**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA MINERALOGIA E
GEOQUÍMICA DE PEGMATITOS DA REGIÃO DE
GOVERNADOR VALADARES — MINAS GERAIS**

Vitória Régia Péres da R. Oliveiros Marciano

ORIENTADOR: PROF. DR. CELSO DE BARROS GOMES

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: MINERALOGIA E PETROLOGIA

**SÃO PAULO
1985**

A

Israel

Carla Regina

Guilherme Augusto

Ana Cristina e

Danielle.

VISTA FRONTAL DA GALERIA PRINCIPAL DA LAVRA OLHO DE GATO

ÍNDICE

RESUMO:.....	XI
ABSTRACT:.....	XIII
PLANO DA DISSERTAÇÃO:.....	1
I. INTRODUÇÃO:.....	3
I.1. Províncias pegmatíticas brasileiras:.....	3
I.1.1. Província Pegmatítica Oriental:.....	4
CAPÍTULO 1. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA:.....	12
1.1. Localização e acesso:.....	12
1.2. Clima, vegetação, hidrografia e geomorfologia:...	12
1.3. Geologia:.....	14
1.3.1. Trabalhos geológicos e mineiros anteriores: ..	14
1.3.2. Geologia local:.....	16
CAPÍTULO 2. GEOCRONOLOGIA:.....	19
2.1. Outras datações na Província Pegmatítica Oriental:.....	20
2.2. Datações de outras Províncias Pegmatíticas:.....	20
2.3. Conclusões:.....	21
CAPÍTULO 3. OS CORPOS PEGMATÍTICOS:.....	22
3.1. Introdução:.....	22
3.2. Estrutura dos Corpos:.....	22
3.2.1. Lavra do Ferreirinha:.....	22
3.2.1.1. Zona marginal:.....	27
3.2.1.2. Zona mural:.....	27
3.2.1.3. Zona intermédia:.....	27
3.2.1.4. Núcleo:.....	28
3.2.1.5. Corpos de substituição:.....	28

3.2.2. Lavra do Olho de Gato:.....	28
3.2.2.1. Zona marginal:.....	32
3.2.2.2. Zona mural:.....	32
3.2.2.3. Zona intermédia:.....	34
3.2.2.4. Corpos de substituição:.....	34
CAPÍTULO 4. FELDSPATOS:.....	36
4.1. Introdução:.....	36
4.2. Estrutura cristalina dos feldspatos:.....	38
4.3. Identificação dos feldspatos das lavras da região de Governador Valadares:.....	41
CAPÍTULO 5. MICAS:.....	69
5.1. Introdução:.....	69
5.2. Estrutura:.....	69
5.2.1. Polimorfismo-Politipismo:.....	74
5.3. Micas das lavras de Governador Valadares:.....	76
CAPÍTULO 6. QUARTZO:.....	121
6.1. Introdução:.....	121
6.2. Polimorfos:.....	121
6.3. Estrutura:.....	122
6.4. Inclusões fluídas:.....	126
CAPÍTULO 7. MINERAIS ACESSÓRIOS:.....	130
7.1. Introdução:.....	130
7.2. Berilos:.....	130
7.3. Turmalinas:.....	130
7.4. Granadas:.....	135
7.5. Columbo-tantalitas:.....	138
7.6. Outros minerais:.....	139
CAPÍTULO 8. GEOQUÍMICA E EVOLUÇÃO INTERNA DOS CORPOS PEG- MATÍTICOS:.....	144

	III.
8.1. Introdução:.....	144
8.2. Lavra do Ferreirinha:.....	144
8.3. Lavra do Olho de Gato:.....	151
CAPÍTULO 9. GÊNESE DOS PEGMATITOS:.....	159
9.1. Introdução:.....	159
9.2. Teorias Magmáticas:.....	160
9.3. Teorias Metassomáticas:.....	161
9.4. Origem dos corpos pegmatíticos do Ferreirinha e Olho de Gato	163
9.5. Relação entre os pegmatitos e granitos:.....	167
CAPÍTULO 10. CONCLUSÕES:.....	172
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:.....	176
AGRADECIMENTOS:.....	192
APÊNDICE:.....	195
Espectrografia de Absorção de Infravermelhos:.....	196
Espectrografia de Fluorescência de raios-X:.....	196
Difratometria de raios-X:.....	196
Microssonda Eletrônica:.....	178

ÍNDICE DAS TABELAS

TABELA 2.1.	Dados geocronológicos de minerais dos pegmatitos:.....	19
TABELA 3.1.	Minerais da Lavra do Boi; paragénese e localização:.....	23
TABELA 3.2.	Minerais da Lavra do Faria e paragénese:....	24
TABELA 3.3.	Minerais da Lavra do Ferreirinha e suas zonas de ocorrência:.....	29
TABELA 3.4.	Minerais da Lavra do Olho de Gato e suas zonas de ocorrência:.....	31
TABELA 4.1.	Vibrações simétricas de estiramento Si-O-Si ou Si-O-Al:.....	44
TABELA 4.2.	Número de amostras de feldspatos analisadas.	49
TABELA 4.3.	Composição química dos feldspatos - Lavra do Ferreirinha:.....	50
TABELA 4.4.	Composição química dos feldspatos - Lavra do Ferreirinha:.....	51
TABELA 4.5.	Composição química dos feldspatos - Lavra do Olho de Gato:.....	52
TABELA 4.6.	Composição química dos feldspatos - Lavra do Olho de Gato:.....	53
TABELA 4.7.	Composição química dos feldspatos - Lavra do Olho de Gato:.....	54
TABELA 4.8.	Composição química dos feldspatos - Lavra do Olho de Gato - Lavra do Faria - Lavra do Boi.	55
TABELA 4.9.	Composição química - elementos traços - Lavra do Ferreirinha:.....	60
TABELA 4.10.	Composição química - elementos traços - Lavra do Olho de Gato:.....	61
TABELA 4.11.	Composição química - elementos traços - La-	

vra do Olho de Gato:.....	62
TABELA 4.12. Composição química - elementos traços - Lavra do Faria:.....	63
TABELA 4.13. Composição química - elementos traços - Lavra do Boi:.....	63
TABELA 5.1. Substituições isomórficas nas micas:.....	73
TABELA 5.3. Politipos das micas e características da malha:.....	76
TABELA 5.3. Características macroscópicas das micas:....	78
TABELA 5.4. Politipos das micas com características da cela fundamental - Lavras de Governador Valadares:.....	91
TABELA 5.5. Teor em boro de amostras de mica:.....	104
TABELA 5.6. Composição química das micas da lavra do Olho de Gato:.....	105
TABELA 5.7. Composição química das micas da lavra do Ferreirinha:.....	107
TABELA 5.8. Composição química das micas das lavras do Faria e Boi:.....	108
TABELA 5.9. Elementos traços em micas - Lavra do Olho de Gato e Lavra do Boi:.....	110
TABELA 5.10. Elementos traços em micas - Lavra do Ferreirinha e Lavra do Faria:.....	110
TABELA 6.1. Dados cristalográficos dos polimorfos do quartzo:.....	124
TABELA 6.2. Análise de difração de quartzo:.....	125
TABELA 7.1. Características morfológicas das amostras de Berilo:.....	133
TABELA 7.2. Dados analíticos de berilos das lavras de Governador Valadares:.....	134
TABELA 7.3. Análises de difração de raios-X de columbo-	

	tantalitas:.....	141
TABELA 7.4.	Dados analíticos de columbo-tantalitas das Lavras de Governador Valadares:.....	143
TABELA 8.1.	Correspondência entre as classificações de Fersman, Ginsburg, Vlassov e Varlamoff:.....	149
TABELA 9.1.	Resultados das análises de amostras do Ibituruna, Governador Valadares:.....	170

