a direção da clivagem.

A clorita exibe coloração esverdeada muito pálida (pleocroísmo: $X=Y=\text{verde muito pálido}$ e $Z=\text{incolor}$) e elongação negativa, cor de polarização cinza acastanhada, podendo tratar-se de uma variedade magnesiânica com baixo teor em Fe, Mn e Cr (Albee 1962). Pode ser vista na forma de plaquetas geralmente alongadas, intimamente associada aos níveis ricos em biotita e moscovita. As relações texturais observadas, mostram a clorita sempre truncando a direção de crescimento da biotita e moscovita. Este fato, pode indicar um crescimento posterior ao metamorfismo regional, possivelmente associado ao metamorfismo retrógrado sofrido por essa rocha.

A granada, de cor rósea acastanhada, ocorre tanto nos níveis micáceos, quanto nos quartzosos em cristais subédricos a euédricos, podendo atingir dimensões milimétricas (Fotomicrografia 02). Mostra grande quantidade de inclusões de moscovita e de opacos.

0,2mm

FOTOMICROGRAFIA 02 - DETALHE DO CLORITA-MOSCOVITA-BIOTITA XISTO COM GRANADA ILUSTRANDO UM CRISTAL SUBÉDRICO DE GRANADA, DE DIMENSÃO MILIMÉTRICA. TAMBÉM ESTÃO PRESENTES OS MINERAIS PLACOIDAIS E O FELDSPATO ALTERADO (CANTO W DA FOTO), NICÓIS CRUZADOS.

Com relação à mineralogia acessória, a turmalina distribui-se em cristais idiomórficos de seção pseudo-hexagonal inclusos nas micas, no quartzo e no feldspato. Apresenta um forte zoneamento de cores, com o núcleo azulado e as bordas verde-amareladas. Mostra pleocroísmo acentuado de verde-amarelado a azulado, caráter biaxial anômalo com $2V$ em torno de 50° , indicando a atuação de esforços tectônicos neste mineral. O zircão acha-se como inclusões diminutas geradores de halos pleocróicos na biotita. São também observados como inclusão no

quartzo, nos feldspatos e na moscovita. A apatita ocorre na forma de cristais xenomórficos, perfeitamente lípidos, apresentando relevo alto e cor de polarização cinza-claro.

-estauroлита-moscovita-biotita xisto com granada: em termos de ocorrência, essa rocha pode ser observada em alguns afloramentos na forma de *pães de açúcar*, situado na parte sudeste da área e próximo ao Rio Urupuca (Pontos 08, 09, 10 e 14 da Figura 08). Esses afloramentos caracterizam-se localmente por se mostrarem muito bem preservados, praticamente sem alteração intempérica superficial, e pelo desenvolvimento de uma granulometria bastante grossa, onde alguns constituintes minerais atingem dimensões superiores a 1,0cm. A rocha apresenta uma foliação muito desenvolvida e um bandamento composicional, onde é possível observar as bandas milimétricas enriquecidas em quartzo e bandas quartzo-micáceas. A foliação contorna os porfiroblastos de estauroлита, indicando um crescimento pré ou sintectônico para esses últimos minerais (Fotomicrografia 03).

0,5mm

FOTOMICROGRAFIA 03 - FEIÇÃO GERAL DO ESTAURÓLITA-MOSCOVITA XISTO COM GRANADA MOSTRANDO TEXTURA LEPIDOBLÁSTICA TÍPICA E UM PORFIROBLASTO DE ESTAURÓLITA, COM ESTRUTURA POIQUILOBLÁSTICA, ASPECTO PRISMÁTICO ALONGADO E CONTORNADO POR UMA MASSA HOMOGÊNEA DE MINERAIS MICÁCEOS. NICÓIS CRUZADOS.

A mineralogia básica é representada por quartzo, biotita, moscovita, estauroлита e granada, podendo ser observado feldspato como mineral subordinado. Turmalina, zircão, apatita, epídoto, titanita e opacos constituem a mineralogia acessória.

Em termos volumétricos, o quartzo, a biotita e a moscovita são os minerais mais abundantes da rocha. O quartzo, o qual pode chegar a até 30% em volume, apresenta-se xenoblástico com contornos irregulares e com uma granulometria bastante variável (0,1 a 3,0mm).

Dentre os componentes máficos, a biotita representa a fase mais abundante. A sua distribuição não é homogênea, concentrando-se preferencialmente em determinadas bandas, associadas ou não à moscovita. Apresenta pleocroísmo forte (X=castanho amarelado pálido, Y=Z=castanho amarronzado), podendo tratar-se de uma variedade rica em ferro. As suas dimensões variam desde cristais diminutos (0,1mm) até palhetas maiores (3,0mm), predominantemente xenomórficas. Associa-se freqüentemente a moscovita, a turmalina, a minerais do grupo do epidoto, ao zircão, a apatita, a titanita e aos opacos.

A moscovita, por sua vez, sempre ocorre na forma de ripas associada a biotita e também formando níveis milimétricos com forte orientação. Opticamente esta mica é caracterizada por uma birrefringência elevada, caráter biaxial negativo com 2V relativamente baixo e uma elongação positiva segundo a direção da clivagem.

A granada, atinge localmente, cerca de 2,0% do volume da rocha. Apresenta-se bastante intemperizada, especialmente nas bordas e nas regiões de fraturas. Essa granada ocorre em grãos isolados, com seus cristais medindo entre 0,2 e 0,7mm. São geralmente anédricos com contornos subarredondados e exibem, às vezes, textura poiquiloblástica.

A estaurolita constitui outro mineral metamórfico importante identificado neste xisto. Em termos volumétricos, situa-se em torno de 10% da rocha. Seu aparecimento nessa litologia restringe-se aos pontos de número 08, 09, 10 e 14, mostrados na Figura 08. Exibe pleocroísmo moderado a alto (X=amarelo pálido, Y=amarelo e Z=amarelo dourado), aspecto prismático alongado, textura poiquiloblástica e contornos bastantes irregulares. Em quase todos os porfiroblastos de estaurolita pode ser observado uma massa homogênea de minerais micáceos contornando o cristal. Além do quartzo, observa-se como inclusões na estaurolita, os cristais de turmalinas, de moscovita e de opacos.

Como já foi referido, o feldspato é um componente subordinado, não chegando a 0,5% do volume da rocha. Caracteriza-se por apresentar cristais muito alterados, possivelmente devido a processo de caulinição e sericitização.

Com relação a mineralogia acessória, a turmalina distribui-se em cristais euédricos de seção pseudo-hexagonal, associado ao quartzo, à moscovita, à biotita e também na forma de

inclusão nos cristais de estaurolita. Apesar de se apresentar na forma de cristais minúsculos, pode ser observado um forte zoneamento de cores, com o núcleo azulado e as bordas esverdeadas. O zircão apresenta-se em cristais euédricos diminutos, estando associado à biotita, gerando halos pleocróicos notáveis. A apatita ocorre na forma de cristais xenoblásticos, perfeitamente límpidos, apresentando relevo alto e cor de polarização cinza-claro. A titanita apresenta-se em cristais isolados e diminutos, sendo observada dispersa nos minerais micáceos e como inclusão nos grãos de quartzo. Cristais xenoblásticos de opacos podem ser observados equidispersos em toda a rocha.

-granada-clorita-moscovita-biotita-quartzo xisto: este tipo de xisto foi amostrado nos pontos 11, 12 e 13, em afloramentos situados em cortes da estrada, próximo à Cidade de São José da Safira (Figura 08). Todos os pontos amostrados estão situados sobre um *trend* estrutural que passa a leste de São José da Safira.

Texturalmente, o xisto pode ser descrito como uma rocha granolepidoblástica fina a média, onde os minerais granoblásticos são representados por quartzo e plagioclásio, e os filossilicatos pela biotita, moscovita e clorita (Fotomicrografia 04).

0,5mm

FOTOMICROGRAFIA 04 - ASPECTOS TEXTURAIS DO GRANADA-CLORITA-MOSCOVITA-BIOTITA QUARTZO XISTO MOSTRANDO NÍVEIS DE MINERAIS MICÁCEOS E DOMÍNIOS DE QUARTZO DE GRANULOMETRIA GROSSA. OBSERVA-SE, AINDA, NAS BANDAS LAMELARES A PRESENÇA DE UM GRÃO ISOLADO DE GRANADA EUÉDRICA RODEADA POR BIOTITA, MOSCOVITA E QUARTZO ALONGADO. NICÓIS CRUZADOS.

Ao microscópio, seus minerais constituintes básicos são representados por quartzo, cujo percentual pode atingir até 45% em volume, por biotita, podendo chegar até 40%, moscovita, granada, clorita e plagioclásio. Subordinadamente aparecem a turmalina, traços de zircão e opacos.

O quartzo mostra formas poligonais com junções tríplices, quando integrante dos níveis essencialmente granoblásticos, e de cristais anédricos alongados quando nos níveis granolepidoblásticos. É comum a presença de cristais de quartzo contendo inclusões de turmalina e de opacos, e também de moscovita e biotita perfeitamente orientadas segundo a xistosidade externa. Nos níveis granolepidoblásticos, as micas predominam e constituem agregados lamelares fortemente orientados, gerando a foliação da rocha.

Quanto à biotita, ela se apresenta sob a forma de cristais alongados, de contornos irregulares, mas em parte subidiomórficos. Mostra pleocroísmo forte (X =amarelado pálido e $Y=Z$ =castanho avermelhado escuro), extinção paralela à clivagem e caráter biaxial negativo com $2V$ muito baixo ($5 - 8^\circ$). A clorita, por sua vez, sendo caracterizada por apresentar cor verde pleocróica ($X=Y$ =esverdeado e Z =verde amarelado pálido quase incolor), extinção paralela, caráter óptico biaxial negativo e alongação negativa. A sua cor de polarização é cinza esverdeada, o que indica um elevado teor de magnésio na sua composição. A moscovita é caracterizada por uma birrefringência elevada (amarelo ao laranja de 2ª ordem), caráter biaxial negativo com $2V$ relativamente baixo (aproximadamente 20°), e uma alongação positiva segundo a direção da clivagem. Uma feição interessante observada nessa rocha, é o fato da clorita, e às vezes também a moscovita, sempre ocorrerem truncando a foliação da rocha (Fotomicrografia 05). Isto pode indicar uma origem pós-tectônica para esses minerais.

A granada atinge cerca de 3,0% da composição volumétrica da rocha. Apresenta-se bastante alterada, especialmente nas bordas e nas regiões de fraturas, onde se observa a presença de material avermelhado, com aspecto terroso, ligeiramente anisotrópico e translúcido (óxidos e hidróxidos de ferro). Essa granada ocorre em grãos isolados, aleatoriamente distribuídos na rocha. Os seus cristais, medindo entre 0,3 e 1,0mm, são perfeitamente euédricos e exibem inclusões de quartzo e micas perfeitamente concordante com a xistosidade externa, sugerindo uma cristalização pós-tectônica para esse mineral.

O plagioclásio caracteriza por apresentar-se muito caulinizado, não sendo possível a observação microscópica de suas feições principais.

Com relação à mineralogia acessória, destacam-se a turmalina, os opacos e os pequenos cristais de zircão xenoblásticos inclusos no quartzo e nas micas.

5 . 2 . 2 - SEQÜÊNCIA DA SERRA DO CRUZEIRO

As rochas desse pacote ocorrem na parte oeste da área mapeada (Figura 09), sendo as responsáveis pelas grandes elevações, constituídas pela Serra do Cruzeiro ou Resplandecente. Essa seqüência é composta predominantemente por litologias quartzíticas e, subordinadamente por camadas de rochas xistosas. Entre os xistos, há tipos provenientes do metamorfismo de metaultramáficas, que situam-se na base da Serra do Cruzeiro, em contato com as rochas xistosas pertencentes ao Xisto Piedade ou do Complexo Granito-Gnaíssico Indiferenciado. O outro tipo

0,2mm

FOTOMICROGRAFIA 05 - DETALHE DO GRANADA-CLORITA-MOSCOVITA-BIOTITA-QUARTZO XISTO ILUSTRANDO UMA RIPA DE CLORITA TRUNCANDO A FOLIAÇÃO DA ROCHA, POSSIVELMENTE INDICANDO UMA ORIGEM PÓS-TECTÔNICA PARA ESTE MINERAL. NICÓIS CRUZADOS

de xisto é de composição aluminosa e derivado de pelito. O grau de alteração intempérica é bastante acentuado nas litologias xistosas, onde praticamente inexistem afloramentos preservados.

Os quartzitos são os membros melhor preservados, aparecendo nas partes mais elevadas e sendo os responsáveis pelas grandes altitudes na Serra do Cruzeiro. Afloramentos frescos de quartzitos, podem ser encontrados nos cortes das estradas, nos locais de topografia mais íngremes e nas nascentes dos principais córregos, provenientes dessa serra.

Ao contrário dos corpos pegmatíticos encaixados no Xisto Piedade (ou Complexo Granito-Gnaíssico Indiferenciado), os encontrados na Serra do Cruzeiro estão muito alterados, com o feldspato bastante caulinizado, as ripas de espodumênio substituídas por argilominerais (os *sabonetes*) e as micas bastante decompostas. Podem ser facilmente identificados os locais onde os quartzitos são cortados por corpos pegmatíticos, pois devido à erosão diferencial, sempre o veio pegmatítico forma um relevo negativo.

-talco-antofilita xisto com clorita: essa rocha ocorre, em sua maior parte, como intercalações métricas, sobrepostas ao Complexo Granito-Gnaíssico Indiferenciado ou o Xisto Piedade, e sotoposta aos quartzitos e xistos metapelíticos (Figura 09). Tudo leva a crer que essa litologia represente uma soleira; porém foi impossível delimitar o seu contato com as rochas do Xisto Piedade e as quartzíticas. Exibe uma foliação incipiente (Fotomicrografia 06), com fraca orientação dos minerais lamelares e ripiformes. A rocha é classificada genericamente como um talco-antofilita xisto.

0,5mm

FOTOMICROGRAFIA 06 - ASPECTO TEXTURAL DO TALCO-ANTOFILITA XISTO COM CLORITA, CONSTITUÍDO POR CRISTAIS RIPIFORMES DE ANTOFILITA INTERCRESCIDOS COM TALCO E DISTRIBUÍDOS DE MODO DECUSSADO NA ROCHA. NICÓIS CRUZADOS.

A mineralogia essencial é formada por antofilita e talco, aparecendo subordinadamente um pouco de clorita e opacos. Em termos volumétricos, a antofilita varia, neste tipo de rocha, entre 55 e 65%, o talco entre 25 e 35% e a clorita entre 2 e 3%. O alto conteúdo de antofilita, talco e clorita indica uma rocha altamente magnesiânica (Johannes 1969).

O ortoanfibólio é representado por cristais finos e alongados, quase sempre ripiformes, sem orientação distinta, podendo chegar até a 2,0cm de comprimento. Opticamente, esse anfibólio mostra caráter biaxial negativo, incolor e extinção paralela. Como os outros minerais da rocha (talco e clorita) são magnesianos, é de se esperar que o ortoanfibólio seja uma antofilita (Mg alto e Al baixo) e não uma gedrita, que é o ortoanfibólio rico em Al e Mg. Na tentativa de melhor caracterizá-lo, obteve-se um difratograma de raios X, pelo método do pó. Comparando-se os picos obtidos, com os da antofilita do fichário JCPDS, observa-se uma boa concordância, com as reflexões $3,07\text{\AA}(100)$, $8,31\text{\AA}(70)$ e $3,24\text{\AA}(70)$, típicas da antofilita. Apenas algumas reflexões de menor intensidade não aparecem no diagrama obtido. Essa ausência pode ser explicada, devido a impossibilidade da separação do talco e antofilita.

Os filossilicatos, aqui representados por talco e clorita, ocorrem sob a forma de agregados lamelares intimamente associados a antofilita. O talco é encontrado sob a forma de palhetas xenomórficas ligeiramente alongadas, apresentando uma coloração amarelada muito pálida devido, provavelmente, a algum processo de oxidação. Na maioria das vezes, dentro dos níveis mais enriquecidos em talco, observa-se o aparecimento dos cristais ripiformes de antofilita, possivelmente, indicando que este ortoanfibólio é produto da transformação do talco durante o metamorfismo regional. A clorita exibe coloração amarelada muito pálida (pleocroísmo: $X=Y=\text{amarelo muito pálido}$ e $Z=\text{incolor}$), alongação negativa, mostra geminação múltipla do tipo polissintética (Fotomicrografia 07), extinção olho-de-pássaro e cor de polarização cinza normal. A presença de cor de polarização cinza normal e não um cinza anômalo, indica que pode tratar-se de uma clorita altamente magnesiânica (Winkler 1967).

A mineralogia acessória, inexpressiva em termos volumétricos, é representada apenas por traços de opacos, possivelmente a magnetita.

-plagioclásio-biotita-quartzo xisto: esta rocha apresenta, em volume, um alto conteúdo em plagioclásio (até 30%), associado à biotita (até 30%) e quartzo (aproximadamente 40%), além da presença quase constante de zircão, em quantidades subordinadas. A caolinita, aparece também em quantidades variáveis, substituindo o feldspato e a biotita. Em face do alto grau de alteração

intempérica dessa litologia, a rocha aqui descrita exhibe, macroscopicamente, uma coloração rósea típica devido, em parte, à decomposição da biotita. Em termos de ocorrência, esse xisto sempre aparece em camadas intercaladas no pacote de rochas quartzíticas que suportaram a Serra do Cruzeiro. As dimensões das camadas, dispostas sempre como intercalações sucessivas, são bastante variáveis, podendo atingir localmente até uma dezena de metros de espessura.

0,2mm

FOTOMICROGRAFIA 07 - DETALHE DO TALCO-ANTOFILITA XISTO COM CLORITA, ONDE OBSERVAM-SE LAMELAS DE TALCO (CANTO W DA FOTO), RIPAS DE ANTOFILITA (NS NO CENTRO DA FOTO) QUASE EM POSIÇÃO DE EXTINÇÃO E CLORITA MOSTRANDO GEMINAÇÃO MÚLTIPLA DO TIPO POLISSINTÉTICA E COR DE POLARIZAÇÃO CINZA NORMAL (CENTRO DA FOTO). NICÓIS CRUZADOS.

Ao microscópio, a biotita apresenta-se formando níveis milimétricos, estando predominantemente orientada (Fotomicrografia 08). As palhetas podem atingir até cerca de 3,0mm de comprimento nas seções perpendiculares à clivagem. Opticamente, a biotita mostra uma coloração castanha escura, geralmente mascarada pela alteração intempérica, pleocroísmo moderado a alto (X =castanho pálido e $Y=Z$ =castanho escuro), caráter biaxial negativo e $2V$ baixo ($6-10^\circ$).

Os feldspatos ocorrem em cristais de contornos regulares poligonais, envoltos por quartzo e biotita. Devido a forte alteração é difícil identificar o tipo do feldspato. No entanto, provavelmente, trata-se de um plagioclásio. Além disso, em rocha metapelítica, o feldspato alcalino só se formaria a partir do fácies anfíbolito superior, às custas da moscovita, e como esta faz parte da paragênese da rocha, o feldspato dificilmente será alcalino.

O quartzo apresenta-se totalmente xenoblástico, com contornos irregulares e uma granulometria bastante variável (0,5 - 0,8mm). Mostra uma distribuição em níveis milimétricos alternantes com os níveis ricos em biotita. Por vezes, observa-se também quartzo ligeiramente alongado, dispostos segundo a xistosidade da rocha, exibindo contornos denteados. Em nicóis cruzados, exhibe extinção predominantemente ondulante. Às vezes, podem ser observadas pequenas inclusões de biotita no quartzo.

A mineralogia acessória está representada por pequenos cristais de zircão, de contornos arredondados, presentes como inclusão no quartzo e na mica.

0,2mm

FOTOMICROGRAFIA 08 - VISTA GERAL DO PLAGIOCLÁSIO-BIOTITA-QUARTZO XISTO, DESTACANDO-SE A FORTE FOLIAÇÃO IMPRESSA PELOS CRISTAIS RIPIFORMES DE BIOTITA, QUARTZO E FELDSPATO ALTERADO. NICÓIS CRUZADOS.

-quartzitos: compreendem as rochas de mineralogia mais simples dentre as várias descritas na região. Ocorrem em grande extensão distribuindo-se ao longo de todo o topo da Serra do Cruzeiro ou Resplandecente. Aparecem em geral, como pacotes relativamente espessos, com algumas centenas de metros, contendo intercalações de litologias metapelíticas. As rochas metaultramáficas ocorrem em sua base.

Petrograficamente, os quartzitos são caracterizados por apresentarem uma textura granolepidoblástica média a grossa e uma foliação distinta. A mineralogia dominante é

representada por quartzo (90-95%) e moscovita (5-10%). A foliação incipiente é gerada pela orientação, localmente preferencial, da moscovita (Fotomicrografia 09).

O quartzo mostra granulometria variável, atingindo até cerca de 1,5cm; predominam os cristais de granulometria grossa. É anédrico, com contornos concavo-convexo. Localmente, pode constituir subdomínios onde aparece em mosaicos caracterizados por junções trípticas.

0,5mm

FOTOMICROGRAFIA 09 - FEIÇÃO GERAL DO QUARTZITO, MOSTRANDO CRISTAIS XENBLÁSTICOS DE QUARTZO E INCLUSÕES RIPIFORMES E EUÉDRICAS DE MOSCOVITA. NICÓIS CRUZADOS.

A moscovita ocorre quase sempre em palhetas individuais delgadas e orientadas. Apresenta uma distribuição bem uniforme. Subordinadamente ela pode aparecer também no contato entre os grãos de quartzo ou constituindo leitos sob a forma de agregados lamelares. Quando imersa no quartzo, é geralmente euédrica, de tamanho menor que 2mm e não apresenta orientação (Fotomicrografia 10). As palhetas intergranulares podem atingir até 3,0mm na direção maior.

A mineralogia acessória, inexpressiva em termos volumétricos, é representada apenas por traços de turmalina e cristais diminutos de zircão. A turmalina de cor castanha, exibindo aspecto anédrico e perfil irregular, aparece nos mosaicos quartzosos. Os cristais de zircão são predominantemente xenoblástico arredondados, estando presente como inclusão, tanto na mica branca quanto nos grãos de quartzo.

5.3 - ASPECTOS METAMÓRFICOS

Sabe-se que os pegmatitos podem ter uma origem ígnea ou metamórfica (anatética); portanto, um perfeito entendimento dos aspectos petrológicos das rochas regionais é essencial para a correta definição do modelo genético dos pegmatitos em estudo. Atendendo ao que foi descrito anteriormente sobre a geologia da área (Capítulo 5.1), baseado quer em informações colhidas na literatura quer em nosso trabalho na região em torno dos Pegmatitos do Cruzeiro, resultam por vezes dúvidas quanto à gênese dos corpos pegmatíticos em estudo.

Por outro lado, temos paragêneses muito evoluídas que fazem suspeitar da presença de material pegmatítico residual, o que em princípio, implica na existência de granitos fontes, porém até o momento não conseguimos observá-los na região.

Daí que toda a informação que nos ajudar a definir os sistemas geológicos da área será da maior importância.

Como já foi mostrado anteriormente, a região de São José da Safira compõe-se de dois domínios litológicos bem distintos; o dos xistos pertencentes ao Complexo Gnaíssico-Migmatítico Indiferenciado [Formação São Tomé (Pedrosa Soares *et al.* 1994)] ou também chamado de Xisto

Piedade e, o das rochas quartzíticas com intercalações de metaultramáficas e metapelitos formadoras da Serra do Cruzeiro. Nenhum estudo petrográfico regional ou de detalhe visando caracterizar as condições de metamorfismo foi realizado até então nesta área.

As rochas pertencentes ao Xisto Piedade ou a Formação São Tomé (Pedrosa Soares *et al.* 1994) são compostas basicamente por clorita-moscovita-biotita-quartzo xistos com granada, por estaurolita-moscovita-biotita xistos com granada e por granada-clorita-moscovita-biotita xisto.

A granada é um mineral muito comum nos Xistos Piedade. Para Winkler (1967), o seu aparecimento pode dar-se às custas de clorita ou clorita + biotita.

A temperatura de sua formação varia em função de seu quimismo. A primeira aparição de granadas ricas em almandina, que é a granada rica em xistos aluminosos, ocorre no final do grau fraco [zona da almandina de Barrow (Winkler 1967)]. Para Hirschberg & Winkler (1968), a granada requer pressões relativamente altas para se formar. A 500°C a pressão mínima seria de 4kbar e a 600°C de 5kbar.

O mineral metamórfico mais importante para caracterizar as condições de metamorfismo nessa seqüência rochosa é a estaurolita. Segundo Winkler (1967), o começo do metamorfismo de grau médio ou da fácies anfibolito pode ser definido pela primeira aparição de estaurolita e/ou cordierita, pelo desaparecimento da clorita em presença da moscovita e quartzo, e pela desintegração do cloritóide.

Reações que envolvem o aparecimento de estaurolita em metapelitos de composição químicas normais foram calibradas por Hoschek (1967, 1969). As temperaturas médias obtidas para a formação da estaurolita às custas de cloritóide ou clorita são de cerca de 550°C $\pm$ 30°C (para pressões hidrostáticas de 4 a 7kbar)

A presença da granada e da moscovita associada a estaurolita exige algumas considerações adicionais. Conforme Winkler (1967), a granada rica na molécula almandina, pode coexistir com estaurolita em condições de metamorfismo de grau médio, se a pressão for suficientemente alta para estabilizá-la. Pressões relativamente altas são corroboradas pela presença da cianita, próximo à Cidade de São José da Safira. Dentre as várias associações envolvendo a granada, assinala-se a paragênese estaurolita + almandina + biotita, além de moscovita + quartzo, como sendo um dos diagnósticos do grau médio (fácies anfibolito), que é exatamente a paragênese observada nos Xistos Piedade na região de São José da Safira.

A presença da cianita na região, permite estabelecer uma pressão mínima para o metamorfismo. Em temperatura de 550°C, a cianita só é estável em pressões superiores a cerca de 5kbar (Holdaway 1971).

Portanto, com base na presença de estauroлита, pode-se afirmar que as rochas estudadas no domínio dos Xistos Piedade [Formação São Tomé (Pedrosa Soares *et al.* 1994)]formaram-se em temperatura mínima de 525-580°C (para pressões variando entre 4 e 7kbar). A temperatura máxima destas rochas não pode ter ultrapassado cerca de 650°C, pois acima deste limite a estauroлита e moscovita desapareceriam segundo as reações: estauroлита+moscovita+quartzo $\Leftrightarrow$ biotita+Al₂SiO₅+H₂O (Hoschek 1969) e/ou albita+moscovita +quartzo+H₂O $\Leftrightarrow$ líquido anatético+Al₂SiO₅ (Storre & Karotke 1971, *in* Mueller & Saxena 1977).

As análises petrográficas realizadas no conjunto rochoso que compõe a Serra do Cruzeiro ou Resplandescence revelaram o aparecimento de uma camada de talco-antofilita xisto com clorita sobreposto ao Xisto Piedade. A clorita rica em magnésio, associada a minerais como o talco e a antofilita permanece estável no metamorfismo de grau médio (fácies anfibolito).

A antofilita é um mineral que se torna estável nas rochas metaultramáficas a partir da fácies anfibolito. Possíveis reações envolvendo tal mineral, são (Johannes 1969):

Embora não tenham sido encontrados carbonatos, nem olivinas nessa rocha, tais minerais podem ter sido totalmente consumidos nas reações (7) e (8). Como se pode observar nessas reações, os xistos metaultramáficos formaram-se em condições de pelo menos grau médio (fácies anfibolito). Eles não devem ter chegado ao grau forte, porque nestas condições, tanto a clorita quanto o talco, normalmente já desaparecem.

Resumindo, pode-se deduzir a partir da interpretação das condições de formação das paragêneses minerais, que as temperaturas do metamorfismo não atingiram as da fácies anfibolito superior. Portanto, os Xistos Piedade [Formação São Tomé (Pedrosa Soares *et al.* 1994)] certamente não sofreram nenhum processo anatético, conforme corroborado pela ausência de estruturas migmatíticas. Logo, os pegmatitos não seriam o resultado da anatexia destas rochas. Pode-se afirmar que é grande a possibilidade dos pegmatitos complexos e altamente diferenciados dessa região serem provenientes de corpos graníticos não aflorantes na área mapeada.

5.4 - ASPECTOS ESTRUTURAIS

Destacam-se, à primeira vista, como aspectos estruturais maiores na região de São José da Safira a presença de lineamentos claramente definidos, facilmente observáveis em fotografias aéreas e a nível de afloramento, alinhados segundo a direção N10-20W. Tais lineamentos estão presentes nos dois domínios já definidos nessa área, ou seja, tanto nos xistos pertencentes ao Xisto Piedade, quanto nas rochas da Sequência da Serra do Cruzeiro.

No domínio do Xisto Piedade [Formação São Tomé (Pedrosa Soares *et al.* 1994)], como pode ser observado na Figura 09, a direção N10-20W é dada pela própria orientação das várias minas e garimpos existentes. Ao se traçar uma reta sobre a Mina do Zé Moreira, da Safirinha, da Terra Branca, do Marcelo, da Gameleira e da Pederneira, tem-se a mesma direção dos lineamentos, facilmente observáveis em fotografia aérea. A única mineração que não se encontra alinhada segundo essa direção é a Mina do Benedito. Apesar dos corpos pegmatíticos complexos e altamente diferenciados mostrarem uma orientação muito clara, a nível mesoscópico, nenhuma orientação pode ser detectada. Como se trata de corpos pegmatíticos que penetram rochas menos competentes e mostrando uma xistosidade muito pronunciada, eles tendem a acompanhar as direções de maior fraqueza dessas rochas. A nível local, observa-se corpos pegmatíticos dobrados, ou seja, alojados em dobras preexistentes à geração do material pegmatítico. A ocorrência, nos pegmatitos da área estudada, de grandes xenólitos da rocha xistosa encaixante imersos nas suas apófises, um perfeito zoneamento a partir da encaixante e também dos xenólitos, além de inúmeras outras observações de carácter textural e estrutural, obrigam-nos a ter que admitir uma evolução interna após o posicionamento crustal da fusão pegmatítica.

Em síntese, pode-se afirmar que a nível do Xisto Piedade tem-se um expressivo lineamento, segundo a direção N10-20W, que se constitui em um plano de fraqueza com, aproximadamente, 25km de extensão e 1km de largura, por onde penetraram as soluções pegmatíticas extremamente ricas em boro, e que constituem os pegmatitos complexos altamente fracionados, nos quais encontram-se as inúmeras variedades gemológicas da turmalina.

No conjunto litológico denominado de Sequência da Serra do Cruzeiro, também são encontradas as mesmas direções de lineamentos daquelas do Xisto Piedade e sempre mostrando direção variando entre N10-20W. Porém, os quartzitos da mesma serra, apresentam um comportamento distinto frente aos esforços sofridos em relação aos xistos pertencentes ao Xisto

Piedade. Nos quartzitos houve a ruptura, com a conseqüente formação de planos muito bem definidos, mostrando a mesma direção dos lineamentos já vistos e mergulho variando entre 82-86NE. Ao longo destes planos, observa-se a penetração de inúmeras apófises pegmatíticas, facilmente reconhecíveis a nível local, pois devido a erosão diferencial entre elas e o quartzito encaixante, formam um relevo negativo que se constituem em microvales, mostrando a largura do corpo pegmatítico penetrante. Encaixadas nas rochas pertencentes a este condicionamento litológico e estrutural, podem ser citadas as Minas do Cavalo Morto, do Chiar, da Aricanga e do Cruzeiro. Exceto a Mina do Cavalo Morto, que é mineralizada em berilo (água-marinha) e columbita-tantalita, as demais minas e garimpos dessa região, são explotadas visando, somente, a retirada de turmalina gemológica.

Posto isto, pode-se afirmar que na escala adotada neste mapeamento, os aspectos estruturais observados nos dois domínios descritos na região de São José da Safira, são muito similares. Tem-se lineamentos apresentando a mesma direção (N10-20W), através dos quais houve a penetração das soluções pegmatíticas que originaram a cristalização de turmalinas de excelente qualidade gemológica.

Outro aspecto estrutural observado nesta área, é a presença de grandes escarpas no lado oeste da Serra do Cruzeiro, sempre no contato entre as litologias metapelíticas da Sequência da Serra do Cruzeiro e o Xisto Piedade. No lado leste dessa elevação, tem-se a presença de cerca de uma dezena de lagos, todos mostrando orientação aproximadamente NS. Esses fatores podem indicar um possível falhamento, com a ascensão de blocos que vieram a constituir-se na Serra do Cruzeiro. A presença dos inúmeros corpos pegmatíticos nessa área, é outro fator para se imaginar condições especiais para a sua ascensão. Ao se caminhar na direção leste-oeste, até a Cidade de Frei Inocêncio, situada a 52km a leste ou até Santa Maria do Suaçuí, a 40km a oeste de São José da Safira, nenhuma ocorrência de mineração ou garimpagem em corpos pegmatíticos é cartografada. Já na direção norte-sul, tanto a sul (Marilac e Nacip Raydan), quanto a norte (São Sebastião do Maranhão e Capelinha) existem inúmeros corpos pegmatíticos sendo explotados, visando a retirada de minerais-gemas e minérios.

Em termos petrográficos, ressalta-se o aparecimento de uma foliação muito desenvolvida e uma estrutura fortemente linear de minerais máficos paralelos a esta foliação. Os minerais integrantes dessa estrutura linear são representados principalmente por biotita, moscovita, clorita e mais raramente granada. Ao que tudo indica, estas rochas foram submetidas pelo menos a uma fase de deformação tectônica principal, evidenciada sobretudo pela forte orientação da biotita.

Medidas realizadas em alguns afloramentos de xistos, situados ao longo do lineamento que passa a leste de São José da Safira, forneceram para a foliação uma atitude em torno de N10W-80NE. Entretanto, observações mais conclusivas sobre os aspectos estruturais atuantes, bem como os seus efeitos, só poderão ser obtidas após um trabalho de detalhe, sobre a geologia estrutural dessa região.

5.5 - GEOLOGIA DOS PEGMATITOS DA REGIÃO DE SÃO JOSÉ

Como já foi mostrado anteriormente, a área mapeada neste trabalho constituiu-se de dois domínios litológicos distintos, os quais compreendem os xistos pertencentes ao Xisto Piedade [Formação São Tomé (Pedrosa Soares *et al.* 1994)] e os quartzitos com intercalações de xistos formadores da Serra do Cruzeiro. Centenas de corpos pegmatíticos cortam esses dois domínios, numa região próximo à Cidade de São José da Safira. Em aproximadamente uma dezena desses corpos, as atividades extrativas visando a obtenção de minerais de interesse industrial, e sobretudo, de minerais-gemas tem sido uma constante, principalmente por parte dos garimpeiros. Como é bem conhecido, a atividade garimpeira concentra-se em um corpo, quando é encontrado um *bamburro* e logo em seguida este garimpo pode ser totalmente abandonado. Pensando nisto, durante a elaboração dos trabalhos de campo para esta tese, foram feitas algumas visitas técnicas nas principais frentes garimpeiras em atividade naquele momento. Neste trabalho, procurou-se cartografar os garimpos em atividade na região, descrevendo alguns aspectos de sua geologia e principalmente, de sua mineralogia, na esperança que no futuro se possa dar continuidade ao trabalho iniciado e se apresente um estudo detalhado sobre os corpos pegmatíticos desta região.

No texto apresentado a seguir, é feita uma rápida descrição da Jazida da Pederneira, do Colômbio, do Benedito, da Aricanga, do Chiar, da Safirinha, da Terra Branca e do Marcelo (Figura 08), além de buscar uma possível correlação com os dados obtidos para a Mina do Cruzeiro.

5 . 5 . 1 - JAZIDA DA PEDERNEIRA

A Mina da Pederneira está localizada na Fazenda do mesmo nome a, aproximadamente, 26km a norte da Cidade de São José da Safira (Figura 08). Trata-se de um corpo pegmatítico que é explotado apenas para amostras de coleção. Do início da década de 60 até os dias de hoje, já foram retiradas toneladas de amostras, constituídas da associação de turmalinas multicolores (azul, vermelha, rósea, verde e negra), albita, lepidolita, morganita e outros minerais, visando exclusivamente a obtenção de raridades mineralógicas. No final de 1991, foi retirada uma amostra composta principalmente de turmalina, albita, morganita e lepidolita, pesando aproximadamente 1.000kg, constituindo uma grande raridade. É devido a raridades deste tipo que a Mina da Pederneira é conhecida em todo o mundo como uma das maiores produtoras de amostras de coleção (Castañeda & Carvalho 1992).

O corpo pegmatítico da Lavra da Pederneira corresponde a um veio, mais ou menos concordante com os micaxistos encaixantes, já referidos neste trabalho como Xistos Piedade ou Formação São Tomé (Pedrosa Soares *et al.* 1994). Enormes xenólitos desses xistos, podem ser encontrados dentro deste pegmatito.

Trata-se de um pegmatito complexo, onde pode ser observado zoneamento mineralógico perfeito a partir da encaixante em direção ao núcleo do corpo e, também a partir dos enclaves dos xistos encaixantes imersos no corpo pegmatítico. A zona marginal, a zona mural, as zonas intermediária interna e externa e o núcleo, constituem os cinco níveis facilmente descritos nesta mina.

Na zona marginal é encontrado o feldspato potássico, o quartzo, a moscovita e a granada. A textura gráfica, uma característica desta zona, não foi observada em nenhum ponto no interior desta mineração. Na zona mural, além dos minerais encontrados na zona marginal, já podem ser observados os grandes cristais de turmalina negra, quase sempre mostrando a direção do eixo *c* perpendicular ao xisto encaixante. Na zona intermediária externa são encontrados os grandes cristais de albita, o quartzo, o feldspato potássico, a *lepidolita*, a turmalina negra e a granada. A zona intermediária interna apresenta uma mineralogia bastante diversificada, podendo ser observado albita, quartzo, cleavelandita azul, *lepidolita*, espodumênio, amblygonita, moscovita, berilo róseo, columbita-tantalita e alguns fosfatos raros. A zona intermediária interna é o nível pegmatítico denominado de linha e onde são encontrados os caldeirões ou *pockets*. Nesta lavra,

encontram-se caldeirões, com o diâmetro variando desde centimétrico até algumas dezenas de metros. Como exemplo dos maiores *pockets* já encontrados neste pegmatito, tem-se o encontrado em novembro de 1991, quando um caldeirão medindo cerca de 7m de comprimento por 2m de altura, em média, foi trabalhado durante dois meses para a retirada de algumas toneladas de amostras de coleção, que foram vendidas para grandes colecionadores e museus de todo o mundo.

Em síntese, a Lavra da Pederneira merece uma rápida descrição, devido ao fato de se constituir no único corpo pegmatítico trabalhado exclusivamente para peças de coleção, composta principalmente pelas belas turmalinas que mostram uma gradação de inúmeros matizes de cores ao longo do eixo c e os grandes cristais de morganita, visto que não é encontrado nenhum mineral transparente que possa ser lapidado e venha a se constituir em gema.

5.5.2 - JAZIDA DO COLONIÃO

A Jazida do Colonião encontra-se, a cerca de 10km a norte da Mina do Benedito (Figura 08), portanto fora da área onde foi executado o mapeamento para este trabalho. Esta lavra ficou muito famosa em toda a região pegmatítica, em função da retirada de uma placa de moscovita, medindo aproximadamente 3m de diâmetro, e que foi presenteada a um deputado. Segundo se diz no local, hoje essa raridade mineralógica, esta na área de lazer da casa desse político, constituindo-se numa grande mesa.

Nos dias atuais, esta lavra vem sendo explotada pelo geólogo Warren Brennen, visando a retirada de berilo industrial, normalmente possuidores de *olhos* de água-marinha, amostras de quartzo hialino facetados para colecionadores e turmalinas verdes para lapidação.

O Pegmatito do Colonião encontra-se encaixado concordantemente nos Xistos de Piedade [Formação São Tomé (Pedrosa Soares *et al.* 1994)]. Localmente, esse conjunto encontra-se representado por um biotita xisto, de granulometria fina a média, coloração verde escura e mostrando xistosidade penetrativa com atitude em torno de N20E/40-50SE. Apesar desse corpo pegmatítico se encontrar fora da área mapeada, foi observado que ele se constitui juntamente com a Mina do Benedito e outras situadas mais a norte, em um outro alinhamento apresentando

direção variável entre N20-30E e mergulho mais suave, em torno de 40-60SE (César-Mendes & Castañeda 1992).

A Lavra do Colônia possui forma ameboidal em seção horizontal e cônica em seção vertical. Mostra uma estrutura interna zonada, segundo o padrão de Cameron *et al.* (1949). A mineralogia básica é composta por quartzo, feldspatos, moscovita e biotita; como mineralogia acessória aparecem a turmalina, o berilo, a columbita-tantalita, o espodumênio e a granada. Os minerais acessórios provindos de substituições tardias são diagnosticados como *lepidolita*, quartzo hialino, morganita, cleavelandita e turmalina corada. Esta gama de minerais confere a esse pegmatito, uma tipologia bastante diferenciada e complexa, dando-lhe uma importância econômica (Castañeda & Carvalho 1992).

5.5.3 - JAZIDA DO BENEDITO

A Jazida do Benedito localiza-se a 25km a NW de São José da Safira (Figura 08) estando também encaixada nos Xisto Piedade ou Formação São Tomé (Pedrosa Soares *et al.* 1994). Esta rocha é constituída na área do pegmatito, por um xisto de granulometria média, coloração verde escuro, caracterizado mineralogicamente pela presença de biotita, quartzo, moscovita, granada e quantidades variáveis de feldspatos. Em alguns pontos no interior da jazida, ocorrem porfiroblastos de estaurolita de até 5cm, sugerindo que o pegmatito está encaixado na litologia já denominada anteriormente de estaurolita-moscovita-biotita xisto com granada.

O corpo pegmatítico do Benedito, tem a forma lenticular, podendo ser observado ao longo das galerias existentes, numa extensão de cerca de 150m e uma espessura média de 25m, sempre concordante com o acamamento dos xistos pertencentes ao Xisto Piedade (N20E/55NW).

Exceto a Mina da Safirinha, esta é a única intrusão pegmatítica na região de São José da Safira, onde se observa uma forte turmalinização na rocha encaixante. Xenólitos do xisto podem ser facilmente observados no pegmatito, sendo que em um deles a xistosidade é aproximadamente perpendicular à encaixante, mostrando a rotação sofrida por ele ao cair na fusão pegmatítica.

Trata-se de um pegmatito mostrando quer a estrutura clássica já descrita para os pegmatitos zonados quer uma simetria perfeita entre a capa e a lapa. A zona marginal

praticamente não é observada nas várias galerias onde foram feitos os trabalhos no interior da mina. A zona mural, com aproximadamente 2 a 3m de espessura em cada lado, contem quartzo, feldspato alcalino, turmalina negra, granada com uma forte coloração avermelhada e moscovita com até 30x20x5cm. Esses livros de mica branca quase sempre dispõem-se com os planos de clivagem (001) perpendicular ao contato com a rocha encaixante. A zona intermediária, impossível de subdividi-la em externa, média e interna, com cerca de 6 a 8m de largura, caracteriza-se pela presença de turmalina negra, feldspatos, quartzo e mica clara, além dos acessórios normalmente encontrados, tais como o berilo mostrando hábito prismático longo, apatita de coloração verde intensa, columbita-tantalita e raramente cassiterita. O centro é formado por um núcleo de quartzo leitoso, constituindo-se de massas descontínuas através do corpo pegmatítico.

Irregularmente dispersas por toda a zona intermediária, observam-se massas de substituição, constituídas por micas tardias de coloração clara e rósea, cleavelandita muito branca e turmalinas coradas. Como em toda as minas e garimpos produtores de turmalinas na região de São José da Safira, podem ser encontrados associados a essas massas tardias, os caldeirões ou *pockets* forrados de mica rósea e cristais idiomórficos de quartzo hialino, além de turmalinas coradas (azuis, vermelhas e verdes), cristais bem formados de columbita-tantalita, apatita e berilo tabular róseo (morganita).

Um fato muito interessante observado somente nesta jazida é a penetração da xistosidade da rocha encaixante para o corpo pegmatítico. Tal fato pode indicar que, ao contrário das demais jazidas que não mostram nenhuma orientação interna concordante com as estruturas externas, este corpo pode ter se posicionado em um tempo bem anterior aos esforços tectônicos que afetaram a rocha encaixante (César-Mendes *et al.* 1994).

Esta mineração foi escolhida para dar continuidade aos trabalhos geológicos nessa região. Atualmente, estão sendo estudadas as turmalinas, os nióbio-tantalatos e as apatitas aí encontradas, em um projeto conjunto entre os Prof. Dr. José Marques Correia Neves (IGc-UFMG) e Dr. Essaid Bilal (Escola de Minas de Saint Etienne), o autor desta tese e seu orientador, o Prof. Dr. Darcy Pedro Svisero.

5 . 5 . 4 - JAZIDA DA ARICANGA

Murdock & Hunter (1944) afirmam que a Jazida do Forattini (hoje Aricanga), constitui-se de um corpo pegmatítico situado aproximadamente a 500m a leste do Veio 01 da Mina do Cruzeiro. Esta apófise pegmatítica com cerca de 30m de espessura, ocorre preenchendo fratura nos quartzitos da Serra do Cruzeiro, na forma de um corpo tabular e paralelo aos três veios existentes no Pegmatito do Cruzeiro, portanto mostrando uma direção de, aproximadamente, N20W.

Quando Murdock & Hunter, visitaram essa mina em 1944, todos os trabalhos eram direcionados para a extração de mica, portanto todas as galerias eram feitas na zona mural e/ou intermediária externa do corpo pegmatítico. Eles afirmam que existem duas regiões com espessura variável entre 4 e 8m, muito rica em mica, uma situada na zona mural e/ou intermediária externa, do lado da lapa e outra do lado da capa.

Realmente, o que foi escrito por Murdock & Hunter (1944) é confirmado nos dias atuais, mesmo com as dezenas de galerias existentes na Mina da Aricanga, o que permite uma maior facilidade para a observação do corpo e do zoneamento pegmatítico. O Pegmatito da Aricanga mostra uma forma ameboidal em seção longitudinal e tabular quando observado transversalmente ao corpo. Este fato faz com que ao penetrar na área do decreto de lavra da Mina do Cruzeiro, o corpo pegmatítico tenha uma espessura tão pequena que nem é possível visualizá-lo na topografia da área. Ele encaixa-se ao longo de uma fratura no quartzito, mostrando orientação N20W/80-85SW.

O zoneamento interno do pegmatito é evidente. Tem-se uma zona marginal descontínua e estreita que bordeja o corpo, de granulometria fina, constituído por feldspato potássico, quartzo, moscovita e raramente granada. A zona mural é caracterizada por uma granulometria média, onde podem ser vista grandes placas de mica clara, feldspatos, turmalina negra e quartzo. A zona intermediária, de granulometria grosseira, constitui-se essencialmente de feldspato, quartzo, moscovita e turmalina negra. O núcleo, constituído por quartzo leitoso, forma um corpo descontínuo. Nas proximidades do núcleo, tem-se os corpos de substituições caracterizados pela presença de cleavelandita, micas claras e róseas, quartzo hialino e leitoso e turmalinas coradas. Porém, esses corpos pegmatíticos são caracterizados pelo grande número de caldeirões encontrados associados aos corpos de substituições. Normalmente eles se mostram perfeitamente

alinhados e sempre bordejando o núcleo de quartzo. Segundo informações verbais dos garimpeiros que aí trabalham, na Mina da Aricanga nunca foram encontrados caldeirões *vazios*, ou seja, além do quartzo, albita e mica rósea, sempre podem ser vistos os cristais límpidos de turmalinas coradas, constituídos principalmente pelas variedades rubelita e verdelita.

5 . 5 . 5 - JAZIDA DO CHIAR

No trabalho de Murdock & Hunter (1944), são descritos alguns aspectos geológicos e econômicos das Jazidas do Cruzeiro, Aricanga, Chiar e outras, todas situadas no então Município de Santa Maria do Suaçuí.

A Mina do Chiar, fica situada a cerca de 6km a sudeste da Mina do Cruzeiro, nas cabeceiras do Córrego da Safirinha e no pé da Serra do Cruzeiro (Figura 08). Quando Murdock & Hunter (1944) lá estiveram fazendo os trabalhos de campo, ela era denominada de Mina da Safirinha.

O corpo pegmatítico da Lavra do Chiar corresponde a um veio mais ou menos concordante com os micaxistos encaixantes, mostrando espessura média de 10 a 15m, direção N10W e mergulho entre 60-70SW. Os micaxistos encaixantes desse pegmatito, correspondem ao moscovita-biotita xisto que ocorrem na forma de intercalações nos quartzitos da Serra do Cruzeiro. Na base dessa serra, os micaxistos passam a predominar, fazendo com que os quartzitos é que se tornem intercalações no meio deles.

Como em todos os corpos encaixados nas litologias da Serra do Cruzeiro, trata-se de uma apófise bastante diferenciada. Devido a sua menor espessura, em relação aos corpos da Aricanga e o Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro, essa diferenciação não é facilmente observável. Mas com alguma dificuldade, é possível visualizar as zonas mural, intermediária e o núcleo descontínuo. Também nesta apófise, os corpos de substituição estão quase sempre bordejando o núcleo e/ou no interior da zona intermediária. A grande concentração de livros de mica está restrita à zona mural.

Esta jazida caracteriza-se pela produção de turmalinas verdes e vermelhas e também pelo espodumênio incolor e róseo (kunzita). Apesar da kunzita e do espodumênio incolor serem

bastante raros nessa jazida, esse fato é importante por se tratar da única lavra, onde essa variedade tem sido encontrada em toda a região de São José da Safira.

5 . 5 . 6 - JAZIDA DA SAFIRINHA

A Lavra da Safirinha está situada a 7km de distancia a sudeste de São José da Safira, próximo ao Córrego João Ramos e da estrada que liga esta cidade a Frei Inocência (Figura 08). A mina está localizada numa região bastante acidentada, com relevo na forma de morros isolados (*pães de açúcar*).

Geologicamente, a área da mina pertence ao domínio do Xisto Piedade ou Formação São Tomé (Pedrosa Soares *et al.* 1994), representado por micaxisto com estaurolita, já definidos microscopicamente como um estaurolita-moscovita-biotita xisto com granada.

O Pegmatito da Safirinha é um corpo com mais de 500m de comprimento e espessura máxima de, aproximadamente, 40m. Mostra direção geral N10E e mergulho subvertical de 60SE. Todas essas observações foram feitas ao longo das várias galerias existentes na jazida, visto que na encosta onde encontra-se o pegmatito, não pode ser observado nenhuma evidência de sua existência em subsuperfície.

O corpo está encaixado num micaxisto, com porfiroblastos de estaurolita sem nenhuma orientação visível. Uma das características desse micaxisto é a grande quantidade de biotita e a forte turmalinização próximo ao contato com a apófise pegmatítica.

Uma zonação nítida pode ser observada no pegmatito. Tem-se uma faixa delgada, rica em turmalina negra, no contato com o micaxisto. Uma faixa pegmatítica com granulação mais grosseira, medindo até uma dezena de metros e que corresponde à zona mural. Uma região de cristais gigantes, onde podem ser encontrados feldspatos de várias dezenas de toneladas, espodumênios em ripas ultrapassando 2m de comprimento, cristais métricos de turmalina negra, grandes livros de moscovita e alguns cristais alongados de berilo. Um núcleo em rosário, com cristais de quartzo leitoso é facilmente visto no centro do corpo. Imersos na zona de cristais gigantes, vê-se os buchos de *lepidolita* e albita, que se constituem nos corpos de substituições, onde são encontrados os caldeirões.

O pegmatito foi lavrado para mica, berilo e turmalina corada durante mais de 20 anos. Após esse período ele ficou abandonado. Durante uma das etapas do trabalho de campo para essa tese, um minerador de Governador Valadares estava tentando reabri-lo, a procura de morganita e turmalina corada. Este fato propiciou a observação das inúmeras galerias e enormes salões existentes ao longo do corpo. Alguns meses após essa primeira etapa, retornei ao local para dar prosseguimento aos trabalhos, mas tudo já estava abandonado.

Segundo informações verbais dos garimpeiros que trabalharam no período áureo dessa jazida, são freqüentes as drusas ou caldeirões atapetados de cristais de morganita tabulares, zonada, com o núcleo de coloração rósea e as bordas rósea pálido e limitadas por numerosas faces laterais. Grandes cristais de turmalina verde, perfeitamente límpidos, sempre eram encontrados nesses caldeirões.

5 . 5 . 7 - JAZIDA DA TERRA BRANCA

A Jazida da Terra Branca situa-se na margem esquerda do Córrego do Safirão, sendo cortada pela estrada que liga São José da Safira à Frei Inocência (Figura 08).

O Pegmatito da Terra Branca, de direção NNW-SSE e mergulho subvertical, é concordante com a foliação dos micaxistos com granada e lentes de quartzo. Trata-se de um corpo onde o zoneamento não é nítido. Algumas vezes, vê-se o núcleo de quartzo descontínuo, porém as partes externas ao centro do corpo são constituídas por feldspatos, quartzo, mica clara, berilo e granada. Tudo indica, tratar-se de uma continuidade da Mina do Safirinha, mas quando as duas jazidas são comparadas em seus aspectos mineralógicos, vê-se que elas são muito diferentes.

Trata-se de uma jazimento explotado visando a produção de berilo industrial e água-marinha. Essa variedade gemológica, sempre é extraída durante a desagregação dos grandes cristais de berilo industrial, visto que ela sempre é encontrada na forma de *olhos* límpidos e azulados no interior do material opaco. Turmalinas negras e de outras colorações não são muito comuns, seguindo uma regra muito clara em toda a Província Pegmatítica Oriental, onde os pegmatitos ricos em berilo industrial e gemológico são pobres a estéreis em turmalina gemológicas.

Este é o único pegmatito em toda a região de São José da Safira que não mostra zoneamento nítido e que é explorado visando somente a produção de berilo industrial e água-marinha.

5 . 5 . 8 - JAZIDA DO MARCELO

O Pegmatito do Marcelo, situado a 3km a noroeste da Lavra da Terra Branca, é conhecido desde a década de 60, e durante esse período foi um dos principais produtores de turmalina gemológica, principalmente as de coloração verde e azulada (Figura 08)

A jazida fica a 7km de São José da Safira, sobre a encosta ocidental de um morro em forma de *meia-laranja*. Várias galerias foram escavadas nessa encosta, na tentativa de encontrar o corpo pegmatítico. Uma dessas galerias, termina em uma grande câmara, medindo cerca de 50x30x15m, totalmente dentro do corpo.

Pelas observações feitas nas várias galerias existentes, tem-se apenas uma apófise pegmatítica, concordante com a foliação dos xistos pertencentes ao Xisto Piedade ou Formação São Tomé (Pedrosa Soares *et al.* 1994). O contato com a rocha encaixante é sempre nítido, apresentando bastante reentrâncias e protuberâncias. Grandes xenólitos do xisto podem ser observados no meio do pegmatito.

Esse corpo mostra uma zoneamento muito claro, que pode ser esquematizado, da rocha encaixante até o núcleo pela seguinte seqüência: uma camada de mica, feldspato potássico e quartzo no contato com a rocha encaixante; um nível pegmatítico com textura granítica formada por quartzo e feldspatos, com pequenas manchas gráficas, denominada de *sal grosso* pelos garimpeiros; uma zona intermediária externa, localmente rica em livros de moscovita e com textura de grão mais grosso que a anterior; a zona intermediária média, formada essencialmente de feldspato potássico localmente albitizado; a zona intermediária interna, composta por grandes cristais de quartzo, feldspato potássico e albita, *lepidolita* e grandes ripas de espodumênio, e finalmente o núcleo descontínuo de quartzo.

Convém notar que, as concentrações de turmalina gemológica localizam-se nos pontos onde há o alargamento do pegmatito, ou seja, nas partes onde houve uma maior diferenciação da

solução original. Este espessamento do corpo, é sempre controlado pelas reentrâncias e saliências da rocha encaixante.

A turmalina gema ocorre na zona intermediária interna do pegmatito, associada a albita, cristais alterados de espodumênio e manchas de *lepidolita*. As gemas são encontradas em pequenos caldeirões, crescendo sobre as lamelas de cleavelandita que atapetam as drusas. Segundo informações verbais dos garimpeiros, essa jazida se caracteriza pela presença de caldeirões pequenos, no máximo de 20cm de diâmetro, quase sempre repletos de turmalinas com interesse gemológico.

6 - OS PEGMATITOS DO CRUZEIRO

É fato bem conhecido que o Brasil possui uma das maiores províncias pegmatíticas de todo o mundo. Até a década de 40, praticamente nenhum estudo científico tinha sido feito nessas rochas. Paiva (1946), foi um dos primeiros autores brasileiros a fazer um estudo regional dos pegmatitos nacionais, subdividindo-os em três províncias: a oriental, a nordestina e a meridional (Figura 10). Todas estas ultimas províncias, formaram-se do início ao final do Proterozóico, ou seja, começaram a se formar há cerca de 1.000×10^6 anos e terminaram a cerca de 500×10^6 anos, durante a consolidação da Plataforma Sulamericana (Correia Neves 1981).

A Província Pegmatítica do Nordeste (Figura 10), na região do Planalto da Borborema, encontra-se encaixada na Faixa Caririana. Essa faixa é caracterizada por apresentar rochas metamórficas com metamorfismo de baixo grau, correspondente ao subfácies almandina a estauroлита, do fácies anfibolito. Nos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, os milhares de corpos pegmatíticos aflorantes, são facilmente reconhecíveis na topografia da região, formando os *altos*, em função de seu núcleo quartzoso ser mais resistente à erosão do que a encaixante (Johnston Jr. 1945a; Rolff 1945). Já nos Pegmatitos do Ceará, as encaixantes são micaxistos, migmatitos e xistos com hornblenda (Johnston Jr. 1945b). Devido a mesma resistência à erosão entre as duas rochas, não há a presença dos *altos*, característicos da faixa sul dessa província. Normalmente, os corpos pegmatíticos dessa região encontram-se mineralizados em amblygonita (Argentiére 1971).

A Província Pegmatítica Meridional, está situada nas proximidades da Cidade de São Paulo e tem interesse somente pela extração de feldspatos. Trata-se de corpos pegmatíticos homogêneos, sem nenhuma diferenciação e onde não são encontrados elementos raros.

A Província Pegmatítica Oriental é a mais extensa e a que apresenta maior interesse econômico entre todas as províncias brasileiras. Os corpos pegmatíticos são encontrados ao longo de uma faixa com, aproximadamente 800km de comprimento por cerca de 150km de largura (Correia Neves *et al.* 1986). Seu limite sul está próximo à Cidade de Juiz de Fora; o ocidental passa por Rio Piracicaba, Itabira, Santa Maria do Itabira, Guanhões, Salinas e São João do Paraíso (BA); e o oriental passa através de Espera Feliz, Conselheiro Pena, Colatina, Teófilo Otoni, indo até a região de Vitória da Conquista (BA). Os pegmatitos dessa província são, normalmente, tabulares ou lenticulares e quase sempre com um zoneamento muito nítido, sendo

comuns os corpos com dimensões de centenas de metros de comprimento e dezenas de metros de largura. Na década de 40, o grande interesse econômico desses corpos estava concentrado na enorme quantidade de mica aí encontrada, enquanto nos dias atuais, além da grande produção de

FIGURA 10 - AS TRÊS PROVÍNCIAS PEGMATÍTICAS BRASILEIRAS (PAIVA 1946).

minerais-gemas, também é retirado o berilo industrial, o feldspato e o caulim para a indústria cerâmica, o quartzo, os nióbio-tantalatos, os minerais de lítio e as peças para coleção constituindo as raridades mineralógicas encontradas nos museus e coleções particulares de todo o mundo.

A região pegmatítica de São José da Safira, onde está inserida a Mina do Cruzeiro, encontra-se localizada na borda noroeste da Província Pegmatítica Oriental.

Antes de descrever os vários aspectos dos três corpos que compõem a Mina do Cruzeiro, pretende-se fazer uma revisão dos aspectos geológicos dessas formações pegmatíticas.

6 . 1 - PEGMATITOS - UMA REVISÃO

A palavra pegmatito foi usada pela primeira vez pelo famoso mineralogista Haüy, no início do século XIX, para se referir às rochas com um intercrescimento geométrico de quartzo e feldspato, atualmente denominado de granito gráfico (Shigley & Kampf 1984). Posteriormente, o vocábulo tornou-se mais abrangente, passando a incluir outros tipos de rochas além do pegmatito gráfico original (Correia Neves 1981).

De acordo com Kemp (1924), a palavra é derivada do grego e significa **unido ou cimentado junto em uma estrutura**.

Landes (1933) define pegmatitos como **uma rocha holocristalina intrusiva composta essencialmente de minerais formadores de rocha, que são desenvolvidos em partes por grãos individuais maiores que os grãos dos mesmos minerais que ocorrem na rocha plutônica equivalente, normal**. Essa definição não teve aceitação generalizada, devido ao vínculo genético para os corpos pegmatíticos.

Jahns (1955) apresentou uma definição baseada essencialmente em características texturais, onde pegmatitos **são rochas holocristalinas, de granulometria muito grosseira e cujos constituintes mais importantes incluem minerais típicos das rochas ígneas comuns**. Nos pegmatitos são características as variações texturais muito grandes, especialmente no que se refere ao tamanho dos grãos.

Delesse (1849, *in* Kemp 1924) foi o primeiro a estender o termo pegmatito, para designar qualquer rocha granítica apresentando uma granulometria muito grosseira. Hoje, a palavra pegmatito inclui todos os tipos de rochas plutônicas, que apresentam granulometria muito grosseira, seja félsica ou máfica, mostrando textura gráfica ou não.