ÍNDICE DAS FIGURAS

FIGURA I.1.	Províncias Pegmatíticas Brasileiras (Paiva, 1946):.....	5
FIGURA I.2.	Províncias Pegmatíticas Brasileira (modificação de Rolff, 1959):.....	6
FIGURA I.3.	Província Pegmatítica Oriental, Putzer, 1976.	8
FIGURA I.4.	São Francisco Craton (Almeida <u>et al.</u> , 1976).	9
FIGURA I.5.	Áreas com pegmatitos de maior interesse econômico - (Segundo Diniz Filho, 1978):.....	10
FIGURA 1.1.	Mapa de localização da área:.....	13
FIGURA 1.2.	Mapa de localização das lavras:.....	17
FIGURA 4.1.	Composição dos feldspatos:.....	37
FIGURA 4.2.	Estrutura dos feldspatos:.....	40
FIGURA 4.3.	Deslocamento da banda Si-O nas sub-classes dos silicatos:.....	42
FIGURA 4.4.	Espectros de absorção de infravermelhos de feldspatos:.....	44
FIGURA 4.5.	Espectros de absorção de infravermelhos de albita:.....	46
FIGURA 4.6.	Espectros de absorção de microclinas:.....	47
FIGURA 4.7.	Composição dos feldspatos das lavras do Olho de Gato e Ferreirinha representada na projeção do sistema Ab-Or-An-H ₂ O a 5000 bars de pressão hidrostática de Yoder <u>et al.</u> (1957).	56
FIGURA 4.8.	Relação K/Rb nos feldspatos das lavras de Governador Valadares:.....	64
FIGURA 5.1.	Estrutura "ideal" das micas (reprodução de Smith e Yoder, 1956):.....	72
FIGURA 5.2.	As seis formas de empacotamento das micas:...	75

FIGURA 5.3.	Relação da Frequência de Si-O-Al. ^{vi} e o conteúdo de Mg das micas:.....	98
FIGURA 5.4.	Relação da frequência das amostras de moscovita com o seu conteúdo de Mg ^{vi} , nas lavras de Governador Valadares:.....	99
FIGURA 5.5a.	Diagrama de espectrografia de absorção de infravermelhos de moscovitas das lavras de Governador Valadares:.....	102
FIGURA 5.5b.	Diagrama de espectrografia de absorção de infravermelhos de biotitas das lavras de Governador Valadares:.....	103
FIGURA 5.6.	Variação da composição química de biotitas e flogopitas com o tipo de rocha:.....	113
FIGURA 5.7.	Relação K/Rb nas micas das lavras de Governador Valadares:.....	114
FIGURA 5.8.	Relação Li/Rb nas micas das lavras de Governador Valadares:.....	116
FIGURA 5.9.	Relação Li/Cs nas micas das lavras de Governador Valadares:.....	118
FIGURA 5.10.	Relação entre a razão K/Rb e a quantidade em Rb nas micas das lavras de Governador Valadares:.....	119
FIGURA 6.1.	Posições da transição Quartzo α - β e temperatura crítica nos "solvus" dos feldspatos alcalinos (Martin e Bonin, 1974):.....	123
FIGURA 6.2.	Diagrama de espectrografia de absorção de infravermelhos - Quartzo:.....	127
FIGURA 6.3.	Diagrama de espectrografia de absorção de infravermelhos - Quartzo:.....	128
FIGURA 7.1.	Diagrama de espectrografia de absorção de infravermelhos - Berilos:.....	132
FIGURA 7.2.	Diagrama de espectrografia de absorção de infravermelhos - Turmalinas:.....	137

FIGURA 7.3.	Diagrama de espectrografia de absorção de infravermelhos - Granadas:.....	140
FIGURA 8.1.	Representação da classificação textural-para genética, segundo Vlassov (1952):.....	148
FIGURA 8.2.	Sequência de cristalização do Pegmatito do Ferreirinha:.....	150
FIGURA 8.3.	Sequência de cristalização do Pegmatito do Olho de Gato:.....	156
FIGURA 8.4.	Comportamento dos elementos alcalinos, em relação ao Si%, e zonas do Pegmatito do Olho de Gato:.....	157
FIGURA 8.5.	Comportamento dos elementos alcalinos em relação ao Si% e zonas do pegmatito do Ferreirinha:.....	158
FIGURA 9.1.	Modelo de cristalização pegmatítica proposto por Uebel (1977):.....	168
FIGURA 9.2.	Diagrama de Nicolaysen - Isócrona de amostras de rochas. Ibituruna Governador Valadares. (Besang <u>et al.</u> , 1977):.....	169

ÍNDICE DOS PERFIS

PERFIL 3.1. Lavra do Ferreirinha, parede leste e oeste com relação da amostragem:.....	25
PERFIL 3.2. Lavra do Olho de Gato, paredes que limitam a galeria com relação da amostragem:.....	26
PERFIL 4.1. Dados químicos e estruturais dos feldspatos da Lavra do Ferreirinha:.....	bolso
PERFIL 4.2. Dados químicos e estruturais dos feldspatos da Lavra do Olho de Gato:.....	bolso
PERFIL 5.1. Dados químicos e estruturais das micas da Lavra do Ferreirinha:.....	bolso
PERFIL 5.2. Dados químicos e estruturais das micas da Lavra do Olho de Gato:.....	bolso

ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS

FOTOGRAFIA 3.1. Aspectos da Lavra do Ferreirinha:.....	30
FOTOGRAFIA 3.2. Aspectos do turmalinito, encontrado na Lavra do Olho de Gato:.....	33
FOTOGRAFIA 4.1. Cristal de feldspato-K da Lavra do Ferreirinha:.....	48
FOTOGRAFIA 9.1. Monocristais da zona intermédia. (Lavra do Ferreirinha):.....	165
FOTOGRAFIA 9.2. Fáculas de biotita no teto da galeria. Zona gráfica (Lavra do Olho de Gato):.....	166

RESUMO:

Os corpos pegmatíticos das lavras do Olho de Gato, Ferreirinha, Boi e Faria encontram-se localizados na Província Pegmatítica Oriental, distando 30 km a noroeste, da cidade de Governador Valadares, Minas Gerais; encaixados em biotita-xistos.