No período entre 1920 e 1940, vários autores (Schaller 1925; Hess 1933 e 1940; Landes 1933) imaginaram os corpos pegmatíticos formados a partir de uma rocha ígnea, onde as substituições através de soluções hidrotermais teriam um papel muito ativo.

Hoje, o termo pegmatito inclui as rochas provenientes, tanto de uma fonte ígnea quanto metamórfica, sendo apenas caracterizado pela textura onde a granulometria é muito grosseira (Gordon & Brown 1982). Claramente pode ser visto que, os corpos de maior interesse econômico são aqueles associados a atividade plutônica félsica (Correia Neves 1995a).

Os pegmatitos metamórficos são formados quando, os constituintes mais móveis de uma rocha de natureza quartzo-feldspática, se concentram nas aberturas de dilatação durante o metamorfismo de alto grau (anfibolito alto a granulito) (Brisbin 1986). Na Província Pegmatítica Oriental, tal evento aconteceu durante o Ciclo Brasileiro, há cerca de 500MA, sendo o responsável pelas formações pegmatíticas existentes a sul de Caratinga, passando pela região de Manhauçu, Matipó, Espera Feliz e Tombos. Trata-se de pegmatitos muito simples, quase sempre sem nenhum corpo de substituição, explorados somente para feldspato e caulim. Já os pegmatitos ígneos, estão encaixados em rochas formadas em níveis crustais superiores, conseqüentemente, correspondendo a condições de metamorfismo de grau mais baixo que o fácies anfibolito alto. São sistemas graníticos residuais derivados pelos mecanismos de diferenciação magmática, de um granito fonte posicionado nas coberturas metamórficas (César-Mendes & Jordt-Evangelista 1994). Podem ser citados como exemplos deste tipo, os pegmatitos da região de Araçuaí, Conselheiro Pena, Galiléia e São José da Safira, todos mostrando uma mineralogia muito diferenciada e sendo muito mais evoluídos que os de origem metamórfica (Sá & Ellert 1981; Correia Neves 1995a).

Durante a 2ª Guerra Mundial, os trabalhos de exploração e pesquisa em jazimentos pegmatíticos no Brasil e outros locais do mundo, tomou um grande impulso devido a grande demanda de minérios estratégicos (mica, quartzo, berilo, tantalita e outros). Este fato, fez com que inúmeros estudiosos se interessassem pelos pegmatitos, surgindo novos conceitos sobre a morfologia desses corpos. No Brasil, o zoneamento interno dos corpos pegmatíticos foi sistematizado por Johnston Jr. (1945a e 1945b), ao estudar os pegmatitos nordestinos. Após cartografar centenas de corpos nos Estados da Paraíba, Ceará e Rio Grande do Norte, este autor subdividiu-os em pegmatitos **homogêneos**, aqueles mostrando uma textura muito uniforme desde o contato com a rocha encaixante até o núcleo; e os **heterogêneos**, aqueles mostrando um elevado grau de diferenciação mineralógica, com moscovita nas paredes do contato, cristais gigantescos de microclina no interior e o núcleo central do corpo constituído por uma massa de quartzo.

Outra classificação muito utilizada e que define com bastante precisão a estrutura interna dos corpos pegmatíticos, é a de Ginsburg (1928, *in* Jahns 1955). Para este autor, os pegmatitos podem ser classificados nos tipos (1) - corpos não diferenciados e (2) - corpos diferenciados. Por sua vez, os corpos diferenciados podem ser subdivididos em: a - não zonados e b - zonados, sendo o segundo grupo subdividido em simétricos e assimétricos. Os **corpos não diferenciados** são aqueles que não apresentam diferenças mineralógicas e/ou textural de um contacto a outro. Isto é, apresentam homogeneidade textural e mineralógica em toda a sua extensão e geralmente uma mineralogia muito simples, contendo na maioria das vezes, somente quartzo, feldspatos e moscovita. Muitos autores, também classificam esses corpos como **pegmatitos simples** (Barbosa 1950). Os **corpos diferenciados não zonados** são os que não apresentam envoltórios concêntricos em torno de um núcleo, ou seja, não se caracteriza macroscopicamente uma diferenciação em bandas de formas e tamanhos variáveis, compostas por material pegmatítico de características mineralógicas e/ou texturais diferentes. Os **corpos diferenciados zonados** são aqueles mostrando mineralogia bastante complexa, onde podem ser descritas as várias zonas, por razões quer mineralógicas quer texturais. O número e o tamanho dessas zonas são variáveis, podendo ser reconhecidas em pegmatitos de qualquer tamanho, sendo descontínua em relação ao comprimento e/ou profundidade. Os pegmatitos diferenciados são denominados de **pegmatitos complexos** por muitos geocientistas (Ginsburg 1965).

Johnston Jr. (1945a e 1945b) concluiu que poderia subdividir os pegmatitos nordestinos em quatro zonas, as zonas I, II, III e IV. Mas apesar de todo o trabalho de Johnston Jr. no Brasil, porém, coube a Cameron *et al.* (1949), o mérito da generalização da estrutura zonada dos pegmatitos e a sua aplicação à prospecção e lavra em todo o mundo.

As unidades encontradas nos corpos pegmatíticos, mostram mineralogia e/ou textura diferente, podendo ser sistematizadas em três tipos básicos (Cameron *et al.* 1949):

1 - Preenchimentos de fratura, representando unidades geralmente tabulares preenchendo fraturas em pegmatitos previamente consolidados.

2 - Corpos de substituições, representados por unidades formadas primariamente por substituições de pegmatito preexistentes, com ou sem controle estrutural.

3 - Zonas, representadas por capas sucessivas, completas ou incompletas, refletindo em grau variável a forma e a estrutura do corpo pegmatítico. Quando idealmente desenvolvidas, elas são concêntricas a uma zona mais interna ou núcleo. Algumas dessas unidades concêntricas não são zonas, podendo pertencer aos itens 1 e 2.

Na Figura 11, podem ser observadas as relações gerais entre essas três unidades.

Por sua vez, Cameron *et al.* (1949) sistematizou as zonas em quatro tipos principais (Figura 12), como listados a seguir.

a) - zona marginal (*border zone*), equivalente à zona I de Johnston Jr. (1945a e 1945b), correspondendo a uma borda pouco espessa, apresentando granulometria mais fina, tratando-se de uma faixa de transição entre a rocha encaixante e os minerais pegmatíticos mais interiores no corpo.

FIGURA 11 - BLOCO DIAGRAMA IDEALIZADO REPRESENTANDO AS RELAÇÕES ENTRE AS TRÊS UNIDADES ESTRUTURAIS NO INTERIOR DOS CORPOS PEGMATÍTICOS (CAMERON ET AL. 1949).

b) - zona mural (*wall zone*), equivalente à zona II de Johnston Jr. (1945a e 1945b), mostrando uma granulometria mais grosseira e, de modo geral, apresentando uma maior espessura quando comparada com a zona marginal

c) - zona intermediária, correspondendo ao nível onde são encontrados os grandes cristais e a grande variedade de minerais de interesse econômico. Esta é a zona III, definida por Johnston Jr. (1945a e 1945b).

d) - núcleo, normalmente ocupando a parte central do corpo e constituído por quartzo leitoso. Johnston Jr. (1945a e 1945b) definiu o núcleo como a zona IV.

A partir da definição das várias zonas e de seu mapeamento detalhado, Cameron *et al.* (1949) estabeleceram uma seqüência de cristalização ou uma possível paragênese encontradas nesses níveis pegmatíticos. Essa seqüência de cristalização já tinha sido observada por vários autores, entre eles Schaller (1925), Fersman (1931), Landes (1933), Hess (1933) e Johnston (1945a e 1945b), possibilitando a Cameron *et al.* (1945) defini-la como mostrado na Tabela 01.

FIGURA 12 - BLOCO DIAGRAMA ONDE PODE SER OBSERVADO UM PEGMATITO ZONADO, MOSTRANDO AS QUATRO ZONAS PEGMATÍTICAS. PODE SER VISTO QUE, DEPENDENDO DO NÍVEL DE EXPOSIÇÃO, UMA ZONA PEGMATÍTICA PODE ESTAR AFLORANTE OU NÃO (CAMERON ET AL. 1949).

Na Tabela 01, as mudanças mineralógicas nas várias zonas sempre é crescente, ou seja, do nível 1 em direção ao 11. Por exemplo, se na zona mural é encontrada a paragênese 5, então as paragêneses 1, 2, 3 e 4 não serão encontradas no pegmatito. Associações mineralógicas acima de 5 podem estar presentes, mas sempre nas zonas mais interiores que a zona mural do corpo.

Porém, em poucos pegmatitos são encontradas as onze associações mineralógicas representadas na Tabela 01.

Muitos outros autores elaboraram classificações, baseadas na morfologia dos corpos pegmatíticos. Entre eles podem ser citados Heinrich (1953), Nedumov (1964), Rodionov (1964), Solodov (1964) e Varlamoff (1972 e 1978).

Heinrich (1953), citando campos pegmatíticos encontrados em todo o mundo, retoma a classificação de Gevers (1936, *in* Heinrich 1953) onde constava três tipos de pegmatitos, em relação a um batólito fonte: 1 - os pegmatitos interiores; 2 - os pegmatitos marginais e 3 - os pegmatitos exteriores. Para Heinrich (1953), quase todos os pegmatitos portadores de lítio, minerais-gemas e outros minerais raros, são encontrados somente quando a apófise está distante da rocha granítica fonte.

TABELA 01 - ASSOCIAÇÕES MINERALÓGICAS ENCONTRADAS NAS QUATRO ZONAS PEGMATÍTICAS (CAMERON ET AL. 1949).
1 - plagioclásio + quartzo + moscovita
2 - plagioclásio + quartzo
3 - quartzo + pertita + plagioclásio $\pm$ moscovita $\pm$ biotita
4 - pertita + quartzo
5 - pertita + quartzo + plagioclásio + amblygonita + espodumênio
6 - albita + quartzo + espodumênio
7 - quartzo + espodumênio
8 - lepidolita + albita + quartzo
9 - quartzo + microclina
10 - microclina + albita + quartzo + micas litiníferas
11 - núcleo de quartzo

Nedumov (1964) imaginou um zoneamento vertical, onde as zonas se cristalizaram a partir de uma única injeção. Durante a migração das soluções, ocorreria a diferenciação em líquidos imiscíveis, com os de maior mobilidade migrando para posições mais distantes da rocha fonte.

Solodov (1964) discute o tipo de mineralização dos pegmatitos portadores de elementos raros, em função do tamanho, da forma e profundidade do corpo e também dos minerais tipomórficos e séries paragenéticas presentes na apófise. A partir desses parâmetros, este autor elabora uma classificação para os pegmatitos portadores de elementos raros.

Varlamoff (1972 e 1978) reconhece como muito prática, para inúmeros pegmatitos africanos, a classificação elaborada em 1936, por Gevers e reconhece uma pulsação natural com a injeção de diferentes tipos de soluções magmáticas, havendo a separação ascendente desses fluidos metassomáticos tardios. A partir do princípio que, os pegmatitos podem ser subdivididos

em exteriores, marginais e interiores, Varlamoff (1972 e 1978) chega a conclusão que esses corpos podem ser classificados em nove subtipos. A Figura 13, mostra claramente essa classificação, citando exemplos de corpos pegmatíticos do Congo, Rwanda, Burundi e Uganda.

Usando os dados apresentados por Nedumov (1964), Solodov (1964) e Varlamoff (1972 e 1978), Cerny (1982b) apresenta uma seqüência generalizada para os distritos pegmatíticos zonados, onde tem-se a seguinte classificação:

- 1 - pegmatitos estéreis mostrando textura granítica, com magnetita e biotita;
- 2 - pegmatitos estéreis com plagioclásio-microclina, parcialmente gráfico, com biotita e afrizita;
- 3 - pegmatitos microclínicos, parcialmente gráficos, com berilo, moscovita e afrizita;
- 4 - pegmatitos zonados com microclínio e albita, parcialmente albitizados, com moscovita, afrizita, berilo e minerais portadores de nióbio e tântalo;
- 5 - pegmatitos zonados com microclínio e albita, mostrando muitas substituições e com mineralização de Li, Rb, Cs, Be, Ta, B, P e F;
- 6 - pegmatitos com albita e mineralizações de Li, Be, Sn e Ta;
- 7 - pegmatitos relativamente homogêneos com albita e espodumênio, além de mineralizações de Be, Ta e Sn;
- 8 - pegmatitos com veios essencialmente quartzosos, com pouco feldspato e um ou mais berilo, cassiterita e wolframita.

Finalizando essa pequena revisão dos vários conceitos e classificações sobre os corpos pegmatíticos, será apresentada a sistemática das formações pegmatíticas, divulgada por Cerny (1982b) e Cerny & Burt (1984), a partir dos trabalhos científicos executados por autores russos (Rudenko *et al.* 1975 e Ginsburg *et al.* 1979, *in* Cerny 1982b). Para Cerny (1982b), as quatro principais categorias de pegmatitos graníticos, podem ser sintetizadas da seguinte maneira:

1 - PEGMATITOS ABISSAIS - são encontrados associados a rochas metamórficas de alto grau (fácies anfibolito alto a granulito). São corpos quase autóctones, derivados da fusão parcial das rochas metamórficas encaixantes, sob uma pressão de 5 a 8kbar e localmente enriquecidos em U, Th, Nb, Ti, Zr e elementos terras raras (ETR);

2 - PEGMATITOS MOSCOVÍTICOS - são característicos das formações que sofreram metamorfismo barrowiano de alta pressão. Estão encaixados em micaxistos do fácies almandina-anfibolito e sub fácies cianita + almandina, de Winkler (1967), normalmente fora da isógrada da estauroлита e abaixo da isógrada da sillimanita, originados por anatexia ou fracionamento restrito de granitos primitivos, mais ou menos autóctones, a uma pressão variando entre 4 e 6kbar e consolidado próximo a um foco de geração de magma. Moscovita, feldspatos e acessórios como berilo, columbita, ETR, U e Th são suas principais mineralizações;

3 - PEGMATITOS PORTADORES DE ELEMENTOS RAROS - ocorrem nas formações apresentando metamorfismo do tipo Abukuma de baixa pressão, produtos do fracionamento de granitos alóctones, consolidados numa pressão variando entre 2 e 4kbar e encaixados em rochas do fácies anfibolito com cordierita, no subfácies andaluzita + cordierita + moscovita, de Winkler (1967). Normalmente, estão posicionados acima das isógradas da cordierita e da estauroлита e abaixo da primeira isógrada da sillimanita. Um ou mais elementos como o Li, Rb, Cs, Be, Sn, Nb, Ta, Zr, Hf, Ga, Bi e Mo, com ou sem quantidades significativas de B, P e/ou F são típicos dessa classe. Ela ainda pode ser subdivida nos seguintes tipos:

- a) tipo gadolinita - enriquecido em Be, Y, ETR, $Nb \geq Ta$, Ti, U e Th;
- b) tipo berilo-columbita - enriquecido em Be, $Nb \geq$ ou $< Ta$, $\pm(Sn, ETR, P \text{ e } B)$;
- c) tipo complexo e zonado - enriquecido em Li, Rb, Cs, Be, $Ta > Nb$, Sn, B e $\pm P$;
- d) tipo homogêneo e mineralizado em espodumênio - enriquecido em Li, Be, $Nb \geq Ta$ e $\pm Sn$;
- e) tipo lepidolita - enriquecido em F, Li, Rb, Be, $Ta > Nb$, Sn e $\pm Cs$.

4 - PEGMATITOS MIAROLÍTICOS - estão confinados às cúpulas dos granitos alóctones, epizonais e subvulcânicos, ocasionalmente do tipo hipersolvus, consolidados a uma pressão variando entre 1 e 2kbar. São encontrados em veios preenchendo fraturas ou em bolsões dentro do próprio granito fonte. Mostra o mesmo tipo de enriquecimento em elementos traços que o tipo 3.

Essa revisão sobre a classificação da estrutura interna dos corpos pegmatíticos, demonstra a variedade dos esquemas já propostos. Evidentemente que, uma ampla revisão sobre o assunto deve levar em consideração os trabalhos de Fersman (1931), Vlasov (1952), Beus (1960), Uebel (1977), Jahns (1955) e inúmeros outros geocientistas.

Outro fato que deve ser levado em consideração, é a ausência neste texto, até agora, de modelos genéticos e evolutivos para os pegmatitos graníticos. Inúmeros autores já escreveram sobre este assunto, podendo ser citados os trabalhos de Jahns (1953a, 1953b, 1955 e 1982), Jahns & Burnham (1969) e Cerny (1982a). Apenas como exemplo, serão citados os resultados experimentais obtidos por Jahns & Burnham (1969), onde é proposto um modelo evolutivo e genético para os pegmatitos ígneos de composição granítica. Segundo esses autores, os pegmatitos graníticos são formados a partir de fusões, mostrando um alto conteúdo de água dissolvida em relação ao limite de solubilidade, sob as condições de pressão reinante no ambiente. Estes sistemas pegmatíticos, podem ser formados através da fusão parcial de material crustal ou

como um líquido final, produzido durante o resfriamento de um corpo ígneo. Cerny (1982a) em sua síntese sobre a petrogênese dos pegmatitos graníticos, mostra plena concordância com essas idéias.

Outro assunto que deveria ser detalhadamente discutido, é a origem do zoneamento primário e a formação dos corpos tardios nos ambientes pegmatíticos. Um dos trabalhos clássicos sobre o zoneamento primário é o de Cameron *et al.* (1949). Como já foi mostrado anteriormente, esses autores consideram que os pegmatitos zonados consistem de camadas sucessivas, completas ou incompletas e concêntricas em torno de uma zona mais interior ou núcleo. Essas várias zonas, diferindo-se na sua textura e/ou composição mineralógica, mostram contatos gradativos ou abruptos. O material constituindo uma zona interior pode cortar uma zona mais exterior ou substituir qualquer parte da zona mais exterior, porém o inverso nunca é verdadeiro (Cameron *et al.* 1949; Derry 1950).

Os pegmatitos zonados mostram seqüências definidas de associações mineralógicas, desde a parede até o núcleo. Quimicamente, em alguns pegmatitos zonados, há uma variação sistemática no conteúdo anortítico do plagioclásio de zona para zona, diminuindo desde os níveis exteriores, para o interior do pegmatito (a relação inversa não é verdadeira). Em alguns pegmatitos, podem ser encontrados em certas zonas, duas espécies de plagioclásios, quer seja na forma de cristais simples ou zonados. Com relação ao berilo, há um acréscimo sistemático no teor de álcalis à medida que caminha-se de uma zona a outra, em direção ao núcleo. Também é assinalado que o berilo dos corpos tardios é sempre mais rico em Cs que o das zonas primárias, mostrando-se com hábitos tabulares e não prismáticos, como acontece com o da zona primária. Há também um aumento no teor de Li, Rb e Cs nas micas, das zonas mais externas para as mais interiores. Similarmente, o teor de Ta₂O₅ dos minerais do grupo da columbita-tantalita aumenta, das zonas mais externas para o interior do corpo.

Quanto a origem das zonas, várias possibilidades são sugeridas (Kemp 1924; Landes 1933; Fersman 1931; Cameron *et al.* 1949 e Uebel 1977). Uma das hipóteses mais aceitas nos dias de hoje, é a de Uebel (1977), onde ter-se-ia um desenvolvimento das zonas por deposição sucessiva num sistema aberto. O espaço ocupado por um pegmatito zonado representa parte de um canal, através do qual o material se moveu. Variações progressivas nas condições de pressão, temperatura e da composição das soluções causam a deposição de camadas, mostrando uma composição e textura diferente. A Figura 14 ilustra as idéias expostas por Uebel (1977).

Um problema ainda muito pouco compreendido nos dias de hoje, é o que se refere à origem das unidades tardias dos pegmatitos. Os preenchimentos de fraturas e os corpos de substituições tardios são posteriores ao zoneamento primário, apresentam nítidas características metassomáticas, passando de uns para os outros aleatoriamente e só podendo ser orientados quando observados os limites entre as zonas. A maior parte das unidades tardias, mostram claros sinais de terem se originado após a formação das zonas primárias (Cameron *et al.* 1949; Herrera 1968).

Fersman (1931) considera os pegmatitos como o produto da cristalização em um sistema fechado e, portanto, as soluções hidrotermais que originaram as unidades de substituições tardias, sendo consideradas como os restos da consolidação primária deste sistema. Landes (1933) observou que as soluções podem ter vindo do magma granítico original do qual se formou o pegmatito.

O grande problema está no volume do material tardio de substituição em relação ao volume total do pegmatito. Se o volume dos corpos de substituição é pequeno, quando comparado com todo o pegmatito, parece lógico considerar esses corpos como um produto do resíduo final da cristalização do pegmatito. Mas, quando o volume das unidades tardias é muito grande, em comparação com o volume total do pegmatito, tem-se uma forte tendência a buscar soluções estranhas ao sistema de cristalização original (Stewart 1978; Cerny 1982a; Cerny 1989a).

Os caldeirões (*pockets*) sempre estão associados às unidades tardias de um corpo pegmatítico. Estudos aplicando a petrologia experimental, começaram a partir da década de 60, na tentativa de entender esse material tardio de substituição e os caldeirões nele encontrado, além de todo o conjunto pegmatítico. Nos dias atuais, existe um consenso de que, na sua maior parte, os pegmatitos foram formados no intervalo de temperatura compreendido entre 1.300 e 250°C (Jahns & Burnham 1969). A partir de estudos nas inclusões fluidas encontradas em espodumênio, berilo, turmalina e quartzo de pegmatitos miarolíticos do Afeganistão, London (1986b) verificou que o desenvolvimento de caldeirões ou *pockets*, ocorre entre 475 e 425°C com pressões variando entre 2.800 e 2.400bar. Tais pegmatitos se caracterizam por altas concentrações de B, F e P. A interação destes elementos com a água e álcalis raros, proporciona uma maior miscibilidade da fusão silicatada + H₂O diminuindo a temperatura de cristalização. A concentração de tais elementos, juntamente com a cristalização fracionada, gera uma fusão rica em aluminossilicato de sódio, possibilitando a cristalização de grandes cristais de turmalinas, fosfatos, micas ricas em flúor, berilo, zircão e óxidos de nióbio, tântalo e estanho (Holland & Kulp 1949).

Durante a cristalização da turmalina, tem-se a liberação de grande quantidade de H₂O no sistema. Se a sua formação for inibida até os estágios finais da consolidação do pegmatito, as grandes quantidades de H₂O liberadas, irão formar os caldeirões nas unidades tardias do pegmatito. Altas concentrações de boro, flúor e fósforo diminuem a temperatura de cristalização, permitindo que soluções pegmatíticas migrem para as condições metamórficas do fácies

andaluzita-cordierita e/ou estauroлита. A adição do boro, flúor e fósforo aumenta a miscibilidade vapor aquoso e magma silicatado, além de aumentar a solubilidade da água contida no magma, em até 10% em peso de H₂O (London 1986a e 1987).

A formação de minerais em caldeirões ou *pockets* é o estágio final da cristalização em ambiente pegmatítico. Com a diminuição da temperatura e o aumento da pressão interna devido a liberação de voláteis, cristais euédricos de vários minerais podem se formar a partir do fluido, dentro do espaço aberto dos caldeirões. Neste estágio, as concentrações de certos elementos raros podem alcançar níveis suficientemente altos para a cristalização de minerais incomuns. O contínuo crescimento mineral pode ser acompanhado por mudanças na composição química do fluido, refletindo em algumas de suas propriedades, como o zoneamento de cores em berilo, micas e turmalinas (London 1984).

6 . 2 - ALGUMAS CARACTERÍSTICAS DOS PEGMATITOS DO CRUZEIRO

No tocante às características dos três corpos pegmatíticos que compõem a Mina de Turmalina do Cruzeiro, serão abordados descritivamente a sua forma, tamanho, quimismo, zoneamento composicional e textural e o controle estrutural dessas intrusões.

Objetivamos, portanto, um estudo descritivo desses corpos, tentando identificar as suas principais características químicas e morfológicas. Com isso, procura-se estabelecer um quadro geral destes corpos, para, juntamente com os aspectos mineralógicos e geoquímicos dos minerais ali encontrados, fornecer subsídios para o entendimento da gênese desse enorme depósito turmalinífero.

6 . 2 . 1 - FORMA

As formas dos corpos pegmatíticos são muito variáveis e refletem alguns condicionantes geológicos. Entre eles, podem ser citados, a profundidade de posicionamento, propriedades mecânicas das rochas encaixantes, relação entre a pressão litostática e a pressão interna do magma, regime tectônico e metamórfico no momento do posicionamento e a competência das rochas encaixantes (Landes 1933; Cameron *et al.* 1949; Cerny 1982b; Cerny 1991a e Cerny 1991b).

As formas mais comuns dos corpos pegmatíticos são as tabulares, porém, pegmatitos lenticulares, elipsoidais, ramificados, bulbosos ou mesmo em massas irregulares também podem ser encontrados (Correia Neves 1981).

Para Cameron *et al.* (1949), a forma de muitos pegmatitos esta diretamente ligada ao tipo de rocha encaixante. Pegmatitos encaixados dentro dos seus granitos fontes, formam bolsões ou *schlieren* que cristalizaram das fusões residuais *in situ*. Os pegmatitos portadores de elementos raros são encontrados em micaxistos e gnaisses, mostrando as mais variadas formas, desde elipsoidais até lenticulares. Já nas rochas mais competentes, como os quartzitos, os pegmatitos são posicionados ao longo de fraturas, geralmente mostrando formas tabulares.

Na Província Pegmatítica Nordestina, Johnston Jr. (1945a e 1945b) mostrou que, os pegmatitos com maior interesse econômico podem ser tabulares, lenticulares ou arredondados. Na Província Pegmatítica Oriental, Fanton *et al.* (1978) mostraram que na região de Conselheiro Pena, os pegmatitos zonados e portadores de elementos raros variam muito na sua forma. Desde lenticulares como os da Lavra da Sapucaia, até formas complexas como a encontrada na Lavra do Tim. Issa Filho *et al.* (1980) cartografaram 75 corpos pegmatíticos no Vale do Rio Doce, concluindo que 77% são tabulares, 14% lenticulares, 4% ramificados e 5% mostram outras formas. Para esses autores, na Província Pegmatítica Oriental, os pegmatitos encaixados em rochas competentes, como os quartzitos, granitos e gnaisses, normalmente ocorrem preenchendo fraturas, ao passo que nos xistos, eles são concordantes com a foliação e preferencialmente, mostram formas tabulares.

Murdock & Hunter (1944) foram os primeiros geólogos a descrever a forma dos Pegmatitos do Cruzeiro, afirmando que a presença de quartzito explica a possibilidade de formação de fissuras paralelas, devido a dobramentos, que mais tarde foram preenchidos por

material pegmatítico. Para Cassedanne & Cassedanne (1978c) e Cassedanne (1991), nesses veios pegmatíticos cujo mergulho varia de subvertical a muito forte para SW, tem-se um contato nítido, com refrações e protuberâncias nas rochas encaixantes. Issa Filho *et al.* (1980) mostram que esses corpos ocorrem preenchendo fraturas em quartzitos, na forma de uma apófise, perfeitamente tabular.

Pode-se afirmar que, devido à grande competência do espesso pacote de quartzito formador da Serra do Cruzeiro, houve a ruptura da rocha, com a formação de várias fraturas paralelas, mostrando direção N20-30W e mergulho de 80-86SW. Após esse evento, aconteceu a intrusão das soluções pegmatíticas ao longo desses planos de fraquezas, discordante da rocha encaixante e de forma tabular, quando observada em uma seção vertical e, ameboidal em uma seção horizontal.

6 . 2 . 2 - TAMANHO

Os corpos pegmatíticos apresentam tamanhos muito diferentes, variando desde alguns centímetros até dimensões quilométricas no comprimento e de alguns centímetros até centenas de metros de espessura. De um modo geral, o interesse econômico dos corpos pegmatíticos está intimamente ligado com as suas dimensões.

Os maiores pegmatitos conhecidos, são representados pelos corpos dos campos pegmatíticos russos, os quais atingem alguns km² de área em afloramento. Entre os pegmatitos portadores de elementos raros, podem ser citados o de Bikita, no Zimbábue, que tem cerca de 2km de comprimento por até 300m de largura em afloramento; o de Manono, no Zaire, chega a atingir 14km de extensão e largura de até 700m e o de Greenbushes, na Austrália, que alcança cerca de 3,3km de extensão por larguras que variam desde 10 até 230m em afloramento (Correia Neves 1995a e Cerny 1982b).

Cameron *et al.* (1949) citam que nos cinturões pegmatíticos dos Estados Unidos da América, a maior parte dos corpos que apresentam interesse econômico mostram dimensões variando entre 30 e 300m de comprimento e de 1,5 a 30m de largura, em afloramento. Correia

Neves (1981), cita corpos da região do Alto Ligonha, em Moçambique, como o Pegmatito de Muaine, que mostra um comprimento de mais de 1.000m e uma largura de cerca de 400m.

Na Província Pegmatítica Nordestina, Johnston Jr. (1945a e 1945b) mostra que os pegmatitos com interesse econômico normalmente apresentam grandes dimensões, como o do Alto dos Mamões, com um comprimento de 450m e largura de 30m e o do Alto Feio, com um comprimento de 500m e uma largura de até 100m.

Issa Filho *et al.* (1980) apresentam um amplo estudo dos corpos da Província Pegmatítica Oriental e chegam a conclusão que 8% deles apresentam uma largura variando de 0,5 a 5m, 44% variam entre 5 e 15m, 33% de 15 a 50m e 15% mostram uma espessura maior que 15m.

Conforme ilustra o mapa de localização da Figura 15, a Mina do Cruzeiro é constituída por três corpos pegmatíticos aproximadamente paralelos. Desde a época da 2^a Guerra Mundial, quando essa mina era explotada *exclusivamente* para mica, que esses corpos são denominados de Veio 01, 02 e 03, principalmente em função de suas espessuras decrescentes, quando caminha-se no sentido de leste para oeste. O Veio 01 tem cerca de 1.300m de comprimento por até 60m de largura; o Veio 02 mostra em torno de 900m de comprimento por cerca de 20m de largura e o Veio 03, um comprimento de 700m e uma largura máxima de 8m, em afloramento no decreto de lavra da Mina do Cruzeiro. No mapa mostrado na Figura 15, o limite sul dos pegmatitos está indefinido, por estarem situados nos limites do decreto de lavra legal. A partir da reta tracejada mostrada no mapa, passa-se a área do decreto de lavra da Mina do Aricanga.

6 . 2 . 3 - ZONEAMENTO

Muitos pegmatitos são homogêneos quando observados em afloramentos, impossibilitando a sua divisão em níveis apresentando mineralogia e textura diferenciadas. Esses pegmatitos, em geral, mostram pequena espessura e pouco interesse econômico e são, genericamente denominados de pegmatitos simples.

Os pegmatitos portadores de elementos raros, normalmente de origem granítica, apresentam uma grande variação mineralógica e textural, possibilitando a sua subdivisão em várias zonas. Esses corpos apresentam dimensões maiores, mineralogia e geoquímica bem

diferenciada, sendo denominados de pegmatitos complexos. Como já foi assinalado, deve-se a Johnston Jr. (1945a e 1945b) a perfeita delimitação dessas zonas, quando estudava os corpos da

Província Pegmatítica Nordestina. Porém, o mérito a nível mundial coube a Cameron *et al.* (1949), quando apresentou uma sistematização similar à de Johnston (1945a e 1945b). Para Cameron *et al.* (1949) nos pegmatitos complexos, normalmente, observam-se três unidades, definidas como zonas, corpos de substituição e preenchimentos de fratura. Nos três corpos pegmatíticos que formam a Mina do Cruzeiro é possível observar um zoneamento nítido, alguns corpos de substituição e raros preenchimentos de fratura.

A zona marginal (*border zone*), nos três corpos pegmatíticos, apresenta espessura muito pequena em relação ao tamanho do corpo. Geralmente mostram espessuras de 3 a 5cm, raramente ultrapassando 10cm. É composta por feldspato e quartzo de granulometria fina, moscovita, turmalina negra e raramente berilo e granada. Os cristais de berilo aí encontrados, geralmente são prismáticos e orientados com o eixo c perpendicular à superfície de contato.

A zona mural (*wall zone*) localiza-se imediatamente mais para o interior da zona marginal e é envolvida por esta. Em alguns casos, os limites entre elas são facilmente observáveis, mas na maioria das vezes não é muito nítido, havendo uma gradação. A sua espessura é variável, sendo proporcional à largura do corpo e mostrando variação dentro de um mesmo veio. No Veio 01 ela mostra espessura de até 1m de cada lado do corpo e vai diminuindo à medida que a largura do corpo também diminui; no Veio 02, a máxima espessura observada foi de 30cm e no Veio 03 ela varia entre 10 e 20cm. Sua textura é grossa, com dimensões dos grãos de média a grosseira. Observam-se feldspatos e quartzo intersticial, grandes placas de moscovita, cristais centimétricos de turmalina preta com os prismas orientados perpendicularmente à encaixante. Economicamente esta zona é muito significativa nessa mineração, pois nela é que foi explotada a grande quantidade de mica durante a 2ª Guerra Mundial.

Na zona intermediária (*intermediate zone*) estão as variedades de minerais-gemas de grande importância econômica do Pegmatito do Cruzeiro nos dias de hoje, visto que nos corpos de substituição são encontrados os cristais límpidos de turmalinas coradas. No Veio 01 e 02, essa zona é facilmente subdividida em intermediária externa, média e interna; já no Veio 03 somente em alguns locais observa-se a sua caracterização, possivelmente devido ao menor volume de material pegmatítico.

Nos Veios 01 e 02, a zona intermediária externa, na maioria das vezes é uma continuação da zona mural, mostrando um aumento gradual da textura e uma pequena variação da mineralogia. A textura passa de média para grosseira, com grandes cristais de afrita,

normalmente orientados perpendicularmente à encaixante, localmente rica em livros de moscovita e grandes cristais de feldspatos.

A zona intermediária média, facilmente observável nos Veios 01 e 02, constitui-se numa faixa transicional entre a externa e a interna. Os feldspatos potássicos aí encontrados, mostram-se localmente albitizados, podendo ser encontrados os bolsões de substituição compostos somente por albita. Esta zona é facilmente vista, devido a uma maior frequência de substituição dos minerais, em função dos fenômenos metassomáticos tardios.

A zona intermediária interna sempre ocorre envolvendo o núcleo. Caracteriza-se pela presença de grandes cristais de espodumênio, alguns medindo mais de 1m de comprimento, enormes cristais de feldspatos e nos níveis mais altos do Veio 01, pelas grandes massas de ambigonita.

No Veio 03 é impossível a visualização das três zonas intermediárias, observando-se apenas um nível onde tem-se grandes cristais de turmalina negra, alguns medindo mais de 1m de comprimento e perfazendo mais de 30% do volume da massa pegmatítica total.

O núcleo constitui-se na porção central dos Veios 01, 02 e 03 da Mina do Cruzeiro. Acompanha, grosso modo, a forma das zonas mais externas, quase sempre de forma descontínua, mostrando-se na forma de *salsicha*. É composto por quartzo leitoso, com variações locais de quartzo hialino, além de grandes cristais euédricos a subédricos de feldspatos e bolsões de substituição, formando cavidades atapetadas por minerais euédricos como a cleavelandita, quartzo hialino piramidado, ripas de espodumênio, micas róseas e turmalinas coradas.

Os corpos de substituição, sempre atribuídos às fases finais do processo pegmatítico, formam-se às expensas desses líquidos residuais, podendo reagir com minerais ou agregados minerais preexistentes e formar uma nova assembléia mineralógica, totalmente distinta do restante do corpo. Eles podem ocorrer em qualquer zona do pegmatito, mas geralmente são mais comuns a partir da zona intermediária externa, sendo muito frequentes na zona intermediária interna e no núcleo. Esses corpos são facilmente observáveis, devido a alteração do microclínio em cleavelandita ou simplesmente em albita, normalmente acompanhada de moscovita e quartzo. Quando um corpo sofre este fenômeno, muitas vezes é possível observar nos planos de clivagem ou planos de fratura do microclínio, a presença de albita sacaroidal e moscovita em finas palhetas, associada a quartzo e moscovita. Em certos corpos, observa-se que o feldspato perítico tem um aspecto esponjoso, isto é, desaparecem as vênulas sódicas, permanecendo as parte potássicas e as

faces do cristal mostrando um aspecto de corrosão (Cameron *et al* 1949; Jahns 1953a; Jahns 1955; London 1986b; Walker *et al.* 1986).

Os corpos de substituição encontrados nos três veios que constituem a Lavra do Cruzeiro obedecem as estas características gerais. Geralmente, junto às porções de intensa substituição é que se encontram as turmalinas coradas e as multicolores em relação ao centro ou ao longo do cristal. Além disso, neles podem existir os caldeirões ou *pockets*, com a porção interna recoberta por cristais euédricos de quartzo leitoso e hialino. Cleavelandita, micas claras e róseas, turmalinas coradas e negras, morganita e outros minerais raros também podem ser encontrados.

No Veio 03 da Lavra do Cruzeiro, podem ser descritos grandes corpos de substituição. Nesses veios, o mineral-gema é retirado nos caldeirões (*pockets*) e na *base* (uma denominação local quando a turmalina é encontrada no corpo de substituição), porém integrada numa paragênese compacta de albita e mica rósea. Cada veio apresenta uma turmalina de coloração típica. No Veio 01, retira-se turmalina de coloração avermelhada (rubelita), esverdeada (verdelita) e olho-de-gato; no Veio 02 principalmente as de coloração esverdeada e no Veio 03, as belas turmalinas azuis (indicolitas ou indigolitas) e esverdeadas.

Os preenchimentos de fratura são aqueles que ocorrem durante todo o processo pegmatítico ou em eventos posteriores, dentro das partes já consolidadas do corpo. Nos veios da Lavra do Cruzeiro, ocorrem preenchimento de fratura a partir das zonas mais internas para as mais externas, às vezes com sinais de substituição junto ao contato desse material com a encaixante pegmatítica. Esses preenchimentos são compostos por quartzo, feldspatos, moscovita e turmalina negra e, normalmente refletem a composição da zona de onde é proveniente. Geralmente são corpos pequenos, sem zoneamento e mostrando granulometria média.

6 . 2 . 4 - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

As formações pegmatíticas ocorrem encaixadas em rochas metamórficas e em granitóides. Geralmente são encontradas ao longo de estruturas desenvolvidas em consequência do metamorfismo regional ou devido a processos de resfriamento de corpos graníticos (Correia Neves 1981).

O posicionamento geológico e o controle estrutural dos campos pegmatíticos sofreu mudanças com a evolução da crosta terrestre. Os pegmatitos portadores de micas relacionam-se a terrenos que foram submetidos a alto grau metamórfico, ou seja, a níveis profundos da crosta, enquanto os pegmatitos miarolíticos mostram uma clara ligação com um granito fonte mais superficial e normalmente preservado para granitos ligados às orogenias mais jovens (Cerny 1982b).

A relação entre pegmatitos e o grau de metamorfismo, envolve principalmente os pegmatitos a mica e aqueles portadores de elementos raros. Os pegmatitos portadores de elementos raros e os mineralizados a mica estão intimamente relacionados ao fácies metamórfico da rocha encaixante. Os pegmatitos com mica estão localizados em seqüências barrowiana, do tipo cianita-sillimanita, geralmente no subfácies cianita-almandina-moscovita de Winkler (1967), enquanto os portadores de elementos raros são característicos do metamorfismo de baixa pressão, do tipo Abukuma de forte gradiente térmico e de baixa pressão, no fácies andaluzita-cordierita-moscovita de Winkler (1967). Os pegmatitos ricos em mica, encontram-se encaixados em micaxistos com cianita e almandina, fora do campo de estabilidade da estauroлита e abaixo das isógradas com sillimanita. Os pegmatitos mais fracionados, situam-se nas rochas com estauroлита, enquanto os tipos cerâmicos estéreis tendem a localizar-se no campo da sillimanita. Os pegmatitos portadores de elementos raros estão encaixados em rochas metapelíticas, mostrando associação mineralógica do tipo andaluzita+cordierita+moscovita (Cerny & Meintzer 1988).

Correia Neves (1995a) considera que uma grande percentagem dos corpos pegmatíticos mineralizados da Província Pegmatítica Oriental, deve corresponder a pegmatitos abissais (concentradores de ETR) ou moscovíticos (portadores de Be, Nb, ETR, U e Th). Se os primeiros são quase autóctones e se originam por fusão parcial dos metamorfitos de alto grau que os encaixam, nos segundo já existe a possibilidade deles poderem corresponder a um fracionamento restrito de granitos mais ou menos autóctones.

Na região de São José da Safira, os pegmatitos estão encaixados nos Xistos Piedade e/ou Complexo Gnáissico-Migmatítico, considerados como formados no Proterozóico Inferior ou mesmo mais antigos (Silva *et al.* 1987), onde não são encontrados corpos graníticos nas proximidades. O posicionamento dos corpos desta área são muito diferentes da região de Araçuaí, onde após o metamorfismo regional há 650MA., que originaram os micaxistos supracrustais no fácies anfibolito, houve, há cerca de 550MA., o posicionamento de granitos pós-tectônicos. Estes

seriam a rocha fonte dos inúmeros corpos pegmatíticos dessa região (Sá 1977; Pedrosa Soares 1984; Pedrosa Soares & Correia-Neves 1987).

Otoni & Noronha (1942), em trabalho específico sobre a Mina do Cruzeiro, assinalam que o quartzito formador da Serra Resplandecente é atravessado por três diques pegmatíticos, sensivelmente paralelos e verticais. Cassedanne (1991) considera que o contato com a rocha encaixante é sempre nítido, com bastante protuberâncias e reentrâncias e as concentrações de minerais-gemas localizam-se nos locais onde tem-se um alargamento do pegmatito.

Os pegmatitos que compõem a Mina do Cruzeiro estão encaixados em quartzitos, ao longo de fraturas verticalizadas, apresentando direção N20W, discordantes dos planos de xistosidade dos quartzitos. Muito raramente, são observados xenólitos da rocha encaixante dentro dos pegmatitos. Nenhuma modificação textural, mineralógica e química pode ser vista no quartzito, nas adjacências do pegmatito.

No que se refere ao tipo de metamorfismo das rochas encaixantes dos pegmatitos, verifica-se que estas, estão posicionadas em rochas do fácies anfibolito ou de grau médio, tendo em vista o aparecimento inicial da estauroлита e da associação talco+clorita rica em magnésio.

7 - MINERALOGIA DOS PEGMATITOS DA MINA DO CRUZEIRO

A mineralogia do Pegmatito do Cruzeiro é bastante complexa, tendo sido caracterizadas, até hoje, cerca de 20 espécies minerais. Na época da 2^a Guerra Mundial, a mica era o mineral mais importante dessa jazida; nos dias atuais, todo o trabalho mineiro é em função das turmalinas coradas.

A mica clara ocorre em grandes placas, encontradas em concentrações localizadas nas zonas de borda do corpo. Pecora *et al.* (1950) em referência a mica do Cruzeiro, apontam que nessa jazida são encontrados grandes livros de mica, com a cor variando entre avermelhado (mica rubi) e acastanhado, normalmente mostrando manchas devido a percolação de hidróxidos. Esse trabalho inclui também muitos dados sobre a produção e a qualidade da mica nessa jazida.

A mica rósea, possivelmente a lepidolita ou mica litínifera, é encontrada em uma massa compacta, em pequenos cristais, na zona intermediária interna e no núcleo, sempre associada aos corpos de substituição tardios. A polyolithionita, uma variedade de mica muito rica em lítio, foi descrita inclusa em uma massa compacta de amblygonita (César-Mendes *et al.* 1993b).

A Fotografia 03 ilustra o beneficiamento da mica da Lavra do Cruzeiro, no período de 1942 a 1945, realizado por dezenas de funcionários nas instalações localizada na Cidade de Santa Maria do Suaçuí. Também, em uma foto realizada por Jean Manzon, para o trabalho de Rabello (1945), pode ser observado dois mineradores trabalhando no interior das galerias da Mina do Cruzeiro à procura dos níveis mineralizados em mica (Fotografia 04).

A turmalina preta (afrizita) é muito abundante nos três corpos pegmatíticos da Lavra do Cruzeiro. Elas ocorrem em todas as zonas do pegmatito, porém nas zonas marginal e mural é onde observa-se maior abundância de cristais, podendo ser visto espécimes atingindo mais de 01m de comprimento ao longo do eixo c. A turmalina corada ocorre na zona intermediária interna e nas bordas do núcleo, associadas à ripas de espodumênio, manchas de *lepidolita*, cristais de quartzo, grandes cristais de albita maciça na sua variedade tabular, a cleavelandita. Os minerais-gemas são encontrados sobre lamelas de cleavelandita nos *pockets* (caldeirões), associados a albita maciça, *lepidolita* e espodumênio ao longo do nível mineralizado (*linha*). Ocorrem em cristais desenvolvidos, alguns atingindo mais de 10cm de comprimento, podendo ser encontrados isolados ou em grupos sem nenhuma orientação em relação à encaixante. Mostram hábitos

diversos, podendo ocorrer em cristais aciculares, achatados, arredondados, biterminados e alongados. Terminações planas são muito comuns nas turmalinas do Cruzeiro.

Diversas tonalidades de cores podem ser vistas, variando de verde claro a verde escuro, azulado em vários matizes, rósea e vermelho rubi muito intenso. As turmalinas multicolores são comuns, podendo mostrar um zoneamento concêntrico ou variação de cores ao longo do prisma. Uma variedade muito rara encontrada nessa lavra, são os cristais prismáticos curvos, as turmalinas fibrosas e as turmalinas *vassouras*. A Fotografia 05 ilustra um dos grandes cristais de rubelita encontrados na Mina do Cruzeiro.

Os nióbio-tantalatos são encontrados nas variedades columbita-tantalita, behierita e no grupo da aeschynita. Cada uma dessas variedades, ocorre em níveis bem definidos no corpo pegmatítico (César-Mendes *et al.* 1993c).

Grandes ripas de espodumênio, algumas ultrapassando 01m de comprimento, ocorrem na zona intermediária interna (corpos de substituição) e nas bordas do núcleo. Apresentam-se muito alteradas, desintegrando-se facilmente ao serem retiradas do corpo. A massa compacta de cor

esverdeada, resultante da alteração do espodumênio, é chamada de *sabonete* pelos garimpeiros do local.

A amblygonita maciça, às vezes sacaroidal, com uma coloração branca leitosa, é encontrada em grandes massas, algumas pesando mais de uma tonelada, sempre associada aos níveis mais altos do Veio 01.

FOTOGRAFIA 04 - DOIS MINERADORES NO INTERIOR DAS GALERIAS DO PEGMATITO DO CRUZEIRO À PROCURA DOS NÍVEIS MINERALIZADOS EM MICA (REPRODUÇÃO DE UMA FOTOGRAFIA DE JEAN MANZON, EM RABELLO 1945).

Os feldspatos ocorrem disseminados em todos os veios da Lavra do Cruzeiro. Grandes massas de feldspatos potássicos e albitas são facilmente observáveis, além de lamelas de cleavelanditas e feldspatos mostrando a estrutura gráfica, característica dos ambientes pegmatíticos.

O quartzo, além de constituir o núcleo do pegmatito, pode ser encontrado em todas as zonas dos três veios pegmatíticos, na forma de cristais leitosos. Na zona intermediária interna e nas bordas do núcleo, podem ser vistos alguns cristais biterminados perfeitamente hialinos.

O berilo, apesar de raro, pode ser amostrado nas zonas externas, em prismas alongados de coloração azulada e nos corpos de substituição, onde ocorre na forma de prismas curtos de coloração rósea (César-Mendes & Svisero 1993a).

Granadas de coloração avermelhada, estão disseminadas nas zonas marginais do corpo e próximo do núcleo quartzoso, associadas aos corpos de substituição tardios (César-Mendes & Svisero 1992).

Cristais de cassiterita, apesar de raros, podem ser encontrados disseminados nos feldspatos na forma de grandes manchas escuras de tamanho centimétrico.

A apatita ocorre em cristais azulados ou esverdeados, de tamanho diminuto, preenchendo pequenas cavidades nos feldspatos.

Massas terrosas de coloração negra, infiltradas nas fraturas associadas ao núcleo quartzoso, foi difratada pelo método do pó e classificada como óxido de manganês. Estas massas correspondem à precipitação supergênica do Mn^{4+} .

7.1 - GRUPO DAS MICAS

Os minerais do grupo das micas apresentam uma variação considerável nas suas propriedades químicas e físicas, sendo caracterizados por uma morfologia lamelar e clivagem basal perfeita, em consequência de sua estrutura atômica em camadas.

Para Deer *et al.* (1966), a fórmula geral que engloba a composição química das micas, pode ser escrita como

onde:

X é representado por Na, K, Ca, Ba, Rb e Cs.

Y é representado por Mg, Fe^{2+} , Al, Mn, Li, Ti, Cr e Fe^{3+} .

Z é principalmente Si ou Al e subordinadamente Fe^{3+} e Ti.

As micas são subdivididas nas classes dioctaédricas e trioctaédricas, nas quais o número de íons Y é, respectivamente 4 e 6. A distinção entre essas duas classes é feita pela posição da reflexão (060), obtida em diagramas de raios X. Nas micas dioctaédricas $d_{060}=1,50\text{\AA}$ enquanto nas micas trioctaédricas $d=1,53-1,55\text{\AA}$. Ainda é feita uma nova subdivisão segundo a natureza dos principais constituintes na posição X. Nas micas elásticas, X é constituído por cátions monovalentes, como o Na e o K, enquanto nas chamadas micas frágeis X é ocupado por cátions bivalentes, como o Ca e o Ba (Hawthorne & Cerny 1982).

A característica fundamental do grupo das micas é a existência de uma camada de cátions em coordenação octaédrica entre dois estratos idênticos de tetraedros unidos de $(Si,Al)O_4$. Na Figura 16a estão representadas duas destas lâminas tetraédricas, apresentando composição $(Si,Al)_2O_5$. À esquerda, todos os tetraedros apontam para cima, como pode ser visto no perfil representado na parte de baixo e à direita está uma lâmina de tetraedros apontando para baixo. Na Figura 16b e c, as duas lâminas estão sobrepostas e ligadas por um plano de cátions. Os íons adicionais de hidroxila (A na Figura 16b) juntamente com os oxigênios dos vértices dos tetraedros, que apontam para dentro, completam a coordenação octaédrica dos cátions do interior. A estrutura pode ser ainda vista de outra maneira, como tendo um estrato central de brucita $Mg_3(OH)_6$ (na flogopita) ou uma camada de gibbsita $Al_2(OH)_6$ (na moscovita), na qual

FIGURA 16 - ESTRUTURA DAS MICAS - A) PLANO DA CAMADA TETRAÉDRICA $(Si,Al)_4O_{10}$ COM OS TETRAEDROS APONTANDO PARA CIMA E VISTA DE PERFIL DO ESTRATO SEGUNDO O EIXO Y (i), E VISTA EM PLANO E DE PERFIL DAS CAMADAS TETRAÉDRICAS COM OS TETRAEDROS APONTANDO PARA BAIXO (ii); B) PLANO DE (i) E (ii) SOBREPOSTOS E UNIDOS POR UMA CAMADA DE CÁTIOS; C) (i) E (ii) SOBREPOSTOS E UNIDOS POR UM PLANO DE CÁTIOS EM COORDENAÇÃO OCTAÉDRICA. OBSERVA-SE A UNIÃO DOS ÍONS DE POTÁSSIO E A MALHA UNITÁRIA SEGUNDO O EIXO Y (DEER ET AL. 1966).

quatro dos seis íons (OH) foram substituídos por oxigênios apicais das camadas tetraédricas (dois de cada lado). Os íons (OH) restantes estão situados nos centros dos hexágonos formados pelos vértices dos tetraedros. Os íons centrais Y determinam as posições das duas lâminas tetraédricas, de tal modo que elas estão deslocadas de $a/3$ uma relativamente à outra, segundo a direção [100]. Os estratos complexos têm um plano de simetria PP' e estão repetidos segundo uma malha retangular. Nas micas, estas camadas têm uma carga negativa, que é compensada pelos íons positivos dos planos X (K, Na, ...), que estão entre elas. O módulo de repetição, perpendicular às folhas, tem aproximadamente $10\text{\AA}$ ou um múltiplo de $10\text{\AA}$ em alguns politipos. Os íons X tem coordenação 12, uma vez que estão em posição central sobre as linhas de união dos centros dos hexágonos formados pelos oxigênios basais das camadas tetraédricas (Deer *et al.* 1966). Este tipo de ligação entre duas camadas tetraédricas, aliado a maior disponibilidade de espaço estrutural permitido pela coordenação 12 e a uma mais simétrica distribuição das forças de ligação na estrutura das micas em comparação com a estrutura dos feldspatos alcalinos, tornam as micas muito mais apropriadas do que estes últimos para o estudo da geoquímica dos alcalinos mais pesados (Rb e Cs) e mesmo do Li (Correia Neves 1981).

A estrutura cristalina das micas resultou do trabalho de vários investigadores. O primeiro estudo a partir de raios X, foi feito por Maugin (1927 e 1928, *in* Levinson 1953), quando determinou a malha unitária de micas com composição química e densidade conhecida. Ele observou que o eixo c da biotita apresentava a metade do comprimento desse mesmo eixo na moscovita. Assim, este autor foi o primeiro a descrever o polimorfismo nas micas. Num estudo muito detalhado, Hendricks & Jefferson (1939) encontraram diferentes polimorfos nas micas. Trabalhos complementares de Levinson (1953), Yoder & Eugster (1954), Smith & Yoder (1956) e Ross *et al.* (1966) concluíram que é possível a existência de seis polimorfos na estrutura das micas. O polimorfismo das micas é devido a uma sobreposição dos hexágonos de união dos centros com o seguinte por rotação de 0° ou por um múltiplo de 60° , combinado com a torção de $a/3$ introduzida pela camada Y, determinando a localização dos átomos correspondentes nas malhas sucessivas. São possíveis várias seqüências de rotação das camadas e quando repetidas regularmente estas formam malhas unitárias com 1, 2 ou 3 ou mais camadas (Figura 17). A seqüência de empilhamento mais freqüente conduz a malhas monoclinicas quer com uma, quer com duas camadas ($1M$, $2M_1$), a uma malha monoclinica com duas camadas diferentes ($2M_2$) ou a uma malha trigonal com três camadas ($3T$). Para Levinson (1953), a ocorrência do polimorfismo em micas, está intimamente ligado à sua composição química.

Na Tabela 02 podem ser observadas as micas mais comuns nos ambientes pegmatíticos e os polimorfos associados a estas espécies. A caracterização desses vários polimorfos é feita a partir de uma análise cuidadosa dos difratogramas de pó. Quase todos os picos que caracterizam os vários polimorfos da mica, estão situados entre 10° e 17° para a radiação K_α do Cu, ou seja, entre $4,5\text{\AA}$ e $2,6\text{\AA}$. As micas apresentando estrutura $2M_1$ podem ser diferenciadas das de estrutura $1M$, devido a presença de picos característicos para as espécies com estrutura $2M_1$ localizados a $4,46\text{\AA}$ (110); $3,50\text{\AA}$ ($11\bar{4}$); $3,21\text{\AA}$ (114) e a $2,99\text{\AA}$ (025). As reflexões a $3,66\text{\AA}$ ($11\bar{2}$) e a $3,07\text{\AA}$ (112), são características das micas mostrando estrutura $1M$ (Smith & Yoder 1956).

As micas típicas dos pegmatitos são a moscovita, a moscovita litínifera, a lepidolita e a biotita. Como pode ser visto na Tabela 02, o polimorfo $3T$ é relativamente freqüente na lepidolita e biotita e raro na moscovita. Portanto, a distinção entre as estruturas $2M_1$ e a $3T$ são importantes nos ambientes pegmatíticos. As micas com estrutura $2M_1$ mostram reflexões fortes e

características localizados a 4,30Å (111), 3,50Å (11 $\bar{4}$), 2,99Å (025) e a 2,58Å (116). Todos esses picos estão ausentes no diagrama de difração do polimorfo 3T das micas (Yoder & Eugster 1955).

Os diagramas de difração dos polimorfos 2M₁ e 2M₂, apesar de apresentarem algumas semelhanças, distinguem-se entre si facilmente devido a presença de reflexões de forte intensidade na estrutura 2M₂. As raias 4,105Å (022), 3,732Å (023) e 2,993Å (025) são muito intensas na estrutura 2M₁ e estão ausentes no polimorfo 2M₂. A distinção deve ser feita com base nas raias típicas da estrutura 2M₁, pois o polimorfo 2M₂ não apresenta uma única reflexão que permita distingui-lo do polimorfo 2M₁. A associação dos polimorfos 1M+2M₂ é reconhecida a partir da raia dupla que aparece entre 15° e 16° (K $_{\alpha}$ do Cu), com um pico a 2,90-2,89Å pertencente à estrutura 1M e um pico a 2,86Å pertencente à estrutura 2M₂, quando os reflexos 2,99Å e 3,73Å estão ausentes. Na associação 1M+2M₁, as reflexões 2,90-2,89Å e 2,86Å não são muito claras, enquanto os picos a 3,73Å e a 2,99Å da estrutura 2M₁ são sempre muito nítidos. Numa associação 2M₁+2M₂, através da difração de raios X somente podemos afirmar que a estrutura 2M₁ está presente (Correia Neves 1981).

TABELA 02 - AS MICAS MAIS COMUNS NOS AMBIENTES PEGMATÍTICOS E SEUS POLIMORFOS IDEAIS ASSOCIADOS ÀS VÁRIAS ESPÉCIES (HAWTHORNE & CERNY 1982).

Trioctaédrica				Dioctaédrica			
Espécie	Abundância			Espécie	Abundância		
	Alta	Média	Rara		Alta	Média	Rara
Flogopita	1M	3T	2M ₁	Moscovita	2M ₁	1M	3T
Biotita	1M	3T	2M ₁	Moscovita	2M ₁	-	-
Siderofilita	1M	-	-	Litínifera			
Lepidomelana	1M,2M ₂	3T	2M ₁	Moscovita	1M	-	-
Lepidolita	1M,2M ₂	3T	2M ₁	com bário			
Zinnwaldita	1M	3T,2M	-	Moscovita	1M	-	-
				Manganesífera			

As micas são muito importante no estudo das variações químicas dos sistemas pegmatíticos, pois elas cristalizam-se durante todo o intervalo de tempo em que se formam as várias zonas. Também são bons indicadores da potencialidade econômica dos pegmatitos. A especialização mineralógica e geoquímica das formações pegmatíticas é o reflexo de várias condicionantes, tais como - 1) composição do sistema pegmatítico inicial; 2) grau de metamorfismo das rochas encaixantes; 3) distância do corpo pegmatítico ao granito fonte; 4)

volume e forma do corpo pegmatítico; 5) condições de pressão de carga e temperatura para as quais se individualizou a fusão pegmatítica e 6) composição do material crustal do qual, por anatexia, resultou a fusão pegmatítica (Correia Neves 1990).

As micas são o terceiro mineral mais abundante nos ambientes pegmatíticos, sendo suplantadas apenas pelo quartzo e feldspatos. Como elas apresentam um amplo intervalo de cristalização, durante a evolução do material pegmatítico, associado ao fato delas aceitarem facilmente alguns elementos na sua estrutura cristalina, elas são um dos minerais mais indicados para um estudo criterioso do comportamento geoquímico, a nível regional, ou corporal (Heinrich 1967).

Neste capítulo da tese, pretende-se mostrar as várias espécies de micas que ocorrem no Pegmatito do Cruzeiro, em função de sua posição dentro do corpo. Também pretende-se apresentar as suas principais relações cristaloquímicas, relações de politipismo e a sua evolução geoquímica, nos diversos níveis em relação ao possível granito que lhe deu origem e nas várias zonas deste pegmatito.

De modo similar aos outros minerais, os tipos paragenéticos de micas, também são relacionados às unidades internas existentes no Pegmatito do Cruzeiro. A nomenclatura utilizada neste trabalho, será aquela já reconhecida mundialmente e utilizada por outros pesquisadores da literatura mundial que trabalham com pegmatitos, tais como Cameron *et al.* (1949), Jahns (1953b); Lopes Nunes (1973) e Cerny (1982b). Neste contexto, toda a mica que ocorre na Mina do Cruzeiro, será relacionada a -1) zona de cristalização primária (marginal, mural, intermediária e núcleo), -2) corpos de substituição (albitização, *greisen* e lepidolita) e -3) unidades que ocorrem preenchendo fraturas.

Antes de entrarmos em detalhes a respeito das micas do Pegmatito do Cruzeiro, será feita uma revisão sobre esse mineral, principalmente no aspecto geoquímico, nos ambientes pegmatíticos.

Para Cerny & Burt (1984), os pegmatitos portadores de elementos raros podem ser classificados em cinco tipos dependendo da natureza da mica.

TIPO GADOLINITA - a biotita é o mineral predominante, podendo ser encontrada em todas as zonas do corpo. A moscovita é encontrada apenas na zona intermediária e no núcleo.

TIPO BERILO - COLUMBITA - a biotita é um mineral comum, mas é encontrada principalmente na zona marginal. A moscovita é abundante na zona mural, intermediária, nas margens do núcleo e nos corpos de substituição onde tem-se albitização (Beus 1960).

TIPO COMPLEXO - a presença da biotita se restringe à zona marginal. A moscovita, a moscovita litinífera e a lepidolita são abundantes na zona intermediária e nos corpos de substituição albitizados. Para Quensel (1952) e Rinaldi *et al.* (1972), neste tipo pegmatítico a moscovita litinífera e a lepidolita são encontradas como massas tardias nas regiões próximas ao centro do corpo.