Fez-se estudo mais detalhado nos dois primeiros corpos, nos quais a coleta de amostra foi realizada segundo perfis, que permitem a visualização do zoneamento interno, como também a compreensão da evolução interna e a distribuição dos elementos alcalinos, alcalinos terrosos e outros, nos minerais das diferentes zonas.

Os objetivos principais deste trabalho foram: (1) a caracterização morfológica, mineralógica e geoquímica de alguns pegmatitos; (2) definição do posicionamento geológico e estratigráfico desses corpos; (3) descoberta de evidências da evolução interna capazes de auxiliar o estudo petrogenético deles.

A metodologia empregada para alcançar os objetivos já referidos foram: microscopia ótica, difração de raios-x, espectrografia por absorção de infravermelhos, microsonda eletrônica e datação de minerais através do método Rb/Sr.

Os corpos estudados possuem mineralogia bastante simples, apresentando-se zoneados (na provável sequência de formação): zona marginal com uma característica assembléia mineral: albita + quartzo + biotita + moscovita + turmalina (exceto na lavra do Ferreirinha que não possui turmalinas); zona mural com albita + microclina pertitizada + quartzo + berilo; zona intermédia com grandes cristais de quartzo e microclina pertitizada; núcleo de quartzo e corpos de substituição com formas irregulares e mineralogia variada. Além dos minerais acima citados ocorrem óxidos, sulfetos, fosfatos e outros silicatos.

Os feldspatos, berilos, micas e columbo-tantalitas foram analisados quantitativamente através de diferentes métodos, tendo sido obtidos os dados referentes à malha elementar para os dois últimos.

Os valores para a triclinicidade dos feldspatos potássicos, bem como os politipos das micas (moscovitas e moscovitas litiníferas, $2M_1$ ou associação deste politipo em $1M$ e $2M_2$, biotitas $1M$ e lepidolitas $2M_2$); foram obtidos e lançados nos perfis.

Através das análises por espectrografia por absorção de infravermelhos, constatou-se a presença, na estrutura da maioria dos minerais constituintes destes corpos de CH_4 , CO_2 , OH e H_2O .

Este último método citado demonstrou a substituição do silício tetraédrico, pelo boro, nas micas, feldspatos, quartzo, berilos e granadas em corpos onde não há ocorrência de turmalina, ou quando o aparecimento dela é bastante restrito.

O enriquecimento em elementos alcalinos nos feldspatos e micas é crescente da zona marginal em direção ao núcleo, enquanto para os elementos alcalinos-terrosos se dá em sentido contrário.

A cristalização dos corpos do Olho de Gato e Ferreirinha parecem ter seguido o modelo proposto por Uebel, sendo apresentada e discutida no texto.

As duas datações pelo método Rb/Sr são concordantes e representam o evento termo-tectônico Brasileiro, sendo interpretadas como a idade de cristalização dos pegmatitos.

Quanto à origem, a geoquímica dos minerais, principalmente feldspatos e micas, como também a não ocorrência de corpos graníticos próximos aos pegmatitos estudados, tende a ser interpretada como anatética.

ABSTRACT:

The Olho de Gato, Ferreirinha, Boi and Faria pegmatites belong to the huge Brazilian eastern pegmatite Province and are located 30 km northwestward from Governador Valadares in the State of Minas Gerais. The country rocks of these pegmatites are biotite bearing schists.

A more detailed study was carried out on the two first bodies according to the better quarrying facilities found there. In them the sampling of the major minerals was undertaken according to the internal zonation.

Three have been the main purposes of this work: (1) the gathering of morphological, mineralogical and geochemical evidences in the pegmatites themselves. (2) the understanding of the geological setting of these bodies; and (3) a final attempt to understand the petrogenesis and the internal evolution of these pegmatites.

To arrive at these purposes the pegmatites have been meticulously sampled according to its internal zonation. The zonation and sampling points of the major minerals (alkali feldspars and micas), have been recorded and charts prepared during the field work.

The polarization microscope, the x-ray diffraction and x-ray fluorescence, the microprobe, the infrared absorption, etc. Have been used in the laboratory studies of the sampled material. Rb-Sr ages of two samples have been also obtained.

The internal zonation, reflecting the morphology of the pegmatite body itself, and the major minerals occurring within the zones are: (1) border zone with albite, quartz, biotite, and book muscovite; (2) wall zone with albite, perthite and quartz mainly with graphic intergrowths; (3) intermediate zone with giant

perthites and quartz and (4) quartz core. Scattered in the pegmatites mainly in the hangingwall, occur small replacement bodies the major mineralogy of which is cleavelandite and brownish mica. Some of the minor minerals which have been found are: schorl it in the border zone; beryl and Ta poor columbites in the wall and intermediate zones; apatite and herderite in the replacement bodies and late hidrothermal minerals and sulfides.

The crystallization sequence of the minerals occurring in the pegmatites is presented and discussed in the text.

The chemical composition of alkali feldspars, beryls, micas and columbo-tantalites and the cell parameters of some of them have been determined according to its petrogenetic meaning.

The triclinicity values in the K, Na-feldspars the mica politipes as well have been determined. Among the mica politipes the most frequent of them is the $2M_1$, is muscovites and Li bearing muscovites. The lepidolites are of $2M_2$ type. The politipe 1M has been found associated with the biotites. Sometimes the politype $2M_1$ occurs associated with the 1M and/or $2M_2$ ones.

Through the infrared absorption of beryls, micas, feldspars, quartz, and others it became evident the presence of CH_4 , CO_2 , OH and H_2O within the structure of these minerals. In the tourmaline lacking pegmatites, as it appears in the Ferreirinha one, some of the infrared absorption diagrams of the same minerals show a very sharp absorption which has been identified as meaning the presence of B in tetrahedral sites.

The geochemistry of feldspars and micas seems to represent an anatetic origin for the pegmatitic material, which have been emplaced in biotite bearing schists seemingly without parent granites in the neighborhood.

The distribution pattern of the alkali elements in feldspars and micas and that of the Ca in the same minerals seems

to represent a crystallization trend according to the Uebel's model.

The two Rb/Sr ages are concordant and represent the Brazilian thermo tectonic event. They are interpreted to represent the crystallization age of the pegmatites.

PLANO DA DISSERTAÇÃO

Para um melhor entendimento do presente trabalho, apresenta-se a divisão do tema em capítulos, seguida de uma síntese do seu conteúdo.

Na introdução, procura-se abordar de forma genérica as características texturais e estruturais dos pegmatitos, bem como fornecer uma visão das províncias pegmatíticas brasileiras, dando destaque à Província Oriental, por nela se localizarem os corpos estudados.

O primeiro capítulo contém uma síntese da geologia regional e o posicionamento geológico e geográfico das lavras, com citação dos trabalhos anteriormente publicados, sem, contudo, chegar a um estudo detalhado da geologia, pois a temática principal acha-se relacionada à mineralogia, geoquímica e gênese dos pegmatitos.

A idade geológica dos corpos pegmatíticos é apresentada através de datação realizada em amostras de mica e feldspato, sendo esses dados comparados com outros já publicados, tanto na Província Oriental, como em outras províncias brasileiras. Esse assunto será discutido no segundo capítulo.

A estrutura zonada das Lavras do Ferreirinha e Olho de Gato, bem como a mineralogia desses corpos, e das Lavras do Boi e Faria, são discutidas no terceiro capítulo, através de perfis e do relacionamento do mineral com as zonas da estrutura a que pertencem. As duas últimas lavras não tiveram sua estrutura interna detalhada devido a impedimentos locais resultantes de problemas na extração.

Os capítulos 4 e 5 são dedicados ao estudo dos feldspatos alcalinos e micas, respectivamente. A estrutura da cela unitária, o grau de ordenamento estrutural, a triclinicidade dos

feldspatos, o politipismo nas micas foram determinados por meio de difração de raios X. Além da análise já citada, as análises por espectrografia de absorção de infravermelho e análises químicas por vários métodos foram aplicados na obtenção de dados geoquímicos e mineralógicos necessários às interpretações petrológicas e genéticas dos corpos.

Os quartzos e os minerais acessórios (berilos, turmalinas, granadas e columbo-tantalitas são estudados, principalmente, através de análises de difração de raios X, análises qualitativas por fluorescência de raios X e espectrografia por absorção de infravermelho, nos capítulos, 6 e 7 respectivamente.

No capítulo 8 analisa-se a evolução da cristalização interna dos corpos, dando ênfase ao estudo geoquímico das diferentes fases.

As teorias que tentam explicar a gênese dos corpos pegmatíticos são sumarizadas e apresentadas no capítulo 9 sendo finalmente discutida a origem dos corpos estudados à luz dos dados obtidos nos capítulos anteriores.

O capítulo 10 reúne as conclusões mais importantes conseguidas através dos métodos empregados, para um melhor conhecimento da mineralogia e geoquímica dos corpos pegmatíticos da região de Governador Valadares.

Finalizando, fornecemos dados relativos à metodologia empregada nos diversos métodos analíticos utilizados, em um apêndice.

I. INTRODUÇÃO

O presente trabalho se ocupa do estudo de quatro corpos pegmatíticos localizados nas proximidades da cidade de Governador Valadares, na região do vale do rio Doce, Minas Gerais.

Pegmatito é uma rocha de granulação muito grossa e constituída essencialmente por feldspato potássico, quartzo e micas, exibindo, porém, grande variedade de minerais acessórios, alguns dos quais conferindo-lhes via de regra valor econômico. O termo pegmatito foi utilizado em 1849 por Delesse para designar granito de granulação muito grossa. Em 1933, Landes define o termo da seguinte forma: "uma rocha holocristalina intrusiva composta essencialmente por minerais formadores de rochas que são desenvolvidos em parte por grãos individuais maiores do que os grãos dos mesmos minerais, que ocorrem na rocha plutônica equivalente, normal".

Além da granulação grossa, característica textural generalizada, os pegmatitos podem apresentar estrutura zonada ou não. O primeiro a reconhecer estrutura interna zonada em pegmatitos foi Hunt em 1971 (Cameron et al., 1949).

I.1. Províncias pegmatíticas brasileiras

Glycon de Paiva muito contribuiu para o desenvolvimento das pesquisas sobre pegmatitos, como também foi o primeiro a classificar as ocorrências pegmatíticas em províncias, baseando-se principalmente na sua localização geográfica.

As ocorrências pegmatíticas brasileiras foram por ele classificadas (Paiva, 1946) em três províncias: 1. Província Nordeste, dividida em região da Borborema, que se estende pelos estados do Rio Grande do Norte e Paraíba, e região do Ceará; 2. Província Oriental, da qual a bacia do rio Doce ocupa a porção

mais evidente, embora hajam corpos pegmatíticos de grande importância nas bacias dos rios Jequitinhonha, Mucuri, Paraíba e Pardo; 3. Província Meridional constituída pelos pegmatitos de Paranaapiacaba e do alto vale do Paraíba (Fig. I.1.).

Hoje, dados adicionais já permitem a individualização de outras províncias, várias delas anteriormente previstas por Paiva (1946): 1) A província do centro-norte de Goiás estudada por Marini et al. (1977), Andrade e Danni (1978), Martins e Lemos (1981); 2) A província pegmatítica do Amapá, descrita por Kloosterman (1970), e formada por corpos ricos em Sn, Ta e Nb que ocupam faixa de 200 km no sentido N-S; 3) A província pegmatítica do sul da Bahia ou do Itambê, correspondendo a porção setentrional da Província Oriental, assim designada por Misi e Azevedo (1971, 1975), que fazem referência à ocorrência de corpos pegmatíticos localizados em área situada ao norte do rio Pardo.

A Figura I.2., extraída da Rolff (1959), mostra as províncias classificadas por Paiva (1946), numeradas de 1 a 7, e as províncias previstas pelo autor, e numeradas de 1 a 3; as previstas 4 e 5 foram acrescentadas, utilizando dados de publicações já referidas.

1.1.1. Província Pegmatítica Oriental

A região leste de Minas Gerais e sul da Bahia, localizada nos vales dos rios Doce, Jequitinhonha, Mucuri, Paraíba e Pardo, formando a Província acima, será apresentada com maior detalhe, pois nela se encontram as lavras do Ferreirinha, Olho de Gato, Boi e Faria, tema central desta dissertação.

É a maior província pegmatítica brasileira, e foi a primeira a ser descoberta e estudada. Segundo Paiva (1946), a Província Oriental começou a ser explorada por entradistas e bandeirantes, desde aproximadamente 1550.

PROVÍNCIAS PEGMATÍTICAS BRASILEIRAS (PAIVA, 1946).

Figura 1.2

PROVÍNCIAS PEGMATÍTICAS BRASILEIRAS

MODIFICADO DE ROLFF, 1959

SEGUNDO PAIVA, 1946

- 1 CASCABEL
- 2 QUIXERAMOBIM
- 3 BORBOREMA
- 4 RIO JEQUITINHONHA
- 5 RIO DOCE
- 6 VOLTA GRANDE
- 7 MOGI DAS CRUZES

PROV. PEGMAT. PREVISTAS

- ① AMAPÁ
- ② RIO DAS CONTAS
- ③ ENCRUZILHADO DO SUL
- ④ BAHIA
- ⑤ GOIÁS

As formações pegmatíticas dessa região ocorrem numa faixa N-S, com cerca de 800 km de extensão e 100 a 150 km de largura. A faixa inicia-se ao sul, na cidade de Bicas, MG, e segue pela porção ocidental por Rio Piracicaba, Guanhões, Salinas até São João do Paraíso, na Bahia; na sua porção oriental, partindo de Bicas, ela passa por Espera Feliz, Conselheiro Pena e Teófilo Otoni, indo até Itambé e Conquista já na Bahia (Fig. I.3.).