TIPO ESPODUMÊNIO - a biotita é rara, sendo encontrada apenas no contato com a rocha encaixante. A moscovita litinífera é o mineral predominante nos corpos classificados neste tipo.

TIPO LEPIDOLITA - a biotita só é encontrada no contato e quando a rocha encaixante é máfica. A moscovita litinífera e a lepidolita são as espécies predominantes, enquanto a moscovita ocorre em menor quantidade.

Com relação aos aspectos genéticos da cristalização das micas nos pegmatitos portadores de elementos raros, pode-se afirmar que a biotita ocorre nos pegmatitos menos diferenciados, representando o produto final do fracionamento da relação Mg/Fe. Ela é encontrada principalmente nos pegmatitos moscovíticos, ricos em ETR, Ti, Be e Nb>Ta. Nos pegmatitos portadores de elementos raros, a moscovita ocorre preferencialmente nas zonas externas do corpo (Heinrich 1978) e quando comparada com essas mesmas micas dos pegmatitos moscovíticos, elas mostram menores % em peso de FeO, MgO e BaO e teores mais altos de Rb, Cs e Li.

Grandes massas de moscovita litinífera e lepidolita são comuns na parte central dos pegmatitos complexos e portadores de elementos raros (Brock 1974). Essas unidades são interpretadas como um produto de metassomatismo, devido a evidências de substituição nas suas margens e a existência de restos de minerais primários de zonas pré-existentes (Hutchinson 1959; Rinaldi *et al.* 1972). Para Cerny & Burt (1984), alta atividade do F durante a consolidação do pegmatito impede a cristalização do espodumênio e da petalita, conduzindo a precipitação da lepidolita e de minerais ricos em F, como o topázio, a fluorita e a microlita, nos estágios tardios da consolidação do corpo. London & Burt (1982a e 1982b) mostraram que em ambiente com grande atividade do P e F, os aluminossilicatos de lítio (espodumênio, petalita, eucryptita) tornam-se instáveis em relação a amblygonita (montebrasita) + quartzo. Se a amblygonita (montebrasita) retira o F do sistema em cristalização, a lepidolita pode se formar somente nos estágios tardios de cristalização ou apenas se formar a moscovita litinífera pobre em Li e F.

Outros autores apresentam uma teoria baseada na cristalização primária para a lepidolita. Stewart (1978) aponta que a lepidolita pode ser o produto da reação de silicatos de Al e Li, e

feldspato potássico na presença de fluidos ricos em F. No trabalho experimental de Munoz (1971) é mostrado que a lepidolita é estável na presença de uma fusão granítica rica em F e Li, podendo precipitar-se a partir dela. Para Norton (1983), os níveis de lepidolita seriam o produto da cristalização de um magma residual, do qual cristalizaria o núcleo de quartzo, a partir da retirada da sílica do fluido original.

Em síntese, a natureza da formação da moscovita litínifera e da lepidolita, na parte central dos pegmatitos complexos portadores de elementos raros, permanece um assunto muito controvertido.

Na Mina do Cruzeiro, a mica ocorre nos três corpos pegmatíticos, como um mineral extremamente abundante em todas as zonas. Isto é comprovado pelo fato da Mina do Cruzeiro ter sido o maior produtor de mica do Brasil durante a 2ª Guerra Mundial (Rabello 1945). Nesta mineração são encontradas as micas da série moscovita-lepidolita, incluindo a polyolithionita.

7 . 1 . 1 - SÉRIE MOSCOVITA-LEPIDOLITA

Stevens (1938) foi o primeiro pesquisador a constatar a existência de uma mistura isomórfica entre a moscovita, a moscovita litínifera, a biotita e a polyolithionita. Ele afirmou que os membros desta série apresentam-se como espécies individualizadas e com os vários íons distribuídos igualmente ao longo de sua estrutura. Winchell (1942) interpretou a lepidolita como fazendo parte de uma série isomórfica entre a polyolithionita, a paucilithionita [(o mesmo que a moscovita litínifera de Stevens (1938))] e a protolithionita. A moscovita foi observada como devido a uma mistura heterogênea nas outras fases presentes e portanto, não formando uma solução sólida. Nos trabalhos de Hendricks & Jefferson (1939), Levinson (1953) e Winchell (1942) foi demonstrado que a moscovita e a lepidolita, apresentam propriedades ópticas e estruturais características e não faria parte como uma mistura heterogênea dos vários membros finais desta série. Numa tentativa de explicar as moscovitas apresentando 3,3% de LiO_2 , Levinson (1953) imaginou que o lítio substituiria o Al na estrutura da moscovita, devido a seus raios iônicos ($\text{Al}=0,51\text{\AA}$ e $\text{Li}=0,68\text{\AA}$) serem bastante similares.

Hoje, sabe-se que as micas litínicas podem ser interpretadas como derivadas de uma substituição isomórfica, a partir da moscovita ou da siderofilita. Como as moscovitas são dioctaédricas e a lepidolita e a siderofilita são trioctaédricas, existe uma substituição completa entre a lepidolita e siderofilita e incompleta entre a moscovita e lepidolita (Monier *et al.* 1987).

Teoricamente, o Li pode ser incorporado na estrutura da moscovita de quatro maneiras diferentes: a) ocupando sítios octaédricos; b) em substituição de um íon de Al^{+++} ; c) um íon de Al por dois íons de Li e d) um íon de Al por três íons de Li. Porém, Foster (1960) demonstrou que a substituição sempre seria na posição octaédrica e na razão de um íon de Al para dois ou três íons de Li.

A relação entre as micas alumínio-litínicas e as micas ferro-litínicas foi estudada por Foster (1960), demonstrando a partir de um diagrama triangular, cujos vértices são representados por Li, $R^{2+}(Fe^{2+}, Mn^{2+}, Mg)$ e $R^{3+}(Al, Fe^{3+}) + Ti^{4+}$, mostrado na Figura 18, que a lepidolita pode ser interpretada como o resultado de duas séries diferentes de substituição octaédrica; uma do Al^{IV} por Li na estrutura da moscovita, e outra do Fe^{2+} ou Al^{IV} por Li na siderofilita.

Partindo do vértice da moscovita, à medida aumenta o conteúdo de Li na estrutura das micas, há um decréscimo de Al na posição octaédrica e tetraédrica e um aumento de Si. As micas alumínio-litínicas não constituem uma série isomórfica contínua, apresentando uma interrupção nas micas de formas mistas, devido a uma mudança estrutural da moscovita e da lepidolita. O termo moscovita litínica é utilizado para as micas alumínio-litínicas que apresentam a mesma estrutura da moscovita.

Considerando a série isomórfica começando no vértice da siderofilita ou de outras micas trioctaédricas mostrando alto teor de Fe^{2+} e baixo teor de Mg, à medida que aumenta o conteúdo de Li, tem-se uma diminuição de Fe^{2+} e de Al na posição octaédrica e um aumento de Si. Esta mudança pode ser interpretada como devida a uma substituição progressiva de Li^+ por Fe^{2+} , constituindo uma série isomórfica completa.

Um dos membros dessas duas séries de micas é a lepidolita. Portanto, ela pode ser interpretada como derivada da moscovita ou da siderofilita.

Os pegmatitos da Região do Médio Rio Doce constituíram durante a 2ª Guerra Mundial, os maiores produtores de mica industrial da Província Pegmatítica Oriental (Paiva 1946). Nesta região, são reconhecidos dois grandes cinturões produtores de mica, sendo um situado a leste de Governador Valadares (Municípios de Resplendor, Mantena e Conselheiro Pena), e outro a oeste da Rodovia Rio-Bahia (BR-116), começando no lugarejo denominado de Chonin (Município de

Governador Valadares) e estendendo por Marilac, Nacip Raydan, até São José da Safira. Durante a 2ª Guerra Mundial, 90% de toda a produção brasileira de mica era proveniente do Estado de Minas Gerais, sendo que cerca de 25% desse total eram retirados no Município de São Maria do Suaçuí, cidade a qual pertencia a Mina do Cruzeiro nesta época. Em 1944, 23% de toda a produção brasileira de mica foi retirada da Lavra do Cruzeiro (Rabello 1945). Nesta mineração,

tem-se três corpos pegmatíticos aproximadamente paralelos, denominados de Veios 01, 02 e 03, onde em todos eles a mica é um mineral muito comum. O Veio 01, sempre se constituiu no maior produtor desta lavra, principalmente devido a sua grande espessura (até 60m) e ao seu maior comprimento (cerca de 1.600m de exposição em superfície). Neste veio, segundo informações de garimpeiros que aí trabalharam durante a década de 40, a grande concentração de mica estava situada na região da capa do corpo pegmatítico. Evidentemente, que nos dias atuais os trabalhos

não estão mais voltados para a produção de mica e estes níveis não podem ser observados. Mesmo com a mica, nos dias de hoje, não estar valendo quase nada no mercado e os trabalhos estarem sendo desenvolvidos em zonas pegmatíticas pobres em mica clara, sempre é encontrado algum garimpeiro limpando e cortando mica-rubi, para vender aos compradores de minérios de Governador Valadares.

Neste trabalho, foi feito um estudo detalhado, apenas das micas amostradas nos Veios 01 e 03 da Mina do Cruzeiro. Durante a realização das etapas de campo, todos os trabalhos de exploração no Veio 02 estavam paralisados, tornando muito perigoso qualquer tentativa de amostragem no interior das galerias abandonadas.

7298 Como já foi mostrado anteriormente, grande parte dos trabalhos de exploração de minerais-gemas estão concentrados no Veio 01. Neste veio, além de uma amostragem nas diversas zonas existentes, também foi amostrado o corpo pegmatítico em diversos níveis verticais, pois o Serviço 1B tem a sua entrada (boca) situada na cota 925, o Serviço Descarga na cota 960 e o Serviço João de Matos a aproximadamente 1.000m de altitude. Neste mesmo veio e num nível situado a aproximadamente 1.050m de altitude, é encontrada a polyolithionita, que será descrita no capítulo 7.1.1.1.4 desta tese. Esta amostragem em várias zonas e níveis, possibilitará a observação do comportamento geoquímico das micas nas várias zonas e a sua correlação em uma seção vertical, entre a cota 925 e 1.050m do Veio 01. Já no Veio 03, todos os trabalhos de amostragem foram executados no Serviço do Ladim, em um único nível do corpo pegmatítico.

Devido ao grande número de amostras e conseqüentemente de análises químicas, concluiu-se que tornaria mais claro e didático, dividir o item 7.1.1 desta tese, em 7.1.1.1 - Micas do Veio 01 e 7.1.1.2 - Micas do Veio 03. As micas do Veio 01, por sua vez, serão subdivididas em Micas do Serviço João de Matos (7.1.1.1.1), do Serviço Descarga (7.1.1.1.2) e do Serviço 1B (7.1.1.1.3) e da Polyolithionita (7.1.1.1.4). Esta subdivisão permitirá uma melhor compreensão dos aspectos mineralógicos-geoquímicos das micas nas várias zonas e nos vários níveis topográficos desse corpo.

7 . 1 . 1 . 1 - MICAS DO VEIO 01

Os trabalhos de exploração de mica neste veio começaram no início do século 20, porém com uma pequena produção até a década de 40. Com o advento da 2ª Guerra Mundial, iniciou-se

o período de grande produção de mica na Lavra do Cruzeiro. Cerca de 40 bocas de mina foram abertas nesta época, a partir do trabalho de garimpeiros e sob a supervisão técnica de geólogos americanos pertencentes ao USGS (*United States Geological Survey*). Apesar da excepcional produção desse veio, normalmente na forma de grandes placas de mica, seu valor era menor devido ao intercrescimento de turmalina nas micas. Normalmente as placas eram encontradas na forma de livros curvos e também, apresentando manchas avermelhadas e negras, devido à percolação de hidróxidos, resultantes da alteração supergênica do corpo pegmatítico e da rocha encaixante.

7 . 1 . 1 . 1 . 1 - MICAS DO SERVIÇO JOÃO DE MATOS

Neste serviço, a mica é encontrada na zona marginal, mural e na zona intermediária externa, média e interna do corpo pegmatítico. Nas bordas do núcleo de quartzo, raramente podem ser observados alguns pequenos livros de mica. Na zona intermediária, são encontrados os caldeirões ou *pockets* contendo turmalinas coradas, albíta na variedade cleavelandita, micas brancas, micas róseas (possivelmente a lepidolita), além de turmalinas negras e coradas dispersas numa massa essencialmente albítica, denominada de *linha*.

Como já foi enfatizado, as micas são um dos minerais que fornecem parâmetros geoquímicos para a interpretação genética dos ambientes pegmatíticos. A partir dessas análises pretende-se definir química e cristalograficamente, as diferentes variedades de micas que ocorrem nesse serviço, examinar a variação de algumas propriedades físicas com o conteúdo de Li, Cs, Rb, Zn, Ba e Ga, além de obter dados necessários para a interpretação genética desses corpos pegmatíticos.

Macroscopicamente, as micas das várias zonas do Serviço João de Matos mostram-se com uma coloração amarelo-claro, muito homogênea e na forma de placas de tamanhos variáveis, desde milimétricas até algumas dezenas de centímetros.

Utilizando-se a sistematização elaborada por Cameron *et al.* (1949) para corpos pegmatíticos, observa-se que na zona marginal do Serviço João de Matos, a mica ocorre associada a feldspatos e quartzo leitoso, formando uma matriz de granulometria fina, com cerca

de 30cm de espessura. Na região de contato com a capa, pode ser observado, em alguns locais, o aparecimento de pegmatito gráfico. Turmalinas negras de pequenas dimensões, granadas avermelhadas, berilo azulado e nióbio-tantalatos constituem-se nos minerais acessórios deste nível pegmatítico.

A mica ocorre em placas maiores e sem nenhuma orientação em relação ao quartzito encaixante na zona mural, apresentando granulometria mais grossa que a anterior e mostrando uma espessura de cerca de 1m. Trata-se de uma zona muito rica em feldspatos e quartzo intersticial, com turmalinas prismáticas de coloração negra de até 10cm de comprimento por 3 a 4cm de diâmetro.

Nesta galeria, a zona intermediária pode ser facilmente subdividida nas zonas intermediária externa, média e interna. A zona intermediária externa é composta, praticamente por quartzo e feldspatos, pouca turmalina negra com a mica perfazendo apenas cerca de 1% da massa pegmatítica. A zona intermediária média é predominantemente micácea, e nela podem ser observadas grandes placas de micas, algumas pesando cerca de 20kg. Ela ocorre associada a feldspatos e a quartzo leitoso, que juntos perfazem cerca de 30% em volume, dessa zona pegmatítica. Nesse nível, apresentando em torno de 2m de espessura, são observados grandes cristais de turmalinas negras, alguns medindo até 50cm de comprimento. Na zona intermediária interna, observa-se uma mineralogia bem diferenciada dos demais níveis já descritos. Nas zonas anteriores, o feldspato apresentava uma coloração amarelada, enquanto neste nível ele sempre se mostra com uma coloração esbranquiçada e um aspecto sacaroidal. Também pode ser observada a cleavelandita. A mica apresenta uma coloração avermelhada, chegando a mostrar uma tonalidade rósea, que erroneamente muitos chamam de lepidolita. Sabe-se que a cor rósea nas micas está associada ao cromóforo Mn^{3+} (Correia Neves 1981; Moore 1982; Fritsch & Rossman 1988), desde que a quantidade de ferro presente na estrutura das micas seja nula ou muito inferior à do manganês (Heinrich & Levinson 1953). Lopes Nunes (1972) e Correia Neves (1981) citam exemplos de micas negras provenientes de pegmatitos de Moçambique, que podem ser confundidas, quando observadas em amostras de mão, com biotita e, que apesar disso, contem 8,33% em peso de Li_2O . Ao passo que, moscovitas da mesma região, praticamente isentas em ferro, com teores relativamente alto em manganês e apenas 3,38% em peso de Li_2O , mostram coloração rósea.

Além do feldspato e da mica, também podem ser observados, na zona intermediária interna do Pegmatito do Cruzeiro, cristais de quartzo leitoso e quartzo perfeitamente hialino.

Turmalinas negras, verdes e vermelhas estão dispersas livremente na massa de feldspatos esbranquiçados, na forma de inclusões centimétricas nas palhetas de micas e nos cristais de quartzo hialino. Nesta zona, denominada de *linha* pelos garimpeiros, também são encontrados os caldeirões ou *pockets*, às vezes preenchidos por quartzo hialino, albitas (cleavelandita), *lepidolita* e turmalinas coradas. Grandes ripas de espodumênio muito alterada e sem nenhuma orientação preferencial, são facilmente observados em todas as exposições desta zona.

Nas bordas do núcleo de quartzo, normalmente descontínuo e na forma de *salsicha*, também podem ser observadas plaquetas de micas associadas a feldspato tabular e sacaroidal e os pequenos cristais de turmalinas negras e coradas.

Nestas micas, foram medidos os índices de refração, obtidos os difratogramas de Raios X, as análises por microsonda eletrônica, a determinação (em uma amostra de cada zona) de Cs_2O por fluorescência de raios X e de Li_2O por absorção atômica. O flúor foi analisado, por cristal TAP, a partir de microsonda eletrônica e o H_2O , foi calculado por diferença, a partir do número de átomos no sítio do OH e do F, assumindo a estequiometria da mica (Tabelas 03 e 04).

Como já foi mostrado por Foster (1960), existe uma correlação entre o aumento do teor de Li_2O na estrutura das micas, com o aumento de Cs_2O , Rb_2O , SiO_2 e F e um decréscimo do teor de Al_2O_3 . Como pode ser visto na Figura 19, quando são plotados os valores representativos de 85 análises químicas obtidas nas micas do Serviço João de Matos, tem-se uma relação similar a de Foster (1960). A medida que aumenta o teor de Li_2O , observa-se um aumento de F, SiO_2 e Cs_2O e um decréscimo de Al_2O_3 . Na Figura 19, também pode ser visto que existe uma variação irregular entre o aumento de Li_2O e o de Rb_2O , fato este que pode ser devido a um possível erro analítico na determinação de um destes elementos.

Levinson (1953) correlacionou os vários polimorfos das micas litiníferas em função do teor de Li_2O na sua estrutura. Para este autor, as moscovitas litiníferas mostrando teor de $\text{Li}_2\text{O} < 3,3\%$ em peso, cristalizam-se apresentando o polimorfo 2M_1 . Micas com teores de Li_2O variando entre 3,3 e 4,0%, possuem uma estrutura de transição onde coexistem os polimorfos 2M_1 da moscovita e 2M_2 da lepidolita. Nas lepidolitas apresentando teores de Li_2O compreendido entre 4,0 e 5,1% em peso, Levinson (1953) assinala que cristaliza-se apenas o polimorfo 2M_2 , enquanto nas lepidolitas com teores superiores a 5,1% de Li_2O , cristaliza-se, comumente o polimorfo 1M e, raramente o polimorfo 3T.

Lopes Nunes (1973) e Correia Neves (1980) enfatizam que, em todas as moscovitas do Alto Ligonha, em Moçambique, cujos teores em Li sejam superiores a 3,3%, só foi encontrado o

polimorfo 2M₁. Para estes autores, esta forma estrutural é característica de todas as moscovitas, que ocorrem na forma de grandes lâminas nas várias zonas primárias dos diversos pegmatitos, como também das moscovitas de granulometria fina e tonalidades róseas e lilás das unidades de substituição dos corpos pegmatíticos.

TABELA 03 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA, POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X PARA O Cs₂O E POR ABSORÇÃO ATÔMICA PARA O Li₂O DAS MICAS DAS ZONAS MARGINAL E MURAL DO SERVIÇO JOÃO DE MATOS, NO PEGMATITO DO CRUZEIRO.

	ZONA MARGINAL				ZONA MURAL			
SiO ₂	45,756	45,685	45,823	45,608	46,870	46,564	46,656	46,676
TiO ₂	0,040	0,066	0,093	0,094	0,046	0,093	0,099	0,101
Al ₂ O ₃	35,495	35,273	35,430	35,906	36,002	35,886	36,231	36,138
MgO	0,461	0,426	0,461	0,379	0,536	0,450	0,439	0,435
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,092	0,107	0,084	0,103	0,052	0,084	0,115	0,078
FeO	1,448	1,553	1,439	1,504	1,619	1,576	1,491	1,593
ZnO	0,000	0,029	0,000	0,000	0,107	0,014	0,000	0,000
GaO	0,131	0,337	0,000	0,000	0,048	0,000	0,000	0,114
BaO	0,082	0,033	0,000	0,000	0,183	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,517	0,585	0,542	0,529	0,412	0,445	0,411	0,369
K ₂ O	10,018	10,019	10,131	9,824	8,397	8,711	8,243	8,157
Rb ₂ O	0,479	0,466	0,511	0,510	0,518	0,545	0,462	0,466
Li ₂ O	0,251				0,164			
Cs ₂ O	0,005				0,005			
H ₂ O	4,136	4,063	3,990	4,072	4,278	4,086	4,261	4,196
F ₂	0,618	0,745	0,903	0,754	0,463	0,791	0,474	0,590
Subtot.	99,529	99,643	99,663	99,539	99,700	99,414	99,051	99,082
-O=F ₂	-0,260	-0,314	-0,380	-0,317	-0,195	-0,333	-0,200	-0,249
Total	99,269	99,329	99,283	99,222	99,505	99,081	98,851	98,833

Em síntese, ainda não existe consenso entre os pesquisadores, sobre a existência ou não de uma correlação entre o tipo estrutural das micas e a sua composição química. Cerny *et al.* (1970) encontraram o polimorfo 2M₁ em lepidolitas provenientes de pegmatitos da Checoslováquia, onde o teor em Li₂O era, de aproximadamente 6,0%. Lopes Nunes (1973) verificou nas micas litínicas de Moçambique, a coexistência dos polimorfos 1M e 2M₁ em lepidolitas cujos teores em Li estão

compreendidos entre 4,95 e 6,46% em peso. Para Cerny & Burt (1984), a associação entre o conteúdo de Li nas moscovitas litíferas e o seu polítipo, não sugerem uma simples correlação química. Condições de pressão e temperatura, razão de resfriamento e grau de saturação das soluções durante a sua formação, são fatores mais importantes para a determinação dos polítipos, do que a composição química. Mudança nas condições de crescimento nas micas sintéticas, dão suporte a essas conclusões.

TABELA 04 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA, POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X PARA O Cs_2O E POR ABSORÇÃO ATÔMICA PARA O Li_2O , DAS MICAS DAS ZONAS INTERMEDIÁRIA EXTERNA, MÉDIA E INTERNA DO SERVIÇO JOÃO DE MATOS NO PEGMATITO DO CRUZEIRO.

	ZONA INTERMEDIÁRIA							
	EXTERNA			MÉDIA		INTERNA		
SiO_2	46,433	46,471	46,721	46,516	46,714	49,564	47,647	47,309
TiO_2	0,165	0,208	0,101	0,116	0,080	0,124	0,135	0,159
Al_2O_3	35,478	35,359	36,395	36,757	36,541	32,101	34,247	33,629
MgO	0,598	0,686	0,245	0,266	0,275	0,780	0,713	0,787
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,159	0,103	0,047	0,049	0,045	0,168	0,098	0,166
FeO	1,483	1,474	1,714	1,948	1,755	1,417	1,160	1,651
ZnO	0,000	0,000	0,031	0,000	0,000	0,037	0,072	0,042
GaO	0,021	0,006	0,226	0,053	0,076	0,000	0,082	0,000
BaO	0,000	0,000	0,000	0,023	0,000	0,221	0,000	0,000
Na_2O	0,350	0,372	0,476	0,429	0,451	0,249	0,398	0,430
K_2O	8,905	8,697	9,069	8,230	8,215	7,910	8,379	8,685
Rb_2O	0,397	0,382	0,503	0,462	0,408	0,702	0,549	0,449
Li_2O	0,260			0,288		1,692		
Cs_2O	0,004			0,003		0,233		
H_2O	3,864	3,909	4,039	4,090	4,095	1,725	2,896	3,249
F_2	1,183	1,088	0,945	0,835	0,813	5,311	2,951	2,314
Subt.	99,300	99,020	100,80	100,06	99,759	102,23	101,25	100,79
$-\text{O}=\text{F}_2$	-0,498	-0,458	-0,398	-0,352	-0,342	-2,237	-1,252	-0,974
Total	98,802	98,562	100,40	99,713	99,417	99,997	100,00	99,821

Apesar de todas as discussões apresentadas a respeito dos vários polítipos das micas, procurou-se obter dos difratogramas de Raios X, a determinação dos vários polítipos e as dimensões da cela unitária das micas amostradas no Serviço João de Matos, tentando correlacionar esses parâmetros com a composição química da mica.

Foi difratada pelo método do pó, a uma velocidade de $1^\circ/\text{min}$. e com contagem manual dos picos obtidos, uma amostra de cada zona pegmatítica. Desses mesmos cristais, foram separadas as frações para as análises químicas que estão representadas nas Tabelas 03 e 04. Como pode ser observado nestas tabelas, o teor de Li_2O varia entre 0,164 e 1,692% e o de Cs_2O de 0,004 a 0,233% em peso.

A Tabela 05 apresenta as distâncias interplanares mais intensas para a micas claras da zona intermediária interna do Serviço João de Matos, juntamente com o diagrama obtido por Yoder & Eugster (1955) para a moscovita $2M_1$. Nota-se que esta amostra de moscovita, apresentando um teor de 1,692% em peso de Li_2O , mostra todas as reflexões característica do politipo $2M_1$, com os picos localizados a 4,471Å (110); 3,495Å ($11\bar{4}$); 3,202Å (006); 2,994Å (025) e a 2,794Å ($11\bar{6}$). Entre todas as micas difratadas, nesta amostra obteve-se a melhor concordância com os diagramas apresentados para o tipo estrutural $2M_1$, por Yoder & Eugster (1955) e Smith & Yoder (1956).

TABELA 05 - PRINCIPAIS REFLEXÕES DO DIAGRAMA DE PÓ DE UMA MICA CLARA AMOSTRADA NO SERVIÇO JOÃO DE MATOS, NA LAVRA DO CRUZEIRO, COMPARADO COM AS DO DIAGRAMA OBTIDO POR YODER & EUGSTER(1955).				
Mica do Serviço João de Matos, na Mina do Cruzeiro		Polimorfo $2M_1$ da moscovita (Yoder & Eugster) (1955)		
d(Å)	I/I ₀	d(Å)	I/I ₀	hkl
10,135	25	10,014	100	002
5,041	22	5,021	55	004
4,471	8	4,478	55	110
4,437	12	4,458	65	$11\bar{1}$
4,282	14	4,296	21	111
4,096	6	4,109	14	022
3,878	12	3,889	37	$11\bar{3}$
3,495	1	3,500	44	$11\bar{4}$
3,366	100	3,351	100	006
3,202	3	3,208	47	114
2,994	6	2,999	47	025
2,794	2	2,803	22	$11\bar{6}$
2,581	4	2,580	45	116
2,538	14	2,562	90	$20\bar{2}$
-	-	2,380	24	133
2,142	1	2,149	10	222
2,009	64	2,010	75	0010
1,502	12	1,499	40	060

Os cálculos dos respectivos parâmetros unitários, forneceram os valores de $a_0=5,192\text{Å}$; $b_0=8,998\text{Å}$; $c_0=20,139\text{Å}$, sendo o ângulo β entre as faces igual a $95^\circ 17'$. Todas as amostras difratadas e provenientes deste serviço, mostraram uma estrutura correspondente ao politipo $2M_1$. Esses resultados concordam com os encontrados por Levinson (1953) e Rinaldi *et al.* (1972), onde micas litínicas com $Li_2O < 3,3\%$ em peso somente apresentam o polimorfo $2M_1$.

Com a substituição do Al^{3+} (0,51Å) pelo Li^{+} (0,68Å) e do K^{+} (1,33Å) pelo Rb^{+} (1,47Å) e Cs^{+} (1,67Å) na estrutura das micas litíferas, espera-se uma variação dos parâmetros unitários em uma ou em todas as dimensões do cristal. As micas do Serviço João de Matos mostram uma variação pequena no teor de Cs_2O e relativamente grande em Li_2O , nas várias zonas pegmatíticas. Para Bailey (1984), a substituição do Li^{+} por Al^{3+} e a simultânea substituição do Si^{4+} por Al^{3+} causa uma melhor acomodação das camadas tetraédricas e octaédricas, reduzindo a rotação necessária para ajustar as dimensões das micas litíferas. Está menor rotação das camadas tetraédricas, aumenta o tamanho das cavidades contendo o K^{+} , facilitando a entrada de íons maiores, como o Rb^{+} e o Cs^{+} , sem que ocorra a expansão da estrutura das micas.

Nas micas do Serviço João de Matos, os parâmetros unitários não apresentam uma grande variação nas cinco zonas pegmatíticas. O parâmetro unitário a_0 varia entre 5,176 a 5,192Å; b_0 entre 8,992 a 9,003Å e c_0 de 20,106 a 20,152Å. O ângulo interaxial β , também apresenta uma variação pequena e sem nenhuma regularidade à medida que aumentam os teores de Li_2O , Cs_2O e Rb_2O .

Na Figura 20, estão representados os teores de Li_2O em função da variação do volume da cela unitária nas micas das cinco zonas pegmatíticas. Pode ser observado que, para valores de $\text{Li}_2\text{O} < 0,5\%$ a variação do volume da cela unitária é pequena e sem nenhuma regularidade; porém para micas com teores de $\text{Li}_2\text{O} > 1,5\%$ em peso, o volume cresce consideravelmente.

Ainda são encontrados poucos dados na literatura correlacionando a variação dos parâmetros e do volume da cela unitária, com o teor de Li_2O nas micas. Para Rinaldi *et al.* (1972), as micas apresentando $\text{Li}_2\text{O} > 3,0\%$ em peso, mostram um aumento contínuo dos parâmetros unitários à medida que cresce o percentual de Li_2O na sua estrutura.

Outra correlação que normalmente é feita quando estuda-se as micas de origem pegmatítica é entre o teor de Li_2O e os valores do índice de refração γ ou (γ'). Para Hendricks & Jefferson (1939) e Levinson (1953), os vários polimorfos das micas não podem ser distinguidos a partir de suas propriedades ópticas. Eles observaram que a medida que se tem uma variação no teor de Li_2O , existe uma mudança nos valores das constantes ópticas, porém sem apresentar uma correlação entre esses valores. Rinaldi *et al.* (1972), mostraram que o índice de refração γ ou (γ') decresce regularmente à medida que tem-se um aumento do teor de Li_2O e F, na estrutura das micas litíferas de origem pegmatíticas.

Nas micas do Serviço João de Matos, os índices de refração foram medidos por meio de um refratômetro para sólidos modelo TOPCON. Na Tabela 06, podem ser vistos os índices de refração medidos nas micas amostradas em cada uma das cinco zonas pegmatíticas.

Deve ficar claro que, nas mesmas amostras onde foram medidos os índices de refração, também foram determinados os teores de Li_2O e Cs_2O e obtidas as análises químicas por microsonda eletrônica dos demais óxidos.

Na Figura 21 estão projetados teores de Li_2O e F em função do índice de refração γ ou γ' das micas das cinco zonas pegmatíticas do Serviço João de Matos. Pelo conjunto total dos pontos obtidos no gráfico de correlação, verifica-se que existe um decréscimo do índice de refração γ ou γ' à medida que aumenta o teor de Li_2O e F. A única exceção é a amostra retirada da zona intermediária externa, onde o teor de Li_2O e F aumenta e o índice de refração γ ou γ' também cresce. Deve ser levado em consideração que, em todas as amostras de mica analisadas neste trabalho o teor de Li e F é relativamente baixo. As micas analisadas por Rinaldi *et al.* (1972), apresentavam um teor de Li_2O de até 5,00% em peso e F em até cerca de 6,5%.

As micas são um dos principais minerais que fornecem indicadores geoquímicos da evolução de um corpo pegmatítico e mesmo do tipo de mineralização nele encontrado. Para Gordiyenko (1971), até a cor das micas pode fornecer alguma indicação sobre o tipo de

mineralização encontrada em um corpo pegmatítico. Moscovita mostrando uma coloração esverdeada ou acastanhada são indicadores de pegmatitos cerâmicos, enquanto as moscovitas prateadas ou verde-amareladas são típicas de pegmatitos portadores de mineralização de Be, Nb e Ta.

Para Lopes Nunes (1973) e Correia Neves (1990), nos pegmatitos portadores de ETR e naqueles apresentando pequenos corpos de substituição, ocorrem apenas moscovitas com teores médios em Li e Rb, e Cs relativamente baixo. Já nos pegmatitos complexos e com grandes corpos de substituição, os teores médios em Li, Rb e Cs das suas moscovitas são bem mais elevados do que os das moscovitas dos outros tipos de pegmatitos complexos e com pequenos corpos de substituição.

TABELA 06 - ÍNDICES DE REFRAÇÃO DAS MICAS AMOSTRADAS NAS CINCO ZONAS PEGMATÍTICAS DO SERVIÇO JOÃO DE MATOS, MEDIDOS POR MEIO DE UM REFRAATÔMETRO PARA SÓLIDOS.

	ZONA MARGINAL	ZONA MURAL	ZONA INTERMEDIÁRIA		
			EXTERNA	MÉDIA	INTERNA
α	1,542	1,552	1,540	1,541	1,552
β	1,569	1,570	1,567	1,575	1,578
ω	1,596	1,600	1,600	1,596	1,590

Analisando as Tabelas 03 e 04, onde estão representados os resultados obtidos nas micas claras das cinco zonas pegmatíticas do Serviço João de Matos, observa-se que o teor de Li_2O na zona marginal é de 0,251% em peso, na zona mural de 0,164% e nas zonas intermediária externa, média e interna é, respectivamente, 0,260%, 0,288% e 1,692% em peso.

Neste trabalho, a nomenclatura utilizada para as micas litíferas é a de Cerny & Burt (1984), onde as moscovitas litíferas são as micas ricas em lítio e com estrutura 2M_1 ; as micas de formas mistas são aquelas ricas em lítio, onde o componente estrutural 2M_1 é dominante e, a lepidolita também rica em lítio, porém mostrando o politipo 2M_2 . Portanto, nas micas claras analisadas no Serviço João de Matos, ocorre apenas a moscovita e a moscovita litífera. Deve ficar claro que, não foi analisada nenhuma amostra de mica rósea, com aspecto de lepidolita, encontrada na zona intermediária interna e associada ao nível de produção de mineral-gema.

A variação do conteúdo dos óxidos obtidos por microsonda eletrônica no Serviço João de Matos, mostrada nas Tabelas 03 e 04, deixa claro que existe uma correlação entre os vários óxidos na estrutura das micas. A relação entre os teores de SiO_2 e Al_2O_3 é evidente, pois na zona marginal a % em peso de SiO_2 é de aproximadamente 45,4% e a de Al_2O_3 é de 35,5% em peso. Já

na zona intermediária interna o teor médio de SiO_2 é de 48,5% e o de Al_2O_3 diminui para aproximadamente 33,5% em peso. Os valores de MgO e F apresentam também correlação positiva com os teores de SiO_2 . Também pode ser observada uma correlação negativa fraca entre os teores de Na_2O e SiO_2 . Variação do conteúdo de Li_2O com outros óxidos, já foi mostrada na Figura 19.

Na Figura 22, está representada a relação entre os teores de K e Rb , e de K e Cs nas micas claras do Serviço João de Matos. Esta relação é importante devido ao fato do Rb e do Cs terem

comportamento geoquímico similar ao K, pois apesar de seus raios iônicos serem maiores ($Rb^+=1,47\text{\AA}$; $Cs^+=1,67$ e $K^+=1,33\text{\AA}$), os seus potenciais de ionização e eletronegatividade são bastante similares.

Nos pegmatitos complexos, o teor de Rb alcança 6,35% em peso nas moscovitas e 4,72% em peso nas lepidolitas (Rinaldi *et al.* 1972, Lopes Nunes 1973, Cerny 1982d, Cerny *et al.* 1985). Normalmente, as micas mostram um enriquecimento em Rb da zona marginal para a parte mais central do corpo pegmatítico. No Pegmatito de Tanco, no Canadá, as moscovitas pertencentes à zona marginal mostram um teor de Rb igual a 1,6%, enquanto que nas lepidolitas da parte central do corpo esse percentual sobe para 3,6%, e a relação K/Rb é de, respectivamente, 4,6 e 2,1 (Cerny 1982c).

Correia Neves (1990), cita que no Alto Ligonha, em Moçambique, o teor médio em Rb nas micas é de cerca de 1.150ppm nos corpos metamíticos portadores de ETR, 4.000ppm nos pegmatitos complexos com pequenos corpos de substituição e, de até 27.000ppm nos pegmatitos complexos com grandes corpos de substituição.

A relação K/Rb nas micas claras do Serviço João de Matos, no Veio 01, apresenta um campo muito bem definido (Figura 22a). Elas não mostram tendência clara em nenhuma direção, quando caminhamos da zona de borda para as regiões mais centrais do corpo pegmatítico. Porém,

o que fica claro é que, na zona intermediária interna do corpo tem-se os maiores valores de Rb na estrutura das micas. Tal fato, pode nos indicar que a zona intermediária interna deste veio pegmatítico, seja formada por corpos de substituição.

Entre os elementos maiores encontrados na estrutura dos minerais comuns, o K é o único que o Cs pode substituir, pois apesar dos raios iônicos diferentes ($\text{Cs}=1,67\text{\AA}$ e $\text{K}=1,33\text{\AA}$), seu potencial de ionização e sua maior eletronegatividade favorecem essa substituição. Nas micas pegmatíticas, o teor de Cs é baixo, no máximo 0,2% em peso nas moscovitas tardias, aumentando à medida que o teor de lítio fica maior, como acontece nas moscovitas litíferas e nas lepidolitas. Dos pegmatitos simples para os mais complexos, o aumento do teor de Cs na estrutura das micas é muito maior do que o deste elemento na estrutura dos feldspatos. Este fato, faz com que este elemento, quando determinado na estrutura das micas, seja muito utilizado para definir campos e províncias pegmatíticas, associadas a determinados tipos de mineralização (Gordiyenko 1971; Correia Neves 1981; Cerny *et al.* 1985; Correia Neves 1990; Correia Neves 1993).

Como pode ser visto na Figura 22b, nas micas claras do Serviço João de Matos tem-se um campo muito definido para a variação do teor de K e Cs nas amostras das zonas marginal, mural e intermediária externa e média. Já, na zona intermediária interna, o teor de Cs aumenta consideravelmente, definindo um campo com valores totalmente diferentes. Cerny *et al.* (1985) enfatizam que a migração do Cs está intimamente ligada à do B, o que poderia explicar o aumento do teor de Cs nos níveis mineralizados nos minerais do grupo das turmalinas, na zona intermediária interna do Veio 01, no Serviço João de Matos. Outra explicação seria devido ao fato da zona intermediária interna ter sido formada a partir de corpos de substituição tardios.

Na Figura 23a e b, estão representadas as variações de K/Rb em função dos valores de Li e Cs, determinados nas micas claras das cinco zonas pegmatíticas do Serviço João de Matos, comparados com os valores obtidos por Jolliff *et al.* (1987) no Pegmatito de Bob Ingersoll, nos EUA, e os valores de Cerny & Burt (1984) do Pegmatito de Tanco, no Canadá. De modo similar a esses dois pegmatitos complexos e portadores de elementos raros, os teores de Li e Cs nas micas claras do Serviço João de Matos, não mostram uma tendência clara da variação dos valores de K/RbxCs e K/RbxLi . Porém, o que fica claro na Figura 23a e b, é que as micas do Serviço João de Matos são bem menos evoluídas que as do Pegmatito de Bob Ingersoll (Jolliff *et al.* 1987) e de Tanco (Cerny & Burt 1984). Essa separação tão clara, principalmente em função do Cs, da zona intermediária interna do Serviço João de Matos, parece aproximar a composição dessa mica das dos corpos de substituição.

Primeiramente, pode ser observado na Figura 23a e b, que existe uma boa concordância entre os valores obtidos nas micas claras do Serviço João de Matos com os das zonas mural e

FIGURA 23 - VARIAÇÃO DA RELAÇÃO K/Rb E OS TEORES DE Li (a) E Cs (b), DETERMINADOS EM MICAS CLARAS DAS CINCO ZONAS PEGMATÍTICAS, NO SERVIÇO JOÃO DE MATOS, VEIO 01. OS VALORES OBTIDOS NESTE TRABALHO SÃO COMPARADOS COM OS DO PEGMATITO DE TANGO, NO CANADÁ (CERNY & BURT 1984) E DO PEGMATITO BOB INGERSOLL, NOS EUA (JOLLIFF ET AL. 1987). OS TEORES DE Cs E Li AUMENTAM ABRUPTAMENTE NA ZONA INTERMEDIÁRIA INTERNA.

intermediária do Pegmatito de Bob Ingersoll. Porém, o Pegmatito de Tanco se trata de um corpo muito mais diferenciado (Figura 23a e b). Lopes Nunes (1973) e Correia Neves (1990), mostraram que nos pegmatitos homogêneos do Alto Ligonha, em Moçambique, a relação K/Rb nas micas é de cerca de 80, enquanto nos pegmatitos complexos com grandes corpos de substituição, essa relação varia entre 4 e 22. Nas micas claras do Serviço João de Matos, a relação K/Rb varia entre 12 e 26.

No Pegmatito de Bob Ingersoll, nos EUA, Jolliff *et al.* (1987) observaram que existe uma superposição dos valores de K/RbxCs e K/RbxLi, obtidos nas micas claras das zonas marginal, mural e intermediária (Figura 23a e b). Enquanto essa mesma relação obtida nas micas claras amostradas nos corpos de substituição e no núcleo, mostravam valores bem distintos dos anteriores e definiam um outro campo composicional. Coincidentemente, foi observado o mesmo comportamento nas micas claras do Serviço João de Matos. Nas placas amostradas na zona marginal, mural e intermediária externa e média dessa galeria, tem-se uma relação K/RbxLi e K/RbxCs, que se superpõem e definem um campo composicional. As micas da zona intermediária interna definem outro campo, onde o teor de Li e Cs é muito mais alto.

Como já foi mostrado anteriormente, os pegmatitos apresentam zonas de cristalização primárias e tardias. Nos pegmatitos complexos e portadores de elementos raros, como a Mina do Cruzeiro, podem ser encontradas as zonas tardias, constituindo os corpos de substituição. Nesses corpos de substituição é que são encontrados as enormes variedades de minerais acessórios dos pegmatitos, como as turmalinas coradas, a morganita, a polucita, a manganotantalita, os fosfatos e outros (Correia Neves 1981).

Correlacionando-se as relações K/RbxLi e K/RbxCs nas micas claras do Serviço João de Matos, com esses mesmos dados obtidos no Pegmatito de Bob Ingersoll (Jolliff *et al.* 1987), chega-se à conclusão que a zona intermediária interna dessa galeria no Veio 01, realmente constitui-se em um corpo de substituição.

Na Figura 24a, b e c estão representadas as relações K/Rb em função dos teores de Ba, Ga e Zn das micas claras do Serviço João de Matos, comparadas com vários tipos de pegmatitos de outras partes do mundo. Com relação a Lavra do Cruzeiro, a primeira observação é que não existe nenhuma tendência à medida que são representados os valores de Ba, Ga e Zn das micas das várias zonas. O que fica claro, é que sempre os valores mais altos estão associados a zona intermediária interna, demonstrando que as condições de cristalização neste nível pegmatítico,

foram distintas das demais zonas, ou seja, foram cristalizados a partir de soluções tardias e constituindo-se em corpos de substituição.

Comparando-se os valores obtidos para a Mina do Cruzeiro, que estão representados na Figura 24a, b e c, com vários tipos de campos pegmatíticos de outras partes do mundo, observa-

se que a relação K/RbxBa (Figura 24a) mostra uma pequena aproximação com os valores obtidos para os Pegmatitos Lepidolíticos de Moçambique (Lopes Nunes 1973); o gráfico mostrado na

Figura 24b, onde estão plotados os valores de $K/Rb \times Ga$ são bastantes próximos dos campos definidos pelos pegmatitos complexos (Cerny & Burt 1984) e pelos pegmatitos lepidolíticos moçambicanos; enquanto a relação $K/Rb \times Zn$ (Figura 24c) está perfeitamente inserida no campo obtido por Lopes Nunes (1973) para os pegmatitos lepidolíticos moçambicanos.

Cerny & Burt (1984) representaram a relação $K/Rb \times Li$ (Figura 25a) e $K/Rb \times Cs$ (Figura 25b), nas micas pegmatíticas de várias partes do mundo e definiram três grupos distintos de

FIGURA 25 - VARIAÇÃO DA RELAÇÃO K/Rb E OS TEORES DE Li (a) E Cs (b) DETERMINADOS NAS MICAS CLARAS DAS CINCO ZONAS PEGMATÍTICAS DO SERVIÇO JOÃO DE MATOS, NO VEIO 01. OS VALORES OBTIDOS NESTE TRABALHO SÃO COMPARADOS COM: 1 - PEGMATITOS ESTÉREIS; 2 - PEGMATITOS MOSCOVÍTICOS (2a) E PEGMATITOS MOSCOVÍTICOS PORTADORES DE ELEMENTOS RAROS (2b); 3 - PEGMATITOS PORTADORES DE ELEMENTOS RAROS DE MOÇAMBIQUE (3a) E DE OUTRAS PARTES DO MUNDO (3b) (CERNY & BURT 1984).

campos pegmatíticos. Os pegmatitos estéreis e os pegmatitos moscovíticos definem campos onde a relação K/Rb é muito mais alta do que a dos pegmatitos portadores de elementos raros, enquanto os valores de Li e Cs são muito menores do que os obtidos nas micas dos pegmatitos portadores de elementos raros.

Quando são projetados neste gráfico, os valores de Li e Cs e a relação K/Rb obtidas nas micas claras do Serviço João de Matos, observam-se dois comportamentos distintos. No primeiro, os valores obtidos nas micas da zona intermediária interna (corpos de substituição), são perfeitamente concordantes com o campo definido pelos pegmatitos portadores de elementos raros; enquanto no segundo, nas micas das demais zonas define-se um outro campo, onde a relação K/Rb é muito mais baixa do que a dos pegmatitos estéreis e moscovíticos, porém não mostram uma perfeita correlação com o campo definido pelos pegmatitos portadores de elementos raros (Figura 25a e b).

Este fato, também é observado nas descrições de campo, pois no Serviço João de Matos, sempre a mineralização de elementos raros está associada à zona intermediária interna (corpos de substituição), enquanto as demais zonas são constituídas, principalmente por quartzo, feldspatos e micas claras.

7.1.1.1.2 - MICAS DO SERVIÇO DESCARGA

Como já foi mostrado, a entrada (boca) da galeria de acesso aos níveis mineralizados deste serviço, está situada numa cota de, aproximadamente, 960m. Portanto, a cerca de 40m abaixo dos mesmos níveis mineralizados no Serviço João de Matos. Similar ao Serviço João de Matos, a mica é encontrada em todas as zonas do corpo pegmatítico, apresentando a mesma associação mineralógica observada nos demais serviços de exploração do Veio 01 desta mineração.

Nesta galeria, foram amostradas placas de micas na zona marginal, mural e intermediária. Na zona intermediária não foi possível definir se estávamos amostrando o nível externo, médio ou interno do corpo. Em alguns locais, observava-se claramente tratar-se da zona intermediária interna ou a *linha*, porém em outros pontos não foi visto a cleavelandita, espodumênio, lepidolita, pequenos cristais de turmalina corada e cristais de quartzo hialino.

Nestas micas, foram medidos os índices de refração, obtidos os difratogramas de Raios X, as análises por microsonda eletrônica, a determinação do Cs_2O por fluorescência de Raios X e do Li_2O por absorção atômica.

Todas as amostras difratadas pelo método do pó, nas várias zonas do Serviço Descarga, mostraram apenas as reflexões características do politipo 2M_1 . A associação de polimorfos, como $1\text{M}+2\text{M}_1$, não foi observada neste serviço e em nenhuma outra mica da Lavra do Cruzeiro.

Dados químicos obtidos através de microsonda eletrônica, por fluorescência de Raios X para o Cs_2O e por absorção atômica para o Li_2O das micas do Serviço Descarga, estão representados na Tabela 07.

TABELA 07 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA, POR FLUORECÊNCIA DE RAIOS X PARA O Cs_2O E POR ABSORÇÃO ATÔMICA PARA O Li_2O DAS MICAS CLARAS DO SERVIÇO DESCARGA, NO PEGMATITO DO CRUZEIRO.								
	ZONA MARGINAL		ZONA MURAL		ZONA INTERMEDIÁRIA			
SiO_2	46,659	47,034	46,288	46,561	46,163	46,552	46,785	46,586
TiO_2	0,092	0,113	0,104	0,106	0,016	0,207	0,166	0,179
Al_2O_3	35,266	35,216	36,612	35,916	36,865	35,140	35,082	35,227
MgO	0,494	0,507	0,337	0,373	0,007	0,889	0,825	0,866
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,077	0,103	0,033	0,132	0,219	0,318	0,042	0,203
FeO	1,973	1,935	1,587	1,913	1,755	2,075	2,317	1,873
ZnO	0,213	0,105	0,105	0,109	0,113	0,028	0,073	0,128
GaO	0,080	0,177	0,005	0,181	0,119	0,152	0,120	0,132
BaO	0,101	0,203	0,150	0,115	0,037	0,002	0,011	0,013
Na_2O	0,330	0,319	0,413	0,439	0,433	0,409	0,398	0,354
K_2O	9,619	9,231	8,461	8,402	8,298	8,726	8,092	8,078
Rb_2O	0,438	0,425	0,501	0,495	0,674	0,593	0,551	0,523
Li_2O	0,149		0,153		0,245			
Cs_2O	0,002		0,004		0,015			
H_2O	4,270	4,239	4,231	4,176	4,244	3,919	4,052	4,015
F_2	0,430	0,414	0,521	0,624	0,537	1,103	0,845	0,933
Subtot.	100,19	100,17	99,505	99,699	99,740	100,37	99,619	99,370
$-\text{O}=\text{F}_2$	-0,198	-0,213	-0,219	-0,263	-0,226	-0,464	-0,359	-0,393
Total	99,995	99,959	99,286	99,436	99,514	99,909	99,260	98,977

Observando a Tabela 07 e correlacionando os valores obtidos com os representados nas Tabelas 03 e 04, onde podem ser vistos os resultados das análises químicas da mica do Serviço João de Matos, nota-se que o teor de FeO é muito mais alto nas micas claras do Serviço Descarga, do que no Serviço João de Matos. Por outro lado, as % em peso de Rb_2O , Li_2O , Cs_2O

e F são menores nas várias zonas pegmatíticas do Serviço Descarga, do que no Serviço João de Matos. Tendo-se em mente que o Serviço Descarga está a cerca de 40m abaixo do que o Serviço João de Matos, pode-se afirmar que durante a cristalização do sistema pegmatítico, os níveis inferiores desta mineração eram mais ricos em FeO e empobrecidos em Rb_2O , Li_2O , Cs_2O e F.

Quando são plotados os valores de Li_2O em função da % em peso de Cs_2O , Rb_2O , Al_2O_3 e F na estrutura das micas claras das zonas marginal, mural e intermediária do Serviço Descarga (Figura 26), observa-se claramente que existe uma correlação positiva entre o aumento do teor de

Li_2O e o de Rb_2O , Cs_2O e F. Quanto aos valores de $\text{Li}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ e Al_2O_3 , não é observado nenhuma tendência, podendo ser devido ao fato de não terem sido amostrados os níveis mais internos da zona intermediária.

Na Figura 27 estão representadas as variações dos teores de Li_2O e F, em função do índice de refração γ ou (γ') nas micas claras das várias zonas, no nível pegmatítico explotado no Serviço

Descarga. Pode ser observado que, o índice de refração γ ou (γ') decresce regularmente com o aumento do teor de Li_2O e F, fato este já observado por Cerny & Ferguson (1972).

Tal como já foi demonstrado por vários pesquisadores (Rinaldi *et al.* 1972, Cerny 1975a; Lopes Nunes 1973, Cerny 1982d, Cerny *et al.* 1985, Correia Neves 1990), o teor de Rb e Cs na estrutura das micas é um bom indicador dos tipos de mineralizações encontradas em corpos pegmatíticos. Também foi observado que as micas mostram um enriquecimento em Rb e Cs quando caminhamos das zonas mais externas para as mais internas, dos corpos pegmatíticos.

Como pode ser visto na Figura 28, nas micas claras do Serviço Descarga, similar a inúmeros pegmatitos estudados em outras partes do mundo, o teor de Rb e Cs aumenta das zonas externas para as mais internas do corpo. Nelas, são encontrados um teor médio de Rb em torno de 5.000ppm. Esses valores mostram uma concordância perfeita com os obtidos por Correia Neves (1990), para as micas dos pegmatitos complexos amostradas em pequenos corpos de substituição em Moçambique.

Como já foi mostrado anteriormente, no Serviço Descarga, foram amostradas as placas de micas apenas da zona intermediária externa. Esse fato, faria com que os valores encontrados para o Rb e o Cs dessas micas fossem bem menores do que os da zona intermediária interna.

Tal como no Serviço João de Matos, nesse nível da lavra também foram representadas as relações K/Rb versus Li e K/Rb versus Cs (Figura 29a e b). O que fica claro, quando se observa os dados obtidos no Serviço Descarga é que a % em peso de Li_2O e Cs_2O são menores do que as encontradas no Serviço João de Matos e os obtidos por Cerny & Burt (1984) no Pegmatito de Tanco no Canadá e, por Jolliff *et al.* (1987) no Pegmatito de Bob Ingersoll nos EUA. Porém, a relação K/Rb é similar à encontrada por Jolliff *et al.* (1987) e superior à de Cerny & Burt (1984).

FIGURA 29 - VARIAÇÃO DA RELAÇÃO K/Rb E OS TEORES DE Li (a) E Cs (b), DETERMINADOS EM MICAS CLARAS NAS ZONAS MARGINAL, MURAL E INTERMEDIÁRIA DO SERVIÇO DESCARGA, NO VEIO 01. OS VALORES OBTIDOS NESTE TRABALHO SÃO COMPARADOS COM OS DO PEGMATITO DE TANGO, NO CANADÁ (CERNY & BURT 1984) E DO PEGMATITO DE BOB INGERSOLL, NOS EUA (JOLLIFF ET AL. 1987). COMO NESTE CORPO NÃO FOI AMOSTRADA A ZONA INTERMEDIÁRIA INTERNA, O AUMENTO DE Li E Cs É DISCRETO QUANDO COMPARADO COM OUTROS LOCAIS.

A partir dos valores obtidos na relação $\text{K/Rb} \times \text{Li}$ e $\text{K/Rb} \times \text{Cs}$ no Serviço Descarga e representados na Figura 29a e b, vê-se que não foram amostradas as micas das zonas mais

internas do corpo pegmatítico, ou seja, os níveis onde são encontrados os corpos de substituição. Porém, o que pode ser observado a partir dos dados até agora obtidos, no Serviço João de Matos e Descarga, é que a relação $K/Rb \times Li$ e $K/Rb \times Cs$ nessas micas, definem campos parcialmente concordantes com os pegmatitos complexos e portadores de elementos raros, porém mostrando uma menor diferenciação que o Pegmatito de Tanco, no Canadá e no de Bob Ingersoll, nos EUA.

Quando são representadas as relações $K/Rb \times Ba$, Ga e Zn , como as mostradas na Figura 30a, b e c, primeiramente observa-se que a relação $K/Rb \times Ba$ define um campo onde a relação K/Rb é similar à dos pegmatitos lepidolíticos, encontrada por Cerny & Burt (1984), porém com um teor de Ba muito mais elevado. Na Figura 30b e c, onde está representada a relação $K/Rb \times Ga$ e Zn nas micas claras do Serviço Descarga, observa-se a existência de uma grande similaridade com os valores encontrados por Lopes Nunes (1973) nas micas dos pegmatitos lepidolíticos moçambicanos.

As representações da razão $K/Rb \times Li$ e $K/Rb \times Cs$ das micas claras do Serviço Descarga, no gráfico elaborado por Cerny & Burt (1984) (Figura 31a e b) para definir os corpos pegmatíticos com possibilidades de mineralizações, mostram que as micas do Serviço Descarga estão inseridas no campo dos pegmatitos portadores de elementos raros.

7.1.1.1.3 - MICAS DO SERVIÇO 1B

A Galeria 1B, do Veio 01 da Mina do Cruzeiro, tem a sua entrada de serviço, situada na cota 925m, portanto, a cerca de 35m abaixo do Serviço Descarga e a 75m abaixo do Serviço João de Matos. Este fato, possibilita uma análise detalhada da variação química dos vários elementos que substituem ou que podem ser substituídos na estrutura das micas, ao longo da diferenciação das soluções que deram origem ao corpo pegmatítico.

Este serviço está situado em uma das nascentes do Córrego Safirinha. Ele já foi intensamente explotado visando a retirada de mica durante a 2ª Guerra Mundial. No período em que foram executados os trabalhos de campo, para a preparação desta tese, alguns mineradores tentavam reabri-lo e encontrar os níveis com possibilidade de mineralização de turmalinas coradas. Evidentemente, os níveis trabalhados pelos americanos durante a 2ª Grande Guerra a

procura de mica, são mais externos do que a zona intermediária interna, onde são encontradas as turmalinas coradas.

FIGURA 31 - VARIAÇÃO DA RELAÇÃO K/Rb E OS TEORES DE Li (a) E Cs (b) DETERMINADOS NAS MICAS CLARAS DAS ZONAS MARGINAL, MURAL E INTERMEDIÁRIA, DO SERVIÇO DESCARGA, NO VEIO 01 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO, SÃO COMPARADOS COM: 1 - PEGMATITOS ESTÉREIS; 2 - PEGMATITOS MOSCOVÍTICOS (2a) E PEGMATITOS MOSCOVÍTICOS PORTADORES DE ELEMENTOS RAROS (2b); PEGMATITOS PORTADORES DE ELEMENTOS RAROS, DE MOÇAMBIQUE (3a) E DE OUTRAS PARTES DO MUNDO (3b). COM EXCEÇÃO DOS DADOS DE MOÇAMBIQUE (LOPES NUNES 1973), OS DEMAIS FORAM RETIRADOS DE CERNY & BURT (1984). NESSE CASO, OS GRÁFICOS MOSTRAM QUE A MINA DO CRUZEIRO SE ENQUADRA NO TREND DE EVOLUÇÃO DE OUTROS PEGMATITOS DO MUNDO.

Devido a tudo isto, neste serviço só foi possível amostrar as micas claras encaixadas na zona mural. A zona marginal do Serviço 1B, é constituída por uma associação de feldspatos, quartzo leitoso e palhetas de minúsculas de mica, formando uma matriz de granulometria fina com cerca de 20cm de espessura. Às vezes, observa-se em alguns poucos locais, a ocorrência de pegmatito gráfico.

A zona mural, mostra uma granulometria de grão mais grosso que a zona marginal e sua espessura atinge até cerca de 2m. A mica ocorre na forma de placas maiores, associada a feldspatos e quartzo intersticial, com turmalinas negras com até 15cm de comprimento e 5cm de diâmetro.

Da mesma maneira que nas micas claras das outras galerias de exploração de minerais-gemas, nas micas do Serviço 1B foram medidos os índices de refração, obtidos os difratogramas de raios X e as análises por microsonda eletrônica (Tabela 08). As análises químicas de Cs_2O e Li_2O , não foram obtidas nas micas deste serviço.

TABELA 08 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DAS MICAS CLARAS DO SERVIÇO 1B, NO VEIO 01 DA MINA DO CRUZEIRO.

	ZONA MURAL							
SiO_2	46,969	46,605	46,685	46,721	47,038	47,019	46,752	46,584
TiO_2	0,148	0,179	0,157	0,190	0,153	0,178	0,180	0,138
Al_2O_3	35,844	36,038	35,780	35,949	35,897	35,750	35,988	35,686
MgO	0,608	0,596	0,611	0,598	0,636	0,601	0,643	0,608
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,026	0,043	0,025	0,042	0,040	0,055	0,064	0,104
FeO	1,865	2,050	1,964	1,917	1,894	1,907	1,901	1,821
ZnO	0,030	0,065	0,000	0,000	0,000	0,023	0,000	0,081
GaO	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,071
BaO	0,000	0,133	0,000	0,027	0,000	0,033	0,000	0,241
Na_2O	0,400	0,390	0,403	0,414	0,413	0,434	0,414	0,427
K_2O	8,412	8,246	8,500	8,261	8,250	8,324	8,201	8,552
Rb_2O	0,403	0,349	0,341	0,349	0,388	0,340	0,367	0,325
H_2O	4,301	4,264	4,309	4,276	4,296	4,343	4,285	4,338
F_2	0,423	0,486	0,379	0,457	0,450	0,339	0,450	0,313
Subtot.	99,452	99,444	99,154	99,201	99,455	99,346	99,245	99,289
$-\text{O}=\text{F}_2$	-0,178	-0,205	-0,159	-0,192	-0,189	-0,143	-0,189	-0,132
Total	99,274	99,239	98,995	99,009	99,266	99,203	99,056	99,157

As micas claras da zona mural do Serviço 1B, difratadas pelo método do pó, mostram todas as reflexões características do politipo $2M_1$, como os picos localizados a $4,471\text{\AA}$ (110); $3,495\text{\AA}$ ($11\bar{4}$); $3,202\text{\AA}$ (006); $2,994\text{\AA}$ (025) e a $2,794\text{\AA}$ ($11\bar{6}$). Os cálculos dos parâmetros unitários, forneceram valores de $a_0=5,186\text{\AA}$; $b_0=8,984\text{\AA}$; $c_0=20,112\text{\AA}$ sendo o ângulo β entre as faces igual a $96^\circ 16'$.

Os índices de refração das micas do Serviço 1B, medidos por meio de um refratômetro para sólidos, modelo TOPCON, mostraram valores de α variando entre 1,536 e 1,548; β entre

1,565 e 1,570 e γ de 1,590 a 1,600. Para Cerny & Ferguson (1972), o índice de refração γ ou (γ') decresce regularmente com o aumento do teor de Li_2O e F na estrutura das micas litíferas de origem pegmatítica. Ao correlacionar os valores do índice de refração γ ou (γ') nas micas claras deste serviço, com os valores obtidos nas micas do Serviço João de Matos, vê-se que os índices de refração das micas do Serviço 1B são menores. Isto pode ser um indicativo de que os teores de Li e F são também menores nas micas do Serviço 1B.

Observando a Tabela 08, onde estão representados os valores das análises químicas obtidas nas micas claras da zona mural do Serviço 1B e correlacionando esses dados com os representados para essa mesma zona nas Tabelas 03 e 04 (Serviço João de Matos) e, na Tabela 07 (Serviço Descarga), nota-se que o teor de FeO é menor na zona mural do Serviço João de Matos e cresce à medida que caminhamos em direção aos níveis mais inferiores do corpo pegmatítico, ou seja, para os Serviços Descarga e 1B. Já, com a % em peso de Rb_2O e o teor de F acontece o inverso, pois a medida que são amostrados os níveis topograficamente mais altos do corpo, tem-se um aumento destes elementos químicos. Observa-se que na zona mural do Serviço 1B a % em peso de Rb_2O varia entre 0,325 e 0,403 e a de F de 0,313 a 0,486; no Serviço Descarga a variação de Rb_2O e F é, respectivamente, de 0,495 a 0,501 e de 0,521 a 0,624, enquanto no Serviço João de Matos a % em peso de Rb_2O varia entre 0,462 e 0,545 e F de 0,463 a 0,791.

Na Figura 32, está representada a relação entre os teores de K e Rb nas micas claras da zona mural do Serviço 1B. Tal como nas micas claras dos outros serviços já descritos, pode ser observado um campo muito bem definido para a relação K x Rb.

Como já foi mostrado, o teor de Rb na estrutura das micas pegmatíticas, varia em função da complexidade mineralógica do corpo. Neste nível e nesta zona do corpo pegmatítico, no Serviço 1B, o teor de Rb está compreendido entre 2,971 e 3,685ppm. Esses valores são concordantes com os encontrados por Correia Neves (1990), nas micas claras dos pegmatitos de

Moçambique e por ele classificado como pegmatitos complexos apresentando pequenos corpos de substituição.

Mais uma vez, deve ser lembrado que o teor de Rb nos pegmatitos zonados, cresce das zonas mais externas para as mais internas do corpo, e que neste serviço, somente foram amostradas as micas da zona mural. É de se esperar que, as micas claras das zonas mais internas do corpo (corpos de substituição), apresentem um teor mais elevado em Rb.

Como está mostrado na Figura 33a, b e c, foram representadas as relações K/RbxBa, Ga e Zn das micas claras da zona mural do Serviço 1B e comparadas com pegmatitos de outras partes do mundo. Todas as três relações definem campos bastantes similares aos dos Pegmatitos Lepidolíticos de Moçambique (Lopes Nunes 1973), portanto, de corpos pouco diferenciados. Talvez, se fossem amostrados os níveis mais interiores do corpo, essa diferenciação seria bem mais pronunciada. Novamente deve ser lembrado que, as micas que cristalizam-se nas zonas mais externas do corpo, apresentam teor de Rb mais baixo. Este fato, pode explicar a relação K/Rb muito elevada na estrutura dessas micas, algumas vezes, chegando a superpor o campo delimitado pelos pegmatitos do tipo berilo-columbita e pelos pegmatitos anorogênicos.

7 . 1 . 1 . 1 . 4 - POLYLITHIONITA

O nome polyolithionita foi introduzido na literatura por Lorenzen (1884, *in* Raade & Larsen 1980), para definir uma mica rica em lítio, encontrada em pegmatitos sieníticos da Groenlândia. Ao contrário da série moscovita-lepidolita que é muito comum em pegmatitos de afiliação orogênica (Cerny & Trueman 1985), a polyolithionita $[KLi_2AlSi_4O_{10}(OH,F)_2]$, até hoje, só foi encontrada associada a suítes ígneas anorogênicas peralcalinas e alcalinas.

A polyolithionita é encontrada apenas no Mount St. Hilaire (Perrault 1966; Horváth & Gault 1990) e no Complexo Alcalino Blachford Lake (Cerny & Trueman 1985), no Canadá; no Maciço de Ilimaussaq, na Groenlândia; no Pegmatito de Vora e de Laven e na Ilha de Aroy, na Noruega; no Maciço de Lovozero, na Península de Kola e no Maciço de Transangara, na Sibéria, na ex-URRS (Raade & Larsen 1980). Na maioria destes locais, a polyolithionita está presente em pequenas quantidades, constituindo raridade entre os minerais tardios das cavidades miarolíticas.

Portanto, pode-se afirmar que a polyolithionita da Mina do Cruzeiro, constitui-se no primeiro registro deste mineral no Brasil e o nono na literatura mundial.

Como já foi mostrado anteriormente, a polyolithionita constitui-se num membro final das séries moscovita-lepidolita e/ou siderofilita-lepidolita (Foster 1960), apresentando fórmula teórica igual a $K_2Li_2AlSi_4O_{10}(OH,F)_2$. Trata-se de uma mica trioctaédrica, onde só é conhecido o polimorfo 1M, o grupo espacial é representado por $C2/m$ e as dimensões da cela unitária são $a_0=5,3\text{\AA}$, $b_0=9,2\text{\AA}$, $c_0=10,2\text{\AA}$ e $\beta=100^\circ$ (Perrault 1966).

No Pegmatito do Cruzeiro, a polyolithionita é encontrada somente no Veio 01, onde este corpo está encaixado no topo da Serra do Cruzeiro, numa cota de aproximadamente 1.050m. Como já foi mostrado, existe uma diferença mineralógica marcante entre esse nível e os níveis inferiores da mineração. A polyolithionita ocorre associada a enormes massas de amblygonita maciça de coloração esbranquiçada, a quartzo leitoso xenomórfico, pequenas massas de lepidolita e a behierita. Turmalinas neste nível, já não são tão comuns como nos outros dois corpos e nos níveis inferiores deste corpo. Podem ser observadas algumas turmalinas pretas e encontrados raros *pockets* contendo turmalinas coradas. O núcleo de quartzo é descontínuo e pouco espesso, e a maior parte do quartzo leitoso é encontrado na forma de cristais xenomórficos dispersos nas enormes massas de amblygonita.

A polyolithionita está inclusa na amblygonita maciça, na forma de cristais minúsculos, com dimensões de aproximadamente 100 microns e coloração esbranquiçada. Este fato impossibilita a sua observação a olho nu ou mesmo com o auxílio de uma lupa binocular, como também torna muito difícil a sua separação da amblygonita maciça. Devido a isto, não foi possível determinar as suas propriedades físicas e a sua caracterização estrutural a partir de difração de Raios X.

A polyolithionita foi encontrada durante a realização de análises químicas da amblygonita e da behierita, por meio de microsonda eletrônica na Universidade de Brasília. Ficou evidente que não é encontrado somente um tipo de mica inclusa na amblygonita. Tem-se uma mica, de tamanho microscópico, apresentando uma variação composicional entre a moscovita e a moscovita litínifera e uma outra, com a composição do outro termo extremo, a polyolithionita. Uma mica rósea, possivelmente a lepidolita, é observada na forma de lamelas centimétricas e também associada a amblygonita.

Na Tabela 09, podem ser observadas cinco análises de polyolithionita e uma análise da moscovita ou da moscovita litínifera da Mina do Cruzeiro, além de uma análise da polyolithionita de Vora, na Noruega e outra do Complexo Alcalino de Blachford Lake, no Canadá.

As análises químicas da polyolithionita do Pegmatito do Cruzeiro, exceto o Li_2O , foram obtidas por microsonda eletrônica. O teor de Li_2O foi calculado indiretamente a partir do teor de SiO_2 . Este procedimento tem como base a relação entre o lítio e silício, na substituição que dá origem à série siderofilita-polyolithionita:

Esta relação foi utilizada por vários autores para correlacionar os teores de SiO_2 e Li_2O em micas trioctaédricas com $\text{MgO} < 8\%$, a partir de análises químicas por via úmida. Foram obtidas as seguintes equações de regressão:

$$\text{Li}_2\text{O} = (0,236 \times \text{SiO}_2) - 7,560 \quad (R^2 = 94\%) \quad - \text{ (Stone et al. 1988) (22 análises)}$$

$$\text{Li}_2\text{O} = (0,287 \times \text{SiO}_2) - 9,552 \quad (R^2 = 90\%) \quad - \text{ (Tindle et al. 1990) (400 análises)}$$

$$\text{Li}_2\text{O} = (0,26 \times \text{SiO}_2) - 8,82 \quad (R^2 = 99\%) \quad - \text{ (Botelho 1992) (10 análises)}$$

TABELA 09 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DA POLYLITHIONITA E DA MOSCOVITA OU MOSCOVITA LITINÍFERA DO CRUZEIRO, COMPARADAS COM POLYLITHIONITA DE OUTROS LOCAIS.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	61,743	61,085	62,907	62,024	62,250	51,216	60,20	61,61
TiO_2	0,000	0,034	0,039	0,000	0,006	0,008	1,10	1,03
Al_2O_3	14,082	14,844	14,114	14,562	14,094	27,238	11,73	10,67
FeO	0,031	0,000	0,000	0,042	0,033	0,000	0,79	1,51
MnO	0,000	0,000	0,000	0,102	0,035	0,386	0,07	0,18
MgO	0,017	0,022	0,017	0,010	0,021	0,014	0,15	1,75
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,04	0,48
BaO	0,174	0,000	0,020	0,000	0,093	0,000	nd.	nd.
$\text{Li}_2\text{O}^{\text{I}}$	-	-	-	-	-	-	7,07	6,62
$\text{Li}_2\text{O}^{\text{II}}$	8,168	7,979	8,502	8,248	8,313	nd.	-	-
$\text{Li}_2\text{O}^{\text{III}}$	7,233	7,062	7,536	7,306	7,365	nd.	-	-
Na_2O	0,026	0,029	0,031	0,050	0,046	0,326	0,41	0,09
K_2O	8,275	8,511	8,790	8,707	8,697	8,347	11,15	11,21
Rb_2O	2,196	2,622	2,185	2,372	2,518	2,089	0,80	0,47
F_2	10,873	10,579	10,950	11,193	11,130	9,246	8,40	8,36
Subtot.	105,58	105,70	107,55	107,31	107,23	98,870	101,91	103,98
$-\text{O}=\text{F}_2$	-4,578	-4,454	-4,610	-4,713	-4,686	-3,893	-3,54	-3,48
Total ^{II}	101,00	101,25	102,94	102,59	102,54	94,977	98,37	100,50
Tot. III	100,06	100,33	101,97	101,65	101,59	-	-	-

1, 2, 3, 4 e 5 - análises químicas da polyolithionita da Mina Cruzeiro; 6 - análise química da moscovita ou da moscovita litinífera da Mina do Cruzeiro; 7 - análise química da polyolithionita de Vora, Noruega, apresentando $\text{H}_2\text{O}^+ = 0,46$ e $\text{H}_2\text{O}^- = 0,81$ (Raade & Larsen 1980); 8 - análise química da polyolithionita de Blachford, Canadá, apresentando $\text{H}_2\text{O}^+ = 0,40$ e $\text{H}_2\text{O}^- = 0,12$ (Cerny & Trueman (1985); ^I = resultados obtidos por Raade & Larsen (1980) e Cerny & Trueman (1985); ^{II} = resultados obtidos a partir da equação $\text{Li}_2\text{O} = (0,287 \times \text{SiO}_2) - 9,552$ e ^{III} = a partir da equação $\text{Li}_2\text{O} = (0,26 \times \text{SiO}_2) - 8,82$ (Botelho 1992).

A aplicação da equação (2) aos nossos resultados (Tabela 09) resultou numa superestimação do teor de Li_2O , detectável tanto no fechamento das análises, superior a 101% em média, quanto no total de cátions octaédricos, superior a 6. As equações (1) e (3) fornecem

resultados de Li_2O bem próximos. A opção pela equação (3) para estimar os valores de Li_2O usados no cálculo da fórmula estrutural decorre de seu melhor coeficiente de correlação, além do fato de que as micas litínicas estudadas por Botelho (1992) são aluminosas e ricas em flúor e rubídio, como a polyolithionita do Pegmatito do Cruzeiro.

A fórmula molecular calculada com base em 22 oxigênios equivalentes, para as cinco análises químicas da polyolithionita da Mina do Cruzeiro, considerando-se os valores de Li_2O obtidos a partir da equação de regressão de Botelho (1992), pode ser representado por $(\text{K}_{1,37-1,43}\text{Na}_{0,00-0,01}\text{Rb}_{0,18-0,22}) (\text{Li}_{3,70-3,87}\text{Al}_{2,12-2,23}^{\text{VI}}\text{Mg}_{0,00-0,01}\text{Ti}_{0,00-0,01}\text{Fe}_{0,00-0,01}) (\text{Si}_{7,95-8,00}\text{Al}_{0,00-0,05}^{\text{IV}})\text{O}_{22,00} (\text{F}_{4,36-4,55})$.

Para Cerny & Trueman (1985), a polyolithionita dos ambientes peralcalinos é uma mica rica em Si, pobre em Al e rica em álcalis, com a soma $(\text{K}+\text{Na}+\text{Rb}) > \text{Al}^{\text{total}}$. Entre os elementos menores, essa mica mostra um teor de Mg [(0,04-0,58 com base em 24 (O,OH,F)] mais alto que nas lepidolitas (menor que 0,12) dos ambientes alcalinos ou peralcalinos; elevado conteúdo de Ti e Nb e uma razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ muito elevada. Deve ser ressaltado que, todas essas relações foram determinadas em polyolithionitas amostradas em pegmatitos cuja rocha granítica residual são rochas alcalinas, do tipo nefelina sienito.

Observando-se os resultados obtidos nas polyolithionitas da Mina do Cruzeiro (Tabela 09), vê-se que elas são praticamente isentas de Ti, Fe, Mn, Ca e Ba, e o teor de Mg e Na é muito baixo. Os valores de Al_2O_3 e F_2 são relativamente maiores que nas polyolithionitas de outras partes do mundo, enquanto o teor de Rb_2O é cerca de 3 vezes superior ao dessas mesmas micas encontradas na Noruega. Sua razão K/Rb varia entre 2,95 e 3,65, enquanto nas polyolithionitas norueguesas é 12 e nas canadenses é de 22. A relação $(\text{K}+\text{Na}+\text{Rb}) > \text{Al}^{\text{total}}$ também é confirmada para as polyolithionitas da Mina do Cruzeiro. Sua fórmula molecular mostra que existe uma deficiência de carga no sítio X e um excesso associado ao flúor. Como se trata de uma mica deficiente em potássio, o F^- pode ocupar a posição do K^+ nas intercadas X (Fonteilles 1987).

Da mesma maneira que nas outras micas, foram representadas as relações entre os teores de K e Rb, determinados nas polyolithionitas e nas moscovitas ou moscovitas litínicas da Mina do Cruzeiro (Figura 34).

Como já foi enfatizado por Correia Neves (1981) as micas incorporam nas suas redes cristalinas elementos como o Rb, o Cs, o Li e outros, em quantidades diretamente proporcionais à concentração desses elementos no sistema pegmatítico do qual eles se cristalizam. Ele assinala

que nos pegmatitos com terras raras e nos que apresentam pequenos corpos de substituição ocorrem apenas moscovitas, com teores de Rb relativamente baixos; enquanto nos pegmatitos complexos com grandes corpos de substituição, os teores médios de Rb de suas moscovitas são mais elevados, chegando até a 15.000ppm.

Nas micas claras da zona mural do Serviço 1B, o teor de Rb está compreendido entre 3.000 e 3.700ppm; nas micas das zonas marginal, mural e intermediária do Serviço Descarga entre 3.800 e 6.200ppm; nesses mesmos minerais das cinco zonas pegmatíticas do Serviço João de Matos, entre 3.500 e 6.500ppm e nas polyolithionitas e moscovitas ou moscovitas litiníferas associadas a amblygonita, este teor sobe para cerca de 20.000ppm.

Como já foi mostrado, a relação $K/Rb \times Cs$ é um indicador da evolução e de uma possível especialização mineralógica dos corpos pegmatíticos. A variação da relação K/Rb e dos teores de Li, determinados nas polyolithionitas da Mina do Cruzeiro, representada na Figura 35, mostram claramente essa evolução.

Na Figura 35, pode ser visto que o teor de Li nas polyolithionitas da Mina do Cruzeiro está compreendido entre 37.000 e 40.000ppm; nas micas claras das cinco zonas pegmatíticas do Serviço João de Matos, entre 800 e 8.000ppm e nesses mesmos minerais do Serviço Descarga, entre 700 e 1.100ppm.

Correia Neves (1981), mostra que em Moçambique, somente nos pegmatitos complexos com grandes corpos de substituição, são encontradas micas com teores de Li_2O acima de 4,0%. Nos pegmatitos com terras raras e naqueles apresentando pequenos corpos de substituição, ocorrem apenas moscovitas, com teores de Li abaixo de 2.000ppm.

Como o nível pegmatítico onde ocorre a polyolithionita no Cruzeiro, está situado no topo da serra, em torno de 150m mais alto que os níveis ricos em albita, turmalina e moscovita, pode-se afirmar que esse corpo apresenta um nítido zoneamento vertical, com enriquecimento de Li, F

e Rb, e praticamente ausência de Ti, Mn, Ca, Ba e Na nos estágios finais de cristalização do sistema pegmatítico.

FIGURA 35 - VARIAÇÃO DA RELAÇÃO K/Rb E DOS TEORES DE Li, DETERMINADOS NAS POLYLITHIONITAS DA MINA DO CRUZEIRO, MOSTRANDO VALORES DE Li MUITO SUPERIORES ÀS OUTRAS MICAS JÁ DESCRITAS.

A polyolithionita é uma mica ainda pouco conhecida na literatura. Como é a primeira vez que ela é encontrada em pegmatitos que não apresentam fonte alcalina, este é apenas um trabalho inicial. Somente após a obtenção de resultados mais seguros para o Li, Nb, Cs, H_2O^+ , Rb e F_2 , teremos condições mais seguras de discutir os aspectos geoquímicos e genéticos dessa mica encontrada neste ambiente totalmente distinto das demais ocorrências até agora descritas.

7 . 1 . 1 . 2 - MICAS DO VEIO 03

No Veio 03 existe apenas uma galeria para exploração de minerais-gemas. Como trata-se de um veio pouco espesso, com no máximo 8m, em qualquer ponto do Serviço do Ladim pode-se saber facilmente em qual zona pegmatítica está sendo feita a amostragem. Em grande parte dos pontos amostrados nesta galeria, pode-se observar a capa, e às vezes, a capa e a lapa do corpo pegmatítico.

A partir disso pode-se afirmar que, facilmente pode-se distinguir as zonas marginal, mural e intermediária deste corpo. Porém, devido a sua pequena espessura, uma separação nítida entre

as zonas intermediária externa, média e interna torna-se impossível. Sabe-se claramente que, está sendo amostrada a zona intermediária, devido a associação mineralógica típica deste nível.

Tal como nos serviços já descritos no Veio 01, tem-se um aumento da granulometria dos minerais, quando caminha-se das zonas mais externas para as mais internas do corpo. A mica da zona marginal ocorre na forma de plaquetas menores e associada a feldspatos bastantes alterados, quartzo intersticial e a pequenos cristais de turmalina negra. Um fato interessante que deve ser mencionado, é que todas as plaquetas de mica dessa zona, mostram uma coloração mais avermelhada do que as do Veio 01, já bastante similar à denominada de mica-rubi pelos garimpeiros.

Na zona mural observa-se um aumento da granulometria dos minerais, com a mica associada a feldspatos de coloração rósea, cristais de quartzo mais desenvolvidos e grande quantidade de turmalina negra, na forma de prismas com até 20cm de comprimento.

A zona intermediária é facilmente diferenciada, pois o feldspato mostra uma coloração mais esbranquiçada e com aspecto sacaroidal. Tem-se a presença de enormes cristais de turmalina negra, a maioria com cerca de 1m de comprimento e 20 a 30cm de seção basal. A mica clara ocorre na forma de grandes livros, associada a mica rósea, quartzo leitoso e hialino e a cristais de turmalinas verdes e azuis.

Nos cristais de mica amostrados neste veio, foram medidos os índices de refração, obtidos os difratogramas de Raios X e as análises químicas. Os dados químicos obtidos nas micas claras do Serviço do Ladim estão representados na Tabela 10. Nesta tabela podem ser vistos, os resultados obtidos para o Cs_2O por fluorescência de Raios X, para o Li_2O por absorção atômica e para os demais óxidos através de microsonda eletrônica.

Observando-se os resultados das análises químicas obtidas nas micas claras do Serviço do Ladim, no Veio 03 (Tabela 10), vê-se que a % em peso de MnO e Li_2O aumenta das zonas mais externas para as mais internas do corpo, enquanto o teor de FeO mostra um comportamento inverso.

Comparando-se os valores obtidos nas análises químicas das micas deste serviço com as outras já descritas, observa-se que os teores de SiO_2 e Al_2O_3 não apresentam uma variação apreciável, como o observado no Serviço João de Matos, do Veio 01 (Tabelas 03 e 04). Esse fato pode ser devido à pequena espessura do corpo, o que dificultaria um enriquecimento maior em Li nos níveis mais internos do corpo. Nas micas do Serviço João de Matos a % em peso de SiO_2 cresce de 45,7 para 49,5, enquanto o de Al_2O_3 decresce de 35,3 para 32,1% em peso, da zona

marginal para a zona intermediária interna. Este fato não é observado no Serviço do Ladim, no Veio 03.

TABELA 10 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA, POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X PARA O Cs_2O E POR ABSORÇÃO ATÔMICA PARA O Li_2O DAS MICAS CLARAS DO SERVIÇO DO LADIM, NO VEIO 03 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO.

	ZONA MARGINAL		ZONA MURAL		ZONA INTERMEDIÁRIA			
SiO_2	47,318	46,792	46,031	45,878	46,091	46,045	45,882	45,801
TiO_2	0,086	0,083	0,031	0,059	0,048	0,044	0,057	0,041
Al_2O_3	35,906	35,844	36,569	36,649	36,066	35,831	35,972	35,988
MgO	0,502	0,507	0,074	0,079	0,131	0,135	0,148	0,134
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,083	0,039	0,176	0,155	0,181	0,216	0,169	0,331
FeO	2,008	2,056	1,802	1,765	1,626	1,678	1,622	1,327
ZnO	0,086	0,144	0,052	0,081	0,096	0,049	0,049	0,073
GaO	0,023	0,181	0,053	0,062	0,039	0,089	0,027	0,039
BaO	0,103	0,019	0,079	0,058	0,000	0,101	0,000	0,000
Na_2O	0,438	0,381	0,484	0,455	0,423	0,426	0,414	0,434
K_2O	8,241	8,261	8,902	8,689	8,606	8,758	8,594	8,817
Rb_2O	0,408	0,527	0,613	0,644	0,607	0,605	0,593	0,574
Li_2O	0,230		0,245		0,497			
Cs_2O	0,004		0,013		-			
H_2O	4,060	4,167	3,672	3,725	4,006	3,958	3,973	4,018
F_2	0,731	0,672	1,584	1,469	0,883	0,955	0,923	0,830
Subtot.	100,22	99,907	100,38	100,03	99,300	99,387	99,920	98,904
$-\text{O}=\text{F}_2$	-0,308	-0,283	-0,667	-0,619	-0,372	-0,402	-0,389	-0,349
Total	99,919	99,624	99,713	99,407	98,928	98,985	98,531	98,555

De um modo geral, os teores de FeO nas micas claras amostradas no Veio 03 são maiores do que os encontrados nesses mesmos minerais no Veio 01. Similar às micas do Veio 01, o teor de Cs_2O das micas do Serviço do Ladim são muito pequenos.

Em síntese, não é observado uma grande variação na composição química entre as micas claras amostradas nos Veios 01 e 03 da Mina do Cruzeiro.

Foi difratado um cristal de cada zona pegmatítica pelo método do pó. Em todas as amostras foi encontrada uma estrutura correspondente à fase 2M_1 . A variação dos parâmetros unitários, como nas micas claras já descritas no Veio 01, não é grande quando caminha-se das zonas mais externas para as mais internas do corpo.

A correlação entre os teores de Li_2O versus os teores de F, SiO_2 , Rb_2O , Cs_2O e Al_2O_3 (Figura 36), mostra que a medida que cresce o teor de Li_2O , também aumenta a % em peso de Cs_2O e Rb_2O e decresce a de Al_2O_3 . Já, a medida que cresce o teor de Li_2O , a % em peso de SiO_2 permanece praticamente constante e a % de F cresce da zona marginal para a mural e decresce quando caminhamos da zona mural para a intermediária, contrariando a relação determinada por Foster (1960).

Na Figura 37 estão representados os teores de Li_2O e F em função da variação do índice de refração γ ou (γ') nas micas claras do Serviço do Ladim, no Veio 03. Similar aos resultados obtidos por Cerny & Ferguson (1972), observa-se que a medida que aumenta o teor de Li_2O , tem-se um decréscimo dos valores do índice de refração nas micas claras. Na correlação feita entre a % de F versus γ ou γ' , vê-se que o maior valor de índice de refração está associado às micas claras que apresentam a menor % de F, na zona marginal do corpo. Na zona mural, tem-se um aumento do teor de F e uma diminuição do valor do índice de refração, mas na zona intermediária esta correlação não é observada.

Observando-se os valores de índice de refração medidos nas micas claras do Serviço João de Matos, no Veio 01 (Figura 21) e comparando com micas no Serviço do Ladim (Figura 37), no Veio 03, vê-se que para teores de Li_2O e F bastantes similares, os índices de refração medidos nas micas do Veio 01 são bem maiores. Hendricks & Jefferson (1939) e Levinson (1953), contrariamente ao observado mais tarde por Cerny & Ferguson (1972), enfatizam que a medida que se observa variação do teor de Li_2O na estrutura das micas, existe uma mudança nos valores das constantes ópticas, porém sem nenhuma correlação entre esses valores.

No tocante à relação entre os teores de K e Rb e de K e Cs, determinados nas micas claras das zonas marginal, mural e intermediária do Serviço do Ladim, no Veio 03 e mostrado na Figura 38a e b, podemos dizer que a % em peso de Cs cresce da zona marginal para a zona mural. Das zonas mais externas para as mais internas do corpo, o Rb na estrutura das micas, inicialmente mostra um aumento de teor. Porém, quando são amostradas as micas da zona intermediária, acontece o inverso, pois elas apresentam um pequeno decréscimo em relação à zona mural.

Correlacionando os teores de Cs, determinados na estrutura das micas claras do Veio 03 (Figura 38b), com os obtidos nesse mesmo mineral do Serviço João de Matos, no Veio 01 (Figura 22b), observa-se que nas zonas marginal e mural do Veio 03, o teor de Cs é bem maior. Cerny *et*

al. (1985) mostraram que nos ambientes pegmatíticos, a migração do Cs está intimamente ligada à do B. Como o Veio 03 é muito mais rico em turmalina do que o Veio 01, isto pode explicar o

teor de Cs mais alto na estrutura dessas micas. Análises químicas, obtidas a partir de microsonda eletrônica, de feldspatos amostrados nessas zonas do Veio 03 mostraram somente a presença de albita. Portanto, nesse veio somente as micas foram os concentradores de Cs, enquanto no Veio 01 houve a cristalização simultânea de mica e feldspato potássico.

A Figura 39a e b, ilustra a variação da relação K/Rb em função dos teores de Li e Cs, determinados nas micas claras das várias zonas pegmatíticas do Serviço do Ladim, no Veio 03 da

Mina do Cruzeiro. Observa-se nesta mesma figura, uma comparação dos valores obtidos nas micas do Veio 03, com aqueles obtidos na estrutura das micas do Pegmatito de Tanco (Cerny & Burt 1984) e de Bob Ingersoll (Jolliff *et al.* 1987).

Como já foi mostrado durante a descrição das micas claras do Serviço João de Matos, no Veio 01, o teor de Cs e Li nas micas do Pegmatito de Bob Ingersoll (EUA) é crescente das zonas mais externas para as mais internas do corpo e a relação K/Rb diminui quando caminhamos nessa mesma direção. Similarmente a este corpo pegmatítico altamente diferenciado, observa-se o

mesmo comportamento na relação K/Rb e no teor de Cs das micas claras do Serviço do Ladim (Figura 39a e b).

Quando correlaciona-se a relação K/Rb dessas micas do Veio 03, com as do Serviço João de Matos, no Veio 01, nota-se que elas são ligeiramente menores e apresentam variação de K/Rb entre 12 e 14. Como já foi demonstrado por Lopes Nunes (1973), Cerny & Burt (1984), Jolliff *et al.* (1987) e Correia Neves (1990), à medida que aumenta a complexidade de um corpo pegmatítico, diminui a relação K/Rb na estrutura de suas micas claras. Esses autores também demonstraram que, nos pegmatitos homogêneos a relação K/Rb situa-se acima de 60, enquanto nos pegmatitos complexos altamente diferenciados e com grandes corpos de substituição, ela varia entre 4 e 22.

A partir disso podemos afirmar que, as análises químicas obtidas nas micas claras do Serviço do Ladim, no Veio 03, definem uma relação K/Rb que coloca este corpo entre os pegmatitos complexos altamente diferenciados, e possuindo corpos de substituição.

A relação entre a razão $K/Rb \times Ba$, Ga e Zn nas micas claras do Serviço do Ladim, no Veio 03, pode ser vista na Figura 40a, b e c. Nesta mesma figura, é mostrada a comparação dessa relação nas micas desse veio, com outros tipos de pegmatitos do mundo.

Pode ser observado que, existe uma diminuição dos teores de Ba, Ga e Zn, quando são analisadas as micas da zona de borda em direção as zonas mais internas do corpo. Este fato, ainda não tinha sido observado na descrição das micas do Veio 01.

O comportamento do Ba^{2+} , Ga^{3+} e Zn^{2+} não é bem conhecido na estrutura das micas de origem pegmatítica. O Ba^{2+} tem um tamanho quase igual ao do K^{+} , forma ligações fortes com o oxigênio e, é concentrado principalmente na estrutura dos feldspatos. Para Lopes Nunes (1973), nos pegmatitos menos desenvolvidos o teor de Ba chega a alcançar algumas centenas de ppm, enquanto nos pegmatitos complexos, como os mineralizados em polucita, esse teor cai para até 15ppm. O enriquecimento de Ga^{3+} nos pegmatitos portadores de elementos raros, é variável e

depende da especialização mineralógica do corpo. Os minerais do grupo da turmalina e das micas são os principais concentradores de Ga nos ambientes pegmatíticos. Nas micas, a variação do conteúdo de Ga está compreendida entre 240 e 880ppm. O Zn^{2+} mostra uma diminuição de teor, à medida que o corpo pegmatítico for mais diferenciado (Cerny *et al.* 1985). Porém, nenhum dado a respeito da variação desses três elementos nas várias zonas pegmatíticas, foi encontrado na literatura.

FIGURA 40 - RELAÇÃO ENTRE A RAZÃO K/Rb E Ba (a), Ga E Zn NAS MICAS CLARAS DO SERVIÇO DO LADIM, NO VEIO 03 DA MINA DO CRUZEIRO, COMPARADA COM VÁRIOS TIPOS DE PEGMATITOS DE OUTRAS PARTES DO MUNDO (CERNY & BURT 1984).

Correlacionando-se os valores obtidos para o Ba, Ga e Zn nas micas claras do Veio 03 (Figura 40), com os encontrados no Veio 01 (Figuras 24 e 30), observa-se que não existe nenhuma variação expressiva entre os teores encontrados nos vários serviços já descritos. O campo definido pela relação $K/RbxGa$ e Zn, insere-se naquele delimitado pelos Pegmatitos Lepidolíticos de Moçambique (Lopes Nunes 1973). Na relação $K/RbxBa$, o teor de Ba encontrado neste trabalho, é bem superior ao definido pelos vários tipos de pegmatitos de outras partes do mundo.

Da mesma maneira que nos itens anteriores, representou-se a variação da relação K/Rb versus os teores de Li e Cs, determinados nas micas claras das várias zonas pegmatíticas do Serviço do Ladim, no Veio 03 da Mina do Cruzeiro. Na Figura 41 podem ser observados os valores determinados nessas micas e a sua comparação com os campos definidos por micas pegmatíticas de outras partes do mundo.

A relação $K/RbxLi$ nas micas do Veio 03, definem um campo perfeitamente inserido naquele, denominado por Cerny & Burt (1984), de pegmatitos portadores de elementos raros. Na relação $K/RbxCs$, as micas claras da zona marginal não correlaciona-se com nenhum campo pegmatítico já definido, mas essa mesma relação nas micas da zona mural é concordante com os valores obtidos por Cerny & Burt (1984), para os pegmatitos portadores de elementos raros.

7 . 1 . 1 . 3 - EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA DAS MICAS

A evolução geoquímica das micas na Mina do Cruzeiro, será descrita em função da variação de alguns elementos químicos que podem ser incorporados na sua rede cristalina. A partir disso, será discutido a mudança composicional das micas, levando-se em consideração três aspectos observado nessa mineração: (1) variação ao longo de um perfil horizontal, ou seja, das zonas mais externas para as mais internas dos corpos; (2) variação ao longo de um perfil vertical, pois foram amostradas as micas do Serviço 1B (cota 925), do Serviço Descarga (cota 960), do Serviço João de Matos (cota 1.000) e no nível onde ocorre a polyolithionita (altitude de 1.050m); e também, (3) a variação composicional observada entre os veios pegmatíticos 01 e 03.

A correlação entre SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Li_2O , Na_2O e F na estrutura das micas nas várias zonas pegmatíticas dos cinco níveis amostrados no Pegmatito do Cruzeiro, já foi discutida anteriormente. Nas cinco zonas pegmatíticas do Serviço João de Matos pode ser observado uma nítida variação horizontal dos principais óxidos na estrutura das micas. A % em peso de SiO_2 é de

45,4% na zona marginal, vai aumentando gradativamente e atinge um teor médio de 48,5% na zona intermediária interna. Com a % em peso de Al_2O_3 acontece o inverso, pois na zona marginal é de 35,5% e na zona intermediária interna é de 33,5%. O teor de Li_2O e Cs_2O mostra um grande

aumento, quando são analisados as micas claras da zona intermediária interna (corpos de substituição).

Na Tabela 11 está representada a variação da relação K/Rb nas micas dos vários serviços e nas zonas pegmatíticas, dos Veios 01 e 03 da Mina do Cruzeiro. Nesta tabela, pode ser visto que a relação K/Rb nas micas claras do Serviço João de Matos, não decresce continuamente das zonas mais externas para as mais internas do corpo, porém os menores valores de K/Rb foram determinados na zona intermediária interna (corpos de substituição).

TABELA 11 - VARIACÃO DA RELAÇÃO K/Rb NAS MICAS CLARAS DOS VÁRIOS SERVIÇOS E ZONAS PEGMATITÍCAS, DOS VEIOS 01 E 03 DA MINA DO CRUZEIRO.					
	ZONA MARGINAL	ZONA MURAL	ZONA INTERMEDIÁRIA		
			EXTERNA	MÉDIA	INTERNA
NÍVEL DA POLYLI- THIONITA (1.050m).	2,95 A 3,65				
SERVIÇO JOÃO DE MATOS (1.000m).	17,5 a 19,5	13,7 a 16,5	19,8 a 21,2	16,3 a 18,3	11,2 a 16,0
SERVIÇO DESCARGA (960m).	19,5 a 20,0	15,0 a 16,5	11,2 a 14,0		
SERVIÇO 1B (925m).	-	18,0 a 23,0	-		
SERVIÇO DO LADIM.	14,0 a 18,0	12,3 a 13,1	12,0 a 13,9		

No Serviço Descarga, não foram determinadas variações apreciáveis no teor de SiO_2 e de Al_2O_3 nas micas claras das três zonas pegmatíticas amostradas. A % em peso de Li_2O e Cs_2O cresce das zonas externas para as mais internas do corpo. O teor médio de FeO é mais alto nas micas claras do Serviço Descarga, do que no Serviço João de Matos. De outro lado, a % em peso de Rb_2O , Li_2O , Cs_2O e F é menor nas zonas pegmatíticas do Serviço Descarga, em relação ao Serviço João de Matos. A variação K/Rb decresce regularmente da zona marginal em direção à zona intermediária interna do Serviço Descarga (Tabela 11).

No Serviço 1B, somente foram amostradas as micas da zona mural do corpo pegmatítico, impossibilitando a verificação da variação horizontal dos principais óxidos na estrutura das micas. O nível onde ocorre a polyolithionita e a moscovita ou moscovita litinífera é praticamente homogêneo, pois trata-se de uma massa compacta de amblygonita.

No Serviço do Ladim, no Veio 03, observa-se um nítido aumento da % em peso de MnO e Li_2O das zonas mais externas para as mais internas do corpo; já com o teor de FeO tem-se um comportamento inverso. Na relação K/Rb, tem-se uma variação entre 14,0 e 18,0 na zona marginal, entre 12,3 e 13,1 na zona mural e de 12,0 a 13,9 na zona intermediária (Tabela 11).

O segundo aspecto a ser discutido na evolução geoquímica das micas, é a sua variação composicional ao longo de um perfil vertical. O teor de FeO diminui à medida que os serviços situam-se em cotas mais altas. Por exemplo, na zona mural do Serviço 1B (cota 925), o teor de FeO varia entre 1,821 e 2,050% em peso; nessa mesma zona do Serviço Descarga (cota 960) e no Serviço João de Matos (cota 1.000) são, respectivamente, de 1,587 a 1,913 e de 1,491 a 1,619% em peso; já na polyolithionita e moscovita ou moscovita litinífera varia entre 0,000 e 0,042% em peso.

Os teores em Rb_2O e F aumentam à medida que as amostras vêm dos níveis topograficamente mais altos do corpo. Na zona mural do Serviço 1B, a % em peso de Rb_2O varia entre 0,325 e 0,403 e a de F de 0,313 a 0,486; no Serviço Descarga, a variação de Rb_2O e F é, respectivamente, de 0,495 a 0,501 e de 0,521 a 0,624, enquanto no Serviço João de Matos a % em peso de Rb_2O varia entre 0,462 e 0,545 e de F de 0,463 a 0,791. No nível onde foram encontradas as polyolithionitas (cota 1.050), o teor de Rb_2O situa-se entre 1,985 e 2,392% em peso nas moscovitas ou moscovitas litiníferas e entre 2,185 e 2,622% em peso nas polyolithionitas. Os teores de F nas micas deste nível são extremamente altos, situando-se entre 10,579 e 11,193% nas polyolithionitas e de 9,123 a 10,138% em peso nas moscovitas ou moscovitas litiníferas.

O teor de K nas polyolithionitas e nas moscovitas ou moscovitas litiníferas são similares aos valores encontrados nas micas claras da zona intermediária do Serviço Descarga e na zona intermediária interna do Serviço João de Matos.

Na Figura 42 está representada a variação dos campos definidos pela relação entre os teores de K e Rb (a) e K e Cs (b), determinados nas micas amostradas nos vários níveis do Veio 01, do Pegmatito do Cruzeiro. Observa-se que a medida que são analisadas as micas de níveis topograficamente mais altos, são definidos campos distintos, que indicam a evolução e a especialização mineralógica desse nível.

O teor de Li_2O foi determinado por absorção atômica nas micas claras dos Serviços Descarga e João de Matos, e calculado indiretamente a partir do teor de SiO_2 na polyolithionita.

Correlacionando-se os valores da zona intermediária do Serviço Descarga, da zona intermediária interna do Serviço João de Matos e no nível da polyolithionita, observa-se que eles são crescentes do Serviço Descarga em direção ao horizonte da polyolithionita, ou seja, aumenta dos níveis mais baixos para os mais altos da Mina do Cruzeiro. Na zona intermediária do Serviço

Descarga, o teor de Li_2O é de 1.138ppm; na zona intermediária interna do Serviço João de Matos é de 7.860ppm e na da polyolithionita esse teor médio sobe para 38.285ppm.

Como pode ser visto na Tabela 11, somente na zona mural foram determinadas as relações K/Rb, em todos os serviços do Veio 01. Vê-se claramente nesta zona, que a relação K/Rb diminui dos serviços mais baixos para os mais altos do Veio 01. Na zona mural do Serviço 1B, a relação K/Rb varia entre 18,0 e 23,0; no Serviço Descarga de 15,0 a 16,5; no Serviço João de Matos de 13,7 a 16,5 e no nível da polyolithionita, entre 2,95 e 3,65.

FIGURA 42 - VARIAÇÃO DOS CAMPOS DEFINIDOS PELAS RELAÇÕES ENTRE OS TEORES DE K E Rb (a) E K E Cs (b), DETERMINADOS NAS MICAS AMOSTRADAS NOS VÁRIOS NÍVEIS DO VEIO 01, DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. OBSERVA-SE QUE O Rb EVIDENCIA A EVOLUÇÃO VERTICAL NO CORPO.

Portanto, pode-se afirmar que o Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro, mostra uma clara diferenciação geoquímica, devido a variação de alguns elementos químicos presentes na estrutura das micas, quando caminha-se nas várias zonas pegmatíticas, ou seja, no sentido horizontal, e também no sentido vertical, visto que esse corpo aflora em uma encosta, apresentando um desnível topográfico de cerca de 330m.

No Serviço do Ladim, no Veio 03, todas as amostragem foram feitas num mesmo nível. Este fato, impossibilita uma avaliação da possível variação vertical, porventura existente nesse corpo pegmatítico.

O terceiro aspecto a ser observado, é a variação composicional entre as micas claras dos veios pegmatíticos 01 e 03 da Mina do Cruzeiro. Em média, os teores de FeO encontrados no Veio 03 são maiores do que os encontrados nas mica do Veio 01. As % em peso de Cs_2O obtidas

nas zonas marginal e mural do Veio 03, são ligeiramente superiores aos dessas mesmas zonas, nos Serviços Descarga e João de Matos. Concluindo-se, pode-se dizer que não é observado uma grande variação na composição química entre as micas claras analisadas nos Veios 01 e 03, do Pegmatito do Cruzeiro.

7.2 - NIÓBIO-TANTALATOS

Até os anos 60, a mineralogia dos nióbio-tantalatos era pouco conhecida e compreendia cerca de uma dezena de minerais. Nos dias atuais, é conhecido mais de uma centena de nióbio-tantalatos, compreendendo óxidos, silicatos e até boratos (Cerny 1975a). Os óxidos constituem o principal grupo de minerais portadores de nióbio e tântalo, apresentando uma assembleia bem diferenciada, em função dos vários ambientes em que ocorrem. A sua correta caracterização mineralógica permite distinguir ocorrências de afiliação anorogênicas/alcalinas, como nos carbonatitos, gabros, granitos alcalinos e pegmatitos tipicamente associados com Ti, Zr, Y e ETR (elementos terras raras), nos granitos peraluminosos e calco-alcalinos pós-orogênicos a tardi-tectônicos, associados com Li, Sn e W; e nos pegmatitos mineralizados em elementos raros tais como Li, Rb, Cs, Be, Sn e B. No primeiro tipo ocorrem exclusivamente óxidos portadores de Nb; o segundo apresenta potencial para Nb e Ta e o último tipo é muito significativo como fonte de Ta (Cerny & Ercit 1989).

A mineralogia do Nb e do Ta em pegmatitos portadores de elementos raros é complexa, sendo a sua distribuição em espécies minerais individuais entre diferentes tipos de pegmatitos, dominada pela relação de Nb/Ta (Cerny & Ercit 1985). Tomando-se uma das classificações para pegmatitos portadores de elementos-raros, como a elaborada por Beus (1960), as columbita-tantalitas mostram razão Nb/Ta alta e ocorrem no tipo berilo (i); já os minerais ricos em Ta, com Ta/Nb alta, são encontrados nas porções do pegmatito ricas em albita e lepidolita no subtipo espodumênio, petalita e amblygonita, do tipo complexo (ii); uma concentração de minerais de Ta nas zonas ricas em lepidolita, no subtipo lepidolita (iii); minerais de Ta disseminados numa matriz albitica e em bolsões de moscovita no subtipo espodumênio (iv) e dispersos numa assembleia rica em albita, no tipo albita (v) (Cerny 1989b). De um modo geral, a columbita-tantalita é o mineral

de Nb e Ta dominante nos pegmatitos moderadamente fracionados, podendo estar associados ou substituídos por microlita. Tapiolita é uma associação comum. Já nos pegmatitos (ii) e (iii), a associação de minerais de Nb e Ta torna-se bastante diversificada. Wodginita, microlita (uranomicrolita e plumbomicrolita), stibiotantalita, bismutotantalita, rynersonita, simpsonita, cestibitantita e seus produtos de alteração são típicos de pegmatitos altamente fracionados (Correia Neves *et al.* 1974; Cerny 1989c).

As associações de nióbio-tantalatos características de pegmatitos portadores de elementos raros, dos menos para os mais fracionados, de acordo com Cerny *et al.* (1985) são:

1) - aeschynita, samarsquita, fergusonita, euxenita, policrácio betafita e fersmita são espécies portadoras de nióbio ocorrendo tipicamente nos pegmatitos menos diferenciados, tal como também ocorre em Moçambique (Correia Neves *et al.* 1972).

2) - fergusonita-formanita, itriocolumbita-itriotantalita, nióbio-tântalo rutilo, columbita-tantalita, tapiolita, pirocloro-betafitita-microlita, stibiocolumbita-stibiotantalita e bismutocolumbita-bismutotantalita, mostram uma ampla substituição de Nb e Ta e são encontrados nos pegmatitos portadores de elementos raros (Correia Neves *et al.* 1974). A razão Nb/Ta reflete o nível de fracionamento atingido pelas várias zonas do corpo pegmatítico.

3) - espécies apresentando um predomínio de Ta, como wodginita, ixiolita, rynersonita, simpsonita, toreaulita, behierita e microlita rica em Cs, Sb, Ba, U, Pb, Bi e Sn, estão restritas a pegmatitos complexos, altamente fracionados e portadores de elementos raros.

Um dos melhores exemplos de mineralização de nióbio-tantalatos em todo o mundo é o Pegmatito de Tanco, no Canadá. Neste corpo são encontrados, além de minérios de tântalo, a petalita, a amblygonita, o espodumênio, a lepidolita, a polucita, a turmalina, o berilo e a trifilita-litiofilita mostrando-se muito rica em Li, Rb, Cs, Be, Ta, B, F e P (Grice *et al.* 1972). A mineralização de tântalo é bastante diversificada e está distribuída nas cinco zonas descritas neste corpo. Na unidade albitica sacaroidal, tem-se dois tipos de nióbio-tantalatos; um no flanco oriental, apresentando uma composição variando de ferrocolumbita a manganocolumbita, e, outro na extremidade oeste da mesma unidade composto pela manganotantalita. Já na zona rica em petalita, tem-se ixiolita, manganocolumbita-manganotantalita e tapiolita rica em Mn e pobre em Nb (Cerny & Ercit 1985). Nas outras zonas são encontrados outros nióbio-tantalatos como a wodginita, microlita, simpsonita, cestibtantalita e stibiotantalita (Cerny 1982c).

No Brasil tem-se inúmeros pegmatitos mineralizados em nióbio-tantalatos. Leonardos (1936) apresenta a descrição da columbita, euxenita e fergusonita da Lavra da Generosa, em

Sabinópolis, Minas Gerais. Com o advento da 2ª Guerra Mundial, o Brasil tornou-se um dos grandes fornecedores de minerais de tântalo para os Estados Unidos da América. Em consequência disso, inúmeros geólogos brasileiros passaram a desenvolver trabalhos em jazimentos pegmatíticos, apresentando muitas publicações científicas sobre nióbio-tantalatos. Para Rolff (1943), nos pegmatitos do nordeste, a tantalita ocorre próxima ao núcleo de quartzo e inclusa no nível albitico. Almeida *et al.* (1943) afirmam que a columbita-tantalita de pegmatitos da Paraíba e Rio Grande do Norte está associada a corpos heterogêneos concentrando-se na zona dos grandes cristais, no contato com o núcleo de quartzo. Johnston Jr. (1945b) descreve vários corpos pegmatíticos no Estado do Ceará, mostrando que eles não são tão heterogêneos como os da Paraíba e apresentam nióbio-tantalatos com teor de tântalo mais baixo. Johnston Jr. (1945a) apresenta uma descrição detalhada dos pegmatitos existentes na região limítrofe entre a Paraíba e o Rio Grande do Norte, afirmando que a tantalita ocorre em cristais diminutos e disseminados na zona albitizada. Rolff (1946) mostra que os corpos pegmatíticos da Serra da Borborema são muito ricos em nióbio-tantalatos, citando vários minerais, tais como a columbita-tantalita, a samarsquita, a euxenita, o polícrásio, a microlita e a fergusonita. Na região de São José da Safira, César-Mendes & Castañeda (1992) descreveram a columbita-tantalita da Mina do Colônião. Não apresentam análises químicas, enfatizando apenas que os nióbio-tantalatos são do tipo I ou ordenado.

O Pegmatito do Cruzeiro é um corpo muito pobre em nióbio-tantalatos. Nele ocorrem minerais do grupo da columbita-tantalita (manganocolumbita-manganotantalita) apresentando uma pequena variação no teor de Nb_2O_5 e Ta_2O_5 ; um mineral do grupo da aeschynita ou possivelmente uma calciotantalita com sua variedade rica em Na (ungursáita), e um terceiro tantalô-niobato, a behierita.

7.2.1 - GRUPO DA COLUMBITA-TANTALITA

Os minerais do grupo da columbita-tantalita pertencem ao sistema ortorrômbico e têm como unidade de fórmula AM_2O_6 , onde $A=Fe, Mn, Mg$ e $M=Nb$ e Ta . Outros elementos que

podem ser encontrados em quantidades menores são o Fe^{3+} , o Sc^{3+} , o Ti^{4+} , o Sn^{4+} e o W^{6+} . Segundo Cerny & Ercit (1989), os membros extremos deste grupo são representados por:

ferrocolumbita	FeNb_2O_6
manganocolumbita	MnNb_2O_6
manganotantalita	MnTa_2O_6
magnocolumbita	MgNb_2O_6

Um membro extremo, a ferrotantalita (FeTa_2O_6), apresentando $(\text{Fe} > \text{Mn})(\text{Ta} > \text{Nb})_2\text{O}_6$ também é conhecido, mas pertence a série da tapiolita, do sistema tetragonal.

Aspectos estruturais e dados de difração de raios X sobre a solução sólida columbita-tantalita $[(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6]$ e ixiolita $[(\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Sn})\text{O}_2]$ já foram detalhadamente discutidos por Nickel *et al.* (1963), Moreau & Tramasuri (1965), Beugnies & Mozafari (1968), Grice *et al.* (1972) e Graham & Thornber (1974a, 1974b e 1974c).

A estrutura cristalina do grupo da columbita-tantalita é análoga a da brookita. Adusumilli (1978) apresenta um esquema desta estrutura projetado segundo 001 e aqui reproduzido na Figura 43. Observa-se que em 43a os íons de Fe e Mn ocupam o centro do octaedro de coordenação com o O, os quais alternam em duas cadeias com Nb e Ta no centro. Em 43b não são discriminadas as cadeias com Fe, Mn, Ta e Nb, mas estatisticamente estes elementos ocupam o centro dos octaedros, sem qualquer ordem preferencial. Assim, a cela unitária poderia ser reduzida segundo a dimensão cristalográfica b_0 a 1/3 do valor comum, assemelhando-se à cela da ixiolita, cuja malha está reproduzida em 43c. A Figura 43a representa uma estrutura ordenada ou do tipo II e a Figura 43b, uma estrutura desordenada ou do tipo I, caracterizando o fenômeno ordem-desordem nestes minerais. O polimorfismo ordem-desordem é caracterizado pela difração de raios X. A forma ordenada mostra maior número de raia de difração, notadamente as que correspondem aos planos reticulares 020 ($d=7,14\text{\AA}$), 110 ($d=5,27\text{\AA}$), 220 ($d=2,66\text{\AA}$) e 240 ($d=2,238\text{\AA}$). O tipo II, mostra difratograma semelhante ao da manganotantalita, enquanto o tipo I é idêntico ao da ixiolita.

Quanto à origem do fenômeno ordem-desordem, vários autores relacionam-o à temperatura de formação do cristal. Para Cerny *et al.* (1986), o fenômeno ordem-desordem em columbita-tantalita, wodginita e ixiolita sugere uma cristalização de todas as fases em um estado desordenado, verificando-se um subsequente ordenamento acontecendo já no estado sólido, em

função da velocidade de resfriamento do corpo pegmatítico. Para esses pesquisadores, o grau de desordem também mostra uma correlação positiva com Ti^{4+} , Sn^{4+} , Fe^{3+} e Sc^{3+} , presentes na estrutura dos minerais de Nb e Ta.

Como já foi mostrado anteriormente, o grupo da columbita-tantalita não é muito comum no Pegmatito do Cruzeiro. Foram amostrados alguns cristais na zona marginal do corpo pegmatítico (amostra JM-FELD-01), no Serviço João de Matos. Este serviço (galeria), como já foi visto, destina-se à exploração de turmalinas, com finalidade gemológica. Neste nível do corpo pegmatítico, o nióbio-tantalato ocorre associado, principalmente, a feldspatos, à mica e ao quartzo. Os maiores exemplares de nióbio-tantalatos, exibem dimensões de aproximadamente 4cm. Mostram hábito variado, sendo mais comuns os irregulares ou maciços. Raramente, observam-se estriações resultantes do crescimento oscilatório de algumas faces. Os cristais são opacos, mostram uma coloração variando de preto a cinza escuro, brilho vítreo e traço castanho. Quanto à textura, em geral as secções têm um aspecto muito homogêneo. Destes mesmos cristais,

foram obtidos os difratogramas de Raios X e análises químicas por meio de microsonda eletrônica. As dimensões da cela unitária foram calculadas a partir dos dados obtidos por difração de Raios X pelo método do pó, onde um mínimo de 12 e um máximo de 22 reflexões foram usadas, com 2θ variando entre 10° e 70° . Das amostras coletadas no Serviço João de Matos, foram obtidos 12 difratogramas, onde um dos mais representativos pode ser visto na Tabela 12, juntamente com os seus valores de a_0 , b_0 e c_0 , comparados com o difratograma da ixiolita de Nickel *et al.* (1963).

TABELA 12 - PRINCIPAIS REFLEXÕES DO DIAGRAMA DE PÓ E OS VALORES DE a_0, b_0 E c_0 DE UMA AMOSTRA DO GRUPO DA COLUMBITA-TANTALITA DA MINA DO CRUZEIRO, COMPARADO COM AS DO DIAGRAMA DA IXIOLITA OBTIDO POR NICKEL <i>ET AL.</i> (1963).				
Grupo da columbita-tantalita da Mina do Cru zeiro		Ixiolita obtida por Nickel <i>et al.</i> (1963)		
d(Å)	I/I ₀	d(Å)	I/I ₀	hkl
3,651	38	3,65	32	110
2,966	100	2,98	100	111
2,870	5	2,87	5	200
2,553	9	2,57	13	002
2,495	2	2,51	20	201
2,366	6	2,37	5	020
2,249	2	2,265	4	012
2,207	7	2,213	4	211
2,093	9	2,104	9	112
1,909	5	1,915	4	202
1,826	9	1,826	6	220
1,770	13	1,772	13	310
1,735	13	1,746	17	022
1,725	25	1,722	24	221
1,543	9	1,554	12	113
1,456	14	1,459	29	312
1,378	3	1,380	1	401
$a_0=4,753\text{Å}$		$a_0=4,74\text{Å}$		
$b_0=5,725\text{Å}$		$b_0=5,73\text{Å}$		
$c_0=5,089\text{Å}$		$c_0=5,16\text{Å}$		

Todas as amostras do grupo da columbita-tantalita que foram difratadas correspondem ao tipo I ou forma desordenada, apresentando como primeira reflexão a da família de planos com valores entre 3,63 e 3,65Å. Quatro amostras apresentam o pico correspondente a (020) (d aproximadamente igual a 7,00Å), característico do tipo ordenado, embora sua intensidade seja muito pequena. Para Nickel *et al.* (1963), o grau de ordem em uma columbita-tantalita e ixiolita, é indicado pelas intensidades das distâncias interplanares 7,1Å e 5,3Å.

A variação do estado estrutural dos minerais do grupo da columbita-tantalita em ambientes graníticos, já foi estudada por vários pesquisadores. Para Cerny & Ercit (1985), as columbitas-tantalitas desordenadas são muito mais comuns do que as fases completamente ordenadas. Elas são formadas em um estado desordenado e dependendo das condições de temperatura e pressão do ambiente, permanecem desordenada ou desenvolvem um estado ordenado. A estrutura desordenada é mais persistente em baixa temperatura e pressão, enquanto sob condição de mais alta temperatura e pressão a transição para o estado ordenado é mais rápida. Cerny *et al.* (1986) mostraram que nos pegmatitos residuais de granito, existe uma relação entre o estado estrutural da columbita-tantalita e a distância do corpo pegmatítico em relação à intrusão granítica. Nos pegmatitos encaixados nos granitos, eles mostram estrutura ordenada; nos corpos próximos ao corpo granítico, variam de fases ordenadas a desordenadas, enquanto nas faixas pegmatíticas mais distantes do plúton granítico que lhe deu origem, somente ocorre columbita-tantalita com estrutura desordenada.

Nos minerais do grupo da columbita-tantalita do Pegmatito do Cruzeiro, a cristalização se processou em um estado estrutural parcialmente desordenado. Como não é observado nenhum corpo granítico próximo, as condições de resfriamento foram mais rápidas, preservando-se este tipo de estrutura.

Quanto aos parâmetros de cela unitária dos nióbio-tantalatos, Sturdivant (1930, *in* Adusumilli 1978) estudando material proveniente da Noruega, contendo 17% de Ta_2O_5 , determinou os valores de $a_0=5,082\text{\AA}$, $b_0=14,328\text{\AA}$ e $c_0=5,730\text{\AA}$. Berry & Thompson (1962, *in* Adusumilli 1978) determinaram $a_0=5,81\text{\AA}$, $b_0=14,26\text{\AA}$ e $c_0=5,09\text{\AA}$, em um cristal apresentando um teor de 48% de Ta_2O_5 . Nos minerais do grupo da columbita-tantalita do Pegmatito do Cruzeiro, foram determinados os parâmetros unitários a partir de 12 amostras. As diferenças entre os valores máximos e mínimos obtidos, não foram muito grande. O valor de a_0 apresentou uma variação entre 4,734 a 4,771 $\text{\AA}$, b_0 entre 5,725 a 5,739 $\text{\AA}$ e c_0 entre 5,089 a 5,146 $\text{\AA}$. Vale a pena ressaltar que no decorrer desses cálculos, adotou-se a convenção dos mineralogistas canadenses para o sistema ortorrômbico, os quais usam $a_0 < c_0 < b_0$. Na Tabela 12, referem-se os valores dos parâmetros unitários de uma das amostras difratadas pelo método do pó.

Ao contrário do que se pensava inicialmente, a variação dos parâmetro unitários não reflete uma mudança na razão Nb/Ta na estrutura das columbitas-tantalitas. Foord (1982), mostrou que o parâmetro unitário a_0 varia com a mudança da razão Mn/Fe, enquanto b_0 e c_0

permanecem praticamente constantes. A razão dos parâmetros unitários a_0/c_0 das columbitas-tantalitas é muito utilizada como um indicador do fenômeno ordem-desordem, com a cela unitária expandindo na direção de c_0 e contraindo em a_0 , com o aumento da desordem na sua estrutura. Cerny & Turnock (1971) introduziram o diagrama a_0 ($3 \times a_0$ para as fases desordenadas) $\times c_0$, para representar o grau de ordenamento dos minerais do grupo da columbita-tantalita, em pegmatitos graníticos. Como já foi observado nos difratogramas de raios X obtidos, os minerais do grupo da columbita-tantalita do Pegmatito do Cruzeiro apresentam estado estrutural desordenado. Quando são plotados os valores de $3a_0 \times c_0$ no diagrama visto na Figura 44, observa-se que esses minerais da Mina do Cruzeiro mostram um campo muito bem definido e, também muito próximo de uma estrutura totalmente desordenada.

FIGURA 44 - DIAGRAMA $3a_0 \times c_0$ DOS MINERAIS DO GRUPO DA COLUMBITA-TANTALITA DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. ENTRE AS DUAS RETAS TRACEJADAS, O GRAU DE ORDEM DESSES MINERAIS VARIA GRADUALMENTE (CERNY *ET AL.* 1989). OBSERVA-SE QUE AS COLUMBITAS DO CRUZEIRO DEFINEM UM CAMPO ONDE A SUA ESTRUTURA É QUASE TOTALMENTE DESORDENADA.