Os pegmatitos da Província Oriental encaixam-se em litologias atribuídas a duas grandes unidades tectônicas distintas. As porções meridional e oriental da Província fazem parte da Faixa Dobrada Paraíba do Sul (segmento setentrional da Faixa Dobrada Ribeira de Hasui et al., 1975) do Ciclo Transamazônico, mas remobilizada no Ciclo Brasileiro. As porções setentrional e ocidental situam-se em terrenos da Faixa de Dobramentos Araçuai do Ciclo Brasileiro (Almeida et al., 1976) (Fig. I.4.).

Os pegmatitos que apresentam maior interesse econômico são os do alto e médio rio Doce, aflorando principalmente nas localidades de São José da Safira, Governador Valadares, Conselheiro Pena, Galiléia, Divino das Laranjeiras e outras (Pecora et al., 1949; Barbosa et al., 1966; Fanton et al., 1978; Moura et al., 1978; Correia Neves et al., 1981); e na parte média do rio Jequitinhonha, pelos municípios de Virgem da Lapa, Araçuai, Itinga e Salinas (Sã, 1977; Pedrosa Soares, 1979; Correia Neves et al., 1980a) (Fig. I.5.).

Na região do vale do rio Doce, os pegmatitos encaixam-se nos metamorfitos do Grupo Paraíba, tendo sido sua exploração e pesquisa grandemente desenvolvida na década dos 40, ao abrigo de convênio entre o D.N.P.M. e o U.S. Geological Survey. Presentemente, vem sendo incentivada exploração mais racional pela Metamig, procurando melhor aproveitamento não só dos minérios pobres (feldspatos, micas e quartzo), mas também dos berilos, pedras coradas, etc., tradicionalmente garimpadas.

FIGURA 1.3 PROVÍNCIA PEGMATÍTICA ORIENTAL
SEGUNDO PUTZER, 1.976

ÁREAS COM :

TRAÇOS VERTICAIS - DISTRITOS PEGMATÍTICOS RICOS EM MICA

TRAÇOS INCLINADOS - ALUVIÕES AURÍFERAS

LINHAS CRUZADAS - ALUVIÕES COM PLATINA

PONTEADAS - DISTRITOS DIAMANTÍFEROS

CÍRCULOS NEGROS - VEIOS AURÍFEROS

A - BERILO

Ph - FERNACITA

Sp - ESPODUMÊNIO

Sm - ESMERALDA

Am - AMETISTA

T - TURMALINA

To - TOPÁZIO

Chr - CRISOBERILO

Mor - MORGANITA

And - ANDALUSITA

D - DIAMANTE

FIGURA I.4. SÃO FRANCISCO CRATON (Almeida et al., 1976).

- 1 - Pre-Trans-Amazonic and Trans-Amazonic undifferentiated areas. Caraíba Complex (I) Jacobina Group (II), Jequiê Complex (III), Quadrilátero Ferrífero (IV). 2 - Uruaçu Folded Belt and Guaxupé Massif (V). 3 - Espinhaço Belt and related covers on the Diamantina Plateau (VI). 4 - Trans-Amazonic areas rejuvenated during the Brasiliano Cycle. 5 - Brasiliano units: Brasília Fold Belt (VII), Northeastern Fold Region (VIII), Sergipano Fold Belt (IX), Araçuaí Fold Belt (X). 6 - Sedimentary covers correlative of the Brasiliano Cycle: Bambuí Group in the São Francisco Basin (XI) and in the Salitre-Jacaré Basin (XII) Rio Pardo (XIII). 7 - Phanerozoic Sedimentary covers. 8 - Major faults. 9 - Craton limit. Arrows indicate vergences.

FIGURA 1.5 ÁREAS COM PEGMATITOS DE MAIOR INTERESSE ECONÔMICO
 SEGUNDO DINIZ FILHO, 1.978

MUNICÍPIOS ABRANGIDOS

- ÁREA ① ITINGA, ARAÇUAÍ, TEÓFILO OTONI, VIRGEM DA LÁPA E SALINAS
- ÁREA ② MINAS NOVAS
- ÁREA ③ SÃO SEBASTIÃO DO MARANHÃO
- ÁREA ④ SÃO JOSÉ DO SAFIRA
- ÁREA ⑤ NACIP RAYDAN
- ÁREA ⑥ SABINÓPOLIS
- ÁREA ⑦ GOV. VALADARES, GALILÉIA, DIVINO DAS LARANJEIRAS, MENDES PIMENTEL E CONSELHEIRO PENA
- ÁREA ⑧ RESPLENDOR
- ÁREA ⑨ SÃO JOÃO DEL REI

Na região do médio Jequitinhonha, os pegmatitos encaixam-se quer em metassedimentos do Grupo Salinas (Pedrosa Soares et al. 1984), quer em granitóides. Nessa porção da Província Oriental, com os dados de pesquisas já disponíveis, é possível subdividi-la em dois distritos mineralizados distintos: 1) Distrito lítio-estaniífero de Araçuaí-Itinga (Sá, 1977); 2) Distrito de pegmatitos com berilos e turmalinas mais pobres em lítio de Virgem da Lapa-Coronel Murta-Rubelita (Monteiro, 1979; Pedro sa Soares, 1979, 1981; Jardim et al. 1980; Correia Neves et al. 1980).

A Província Oriental, segundo previsões de Glycon de Paiva, é a maior província produtora de mica do mundo, com este agrupamento mineral estabelecendo um marco histórico, pois o aproveitamento das micas na década das 40 mobilizou vários pesquisadores para essa região (Pecora, Larrabee, Fraya, Klepper, Licínio Barbosa), e representou um ciclo da história econômica do Brasil, no setor mineral. Outros produtos, além das micas, desempenham hoje papel preponderante, como: 1) Minerais Industriais: feldspatos, caulim, pegmatito gráfico; 2) Minérios: berilos, columbo-tantalitas, cassiterita e minerais de lítio; 3) Gemas: pedras coradas e peças para coleções.

1. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA

1.1. Localização e Acesso

Os corpos pegmatíticos estudados localizam-se na Folha de Marilac (MI-2463, escala 1:50.000), distando 30 km de Governador Valadares, esta a principal cidade da região do vale do rio Doce em Minas Gerais.

A área de estudo situa-se a 324 km de Belo Horizonte e pode ser alcançada através das rodovias asfaltadas BR-262, que liga a capital mineira à cidade de João Monlevade, e BR-381, que completa o percurso até Governador Valadares. A etapa final Governador Valadares-lavras é feita através de rodovias não pavimentadas.

O acesso à principal cidade do vale do rio Doce pode ser efetuado também através das ferrovias Rede Ferroviária Federal e Estrada de Ferro Vitória Minas, que cobrem trajeto Belo Horizonte-Nova Era-Governador Valadares; e, ainda, por via aérea, pois há vôos diários partindo da capital mineira.

As Lavras do Olho de Gato, Boi, Ferreirinha e Faria, que são o objetivo principal deste trabalho, acham-se limitadas pelas coordenadas geográficas 18°30' a 19°00' de latitude sul e 42°00 a 42°15' de longitude oeste (Fig. 1.1.).