Nos pegmatitos a razão Nb/Ta varia durante a cristalização, com o Ta permanecendo nos resíduos de temperatura mais baixa. Devido a esse fato, o Nb entra, preferencialmente, na estrutura cristalina dos nióbio-tantalatos no início da cristalização, ocasionando uma variação da razão Nb/Ta, nas várias zonas de um mesmo corpo pegmatítico. Portanto, nióbio-tantalatos com alto teor de Nb são encontrados nas zonas externas dos corpos pegmatíticos (Möller 1989). Em geral, a razão Ta/(Ta+Nb) cresce das zonas mais externas para as mais internas do corpo, similar ao que acontece com a variação de K/Rb em feldspatos e de Cs/Rb nas micas (Correia Neves 1962; Correia Neves *et al.* 1972; Lopes Nunes 1973; Cerny *et al.* 1985 e Jolliff *et al.* 1987).

Cerny *et al.* (1986) observaram que em ambientes pobre em F, Cs, Rb e Li, o fracionamento do Ta é acompanhado de um enriquecimento pequeno de Mn, que culmina com a

cristalização da ixiolita e secundariamente da microlita. Já na paragênese rica nesses elementos, o fracionamento do Ta é precedido por um grande enriquecimento em Mn, gerando manganotantalita, wodginita ou microlita.

Na Tabela 13 estão representadas as análises químicas obtidas por microsonda eletrônica de três amostras da série columbita-tantalita da zona marginal do Veio 01 (Serviço João de Matos) da Mina do Cruzeiro, comparado com uma análise de manganotantalita do nordeste brasileiro, obtida a partir de fluorescência de Raios X, por Adusumilli (1978). Nesta mesma tabela, também podem ser observadas as análises da aeschynita e da, possível, behierita.

Como pode ser observado na Tabela 13, os minerais deste grupo que ocorrem na Mina do Cruzeiro, pertencem a uma solução sólida manganocolumbita (MnNb_2O_6) - manganotantalita (MnTa_2O_6), apresentando somente traços dos demais elementos comuns na estrutura da columbita-tantalita. A fórmula calculada na base de 06 oxigênios, para as três análises desses minerais do Pegmatito do Cruzeiro, pode ser representada como:

Também pode ser observado na Tabela 13, que apesar dos cristais de columbita-tantalita terem sido amostrados na zona marginal de um dos corpos pegmatíticos, eles mostram um teor relativamente alto em Ta, indicando já, um grande fracionamento da solução pegmatítica.

As análises químicas apresentadas na Tabela 13, foram recalculadas em função de sua razão atômica e colocadas na Figura 45. Como as manganotantalitas do Pegmatito do Cruzeiro foram amostradas na zona marginal do corpo, era de se esperar um alto teor de Nb e uma relação Fe/Mn relativamente alta. Como pode ser visto na Figura 45, elas mostram um campo composicional muito bem definido, apresentando um percentual calculado de Nb e Ta praticamente igual, e valor superior a 85% de Mn nos três cristais analisados. Para Cerny *et al.* (1985); Correia Neves (1990); Correia Neves (1993), espécies mostrando um alto teor de Ta, ocorrem nos pegmatitos complexos altamente fracionados e portadores de elementos raros. Nestes corpos, as soluções metassomáticas tardias contêm um percentual de Fe muito baixo, sendo comuns os minerais contendo Ca, Na, Al e Sn.

Nesta mesma figura, podem ser vistos os campos composicionais da columbita-tantalita dos Pegmatitos Moose e Plex, no Canadá. O Pegmatito Moose é um corpo complexo, do subtipo

TABELA 13 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DE NIÓBIO-TANTALATOS DA MINA DO CRUZEIRO, COMPARADAS COM NIÓBIO-TANTALATOS DE OUTROS LOCAIS.

	1	2	3	4	5	6	7
Ta ₂ O ₅	53,508	52,904	55,044	76,700	68,620	66,6	87,972
Nb ₂ O ₅	30,008	30,307	29,284	5,300	5,335	14,2	2,525
TiO ₂	0,031	0,216	0,306	0,400	0,035	n.d.	0,000
SnO ₂	0,050	0,138	0,223	0,820	0,018	n.d.	0,085
FeO	0,065	0,165	0,015	0,671	0,091	0,4	0,000
MnO	15,409	13,956	14,281	14,664	0,000	0,1	0,005
CaO	0,080	0,835	0,031	tr.	13,173	13,0	0,505
SiO ₂	0,350	0,080	0,272	0,370	0,739	3,0	0,386
Al ₂ O ₃	0,139	0,155	0,085	0,114	0,110	n.d.	0,081
MgO	0,029	0,422	0,020	tr.	0,021	n.d.	0,028
WO ₃	0,000	0,000	0,000	n.d.	0,000	n.d.	0,000
ThO ₂	0,029	0,000	0,000	tr.	0,015	n.d.	0,000
UO ₂	0,075	0,100	0,042	n.d.	0,000	n.d.	0,000
Y ₂ O ₃	0,058	0,011	0,000	n.d.	0,098	n.d.	0,000
PbO	0,077	0,130	0,029	tr.	0,000	n.d.	0,000
Na ₂ O	0,080	0,595	0,014	n.d.	5,096	n.d.	0,000
Total	99,988	100,014	99,646	99,039	93,351	97,3	91,587

1, 2 e 3 - análise química da manganotantalita da Mina do Cruzeiro; 4 - análise química da manganotantalita do nordeste brasileiro (Adusumilli 1978); 5 - análise química da aeschynita da Mina do Cruzeiro; 6 - análise química da aeschynita obtida por Foord & Mrose (1978); 7 - análise química da behierita da Mina do Cruzeiro

Li, Be e Nb > ou < Ta, com uma associação mineralógica do tipo cleavelandita+quartzo, cleavelandita+amblygonita e columbita-tantalita. Já no Pegmatito Plex, podem ser encontradas duas gerações de columbita-tantalita; uma de ferrocolumbita associada a grandes cristais de turmalina dentro do núcleo de quartzo e outra de manganocolumbita na zona rica em moscovita (Cerny & Ercit 1985).

Nas análises químicas da manganotantalita do Pegmatito do Cruzeiro mostrada na Tabela 13, foram calculados os valores de Ta, Nb, Fe e Mn (% em peso) e plotados nos diagramas da Figura 46. A razão Fe/Mn e Nb/Ta nos minerais do grupo da columbita-tantalita reflete o nível de fracionamento atingido pelas soluções que deram origem ao corpo pegmatítico, ou a unidades individuais dentro do próprio corpo. Columbitas-tantalitas mostrando uma razão Nb/Ta alta, são encontradas nos pegmatitos menos fracionados. A medida que a razão Nb/Ta diminui, aumenta o grau de fracionamento da fusão pegmatítica (Figura 46A). Da mesma maneira, a razão Fe/Mn é um indicador do grau de fracionamento da fusão que deu origem ao corpo pegmatítico. Ferrocolumbitas são encontradas nos corpos menos fracionados, enquanto um grande

enriquecimento em Mn é mostrado pelos pegmatitos complexos, do subtipo lepidolita (Figura 46B). Enriquecimento acentuado em Mn é muito comum, nas columbitas-tantalitas de corpos pegmatíticos com níveis ricos em lepidolitas (Cerny *et al.* 1985).

Como pode ser observado na Figura 46, a columbita-tantalita da Mina do Cruzeiro, apesar de ter sido amostrada na zona marginal dessa apófise, mostra uma relação Fe/Mn e Nb/Ta muito baixa, evidenciando um grande fracionamento das soluções que deram origem a esses corpos.

7.2.2 - GRUPO DA AESCHYNITA

Os minerais do grupo da aeschynita apresentam uma fórmula ideal que pode ser representada por $AMM'O_6$, onde $A = Y, Ce$; $M = Nb, Ta$ e $M' = Ti$. A substituição em par do tipo $Ca^{++} + (Nb, Ta)^{5+}$ por $(Y + ETR)^{3+} + Ti^{4+}$ é bastante comum, resultando em uma composição similar à

FIGURA 46 - DIAGRAMAS MOSTRANDO A RAZÃO Nb/Ta x Ta (A) E Fe/Mn x Mn (B), PARA AS MANGANOTANTALITAS DO PEGMATITO DO CRUZEIRO, COMPARADOS COM AS COLUMBITAS-TANTALITAS DE PEGMATITOS AFRICANOS (KNORRING & FADIPE 1981) E PEGMATITOS DA AMÉRICA DO NORTE (CERNY *ET AL.* 1985).

da vigezzita e da rynersonita, ambos estequiometricamente semelhantes à columbita, podendo ser representados por AB_2O_6 (Cerny & Ercit 1989). Os minerais pertencentes ao grupo da aeschynita estão listados a seguir:

aeschynita	$(Ce,Ca)(Ti,Nb)_2O_6$
ítrio-aeschynita	$(Y,Ca)(Ti,Nb)_2O_6$
neodímio-aeschynita	$(Nd,Ce,Ca)(Ti,Nb)_2O_6$
nióbio-aeschynita	$(Ce,Ca)(Nb,Ti)_2O_6$
tântalo-aeschynita	$(Ca,ETR)(Ta,Ti,Nb)_2O_6$
vigezzita	$(Ca,Ce)(Nb,Ta,Ti)_2O_6$
rynersonita	$CaTa_2O_6$

Polymignita, lyndochita, sinicita, priorita e blomstrandina são denominações utilizadas como sinônimos para a aeschynita. O teor de ETR nos minerais do grupo da aeschynita é dominado pelo grupo do cério (Ce), sendo que o percentual de terras raras pesadas aumenta nos minerais ricos em ítrio (Y). Nessas mesmas fases ricas em ítrio, normalmente tem-se um enriquecimento de disprósio (Dy) (Cerny & Ercit 1989).

Aeschynita é um constituinte típico dos corpos portadores de mineralizações de elementos raros, como granito e nefelina sienito, de afiliação alcalina e anorogênica. Também é encontrada nos pegmatitos graníticos, relacionados tanto a ambientes anorogênicos e orogênicos, porém ricos em ETR. Tântalo-aeschynita e vigezzita foram encontrados apenas na sua localidade-tipo. Rynersonita é formada em pegmatitos altamente fracionados, mostrando uma razão Nb/Ta muito baixa, que é típica desses ambientes (Cerny & Ercit 1989).

Um fato interessante é que a rynersonita, foi obtida primeiro em laboratório por Jahnberg *et al.* (1959, in Foord & Mrose 1978) e somente 19 anos depois foi encontrada no Pegmatito Himalaya, em San Diego County, Califórnia. Foord & Mrose (1978) fizeram a sua caracterização e homenagearam o Sr. Fred J. Rynerson, proprietário dessa mina de turmalina na Califórnia.

No Pegmatito do Cruzeiro, o mineral do grupo da aeschynita ocorre em grãos com uma dimensão de aproximadamente 100 microns, impossibilitando a sua determinação a partir de difração de raios X, pelo método do pó. Como pode ser observado na Tabela 13, esses microcristais foram analisados através de uma microsonda eletrônica, em funcionamento na Universidade de Brasília.

Como já foi mostrado anteriormente, em um nível topograficamente mais alto, existente na Mina do Cruzeiro, é encontrada uma massa compacta de amblygonita, apresentando uma pequena percentagem de quartzo, lepidolita e moscovita. Incluso nessa massa xenomórfica de amblygonita, foram encontrados os minúsculos cristais de aeschynita e também, da possível, behierita.

Observando-se a análise química da aeschynita do Pegmatito do Cruzeiro, nota-se que ela mostra um total de fechamento muito baixo, ou seja, apenas 93,351%. A aeschynita de Foord & Mrose (1978), mostra um teor de aproximadamente 1,0% de $\text{Sb}_2\text{O}_3 + \text{Bi}_2\text{O}_3$, e esses óxidos não foram analisados neste trabalho. Porém, observações efetuadas a partir de sistema dispersivo de energia (EDS) mostraram a presença de terras raras na aeschynita da Mina do Cruzeiro.

Levando-se em consideração apenas os elementos analisados, pode-se afirmar que o mineral do grupo da aeschynita que ocorre no Pegmatito do Cruzeiro é a rynersonita. Outra possibilidade, é um nióbio-tantalato portador de cálcio, denominado calciotantita ($\text{CaTa}_4\text{O}_{11}$) e

encontrado nos pegmatitos graníticos da Península de Kola, na ex-URSS. A ungursaíta, encontrada no mesmo local, uma variedade da calciotantita rica em Nb e apresentando uma substituição de $\text{Na}^+(\text{OH})^-$ por $\text{Ca}^{2+}+\text{O}^{2-}$, seria outra possibilidade (Voloshin *et al.* 1985, in Cerny & Ercit 1989).

7.2.3 - BEHIERITA

A behierita é o único borato de tântalo descrito na literatura mineralógica. Trata-se de um mineral de composição $[(\text{Ta}, \text{Nb})\text{BO}_4]$, pertencente ao sistema tetragonal, com estrutura similar a do zircão (Mrose & Rose 1961; Mrose & Rose 1962). Até o presente momento ela tinha sido encontrada apenas na sua localidade-tipo, na República Malgaxe, em pegmatitos que exibem grande atividade de B, durante a sua consolidação (Cerny & Ercit 1989). Esta grande quantidade de B, reflete-se na formação da hambergita $[\text{Be}_2(\text{OH}, \text{F})(\text{BO}_3)]$, rhodizita $\{(\text{Li}, \text{Na}, \text{K}, \text{Rb}, \text{Cs})\text{Al}_4\text{Be}_4[\text{B}_{11}\text{O}_{26}(\text{OH}_2)]\}$ e manandonita $\{\text{LiAl}_2(\text{OH})_2[\text{Al}_2(\text{OH})_6]\text{AlBSi}_2\text{O}_{10}\}$, ocorrendo sempre associados a pegmatitos ricos em B, Li, Be e Mn. Esses pegmatitos normalmente são portadores de caldeirões (*pockets*) contendo lepidolita, quartzo, albita, manganoapatita, polucita e turmalina na variedade gemológica denominada de rubelita (Moore 1982).

No Pegmatito do Cruzeiro, ocorre um nióbio-tantalato em grãos microscópicos, com dimensão de até 100 microns, associado a uma massa compacta de amblygonita, lepidolita, moscovita e turmalina de coloração verde, azul e vermelha. É possível que essa fase mineral corresponda a espécie behierita.

Excetuando-se o Ta_2O_5 e o Nb_2O_5 , todos os outros óxidos apresentam teores abaixo de 0,5% em peso. A soma total dos óxidos é baixa, evidenciando a presença de outros elementos que precisam ser analisados. Análises complementares obtidas pelo sistema dispersivo de energia (EDS) não mostraram a presença de ETR. Por outro lado, devido à dificuldades analíticas não foi possível confirmar a presença ou não do B, fato que permitiria caracterizar com certeza a behierita.

7.3 - BERILO

O berilo é uma das fontes do elemento químico berílio, sendo conhecido desde a antiguidade pelo seu uso, sob a forma de gemas coradas. Suas variedades gemológicas diferenciadas basicamente pela cor são a esmeralda (verde), água-marinha (azul), morganita (rósea), heliodoro (verde-amarelado), goshenita (incolor) e bixbita (vermelho salmão).

Embora o berilo seja representado pela fórmula $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$, nenhuma análise química apresenta resultados que correspondam exatamente a esta composição. É comum a presença de H_2O ; de álcalis, que em certas variedades podem atingir de 5 a 8% em peso; além de Fe, Mn, Cr, Mg e outros elementos.

O conhecimento da disposição dos átomos na estrutura interna do berilo só ocorreu na década de 20, mas muitos estudiosos do passado, entre eles Haüy, já tinham concluído que este mineral pertencia ao sistema hexagonal. Porém a estrutura do berilo, tal como é aceita até os dias de hoje, foi determinada por Bragg & West (1926, *in* Sinkankas 1981). Segundo estes autores, o berilo pertence à classe 6/mmm, bipiramidal dihexagonal, cujo grupo espacial é representado por $P/6m\ 2/c\ 2/c$.

Como pode ser observado na Figura 47, a estrutura do berilo é formada por anéis de tetraedros SiO_4 , empilhados uns sobre os outros e conectados, alternadamente, a átomos de alumínio e de berílio. Cada alumínio é ligado a seis átomos de oxigênio, enquanto cada berílio está ligado a quatro átomos de oxigênio. Uma outra característica estrutural, de grande significado nas propriedades físicas e químicas do berilo, é que anéis de tetraedros SiO_4 estão precisamente alinhados uns sobre os outros, formando um verdadeiro sistema de canalículos contínuos paralelamente ao eixo cristalográfico c (Figura 48). As linhas tracejadas, vistas na Figura 48, passam através dos centros destes canalículos estruturais.

Refinamentos estruturais devido a Hawthorne & Cerny (1977) e Sherriff *et al.* (1991), mostraram vários aspectos do posicionamento dos álcalis e H_2O na rede cristalina do berilo, além de mostrar que a substituição de Be^{2+} por Li^+ está condicionada a um mecanismo de entrada dos álcalis nesses canais paralelos ao eixo c da estrutura do berilo.

O Brasil é um dos maiores produtores mundiais de berilo industrial e de suas variedades gemológicas. Durante a Segunda Guerra Mundial, Minas Gerais supriu cerca de 75% das

necessidades de berilo industrial dos Estados Unidos (Metamig 1987). Já, na bandeira comandada por Fernandez Tourinho, em 1571, que atingiu a região pegmatítica, onde hoje está situada a Cidade de Araçuaí, foi encontrado berilo azul. Um fato interessante, é que da expedição de Fernão Dias Paes Leme, em 1674, quando teria sido encontrada a famosa Montanha das

FIGURA 47 - PROJEÇÃO DA ESTRUTURA DO BERILO SOBRE O PLANO DO PRISMA {1010}. OS NÚMEROS AO LONGO DA DIMENSÃO c_0 CORRESPONDEM A VALORES PERCENTUAIS DESTES PARÂMETRO (SINKANKAS 1981).

Esmeraldas, foi enviado a Lisboa um total de 128 cristais de minerais-gemas, pesando aproximadamente 430g e composto por água-marinha, topázio e esmeralda (hoje sabe-se que eram turmalinas verdes). Este bandeirante descobriu a Serra Resplandecente, onde hoje está situada a Mina do Cruzeiro (Moura 1981). Exceto a esmeralda, todas as outras variedades de berilo ocorrem em apófises pegmatíticas. Atualmente, o Brasil é um dos grandes produtores mundiais de esmeraldas, a partir da Jazida de Carnaíba (Couto & Almeida 1982), de Socotó (Schwarz & Mendes 1985b), de Itabira (Schwarz & Mendes 1985a; Souza 1988), de Santa Terezinha de Goiás (Mendes 1989) e da Capoeirana (Epstein 1989, Souza *et al.* 1989, Souza *et*

al. 1990 e Souza *et al.* 1992). Notáveis são as outras variedades de berilo gema que são encontradas nas mais diversas localidades das províncias pegmatíticas brasileiras. Referências podem ser encontradas em Leonardos (1936), Rolff (1943), Almeida *et al.* (1943), Catriú (1944), Franco (1945), Johnston Jr. (1945a), Rolff (1945), Johnston Jr. (1945b), Rolff (1946), Rolff (1968), Pough (1986b), Andrade & Danni (1978), Orcioli *et al.* (1978), Franco (1981), Rego (1984), Proctor (1984) e Marques Jr. *et al.* (1988).

Normalmente, o berilo azulado (água-marinha) está associado a pegmatitos não diferenciados ou nas zonas mais externas dos pegmatitos diferenciados e zonados, enquanto o berilo róseo (morganita), que é uma variedade rica em álcalis, ocorre sempre nas zonas mais internas dos pegmatitos diferenciados e zonados (Dar & Phadke 1964). Isto pode ser observado nos berilos da Mina do Cruzeiro, onde a variedade de coloração azulada ocorre na zona da borda ou marginal, associado a quartzo, feldspato potássico, moscovita e turmalina negra, enquanto o berilo róseo ocorre na zona intermediária interna, principalmente, junto ao quartzo, albita, espodumênio, lepidolita e turmalina negra e corada.

Portanto, o berilo é um dos minerais que permitem a caracterização geoquímica dos pegmatitos, além da identificação de agrupamentos pegmatíticos petrogeneticamente similares (Cerny 1975b). Para Correia Neves *et al.* (1984), as variações na composição química do berilo, principalmente nos seus teores em álcalis, estão correlacionadas com as características geoquímicas e paragenéticas dos sistemas geológicos em que este mineral ocorre, como também com as dos pegmatitos graníticos portadores de berilo.

Cerny (1975b) modificou uma classificação para os pegmatitos elaborada por Beus (1960), baseada na variação do teor de álcalis na estrutura do berilo. Para os referidos autores, podem ser considerados os seguintes tipos de pegmatitos em função do teor de álcalis:

I - berilo livre de álcalis - o berilo ocorre predominantemente em bolsões (*vugs*) de pegmatitos gráficos e em bolsões pegmatíticos em granitos, com um teor de álcalis $< 0,1\%$ em peso;

II - berilo potássico e sódico-potássico, porém pobre em álcalis - o berilo ocorre em bolsões pegmatíticos em granitos e nos núcleos de quartzo em pegmatitos simples, com um teor de potássio predominante, mas entre 0,5 e 1,0% em peso;

III - berilo sódico - o berilo ocorre em pegmatitos ricos em albita porém pobre em álcalis, com sódio predominante e variando entre 0,5 e 1,0% em peso;

IV - berilo sódico-litínifero - o berilo ocorre em pegmatitos portadores de lítio, com teores de sódio variando entre 0,0 e 2,0%, teores de lítio até 0,6% em peso e cézio muito baixo;

V - berilo cézio-litíniferos - o berilo ocorre em pegmatitos ricos em lítio, extremamente diferenciados, freqüentemente portadores de polucita e com cristais hidrotermais tardios em bolsões (*vugs*) desses pegmatitos. Apresenta teores de Cs $< 0,5\%$ em peso, além de teores elevados de sódio e lítio.

É fato bem conhecido, que o mineral-gema mais abundante na Mina do Cruzeiro é a turmalina. Berilo pode ser observado, porém não é um mineral muito comum. Foi amostrado, no Serviço João de Matos (Veio 01), um berilo azulado na zona de borda ou marginal, e encontrado no laboratório, alguns pequenos cristais róseos de berilo, provenientes da zona intermediária interna, ou seja, a zona dos caldeirões (*pockets*). Desses cristais foram obtidos diagramas de difração de Raios X, análises químicas por meio de absorção atômica e microsonda eletrônica, além da determinação dos índices de refração. As medidas de índice de refração foram efetuadas em um refratômetro para sólidos, uma vez que utilizamos amostra bipolidas. Os difratogramas foram registrados em um equipamento automatizado da Rigaku, em operação no DEGEO/UFOP,

usando radiação K_{α} do Cu. Dos diagramas de difração, que foram calibrados com o pico mais intenso do quartzo, foram obtidos os dados para a determinação de a_o , c_o e o volume da cela unitária do berilo. As determinações de Li_2O , K_2O e CaO foram feitas por absorção atômica no DEGEO/UFOP, enquanto no Instituto de Mineralogia da Universidade de Roma, foram dosados na microsonda eletrônica os óxidos de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MgO , MnO , Na_2O e Cs_2O . Como o Be não foi analisado, deve ser informado que nos ambientes pegmatíticos, a variação de BeO normalmente situa-se entre 12 e 14% em peso. Nestas duas amostras de berilo, foram feitas análises químicas por absorção atômica e por microsonda eletrônica em pontos aleatórios do cristal e os resultados estão representadas na Tabela 14. Os valores de a_o , c_o e do volume da cela unitária dos dois berilos, também podem ser vistos na Tabela 14.

TABELA 14 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS ATRAVÉS DE MICROSSONDA ELETRÔNICA E POR ABSORÇÃO ATÔMICA (*) DOS BERILOS LEVEMENTE AZULADO E RÓSEO DA MINA DO CRUZEIRO. A TABELA INCLUI TAMBÉM VALORES DE ÍNDICES DE REFRAÇÃO, PARÂMETROS UNITÁRIOS E VOLUME DA CELA UNITÁRIA.								
	BERILO RÓSEO (MORGANITA)				BERILO AZUL (ÁGUA-MARINHA)			
SiO_2	63,181	63,549	64,324	64,054	65,437	65,703	65,187	65,714
TiO_2	0,000	0,122	0,018	0,019	0,037	0,000	0,052	0,021
Al_2O_3	18,574	18,862	18,062	18,598	19,110	18,944	18,824	18,080
Cr_2O_3	0,000	0,086	0,000	0,031	0,000	0,000	0,034	0,000
FeO	0,006	0,000	0,080	0,069	0,266	0,419	0,406	0,395
MgO	0,114	0,089	0,000	0,007	0,076	0,078	0,069	0,091
CaO (*)	0,035	0,035	0,035	0,035	0,003	0,003	0,003	0,003
MnO	0,091	0,003	0,009	0,091	0,122	0,056	0,130	0,101
K_2O (*)	0,027	0,027	0,027	0,027	0,012	0,012	0,012	0,012
Na_2O	1,138	0,879	1,238	0,922	0,510	0,415	0,489	0,496
Cs_2O	1,033	1,304	1,132	1,107	0,083	0,000	0,123	0,103
Li_2O (*)	0,615	0,615	0,615	0,615	0,086	0,086	0,086	0,086
Total	84,814	85,571	85,540	85,575	85,742	85,716	85,415	85,102
c_o	9,228				9,175			
a_o	9,216				9,213			
$V(A^3)$	783,814				778,866			
n_g	1,582				1,578			
n_w	1,590				1,584			

Como já foi enfatizado anteriormente, a composição química do berilo reflete a variação composicional do ambiente onde ele se cristaliza. Para Staatz *et al.* (1965), os berilos dos pegmatitos graníticos ocorrem em um ambiente rico em álcalis e pobre em ferro, magnésio, titânio e cromo. Berilos de veios, granitos, riólitos e de rochas encaixantes de pegmatitos são pobres em

álcalis e ricos em outros elementos. Estes autores não pesquisaram a variação química do berilo dentro dos corpos pegmatíticos. As análises químicas representadas na Tabela 14, mostram que os berilos do Cruzeiro são praticamente isentos de cromo, titânio e magnésio. Quanto aos teores de FeO, a morganita possui valores baixos (0,031% em peso) e a água-marinha um teor médio mais alto e igual a 0,35% em peso. Já entre os álcalis, no berilo azulado da zona de borda ou marginal do pegmatito tem-se um teor médio de 0,386% em peso, enquanto na morganita da zona dos caldeirões ou *pockets*, esse teor sobe para 2,039% em peso. Isto nos mostra que, além dos berilos dos pegmatitos diferenciados apresentarem um teor relativamente alto em álcalis, também existe um zoneamento desses elementos das zonas mais externas para os níveis mais internos do corpo pegmatítico.

Uma das correlações muito bem estudadas é entre a variação composicional do berilo e a dos parâmetros unitários a_0 e c_0 . Sosedko (1957, in Correia Neves *et al.* 1984) sugeriu que a presença de álcalis motiva um aumento no parâmetro c_0 , permanecendo praticamente constante o valor de a_0 . Bakakin *et al.* (1967, in Sinkankas 1981) concluem que a substituição parcial ou total de berílio por lítio é acompanhada por um crescimento do parâmetro c_0 , enquanto o parâmetro a_0 cresce, porém em menor escala. Por outro lado, a substituição do alumínio por lítio na estrutura do berilo, permanecendo constante o berílio, promove um aumento do parâmetro a_0 . Estes autores enfatizam que, devido ao grande raio iônico, o céσιο ($Cs=1,67\text{\AA}$) entraria nos canalículos estruturais como íon neutralizador de carga, causando um aumento da cela na direção do eixo *a*. Schaller *et al.* (1962) encontraram no Arizona, um berilo azulado com teores muito alto de Cs_2O (6,68%), MgO (2,16%), FeO (2,24%) e Fe_2O_3 (0,16%). Esses autores concluíram que o aumento de álcalis causa um aumento do parâmetro a_0 , enquanto c_0 permanece constante. Observaram também que existe um acréscimo do volume da cela unitária.

Entre os pesquisadores brasileiros que estudaram a correlação da composição química do berilo com os parâmetros unitários, podem ser citados Sampaio Filho *et al.* (1973) e Correia Neves *et al.* (1984). Sampaio Filho *et al.* (1973) mostraram que um acréscimo no conteúdo de $Fe+Mg+Mn$ ou somente de Fe nos berilos de Itambé (Bahia), causa um aumento do parâmetro a_0 . Analisando berilo da Província Pegmatítica Oriental, Correia Neves *et al.* (1984) concluem que a substituição octaédrica do Al por Fe e Mg também afeta os valores dos parâmetros a_0 e c_0 , visto que os maiores valores de c_0 foram encontrados em berilos com teores sensivelmente baixos em Cs_2O , porém com teores relativamente altos em Fe_2O_3 e MgO .

Como pode ser observado anteriormente, não existe consenso quanto à variação dos parâmetros a_0 e c_0 e o tipo de impurezas presentes na estrutura do berilo. A Tabela 14 mostra que, os parâmetros unitários dos berilos róseos e azulados da Mina do Cruzeiro são, respectivamente, $a_0 = 9,216$ e $9,213 \text{ \AA}$, $c_0 = 9,228$ e $9,175 \text{ \AA}$. O berilo róseo mostra um teor de álcalis cerca de cinco vezes maior que o berilo azulado e apresenta o maior valor de c_0 . Os valores de Fe ou de Fe+Mg+Mn no berilo azulado são relativamente mais altos que no berilo róseo. Isto pode explicar os valores de a_0 muito próximos nos dois berilos, conforme aponta Sampaio Filho *et al.* (1973). Porém, o que fica evidente na Tabela 14, é que o teor de impurezas na composição dos berilos, causa uma variação de a_0 e c_0 , que está diretamente ligada à mudança composicional ocorrida nos ambientes pegmatíticos.

Um outro tipo de correlação feita por vários autores, é entre o teor de álcalis e a posição do berilo no corpo pegmatítico versus a variação de suas propriedades ópticas. Deer *et al.* (1962) e Cerny & Hawthorne (1976) apresentam gráficos relacionando o índice de refração e o teor de álcalis, enquanto Cerny & Simpson (1977) associam a posição do berilo no pegmatito com o valor do índice de refração n_ω , além de mostrar que o berilo de Tanco, Canadá, apresenta um forte zoneamento composicional em álcalis do centro para as bordas do cristal. Cerny & Hawthorne (1976) relacionam o teor de álcalis mais o cálcio com o índice de refração n_ω do berilo, mostrando que, aproximadamente a 3% em peso da $\Sigma R_2O + CaO$ existe uma inflexão na curva por eles construídas (Figura 49). Nos dois berilos da Mina do Cruzeiro, obteve-se os valores de $n_e = 1,578$ e $n_\omega = 1,584$ para os cristais azulados, e $n_e = 1,582$ e $n_\omega = 1,590$ para os cristais róseos. Quando são projetados os valores de n_ω no gráfico obtido por Cerny & Hawthorne (1976), observa-se que existe uma boa concordância, para os valores de $\Sigma R_2O + CaO = 0,634$ para o berilo azul e 2,907% em peso para o berilo róseo. Segundo esses autores, a inflexão mostrada no gráfico da Figura 49, divide berilos de pegmatitos portadores de Li, de berilos de pegmatitos ricos em Li, Rb e Cs. Como é sabido, o Pegmatito do Cruzeiro trata-se de um ambiente muito rico em boro e lítio, visto a grande quantidade de turmalinas e as imensas massas de amblygonita ali observadas. Para Cerny & Hawthorne (1976), existe a substituição de Be^{2+} por $Li^+ + Na^+ + 2H_2O$ neste tipo de berilo pegmatítico.

De modo similar ao pegmatito de Tanco, no Canadá (Cerny 1982c), o berilo da Mina do Cruzeiro ocorre na zona marginal, em cristais prismáticos de coloração azulada e com baixo teor

em álcalis ($K+Na+Li+Cs = 0,386\%$ em peso), e na zona intermediária interna ou zona dos caldeirões ou *pockets*, na forma de cristais tabulares róseos e enriquecidos em álcalis ($K+Na+Li+Cs = 2,039\%$ em peso). No início da cristalização do pegmatito, forma-se um berilo de coloração azulada, com teor de ferro relativamente alto e pobre em álcalis. Com o aumento do fracionamento e o enriquecimento do pegmatito em elementos raros, o berilo ocorre associado a lepidolita e a níveis essencialmente albíticos, com coloração rósea, com baixo teor de ferro e alto teor de álcalis (Tabela 14). Os berilos do Cruzeiro, na classificação de Beus (1960) e modificada por Cerny (1975b) estão encaixados nos grupos IV e V.

FIGURA 49 - CORRELAÇÃO ENTRE A VARIAÇÃO DE n_{ω} E A VARIAÇÃO DA ΣR_2O+CaO (% EM PESO) NOS BERILOS DA MINA DO CRUZEIRO. A CURVA MOSTRADA NO DIAGRAMA APRESENTA UMA INFLEXÃO A CERCA DE 3% EM PESO DE ÁLCALIS MAIS CÁLCIO. ESSA INFLEXÃO MOSTRA DOIS TIPOS DE BERILO: OS PROVENIENTES DOS PEGMATITOS PORTADORES DE Li E OS BERILOS DE PEGMATITOS RICOS EM Li, Rb E Cs. (•) - DADOS DE CERNY & HAWTHORNE (1976) E (*) - DADOS DOS BERILOS DA MINA DO CRUZEIRO.

Cerny (1975b) e Trueman & Cerny (1982) quantificaram o teor de álcalis dos berilos e sugeriram uma correlação entre os valores de Na/Li versus Cs , para representar o nível de fracionamento dos pegmatitos graníticos. Para esses autores, os pegmatitos graníticos seriam representados por quatro grupos: A - pegmatitos estéreis, portadores de Be, Nb, Ta e pobres em álcalis raros; B - pegmatitos com Be, Nb e Ta e enriquecidos em álcalis raros; C - pegmatitos com espodumênio e D - pegmatitos mineralizado em Li, Rb, Cs, Be e Ta (Figura 50).

Correia Neves *et al.* (1984) estudando o teor de álcalis na estrutura dos berilos dos pegmatitos da região de Araçuaí, Salinas e Governador Valadares, mostraram que a maior parte projeta-se na fronteira entre os campos A e B deste diagrama. Os dois cristais de berilo analisados na Mina do Cruzeiro, mostram valores médios de $\text{Na/Li}=2,179$ e $6,952$ e de $\text{Cs} = 1,108$ e $0,058\%$ em peso, respectivamente para a morganita e água-marinha. A grande variação no teor de Li e Cs nas duas amostras, reflete uma forte variação composicional dos berilos, dentro de um mesmo corpo pegmatítico. Quando esses valores são projetados no diagrama representado na Figura 50, observa-se que o berilo azul está contido no grupo A, enquanto o berilo róseo projeta-se no grupo C. Visto que o berilo róseo, ocorre associado a grandes ripas de espodumênio, enquanto o berilo azul, a um nível rico em feldspato potássico e quartzo, realmente existe uma grande variação da composição química do meio, com o avanço da cristalização das zonas mais externas para as mais internas dos pegmatitos graníticos.

FIGURA 50 - REPRESENTAÇÃO DE Na/Li x Cs NO DIAGRAMA DE TRUEMAN & CERNY (1982) DE BERILOS DA REGIÃO DE ARAÇUAÍ E GOVERNADOR VALADARES (.) E DA MINA DO CRUZEIRO (*). OS DADOS DOS BERILOS DE ARAÇUAÍ E GOVERNADOR VALADARES REPRESENTADOS NO GRÁFICO SÃO DEVIDOS A CORREIA NEVES ET AL. (1984). BASEADO NO TEOR DE ÁLCALIS NOS BERILOS, OS PEGMATITOS GRANÍTICOS PODEM SER CLASSIFICADOS EM QUATRO GRUPOS: A . PEGMATITOS ESTÉREIS, PORTADORES DE Be, Nb, Ta E POBRES EM ÁLCALIS RAROS; B . PEGMATITOS COM Be, Nb, Ta E ENRIQUECIDOS EM ÁLCALIS RAROS; C . PEGMATITOS COM POUCA MINERALIZAÇÃO DE Li E D . PEGMATITOS RICOS EM Li, Rb, Cs, Be E Ta (CERNY 1975A).

7.4 - GRANADAS

O grupo das granadas caracteriza-se por possuir em sua estrutura cristalina, tetraedros $[\text{SiO}_4]^{4-}$ isolados, com sua unidade de fórmula geral podendo ser representada por $\text{X}_3^{[8]}\text{Y}_2^{[6]}\text{Z}_3^{[4]}\text{O}_{12}$. Nos sítios estruturais de coordenação [8] ou cúbica, designados por X, podem localizar-se cátions bivalentes, tais como Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} e Mn^{2+} ; nas posições estruturais de coordenação [6] ou octaédricas, assinaladas com Y, podem entrar cátions trivalentes tais como Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} e V^{3+} e na posição Z, de coordenação [4] ou tetraédrica, localiza-se normalmente o Si^{4+} que, às vezes, pode ser substituído por Al^{3+} para compensar o excesso de carga dos cátions de coordenação [6] (Correia Neves 1995a). Nos pegmatitos complexos e portadores de elementos raros, no sítio estrutural Z, o Si ($\text{Si}^{4+}=0,42\text{\AA}$) também pode ser substituído por P ($\text{P}^{3+}=0,44\text{\AA}$).

Este grupo formado por várias moléculas diferentes, foi incluído por Winchell (1958) em duas séries - a piralspita, constituída pelo piropo $[\text{Mg}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3]$, almandina $[\text{Fe}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3]$ e espessartita $[\text{Mn}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3]$, e a ugrandita pela uvarovita $[\text{Ca}_2\text{Cr}_3(\text{SiO}_4)_3]$, grossulária $[\text{Ca}_3\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3]$ e andradita $[\text{Ca}_2\text{Fe}_2^{3+}(\text{SiO}_4)_3]$. Dentro de cada uma destas duas séries, existe uma variação contínua na composição, mas parece não formar série isomórfica entre a piralspita e a ugrandita (Deer *et al.* 1986).

As granadas cristalizam-se no sistema cúbico, na classe $m\bar{3}m$ (hexaoctaédrica), apresentando índices de refração variando entre 1,714 e 1,887, densidade entre 3,13 e 4,32 e dimensões da cela unitária de 11,526 a 12,056Å. O grupo espacial é representado por $4a3d$, segundo a Tabela Internacional de Cristalografia (Henry & Lonsdale 1952).

São minerais característicos de rochas metamórficas, mas podem ser encontrados em granitos, pegmatitos e em rochas vulcânicas. Devido a grande variação em sua composição química, a molécula predominante na granada é função do ambiente de cristalização da rocha. No caso de pegmatito a composição depende da posição dentro do corpo e do tipo de metamorfismo sofrido pela rocha encaixante. Granadas de pegmatitos de profundidades máximas mostram uma composição semelhante às granadas associadas a rochas de alto grau metamórfico, normalmente com teor alto de Mg e Ca, e Fe muito mais alto do que o teor em Mn (Cerny 1971). Formações

pegmatíticas de grande profundidade e portadoras de mica apresentam granadas com composições semelhantes a anterior, porém as quantidades de Ca e Mg são bem menores. Nos pegmatitos com elementos raros, o valor de Ca e Mg diminui abruptamente, enquanto o de Mn aumenta até a completa substituição do Fe. Nas várias zonas de um mesmo corpo pegmatítico com elementos raros, o aumento de Mn está associado a um decréscimo de Mg e a um ligeiro aumento de Ca (Cerny & Hawthorne 1982). Além disso, foi observado por Baldwin & Knorring (1983) que espessartita ocorre em pegmatito que contém alto percentual de minerais de lítio, enquanto a série espessartita-almandina está presente nos corpos onde a quantidade de minerais de lítio é menor. Estes mesmos autores, apresentam o diagrama de $(\text{FeO}+\text{MgO})$ versus $(\text{MnO}+\text{CaO})\%$ em peso, mostrado na Figura 51, onde correlacionam esses teores com a posição da granada no corpo pegmatítico.

No Brasil, tem-se ocorrência de granadas em inúmeros pontos. Notáveis são as granadas gemológicas, que ocorrem em um pegmatito cortando rochas gnáissicas na região de Quixeramobim, no Estado do Ceará. Em Minas Gerais, ela ocorre em pegmatitos de Barra do Cuité, Ituêta e Poaia, onde cristais de coloração vermelho intenso e límpidos, são minerados para utilização como minerais-gemas. Em Poaia, uma vila situada na base da Serra do Cruzeiro e distante 14km de São José da Safira, grandes cristais de granada são extraídos de um corpo pegmatítico, com aproximadamente 150m de comprimento por 10m de largura, que corta as rochas do complexo cristalino (Cassedanne & Sauer 1987).

Nos pegmatitos da região de São José da Safira, as granadas são facilmente encontradas nos Pegmatitos da Pederneira, do Colônião, do Marcelo e da Safirinha, onde podem ser vistas na zona marginal, mural, intermediária, no núcleo e na zona de substituição. No Pegmatito do Cruzeiro, esse mineral é relativamente raro, só podendo ser observado no Serviço João de Matos, onde ocorre na zona de borda ou marginal e na zona intermediária interna (corpos de substituição) ou linha, ou também denominada de zona dos caldeirões ou dos *pockets*. Na zona marginal, foram amostrados cristais de granada, de coloração vermelho escuro, associado a quartzo, feldspato potássico, mica branca e pequenos cristais de turmalina preta. Estes cristais estavam a cerca de 5cm do contato com o quartzito encaixante. Os cristais da zona intermediária interna (corpos de substituição), apresentam uma coloração vermelho sangue e ocorre associado a cristais de quartzo, às vezes, perfeitamente hialino, feldspato muito branco nas variedades albita e cleavelandita, ripas de espodumênio, *lepidolita* e turmalinas negras e coradas.

Esses cristais foram cuidadosamente observados em microscópio gemológico, onde foram escolhidos espécimes livres de fraturas e inclusões para as diversas análises. Foram preparadas seções bipolidas para a determinação do índice de refração e outras observações ao microscópio gemológico, obtidos difratogramas de Raios X calibrados com alguns picos do quartzo para a determinação do volume e do valor da cela unitária, além de análises químicas por raios X através de energia dispersiva.

A Tabela 15 a seguir, fornece o valor do índice de refração, da cela unitária, do volume da cela unitária e os resultados das análises químicas obtidas por Raios X de energia dispersiva. Os valores dos índices de refração para as duas granadas desse corpo pegmatítico são 1,792 e 1,778 respectivamente, para a granada da zona de borda e para o cristal pertencente ao nível dos caldeirões (zona intermediária interna). Como pode ser observado na Tabela 15, os valores da cela unitária também variam de uma zona pegmatítica à outra. Para a granada da zona de borda ou marginal $a_0 = 11,571 \text{ \AA}$, enquanto na zona intermediária $a_0 = 11,593 \text{ \AA}$. Vários autores, entre eles Sriramadas (1957, *in* Deer *et al.* 1986), construíram diagramas que permitem a determinação da molécula predominante nas granadas, a partir do valor do índice de refração e da cela unitária.

TABELA 15 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS DE GRANADAS DAS ZONAS MARGINAL E INTERMEDIÁRIA INTERNA, PROVENIENTES DO PEGMATITO DO CRUZEIRO, OBTIDAS ATRAVÉS DE RAIOS X DE ENERGIA DISPERSIVA. INCLUI TAMBÉM O PARÂMETRO UNITÁRIO, O VOLUME DA CELA UNITÁRIA E O ÍNDICE DE REFRAÇÃO.								
	ZONA DE BORDA OU MARGINAL				ZONA INTERMEDIÁRIA INTERNA			
SiO ₂	36,489	36,351	35,950	33,092	35,324	35,186	35,330	35,345
TiO ₂	0,000	0,000	0,027	0,026	0,139	0,053	0,052	0,042
Al ₂ O ₃	21,381	21,795	21,595	21,544	21,251	21,565	21,026	21,362
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,124	0,000	0,000	0,083	0,000
FeO	23,796	23,314	26,034	24,062	11,595	11,466	11,422	12,061
MnO	17,705	17,740	15,420	17,875	31,427	31,481	32,013	31,159
MgO	0,540	0,720	0,823	0,578	0,000	0,000	0,036	0,096
CaO	0,460	0,505	0,437	0,475	0,166	0,236	0,247	0,242
V ₂ O ₅	0,000	0,000	0,000	0,125	0,182	0,031	0,052	0,046
Total	100,37	100,42	100,28	100,90	100,08	100,04	100,20	100,35
a_0	11,571 Å				11,593 Å			
V(Å ³)	1.549,22				1.555,08			
n	1.792				1.778			

Como pode ser observado na Tabela 15, a maior variação na composição química das granadas amostradas no Pegmatito do Cruzeiro, envolve o ferro e o manganês. Como já foi constatado por outros autores, entre eles Baldwin & Knorring (1983) quando fizeram um estudo

extensivo de granadas de pegmatitos da África, América do Norte e Finlândia, sua composição varia de acordo com a posição nas zonas pegmatíticas. Existe uma tendência de granadas tardias, ou seja, granadas que circundam o núcleo ou pertencem às zonas de substituição e intermediária, serem mais ricas em manganês e mais pobres em ferro. Quando são projetados, os valores médios das análises químicas das granadas da Mina do Cruzeiro no diagrama mostrado na Figura 51,

FIGURA 51 - RELAÇÃO ENTRE A COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS GRANADAS E A SUA POSIÇÃO NO CORPO PEGMATÍTICO. (.) - VALORES OBTIDOS POR BALDWIN & KNORRING (1983) PARA PEGMATITOS AFRICANOS, NORTE AMERICANOS E FINLANDESES; (*) - VALORES OBTIDOS PARA AS GRANADAS DA MINA DO CRUZEIRO.

onde tem-se a variação de $(\text{FeO} + \text{MgO})$ versus $(\text{MnO} + \text{CaO})\%$ em peso, observa-se que os valores de Baldwin & Knorring (1983) para cristais da zona marginal, são perfeitamente concordantes com os obtidos na Mina do Cruzeiro. Contudo, os valores das granadas pertencentes à zona intermediária dos Pegmatitos do Cruzeiro associam-se aos cristais da zona de substituição e do núcleo de pegmatitos pobres em lítio. Como já foi mostrado anteriormente, a Mina do Cruzeiro constitui-se de pegmatitos ricos em amblygonita, espodumênio e *lepidolita*. Como as granadas pegmatíticas são, ainda pouco estudadas do ponto de vista geoquímico, isto é perfeitamente

plausível. As granadas dos pegmatitos simples e complexos brasileiros, precisam ser detalhadamente estudadas e analisadas quimicamente, na tentativa de conhecer o seu comportamento geoquímico. O que fica claro, quando observa-se o teor de FeO e MnO nas granadas das duas zonas do Pegmatito do Cruzeiro, é que os cristais da zona de borda são mais ricos na molécula almandina, apresentando uma fórmula estrutural média para as quatro análises, que pode ser representada por $(\text{Fe}_{0,55} \text{ a } 0,57} \text{Mn}_{0,41} \text{ a } 0,43} \text{Mg}_{0,017} \text{ a } 0,019})_3 \text{Al}_3 (\text{SiO}_4)_3$. Já, as granadas da zona intermediária, pertencem à solução sólida almandina-espessartita, com a fórmula estrutural, para as quatro análises apresentadas na Tabela 15, variando entre $(\text{Mn}_{0,72} \text{ a } 0,75} \text{Fe}_{0,25} \text{ a } 0,27})_3 \text{Al}_3 (\text{SiO}_4)_3$. Isto, novamente indica que houve uma evolução química do meio, com a concentração do Mn^{2+} nos estágios tardios de cristalização, devido ao raio iônico do manganês maior ($\text{Mn}=0,80\text{\AA}$) em relação a outros cátions divalentes.

A variação de FeO, MnO, CaO e MgO na estrutura das granadas, é utilizada principalmente por autores russos, para definir diferentes tipos de campos pegmatíticos. Saley (1973, *in* Cerny & Hawthorne 1982), a partir da relação FeO, MnO e MgO, mostrada no diagrama triangular da Figura 52A, definiu quatro tipos de campos pegmatíticos, a saber 1) formação moscovítica A; 2) formação moscovítica B; 3) formação de metais raros + moscovita e 4) formação de elementos raros. Os valores de composição química desses elementos nas duas granadas do Cruzeiro, representados no diagrama visto na Figura 52A, mostra que o Pegmatito do Cruzeiro está contido nos campos 3 (para a granada da zona de borda ou marginal) e 4 (granadas da zona intermediária).

Cerny & Hawthorne (1982) construíram diagramas triangulares (Figura 52B e C) onde projetaram os valores de CaO, MgO, FeO e MnO de granadas de cinco grupos de pegmatitos complexos portadores de elementos raros, situados em Manitoba, no Canadá. Também neste caso, como pode ser visto na Figura 52A e B, os valores dos elementos principais da granada do Cruzeiro estão contidos na área encontrada para pegmatitos complexos e portadores de elementos raros.

7. 5 - CASSITERITA

A cassiterita cristaliza-se no sistema tetragonal, apresentando coloração variando entre castanho avermelhado a quase preta, brilho adamantino e densidade entre 6,8 e 7,1. Os índices de refração e a birrefringência são extremamente elevados e, embora seja uniaxial positiva, algumas amostras apresentam características ópticas anômalas com $2V$ variando entre 0 e 38° . A geminação é bastante comum segundo $\{001\}$, produzindo o joelho de estanho, que pode repetir-

se ciclicamente. Sua estrutura assemelha-se à do rutilo, onde cada íon de estanho está ligado a seis íons de oxigênio nos vértices de um octaedro regular, e cada oxigênio liga-se a três íons de estanho formando um triângulo quase equilátero. Além do estanho, a cassiterita pode conter tântalo, nióbio, ferro, e quantidades menores de MnO , TiO_2 e Sc_2O_3 (Deer *et al.* 1962). Os parâmetros de cela unitária são $a_0=4,73\text{\AA}$ e $c_0=3,18\text{\AA}$.

A cassiterita é encontrada normalmente em rochas ígneas acidas, como nos granitos e riólitos, e também em *greisens*, filões hidrotermais de alta temperatura e nos pegmatitos graníticos. Nos pegmatitos, freqüentemente ela é encontrada associada a óxidos portadores de Fe, Mn, Nb, Ta, Ti e W (Foord 1982).

O Brasil é um dos maiores produtores mundiais de cassiterita, a partir da mineração em aluviões e em rochas graníticas, principalmente nos Estados de Rondônia e Amazonas. Pode-se dizer que os pegmatitos, apesar de conterem cassiterita, não são fontes importantes de estanho. No mundo, o Pegmatito Greenbushes, na Austrália, é um dos poucos corpos explotados quase exclusivamente para cassiterita (Hatcher & Bolitho 1982). No Brasil, a região pegmatítica de São João Del Rei foi uma grande produtora (Rolff 1952; Heinrich 1964), mas na atualidade, sua participação na produção brasileira de cassiterita é inexpressiva. Na Província Pegmatítica Oriental, tem-se a ocorrência de cassiterita em vários corpos pegmatíticos, podendo ser citado o Pegmatito da Golconda, em Governador Valadares (Pecora *et al.* 1950; Santos 1968), do Urubu, em Araçuaí (Cassedanne & Cassedanne 1981) e do Jabuti (Dunn *et al.* 1978) e do Urucum (Cassedanne 1986) em Galiléia.

A cassiterita é um mineral bastante raro no Pegmatito do Cruzeiro. Foi amostrada na zona mural do Serviço João de Matos (JM-FELD-09), na forma de um cristal apresentando coloração castanho escuro medindo cerca de 1cm de diâmetro. Ela ocorre na zona primária, formada por quartzo (50%) e feldspato (45%), com a mica branca (5%) ocorrendo na forma de pequenos livros.

Segundo informações dos garimpeiros que trabalham na Mina do Cruzeiro, às vezes, também são encontrados cristais de cassiterita apresentando faces bem definidas, nos caldeirões (*pockets*) contendo turmalinas, quartzo, feldspatos e lepidolita. Infelizmente, não foi possível obter amostras deste tipo.

A partir da amostra coletada na zona mural, foram obtidas as análises através de microsonda eletrônica, entre as quais duas estão representadas na Tabela 16, juntamente com análises de cassiterita do Pegmatito de Tanco, no Canadá e do Granito Cornwall, na Inglaterra.

Além dos óxidos mostrados na Tabela 16, foram analisados e não detectado os óxidos de W, Al, Na, Y, U e Th. Observações efetuadas por microscopia eletrônica de varredura, mostraram que a cassiterita da Mina do Cruzeiro é muito homogênea e não apresenta luminescência. Para Foord & Cook (1989), amostras de cassiterita de pegmatitos são muito mais puras do que as de outros tipos rochosos e a quantidade de microinclusões presentes é muito pouca. Cassiterita proveniente de pegmatito, raramente apresenta zoneamento e o fenômeno da catodoluminescência. Para Hall & Ribbe (1971), a presença da luminescência está relacionada a presença de W e Ti na sua estrutura.

TABELA 16 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS ATRAVÉS DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DE CASSITERITAS DA MINA DO CRUZEIRO, COMPARADAS COM CASSITERITAS DO PEGMATITO DE TANCO, NO CANADÁ E DO MONTE ST.MICHEL, NA INGLATERRA.

	1	2	3	4	5
SnO ₂	93,364	97,531	100,00	99,32	99,34
Ta ₂ O ₅	0,213	0,435	0,01	0,03	0,02
Nb ₂ O ₅	0,012	0,480	0,05	0,00	0,10
FeO	0,322	0,227	0,01	0,29	0,08
MnO	0,152	0,156	0,08	n.d.	n.d.
TiO ₂	0,000	0,157	0,01	0,01	0,03
MgO	0,138	0,099	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0,618	0,529	0,00	n.d.	n.d.
SiO ₂	0,099	0,323	n.d.	0,26	0,36
Total	99,918	99,937	100,16	99,91	99,93

1 e 2 - Análises químicas da cassiterita da Mina do Cruzeiro; 3 - Análise química da cassiterita do Pegmatito Tanco, Canadá (Foord 1982); 4 e 5 - Análise química da cassiterita do Monte St. Michel, Inglaterra (Moore & Howie (1979).

Poucas informações são encontradas na literatura geológica mundial a respeito da distribuição de minerais de estanho nas várias zonas pegmatíticas, a presença de elementos menores na estrutura da cassiterita, e a sua correlação para a caracterização dos vários tipos de pegmatitos. Sabe-se apenas que, cassiterita mostrando uma composição próxima da ideal é típica de pegmatitos portadores de elementos raros (Foord & Cook 1989). Foord (1982) enfatiza que Ta₂O₅>Nb₂O₅ na estrutura da cassiterita, é um indicador de mineralização de tântalo em pegmatitos.

7.6 - TURMALINA

Nenhuma outra gema possui uma gama de cores tão rica como a turmalina. Apesar de na antigüidade ser conhecida na região mediterrânea, foram os holandeses que a introduziram na Europa em 1703, na forma de cristais procedentes do Sri Lanka (Branco 1984).

O nome turmalina parece ser derivado da palavra cingalesa *turmali*, uma designação aplicada pelos mercadores do Sri Lanka quando misturavam gemas de identificação duvidosa a gemas de mais alto valor. Hoje, a palavra turmalina é usada para designar o nome de um grupo de minerais e é também aplicada, de um modo genérico, para as variedades deste grupo, quando não se conhece a composição química correta, impossibilitando a identificação da espécie individual do grupo (Dietrich 1985).

Para os gemólogos, que classificam a turmalina de acordo com a cor, tem-se as seguintes variedades (Schumann 1983):

ACROÍTA - incolor ou quase incolor, muito rara.

RUBELITA - rósea ou vermelha, ocasionalmente com tonalidades violeta.

DRAVITA - amarelo-castanho a amarelo-escuro

VERDELITA - todos os matizes de verde.

INDICOLITA OU INDIGOLITA - azul em todos os graus.

SIBERITA - vermelho lilás até azul violeta.

SCHORLITA - negra.

Várias propostas para se obter uma fórmula química geral para o grupo da turmalina já foram feitas. Hoje, existe consenso que a turmalina pode ser expressa pela fórmula $XY_3Z_6B_3Si_6O_{27}(O, OH, F)_4$ (Burt 1989), onde X é representado predominantemente por Na ou Ca, podendo também incluir K. Os íons Mn^{2+} , Mg^{2+} e H_3O^+ podem ocorrer como elementos traços. A posição Y é ocupada por Fe^{2+} e/ou Mg^{2+} , (Al±Li) ou Fe^{3+} e Mn^{2+} e os íons Ca, Cr^{3+} e Ti^{4+} ocorrendo como traços. A posição Z, por sua vez, pode ser ocupada por Al^{3+} , Fe^{3+} ou Cr^{3+} , além de uma pequena percentagem de Mg^{3+} e V^{3+} . Os elementos Fe^{2+} , Mn^{3+} , Ti^{3+} e Ti^{4+} , podem aparecer como traços.

Atualmente, o *International Mineralogical Association* (IMA) reconhece nove minerais como membros finais das várias séries sólidas deste grupo (Fleischer 1987), os quais são descritos de forma resumida a seguir.

BUERGERITA - nome em homenagem ao cristalógrafo americano M. J. Buerger, representando uma turmalina cuja composição química predominante é $\text{NaFe}^{3+}\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{30}\text{F}$. Refere-se a uma turmalina de cor marrom, típica da localidade mexicana de San Luís de Potosi (Donnay *et al.* 1966).

CROMODRAVITA - designação para espécie cuja fórmula predominante é $\text{NaMg}_3(\text{Cr}_3, \text{Al})\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH})_4$ e coloração verde-escura (Rumantseva 1984).

DRAVITA - turmalina de coloração amarronzada, esverdeada ou preto-amarronzado, de fórmula predominante $\text{NaMg}_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH}, \text{F})_4$, sendo material típico do Rio Draw, Austria (Fronzel *et al.* 1966).

ELBAÍTA - turmalina de cor variada, podendo se apresentar verde, rósea e incolor, de fórmula predominante $\text{Na}(\text{Al}, \text{Li})_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{O}, \text{OH})_3(\text{OH}, \text{F})$. Nome derivado da Ilha de Elba, no Mar Mediterrâneo.

FERRIDRAVITA - turmalina de coloração escura, cuja fórmula predominante é $(\text{Na}, \text{K})(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Fe}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{O}, \text{OH})_3(\text{OH}, \text{F})$. Espécie típica da Mina de São Francisco, Bolívia. A união da dravita mais o ferro férrico deu origem ao nome ferridravita (Wallenta & Dunn 1979).

LIDDICOATITA - turmalina que pode apresentar várias cores. Possui fórmula geral $\text{Ca}(\text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{O}, \text{OH})_3(\text{OH}, \text{F})$. Material típico de Antsirabe, Madagascar, sendo o seu nome uma homenagem ao gemólogo americano R. T. Liddicoat (Dunn *et al.* 1977a).

OLENITA - turmalina descrita em 1968 pelos mineralogistas russos Sokolov, Retrova, Gorskaya, Gordiyenko e Krester. Um novo mineral do grupo da turmalina com alto teor de alumínio que apresenta fórmula geral predominante $\text{NaAl}_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{O}, \text{OH})_4$. Por não haver ainda uma tradução integral do artigo, que foi publicado em russo, não há informações quanto ao local onde foi encontrada, cor, índice de refração, etc.

SCHORLITA - turmalina preta, de fórmula $\text{NaFe}_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH})_4$. O nome é derivado do termo que significa em dúvida, usado por Mathesius (1564, *in* Dietrich 1985).

UVITA - turmalina de coloração amarronzada a negra, de fórmula predominante $\text{CaMg}_3(\text{Al}_5, \text{Mg})\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH}, \text{F})_4$. Nome derivado de Uva, uma região do Sri Lanka (Dunn *et al.* 1977b).

Além dos minerais do grupo da turmalina e das variedades gemológicas já citadas, vários termos são atribuídos a esse mineral. Um deles é a afrizita, nome não reconhecido pelo IMA, mas muito utilizado no Brasil. Refere-se a uma turmalina de coloração negra, tendo sido utilizado por José Bonifácio de Andrade e Silva em 1800, para homenagear um escravo de nome Afrízio, que lhe trazia amostras de diversos minerais (Branco 1984).

O nome tsilaísita de fórmula ideal $\text{NaMn}_3\text{Al}_6\text{B}_6\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH},\text{F})_4$, proposto como uma nova espécie, não foi aprovado pela comissão do IMA, porque nunca se encontrou turmalina natural apresentando o Mn como constituinte principal ocupando a posição Y (Fairbanks 1973).

A turmalina constitui um grupo de minerais comuns, sendo encontradas principalmente em rochas graníticas e nos pegmatitos a elas associados. Ocorrem também em rochas sedimentares, bem como em metamórficas sob condições variáveis de metamorfismo. Apesar de sua abundância em todos os tipos rochosos, não tem recebido atenção compatível com a sua distribuição.

A grande variação química das turmalinas, resultante da facilidade com que ela incorpora os mais variados cátions, é uma ferramenta importante que permite inferir a composição da fase fluida ou do meio no qual ela foi formada (Henry & Guidotti 1985 e Joliff *et al.* 1987). Em termos de constituintes maiores, os minerais do grupo da turmalina, apresentam em sua composição H, Li, Na, K, Mg, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, B, Al, Si, O e F. Entre os elementos menores, somente 39 elementos da tabela periódica ainda não foram encontrados nas turmalinas. Em função disso, muitos autores denominaram-na de mineral *apanha tudo* ou de *lata de lixo da natureza*. Portanto, compreender a sua origem equivale a desvendar a própria evolução de certos processos metalogenéticos (Dietrich 1985).

A presença do B é essencial para que haja a formação da turmalina, sendo esta o maior reservatório desse elemento (Harder 1974). Sua alta mobilidade, faz com que o B se concentre, principalmente, nos estágios magmáticos finais, o que explica a grande abundância de turmalina nos pegmatitos e veios de quartzo. O B sempre é retido nos minerais borófilos, entre os quais destacam-se a turmalina, a moscovita, a sericita, o epídoto, a sillimanita, a clorita, a titanita e o leucóxênio. Já os minerais borófobos, como o quartzo, a granada e os feldspatos, nunca aceitam o B na sua estrutura (Palmer & Slack 1989).

A turmalina é um importante indicador petrogenético (Henry & Guidotti 1985). Ela é muito comum nas seqüências precambrianas brasileiras, estando associada aos níveis sulfetados mineralizados em ouro, em todas as minerações do Quadrilátero Ferrífero.

Nas Províncias Pegmatíticas Brasileiras, a turmalina é um mineral muito comum (Diniz & Nesi 1990). Em São José da Batalha, na Paraíba, foi encontrado em 1988, uma turmalina com qualidade gemológica mostrando coloração azul anil, até então desconhecida do mercado gemológico mundial (Fritsch *et al.* 1990).

Na Província Pegmatítica Oriental, a turmalina é encontrada em inúmeros pegmatitos. Na região de Araçuaí, ela é encontrada no Pegmatito do Urubu (Cassedanne & Cassedanne 1981a), na Lavra do Limoeiro (Cassedanne & Lowell 1982; Correia Neves *et al.* 1980a e 1980b), na Mina de Barra do Salinas, nos Garimpos do Ouro Fino e da região do Taquaral. Na região de Conselheiro Pena, ela ocorre na Mina do Jonas e da Formiga; em Itambacuri na Mina de Santa Rosa e em São José da Safira na Lavra da Pederneira, do Marcelo, da Aricanga, do Cruzeiro e em muitas outras.

Na Mina do Cruzeiro, a turmalina é encontrada nos três veios pegmatíticos que compõem essa mineração. Mas é no Veio 03, o de menor espessura entre todos os corpos, onde ela ocorre em grande abundância. Megacristais de afrizita, alguns medindo mais de 1m de comprimento, podem ser facilmente vistos ao longo de todo o corpo.

No Veio 01, observa-se que na zona marginal de todos os serviços, onde foram feitas as amostragens, a turmalina ocorre associada a placas de mica clara, a feldspatos e quartzo leitoso, imersas numa matriz de granulometria fina. Na zona mural, onde pode ser observado uma granulometria mais grosseira que no nível anterior, ela ocorre em cristais maiores, alguns medindo cerca de 10cm de comprimento e até 5cm de diâmetro, sempre associada a feldspatos e quartzo intersticial, além de placas de mica clara maiores que na zona marginal.

Deve ficar claro, que as turmalinas encontradas na zona marginal e mural sempre mostram coloração negra, característica da variedade afrizita. A denominação afrizita é muito utilizada no Brasil para as turmalinas de coloração negra. Neste trabalho, sempre que for utilizado o termo afrizita, deve estar implícito que se trata de turmalina negra, sem nenhuma conotação com o quimismo desse grupo de minerais. O termo schorlita, por outro lado, refere-se a uma molécula de turmalina quase sempre mostrando cor negra e rica em ferro.

Nas zonas marginal e mural do Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro, é muito comum a ocorrência de cristais de turmalina negra, mostrando o eixo c perpendicular à rocha encaixante. Outro fator importante, é que nessas duas zonas nunca são encontrados cristais de turmalina mostrando qualidade gemológica e quase sempre, essas turmalinas negras, mostram um

fraturamento perpendicular ao eixo *c*, algumas vezes, tornando-se similar à clivagem perfeita da biotita. Turmalina corada também nunca é encontrada nessas duas zonas pegmatíticas.

Na zona intermediária externa e média, além da abundância de turmalina negra, também podem ser encontrados raros preenchimentos de fratura onde se observam algumas turmalinas coradas. Mas é na zona intermediária interna e nas bordas do núcleo, onde são encontradas as turmalinas coradas com qualidade gemológica. Para os garimpeiros que aí trabalham, o aparecimento de grandes ripas de espodumênio associado a manchas de mica rósea (*lepidolita*) e uma massa terrosa de coloração negra (possivelmente um hidróxido de manganês), além da presença de albita especular (*cleavelandita*), é um claro indício da possível presença de turmalina corada. Observadas essas condições, a turmalina pode ser encontrada nos caldeirões ou *pockets* e na *linha*. Nos caldeirões ou *pockets* é quando o mineral-gema é encontrado preenchendo os vazios, similar a uma drusa e na *linha* é quando a turmalina gemológica é retirada do pegmatito maciço, mas sempre associada a *lepidolita*, mica rósea, albita e hidróxido de manganês fazendo parte da mineralogia associada aos níveis de intemperismo.

No Veio 02, a presença da turmalina nos vários níveis do corpo pegmatítico apresenta as mesmas características já mostrada para o Veio 01.

Um aspecto muito interessante a respeito da presença de turmalina gemológica nos três veios pegmatíticos dessa mineração é a sua coloração típica em cada um deles. No Veio 01 são encontradas as turmalinas de coloração rósea, vermelho rubi intenso (*rubelita*), verdes (*verdelitas*) e as turmalinas olho-de-gato; no Veio 02 são retiradas principalmente as de coloração verde e no Veio 03, as indicolitas mostrando uma coloração azul intensa e as *verdelitas*. Evidentemente que isto é devido a um quimismo diferente das soluções pegmatíticas nos três veios, durante a cristalização da turmalina. Turmalinas multicolores podem ser encontradas nos três corpos pegmatíticos.

7 . 6 . 1 - CRISTALOGRAFIA

A estrutura cristalina dos minerais do grupo da turmalina é extremamente complicada, devido ao grande número de elementos que podem substituir ou serem substituídos nas posições

X, Y e Z (Hamburger & Buerger 1948, *in* Dietrich 1985). Segundo Dietrich (1985), já foram proposto três modelos para a descrição da estrutura cristalina dos minerais do grupo da turmalina: o de Belov & Belova (1949, *in* Dietrich 1985), o de Donnay & Buerger (1950, *in* Dietrich 1985) e o de Ito & Sadanaga (1951, *in* Dietrich 1985). A estrutura proposta por Belov & Belova (1949, *in* Dietrich 1985), atualmente é considerada incorreta (Deer *et al.* 1986). A principal diferença entre a estrutura proposta por Donnay & Buerger (1950, *in* Dietrich 1985) e a de Ito & Sadanaga (1951, *in* Dietrich 1985) está na configuração do grupo Si_6O_{18} : é trigonal no primeiro e hexagonal no segundo modelo.

FIGURA 53 - PROJEÇÃO DA ESTRUTURA DA TURMALINA SOBRE O PLANO {0001}, SEGUNDO ITO & SADANAGA (1951, *IN* DIETRICH 1985).

No modelo de Ito & Sadanaga (1951, *in* Dietrich 1985), a estrutura da turmalina (Figura 53) é caracterizada por um anel hexagonal de tetraedros $[\text{SiO}_4]$, semelhante a um fragmento isolado de um filossilicato hexagonal. Os átomos de Mg ocupando a posição Y, estão em coordenação octaédrica, onde os octaedros pertencentes aos vértices formam fragmentos trigonais, como no mineral brucita. Seis átomos de oxigênio da parte inferior dessas camadas são os ápices dos anéis hexagonais dos tetraedros de Si. O núcleo trigonal de Mg, na posição Y, está ligado a seis átomos de Al, ocupando a posição Z em coordenação octaédrica. Cada átomo de boro está em coordenação triangular e ligados aos vértices do octaedro.

Na posição X, os cátions são representados, principalmente por Na e/ou Ca e K, acondicionados ao longo do eixo ternário de simetria, entre os níveis dos triângulos de BO_3 e os tetraedros de SiO_4 .

Os cátions na posição Y, representados principalmente por Fe^{2+} e/ou Mg^{2+} , (Al±Li) e/ou Fe^{3+} , estão equidistante do eixo ternário de simetria e entre os triângulos de BO_3 e o oxigênio pertencentes aos ápices dos tetraedros de SiO_4 . A posição Y também pode ser ocupada por Mn^{2+} , Cr^{3+} , Ti^{4+} , V^{3+} , Co^{2+} e Ni^{2+} .

Os cátions que ocupam a posição Z são principalmente Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Al e Mg, localizados aproximadamente no mesmo nível da posição Y.

Os minerais do grupo da turmalina cristalizam-se no sistema trigonal, classe 3m (piramidal ditrigonal), cujo grupo espacial é representado por $R\bar{3}m$ (Henry & Lonsdale 1952).

7.6.1.1 - CELA UNITÁRIA

Os minerais do grupo da turmalina constituem um exemplo claro de complexidade da composição química, talvez só podendo ser comparado aos anfibólios. Como foi mostrado, aproximadamente 60% dos elementos químicos, já foram encontrados na estrutura das turmalinas. Além disso, elas apresentam um completo isomorfismo na série elbaíta-schorlita e na série dravita-uvita-schorlita (Sahama *et al* 1979).

A cela unitária, que é a menor porção que contém todas as características estruturais, geométricas e geoquímicas do mineral, reflete essa variação na sua composição química. Na Tabela 17, pode-se observar as dimensões dos parâmetros unitários a_0 e c_0 , além do volume da cela nos minerais do grupo da turmalina.

TABELA 17 - DIMENSÕES DA CELA UNITÁRIA DAS VÁRIAS ESPÉCIES DE TURMALINAS				
ESPÉCIES	$a_0:c_0$ (Å)	c_0/a_0	Vol.(Å ³)	Referências
Buergerita	15.873;7.187	0.4528	1.568,18	Donnay <i>et al.</i> (1966)
Dravita	15.910;7.210	0.4532	1.580,55	Epprecht (1953)
Cromodravita	16.110;7.270	0.4513	1.634,02	Rumantseva (1983)
Uvita	15.981;7.207	0.4510	1.594,02	Dunn <i>et al.</i> (1977b)
Ferridravita	16.200;7.470	0.4611	1.697,79	Walenta & Dunn (1979)
Liddicoatita	15.867;7.135	0.4497	1.555,75	Dunn <i>et al.</i> (1977a)
Schorlita	16.000;7.135	0.4459	1.581,85	Epprecht (1953)
Elbaíta	15.810;7.085	0.4481	1.533,68	Epprecht (1953)

Epprecht (1953) foi o primeiro a estudar a variação das dimensões da cela unitária, quando determinou os parâmetros de turmalinas de composição química conhecida e demonstrou que duas séries podiam ser distinguidas entre elbaíta e schorlita e entre schorlita e dravita. Como mostra a Figura 54, a partir de trabalhos de Epprecht (1953) é possível determinar turmalinas dessas duas séries, quando são conhecidos os seus parâmetros unitários.

FIGURA 54 - DIMENSÕES DA CELA UNITÁRIA DE ALGUNS MINERAIS DO GRUPO DA TURMALINA (EPPRECHT 1953), COMPARADOS COM OS DADOS OBTIDOS NAS TURMALINAS DA MINA DO CRUZEIRO. (•) - VALORES DE PARÂMETROS UNITÁRIOS DAS TURMALINAS DA JAZIDA DO CRUZEIRO.

O estudo de turmalina de composição conhecida e o mais próximo possível da composição ideal da molécula, permitiu a construção de diagramas em função das dimensões dos parâmetros unitários a_0 e c_0 , como o mostrado na Figura 55, os quais permitem a determinação do mineral do grupo da turmalina.

Sahama *et al.* (1979) selecionou dados de 57 turmalinas, que apresentavam parâmetros de cela e composição química conhecida, e elaborou o gráfico mostrado na Figura 56, onde o volume da cela unitária é relacionado com o conteúdo de Fe+Mn+Mg+Ti. A partir deste diagrama, é possível distinguir as séries elbaíta-schorlita e, dravita-uvita-schorlita.

O estudo da cela unitária da turmalina da Mina do Cruzeiro foi executado a partir de diagramas de pó obtidos em um difratômetro automatizado da Rigaku, em operação no DEGEO/UFOP. A Tabela 18 apresenta as reflexões de uma das amostras estudadas comparadas com os diagramas da schorlita e da elbaíta do sistema JCPDS, respectivamente de números 22.469 e 21.251.

Na Tabela 19 estão representados os valores dos parâmetros unitários a_0 e c_0 , o volume da cela unitária e o percentual de Fe+Mn+Mg+Ti, fornecidos pelas turmalinas da Jazida do Cruzeiro.

Os parâmetros unitários foram determinados em cristais provenientes de *pocket* ou caldeirão e do nível de produção do corpo pegmatítico. Esses cristais são ideais para essas determinações, porque são límpidos e não apresentam fraturas preenchidas por óxidos e hidróxidos diversos. Nas amostras DESC-01, 06, 08 e 09 foram obtidas as análises químicas no

mesmo cristal onde foi determinada a cela unitária, enquanto, nas amostras DESC-11 e DESC-12 só foram determinados os parâmetros unitários da turmalina. A cela unitária de DESC-01 e DESC-09, foi obtida em um mesmo cristal, apresentando zoneamento paralelo ao eixo *c*, onde, quando observa-se o cristal perpendicular a *c*, é negro numa metade e róseo avermelhado noutra parte do prisma. Quando observado em seção com 2mm de espessura e perpendicular ao eixo *c*, esse mesmo cristal é verde intenso numa parte e róseo na outra parte. A seção DESC-06, trata-se de um cristal de coloração avermelhada claro no centro, e uma borda fina apresentando um matiz vermelho mais intenso, enquanto a seção DESC-08, trata-se de uma turmalina verde homogênea, sem nenhum zoneamento de cores. O teor de (Fe+Mg+Mn+Ti) contido nesses cristais pode ser observado na Tabela 19.

TABELA 18 - DIAGRAMA DE PÓ DA TURMALINA DA JAZIDA DO CRUZEIRO COMPARADO COM O DIAGRAMA DA ELBAÍTA E DA SCHORLITA DO SISTEMA JCPDS.

TURMALINA DO CRUZEIRO		ELBAÍTA (JCPDS-21251)		SCHORLITA (JCPDS-22469)		hk.l
d(Å)	I/I ₀	d(Å)	I/I ₀	d(Å)	I/I ₀	
6.32	14	6.31	20	6.35	18	101
5.26	17	5.29	20	-	-	111
4.62	12	-	-	4.62	14	300
4.21	29	4.19	25	4.22	35	211
4.00	60	3.96	60	4.00	55	200
3.48	60	-	-	3.48	45	400
2.955	60	2.930	40	2.952	45	122
2.577	100	2.560	100	2.581	10	051
2.338	22	2.333	20	2.348	20	103
2.152	14	2.150	16	-	-	431
2.080	20	2.099	20	-	-	521
2.025	18	2.025	20	-	-	152
1.964	22	1.960	25	-	-	530,700
1.870	18	1.868	25	-	-	522
1.776	16	1.776	45	-	-	004
1.568	22	1.575	25	-	-	452
1.541	26	1.537	20	-	-	641
1.500	12	1.509	16	-	-	731
1.502	16	1.491	16	1.503	18	504
1.357	12	1.368	25	-	-	273

Como pode ser visto na Figura 55, quando os valores dos parâmetros de cela unitária *a*₀ e *c*₀, são plotados no diagrama de Epprecht (1953), observa-se que as turmalinas encontradas nos caldeirões ou *vugs* da Mina do Cruzeiro pertencem à solução sólida elbaíta-schorlita. Essa mesma

tendência pode ser vista no diagrama de Sahama et al. (1979) mostrado na Figura 56. É válido observar, que existe uma concentração dos valores, em direção à molécula de elbaíta.

Quando são plotados na Figura 56, os valores do volume da cela unitária em função de (Fe+Mn+Mg+Ti), observa-se que em três dos cristais analisados, existe uma perfeita correlação

TABELA 19 - PARÂMETROS UNITÁRIOS E PERCENTUAL DE Fe+Mn+Mg+Ti CONTIDOS NA ESTRUTURA DA TURMALINA DOS CALDEIRÕES OU POCKETS DA MINA DO CRUZEIRO.				
AMOSTRAS	a_o (Å)	c_o (Å)	Fe+Mn+Mg+Ti	VOLUME(Å ³)
DESC-01	15.837	7.089	11.16 (*)	1.539,79
DESC-06	15.843	7.094	0.54	1.542,04
DESC-08	15.930	7.123	2.46	1.565,40
DESC-09	15.863	7.108	0.92 (**)	1.548,99
DESC-11	15.932	7.124	-	1.566,01
DESC-12	15.879	7.117	-	1.554,08
(*)- porção do cristal apresentando coloração verde intenso				
(**)- porção do cristal mostrando matiz róseo avermelhado				

com o campo 1 de Sahama *et al.* (1979), ou seja, eles pertencem à série elbaíta-schorlita. A análise no cristal apresentando zoneamento de cores e com coloração negra ou verde intenso, mostra que a soma (Fe+Mn+Mg+Ti) é extremamente alta e fora do campo 1. Uma primeira conclusão, é que em um mesmo cristal que apresente zoneamento de cores, pode estar presente, uma solução sólida ou duas moléculas diferentes de minerais de turmalina. Porém, os conhecimentos atuais sobre o grupo das turmalinas, não permitem nenhuma interpretação segura a respeito desse fato.

7.6.1.2 - MORFOLOGIA DOS CRISTAIS

Tendo em vista o grupo espacial R3m, os cristais de turmalinas podem ser formados por combinações variadas de prismas, bipirâmides e pinacóides. Como exemplo, pode ser citado o prisma trigonal {31.0}, prisma ditrigonal {10.0}, pinacóide basal {00.1}, pirâmide trigonal {11.1} e pirâmide ditrigonal {21.1}. A tendência das faces do prisma de serem estriadas verticalmente e de se arredondarem, dá aos cristais uma seção basal semelhante a um triângulo esférico. Quanto ao hábito, os cristais de turmalina manifestam-se sob aspectos bastante diversos, variando desde prismáticos até piramidal e tabular.

A maioria das turmalinas da Jazida do Cruzeiro, apresentam-se bem cristalizadas, mostrando-se em hábitos e formas diversas, desde cristais prismáticos alongados, biterminados até aciculares. Cristais arredondados ou achatados também são facilmente encontrados. Deve ser feita uma clara distinção entre as turmalinas negras das zonas externas do corpo pegmatítico e as turmalinas mostrando qualidade gemológica dos níveis mais internos do pegmatito. As turmalinas negras apesar de serem encontradas em cristais prismáticos perfeitos, ao serem retiradas do pegmatito encaixante mostram um fraturamento perpendicular ao eixo *c*, fazendo com que o

FIGURA 56 - CORRELAÇÃO ENTRE $Fe+Mn+Mg+Ti$ E O VOLUME DA CELA UNITÁRIA DAS TURMALINAS DA MINA DO CRUZEIRO, COMPARADOS COM OS VALORES DE SAHAMA ET AL. (1979) PARA AS TURMALINAS DE VÁRIAS PARTES DO MUNDO. 1- SÉRIE ELBAÍTA-SCHORLITA; 2 - SÉRIE DRAVITA-UVITA-SCHORLITA; B - BUERGERITA E L - LIDICOATITA. . - VALORES DE SAHAMA ET AL. (1979) E (*) - VALORES PARA AS TURMALINAS DA MINA DO CRUZEIRO.

cristal se desintegre facilmente, similar à clivagem perfeita da biotita. As turmalinas coradas das zonas mais internas do corpo, mostram-se muito bem cristalizadas, de transparente à translúcida, com poucas inclusões, tornando possível a sua utilização como mineral-gema. Os espécimes aparecem sob a forma de monocristais isolados, quando encontrados ao longo da *linha*, ou crescendo sob as lamelas de cleavelandita e mica rósea atapetando os caldeirões ou *pockets*, sendo isentas de alteração intempérica. Um fato importante que se verifica na produção global das turmalinas dessa jazida, é a percentagem relativamente alta de material de boa qualidade, isto é, material utilizável em lapidação (cerca de 10%), quando comparado com outros depósitos brasileiros.

Segundo informações prestadas pelo proprietário da Mina do Cruzeiro, já foram encontrados no local cristais prismáticos lapidáveis de até 20cm de comprimento. Observações feitas ao longo das galerias dos Veios 01 e 03 dessa mineração, mostram a presença de cristais de turmalina preta com até 1m de comprimento, com seção basal de cerca de 10cm e pesando algumas dezenas de quilos.

Como ilustra a Fotografia 06, os cristais de turmalina da Mina do Cruzeiro são idiomórficos, apresentando por vezes, prismas relativamente grossos, embora o padrão predominante seja o de alongamento maior segundo o eixo *c*.

FOTOGRAFIA 06 - CRISTAL IDIOMÓRFICO DE VERDELITA DA MINA DO CRUZEIRO TERMINADO POR UMA SEÇÃO BASAL AVANTAJADA, COM INTERCRESCIMENTO DE PRISMAS MENORES NA PARTE INFERIOR DO ESPÉCIME (REPRODUZIDO DE SAUER 1982).

Cristais curvos e fraturados são encontrados raramente entre as turmalinas da Mina do Cruzeiro. Tal fato, pode ser devido aos esforços perpendiculares às faces do prisma, causando o dobramento do cristal ao longo do eixo cristalográfico *c*. Nos locais onde o dobramento foi maior, tem-se a presença de fraturas, normalmente preenchidas pela própria turmalina como agregado fibroso, hábito capilar e coloração diferente do cristal dobrado. Isto é devido a uma

cristalização posterior da turmalina fibrosa, quando as soluções já mostravam uma composição química diferente do quimismo original (Haddad 1987). Também é bastante comum, na Mina do Cruzeiro, a presença de cristais de turmalina quebrados, dentro dos caldeirões e separados por vários centímetros do lugar original de formação. A presença de cristais curvos, fraturados e exibindo uma cicatrização posterior, também foi referida em turmalinas provenientes de San Diego County, na Califórnia (Foord 1977).

Agregados cristalinos são bastante comum nas turmalinas da Mina do Cruzeiro. Podem ser encontrados em agregados de cristais paralelos, divergentes ou na forma de uma massa fibrosa. Os agregados paralelos são composições colunares de cristais prismáticos. A turmalina *vassoura* é um agregado cristalino divergente, muito comum nessas turmalinas.

7 . 6 . 2 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA

A unidade de fórmula química da turmalina é muito complexa e até recentemente sua composição e fórmula básica era muito discutível. Penfield & Foote (1899, *in* Deer *et al.* 1986) afirmam que a fórmula da turmalina é representada por $H_9Al_3(B,OH)_2Si_4O_{19}$, onde o H poderia ser substituído por Mg, Fe, Ca e álcalis. Inúmeros outros autores, tentaram estabelecer uma fórmula exata para as turmalinas.

Hoje sabe-se que as turmalinas constituem um grupo de nove minerais e pode ser representada pela fórmula $XY_3Z_6B_3Si_6O_{27}(O, OH, F)_4$ (Burt 1989). Como pode ser visto na Tabela 20, as posições X, Y, Z e (OH, F), podem ser ocupadas por vários elementos químicos. A partir da predominância de alguns desses elementos nestas posições, temos as nove moléculas finais do grupo das turmalinas.

No sítio octaédrico Y, tem-se uma variação composicional muito grande. Nas dravitas, ele é ocupado principalmente pelo Mg; nas shorlitas por Fe^{2+} e nas elbaítas por Al e Li. O sítio Y, pode também ser ocupado por Fe^{3+} , como nas buergeritas (Donnay *et al.* 1966), Mn (Schmetzer & Bank 1984), V (Foit & Rosenberg 1979) e Cr nas cromodravitas (Dunn *et al.* 1977a). O sítio octaédrico Z é ocupado, principalmente por Al, mas pode conter Fe^{3+} (Fron del *et al.* 1966

Walenta & Dunn 1979), Cr^{3+} (Rumantseva 1984), V^{3+} (Foit & Rosenberg 1979) e Mg (Dunn *et al.* 1977b). Na maioria das moléculas de turmalinas, Na é o cátion presente na posição X, mas quantidades apreciáveis de Ca também podem estar presente como em uvitas e liddicoatitas (Dunn *et al.* 1977a; Dunn *et al.* 1977b). K e Mg são outros elementos encontrados ocupando o sítio X, porém, sempre em pequenas quantidades (Werding & Schreyer 1984). O B sempre ocorre preenchendo os sítios de coordenação triangular, podendo substituir pequenas quantidades de Si, quando há excesso de B na estrutura da turmalina (Schmetzer & Bank 1984).

TABELA 20 - OS NOVE MEMBROS FINAIS DO GRUPO DA TURMALINA (DEER *ET AL.* 1986; DIETRICH 1985; JOLLIFF *ET AL.* 1986).

	X	Y_3	Z_6	$(\text{BO}_3)_3$	Si_6O_{18}	$(\text{OH}, \text{F})_4$
ELBAITA	Na	Al_3, Li_3	Al_6	$(\text{BO}_3)_3$	Si_6O_{18}	$(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$
DRAVITA	Na	Mg_3	Al_6	$(\text{BO}_3)_3$	Si_6O_{18}	$(\text{OH}, \text{F})_4$
SCHORLITA	Na	Fe^{2+}	Al_6	$(\text{BO}_3)_3$	Si_6O_{18}	$(\text{OH}, \text{F})_4$
BUERGERITA	Na	Fe^{3+}	Al_6	$(\text{BO}_3)_3$	Si_6O_{18}	$(\text{OH}_3)\text{F}$
LIDICOATITA	Ca	Li_3, Al_3	Al_6	$(\text{BO}_3)_3$	Si_6O_{18}	$(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$
UVITA	Ca	Mg_3	Al_5, Mg	$(\text{BO}_3)_3$	Si_6O_{18}	$(\text{OH}, \text{F})_4$
FERRIDRAVITA	Na	Mg_3	Fe^{3+}	$(\text{BO}_3)_3$	Si_6O_{18}	$(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$
CROMODRAVITA	Na	Mg_3	$\text{Cr}, \text{Fe}^{3+}$	$(\text{BO}_3)_3$	Si_6O_{18}	$(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$
OLENITA	Na_{1-x}	Al_3	Al_6	$(\text{BO}_3)_3$	Si_6O_{18}	$(\text{OH}, \text{F})_4$

Solução sólida completa ocorre entre dravita e schorlita e quase completa entre schorlita e elbaíta (Foit & Rosenberg 1979). Composições intermediárias entre dravitas e elbaítas, podem existir somente quando o Mg, o Li, o Al e o Fe estão juntos numa mesma estrutura, mas soluções completas nunca foram descritas (Deer *et al.* 1986).

Em função da grande variação química das turmalinas, vários autores vem usando esse mineral como um indicador petrogenético do ambiente onde ele foi formado. Staatz *et al.* (1955) foram os primeiros pesquisadores a estudar a variação das turmalinas em ambientes pegmatíticos. Eles observaram uma variação composicional sistemática desse grupo de minerais, quando caminha-se das zonas mais externas para as mais internas dos pegmatitos situados em Brown Derby, no Colorado (EUA). Para Staatz *et al.* (1955), as turmalinas da zona marginal ou de borda são mais ricas em Fe e à medida que se analisa componentes de níveis mais internos, observa-se um crescimento do teor de Li e um decréscimo do teor de Fe. Foord (1977) caracterizou a variação composicional das turmalinas encontradas na rocha encaixante e no Pegmatito Himalaya (San Diego, Califórnia) e chegou a uma conclusão similar à de Staatz *et al.* (1955). Henry & Guidotti (1985) estudaram a variação composicional das turmalinas amostradas nos metapelitos

do NW do Maine (EUA). Das análises químicas obtidas, eles construíram diagramas triangulares, onde é possível obter o ambiente de formação das turmalinas. Jolliff *et al.* (1986) e Jolliff *et al.* (1987), a partir de trabalhos executados nas turmalinas do Pegmatito de Bob Ingersoll (Dakota do Sul, EUA), chegam a conclusão similar à de Staatz *et al.* (1955) e Foord (1977), enfatizando que devido a sua grande variação química, as turmalinas são um dos minerais-chave para se entender a evolução dos ambientes pegmatíticos.

Os primeiros resultados de análises químicas das turmalinas da Mina do Cruzeiro, foram apresentados por Coelho (1948) a partir de análises obtidas em cristais de coloração verde-garrafa, verde-claro e róseo, além de turmalina fibrosa. Nesta época ainda não se conhecia as várias moléculas que compõem o grupo da turmalina, mas pode-se observar, a partir dos resultados obtidos no cristal de coloração verde-garrafa e no cristal fibroso, mostrado na Tabela 21, que o referido autor, deve ter analisado uma turmalina pertencente à solução sólida elbaíta-shorlita.

TABELA 21 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS TURMALINAS DA MINA DO CRUZEIRO (COELHO 1948).				
ÓXIDOS (%)	TURMALINA VERDE-GARRAFA	TURMALINA VERDE-CLARA	TURMALINA RÓSEA	TURMALINA FIBROSA
SiO ₂	36,000	36,440	38,220	31,220
TiO ₂	0,299	-	-	0,420
B ₂ O ₃	9,105	-	-	10,010
Al ₂ O ₃	46,536	-	-	54,660
FeO	1,211	2,520	0,051	0,770
MnO	0,020	1,288	0,487	0,940
MgO	0,448	-	-	0,240
CaO	0,564	-	-	0,280
Na ₂ O	1,490	-	-	0,460
K ₂ O	0,529	-	-	0,110
Li ₂ O	0,722	-	-	0,330
H ₂ O	-	-	-	0,330

Como já foi mostrado, nos três veios pegmatíticos que formam a Mina do Cruzeiro, a turmalina é um mineral extremamente comum em todas as zonas. Devido a dificuldade de trabalho no interior das galerias, foi impossível amostrar as turmalinas do Veio 02. Nos Veios 01 e 03, obtiveram-se cristais de turmalinas de todos os níveis pegmatíticos.

Neste trabalho foram feitas cerca de 1.400 análises químicas, por microsonda eletrônica, de turmalinas das várias zonas pegmatíticas e dos *pockets* dos Veios 01 e 03 do Pegmatito do Cruzeiro. Análises químicas de boro e lítio, foram obtidas a partir de absorção atômica, nas turmalinas de todas as zonas do Veio 01 e 03 da Mina do Cruzeiro.

As análises químicas e a fórmula molecular média das turmalinas da zona marginal do Veio 01 da Mina do Cruzeiro estão representadas na Tabela 22, da zona mural na Tabela 23, da zona intermediária externa, média e interna, respectivamente, nas Tabelas 24, 25 e 26, e dos caldeirões ou *pockets* na Tabela 27.

TABELA 23 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DE TURMALINAS DA ZONA MURAL DO SERVIÇO JOÃO DE MATOS, NO VEIO 01 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. O Li_2O E B_2O_3 FORAM DOSADOS POR ABSORÇÃO ATÔMICA.								
SiO_2	35,385	35,700	35,106	35,014	35,170	35,235	35,292	35,550
TiO_2	0,161	0,130	0,286	0,308	0,278	0,253	0,252	0,440
B_2O_3	10,660							
Al_2O_3	34,038	34,601	33,863	33,771	34,313	34,852	34,539	33,493
Cr_2O_3	0,990	0,000	0,000	0,000	0,090	0,000	0,041	0,080
FeO	13,341	13,209	12,802	13,514	12,377	12,460	12,041	12,160
MnO	0,321	0,325	0,238	0,336	0,657	0,564	0,630	0,181
MgO	0,858	1,269	1,518	1,097	0,843	0,845	0,788	2,004
ZnO	0,348	0,283	0,379	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,125	0,167	0,292	0,344	0,354	0,389	0,398	0,227
Na_2O	1,736	1,869	1,999	1,970	1,943	1,901	1,870	2,163
K_2O	0,000	0,046	0,136	0,101	0,021	0,041	0,000	0,000
Li_2O	0,040							
F	0,201	0,131	0,694	0,471	0,581	0,635	0,605	0,363
H_2O^+	1,930							
Total	99,243	99,360	99,943	99,556	99,257	99,805	99,086	99,291
Fórmula molecular calculada com base em 24 oxigênios e silício normalizado para 6.000: $(\text{Na}_{0,571-0,708} \text{Ca}_{0,023-0,072} \text{K}_{0,000-0,030})(\text{Al}_{0,656-0,995} \text{Ti}_{0,016-0,056} \text{Fe}_{1,712-1,937} \text{Mg}_{0,200-0,504} \text{Mn}_{0,026-0,095} \text{Zn}_{0,000-0,048} \text{Li}_{0,027-0,028} \text{Cr}_{0,000-0,133}) (\text{Al}_{6,000})(\text{B}_{3,092-3,156})\text{O}_{24}(\text{OH}_{2,164-2,206} \text{F}_{0,070-0,375})$								

Como pode ser observado nas tabelas mencionadas anteriormente, as fórmulas moleculares médias foram calculadas com base em 24 oxigênios e normalizadas para 6,00 silícios. Tal procedimento já usado por vários pesquisadores (Sahama *et al.* 1979; Walenta & Dunn 1979; Jolliff *et al.* 1986 e Jolliff *et al.* 1987), é justificado pelo fato de não haver substituição de Si por Al na estrutura das turmalinas. O conteúdo de Si desses minerais é sempre constante e igual a 6 átomos por fórmula unitária.

As turmalinas precisam ser analisadas com muito cuidado, uma vez que possuem heterogeneidade composicional e zoneamento químico notável. Vários autores, entre eles Donnay *et al.* (1966) e Foord (1977), já descreveram detalhadamente esta propriedade das turmalinas.

De maneira similar às turmalinas de outros ambientes geológicos, na Mina do Cruzeiro esse mineral também mostra um zoneamento químico bastante pronunciado ao longo de um mesmo cristal. A partir das análises obtidas em microsonda eletrônica, pode-se definir claramente tal zoneamento. Observou-se que as turmalinas da Mina do Cruzeiro, mostram um zoneamento químico, principalmente associado às várias cores apresentadas pelo cristal. Zoneamento de cores, também refletem uma forte mudança composicional das turmalinas dessa mineração.

TABELA 24 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DE TURMALINAS DA ZONA INTERMEDIÁRIA EXTERNA DO SERVIÇO JOÃO DE MATOS, NO VEIO 01 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. O Li_2O E B_2O_3 FORAM DOSADOS POR ABSORÇÃO ATÔMICA.								
SiO_2	35,042	35,357	35,404	35,300	35,569	35,186	35,242	35,419
TiO_2	0,160	0,185	0,181	0,333	0,319	0,309	0,302	0,082
B_2O_3	10,660							
Al_2O_3	33,513	33,384	33,016	33,237	33,476	33,602	33,683	33,388
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,065
FeO	12,902	12,780	12,609	11,972	12,175	12,021	12,326	12,796
MnO	0,409	0,223	0,229	0,321	0,172	0,238	0,249	0,089
MgO	1,911	2,519	2,456	2,668	2,679	2,590	2,457	2,395
ZnO	0,314	0,217	0,263	0,245	0,033	0,126	0,216	0,168
CaO	0,245	0,179	0,217	0,166	0,146	0,209	0,138	0,141
Na_2O	1,913	2,005	2,036	2,089	2,080	2,091	2,114	2,004
K_2O	0,044	0,043	0,051	0,043	0,037	0,053	0,035	0,058
Li_2O	0,040							
F	0,356	0,385	0,307	0,409	0,338	0,374	0,187	0,328
H_2O^+	1,930							
Total	99,441	99,907	99,399	99,413	99,654	99,429	99,579	99,563
Fórmula molecular calculada com base em 24 oxigênios e silício normalizado para 6.000: $\text{Na}_{0,635-0,698} \text{Ca}_{0,025-0,045} \text{K}_{0,008-0,013} (\text{Al}_{0,594-0,763} \text{Ti}_{0,010-0,043} \text{Fe}_{1,702-1,845} \text{Mg}_{0,488-0,676} \text{Mn}_{0,013-0,059} \text{Zn}_{0,004-0,040} \text{Li}_{0,027-0,028} \text{Cr}_{0,000-0,009}) (\text{Al}_{6,000}) \text{B}_{3,104-3,150} \text{O}_{24} (\text{OH}_{2,172-2,204} \text{F}_{0,101-0,220})$								

A partir disso, para a obtenção das análises químicas de lítio dessas turmalinas, foram escolhidos os cristais perfeitamente límpidos e que não mostravam zoneamento de cores. Observou-se que o conteúdo de lítio, obtidos por absorção atômica, é inversamente correlacionável com o teor de ferro total, analisado através de microsonda eletrônica. Como pode ser visto nas Tabelas 22, 23, 24, 25, 26 e 27, onde estão representadas as análises químicas das turmalinas do Veio 01 da Mina do Cruzeiro, à medida que cresce o teor de Li_2O , nota-se uma diminuição de FeO . Portanto, o percentual de FeO presente na estrutura das turmalinas dos

pegmatitos e que facilmente pode ser quantificado por microsonda eletrônica, pode ser usado para indicar a quantidade de lítio presente nas elbaítas.

TABELA 25 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DE TURMALINAS DA ZONA INTERMEDIÁRIA MÉDIA DO SERVIÇO JOÃO DE MATOS, NO VEIO 01 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. O Li_2O E B_2O_3 FORAM DOSADOS POR ABSORÇÃO ATÔMICA

SiO_2	34,304	34,461	33,813	33,764	34,380	34,150	34,004	34,084
TiO_2	0,031	0,036	0,309	0,323	0,266	0,254	0,099	0,067
B_2O_3	9,530							
Al_2O_3	34,755	34,697	33,582	33,565	33,123	33,013	33,612	33,448
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,065
FeO	11,952	12,275	14,086	14,170	14,043	13,977	13,632	13,533
MnO	1,039	1,130	0,557	0,511	0,536	0,699	0,768	0,685
MgO	0,000	0,000	0,081	0,187	0,058	0,101	0,000	0,000
ZnO	0,537	0,617	0,307	0,453	0,381	0,328	0,397	0,382
CaO	0,000	0,000	0,113	0,175	0,046	0,077	0,000	0,000
Na_2O	1,704	1,754	1,854	1,855	1,810	1,825	1,617	1,609
K_2O	0,015	0,050	0,052	0,031	0,041	0,051	0,028	0,028
Li_2O	1,230							
F	0,608	0,508	0,565	0,401	0,418	0,395	0,494	0,551
H_2O^+	3,310							
Total	99,015	99,598	99,389	99,505	99,172	98,940	98,721	98,522
Fórmula molecular calculada com base em 24 oxigênios e silício normalizado para 6.000: ($\text{Na}_{0,549-0,639}$ $\text{Ca}_{0,000-0,033}$ $\text{K}_{0,003-0,012}$) ($\text{Al}_{0,836-1,144}$ $\text{Ti}_{0,004-0,043}$ $\text{Fe}_{1,743-2,106}$ $\text{Mg}_{0,000-0,050}$ $\text{Mn}_{0,077-0,167}$ $\text{Zn}_{0,040-0,079}$ $\text{Li}_{0,861-0,879}$ $\text{Cr}_{0,000-0,009}$) ($\text{Al}_{6,000}$) ($\text{B}_{2,864-2,923}$) O_{24} ($\text{OH}_{3,844-3,924}$ $\text{F}_{0,219-0,335}$)								

Nas discussões apresentadas a seguir, além de tentar caracterizar a variação composicional das turmalinas, pretende-se avaliar o uso deste mineral como uma ferramenta para definir a história da cristalização e da evolução interna dos três corpos pegmatíticos formadores da Mina do Cruzeiro. Um primeiro questionamento que pode surgir, é se a variação composicional das turmalinas é aleatória ou se ela pode ser correlacionada com alguma associação mineralógica dentro do corpo. Claramente, existe uma variação a nível da quantidade, tamanho e cores dos cristais nas várias zonas pegmatíticas, que por sua vez, refletem associações mineralógicas diferentes. A nível de composição química, além da variação nas zonas pegmatíticas, as moléculas de turmalinas podem caracterizar até o tipo litológico onde elas são encontradas. Tal fato, permitiu que Henry & Guidotti (1985) construíssem diagramas ternários em cujos vértices estão o Al - $\text{Fe}_{(\text{total})}$ - Mg (a) e Ca - $\text{Fe}_{(\text{total})}$ - Mg (b), obtidos em turmalinas provenientes de diferentes tipos rochosos. Como pode ser visto na Figura 57, quando são projetados os valores obtidos nas turmalinas provenientes do Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro, elas se posicionam no campo 02,

definido para cristais amostrados em granitóides pobres em Li e, em pegmatitos e aplitos a eles associados.

TABELA 26- ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DE TURMALINAS DA ZONA INTERMEDIÁRIA INTERNA DO SERVIÇO JOÃO DE MATOS, NO VEIO 01 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. O Li_2O E B_2O_3 FORAM DOSADOS POR ABSORÇÃO ATÔMICA.

SiO_2	35,063	35,280	35,886	35,746	35,750	35,100	35,448	35,996
TiO_2	0,018	0,040	0,050	0,000	0,041	0,027	0,035	0,052
B_2O_3	9,660							
Al_2O_3	36,032	36,235	36,672	36,712	36,600	36,613	36,561	37,105
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,130	0,039	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	6,011	6,212	4,650	4,638	4,706	5,451	5,552	2,635
MnO	1,957	1,780	2,096	2,350	2,231	2,050	2,008	2,633
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ZnO	1,785	1,710	1,863	1,739	1,901	1,957	1,670	1,596
CaO	0,080	0,035	0,000	0,031	0,027	0,105	0,057	0,153
Na_2O	2,045	2,042	2,179	2,219	2,146	2,141	2,111	2,532
K_2O	0,034	0,025	0,019	0,050	0,039	0,018	0,027	0,012
Li_2O	1,640							
F	0,704	0,780	1,052	1,037	0,852	0,906	0,907	1,616
H_2O^+	3,250							
Total	98,279	98,689	99,147	99,111	98,843	98,918	98,926	98,880
Fórmula molecular calculada com base em 24 oxigênios e silício normalizado para 6.000: $\text{Na}_{0,673-0,818} \text{Ca}_{0,000-0,027} \text{K}_{0,003-0,011} (\text{Al}_{0,263-0,376} \text{Ti}_{0,000-0,007} \text{Fe}_{0,367-0,884} (\text{Mg}_{0,000} \text{Mn}_{0,256-0,372} \text{Zn}_{0,196-0,247} \text{Li}_{1,103-1,129} \text{Cr}_{0,000-0,017} (\text{Al}_{6,000} (\text{B}_{2,779-2,853} \text{O}_{24} (\text{OH}_{3,614-3,710} \text{F}_{0,381-0,852}))$								

O Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro é um corpo muito rico em lítio. As imensas massas de ambligonitas situadas acima da cota 900, as grandes ripas de espodumênio e os bolsões de micas róseas na zona intermediária, caracterizam este veio como uma apófise pegmatítica rica em lítio. Mas, os locais onde são explotados os minerais-gemas e onde são encontradas as grandes quantidades de turmalinas pretas estão situados cerca de 150m abaixo dos níveis ricos em massas de ambligonitas. Para London (1986a), a solubilidade do H_2O em uma fusão silicatada pode aumentar consideravelmente o aparecimento de álcali boratos (especificamente o $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) nessa solução. Este pode ter sido o caso dos níveis muito ricos em ambligonitas. Na ausência de cristalização da turmalina, a atividade do Li, F e B aumentou, permitindo um crescimento da solubilidade da água na fusão pegmatítica. Isto resulta numa despolimerização e num aumento da disponibilidade dos sítios estruturais na fusão. Quando a turmalina torna-se estável e se cristaliza, um percentual apreciável de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ é removido do sistema; o teor de água diminui e uma grande

diversidade de assembléias mineralógicas podem se cristalizar. A ausência de turmalinas nos níveis ricos em amblygonitas e a sua abundância nos níveis mais baixos do corpo, poderiam ser explicados pelo modelo de London (1986a). Portanto, se for analisada uma das poucas turmalinas

TABELA 27 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DE UMA TURMALINA RETIRADA DOS POCKETS OU CALDEIRÕES, NO VEIO 01, DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. O Li_2O E B_2O_3 FORAM DOSADOS POR ABSORÇÃO ATÔMICA.

SiO_2	38,546	38,560	38,745	38,575	39,204	39,469	39,338	39,353
TiO_2	0,000	0,041	0,000	0,097	0,012	0,000	0,000	0,000
B_2O_3	10,280							
Al_2O_3	39,784	39,698	39,886	39,891	40,361	40,367	40,406	40,282
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,120	0,000	0,049	0,068	0,000
FeO	1,436	1,275	1,177	1,304	1,344	1,291	1,288	1,226
MnO	0,334	0,283	0,244	0,279	0,217	0,206	0,154	0,209
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,075	0,138	0,112	0,049
ZnO	0,000	0,000	0,215	0,237	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,134	0,144	0,128	0,132	0,139	0,089	0,120	0,123
Na_2O	2,166	2,071	2,126	2,118	1,652	1,757	1,784	1,849
K_2O	0,000	0,000	0,038	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000
Li_2O	1,960							
F	1,056	1,073	0,887	0,986	0,640	0,915	1,053	1,006
H_2O^+	3,250							
Total	98,946	98,635	98,936	99,248	99,133	99,761	99,803	99,577
Fórmula molecular calculada com base em 24 oxigênios e silício normalizado para 6.000: $(\text{Na}_{0,490-0,654} \text{Ca}_{0,014-0,024} \text{K}_{0,000-0,008}) (\text{Al}_{1,232-1,313} \text{Ti}_{0,000-0,011} \text{Fe}_{0,152-0,187} \text{Mg}_{0,000-0,031} \text{Mn}_{0,020-0,044} \text{Zn}_{0,000-0,027} \text{Li}_{1,198-1,227} \text{Cr}_{0,000-0,015}) (\text{Al}_{6,000} \text{B}_{2,697-2,762}) \text{O}_{24} (\text{OH}_{3,296-3,374} \text{F}_{0,310-0,528})$								

encontradas nos níveis ricos em amblygonitas do Pegmatito do Cruzeiro, possivelmente ela irá posicionar-se no campo 01 do diagrama de Henry & Guidotti (1985), onde são encontrados os aplitos e pegmatitos ricos em lítio.

Na tentativa de entender a evolução geoquímica das turmalinas nos ambientes pegmatíticos, Jolliff *et al.* (1986) construíram diagramas ternários cujos vértices são representados pela schorlita ($\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Zn}$), dravita ($\text{Mg}+\text{Ti}$) e elbaíta ($\text{Li}+\text{Al}$), onde esses componentes ocupam o sítio Y nas turmalinas. Neste sítio, a maior variação é representada por uma diminuição de Fe^{2+} e um aumento de $\text{Li}+\text{Al}$, refletindo a substituição de $2\text{Fe}^{2+} \Leftrightarrow \text{Li}+\text{Al}$ nas turmalinas da série schorlita-elbaíta, provenientes dos pegmatitos complexos e altamente diferenciados, caminhando das zonas externas para as mais internas do corpo. Na Figura 58, pode

ser visto a composição das turmalinas amostradas no Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro, posicionadas em termos de schorlita (Fe+Mn+Zn), dravita (Mg+Ti) e elbaíta (Li+Al).

A Figura 58, mostra que o sentido de evolução das turmalinas do Veio 01 da Mina do Cruzeiro é o da molécula schorlita, com um pequeno percentual de dravita, para um dos membros

extremos da série schorlita-elbaíta, constituindo-se numa elbaíta pura. Vários pesquisadores (Staatz *et al* 1955; Foord 1977; Jolliff *et al.* 1986 e Jolliff *et al.* 1987) já observaram que, nos pegmatitos complexos e altamente diferenciados, as turmalinas das zonas de bordas são ricas em Fe e à medida que são amostradas as das zonas mais internas, o teor de Fe diminui e o de Li+Al aumenta abruptamente.

FIGURA 58 - COMPOSIÇÃO DAS TURMALINAS DO VEIO 01 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO, PROJETADAS NO DIAGRAMA DE JOLLIFF *ET AL.* (1986), EM TERMOS DE SCHORLITA (Fe+Mn+Zn), DRAVITA (Mg+Ti) E ELBAÍTA (Li+Al). OBSERVA-SE QUE A EVOLUÇÃO COMPOSICIONAL DAS TURMALINAS DO CRUZEIRO É EM DIREÇÃO AO VÉRTICE DA ELBAÍTA, E QUE AS TURMALINAS DA ZONA INTERMEDIÁRIA EXTERNA PROJETAM-SE DE MODO ANÔMALO.

As turmalinas das diversas zonas do Veio 01 mostram uma tendência evolutiva em direção a elbaíta, exceto as da zona intermediária externa. Erros analíticos são facilmente descartáveis, visto que essas turmalinas foram analisadas em três laboratórios diferentes, nas Universidades de Brasília e Roma e na Escola de Minas de Saint Etienne, e todos os resultados mostraram uma perfeita concordância. Uma das explicações plausíveis, é a possibilidade de terem acontecido erros durante as amostragens, uma vez que os feldspatos dessa galeria estavam totalmente alterados, dificultando um posicionamento seguro à respeito da zona pegmatítica trabalhada. Mas o fator importante é que, no geral, as turmalinas do Veio 01 da Mina do Cruzeiro fazem parte da série elbaíta-schorlita e que nos níveis mais internos do corpo, cada vez elas se tornam mais ricas

no membro extremo, elbaíta. Além disso, pode-se afirmar que as turmalinas pretas dos níveis onde são explotados as turmalinas gemológicas, também são elbaítas.

Na Figura 59 está representada a variação composicional das turmalinas, em átomos por fórmula unitária, nas várias zonas pegmatíticas descritas no Veio 01 da Mina do Cruzeiro. A Figura 60, por sua vez, mostra a variação composicional no sítio Y das turmalinas pretas do mesmo veio. Nessas figuras, o teor de Fe permanece constante, mostrando um pequeno aumento na zona intermediária média e depois cai abruptamente nas turmalinas pretas da zona intermediária interna e dos *pockets*. Mg e Ti praticamente desaparecem da estrutura das turmalinas das zonas interiores do corpo. O teor de Ca permanece quase constante ao longo dos níveis amostrados e o de Zn e Mn crescem continuamente, mostrando a maior % em peso de ZnO e MnO na zona intermediária interna, diminuindo bruscamente nas turmalinas amostradas nos caldeirões.

As turmalinas pretas amostradas nas zonas marginal, mural e intermediária externa do Veio 01 apresentam composições químicas muito similares, sugerindo que a cristalização inicial se processou nas regiões próximas à rocha encaixante. A partir da zona intermediária média desse veio, uma nítida diferença composicional das turmalinas, já reflete uma diferenciação das soluções pegmatíticas. De acordo com os resultados obtidos, uma tendência de decréscimo do componente schorlítico e dravítico e um conseqüente aumento no componente elbaítico dessas séries isomórficas podem ser usados como indicadores do grau de fracionamento das soluções pegmatíticas, bem como da associação mineralógica primária e tardia e ainda da possível mineralização aí encontrada. Esses resultados mostram perfeita concordância com os já obtidos por Staatz *et al.* (1955), Foord (1977), Manning (1982), Jolliff *et al.* (1986) e Jolliff *et al.* (1987).

Ao observarmos as Tabelas 22, 23, 24, 25, 26 e 27 onde estão representados os resultados das análises químicas das turmalinas do Veio 01, vê-se que, de um modo geral, um aumento do teor de Li, corresponde a uma diminuição dos teores de Fe e Mg na estrutura da série schorlita-elbaíta. Os valores projetados no gráfico da Figura 60 correspondem a média de várias análises obtidas por microsonda eletrônica enquanto os de Li foram obtidos por absorção atômica. Visto que o Li não pode ser obtido através de uma análise pontual e que a turmalina apresenta uma variação composicional ligada ao seu zoneamento de cores, o teor de Fe ou de Fe + Mg é um bom parâmetro para a determinação do possível teor de Li na estrutura das turmalinas da série schorlita-elbaíta e também, da evolução dos corpos pegmatíticos.

7.6.2.2 - TURMALINAS DO VEIO 03

Dos corpos pegmatíticos que compõem a Mina do Cruzeiro, o Veio 03 apesar de sua pequena dimensão, é o mais rico em turmalina. Grandes cristais de turmalinas pretas, alguns de dimensões métricas, podem ser observados em todas as zonas pegmatíticas. Este corpo pode ser mapeado ao longo de todo o seu comprimento, cerca de 700m, uma vez que uma galeria de exploração de minerais-gemas tem a sua entrada na parte sudeste, no limite do decreto de lavra da Mina do Cruzeiro com o da Aricanga, e a sua saída no final do corpo, na escarpa de quartzito a

noroeste do limite legal de mineração. Sua espessura é variável, sendo de 2m na entrada do serviço, de 8m no meio da galeria e de 1m no final da galeria. Porém, em todo o seu comprimento

esse veio se constitui em uma apófise extremamente rica em cristais de tamanhos variáveis de turmalina preta. Essa pouca espessura facilita a descrição das várias zonas pegmatíticas, visto que em inúmeros pontos da galeria pode ser observado a capa e a lapa do quartzito encaixante. As zonas marginal, mural, intermediária e o núcleo descontínuo foram perfeitamente delimitados, mas a subdivisão da zona intermediária é muito difícil de ser efetuada.

Todos os trabalhos de exploração deste veio, começaram no período das turmalinas, visto que a quantidade de grandes placas de micas brancas são muito pequenas. Pequenos livros de micas podem ser facilmente observados ao longo de todo o corpo.

Nas Tabelas 28, 29 e 30 podem ser vistas as análises químicas obtidas nas turmalinas pretas e na Tabela 31, os resultados obtidos a partir de um cristal de turmalina azul retirado de um *pocket* do Veio 03.

TABELA 28 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DE UMA TURMALINA PRETA DA ZONA MARGINAL DO SERVIÇO DO LADIM, NO VEIO 03 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. O Li_2O E B_2O_3 FORAM DOSADOS POR ABSORÇÃO ATÔMICA.								
SiO_2	36,777	36,674	36,973	36,675	36,699	36,741	36,901	37,100
TiO_2	0,408	0,476	0,465	0,279	0,229	0,288	0,266	0,523
B_2O_3	9,420							
Al_2O_3	33,226	32,945	33,133	33,565	33,523	33,467	33,233	32,895
Cr_2O_3	0,043	0,000	0,040	0,000	0,000	0,085	0,110	0,000
FeO	10,425	10,578	10,653	10,991	11,176	11,067	10,834	11,230
MnO	0,164	0,126	0,271	0,265	0,095	0,238	0,119	0,178
MgO	3,873	3,871	3,821	3,474	3,387	3,368	3,258	3,539
ZnO	0,125	0,218	0,138	0,261	0,278	0,000	0,218	0,276
CaO	0,194	0,154	0,166	0,121	0,103	0,089	0,108	0,189
Na_2O	2,196	2,180	2,213	2,041	2,063	2,080	2,017	2,153
K_2O	0,041	0,060	0,055	0,043	0,027	0,035	0,041	0,051
Li_2O	0,020							
F	0,539	0,479	0,418	0,396	0,464	0,471	0,330	0,350
H_2O^+	2,010							
Total	99,461	99,211	99,796	99,561	99,380	99,372	99,026	99,914
Fórmula molecular calculada com base em 24 oxigênios e silício normalizado para 6.000:								
$\text{Na}_{0,636-0,696} \text{Ca}_{0,016-0,034} \text{K}_{0,006-0,013} (\text{Al}_{0,270-0,472} \text{Ti}_{0,028-0,064} \text{Fe}_{1,422-1,528} (\text{Mg}_{0,790-0,944} \text{Mn}_{0,013-0,037} \text{Zn}_{0,000-0,034} \text{Li}_{0,013} \text{Cr}_{0,000-0,014} (\text{Al}_{6,000} (\text{B}_{2,630-2,660} \text{O}_{24} (\text{OH}_{2,176-2,194} \text{F}_{0,169-0,278})).$								

Correlacionando os valores obtidos nas análises químicas das turmalinas amostradas nos Veios 01 (Tabelas 22, 23, 24, 25, 26 e 27) e 03, vê-se claramente que a soma de Fe e Mg de cristais pretos de zonas equivalente nas duas apófises são ligeiramente maiores no Veio 03. Isto pode indicar uma maior % em peso de Li_2O e Al_2O_3 , ou seja, as turmalinas do Veio 03 são mais ricas na molécula elbaíta.

Da mesma maneira que no Veio 01, os resultados obtidos nas turmalinas pretas e azuis analisadas no Veio 03, foram plotados no diagrama Al - $\text{Fe}_{(\text{total})}$ - Mg (a) e Ca - $\text{Fe}_{(\text{total})}$ - Mg (b) de Henry & Guidotti (1985), mostrado na Figura 61.

TABELA 29 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DE TURMALINAS NEGRAS DA ZONA MURAL DO SERVIÇO DO LADIM, NO VEIO 03 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. O Li_2O E B_2O_3 FORAM DOSADOS POR ABSORÇÃO ATÔMICA

SiO_2	35,643	35,564	35,779	35,602	35,837	35,437	35,406	35,303
TiO_2	0,216	0,195	0,178	0,253	0,212	0,214	0,159	0,133
B_2O_3	9,420							
Al_2O_3	33,944	33,998	33,903	33,770	33,778	33,600	34,244	34,494
Cr_2O_3	0,000	0,066	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	14,521	14,172	14,417	14,121	14,301	14,436	14,352	14,341
MnO	0,318	0,483	0,557	0,358	0,498	0,527	0,470	0,394
MgO	0,503	0,289	0,353	0,567	0,366	0,481	0,477	0,555
ZnO	0,472	0,557	0,439	0,347	0,440	0,443	0,357	0,266
CaO	0,096	0,133	0,000	0,033	0,090	0,000	0,069	0,095
Na_2O	1,836	1,819	1,882	1,903	1,780	1,857	1,726	1,800
K_2O	0,036	0,036	0,036	0,062	0,035	0,022	0,037	0,048
Li_2O	0,540							
F	0,390	0,427	0,440	0,509	0,500	0,387	0,371	0,498
H_2O^+	2,010							
Total	99,945	99,709	99,954	99,495	99,807	99,374	99,638	99,897
Fórmula molecular calculada com base em 24 oxigênios e silício normalizado para 6.000:								
$(\text{Na}_{0,567-0,622} \text{Ca}_{0,000-0,024} \text{K}_{0,005-0,013})(\text{Al}_{0,665-0,909} \text{Ti}_{0,017-0,032} \text{Fe}_{1,990-2,044} \text{Mg}_{0,073-0,142} \text{Mn}_{0,045-0,079} \text{Zn}_{0,033-0,069} \text{Li}_{0,364-0,369} \text{Cr}_{0,000-0,009})(\text{Al}_{6,000})(\text{B}_{2,722-2,763})\text{O}_{24}(\text{OH}_{2,245-2,279} \text{F}_{0,199-0,271})$								

Observa-se que existe uma grande similaridade entre a evolução das turmalinas do Veio 01 e 03. Nesses veios, elas situam-se no campo 02 definido para turmalinas provenientes de granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos a eles associados. Realmente, o Veio 03 constitui-se em um corpo pobre em Li, visto que nele somente são encontradas algumas ripas de espodumênios e micas róseas, possivelmente lepidolitas, sempre bordejando o núcleo descontínuo de quartzo. Amblygonita não foi encontrada em nenhuma das galerias de exploração existente nesse veio.

Na tentativa de observar a evolução das turmalinas do Veio 03, os resultados obtidos nas análises químicas das turmalinas da Mina do Cruzeiro foram projetados em um diagrama triangular, cujos vértices são representados pela elbaíta (Li, Al), dravita (Mg, Ti) e schorlita (Fe, Mn, Zn) (Figura 62).

As turmalinas do Veio 03 da Mina do Cruzeiro, mostram uma perfeita evolução em termos de Li + Al, das zonas mais externas para as mais internas do corpo, ou seja, à medida que se caminha para o centro do corpo a molécula predominante passa a ser a elbaítica. Mas, o que

fica claro ao observarmos a Figura 62, é que ao contrário das turmalinas do Veio 01 (Figura 58), nas do Veio 03, a percentagem da molécula dravítica é bem maior. Portanto, pode-se afirmar que na zona marginal e mural do Veio 03, a molécula predominante do grupo das turmalinas é a da

TABELA 30 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DE UMA TURMALINA DA ZONA INTERMEDIÁRIA DO SERVIÇO DO LADIM, NO VEIO 03 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. O Li_2O E B_2O_3 FORAM DOSADOS POR ABSORÇÃO ATÔMICA.

SiO_2	34,869	34,844	35,063	35,263	34,980	34,554	34,651	34,658
TiO_2	0,193	0,213	0,274	0,268	0,201	0,217	0,232	0,224
B_2O_3	9,420							
Al_2O_3	35,510	35,482	35,383	35,410	35,521	35,993	35,380	35,735
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,550	0,000	0,000
FeO	11,161	11,104	11,275	10,929	11,018	11,040	11,161	11,171
MnO	0,371	0,339	0,271	0,430	0,372	0,353	0,476	0,309
MgO	1,333	1,529	1,345	1,558	1,533	1,426	1,377	1,381
ZnO	0,269	0,321	0,322	0,321	0,334	0,253	0,289	0,203
CaO	0,456	0,508	0,493	0,443	0,491	0,450	0,461	0,554
Na_2O	1,916	1,930	1,963	1,878	1,889	1,868	1,893	1,930
K_2O	0,040	0,043	0,031	0,039	0,015	0,038	0,043	0,038
Li_2O	0,910							
F	0,826	0,762	0,767	0,823	0,807	0,789	0,646	0,901
H_2O^+	2,010							
Total	99,284	99,415	99,527	99,702	99,501	99,376	98,952	99,444
Fórmula molecular calculada com base em 24 oxigênios e silício normalizado para 6.000:								
$(\text{Na}_{0,620-0,651} \text{Ca}_{0,081-0,103} \text{K}_{0,003-0,009})(\text{Al}_{1,101-1,366} \text{Ti}_{0,025-0,035} \text{Fe}_{1,555-1,617} \text{Mg}_{0,342-0,395} \text{Mn}_{0,039-0,070} \text{Zn}_{0,026-0,042} \text{Li}_{0,623-0,636} \text{Cr}_{0,000-0,076})(\text{Al}_{6,000})(\text{B}_{2,767-2,823})\text{O}_{24}(\text{OH}_{2,281-2,328} \text{F}_{0,354-0,493})$								

série schorlita-dravita, enquanto na zona intermediária e nos *pockets*, há um predomínio da série schorlita-elbaíta. Similarmente aos pegmatitos complexos e portadores de elementos raros de outras partes do mundo (Staatz *et al.* 1955; Foord 1977; Manning 1982; Jolliff *et al.* 1986 e Jolliff *et al.* 1987), as turmalinas pretas do Veio 03 mostram evolução no sentido da schorlita para a elbaíta, das zonas externas para as internas do corpo.