1.2. Clima, Vegetação, Hidrografia e Geomorfologia

A conceituação concernente ao clima foi elaborada com o emprego da classificação de Köppen (1948). O regime das chuvas é o elemento preponderante na variação do clima, dessa maneira, a caracterização dos diferentes tipos e variedades climáticas é efetuada através de pluviogramas.

FIGURA 1.1. MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

Na área de trabalho o clima é do tipo AW. Esta categoria é caracterizada por uma estação seca bem acentuada, coincidindo com o inverno, e recebe a denominação de tropical subquente e subseco. As temperaturas, no mês mais frio, variam entre 15° e 19°.

A vegetação predominante é conhecida com o nome de florestas mesófilas ou floresta estacional subcaducifólia tropical pluvial, que se caracteriza por caules delgados, pela maior penetração de luz e abundância de cipós mais ou menos lenhosos (Fontes *et al.*, 1978).

A região das lavras é drenada ao norte pelo ribeirão do Bugre que é afluente do rio Suaçuí Grande, e, ao sul, pelo córrego do Ferreirinha, afluente do ribeirão do Onça, que desagua no rio Suaçuí Pequeno. Tanto o Suaçuí Grande como o Pequeno são afluentes da margem esquerda do rio Doce.

No tocante à geomorfologia, o trabalho mais completo sobre a área é o do mapeamento do Projeto Radar-Minas Gerais, efetuado em 1977, que enquadra a região do rio Doce em duas unidades de relevo, a saber:

Unidade 1 - Depressões interplanálticas

Unidade 2 - Planaltos dissecados

A unidade 2 é a característica da área dos pegmatitos investigados, onde predomina um relevo fortemente influenciado pela erosão diferencial, dando origem ao aparecimento de morros e pontões rochosos, onde afloram dominantemente formações do Grupo Paraíba.

1.3. Geologia

1.3.1. *Trabalhos geológicos e mineiros anteriores*

A geologia da área não foi objeto desta pesquisa, sendo portanto, as breves notas sobre a região resultantes de con-

sultas bibliográficas.

Vários pesquisadores trabalharam na região do rio Doce, principalmente na década dos 40, durante a Segunda Grande Guerra. O interesse maior naquela época estava ligado à produção de mica e ao conhecimento das reservas desse mineral, como também de outros considerados de importância estratégica. Foram realizados estudos sistemáticos nas jazidas dessa área, o que originou uma série de publicações avulsas da Divisão do Fomento da Produção Mineral do D.N.P.M. (Larrabee e Fraya, 1945; Klepper et al., 1945; Pecora e Barbosa, 1945a,b) culminando posteriormente com a publicação síntese de Pecora et al. (1949).

Em 1963, O D.N.P.M. iniciou trabalho de mapeamento da região, através de programa que contou com a colaboração dos técnicos da Geosol. O mapa preliminar resultante, contendo notas explicativas, foi publicado por Barbosa et al., (1966).

Em 1976, Costa e Romano elaboraram o Mapa Geológico de Minas Gerais, na escala 1:1.000.000, através de um convênio IGA-SEPLAN/IBGE.

A C.P.R.M. foi encarregada do desenvolvimento de dois projetos, o primeiro na região do vale do Jequitinhonha e o segundo na do rio Doce. Estes dois programas foram fundidos em 1974, recebendo a denominação de Projeto Jequitinhonha. No ano seguinte, foi apresentado um relatório preliminar.

O objetivo principal desse projeto visava o mapeamento geológico regional, na escala 1:250.000, como contribuição para avaliar o potencial econômico-mineral da região. Esse mapeamento foi também utilizado na preparação da Carta Geológica ao Milionésimo do Brasil. O relatório final consta de doze volumes, com o segundo deles reunindo os mapas (Fontes et al., 1978).

Nesse mesmo ano, o Instituto de Geociências Aplicadas desenvolveu um projeto de confecção de cartas geológicas do Es-

tado de Minas Gerais na escala 1:500.000, utilizando para tanto base geográfica organizada a partir de folhas planimétricas na escala 1:250.000, elaboradas pelas equipes de geografia e cartografia daquela unidade mediante interpretação de mosaicos semi-controlados de imagens de radar (Projeto Radar-Minas Gerais).

Estudos sobre a evolução geológica do Pré-Cambriano da área em apreço têm sido desenvolvidos por numerosos pesquisadores. Dadas as características do presente trabalho, não foi possível a realização de uma revisão detalhada dos problemas geológicos quer na escala regional, quer local. Elementos para este fim podem porém ser encontrados nas publicações de Almeida et al. (1976), Hasui et al. (1975, 1978) e Siga Jr. et al. (1982).

1.3.2. *Geologia local*

O mapa de localização das lavras (Fig. 1.2.) teve sua elaboração fundamentada nas Cartas 1:250.000 de Guanhões (SE-23 Z-B) e Governador Valadares (SE-24-X-A) do Projeto Jequitinhonha, conjugadas com a Folha de Belo Horizonte, na escala 1:500.000, do Projeto Radar-Minas Gerais.

Os corpos pegmatíticos encontram-se encaixados em rochas do domínio $\rho\epsilon\pi xq$ (Folha de Belo Horizonte), que são biotita xistos granatíferos e moscovíticos do Grupo Paraíba, e diferentes dos biotita xistos do domínio $\rho\epsilon\pi bx$ da região de Tumiritinga, que foram descritos por Barbosa et al. (1966) como xistos São Tomé. Fontes et al. (1978) enquadraram-os no Complexo Gnáissico-migmatítico da Associação Barbacena-Paraíba do Sul, por encontrar dificuldades na separação dessas rochas em aerofotos face à falta de padrão textural definido.

Esses xistos, na porção ocidental da área, assentam-se sobre rochas do embasamento granítico-gnáissico indiviso ($\rho\epsilon in$), enquanto que do lado oriental fazem contato com gnáisses bandados mais ou menos migmatizados ($\rho\epsilon\pi gn$) considerados também do

FIGURA 1.2. MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS LAVRAS

PRÉ-CAMBRIANO INDIFERENCIADO
ASSOCIAÇÃO BARBACENA/PARAÍBA DO SUL

pCpxq
Biotita - xistos granatíferos e moscovíticos, por vezes sillimaníticos - Intercalações de quartzitos (GRUPO PARAÍBA)

pCgm **pCgmgr**
COMPLEXO GNAISSICO-MIGMATÍTICO
pCgm - Biotita gnaisses bandados localmente migmatíticos, biotita granada gnaisses, granito gnaisses, migmatitos, gnaisses catolíticos, gnaisses finalíticos, quartzitos, anfibolitos, calcossilicáticas, intercalações subordinadas de xistos abiotita, granada, estaurólito, feldspato. Corpos lenticulares de anfibolitos em parte granatíferos, associados a xistos com quartzo, moscovita, biotita, clonita, granada, grafita, estaurólito, grossier e porfiroblastos, xistos a quartzo, biotita, sillimanita, feldspato, granada, intercalações de rochas quartzíticas grossieiras a conglomeráticas, por vezes finas e médias, de cor clara, micáceas (biotita, moscovita) e/ou feldspáticas, em parte com sillimanita ou megacristos, com estruturas macia e foliada ou laminada; quartzitos subordinados. Formação ferrífera, com hematita, hematita especular, rocha básica e quartzito ferruginoso.

pCgmgr - Rochas graníticas e granito-gnaisses, com estrutura máfica a orientada, leucocráticas, porfiroblastos, quartzos, microclina, biotita e/ou hornblenda, plagioclásio, magnetita, por vezes com granada.