Na Figura 63, pode ser vista a variação composicional de alguns elementos na estrutura das turmalinas das várias zonas pegmatíticas existentes no Veio 03 da Mina do Cruzeiro.

Similar ao já observado nas turmalinas do Pegmatito de Brown Derby, nos EUA, por Staatz *et al.* (1955), no grupo das turmalinas do Veio 03, a quantidade de Fe, Mg e Ti decrescem em direção ao núcleo, enquanto a de Mn e de Ca aumentam nos níveis mais interiores do corpo. Na Figura 64, onde está representada a variação composicional no sítio Y das turmalinas das

várias zonas no Veio 03, pode ser visto as variações dos teores em Fe, Mg e Ti, e das somas Li+Al e Mn+Zn.

TABELA 31 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DE TURMALINAS AZUIS RETIRADAS DE UM POCKET DO SERVIÇO DO LADIM, NO VEIO 03 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. O Li_2O E B_2O_3 FORAM DOSADOS POR ABSORÇÃO ATÔMICA.

SiO_2	38,432	37,904	37,950	38,244	37,854	37,709	37,975	37,617
TiO_2	0,013	0,000	0,000	0,042	0,023	0,000	0,029	0,000
B_2O_3	9,420							
Al_2O_3	39,451	38,582	38,773	38,720	38,278	38,764	39,003	38,442
Cr_2O_3	0,057	0,076	0,068	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	1,150	2,015	2,663	2,781	2,882	2,877	2,896	3,327
MnO	1,713	1,847	2,098	1,856	2,026	1,697	1,572	1,830
MgO	0,088	0,086	0,211	0,101	0,116	0,166	0,101	0,075
ZnO	0,114	0,042	0,000	0,120	0,039	0,088	0,147	0,173
CaO	0,187	0,156	0,255	0,183	0,135	0,216	0,660	0,035
Na_2O	2,067	2,408	2,611	2,359	2,480	2,377	2,263	2,447
K_2O	0,000	0,023	0,010	0,008	0,015	0,006	0,021	0,033
Li_2O	1,610							
F	0,905	0,925	1,029	1,236	1,132	1,408	1,223	1,127
H_2O^+	2,010							
Total	97,217	97,104	98,708	98,690	97,960	98,348	98,930	98,146
Fórmula molecular calculada com base em 24 oxigênios e silício normalizado para 6.000:								
$(\text{Na}_{0,626-0,800} \text{Ca}_{0,006-0,112} \text{K}_{0,000-0,007})(\text{Al}_{1,151-1,269} \text{Ti}_{0,000-0,005} \text{Fe}_{0,150-0,444} \text{Mg}_{0,018-0,050} \text{Mn}_{0,210-0,281} \text{Zn}_{0,000-0,020} \text{Li}_{1,011-1,033} \text{Cr}_{0,000-0,010})(\text{Al}_{6,000})(\text{B}_{2,538-2,593})_{24}(\text{OH}_{2,093-2,139} \text{F}_{0,447-0,709})\text{O}_{24}$								

Para facilitar o entendimento da substituição dos elementos principais e traços na estrutura dos cristais de origem pegmatítica, é pertinente lembrar as três regras de Goldshmidt: -a) para que dois íons possam substituir um outro na estrutura do cristal, seus raios iônicos não devem apresentar desvios de mais de 15%; -b) dois íons que possuem a mesma carga, mas raio iônico diferente, o íon de menor raio é preferencialmente incorporado na estrutura do cristal e -c) quando dois íons com raios similares e cargas diferentes, o de maior carga é mais facilmente incorporado na estrutura do cristal (Ringwood 1955).

A partir dessas três regras observa-se que o Ca^{++} (carga = 2 e $r = 0,99\text{\AA}$) e o Na^{++} (carga = 1 e $r = 0,97\text{\AA}$) nos plagioclásios pegmatíticos, fornecem dados que podem caracterizar a diferenciação por cristalização fracionada. Os plagioclásios com maior teor em cálcio ocorrem na zona de borda do pegmatito; enquanto o cálcio diminui para o centro do corpo e a quantidade de sódio tende a aumentar. Este fato, já foi observado por inúmeros pesquisadores, entre eles

Cameron *et al.* (1949). Como os feldspatos da Mina do Cruzeiro estão profundamente alterados, esse comportamento não pode ser averiguado.

FIGURA 61 - DIAGRAMAS Al - Fe_(total) - Mg (a) E Ca - Fe_(total) - Mg (b), EM TURMALINAS DE VÁRIOS TIPOS ROCHOSOS COMPARADOS COM DADOS OBTIDOS DAS TURMALINAS DA MINA DO CRUZEIRO. OS CAMPOS DEFINEM TURMALINAS PROVENIENTES DE (1) APLITOS E PEGMATITOS GRANÍTICOS RICOS EM Li; (2) GRANITÓIDES POBRES EM Li E PEGMATITOS E APLITOS A ELES ASSOCIADOS; (3) ROCHAS QUARTZO-TURMALINÍFERAS RICAS EM Fe³⁺; (4) METAPELITOS E METAPSAMITOS ASSOCIADOS COM FASES SATURADAS EM Al; (5) METAPELITOS E METAPSAMITOS INSATURADOS EM Al; (6) ROCHAS METAPELÍTICAS, CALCOSSILICATADAS E QUARTZO-TURMALINÍFERAS RICAS EM Fe³⁺; (7) METAUltramáficas POBRES EM Ca E METASSEDIMENTOS RICOS EM Cr E V; (8) METAPIROXENITOS E METACARBONATOS (HENRY & GUIDOTTI 1985). OBSERVE QUE AS TURMALINAS DO VEIO 03 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO ESTÃO INSERIDAS NOS CAMPOS (2) DO DIAGRAMA (A) E NOS CAMPOS (1) E (2) DO DIAGRAMA (B). A SETA NO INTERIOR DO CAMPO INDICA A EVOLUÇÃO DAS TURMALINAS, CAMINHANDO-SE DAS ZONAS EXTERNAS PARA O NÚCLEO DO PEGMATITO.

Nas turmalinas, essa interpretação é facilmente obtida em qualquer pegmatito, alterado ou não, visto que esse grupo de minerais é altamente resistente aos processos intempéricos. Crômio (0,64Å), vanádio (0,65Å) e titânio (0,69Å) substituem facilmente o ferro (0,67Å) na estrutura das turmalinas. O níquel tem o mesmo raio iônico que o magnésio (0,83Å) e pode entrar com igual facilidade na estrutura das turmalinas. O cobalto (0,83Å) pode substituir o Fe^{2+} (0,84Å), além do níquel e magnésio. Ni, Cr, Co e V não estão presentes na estrutura de nenhuma das turmalinas da Mina do Cruzeiro. Visto que o Cr^{3+} e V^{3+} tem raio iônico menor que o Fe^{3+} e o Co^{2+} e Ni^{2+} menor que o Fe^{2+} , o crômio, o níquel, o cobalto e o vanádio substituiriam o ferro nos primeiros cristais a se formar na série isomórfica schorlita-elbaíta. Portanto, pode-se afirmar que as soluções formadoras do Pegmatito do Cruzeiro, devem ter sido muito pobres em Cr, V, Co e Ni e enriquecidas em Fe, Mn e Ti.

Para Staatz *et al.* (1955), três fatores básicos controlam a entrada de um íon na estrutura das turmalinas ou de outros minerais pegmatíticos: -1) a própria estrutura do mineral determina a facilidade ou não de incorporação de um íon dependendo do seu tamanho; -2) a presença e/ou

ausência de outro íon competiria pela mesma posição na estrutura do mineral; e -3) a concentração deste íon na solução pegmatítica. No caso das turmalinas, se um íon se ajusta à sua

FIGURA 63 - VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DAS TURMALINAS DO VEIO 03 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO, NAS VÁRIAS ZONAS PEGMATÍTICAS DO CORPO. EXCETO O Ca E Mn, OS OUTROS ELEMENTOS ANALISADOS DECRESCEM EM DIREÇÃO ÀS ZONAS MAIS INTERNAS DO CORPO.

estrutura e a fusão pegmatítica não contem outro íon que melhor se adapte a esta posição, então a variação de um determinado elemento na sua estrutura, refletirá a variação desse íon no sistema original. Um exemplo para as turmalinas da Mina do Cruzeiro é dado pelo manganês, que cresce continuamente das zonas externas para as mais internas do corpo. Como os únicos minerais que retiram o manganês do sistema, além das turmalinas, é o grupo das granadas e da columbita-tantalita e estes minerais são raros nessa mineração, o sistema original se tornou cada vez mais rico e as turmalinas do centro do corpo enriqueceram-se em manganês. O mesmo raciocínio se aplica ao zinco (0,83 Å). A ghanita é o mineral de zinco mais comum nos ambientes pegmatíticos e a sua formação está ligada a um excesso de Al^{3+} e à ausência de minerais ferromagnesianos no

corpo. Portanto, todo o zinco presente na solução original deve ter entrado no sítio Y das turmalinas do Cruzeiro, uma vez que não foi descrito nenhum mineral de zinco nessa mineração.

Essa é a segunda vez na literatura que se detecta a presença de zinco em análises químicas de turmalinas. Até então, somente Jolliff *et al.* (1986) haviam analisado turmalinas com até 1,8% em peso de ZnO. Nas turmalinas da Mina do Cruzeiro, algumas análises químicas obtidas a partir de microsonda eletrônica forneceram valores de até 2,0% em peso de ZnO.

7.6.3 - COR E PLEOCROÍSMO

Os minerais do grupo das turmalinas caracterizam-se por ocorrerem em todas as cores do espectro visível. Além disso, em um mesmo cristal pode ser facilmente observável duas, três ou mais matizes de cores diferentes, variando paralelamente ou perpendicularmente ao eixo cristalográfico *c* do espécime.

Devido ao grande número de tonalidades e cores, a turmalina sempre confundiu os leigos, possibilitando que ela fosse identificada, muitas vezes como outro mineral-gema (Franco 1966). Um exemplo clássico aconteceu no começo do século XVIII, quando o bandeirante Fernão Dias Paes Leme ao procurar esmeraldas, encontrou as turmalinas verdes da Serra Resplandescente ou do Cruzeiro (onde, atualmente, está situada a Mina do Cruzeiro) e morreu convencido de haver atingido o objetivo de sua busca. Tal fato, justifica que ainda nos dias atuais, a turmalina verde seja conhecida como *esmeralda brasileira*. Um bom exemplo da diversidade de cores das turmalinas, pode ser visto no escritório do Sr. Kalil Ellert, em Teófilo Otoni, Minas Gerais. Esse comerciante possui um mostruário com cerca de 200 matizes de cores diferentes, de turmalina lapidada.

Alguns autores (Deer *et al.* 1966; Dietrich 1985) relacionam as cores com o tipo da molécula de turmalina. Na Tabela 32, pode ser observado as principais cores apresentadas por cada molécula de turmalina (Dietrich 1985).

Para Dietrich (1985), a maioria dos espécimes com zoneamento de cores são elbaítas. Porém, nas dravitas, uvitas, liddicoatitas e na série dravita-schorlita também podem ser vistos cristais com zoneamento de cores. Em síntese, não existe nenhuma correlação entre os tipos de moléculas das turmalinas e as cores e/ou zoneamentos de cores observados nos cristais.

Como já foi mostrado, o zoneamento de cores nas turmalinas, pode ser paralelo ou perpendicular ao eixo *c* do cristal. Quando paralelo, se cortarmos uma seção perpendicular a *c*, observar-se-á uma mudança gradual ou brusca de cores do centro para as bordas; sendo perpendicular as diferentes cores variam paralelamente ao eixo principal. Nesse sentido são bem conhecidas as turmalinas tipo melancias (*melancias*), proveniente do polimento de um cristal cortado perpendicularmente ao eixo *c* e mostrando zoneamento de cores (Fotografia 07).

A origem das cores das turmalinas é um dos assuntos em que não existe consenso nos meios científicos. Para Dietrich (1985), as cores das turmalinas podem ser devidas à concentração

de elementos principais, à concentração de elementos traços, à concentração de elementos principais e traços, à imperfeições estruturais (centro de cores), à transferência de cargas elétricas ou ainda à combinação de dois ou até de todos estes fenômenos (Nassau 1976). Sintetizando, pode ser devido a todos os fenômenos descritos na literatura científica, como os possíveis causadores de cores em minerais-gemas (Fritsch & Rossman 1987; 1988a e 1988b).

TABELA 32 - AS PRINCIPAIS CORES MOSTRADAS POR CADA MOLÉCULA DE TURMALINA (DIETRICH 1985).

Buergerita	<u>marron</u> <u>bronze</u>
Cromodravita	<u>verde</u> <u>escuro</u> <u>quase</u> <u>negra</u>
Dravita	<u>marron</u> , <u>vermelha</u> , <u>amarela</u> , <u>verde</u> , <u>azul</u> , <u>incolor</u> , <u>branca</u> , <u>cinza</u> e <u>negra</u>
Elbaita	<u>rósea</u> , <u>verde</u> , <u>incolor</u> , <u>vermelha</u> , <u>alaranjada</u> , <u>amarela</u> , <u>azul</u> , <u>violeta</u> , <u>branca</u> , <u>negra</u> e <u>marron</u>
Ferridravita	<u>negra</u>
Liddicoatita	<u>rósea</u> , <u>verde</u> , <u>incolor</u> , <u>vermelha</u> , <u>alaranjada</u> , <u>amarela</u> , <u>azul</u> , <u>violeta</u> , <u>branca</u> , <u>negra</u> e <u>marron</u>
Schorlita	<u>negra</u> , <u>amarela</u> , <u>verde</u> , <u>marron</u> e <u>azul</u>
Uvita	<u>marron</u> , <u>vermelha</u> , <u>amarela</u> , <u>azul</u> , <u>incolor</u> , <u>verde</u> , <u>branca</u> , <u>negra</u> e <u>cinza</u>
Obsevação: as palavras grifadas são as principais cores mostradas por cada mineral do grupo das turmalinas.	

Este assunto foi discutido por Dietrich (1985) que apresentou na ocasião uma análise de cada variedade de cor, resumidas a seguir.

verde - os elementos cromóforos Cr e/ou V e Fe^{2+} quando esses íons estão presentes em quantidades superiores às do Fe^{3+} .

vermelha e rósea - sabe-se que o Mn^{3+} em pequenas quantidades é um dos causadores da cor vermelha, enquanto o Mn^{2+} necessita estar presente em grande quantidades na estrutura das turmalinas para ser corante. Outros elementos ou associação de elementos, também são citados como causadores dessa cor, entre eles o Fe^{3+} , o grupo Mn+Cs+Li, o Mn^{2+} e/ou Mn^{3+} + um pequeno percentual de Fe e o $\text{Mn}^{3+} \pm \text{Fe}^{2+}$.

azul - esta cor está diretamente ligada à transferência de carga do Fe^{2+} para o Fe^{3+} . Algumas elbaítas azuis mostram uma concentração de Fe e Mn muito maior que a das elbaítas verdes e róseas, sugerindo que esses elementos quando associados, também podem causar a cor azul nos minerais do grupo das turmalinas.

negra - quando as cores azul e verde são muito intensas, a olho nú estas turmalinas se apresentam negras. Porém, a intensidade do negro em algumas schorlitas, está diretamente relacionada com a variação do teor de ferro contido na sua estrutura.

violeta - a causa provável dessa cor seria uma combinação do vermelho, devido ao manganês e do azul causado pelo ferro.

alaranjada - esta coloração é devida ao dicroísmo da turmalina rósea ou ainda, as variedades amarelas que receberam um certo incremento da cor rósea ou vermelha.

amarela - é causada por pequenas quantidades de titânio (de 0,3 a 0,8%), onde o Ti^{4+} substitui o Fe^{2+} na estrutura. Se a concentração de ferro for maior, tem-se uma passagem gradual de amarela para acastanhada.

Leckebusch (1978) estudou turmalinas verdes, azuis e vermelhas do Afeganistão e concluiu que a cor das verdelitas é causada por titânio ou pela transferência de cargas Fe-O; nas indicolitas a cor está relacionada ao Fe^{2+} ou a transferência de cargas entre Fe^{2+} - Fe^{3+} ; nas rubelitas finalmente, a cor é devida ao Mn^{3+} e/ou a transferência de cargas entre Mn^{2+} - Mn^{3+} . Hanni *et al.* (1981) mostraram que nas turmalinas do Quênia, a cor amarela pode ser devido ao conteúdo variável de TiO_2 , entre 0,3 e 0,8% em peso. Joliff *et al.* (1986) enfatizam que a cor verde das turmalinas pode ser o resultado de processos de transferências de cargas entre o par Fe^{2+} - Ti^{4+} ou a presença de Fe^{3+} em combinação com o Fe^{2+} .

Prescott & Nassau (1978) estudaram turmalinas negras, com regiões verdes, azuis e róseas, provenientes do Pegmatito do Urucum, no Médio Rio Doce, Estado de Minas Gerais. Eles concluíram que estes espécimes eram elbaítas e as suas cores azul e verde eram causadas pelo ferro, e a rósea pelo manganês. Fritsch *et al.* (1990) elaboraram um excelente trabalho sobre as turmalinas azuis de São José da Batalha, no Estado da Paraíba. Para esses autores, a turmalina paraibana é uma elbaíta, onde, além do Li_2O , foi determinado um teor de até 2,38% de CuO em sua estrutura. A cor seria causada pelo Cu^{2+} ou pela combinação de Cu^{2+} + Mn^{3+} + outros elementos.

Em síntese, a causa da cor das turmalinas ainda é uma grande controversia na literatura científica. Cada vez que é feito um trabalho acurado em algum jazimento, são encontrados novos elementos químicos como possíveis causadores de cor. Tal fato, pode ser devido ao grande número de elementos químicos incorporados à estrutura das turmalinas.

O Brasil é o principal produtor mundial de turmalina gemológica nos dias atuais. Visto que esse mineral-gema pode ser utilizado como alternativa para substituir pedras clássicas, cujo suprimento está cada vez mais limitado, a posição nacional é muito privilegiada. A Mina do Cruzeiro encontra-se em posição de destaque, principalmente por suas rubelitas de um vermelho intenso, conhecidas como rubelitas cor sangue-de-pombo. Além dessas rubelitas, ali também podem ser encontradas as turmalinas verdes (verdelitas); as turmalinas azuis (indicolitas); as turmalinas olho-de-gato nas colorações verdes, azuis e mais raramente vermelha; os tipos *melancias* e as turmalinas bicolores. Um fato interessante é que cada veio dessa mineração, produz turmalinas com coloração característica. No Veio 01, são encontradas as rubelitas, as verdelitas, os tipos *melancias*, as turmalinas bicolores e as turmalinas olho-de-gato de coloração verde e, raramente, vermelha. No Veio 03, são encontradas as turmalinas azuis (indicolitas) e as

verdes (verdelitas). Durante os trabalhos de campo, para a elaboração desta tese, no Veio 02 estavam praticamente paralisados os serviços de exploração. Mas sabe-se que aí são encontradas turmalinas com colorações similares às do Veio 01. Nas Fotografias 05, 06, 07 e 08, podem ser vistas as várias cores de turmalinas encontradas na Mina do Cruzeiro.

As primeiras análises químicas visando correlacionar as cores e os possíveis elementos corantes na turmalina da Mina do Cruzeiro foram apresentadas por Coelho (1948). Para este autor, as cores verde e negra são devidas à maior ou menor concentração de ferro e manganês; a cor azul é devida a algum sal de cobalto e a cor rósea pode ser atribuída à combinação de lítio, titânio e manganês em teores muito baixos.

Nas turmalinas de colorações diversas, foram obtidas as análises químicas por meio de microsonda eletrônica e por absorção atômica. A partir de tais análises, tentar-se-á determinar os vários elementos químicos que são os responsáveis pela cor das turmalinas da Mina do Cruzeiro.

Na Tabela 33, estão representados os resultados obtidos nas análises químicas de uma turmalina verde e vermelha, mostrando zoneamento de cores brusco, perpendicular ao eixo cristalográfico c e proveniente de um caldeirão ou *pocket* do Veio 01 do Pegmatito do Cruzeiro.

Vê-se claramente na Tabela 33, que o teor de TiO_2 na região verde varia de 0,077 a 0,146% em peso e na porção vermelha do mineral de 0,000 a 0,026% em peso; o teor de Cr_2O_3 é 0,000 nas duas porções de cores diferentes o FeO varia entre 6,981 a 7,419% em peso na verde e de 0,000 a 0,159% em peso na vermelha; o de MnO de 1,145 a 1,339% em peso na verde e de

TABELA 33 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DE UMA TURMALINA MOSTRANDO ZONEAMENTO DE CORES (VERDE E VERMELHA), DE UM CALDEIRÃO OU *POCKET* DO VEIO 01 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. O Li_2O E B_2O_3 FORAM DOSADOS POR ABSORÇÃO ATÔMICA.

	VERDE				VERMELHA			
SiO_2	38,358	38,122	38,189	38,156	40,336	40,336	40,578	40,886
TiO_2	0,087	0,077	0,143	0,146	0,000	0,000	0,026	0,000
B_2O_3	9,430				10,280			
Al_2O_3	37,419	37,393	37,329	37,340	42,612	42,287	41,947	42,317
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	7,419	6,981	7,341	7,128	0,159	0,000	0,107	0,070
MnO	1,124	1,202	1,145	1,339	0,807	0,790	0,663	0,374
MgO	0,113	0,000	0,000	0,194	0,166	0,000	0,110	0,000
ZnO	1,006	1,155	1,017	1,060	0,102	0,000	0,000	0,063
CaO	0,169	0,165	0,129	0,154	0,158	0,106	0,050	0,000
Na_2O	2,554	2,589	2,625	2,487	1,884	1,885	1,907	1,934
K_2O	0,026	0,032	0,046	0,034	0,011	0,000	0,011	0,000
Li_2O	1,130				2,040			
F	1,243	1,366	1,354	1,198	1,080	0,764	1,281	1,034
Total	100,08	99,642	99,878	99,796	99,635	98,488	99,000	98,998
Fórmula molecular calculada com base em 24 oxigênios e silício normalizado para 6.000:								
$(\text{Na}_{0,543-0,800} \text{Ca}_{0,000-0,02} \text{K}_{0,000-0,009})(\text{Al}_{0,898-1,470} \text{Ti}_{0,000-0,017} \text{Fe}_{0,000-0,971} \text{Mg}_{0,000-0,045} \text{Mn}_{0,046-0,178} \text{Zn}_{0,000-0,134} \text{Li}_{0,711-1,221} \text{Cr}_{0,000})(\text{Al}_{6,000})(\text{B}_{2,546-2,639}) \text{O}_{24} \text{F}_{0,359-0,680}$								

0,374 a 0,807% em peso na vermelha; o de ZnO de 0,000 a 0,102% em peso na vermelha e de 1,006 a 1,150% na verde e o de Li_2O é de 1,130 na verde e de 2,040% em peso na vermelha. Outro óxido que mostra uma variação considerável é o de Na_2O , sendo de 2,487 a 2,625% em peso na verde e de 1,884 a 1,934% em peso na vermelha. O vanádio, apesar de não estar

representado na Tabela 33, as análises químicas qualitativas através de EDS mostraram que ele não está presente na estrutura dessa turmalina.

A cor verde das turmalinas é atribuída, principalmente à presença de Cr e V na sua estrutura. Vê-se na discussão acima que esses elementos não estão presentes nas turmalinas da Mina do Cruzeiro. A parte verde do cristal, mostra teores muito altos de FeO e de ZnO. Possivelmente estes elementos sejam os responsáveis pela cor verde da turmalina da Mina do Cruzeiro.

Na porção vermelha, o teor de Li_2O é cerca de 1,0% em peso maior do que na verde, enquanto o manganês, considerado um dos causadores da cor vermelha (Dietrich 1985), diminui quando passa-se da cor verde para a vermelha. Sabe-se que a associação $\text{Mn}+\text{Cs}+\text{Li}$ é considerada uma das causadoras da cor vermelha. Mas, o Pegmatito do Cruzeiro é um sistema muito pobre em cério e análises qualitativas obtidas através do sistema dispersivo de energia (EDS) não detectaram este elemento na estrutura das turmalinas. Portanto, a única explicação plausível para a cor vermelha, é a associação $\text{Mn}+\text{Li}$ relativamente maior na porção vermelha.

Na Figura 65, pode ser vista a variação de Ti, Mg, Fe, Ca, Mn e Zn nas porções de coloração verde e vermelha da turmalina da Mina do Cruzeiro. Os seis gráficos representados nessa figura, corroboram o que já foi afirmado sobre os possíveis cromóforos deste mineral.

A Tabela 34, mostra os resultados obtidos nas análises químicas em um cristal com zoneamento de cores muito pronunciadas, onde o centro é verde-escuro e as bordas de coloração verde-clara.

Neste cristal, não se observa variação química apreciável de TiO_2 , Cr_2O_3 , ZnO, Li_2O e Al_2O_3 nas duas porções de colorações diferentes. A % em peso de FeO, varia de 1,215 a 2,179 na porção verde-escura e de 1,244 a 1,369 na verde-clara; a de MnO entre 0,789 e 2,068 na porção verde-escura e de 3,369 a 3,699 na verde-clara. Observa-se claramente que, os teores de MnO e FeO apresentam uma variação considerável nas duas zonas de coloração esverdeada.

Na Figura 66, está representada a variação de Ti, Mg, Fe, Ca, Mn e Zn nas regiões de cores verde-claro e verde-escuro da turmalina com zoneamento de cores perpendicular ao eixo c. Os resultados apresentados nesta figura, em cátions por fórmula unitária, mostram que o Ti, Mg e Fe são maiores na porção verde-escuro, enquanto o de Mn cresce na verde-clara. A combinação desses elementos pode ser responsável pela variação de cores observada neste cristal. Mas, deve ficar claro que esses elementos químicos encontrados nas turmalinas de cores verde-claro e verde-

escuro, não mostram correlação com os responsáveis pela cor verde, já descritos na literatura (Leckebusch 1978; Prescott & Nassau 1978 e Dietrich 1985).

Na tentativa de determinar quais são os elementos químicos responsáveis pelas várias cores nas turmalinas do, também foram obtidas as análises químicas em um cristal mostrando forte zoneamento de cores perpendiculares ao eixo cristalográfico *c*. Na Tabela 35 estão representados os resultados obtidos neste espécime, com o centro mostrando uma coloração vermelho intenso e as bordas vermelho-claro.

TABELA 34 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DE TURMALINA MOSTRANDO ZONEAMENTO DE CORES (VERDE-ESCURO E VERDE-CLARO), DE UM CALDEIRÃO DO VEIO 01 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. O Li_2O E B_2O_3 FORAM DOSADOS POR ABSORÇÃO ATÔMICA.								
	VERDE-ESCURO				VERDE-CLARO			
SiO_2	40,634	40,383	38,529	39,745	39,560	39,776	39,742	39,891
TiO_2	0,052	0,089	0,211	0,200	0,052	0,092	0,097	0,099
B_2O_3	9,430							
Al_2O_3	40,861	40,429	38,910	40,127	40,048	40,056	39,523	39,724
Cr_2O_3	0,000	0,056	0,000	0,042	0,068	0,000	0,000	0,000
FeO	1,215	1,812	2,039	2,179	1,244	1,282	1,369	1,313
MnO	0,789	0,893	1,590	2,068	3,373	3,356	3,577	3,699
MgO	0,148	0,365	0,368	0,198	0,082	1,282	0,052	0,078
ZnO	0,000	0,120	0,000	0,094	0,168	0,000	0,060	0,095
CaO	0,240	0,233	0,318	0,189	0,362	0,312	0,436	0,360
Na_2O	2,102	2,145	2,138	2,403	2,418	2,425	2,404	2,511
K_2O	0,000	0,018	0,000	0,034	0,029	0,025	0,019	0,030
Li_2O	1,700				1,670			
F	1,326	1,007	1,654	1,637	1,734	1,478	1,675	1,825
Total	98,497	98,680	96,887	100,05	100,24	101,18	100,05	100,72
Fórmula molecular calculada com base em 24 oxigênios e silício normalizado para 6.000:								
$(\text{Na}_{0,602-0,732} \text{Ca}_{0,031-0,071} \text{K}_{0,000-0,007})(\text{Al}_{1,032-1,159} \text{Ti}_{0,006-0,025} \text{Fe}_{0,150-0,275} \text{Mg}_{0,012-0,288} \text{Mn}_{0,099-0,471} \text{Zn}_{0,000-0,01} \text{Li}_{1,010-1,065} \text{Cr}_{0,000-0,008})(\text{Al}_{6,000})(\text{B}_{2,403-2,535})\text{O}_{24}(\text{F}_{0,473-0,868})$								

Nesta tabela, observa-se que os teores de FeO , ZnO , MgO , Al_2O_3 e SiO_2 não mostram variação química nas duas porções de colorações diferentes. A % em peso de MnO , varia de 0,088 a 0,270 na porção vermelho-claro e de 0,254 a 0,308 na vermelho intenso; a de TiO_2 é 0,000 na vermelho-claro e de até 0,036 na vermelho intenso e a de Cr_2O_3 é 0,000 na vermelho intenso e varia de 0,000 a 0,149 na região do cristal mostrando coloração vermelho-claro.

Observando as Tabelas 34 e 35, onde estão representados os teores de Li_2O nas turmalinas de coloração esverdeada e avermelhada, vê-se que a % em peso é de 1,130 no cristal

FIGURA 65 - VARIAÇÃO COMPOSICIONAL EM UMA TURMALINA MOSTRANDO ZONEAMENTO DE CORES, PROVENIENTE DE UM POCKET DO VEIO 01 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. OS RESULTADOS SÃO REPRESENTADOS EM CÁTIONS POR FÓRMULA UNITÁRIA E CADA PONTO REPRESENTA A MÉDIA DE QUATRO ANÁLISES QUÍMICAS DESSA REGIÃO DO MINERAL.

FIGURA 66 - VARIAÇÃO COMPOSICIONAL EM UMA TURMALINA MOSTRANDO ZONEAMENTO DE CORES VERDE-CLARO E VERDE-ESCURO, PROVENIENTE DE UM CALDEIRÃO DO VEIO 01 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. OS RESULTADOS ESTÃO REPRESENTADOS EM CÁTIOS POR FÓRMULA UNITÁRIA E CADA PONTO REPRESENTA A MÉDIA DE QUATRO ANÁLISES QUÍMICAS DE UMA REGIÃO DO MINERAL.

Na Figura 67, estão representadas as variações químicas de Ti, Mg, Fe, Ca, Mn e Zn observadas nas duas porções de coloração avermelhada da turmalina proveniente do Veio 01. Vê-se claramente nesta figura, que o teor de Ti e Mn aumenta na porção de coloração vermelho intenso.

Concluindo, pode-se afirmar que nas turmalinas de coloração verde e vermelha provenientes do Veio 01, os elementos causadores de cor são diferentes dos encontrados na literatura geológica (Leckebusch 1978; Prescott & Nassau 1978; Dietrich 1985 e Jolliff *et al.* 1986). O teor de Cr medido e o de V observado qualitativamente nas turmalinas verdes do Veio 01, é praticamente desprezível, já o teor de Fe é bastante alto, situando-se sempre acima de 1,0% e podendo atingir 7,5% em peso de FeO em alguns cristais. Outro óxido extremamente alto nas turmalinas verdes do Veio 01 é o de Zn, situando-se acima de 1,0% em peso em alguns espécimes analisados. Já nas turmalinas vermelhas do Veio 01 dessa mineração, o teor de Li_2O analisado, sempre está acima de 2,0% em peso; o teor de FeO é muito baixo e a % em peso de MnO é mais baixa do que nos cristais verdes, mas mostrando-se em uma quantidade apreciável.

Portanto, pode-se afirmar que nas turmalinas do Veio 01, a cor verde é devida aos teores altos de FeO, MnO e ZnO e a uma percentagem baixa de Li_2O . A cor vermelha por outro lado, está relacionada aos teores de MnO e Li_2O mais alto que nos cristais verdes. O que fica claro ao observarmos as Tabelas 33, 34 e 35, é que a medida que aumenta a intensidade da cor verde, os teores de FeO e, possivelmente, os de ZnO também aumentam. Já, nas turmalinas vermelhas, quanto mais forte ou mais intenso é o matiz vermelho, maior é o teor de MnO e de Li_2O .

Passaremos agora a analisar as possíveis causas das cores das turmalinas do Veio 03. Como já foi mostrado, neste corpo são encontradas apenas as turmalinas de cor azul e verde. Entre as análises químicas obtidas nas turmalinas desse veio, optou-se por apresentar as de um cristal mostrando zoneamento de cores (verde e azul), paralelo ao eixo cristalográfico c (Tabela 36).

Nas análises químicas representadas na Tabela 36, os teores de MgO , Cr_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 e SiO_2 são praticamente estáveis quando passa-se da região verde para a azul. A % em peso de FeO varia de 3,012 a 3,443 na porção azul e de 3,053 a 3,478 na verde. Portanto, pode-se dizer que o teor de FeO permanece praticamente o mesmo, nas duas regiões de cores diferentes. Os óxidos que mostram uma variação química considerável nas duas porções são os de Mn, Zn e Li. A % em peso de MnO varia de 1,543 a 1,831 na parte azul e de 2,044 a 2,109 na verde; a de ZnO

FIGURA 67 - VARIAÇÃO COMPOSICIONAL EM UMA TURMALINA MOSTRANDO ZONEAMENTO DE CORES (VERMELHO-CLARO E VERMELHO INTENSO), PROVENIENTE DE UM CALDEIRÃO DO VEIO 01 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. OS RESULTADOS ESTÃO REPRESENTADOS EM CÂTIONS POR FÓRMULA UNITÁRIA E CADA PONTO REPRESENTA A MÉDIA DE QUATRO ANÁLISES QUÍMICAS DE UMA REGIÃO DO MINERAL.

entre 0,039 e 0,160 na azul e 0,225 a 0,517 na verde e o teor de Li_2O é de 1,610 na azul e 1,580 na porção verde.

TABELA 36 - ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS OBTIDAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA DE UMA TURMALINA MOSTRANDO ZONEAMENTO DE CORES (UMA PORÇÃO AZUL E OUTRA VERDE) DE UM CALDEIRÃO OU POCKET ENCONTRADO NO VEIO 03 DO PEGMATITO DO CRUZEIRO. O Li_2O E B_2O_3 FORAM DOSADOS POR ABSORÇÃO ATÔMICA.

	AZUL				VERDE			
SiO_2	37,516	37,621	37,749	37,871	37,692	37,585	37,483	37,531
TiO_2	0,000	0,000	0,010	0,018	0,028	0,000	0,014	0,000
B_2O_3	9,420							
Al_2O_3	38,425	38,051	38,510	38,642	38,128	38,051	37,807	38,080
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,044	0,045	0,000	0,061	0,000
FeO	3,012	3,182	3,443	3,414	3,367	3,478	3,386	3,053
MnO	1,628	1,831	1,543	1,683	2,108	2,044	2,091	2,109
MgO	0,116	0,000	0,000	0,164	0,069	0,158	0,000	0,087
ZnO	0,075	0,077	0,039	0,160	0,455	0,225	0,274	0,517
CaO	0,151	0,179	0,184	0,167	0,360	0,282	0,342	0,279
Na_2O	2,308	2,387	2,423	2,396	2,529	2,549	2,510	2,589
K_2O	0,015	0,007	0,006	0,014	0,028	0,028	0,056	0,012
Li_2O	1,610				1,580			
F	1,182	0,914	1,179	1,096	1,585	1,487	1,488	1,683
Total	95,458	95,279	96,116	96,699	97,394	96,887	96,512	96,940
Fórmula molecular calculada com base em 24 oxigênios e silício normalizado para 6.000:								
$(\text{Na}_{0,716-0,802} \text{Ca}_{0,026-0,061} \text{K}_{0,001-0,011})(\text{Al}_{1,133-1,243} \text{Ti}_{0,000-0,033} \text{Fe}_{0,403-0,464} \text{Mg}_{0,000-0,039} \text{Mn}_{0,208-0,286} \text{Zn}_{0,005-0,061} \text{Li}_{1,012-1,036} \text{Cr}_{0,000-0,008})(\text{Al}_{6,000})(\text{B}_{2,576-2,603})\text{O}_{24}\text{F}_{0,461-0,851}$								

Na Figura 68, estão representadas as variações químicas obtidas para o Ti, Mg, Fe, Ca, Mn e Zn, nas duas regiões de cores diferentes das turmalinas do Veio 03. Vê-se claramente nesta figura, que o teor de Fe é praticamente o mesmo, nas duas partes de cores diferentes do cristal. O teor de Ti não mostra nenhuma tendência nas duas regiões. Os teores de Zn mostram um aumento abrupto, enquanto os de Mn cresce sensivelmente na parte verde do cristal.

O pleocroísmo das turmalinas, também está intimamente relacionado com a sua composição química e, conseqüentemente, ao tipo de molécula presente no ambiente. De um modo geral, o pleocroísmo é de intensidade variável, mas nas turmalinas mais ricas em ferro é geralmente muito forte. A absorção é sempre $\omega > \varepsilon$, resultando uma absorção máxima quando o eixo dos z for perpendicular à direção de vibração do polarizador (Deer *et al.* 1986).

Em algumas turmalinas, o dicroísmo é percebido macroscopicamente a olho nu, enquanto em muitos espécimes incolor, verde pálido e róseo claro, nem mesmo microscopicamente o

dicroísmo pode ser percebido. O dicroísmo é uma propriedade marcante para a identificação das turmalinas, estando relacionado a transferência de carga entre níveis energéticos nos átomos dos elementos metálicos de transição, quando localizados nos vértices dos octaédros da cela unitária da turmalina.

Nas turmalinas da Mina do Cruzeiro, observa-se que as de cores pretas mostram um pleocroísmo variável entre castanho amarelado até verde amarelado; as de cores azuis e verdes, apresentam um matiz mais pálido do que a cor original e as avermelhadas são geralmente incolores, segundo a direção ϵ . Tal fato corrobora os resultados já obtidos nas turmalinas do Pegmatito do Cruzeiro, onde tem-se uma variação composicional apreciável ao longo das várias zonas pegmatíticas, com uma mudança na composição química das turmalinas e, conseqüentemente, no seu pleocroísmo.

7 . 6 . 4 - ÍNDICE DE REFRAÇÃO E BIRREFRINGÊNCIA.

Uma das características dos minerais do grupo das turmalinas é a grande variação nos valores de índice de refração e birrefringência (Tabela 37). Staatz *et al.* (1955) mostraram que o índice de refração está relacionado com o conteúdo de ferro na estrutura das turmalinas, ou seja, quanto maior for o teor de ferro maior será o índice de refração. Quando descreveram uma nova molécula de turmalina, a ferridravita, Walenta & Dunn (1979), observaram que o maior índice de refração estava associado a turmalina contendo um maior teor de ferro em sua estrutura.

TABELA 37 - ÍNDICE DE REFRAÇÃO E BIRREFRINGÊNCIA DAS PRINCIPAIS MINERAIS DO GRUPO DAS TURMALINAS (DIETRICH 1985).			
ESPÉCIE	ω	ϵ	Birrefringência
BUERGERITA	1,735	1,655-1,670	0,065-0,080
CROMODRAVITA	1,778	1,772	0,006
DRAVITA	1,627-1,675	1,604-1,643	0,016-0,032
ELBAÍTA	1,619-1,655	1,603-1,634	0,013-0,024
FERRIDRAVITA	1,800-1,820	1,743	0,057
LIDDICOATITA	1,637	1,621	0,016
SCHORLITA	1,638-1,698	1,620-1,675	0,016-0,046
UVITA	1,638-1,660	1,619-1,639	0,018-0,021

Os primeiros e únicos dados de índice de refração das turmalinas da Mina do Cruzeiro são encontrados em Coelho (1948), quando estudava turmalinas apresentando aspectos fibrosos. O referido autor, encontrou uma variação de valores de n_e entre 1,619 e 1,620, de n_o de 1,634 a 1,637 e a birrefringência de 0,015 a 0,017.

Para a elaboração desta tese, os índices de refração da turmalina da Mina do Cruzeiro foram medidos em um refratômetro para sólidos, modelo TOPCON, uma vez que utilizamos amostras previamente lapidadas. Foram determinados os índices de refração de cerca de 50 exemplares de cores e formas diferentes. Nas amostras de cor vermelha (rubelitas), os valores de n_e variam de 1,612 a 1,629 e os de n_o entre 1,630 a 1,638, com uma birrefringência variando entre 0,018 a 0,026. Nas turmalinas verdes (verdelitas), n_e varia de 1,617 a 1,638, n_o de 1,637 a 1,640 e a birrefringência entre 0,020 e 0,022. Nos cristais azuis (indicolitas), n_e varia de 1,616 a 1,636, n_o entre 1,635 e 1,637 e a birrefringência de 0,018 a 0,022; nas turmalinas negras, por sua vez, n_e variou entre 1,621 e 1,640, n_o de 1,638 a 1,642 e a birrefringência entre 0,018 e 0,029.

Embora todas as turmalinas lapidadas tenham sido retiradas de caldeirões, elas são negras e constituídas predominantemente pela molécula elbaítica. As turmalinas negras das zonas externas, mostram um fraturamento perpendicular ao eixo c do cristal, similar a uma clivagem perfeita da biotita, impossibilitando a obtenção de faces polidas para a medição dos índices de refração. Devido a esse fato, não foram observadas variações apreciáveis nos valores dos índices de refração. Na realidade, todas as turmalinas usadas para a obtenção dos índices de refração foram extraídas de *pockets* ou caldeirões na zona intermediária interna da Mina do Cruzeiro, conseqüentemente, somente foram medidos os índices de cristais onde a molécula elbaítica é a predominante.

7 . 6 . 5 - CARÁTER ÓPTICO

Apesar de possuir caráter uniaxial e sinal óptico negativo, as turmalinas podem apresentar anomalias ópticas, ou seja, caráter biaxial anômalo conforme já registrado na literatura (Foord 1977; Dietrich 1985). Esta anomalia ocorre em cristais retirados de zonas perturbadas

tectonicamente, e já foi descrita em espécimes provenientes de San Juan (EUA) e Minas Gerais (procedência desconhecida), alguns apresentando 2V com valores de até 20°.

Às vezes, turmalinas lapidadas apresentam o *efeito kerez*, que se traduz no aparecimento de duas, três ou até quatro faixas de índices de refração, quando examinadas em um refratômetro. Este fenômeno é causado por superaquecimento das facetas durante a operação de polimento do cristal. Durante a leitura do índice, a medida correta é a que aparece na parte mais baixa na escala do aparelho, ou seja, o maior valor de índice de refração.

Entre as turmalinas provenientes da Mina do Cruzeiro, cerca de 50 espécime lapidados e em lâminas delgadas foram observados cuidadosamente na tentativa de descrever a biaxialidade anômala. Nenhum cristal de turmalina, entre todas as cores encontradas nessa mineração, apresentou o fenômeno da biaxialidade anômala. Tendo em vista que esse fenômeno é atribuído a um tectonismo atuante na rocha encaixante durante a formação do cristal, explica-se facilmente o grande percentual de turmalina sem nenhuma fratura e, portanto, de excelente qualidade gemológica, encontrados nos caldeirões e também, imersos ao longo da massa feldspática, denominado de *linha* pelos mineradores do local. Já nos cristais lapidados, o *efeito kerez* é observado com grande frequência.

7 . 6 . 6 - CHATOYANCE (ACATASSOLAMENTO).

Chatoyance é um fenômeno óptico observado em vários minerais, como na turmalina, em que fenômenos de reflexão promovem a formação de uma faixa luminosa estreita e brilhante que se move ao girar o mineral.

Muitas turmalinas apresentam chatoyance, possibilitando que esse mineral seja lapidado na forma de cabochão, mostrando esse efeito luminoso conhecido como olho-de-gato. A chatoyance depende da presença de inclusões cristalinas fibrosas ou fluidas alinhadas paralelas ou subparalelas ao eixo c do cristal, ou ainda, a presença de tubos ou canálculos vazios. Graziani *et al.* (1982, in Dietrich 1985) encontraram inclusões orientadas de cookeita, prosopita, pirrotita e de turmalina, atribuindo o efeito olho-de-gato a essas inclusões. Para Bhaskara-Rao & Assis (1968), o efeito olho-de-gato mostrado por muitas turmalinas brasileiras, pode ser atribuído a diferença de

resistência à alteração entre o mineral hospedeiro e a inclusão, produzindo canais de lixiviação na turmalina.

No Veio 01 da Mina do Cruzeiro são explotados uma quantidade apreciável de turmalinas verdes, mostrando o efeito olho-de-gato. Observações minuciosas ao microscópio, de seções bipolidas dessas turmalinas mostraram que é muito difícil definir a natureza da inclusão orientada paralelamente ao eixo *c* do cristal. Como as turmalinas são minerais muito resistentes aos processos de alterações e elas se encontram em um horizonte muito alterado do corpo pegmatítico, o efeito olho-de-gato desses minerais-gemas é produzido por massas alteradas paralelamente as faces do prisma do cristal.

7 . 6 . 7 - DENSIDADE RELATIVA

Em seu clássico livro sobre densidade relativa dos minerais, Brisson (1787, *in* Dietrich 1985) inclui valores de densidades de doze espécimes identificados como turmalinas, fornecendo um valor de 3,1555 para a densidade de turmalinas verdes do Sri Lanka e 3,3548 para turmalinas de coloração amarelada do Tirol. Como a natureza dos íons presentes nas posições X, Y e Z dos minerais do grupo das turmalinas é bastante variável, tem-se uma mudança apreciável na densidade relativa destes minerais. A relação entre a densidade relativa e o conteúdo de Fe na estrutura das turmalinas é conhecida e estudada por vários autores, entre eles Besley (1975), que construiu diagramas para estimar o conteúdo de Fe em função da densidade do espécime estudado.

A densidade das amostras de turmalina da Mina do Cruzeiro foi determinada em uma balança de Westpholl-Mohs. Os cristais de turmalina foram devidamente escolhidos, objetivando selecionar apenas aqueles fragmentos mais homogêneos, *livres* de inclusões e imperfeições que pudessem comprometer os resultados das medidas. Foram amostrados cristais de turmalina negra das zonas externas do corpo pegmatítico e turmalinas gemológicas da zona intermediária interna. Os cristais negros amostrados nas zonas marginal e mural, mostraram uma densidade relativa variando entre 2,92 e 3,01, com valores médios de 2,976 e os espécimes da zona intermediária interna valores entre 2,86 e 2,99, com número médio de 2,954. Tais valores, estão perfeitamente

concordantes com os resultados mostrados pela literatura mineralógica, onde a densidade cresce à medida que a % em peso de FeO aumenta na estrutura das turmalinas. Visto que a molécula predominante nas zonas externas do Pegmatito do Cruzeiro é mais schorlítica, enquanto nas zonas mais internas é elbaítica, tais resultados apenas corroboram os valores de quimismo obtidos para a turmalina da Mina do Cruzeiro.

7 . 6 . 8 - OUTRAS PROPRIEDADES

No tocante às outras propriedades físicas da turmalina da Mina do Cruzeiro, efetuamos a descrição visual do traço e da dureza, assim como a observação de outras propriedades físicas de importância menor.

A dureza dos minerais do grupo das turmalinas é variável. De um modo geral, os valores variam de 7 a 7,5 na escala de Mohs. A dureza desses minerais, também pode variar dependendo da face a ser riscada, podendo alcançar valores que variam entre 7 e 8 na escala de Mohs.

O traço na maioria das turmalinas é incolor ou branco, sendo às vezes colorido bem claro. A elbaíta verde deixa um traço de coloração verde pálido, enquanto a buergerita possui um traço castanho amarelado e a feridravita, um traço castanho ou cinza escuro. Em todas as turmalinas provenientes da Mina do Cruzeiro, foi observado um traço incolor ou branco.

Dentre outras propriedades da turmalina do Cruzeiro, podemos citar a clivagem, como praticamente inexistente. Atualmente, alguns autores indicam a existência de duas direções de clivagens (pobre e indistinta), sendo uma paralela a $\{00.1\}$ e a outra a $\{10.0\}$. A fratura é considerada conchoidal, mas alguns mineralogistas citam um fraturamento perpendicular ao eixo *c*, algumas vezes, tornando-se similar à clivagem perfeita da biotita. Nas turmalinas das zonas marginal e mural do Pegmatito do Cruzeiro, podem ser facilmente encontrados grandes cristais prismáticos mostrando *clivagem perfeita* similar à biotita.

Quanto ao fenômeno da luminescência, as turmalinas do Cruzeiro são inertes aos raios ultravioletas de ondas curtas e longas. Pela própria complexidade dos minerais do grupo das turmalinas, algumas apresentam luminescência sob raios ultravioletas de ondas curtas, enquanto outras não apresentam. Existe variação na intensidade desse fenômeno, que às vezes é fraco e outras vezes bastante forte. As amostras de turmalina que apresentam este fenômeno, são provenientes do Afeganistão, alguns locais de Minas Gerais, Maine (EUA) e Moçambique.

9 - CONCLUSÕES FINAIS

A Jazida de Turmalina do Cruzeiro, localizada na região nordeste do Estado de Minas Gerais, constitui nos dias atuais, no maior centro produtor de turmalinas gemológicas do Brasil, e talvez do mundo. Nesse local, são encontradas as variedades rubelita, verdelita, indicolita, turmalina olho-de-gato e tipos zonados (*melancia*). Notáveis são as rubelitas de coloração sangue-de-pombo aí encontradas, seja pela excelente qualidade ou pelo alto índice de aproveitamento.

Ela está inserida na Província Estrutural Mantiqueira e na Subprovíncia Médio Rio Doce. Um tectonito denominado de Gnaiss Piedade, representado localmente por mica xistos diversos, formado no Proterozóico Inferior, constituiu-se no embasamento desta subprovíncia, na região de São José da Safira (Figura 09). Pedrosa Soares *et al.* (1994), consideraram os xistos e gnaisses desta região como pertencentes à Formação São Tomé.

Dois grupamentos litoestruturais distintos, sendo um deles representado pelo Gnaiss Piedade ou pelas rochas xistosas, e o outro por uma seqüência rochosa encaixada nesses xistos, são as litologias encontradas na área mapeada. O conjunto de rochas xistosas, encontra-se representado pelo clorita-moscovita-biotita xisto com granada, o estauroлита-moscovita-biotita xisto com granada e o granada-clorita-moscovita-biotita xisto. Tem-se uma seqüência de rochas predominantemente quartzíticas encaixadas nestes xistos, ocupando uma faixa a oeste e alongada segundo a direção norte-sul (Figura 09), de quase toda a extensão da área mapeada. Litologicamente, essa seqüência é composta por um pacote de rochas quartzíticas, um pacote de rochas metaultramáficas (talco-antofilita xistos com clorita) sobrepostos ao Xisto Piedade e por rochas xistosas, do tipo plagioclásio-biotita xisto, normalmente na forma de intercalações no pacote de rochas quartzíticas.

As litologias encontradas na região de São José da Safira foram submetidas a um metamorfismo de, pelo menos, grau médio (fácies anfíbolito). Como as temperaturas de metamorfismo não atingiram as da fácies anfíbolito superior, os Xistos Piedade não sofreram processos anatécicos. Logo, os pegmatitos não seriam o resultado da anatexia dessas rochas. É grande a possibilidade dos pegmatitos complexos e altamente diferenciados dessa região serem provenientes de corpos graníticos não aflorantes na área mapeada (Figura 09).

Todos os corpos pegmatíticos da região de São José da Safira mostram claramente que sua gênese está ligada a fatores estruturais. A presença de lineamentos, alinhados segundo a direção N10-20W, é facilmente detectável tanto nos xistos pertencentes ao Xisto Piedade, quanto nas rochas da Sequência da Serra do Cruzeiro. No domínio do Xisto Piedade (Figura 09), a direção N10-20W é dada pela própria orientação das várias minas e garimpos existentes.

Corpos pegmatíticos complexos e altamente diferenciados são encontrados nos dois domínios litológicos. Nos Xistos Piedade podem ser citadas as Minas do Zé Moreira, da Safirinha, da Terra Branca, do Marcelo, da Gameleira, da Pederneira e do Benedito. De um modo geral, os principais pegmatitos dessa sequência, mostram uma direção concordante com a dos xistos encaixantes. Na Sequência da Serra do Cruzeiro, os corpos pegmatíticos ocorrem preenchendo fraturas e sempre apresentando uma direção variável entre N15-20W. Podem ser citados nessa sequência, os pegmatitos turmaliníferos que constituem as Minas do Cruzeiro, do Chiar e da Aricanga (Figura 08).

A presença de inúmeras minas e garimpos na região de São José da Safira, é um fator importante para se imaginar condições especiais para a ascensão das soluções pegmatíticas. Ao se caminhar na direção leste-oeste, até a Cidade de Frei Inocência, situada a cerca de 60km a leste, ou até Santa Maria do Suaçuí, a 40km a oeste de São José da Safira, nenhuma ocorrência de mineração ou garimpagem em corpos pegmatíticos é cartografada. Já na direção norte-sul, tanto a sul (Marilac e Nacip Raydan) quanto a norte (São Sebastião do Maranhão e Capelinha), tem-se inúmeros corpos pegmatíticos sendo explorados, objetivando a retirada de minerais-gemas e minérios industriais. Para Cerny (1982b), um distrito pegmatítico é parte de uma província pegmatítica, porém separado desta unidade maior, primeiro devido a um contexto territorial e depois ao ambiente geológico. Já um campo pegmatítico, é uma região com corpos mostrando um mesmo ambiente geológico-estrutural, idade e uma mesma rocha fonte. Partindo-se desta classificação, pode-se afirmar que a Mina do Cruzeiro, além de estar inserida na Província Pegmatítica Oriental (Paiva 1946), faz parte de um distrito pegmatítico englobando uma faixa que passa pelas Cidades de Marilac, Nacip Raydan, São José da Safira, São Sebastião do Maranhão e Capelinha, e também a um campo pegmatítico, devido a todas as minas e garimpos cartografados na região de São José da Safira.

Com relação aos pegmatitos formadores da Mina do Cruzeiro, pode-se afirmar que, devido à grande competência do espesso pacote de quartzito formador da Serra do Cruzeiro, houve a ruptura da rocha, com a formação de várias fraturas paralelas mostrando direção N20-

30W e mergulho de 80-86SW. As soluções pegmatíticas ascenderam ao longo desses planos de fraquezas, cristalizando-se discordantemente da encaixante quartzítica na forma de corpos tabulares. A Mina do Cruzeiro é constituída por três corpos pegmatíticos aproximadamente paralelos (Figura 15), denominados de Veios 01, 02 e 03, caminhando-se no sentido de leste para oeste. O Veio 01 tem cerca de 1.300m de comprimento por até 60m de largura; o Veio 02 possui em torno de 900m de comprimento por cerca de 20m de largura e o Veio 03, um comprimento de 700m e uma largura máxima de 08m, em afloramento no decreto de lavra da Mina do Cruzeiro. Tratam-se de pegmatitos complexos, onde podem ser observados zoneamentos perfeitos, similares aos descritos por Johnston Jr. (1945a e 1945b) e Cameron *et al.* (1949).

Baseado nas várias classificações de pegmatitos encontradas na literatura científica, pode-se afirmar que os corpos formadores da Mina do Cruzeiro são pegmatitos exteriores (Gevers 1936, *in* Heinrich 1953); portadores de elementos raros e do tipo complexo e zonado (Cerny 1982b e Cerny & Burt 1984). Enquadram-se no grupo 05 de Varlamoff (1978) onde os pegmatitos zonados podem mostrar um núcleo quartzoso, cristais gigantes de amblygonita e espodumênio, caldeirões (*pockets*) com grandes cristais de berilo prismáticos, microlita, columbita-tantalita e algumas cassiteritas. No esquema de Uebel (1977), esses corpos pertencem ao tipo complexo.

A mineralogia do Cruzeiro é bastante complexa e compreende cerca de vinte espécies minerais. A série da moscovita-lepidolita, representada pela moscovita, moscovita litínifera, lepidolita e polyolithionita; o grupo das turmalinas, pela schorlita e elbaíta; os feldspatos pelo microclínio, albita e albita especular (cleavelandita); os minerais de lítio pela amblygonita e espodumênio; os nióbio-tantalatos pela columbita-tantalita, behierita e o grupo da aeschynita; o berilo azulado e o rico em álcalis (morganita); o grupo das granadas pela almandina e espessartita; cassiterita, apatita, argilominerais e raridades mineralógicas como a uranocircita e a coeruleolactita ou cerulolactita. Algumas dessas fases minerais não foram estudadas com pormenores devido as limitações de volume desta tese.

As turmalinas apresentam-se bem cristalizadas, exibindo hábitos e formas diversas, desde cristais prismáticos alongados, biterminados até aciculares. As cores predominantes são uma função do veio explotado. No Veio 01 são encontradas as vermelhas (rubelitas), as verdes (verdelitas), as do tipo *melancias*, as olho-de-gato e as negras. No Veio 03 ocorrem variedades azuis (indicolitas ou indigolitas), as verdes (verdelitas) e as negras. Com relação a composição, as

turmalinas da Mina do Cruzeiro são constituídas de schorlita nas bordas e de elbaíta nas partes internas.

Quanto aos elementos responsáveis pela cor das turmalinas da Mina do Cruzeiro, as análises químicas efetuadas não evidenciaram relações conclusivas entre a cor e os elementos dosados. Assim sendo, as verdes do Veio 01 mostram correlação positiva com o Zn e Fe_(total) (Figura 65); as vermelhas evidenciaram uma certa correlação positiva com o Mn e o Ti (Figuras 65 e 67) e a azul nenhuma relação particular (Figura 68).

A mica ocorre nos três corpos pegmatíticos sendo um mineral muito abundante em todas as zonas. Nesta mineração são encontradas as micas da série moscovita-lepidolita, incluindo a polyolithionita (mica rara encontrada pela primeira vez no país). Levando-se em conta apenas a presença do tipo macroscópico da mica nas várias zonas do corpo pegmatítico, pode-se afirmar que ele é do tipo complexo, segundo a classificação de Cerny & Burt (1984). Tal fato é corroborado comparando-se a relação K/RbxCs, Li, Ba, Ga e Zn obtidas com micas de outros pegmatitos complexos e altamente diferenciados, encontrados em outras partes do mundo. Observou-se também que, além da variação química clássica horizontal ao longo das várias zonas pegmatíticas, as micas do Cruzeiro exibem variações de espécies ao longo de um perfil vertical.

O berilo do Veio 01 ocorre nas cores azul e rósea, em zonas pegmatíticas muito bem definidas. A variedade azul é rica em ferro e a rósea em álcalis. Enquadram-se na classificação de Beus (1960), as quais incluem pegmatitos portadores e/ou ricos em lítio extremamente diferenciados, contendo freqüentemente polucita e cristais hidrotermais tardios em caldeirões (*pockets*). Em termos da classificação de Trueman & Cerny (1982) que leva em conta os teores de álcalis nos berilos, esse corpo está contido no grupo A (pegmatitos estéreis, mas portadores de Be, Nb, Ta e pobres em álcalis raros) e a variedade rósea projeta essa apófise no grupo C (pegmatitos mineralizados em espodumênio). Tais fatos revelam que as zonas de bordas da Mina do Cruzeiro possuem características de pegmatitos simples, enquanto as zonas mais internas, do tipo diferenciado.

Nióbio-tantalatos são raros nesta lavra, sendo representados por minerais da série da manganocolumbita-manganotantalita, um mineral do grupo da aeschynita e a behierita. As columbita-tantalitas correspondem ao tipo I ou forma desordenada, indicando condições de resfriamento rápido com a preservação da estrutura desordenada e uma fonte granítica distante do pegmatito, localizada possivelmente em subsuperfície. As análises químicas obtidas nas columbitas-tantalitas, mostram relações Fe/Mn e Nb/Ta muito baixas, evidenciando um grande

fracionamento das soluções que deram origem a esses corpos (Figuras 45 e 46). A behierita $[(Ta, Nb)BO_4]$, ocorre sempre associada a pegmatitos ricos em B, Li, Be e Mn, portadores de caldeirões contendo lepidolita, quartzo, albita, manganoapatita, polucita e turmalina na variedade rubelita. Portanto, a behierita é um mineral indicador de corpos complexos, altamente diferenciados e portadores de elementos raros.

As granadas são constituídas por duas moléculas distintas. A almandina nas bordas do corpo e a espessartita nas zonas mais interiores. A variação de FeO, MnO, CaO e MgO na estrutura dessas granadas indica que a Mina do Cruzeiro está contida na área encontrada para pegmatitos complexos e portadores de elementos raros (Figura 52).

As características químicas observadas nos minerais estudados revelam comportamentos bem definidos para as espécies minerais presentes nos pegmatitos, a medida que caminhamos das zonas externas para as internas do corpo (Figura 69). Assim sendo, o teor de Mn das granadas

aumenta da borda para o núcleo, resultando em um enriquecimento da molécula espessartita em direção ao centro do corpo. Para os nióbio-tantalatos, o incremento de Ta produz enriquecimento de tantalita em direção ao núcleo; os feldspatos potássicos nas bordas (microclinas) evoluem para plagioclásios sódicos (albitas e cleavelanditas) nas partes centrais; as turmalinas das bordas enriquecidas em Fe (schorlitas) evoluem para elbaítas, devido a incorporação de Li; os berilos passam de água-marinhas (variedades azuis) nas bordas para morganitas (variedades róseas) pela incorporação de Mn na sua estrutura; e finalmente nas micas, as moscovitas das bordas evoluem para lepidolitas e até para a polyolithionita, um membro extremo muito rico em Li (Figura 69).

Concluindo, pode-se afirmar pelos dados obtidos neste trabalho que a gênese dos pegmatitos que compõem a Mina do Cruzeiro está ligada a corpos graníticos não aflorantes na área mapeada. Tratam-se de pegmatitos complexos, altamente diferenciados e portadores de elementos raros.

10 - AGRADECIMENTOS

Este trabalho tornou-se possível graças a uma série de colaborações prestadas por pessoas e entidades, ao longo das diferentes etapas de seu desenvolvimento, às quais o autor externa a sua mais sincera e profunda gratidão.

Ao Professor Doutor Darcy Pedro Svisero do IG-USP pela orientação segura, pronta e dedicada, além da amizade, ajuda e incentivo durante a elaboração desta tese de doutoramento.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), os nossos agradecimentos pelo imprescindível suporte financeiro oferecido através de Bolsa de Doutorado e auxílio para a realização de análises químicas em turmalinas, no *Dipartimento di Scienze della Terra*, na *Università di Roma 'La Sapienza'*.

Ao Professor Doutor José Marques Correia Neves do IGC-UFMG, pelo acompanhamento em algumas etapas de campo e pelas valiosas sugestões prestadas durante a elaboração desta tese.

Ao Sr. José Neves, proprietário da Mina do Cruzeiro, que muito gentilmente nos cedeu amostras de turmalinas para os estudos mineralógicos e franqueou o acesso a todas as galerias e a área do decreto de lavra dessa mineração. Infelizmente, o Sr. José Neves faleceu em um acidente de aviação no início do ano passado. A partir desta tragédia, o Sr. Ladim ficou sendo o responsável pela Lavra do Cruzeiro e todas *as portas continuaram abertas* como anteriormente.

Ao Professor Doutor Giorgio Graziani, do *Dipartimento di Mineralogia* da *Università* de Roma, por viabilizar meus trabalhos analíticos nessa instituição.

Ao Professor Doutor Nilson F. Botelho, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, que franqueou suas instalações e laboratórios, além de auxiliar pessoalmente na execução das análises químicas através de microsonda eletrônica, dos inúmeros minerais pegmatíticos.

Ao Professor Doutor Sergio Luchesi, do *Dipartimento di Mineralogia* da *Università di Roma*, que auxiliou pessoalmente na obtenção de cerca de 1.500 análises químicas de turmalinas através de microsonda eletrônica.

A Professora Doutora Hanna Jordt Evangelista do DEGEO/UFOP, que com seu grande conhecimento de mineralogia e petrologia, sempre esteve pronta a ajudar nos momentos de dúvidas.

Ao Professor Doutor Bilal Essaid, da Escola de Minas de Saint Etienne, por viabilizar a obtenção de inúmeras análises químicas de micas e turmalinas nesta instituição francesa.

Ao amigo Antônio Luciano Gandini do DEGEO/UFOP, pelo apoio e incentivo e pelas críticas e sugestões apresentadas.

Agradecimentos especiais ao DEGEO/UFOP, por liberar o autor de suas atividades curriculares para cursar doutoramento no IG-USP e pelo incentivo à realização de pesquisa acadêmica.

Inúmeros amigos, em especial, Alessandro Marchetti, Gianni Andreozzi e Davide Bottaro (alunos da Universidade de Roma); João Eduardo Addad, Marta Lúcia Nunes Almodavar, Eliane Voll, Vera Lúcia e José Mateus (alunos de graduação do DEGEO/UFOP), contribuíram, quer sejam pelas discussões proveitosas nos momentos de estudo e pesquisa ou nos trabalhos de campo, quer seja pela amizade e convívio salutar oriundos quando da estada do autor na Universidade de Roma ou nos cansativos trabalhos ao longo das galerias na Lavra do Cruzeiro.

Ao Chefe do Departamento de Geologia, Professor Antônio Gomes de Araujo pelo apoio e compreensão nos momentos difíceis.

As lâminas petrográficas e seções bipolidas de minerais-gemas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do DEGEO/UFOP pelo Sr. Paulo Gonzaga de Lima. Wanderlei Ferreira de Souza Silva, do Laboratório de Raios X do DEGEO/UFOP, trabalhou na obtenção dos difratogramas de Raios X, pelo método do pó. Todos eles contribuíram através de uma colaboração paciente e dedicada.

A minha esposa Sônia Regina Pelizon Bicalho Mendes pela compreensão, tolerância e apoio dado no decorrer de todo o trabalho.

A todos os colegas do DEGEO/UFOP que colaboraram e participaram direta ou indiretamente na execução deste trabalho.

Enfim, a todos aqueles que de uma maneira ou de outra contribuíram para que este trabalho fosse realizado,

o meu muito obrigado.

10 - BIBLIOGRAFIA

- ADUSUMILLI, M. S. - 1978 - Nióbo-tantalatos no Nordeste do Brasil: a série columbita-tantalita. *Jornal de Mineralogia (volume especial Djalma Guimarães)*, Recife, Brasil, 7: 195-225.
- ALBEE, A. L. - 1962 - Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. *The American Mineralogist*, 47: 851-870.
- ALMEIDA, F. F. M. - 1967 - Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *DNPM/DGM*, 36p. (*Boletim* 241).
- ALMEIDA, F. F. M. - 1977 - O Craton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364.
- ALMEIDA, F. F. M. - 1981 - O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS*, 1981, Salvador. *Anais...* Salvador, SBG - Núcleo Bahia, p. 1-10.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R. A. - 1977 - Províncias estruturais brasileiras. *In: Simpósio Geologia do Nordeste*, 1977, Campina Grande. *Atas...* Campina Grande, SBG - Núcleo Nordeste, p. 363-391.
- ALMEIDA, S. C. - 1946 - Tantalita e berilo em *Alto* Feio e Serra Branca. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 29p. (*Boletim* 573).
- ALMEIDA, S. C.; JOHNSTON, W. D.; SCORZA, E. P.; LEONARDOS, O.H. - 1943 - Pegmatitos com berilo, tantalita e cassiterita da Paraíba e Rio Grande do Norte. *Mineração e Metalurgia*, 57(39): 115-126.
- ANDRADE, G. F. & DANNI, J. C. M. - 1978 - As mineralizações de estanho, berílio e cobre no Granito de Serra Branca, Cavalcante - GO. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 30, 1978, Recife. *Anais...* Recife, SBG, v. 6, p. 2579-2593.
- ARGENTIERE, R. - 1971 - Pegmatitos litoníferos do Nordeste, especialmente portadores de ambligonitas. *Mineração e Metalurgia*, 3(316): 151-155.
- BAILEY, S. W. - 1984 - Micas. *Reviews in Mineralogy*, vol. 13, 584p.
- BALDWIN, J. R. & KNORRING, O. V. - 1983 - Compositional range of Mn-garnet in zoned granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 21: 683-688.
- BARBOSA, A. L. M. - 1944 - Mica em Governador Valadares. *Mineração e Metalurgia*, 8(43): 29-34.
- BARBOSA, A. L. M. - 1950 - Dados fundamentais sobre os pegmatitos. *Revista Escola de Minas*, 15(4): 57-68.
- BEUGNIES, A. & MOZAFARI, Ch. - 1968 - Contribution a l'étude des propriétés des columbotantalites et des tapiolites. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 91: 35-91.

- BEUS, A. A. - 1960 - Geochemistry of Beryllium and Genetic Types of Beryllium Deposits. *Akademii Nauk SSSR, Moscow* (transl. Freeman, São Francisco), 1967, 401p.
- BEUS, A. A. & SITNIN, A. A. - 1968 - Geochemical features of the distribution of tantalum in granitoids. *Geochemistry International*, 5(1): 579-585.
- BHASKARA-RAO, A. & ASSIS, A. D. - 1968 - Chatoyance and pseudomorphosed tourmaline in northeastern Brazil. *Jornal de Mineralogia*, 6: 31-36.
- BILAL, E.; CÉSAR-MENDES, J.; CORREIA-NEVES, J. M. - 1994 - Os nióbio-tantalatos dos pegmatitos da região de São José da Safira, Estado de Minas Gerais. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, 1994, Balneário Camboriú. *Bol. Res. Expand...* Balneário Camboriú, SBG, v. 1, p. 198-199.
- BOTELHO, N. F. - 1992 - Les ensembles granitiques subalcalins à peralumineux minéralisés en Sn et In de la sous-province Parana, Etat de Goiás, Brésil (paragenèses hydrothermales associées: micas lithinifères, helvite, cassitérite et minéraux d'indium). Tese de Doutorado, Universidade de Paris, 343p. (*Inédita*).
- BRANCO, P. M. - 1984 - Glossário Gemológico. *Ed. Universitária*. Porto Alegre, Brasil, 203p.
- BRISBIN, W. C. - 1986 - Mechanics of pegmatites intrusion. *The American Mineralogist*, 71: 644-651.
- BROCK, K. J. - 1974 - Zoned lithium-aluminum mica crystals from the Pala pegmatite district. *The American Mineralogist*, 59: 1242-1248.
- BURT, D. M. - 1989 - Vector representation of tourmaline compositions. *The American Mineralogist*, 74: 826-839.
- CAMERON, E. N.; JAHNS, R. H.; McNAIR, A. H.; PAGE, L. R. - 1949- Internal structure of granitic pegmatites. *Economic Geology*, Monograph 2, 115p.
- CASSEDANNE, J. P. - 1986 - The Urucum Pegmatite. *The Mineralogical Record*, 17: 307-314.
- CASSEDANNE, J. P. - 1991 - As turmalinas do Pegmatito do Cruzeiro. In: Principais depósitos minerais do Brasil (C. Schobbenhaus, E. T. Queiroz & Coelho, C. E. S., ed.). MME/DNPM, 4: 37-39.
- CASSEDANNE, J. P. & CASSEDANNE, J. O. - 1978 - O pegmatito do Cruzeiro e sua cerulolactita. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, 1978, Recife. *Anais...* Recife, SBG, v. 13, p. 1100-1108.
- CASSEDANNE, J. P. & CASSEDANNE, J. O. - 1981a - The Urubu Pegmatite. *The Mineralogical Record*, 12: 73-77.
- CASSEDANNE, J. P. & CASSEDANNE, J. O. - 1981b - Minerals of the Lavra do Ênio Pegmatite. *The Mineralogical Record*, 12: 67-72.
- CASSEDANNE, J. P.; CASSEDANNE, J. O.; SAUER, D. A. - 1980 - Famous mineral localities: The Cruzeiro mine past and present. *The Mineralogical Record*, 11: 367-370.
- CASSEDANNE, J. P. & LOWELL, J. - 1982 - Famous mineral localities: The Virgem da Lapa pegmatites. *The Mineralogical Record*, 13: 19-28.

- CASSEDANNE, J. P. & SAUER, D. A. - 1987 - Classification of the gemstone deposits in Brazil. *In*: International Gemmological Conference, XXI, Brazil. *Transactions...* Rio de Janeiro, IGC, p. 7-20.
- CASTAÑEDA, C. & CARVALHO, L. T. - 1992 - Geologia do Pegmatito Turmalinífero da Pederneira e do Garimpo de Água-Marinha da Fazenda Colônia, São José da Safira, Minas Gerais - uma introdução. *Trabalho de Graduação - DEGEO/UFOP*, 135p. (*Inédito*).
- CATRIU, L. - 1944 - Mina de Berilo e Columbita de Tanquinhos, Paraíba. *Mineração e Metalurgia*, 41(7): 349-352.
- CERNY, P. - 1971 - A calcium-rich pegmatite garnet from Czechoslovakia. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monashefte*, 11: 511-514.
- CERNY, P. - 1975a - Granitic pegmatites and their minerals: selected examples of recent progress. *Fortschritte der Mineralogie*, 52: 225-250.
- CERNY, P. - 1975b - Alkali variations in pegmatites beryl and their petrogenetic implications. *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen*, 123(2): 198-212.
- CERNY, P. - 1982a - Petrogenesis of granitic pegmatites. *In*: Granitic pegmatites in science and industry (Cerny, P., ed.), Mineralogical Association of Canada. Short Course Handbook, 8: 405-461.
- CERNY, P. - 1982b - Anatomy and classification of granitic pegmatites. *In*: Granitic pegmatites in science and industry (P. Cerny, ed.). Mineralogical Association of Canada. Short Course Handbook, 8: 01-39.
- CERNY, P. - 1982c - The Tanco pegmatite at Bernic Lake, southeastern Manitoba. *In*: Granitic pegmatites in science and industry (P. Cerny, ed.). Mineralogical Association of Canada. Short Course Handbook, 8: 527-543.
- CERNY, P. - 1982d - Mineralogy of rubidium and cesium. *In*: Granitic pegmatites in science and industry (P. Cerny, ed.). Mineralogical Association of Canada. Short Course Handbook, 8: 149-162.
- CERNY, P. - 1989a - Constrating geochemistry of two pegmatite fields in Manitoba: products of juvenile Aphebian crust and polycyclic Archean evolution. *Precambrian Research*, 45: 215-234.
- CERNY, P. - 1989b - Characteristics of pegmatite deposits of tantalum. *In*: Lanthanides, Tantalum and Niobium (P. Moller, P. Cerny & F. Suapé, ed.). Springer-Verlag, 7: 195-239.
- CERNY, P. - 1989c - Exploration strategy and methods for pegmatites deposits of tantalum. *In*: Lanthanides, Tantalum and Niobium (P. Moller, P. Cerny & F. Suapé, ed.). Springer-Verlag, 7: 274-302.
- CERNY, P. - 1991a - Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatites deposits. *Geoscience Canada*, 18: 49-67.
- CERNY, P. - 1991b - Rare-element granitic pegmatites. Pat II: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, 18: 68-81.
- CERNY, P. & BURT, D. M. - 1984 - Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of micas in granitic pegmatites. *Reviews in Mineralogy*, 13: 257-297.

- CERNY, P. & ERCIT, T. S. - 1985 - Some recent advance in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites. *Bulletin de Mineralogie*, **108**: 499-532.
- CERNY, P. & ERCIT, T. S. - 1989 - Mineralogy of niobium and tantalum: crystal chemical relationships, paragenetic aspects and their economic implications. *In*: Lanthanides, Tantalum and Niobium (P. Moller, P. Cerny & F. Suapé, ed.). Springer-Verlag, **7**: 27-79.
- CERNY, P.; ERCIT, T. S.; WISE, M. A. - 1992 - The tantalite-tapiolite gap: natural assemblages versus experimental data. *The Canadian Mineralogist*, **30**: 587-596.
- CERNY, P. & FERGUSON, R. B. - 1972 - The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. IV. petalite and spodumene relations. *The Canadian Mineralogist*, **11**: 660-678.
- CERNY, P.; GOAD, B. E.; HAWTHORNE, F. C.; CHAPMAN, R. - 1986 - Fractionation trends of the Nb- and Ta- bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatites granite and its pegmatites aureole, Southeastern Manitoba. *The American Mineralogist*, **71**: 501-517.
- CERNY, P. & HAWTHORNE, F. C. - 1976 - Refractive indices versus alkali contents in beryl: general limitations and applications to some pegmatitic types. *The Canadian Mineralogist*, **14**: 491-497.
- CERNY, P. & HAWTHORNE, F. C. - 1982 - Selected peraluminous minerals. *In*: Granitic pegmatites in science and industry (P. Cerny, ed.). Mineralogical Association of Canada. Short Course Handbook, **8**: 163-186.
- CERNY, P. & MEINTZER, R. E. - 1988 - Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-element pegmatite: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships. Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits (Taylor, R. P. & Strong, D. F., ed.). *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, **39**: 170-207.
- CERNY, P.; MEINTZER, R. E.; ANDERSON, A. J. - 1985 - Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *The Canadian Mineralogist*, **23**: 381-421.
- CERNY, P.; RIEDER, M.; POVONDRA, P. - 1970 - Three polytypes of lepidolite from Czechoslovakia. *Lithos*, **3**: 319-325.
- CERNY, P. & SIMPSON, F. M. - 1977 - The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. IX. Beryl. *The Canadian Mineralogist*, **15**: 489-499.
- CERNY, P. & TRUEMAN, D. L. - 1985 - Polylithionite from the rare-metal deposits of the Blachford Lake alkaline complex, N. W. T., Canada. *The Canadian Mineralogist*, **70**: 1127-1134.
- CERNY, P. & TURNOCK, A. C. - 1971 - Niobium-tantalum minerals from granitic pegmatites at Greer Lake, southeastern Manitoba. *The Canadian Mineralogist*, **10**: 755-772.
- CÉSAR-MENDES, J. - 1989 - Aspectos mineralógicos, geológicos e econômicos da esmeralda de Santa Terezinha de Goiás. *Dissertação de Mestrado, IG/USP*, 163p.
- CÉSAR-MENDES, J.; BILAL, E.; CORREIA-NEVES, J. M.; GIRET, A. - 1994 - As turmalinas de pegmatitos da região de São José da Safira, Estado de Minas Gerais. *In*: CONG. BRAS. GEOL., **38**, 1994, Balneário Camboriú. *Bol. Res. Expand.... Balneário Camboriú, SBG*, v. **1**, p. 204-205.

- CÉSAR-MENDES, J.; BOTELHO, N. F.; SVISERO, D. P. - 1993b - Polyolithionita: uma mica rara no Pegmatito do Cruzeiro, São José da Safira, Minas Gerais. *In: CONG. BRAS. GEOQ.*, 4, 1993, Brasília. *Bol. Res. Expand...* Brasília, SBGq, v. 1, p. 164-166.
- CÉSAR-MENDES, J. & CASTAÑEDA, C. - 1992 - Os berilos e a columbita-tantalita da Mina do Colônia, Município de São José da Safira, Estado de Minas Gerais. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 37, 1992, São Paulo. *Bol. Res. Expand...* São Paulo, SBG, vol. 2, p. 114-115.
- CÉSAR-MENDES, J.; CORREIA-NEVES, J. M.; SVISERO, D. P. - 1993c - Aspectos mineralógicos e geoquímicos dos nióbio-tantalatos do Pegmatito do Cruzeiro, São José da Safira, Estado de Minas Gerais, Brasil. *In: CONG. GEOQ. PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA*, II, 1993, Porto, Portugal. *Memórias do Museu do Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto*, v. 1, p. 209-213.
- CÉSAR-MENDES, J. & JORDT-EVANGELISTA, H. - 1994 - Pegmatitos da região de São José da Safira, MG: origem anatética ou granítica? *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 38, 1994, Balneário Camboriú. *Bol. Res. Expand...* Balneário Camboriú, SBG, v. 3, p. 95-96.
- CÉSAR-MENDES, J. & SVISERO, D. P. - 1992 - Aspectos geoquímicos das granadas da Jazida de Turmalina do Cruzeiro, Município de São José da Safira, Estado de Minas Gerais. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 37, 1992, São Paulo. *Bol. Res. Expand...* São Paulo, SBG, vol 2, p. 2-3.
- CÉSAR-MENDES, J. & SVISERO, D. P. - 1993a - Aspectos mineralógicos e geoquímicos dos berilos do Pegmatito do Cruzeiro, São José da Safira, Estado de Minas Gerais. *In: SIMP. SOBRE O CRATON SÃO FRANCISCO*, 2, 1993, Salvador. *Anais...* Salvador, SBG-Núcleo Bahia-Sergipe, v. 1, p. 366-368.
- CÉSAR-MENDES, J. & SVISERO, D. P. - 1994 - Evolução geoquímica das micas do Pegmatito do Cruzeiro, São José da Safira, Estado de Minas Gerais. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 38, 1994, Balneário Camboriú. *Bol. Res. Expand...* Balneário Camboriú. SBG, v. 3, p. 143-144.
- CESBRON, F. P. - 1989 - Mineralogy of the rare-earth elements. *In: Lanthanides, Tantalum and Niobium* (P. Moller, P. Cerny and F. Suapé, ed.). Springer-Verlag, 7: 1-26.
- COELHO, I. S. - 1948 - Turmalina fibrosa da Mina do Cruzeiro, Santa Maria do Suassuí, Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, 13(73): 49-53.
- CORREIA NEVES, J. M. - 1962 - Pegmatitos da região de Venturinha (Penalva do Cartelo, Vizeu). *Memórias e Notícias* (Universidade de Coimbra), 54: 1-150.
- CORREIA NEVES, J. M. - 1980 - Composition and structural state of feldspars from the eastern Pegmatite Province of Minas Gerais (Brazil). *19th Int. Geol. Cong.*, (Abstract), Paris, 1: 120.
- CORREIA NEVES, J. M. - 1981 - Pegmatitos Graníticos: morfologia, mineralogia, geoquímica, gênese e metalogênese. *Tese apresentada em concurso a Professor Titular da UFMG*. 262p. (Inédito).
- CORREIA NEVES J. M. - 1987 - Significado petrológico das gemas de origem pegmatítica. *Revista Escola de Minas*, 40(3): 28-36.
- CORREIA NEVES, J. M. - 1990 - Interpretação metalogenética e geoquímica de feldspato e micas em pegmatitos do Alto-Ligonha (Moçambique). *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 36, 1990, Natal. *Anais...* Natal, SBG, v. 3, p. 1281-1293.

- CORREIA-NEVES, J. M. - 1993 - Considerações metalogenéticas sobre as Províncias Pegmatíticas do Alto Ligonha (Moçambique) [PAL(M)] e Oriental do Brasil (POB). In: CONG. GEOQ. PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, II, 1993, Porto, Portugal. *Memórias do Museu do Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto*, v. 3, p. 221-225.
- CORREIA-NEVES, J. M. - 1995a - Pegmatitos. 25p. (*Inédito*).
- CORREIA NEVES, J. M. - 1995b - Interpretação de dados químicos obtidos em material geológico. *Vol. II - Fundamentos Teóricos*, 220p. (*Inédito*).
- CORREIA NEVES, J. M.; DUTRA, C. V.; KARFUNKEL, J.; KARFUNKEL, B.; SCHMIDT, J. C.; QUEMENEUR, J. G.; SOARES, A. C. P. - 1980a. - Mineralogia e geoquímica do Pegmatito Ênio (Galiléia- Minas Gerais). *ACAD. BRAS. CIENC., Anais...* 552: 603-616.
- CORREIA NEVES, J. M.; LOPES NUNES, J. E.; LUCAS, D. B. L. - 1972 - Mineralogy and geochemistry of Pegmatites from Mozambique. *24th Int. Geol. Cong., Proc...*, Canadá, 10: 37-44.
- CORREIA NEVES, J. M.; LOPES NUNES, J. E.; SAHAMA, Th. G.; LEHTINEU, M.; KNORRING, O. Von - 1974a - Bismuth and antimony minerals in the Granite Pegmatites of Northern Mozambique. *Revista Ciências Geológicas da Universidade de Lourenço Marques*, 7: 1-37.
- CORREIA NEVES, J. M.; MONTEIRO, R. L. B. P.; DUTRA, C. V. - 1984 - Composição química de berilos pegmatíticos do Brasil e seu significado petrológico e metalogenético. *Revista Brasileira de Geociências*, 14: 137-146.
- CORREIA NEVES, J. M. & LOPES NUNES, J. E. - 1974b - High hafnium members of the zircon-hafnon series from the granite pegmatites of Zambézia, Mozambique. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48: 73-80.
- CORREIA NEVES, J. M.; SOARES, A. C. P.; MARCIANO, V. R. P. R. O. - 1986 - A província pegmatítica do Brasil à luz dos conhecimentos atuais. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 106-118.
- CORREIA NEVES, J. M.; SOARES, A. C. P.; VALLE, R. R. - 1980b - Geoquímica e gênese do Pegmatito Limoeiro (Virgem da Lapa -Minas Gerais). In: CONG. BRAS. GEOL., 31, 1980, Camboriú. *Anais...* Camboriú, SBG, v. 4, p. 2134-2148.
- COSTA, F. E. V. T. B. - 1973 - Perfil analítico da columbita-tantalita. Rio de Janeiro, *DNPM, Boletim n° 9*, 32p.
- COSTA, M. T. - 1978 - Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais. *IGA*, Belo Horizonte.
- COUTO, P. A. & ALMEIDA, J. T. - 1982 - Geologia e mineralização na área do garimpo de Carnaíba (Bahia). In: CONG. BRAS. GEOL., 32, 1982, Salvador. *Anais...* Salvador, SBG, v. 3, p. 850-861.
- CROUSE, R. A. & CERNY, P. - 1972 - The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. I. Geology and Paragenesis. *The Canadian Mineralogist*, 11: 591-608.
- DAR, K. K. & PHADKE, A. V. - 1964 - On the occurrence of beryl and other minerals in pegmatites in India. *22th Int. Geol. Cong., Proceedings*, New Delhi, 4: 213-224.

- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. - 1986 - Rock-forming minerals. Disilicates and ring silicates. *Logmans, Green and Co., London*, vol. 1, 642p.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. - 1966 - Minerais constituintes das rochas - uma introdução. *Logmans, Green and Co., London* (traduzido para o português em 1981, por Luis E. N. Conde, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa), 559p.
- DERRY, D. R. - 1950 - Lithium-bearing pegmatites in Northern Quebec. *The Economic Geology*, **45**: 95-104.
- DIETRICH, R. V. - 1985 - The tourmaline group. *Van Nostrand Reinhold Company*, New York, 300p.
- DINIZ, R. F. & NESI, J. R. - 1990 - Sinópsse das ocorrências de minerais gemas no Rio Grande do Norte. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 36, 1990, Natal. *Anais...* Natal, SBG, v. 3, p. 1414-1424.
- DONNAY, G.; INGAMELLS, C. O.; MASON, B. - 1966 - Buergerita, a new species of tourmaline. *The American Mineralogist*, **51**: 198.
- DUNN, P. J.; APPLEMAN, D. E.; NELEN, J. E. - 1977a - Liddicoatite, a new calcium end-member of the tourmaline group. *The American Mineralogist*, **62**: 1121-1124.
- DUNN, P. J.; APPLEMAN, D. E.; NELEN, J. E.; NORBERG, J. - 1977b - Uvite, a new (old) common member of the tourmaline group and its implications for collectors. *The Mineralogical Record*, **8**: 100-108.
- DUNN, P. J.; GAINES, R. V.; WOLFE, C. W.; BARBOSA, C. P. - 1978 - Epitaxial wodginite and cassiterite from Lavra Jabuti, Baixo, Galileia, Minas Gerais, Brazil. *The Mineralogical Record*, **9**: 14-18.
- EBERT, H. - 1956 - Relatório Anual do DNPM. *DNPM/DGM*, Rio de Janeiro, 97-107.
- EPPRECHT, W. - 1953 - Die Gitterkonstanten der Turmaline. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **33**: 481-505.
- EPSTEIN, D. - 1989 - The Capoeirana emerald deposit near Nova Era, Minas Gerais, Brazil. *Gems & Gemology*, **25**(3): 150-158.
- FAIRBANKS, E. E. - 1973 - Tourmaline. *Earth Science*, **26**: 198-201.
- FANTON, J. J.; ARIOLI, E. E.; MOURA, O. J. - 1978 - Pegmatitos da região de Galiléia-Mendes Pimentel, MG. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 30, 1978, Recife. *Anais...* Recife, SBG, v. 4, p. 1770-1781.
- FERGUSON, R. B.; HAWTHORNE, F. C.; GRICE, J. D. - 1976 - The crystal structures of tantalites, ixiolite and wodginite from Bernic Lake, Manitoba. II. Wodginite. *The Canadian Mineralogist*, **14**: 550-560.
- FERSMAN, A. E. - 1931 - Les pegmatites, leur importance scientifique et pratique. *Acad. Sci. URSS* (traduzido para o francês em 1951, por R. du Trien de Terdonck e J. Thoureau, Universidade de Louvain, Belgica), 3 vol., 675p.
- FLEISCHER, M. - 1987 - Glossary of mineral species. *The Mineralogical Record Inc.*, Tucson, USA, 230p.

- FOIT, F. F. & ROSENBERG, P. E. - 1979 - The structure of vanadium-bearing tourmaline and its implications regarding tourmaline solid solutions. *The American Mineralogist*, **64**: 788-798.
- FONTEILLES, M. - 1987 - Le composition chimique des micas lithinifères (et autres minéraux) des granites d'Echassières comme image de leur évolution magmatique. *Geologie de la France*, **2-3**: 149-178.
- FONTES, C. Q.; FERRARI, P. G.; PEREIRA, A. D. C.; NETTO, C.; PEREIRA, F. C.; LIMA Jr., L. O.; COSTA, M. R. A.; BALTAZAR, O. F.; SILVA, S. L.; VIEIRA, V. S.; RAMALHO, R. - 1978 - Projeto Jequitinhonha: Relatório Final. *DNPM/CPRM*, Belo Horizonte, 12v.
- FOORD, E. E. - 1977 - Famous minerals localities: The Himalaya Dike System. *The Mineralogical Record*, **8**: 461-474.
- FOORD, E. E. - 1982 - Minerals of tin, titanium, niobium and tantalum in granitic pegmatites. In: Granitic pegmatites in science and industry (P. Cerny, ed.). Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, **8**: 187-238.
- FOORD, E. E. & COOK, R. B. - 1989 - Mineralogy and paragenesis of the McAllister Sn-Ta-bearing pegmatite, Coosa County, Alabama. *The Canadian Mineralogist*, **27**: 93-105.
- FOORD, E. E. & MROSE, M. E. - 1978 - Rynersonite, $\text{Ca}(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6$, a new mineral from San Diego County, California. *The American Mineralogist*, **63**: 709-714.
- FOSTER, M. D. - 1960 - Interpretation of the composition of lithium micas. *Geological Survey Professional Paper*, **354**: 115-146.
- FRANCO, R. R. - 1945 - Berilo em Altinho, Pernambuco. *Mineração e Metalurgia*, **9**(53): 201-205.
- FRANCO, R. R. - 1966 - A síntese de minerais de interesse gemológico. *Gemologia*, **34**: 7-17.
- FRANCO, R. R. - 1981 - Brazilian Gemstone. *Earth Science Reviews*, **17**: 207-219.
- FRITSCH, E. & ROSSMAN, G. R. - 1987 - An update on color in gems. Part 1: introduction and colors caused by dispersed metal ions. *Gems & Gemology*, **23**(3): 126-139.
- FRITSCH, E. & ROSSMAN, G. R. - 1988a - An update on color in gems. Part 2: color involving multiple atoms and color centers. *Gems & Gemology*, **24**(1): 3-15.
- FRITSCH, E. & ROSSMAN, G. R. - 1988b - An update on color in gems. Part 3: colors caused by bands and physical phenomena. *Gems & Gemology*, **24**(2): 81-102.
- FRITSCH, E.; SHIGLEY, J. E.; ROSSMAN, G. R.; MERCER, M. E.; MUHLMEISTER, S. M.; MOON, M. - 1990 - Gem-quality cuprian-elbaite tourmalines from São José da Batalha, Paraíba, Brazil. *Gems & Gemology*, **26**(4): 189-205.
- FRONDEL, C.; BIEDL, A.; ITO, J. - 1966 - New type of ferric iron tourmaline. *The American Mineralogist*, **51**: 1501-1505.
- FYFE, W. S. & LEONARDOS Jr., O. H. - 1974 - Ancient metamorphic-migmatite-belts of the Brazilian coast: the African connection. *Revista Brasileira de Geociências*, **4**: 247-251.

- GANDOLFI, G. - 1964 - Metodo per ottenere uno *spettro di polveri* de un cristallo singolo di piccole dimensioni (fino a 30m). *Mineralogica et Petrographica Acta*, 10: 149-157.
- GINSBURG, A. I. - 1965 - Feições geoquímicas típicas do processo pegmatítico. *Publicações CAEG, Escola de Geologia, URGs*, p. 1-22.
- GOLDSMITH, J. R. & LAVES, F. - 1954 - The microcline-sanidine stability relations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 5: 1-19.
- GORDIYENKO, V. V. - 1971 - Concentration of Li, Rb and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare-metal mineralisation in granite pegmatites. *International Geology Review*, 13: 134-142.
- GORDON, E. & BROWN Jr., P. - 1982 - The mineralogy of pegmatites. *The American Mineralogist*, 67: 180-189.
- GRAHAM, J. & THORNBUR, M. R. - 1974a - The crystal chemistry of complex niobium and tantalum oxides. I. Structural classification of MO₂ phases. *The American Mineralogist*, 59: 1026-1039.
- GRAHAM, J. & THORNBUR, M. R. - 1974b - The crystal chemistry of complex niobium and tantalum oxides. II. Composition and structure of wodginite. *The American Mineralogist*, 59: 1040-1044.
- GRAHAM, J. & THORNBUR, M. R. - 1974c - The crystal chemistry of complex niobium and tantalum oxides. IV. The metamict state. *The American Mineralogist*, 59: 1047-1050.
- GRICE, J. D.; CERNY, P.; FERGUSON, R. B. - 1972 - The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. II. Wodginite, tantalite, pseudo-ixiolite and related minerals. *The Canadian Mineralogist*, 11: 609-642.
- GROSSI SAD, J. H. & LADEIRA, E. A. - 1968 - Esboço tectônico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. In: CONG. BRAS. GEOL., 22, 1968, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte, SBG, v. 1, p. 18-23.
- HADDAD, R. M. F. - 1987 - Turmalina - um grupo de minerais. *Monografia apresentada ao curso de Pós-Graduação lato-sensu em Gemologia do DEGEO/UFOP*, 191p. (Inédito).
- HALL, A. - 1955 - The origin of accessory garnet in the Donegal Granite. *The Mineralogical Record*, 35: 628-633.
- HALL, M. R. & RIBBE, P. H. - 1971 - An electron microprobe study of luminescence centers in cassiterite. *The American Mineralogist*, 56: 31-45.
- HAMBURGER, G. E. & BUERGER, M. J. - 1948 - The structure of tourmaline. *The American Mineralogist*, 33: 532-540.
- HANNI, H. A.; FRANK, E.; BOSSHART, G. - 1981 - Golden yellow tourmaline of gem quality from Kenya. *Journal of Gemmology*, 17(7): 437-442.
- HARDER, H. - 1974 - Boron. In: Wedepohl, K. (ed.) Handbook of geochemistry. *Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York*. II, 5-A-1-5-O-10.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D.; COIMBRA, A. M. - 1975 - The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5: 257-266.

- HASUI, Y.; SADOWISKI, G. R.; CARNEIRO, C. D. - 1978 - A zona marginal sul do Cráton do São Francisco. *In*: Reun. Prep. Simp. Cráton São Franc., 1978, Salvador. *Anais...* Salvador, SBG, Núcleo Bahia, Pub. Esp. 3, p. 205-213.
- HATCHER, M. I. & BOLITHO, B. C. - 1982 - The Greenbushes Pegmatites, south-west western Australia. *In*: Granitic pegmatites in science and industry (P. Cerny, ed.). Mineralogical Association of Canada. Short Course Handbook, 8: 513-525.
- HAWTHORNE, F. C. & CERNY, P. - 1977 - The alkali-metal positions in Cs-Li beryl. *The Canadian Mineralogist*, 15: 414-421.
- HAWTHORNE, F. C. & CERNY, P. - 1982 - The mica group. *In*: Granitic pegmatites in science and industry (P. Cerny, ed.). Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, 8: 63-98.
- HEINRICH, E. W. - 1953 - Zoning in pegmatite districts. *The American Mineralogist*, 38: 68-87.
- HEINRICH, E. W. - 1964 - Tin-tantalum-lithium pegmatites of the São João Del Rei district, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, 59: 982-1002.
- HEINRICH, E. W. - 1967 - Micas of the Brown Derby Pegmatites, Gunnison County, Colorado. *The American Mineralogist*, 52: 1110-1121.
- HEINRICH, E. W. - 1978 - Mineralogy and structure of lithium pegmatites. *Jornal de Mineralogia (volume especial Djalma Guimarães)*, Recife, Brasil, 7: 59-65.
- HEINRICH, E. W. & LEVINSON, A. A. - 1953 - Studies in the mica group: mineralogy of the rose muscovites. *The American Mineralogist*, 38: 25-49.
- HENDRICKS, S. B. & JEFFERSON, M. E. - 1939 - Polymorphism of the micas. *The American Mineralogist*, 24: 729-771.
- HENRY, D. J. & GUIDOTTI, C. V. - 1985 - Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *The American Mineralogist*, 70: 1-15.
- HENRY, N. F. M. & LONSDALE, K. - 1952 - International Tables for X-ray crystallography. *Birmingham, The Kynoch Press*, vol. 1, 558p.
- HERRERA, A. O. - 1968 - Geochemical evolution of zoned pegmatites of Argentina. *Economic Geology*, 63: 13-29.
- HESS, F. L. - 1933 - Pegmatites. *Economic Geology*, 28: 447-462.
- HESS, F. L. - 1940 - The spodumene pegmatites of North Carolina. *Economic Geology*, 35: 942-966.
- HIRSCHBERG, A. & WINKLER, H. G. F. - 1968 - Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 18, 17-42.
- HOLDAWAY, M. J. - 1971 - Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271: 97-131.

- HOLLAND, D. H. & KULP, J. L. - 1949 - The distribution of accessory elements in pegmatites. I. Theory. *The American Mineralogist*, **34**: 35-60.
- HORVATH, L. & GAULT, R. A. - 1990 - The mineralogy of Mount Saint-Hilaire, Quebec. *The Mineralogical Record*, **21**: 284-353.
- HOSCHEK, G. - 1967 - Untersuchungen zum stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **14**: 123-162.
- HOSCHEK, G. - 1969 - The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **22**: 208-232.
- HURTCHEISON, C. S. - 1974 - Laboratory handbook of petrographic technique. *New York, John Wiley & Sons*, ed., 572p.
- HUTCHINSON, R. W. - 1959 - Geology of the Montgarry pegmatite. *Economic Geology*, **54**: 1525-1542.
- INDA, H. A. V.; SCHORSCHER, H. D.; DARDENE, M. A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALY, N. L. E.; BRANCO, P. C. A.; RAMALHO, R. - 1984 - O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramento Araçuaí. *In*: Geologia do Brasil - Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e área cratônica adjacente, incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000, *DNPM*, Brasília, p. 193-248.
- ISSA FILHO, A.; MOURA, O. J. M.; FANTON, J. J. - 1980 - Reconhecimento de pegmatitos da Província Oriental Brasileira entre Aimorés e Itambacuri - MG. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 31, 1980, Camboriú. *Anais...* Camboriú, SBG, v. 3, p. 1552-1563.
- JAHSNS, R. H. - 1953a - The genesis of pegmatites. I: Occurrence and origin of giant crystals. *The American Mineralogist*, **38**: 563-598.
- JAHSNS, R. H. - 1953b - The genesis of pegmatites. II: Quantitative analysis of lithium-bearing pegmatites, Mora County, New Mexico. *The American Mineralogist*, **38**: 1078-1112.
- JAHSNS, R. H. - 1955 - The study of pegmatites. *Economic Geology*, **50th. Ann., Part II**, 1025-1130.
- JAHSNS, R. H. - 1982 - Internal evolution of pegmatite bodies. *In*: Granitic pegmatites in science and industry (P.Cerny, ed.). Mineralogical Association of Canada. Short Course Handbook, **8**: 293-327.
- JAHSNS, R. H. & BURNHAM, C. W. - 1969 - Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, **64**: 843-864.
- JOHANNES, W. - 1969 - An experimental investigation of the system $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$. *American Journal of Science*, **267**: 1083-1104.
- JOLLIFF, B. A.; PAPIKE, J. J.; LAUL, J. C. - 1987 - Mineral recorders of pegmatite internal evolution: REE contents of tourmaline from the Bob Ingersoll pegmatite, South Dakota. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**: 2225-2232.
- JOLLIFF, B. A.; PAPIKE, J. P.; SHEARER, C. K. - 1986 - Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution: Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, South Dakota. *The American Mineralogist*, **71**: 472-500.

- JOLLIFF, B. A.; PAPIKE, J. P.; SHEARER, C. K. - 1987 - Fractionation trends in micas and tourmaline as indicators of pegmatite internal evolution: Bob Ingerson Pegmatite, Black Hills, South Dakota. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**: 519-534.
- JOHNSTON Jr., W. D. - 1945a - Os pegmatitos berilo-tantalíferos da Paraíba e Rio Grande do Norte, no Nordeste do Brasil. DNPM/DFPM, 83p. (*Boletim* 72).
- JOHNSTON Jr., W. D. - 1945b - Pegmatitos amblygonita-berilo-tantalíferos do Ceará, Nordeste do Brasil. DNPM/DFPM, 44p. (*Boletim* 66).
- KEMP, J. F. - 1924 - The pegmatites. *Economic Geology*, **19**: 697-723.
- KNORRING, O. Von & FADIPE, A. - 1981 - On the mineralogy and geochemistry of niobium and tantalum in some granite pegmatites and alkaligranite of Africa. *Bulletin de Minéralogie*, **104**: 496-507.
- LANDES, K. K. - 1933 - Origin and classification of pegmatites. *The American Mineralogist*, **18**: 33-56 e 95-103.
- LECKEBUSCH, R. - 1978 - Chemical composition and colour of tourmalines from Darre Pech (Nuristan, Afghanistan). *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, **133**(1): 53-70.
- LEONARDOS, O. H. - 1936 - Uma jazida de berílio, mica, columbita, annerodita e monazita, em Sabinópolis, Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, **1**(1): 15-16.
- LEVISON, A. A. - 1953 - Studies in the mica group: relationship between polymorphism and composition in the muscovite-lepidolite series. *The American Mineralogist*, **38**: 88-107.
- LONDON, D. - 1984 - Experimental phase equilibria in the system $\text{LiAlSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$: a petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites. *The American Mineralogist*, **69**: 995-1004.
- LONDON, D. - 1986a - Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments. *The American Mineralogist*, **71**: 376-395.
- LONDON, D. - 1986b - Formation of tourmaline-rich gem pockets in miarolitic pegmatites. *The American Mineralogist*, **71**: 396-405.
- LONDON, D. - 1987 - Internal differentiation of rare-element pegmatites: effects of boron, phosphorus, and fluorine. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**: 403-420.
- LONDON, D. & BURT, D. N. - 1982a - Chemical models for lithium aluminosilicate in pegmatites and granites. *The American Mineralogist*, **67**: 494-509.
- LONDON, D. & BURT, D. N. - 1982b - Lithium minerals in pegmatites. In: Granitic pegmatites in science and industry (P. Cerny, ed.). Mineralogical Association of Canada. Short Course Handbook, **8**: 99-133.
- LOPES NUNES, J. E. - 1973 - Contribution à l'étude minéralogique et géochimique des pegmatites du Mozambique. *Sciences de la Terre, Mémoire*, **26**: 1-261 (Tese de Doutorado).
- MACKENZIE, W. S. - 1954 - The orthoclase-microcline inversion. *Mineralogical Magazine*, **30**: 354-366.

- MANNING, D. A. C. - 1982 - Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kaponga batholith of peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine*, **45**: 139-147.
- MARQUES JUNIOR, F.; NETO, J. A. N.; NERI, T. F. O. - 1988 - Contribuição à geologia do campo pegmatítico de Berilândia - Ceará. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 35, 1988, Belém. *Anais...* Belém, SBG, v. 1, p. 329-337.
- METAMIG - 1987 - Projeto Pegmatitos, Volume 1: Bases para a pesquisa dos pegmatitos graníticos. METAMIG - Metais de Minas Gerais S/A, 127p (*Inédito*).
- MOLLER, P. - 1989 - REE(Y), Nb, and Ta enrichment in pegmatites and carbonatite-alkalic rocks complexes. *In*: Lanthanides, Tantalum and Niobium (P: Moller, P. Cerny & F. Suapé, ed.). Springer-Verlag, 7: 103-144.
- MONIER, G.; CHAROY, M.; OHNENSTETTER, D.; ROBERT, J. L. - 1987 - Évolution spatiale et temporelle de la composition des micas du granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir. *Geologie de la France*, **2-3**: 179-188.
- MOORE, P. B. - 1982 - Pegmatites minerals of P(V) and B(III). *In*: Granitic pegmatites in science and industry (P. Cerny, ed.). Mineralogical Association of Canada. Short Course Handbook, 8: 267-290.
- MOORE, R. & HOWIE, R. A. - 1979 - Geochemistry of some Cornubian Cassiterites. *Mineralium Deposita*, **14**: 103-107.
- MOREAU, J. & TRAMASURE, G. - 1965 - Contribution a l'étude des séries columbite-tantalite et tapiolite-mossite. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **88**: 301-391.
- MORTEANI, G. & GAUPP, R. - 1989 - Geochemical evaluation of the tantalum potential of pegmatites. *In*: Lanthanides, Tantalum and Niobium (P: Moller, P. Cerny & F. Suapé, ed.). Springer-Verlag, 7: 303-310.
- MOURA, O. J. - 1981 - Gems from Brazil. *METAMIG - Metais de Minas Gerais S/A*, 68p.
- MROSE, M. E. & ROSE, H. J. - 1961 - Behierite, $(\text{Ta,Nb})\text{BO}_4$, a new mineral from Manjaka, Madagascar. *The American Mineralogist*, **46**: 767-768.
- MROSE, M. E. & ROSE, H. J. - 1962 - Behierite, $(\text{Ta,Nb})\text{BO}_4$, a new mineral from Manjaka, Madagascar. *The American Mineralogist*, **47**: 414.
- MUNOZ, J. L. - 1971 - Hydrothermal stability relations of synthetic lepidolite. *The American Mineralogist*, **56**: 2069-2087.
- MUELLER, R. F. & SAXENA, S. K. - 1977 - Chemical Petrology. *Springer-Verlag*, New York, 394p.
- MURDOCK, T. G. & HUNTER, C. E. - 1944 - Mica na região de Santa Maria do Saussuí, Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 27p. (*Boletim 53*),
- NASSAU, K. - 1976 - A origem da cor dos minerais e das gemas. *Gemologia*, **22**: 17-52.
- NEDUNOV, I. B. - 1964 - The process of differentiation of pegmatitic melt and the role of tectonics in the formation of rare-metal pegmatites. *22th Int. Geol. Cong.*, Proceedings, New Delhi, **4**: 116-139.

- NEU WIED, M. N. - 1820 - Reise nach Brasilien (Viagens ao Brasil). *Reeditado pela EDUSP/Itatiaia*, 1989, 535p.
- NICKEL, E. H.; ROWLAND, J. F.; McADAM, R. C. - 1963 - Ixiolite: a columbite substructure. *The American Mineralogist*, **48**: 961-979.
- NORTON, J. J. - 1983 - Sequence of mineral assemblages in differentiated granitic pegmatites. *Economic Geology*, **78**: 854-874.
- ORCIOLI, P. R.; GALLEA, C. G.; CUNHA, C. H. R. - 1978 - Pegmatitos topázio berilíferos de Mimoso do Sul - ES. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, 1978, Recife. *Anais...* Recife, SBG, v. 4, p. 1553-1567.
- OTTONI, A. B. & NORONHA, F. - 1942 - Jazida de mica do Cruzeiro, Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, **6**(34): 169-170.
- PAIVA, G. - 1946 - Províncias Pegmatíticas do Brasil. *Rio de Janeiro, DNPM/DFPM*, 23p. (*Boletim 78*).
- PALMER, M. R. & SLACK, J. F. - 1989 - Boron isotopic composition of tourmaline from massive sulfide deposit and tourmalinites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **103**: 434-451.
- PECORA, W. T.; KLEPPER, M. R.; LARRABEE, D. M.; BARBOSA, A. L. M.; FRAYHA, R. - 1950 - Mica deposits in Minas Gerais, Brazil. *Geological Survey Bulletin*, **964-C**, 98p.
- PECORA, W. T.; SWITZER, G.; BARBOSA, A. L.; MYERS, A. T. - 1950 - Structure and mineralogy of the Golconda Pegmatite, Minas Gerais, Brazil. *The American Mineralogist*, **35**: 889-901.
- PEDROSA-SOARES, A. C. - 1984 - Metamorfismo, granitogênese e mineralizações associadas na região de Coronel Murta, Minas Gerais, Brasil. *Dissertação de Mestrado, UnB*, 171.
- PEDROSA-SOARES, A. C. & CORREIA-NEVES, J. M. - 1984 - Significado petrológico das gemas de origem pegmatítica. *Revista Escola de Minas*, **40**(3): 28-36.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; DARDENNE, M. A.; HASUI, Y.; CASTRO, F. D. C.; CARVALHO, M. V. A. - 1994 - Nota explicativa dos mapas geológicos, metalogenéticos e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais - Escala 1:1.000.000. *Companhia Mineradora de Minas Gerais (COMIG)*, 97p..
- PERRAULT, G. - 1966 - Polyolithionite from St. Hilaire. *The Canadian Mineralogist*, **8**: 671.
- POUGH, F. H. - 1986b - The Tres Barros aquamarine mine. *Lapidary Journal*, **22**(8): 1038-1042.
- PRESCOTT, B. & NASSAU, K. - 1978 - Black elbaite from Corrégo do Urucum, Minas Gerais, Brazil. *Mineralogical Magazine*, **42**: 357-359.
- PROCTOR, K. - 1984 - Gems pegmatites of Minas Gerais, Brazil: exploration, occurrence and aquamarine deposits. *Gems & Gemology*, **20**(2): 78-100.
- PROCTOR, K. - 1985a - Gem pegmatites of Minas Gerais, Brazil: the tourmalines of the Araçuaí Districts. *Gems & Gemology*, **21**(1): 3-19.

- PROCTOR, K. - 1985b - Gem pegmatites of Minas Gerais, Brazil: the tourmalines of the Governador Valadares Districts. *Gems & Gemology*, 21(1): 86-104.
- QUENSEL, P. - 1952 - The paragenesis of the Varutrisk Pegmatite. *Geological Magazine*, 89: 1-6.
- RAADE, G. & LARSEN, O. - 1980 - Polyolithionite from syenite pegmatite at Vora, Sandefjord, Oslo region, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 60: 117-124.
- RABELLO, C. Q. - 1945 - Mina de mica do Cruzeiro, Santa Maria do Suaçuí, Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, 9(52): 171-176.
- RÊGO, J. M. - 1984 - Pegmatitos mineralizados em água-marinha na região de Tenente Ananias - RN. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 4, p. 5040-5048.
- RINALDI, R.; CERNY, P.; FERGUSON, R. B. - 1972 - The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. VI. Lithium-rubidium-cesium-micas. *The Canadian Mineralogist*, 11:690-707.
- RINGWOOD, A. E. - 1955 - The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization. Part I: the influence of electronegativity. *Geochemica and Cosmochemica Acta*, 7: 189-202.
- RODIONOV, G. - 1964 - Pegmatite types and some specific features of pegmatite formation. *22th Int. Geol. Cong., Proceedings*, New Delhi, 4: 140-156.
- ROLFF, P. M. A. - 1943 - Berilo e tantalita no Nordeste. *Mineração e Metalurgia*, 41(7): 289-290.
- ROLFF, P. M. A. - 1945 - Geologia da Província Tântalo Glucinífera da Borborema. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 71p. (*Boletim* 73)
- ROLFF, P. M. A. - 1946 - Minerais dos pegmatitos da Borborema. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 76p. (*Boletim* 78).
- ROLFF, P. M. A. - 1952 - Geologia da Província estano-litínifera do Rio das Mortes - Minas Gerais. *Revista Escola de Minas*, 17(6): 3-12.
- ROLFF, P. M. A. - 1968 - The aquamarine-bearing regions of Brazil. *Lapidary Journal*, 1044-1049.
- ROSIER, G. F. - 1957 - A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). *Boletim DDNPM/DGM*, Rio de Janeiro, 166: 1-58.
- ROSS, M.; TAKEDA, H.; WONES, D. R. - 1966 - Micas polytypes: systematic description and identification. *Science*, 151: 191-193.
- RUMANTSEVA, E. V. - 1984 - Chromdravite, a new mineral. *The American Mineralogist*, 69: 210.
- SÁ, J. H. S. - 1977 - Pegmatitos litíniferos da região de Itinga-Araçuaí, Minas Gerais. *Tese de Doutorado, IG/USP*, 104p.
- SÁ, J. H. S. & ELLERT, R. - 1981 - Pegmatitos do Médio Jequitinhonha - um exemplo genético. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1981, Salvador. *Anais...* Salvador, SBG - Núcleo Bahia, p.199-207.

- SAHAMA, Th. G.; KNORRING, O. Von; TORNROS, R. - 1979 - On tourmaline. *Lithos*, 12: 109-114.
- SAMPAIO FILHO, H. A. & SIGHINOLFI, G. P. - 1973 - Contribution to the crystal chemistry of beryl. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 38: 279-290.
- SANTOS, E. G. - 1988 - Mineralogia e zoneografia do Campo Pegmatítico da Golconda, Governador Valadares - MG. *Mineração e Metalurgia*, 52(495): 20-27.
- SAUER, J. R. - 1982 - Brasil: paraíso das pedras preciosas. Rio de Janeiro, *AGGS Industrias Gráficas*, 136p.
- SCHALLER, W. T. - 1925 - The genesis of lithium pegmatites. *American Journal of Science*, 10: 269-279.
- SCHALLER, W. T.; STEVENS, R. E.; JAHNS, R. H. - 1962 - An unusual beryl from Arizona. *The American Mineralogist*, 47: 672-699.
- SCHMETZER, K. & BANK, H. - 1984 - Crystal chemistry of tsilaisite (manganese tourmaline) from Zambia. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 61-69.
- SCHUMANN, W. - 1983 - Gemas do Mundo. *Ao Livro Técnico S/A*, Rio de Janeiro, 254p.
- SCHWARZ, D. & CÉSAR-MENDES, J. - 1985a - Estudos comparativos das inclusões nas esmeraldas de Itabira/MG e Santa Terezinha/GO. *In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS*, 3, 1985, Belo Horizonte. *Atas...* Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, v. 1, p. 154-164.
- SCHWARZ, D. & CÉSAR-MENDES, J. - 1985b - Classificação das inclusões nas esmeraldas brasileiras de Socotó/BA e Itabira/MG. *In: CONG. LATINOAMERICANO GEOL.*, 6, 1985, Bogotá, Colômbia. *Anais...* Bogotá, v. 2, p. 475-491.
- SENA, J. C. C. - 1883 - Noticia sobre a mineralogia e geologia de uma parte norte e nordeste da Província de Minas Geraes. *Anaes da Escola de Minas - Ouro Preto*, 2: 1113-1136.
- SHERIFF, B. L.; GRUNDY, H. D.; HARTMAN, J. S.; HAWTHORNE, F. C.; CERNY, P. - 1991 - The incorporation of alkalis in beryl: multi-nuclear MAS NMR and crystal-structure study. *The Canadian Mineralogist*, 29: 271-285.
- SHIGLEY, J. E. & KAMPF, A. R. - 1984 - Gem-bearing pegmatites: a review. *Gems & Gemology*, 20(2): 64-77.
- SIGA JUNIOR, O.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. C.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. - 1982 - O padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, a norte do Rio de Janeiro, Brasil. *In: CONG. LATINOAMERICANO GEOL.*, 5, 1982, Buenos Aires. *Actas...* Buenos Aires, v. 1, p. 349-370.
- SILVA, A. S.; MIGNON, R. A.; NEVES, S. B.; LEÃO, E.; PIMENTEL, E. C. - 1978a - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folha SE-23: Belo Horizonte. Brasília, *DNPM/DGM*.
- SILVA, A. S.; PIMENTEL, E. C.; NEVES, S. B.; COLPAERT, H.; RAMOS, H. - 1978b - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folha SE-24: Rio Doce. Brasília, *DNPM/DGM*.

- SILVA, J. M. R.; LIMA, M. I. C.; VERONESE, V. F.; RIBEIRO JUNIOR, R. N.; ROCHA, R. M.; SIGA JUNIOR, O. - 1987 - Projeto RADAMBRASIL, Folha SE - 24: Rio Doce. *IBGE, Rio de Janeiro*, 34: 23-174.
- SINKANKAS, J. - 1981 - Emerald and other beryls. *Chilton Book Co., Radnor*, 665p.
- SMITH, J. V. & YODER, H. S. - 1956 - Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. *Mineralogical Magazine*, 31: 209-235.
- SOLODOV, N. A. - 1964 - The criteria of evaluation of rare-metal granite-pegmatites. *22th Int. Geol. Cong.*, Proceedings, New Delhi, 4: 193-212.
- SOUZA, J. L. - 1988 - Mineralogia e geologia da esmeralda da jazida de Itabira, Minas Gerais. *Dissertação de Mestrado, IG/USP*, 192p.
- SOUZA, J. L.; CÉSAR-MENDES, J.; BELLO, R. M. S.; VALARELLI, J. V.; SVISERO, D. P. - 1990 - Estudos petrográficos, mineralógicos e microtermométricos da esmeralda do Garimpo de Capoeirana, Nova Era, Minas Gerais. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 36, 1990, Natal. *Anais...* Natal, SBG, v. 3, p. 1389-1402.
- SOUZA, J. L.; CÉSAR-MENDES, J.; GARIBALDI, E.; SVISERO, D. P. - 1989 - Aspectos geológicos da área do Garimpo de Capoeirana, Nova Era: uma nova ocorrência de esmeralda em Minas Gerais. *In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS*, 5, 1989, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, v. 1, p. 94-98.
- SOUZA, J. L.; CÉSAR-MENDES, J.; SVISERO, D. P. - 1987 - Aspectos mineralógicos e geológicos das esmeraldas brasileiras. *Revista Escola de Minas*, 40(3): 18-26.
- SOUZA, J. L.; CÉSAR-MENDES, J.; BELLO, R. M. S.; SVISERO, D. P.; VALARELLI, J. V. - 1992 - Petrographic and microthermometrical studies of emeralds in the *garimpo* of Capoeirana, Minas Gerais State, Brazil. *Mineralium Deposita*, 27: 161-168.
- STAATZ, M. H.; GRIFFITTS, W. R.; BARNETT, P. R. - 1965 - Differences in the minor element composition of beryl in various environments. *The American Mineralogist*, 50: 1783-1795.
- STAATZ, M. H.; MURATA, K. J.; JEWELL, J. G. - 1955 - Variation of composition and physical properties of tourmaline with its position in the pegmatite. *The American Mineralogist*, 40: 789-805.
- STEVENS, R. E. - 1938 - New analyses of lepidolites and their interpretations. *The American Mineralogist*, 23: 607-626.
- STEWART, D. B. - 1978 - Petrogenesis of lithium-rich pegmatites. *The American Mineralogist*, 63: 970-980.
- STONE, M.; EXLEY, C. S.; GEORGE, M. C. - 1988 - Compositions of trioctahedral micas in the Cornubian batholith. *Mineralogical Magazine*, 52: 175-192.
- TINDLE, A. G. & WEBB, P. C. - 1990 - Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, 2: 595-610.
- TRUEMAN, D. L. & CERNY, P. - 1982 - Exploration for rare element granitic pegmatites. *In: Granitic pegmatites in science and industry* (P. Cerny, ed.), Mineralogical Association of Canada. Schort Course Handbook, 8: 463-493.

- UEBEL, P. J. - 1977 - Internal structure of pegmatites, its origin and nomenclature. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 131(1): 83-113.
- VARLAMOFF, N. - 1972 - Central and West African rare-metal granitic pegmatites, related aplites, quartz veins and mineral deposits. *Mineralium Deposita*, 7: 202-216.
- VARLAMOFF, N. - 1978 - Classification and spatio-temporal distribution of tin and associated mineral deposits. *Jornal de Mineralogia (volume especial Djalma Guimarães)*, Recife, Brasil, 7: 155-178.
- VIEIRA, V. L. - 1985 - Projeto Mapa Metalogenético e de Previsão de Recursos Minerais: Folha Guanhães (SE.23-Z-B). *DNPM/CPRM, Belo Horizonte*, 17p.
- VLASOV, K. A. - 1952 - Principles of classifying granite pegmatites, and their textural-paragenetic types. *Izvestiya Akad. Nauk., SSSR Ser. Geol.*, 2: 5-19.
- WALENTA, K. & DUNN, P. J. - 1979 - Ferridravite, a new mineral of the tourmaline group from Bolivia. *The American Mineralogist*, 64: 945-948.
- WALKER, R. J.; HANSON, G. N.; PAPIKE, J. J.; O'NEIL, J. R.; LAUL, J. C. - 1986 - Internal evolution of the Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota. *The American Mineralogist*, 71: 440-459.
- WERDING, G. & SCHREYER, W. - 1984 - Alkali-free tourmaline in the system $MgO-Al_2O_3-B_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 1331-1344.
- WERNICK, E. & ALMEIDA, F. F. M. - 1979 - The geotectonic environments of early precambrian granulite in Brasil. *Precambrian Research*, 8: 1-12.
- WERNICK, E.; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B. - 1978 - As regiões de dobramento nordeste e sudeste. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, 1978, Recife. *Anais...* Recife, SBG, V. 6, p. 2493-2507.
- WINCHELL, A. N. - 1942 - Further studies of the lepidolite system. *The American Mineralogist*, 27: 114-130.
- WINCHELL, H. - 1958 - The composition and physical properties of garnet. *The American Mineralogist*, 43: 595-600.
- WINKLER, H. G. F. - 1967 - Petrogênese das rochas metamórficas. *Edgar Blucher*, 4^a ed., São Paulo, 254p.
- YODER, H. S. & EUGSTER, H. P. - 1954 - Phlogopite synthesis and stability range. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 6: 157-185.
- YODER, H. S. & EUGSTER, H. P. - 1955 - Synthetic and natural muscovites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8: 225-280.