β
Rochas de natureza básica a localmente intermediária, ocorrendo frequentemente em forma de diques, gabros, anfibolitos, metabásicas.

γ
Granitos de cor cinza, granulação fina a grossieira, localmente porfiríticos.

- Contato definido
- - - Contato aproximado
- Falha definida
- - - Falha provável
- Falha inversa ou de empurrão
- - - Fraturas
- Lineamento estrutural
- Direção e mergulho da foliação ou xistocidade
- Direção e mergulho da foliação catolítica
- Direção da foliação catolítica com mergulho vertical

- ✕ Lavras estudadas
- Garimpo em atividade
- Garimpo paralizado

- ⬜ Cidade
- Vila
- Povoador
- Fazenda
- Drenagem
- Lagoa
- Estrada pavimentada
- Estrada de tráfego permanente
- Caminho ou trilha

PROJETO JEQUITINHONHA - MG
MAPA GEOLÓGICO

Guanhaes
Folha: SE-23-Z-B
Governador Valadares
Folha: SE-24-Y-A
ESC. 1: 250.000
1978

PROJETO RADAR - MINAS GERAIS
MAPA GEOLÓGICO

Belo Horizonte
ESC. 1: 500.000
1978

Grupo Paraíba.

Os granitóides mais próximos afloram alinhados na direção N-S. Desses, a intrusão do Ibituruna, em Governador Valadares, dista, em linha reta, cerca de 20 km do local de afloramento dos pegmatitos.

2. GEOCRONOLOGIA

Várias datações foram realizadas em amostras de rochas e minerais da Província Oriental, tanto pelo método K-Ar, como pelo Rb-Sr.

Para uma melhor interpretação genética dos corpos pegmatíticos investigados, foram enviadas duas amostras, uma de mica (moscovita) e outra de feldspato (microclina), ao Laboratório de Geocronologia da U.S.P. para serem datadas pelo método Rb-Sr. Os dados obtidos constam da Tabela 2.1.

Amostra Nº	Nº Laboratório U.S.P.	Material	Lavra	Rb ppm	Sr ppm	Idade m.a. Rb-Sr
2303	6888	Moscovita	Ferreirinha	2043	5,1	497 $\pm$ 13
2545	6889	Microclina	Olho de Gato	1180	5,6	501 $\pm$ 14

Tabela 2.1. Dados geocronológicos de minerais dos pegmatitos

A razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ é igual a 0,705 e o valor utilizado para a constante de desintegração relativa ao Rb^{87} $1,42 \times 10^{-11}$ anos $^{-1}$.

Os dados acima são concordantes com outros valores coligidos para pegmatitos próximos da cidade de Governador Valadares. Dirac e Ebert (1967) noticiaram idades em moscovita de um pegmatito de Manhauçu, pelo método K-Ar, com valores de 556 ± 16 e 505 ± 10 m.a.; Cordani (1973) atribuiu idade de 408 ± 8 m.a. à moscovita de um pegmatito de Governador Valadares.

Foram datadas amostras de mica e feldspato provenientes da região de Eugêópolis-Caparaô, que também exibem, segundo Cordani et al. (1973), idades concordantes com as fornecidas

neste trabalho. Os dados referentes a essa última citação foram determinados em moscovita, pelo método K-Ar e Rb-Sr, e em feldspato, pelo Rb-Sr. As idades são, respectivamente, 454 ± 23 m.a. e 452 ± 15 m.a. para a mica, e 476 ± 15 m.a. para o feldspato.

2.1. Outras datações na Província Pegmatítica Oriental

Siga Jr. *et al.* (1982) apresentam apêndice contendo dados geocronológicos da parte setentrional da Faixa Ribeira, no qual aparecem nove datações em minerais de pegmatitos da Província Oriental, sendo sete em moscovita e dois em feldspato. A maioria das amostras de mica foi datada pelo método K-Ar, com idades entre 450 e 480 m.a., enquanto os feldspatos foram datados pelo método Rb-Sr e mostram idades que variam de 492 ± 15 a 415 ± 19 m.a.

Da região de Araçuaí, existem duas datações realizadas por Haroldo Sá, em 1977, em moscovita pelo método K-Ar. As idades encontradas foram 467 ± 18 m.a. para a Lavra da Cachoeira e 490 ± 12 m.a. para a Lavra do Maxixe.

Além dos resultados de Dirac e Ebert (1977) para moscovitas de um pegmatito de Manhuaçu, há ainda dois dados de um pegmatito de Bicas, ao sul da Província Oriental, onde as moscovitas foram datadas pelo método K-R em 511 ± 14 m.a. e 483 ± 12 m.a.

2.2. Datações de outras Províncias Pegmatíticas

As datações realizadas em minerais de pegmatitos da Província Nordestina exibem valores efetuados entre 516 m.a. e 579 m.a., enquanto duas biotitas da Província Meridional possuem idades de 623 ± 65 e 663 ± 68 m.a. (Dirac e Ebert, 1977).

Em Minas Gerais, na região de São João del Rei, as datações de moscovita do Pegmatito de Volta Grande deram idade

mais elevada que a dos demais pegmatitos, de 1.105₊₃₉ a 1.186₊₉₈ m.a. (Guimarães, 1951).

2.3. Conclusões

Da comparação dos dados publicados com os obtidos para as lavras do Olho de Gato e Ferreirinha, pode-se concluir que os pegmatitos em questão foram formados durante o Ciclo Brasileiro (450 a 650 m.a.), como todos os demais pegmatitos da Província Oriental, e também os da Província Nordeste e Meridional.

A única exceção entre as datações citadas é a dos pegmatitos de São João del Rei, que, caso confirmada, obrigaria a relacionar esses corpos com um evento orogênico anterior ao Brasileiro.

3. OS CORPOS PEGMATÍTICOS

3.1. Introdução

Dos pegmatitos aflorantes na região do vale do rio Doce, próximo à cidade de Governador Valadares, foram escolhidos quatro corpos para serem estudados do ponto de vista mineralógico, geoquímico e genético.

Dois desses corpos foram analisados com maior detalhe, pois estavam sendo lavrados, enquanto nos outros dois, Lavra do Boi e do Faria, não houve essa possibilidade, em virtude de o trabalho de lavra ter-se iniciado muito recentemente no primeiro, assim que nela só se encontra um amplo salão, logo após à abertura de entrada; e o segundo, devido às chuvas e ao métodos de lavra, se acha entulhado pelo abatimento das galerias.

A mineralogia e associações paragenéticas das Lavras do Boi e Faria são mostradas nas Tabelas 3.1. e 3.2.

Nas Lavras do Ferreirinha e Olho de Gato foram elaborados perfis que contemplam as duas paredes limitantes das galerias mais extensas desses corpos (perfis 3.1. e 3.2.). Infelizmente, uma vez que a lavra não foi acompanhada, como seria desejável, dos correspondentes estudos geológico e cartográfico, não é possível ter-se uma imagem objetiva das formas e dimensões das porções desmontadas nesses corpos pegmatíticos.

3.2. Estrutura dos corpos

3.2.1. Lavra do Ferreirinha

A Lavra do Ferreirinha possui estrutura muito semelhante à zonada de Cameron et al. (1949) para os pegmatitos hetero-

CLASSE	MINERAL	FÓRMULA CRISTALOQUÍMICA	ASSOCIAÇÃO
Óxidos	Óxidos de Mn	-	Dendritos e pontos - generalizada
Fosfatos	Apatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$	Albita, moscovita, quartzo e granadas
Silicatos	Biotita	$\text{K}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_{6-4}(\text{Fe}^{+3}, \text{Al}, \text{Ti})_{0-2}[\text{Si}_{6-5}\text{Al}_{2-3}\text{O}_{20}](\text{OH}, \text{F})_4$	Moscovita, quartzo e granadas
	Moscovita	$\text{K}_2\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}](\text{OH}, \text{F})_4$	Corpos de substituição, zona gráfica
	Turmalina	$\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH}, \text{F})_4$	Corpos de substituição
	Granadas	$(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	Pegmatito gráfico, feldspatos K e corpos de substituição
	Caulinita	$\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$	Feldspato K e Na
	Albita	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	Feldspato pertitizado e corpos de substituição
	Microclina	KAlSi_3O_8	Zona gráfica e intermédia
	Quartzo	SiO_2	Generalizada

TABELA 3.1. Minerais da Lavra do Boi: paragênese e localização.

CLASSE	MINERAL	FÓRMULA CRISTALOQUÍMICA	ASSOCIAÇÃO
Óxidos	Óxido Mn		Dendritos e pontos em feldspatos e quartzo
	Columbo-tantalita	$(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$	Feldspato, quartzo, turmalina negra e autunita
Fosfatos	Autunita	$\text{Ca}[\text{UO}_2][\text{PO}_4]10\text{H}_2\text{O}$	Feldspato, quartzo e outros
Silicatos	Biotita	$\text{K}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_{6-4}(\text{Fe}^{+3}, \text{Al}, \text{Ti})_{0-2}[\text{Si}_{6-5}\text{Al}_{2-3}\text{O}_{20}](\text{OH}, \text{F})_4$	Feldspato branco, quartzo e moscovita
	Moscovita	$\text{K}_2\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}](\text{OH}, \text{F})_4$	Clevelandita, feldspato branco, quartzo e turmalinas
	Moscovita litinífera	$\text{Al}_2\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}](\text{OH}, \text{F})_2$	Albita, quartzo, turmalina e moscovita
	Caulinita	$\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$	Albita e micas
	Albita	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	Quartzo, turmalina e micas
	Microclina	KAlSi_3O_8	Amostra isolada
	Turmalina	$\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH}, \text{F})_4$	Com mica rósea, albita e quartzo
	Granada	$(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	Cristais isolados
	Berilo	$\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	Albita e turmalina
	Cooqueita	$\text{LiAl}_4(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	É um pseudomorfo do espodumênio, ocorre com turmalina e quartzo

TABELA 3.2. Minerais da Lavra do Faria e paragênese.

Perfil 3.1.

LAVRA DO FERREIRINHA, PAREDE LESTE E OESTE COM RELAÇÃO DA AMOSTRAGEM.

Perfil 3.2.

LAVRA DO OLHO DE GATO, PAREDES QUE LIMITAM A GALERIA COM RELAÇÃO DA AMOSTRA GEM.

gêneos.

Se nos deslocarmos através da galeria principal, que tem orientação SW-NE e pouco mais de 50 m de comprimento, da entrada até o fundo da lavra, pode-se observar a rocha encaixante, a zona marginal, a zona mural, a zona intermédia, o núcleo e os corpos de substituição. A disposição das diferentes zonas na estrutura do corpo é altamente didática, com todas as unidades aflorantes nessa galeria.

As características das zonas, bem observadas na lapa do corpo pegmatítico, são relatadas a seguir:

3.2.1.1. Zona Marginal - A zona mais externa do pegmatito é formada por quartzo incolor a cinza claro, plagioclásio sódico e moscovita. Ocorre segundo uma faixa de 0,30 a 40 m de espessura, que mantém constante e com limites bem delineados. Posiciona-se concordantemente, logo acima da rocha encaixante, um biotita xisto.

3.2.1.2. Zona Mural - Localizada acima da zona marginal, estende-se por uns 40 m, aflorante, com uma espessura de 2,5 a 3,0 m. Constituída por pegmatito gráfico com intercrescimento de microclina, às vezes macropertitizada, e quartzo; ocorrendo ainda moscovita e granada. A proporção dos minerais no pegmatito gráfico, obtida por análise modal, varia entre os limites seguintes: quartzo 25 a 33%, microclina 55 a 65%, plagioclásio 10 a 15% e moscovita menor que 1%.

3.2.1.3. Zona Intermédia - Na zona intermédia aparecem como minerais essenciais, quartzo e feldspato potássico claro e intensamente macropertitizado, enquanto berilo, columbo-tantalita e ainda moscovita correspondem às fases

acessórias.

Os feldspatos dessa zona chegam a alcançar 4,0 a 5,0 m de altura por 2,0 ou 3,0 m de largura e, por essa razão, alguns monocristais gigantes foram destacados no perfil.

Na zona intermêdia, mais que nas zonas marginal e mural, foram coletadas sistematicamente numerosas amostras para estudos mineralógicos e geoquímicos que serão referidos em outros capítulos deste trabalho.

3.2.1.4. Núcleo - Consistindo essencialmente de quartzo, mostra-se exposto, como pode ser constatado através do perfil, por uma extensão de 25,0 m com 2,0 m de espessura média.

3.2.1.5. Corpos de substituição - Massas compostas por albita lamelar formam todo o teto da galeria, que alcança por vezes altura superior a 10,0 m. As fâculas de moscovita com 15,0 a 20,0 cm de comprimento são muito abundantes. São encontrados ainda berilos, variedade água-marinha em espécimes muito bonitos de coloração intensa; granadas que chegam a medir 4,0 a 5,0 cm de diâmetro e também berilos para utilização industrial, denominados na região de "escora" de berilo.

A Tabela 3.3. apresenta a relação dos minerais da Lavra do Ferreirinha com a sua ocorrência nas diferentes unidades e a Fotografia 3.1. mostra aspectos da lavra.

3.2.2. Lavra do Olho de Gato

Este corpo, com dimensão maior do que os anteriormente descritos, possui mineralogia mais variada, com um número maior de espécies nas classes dos fosfatos e silicatos. (Tabela 3.4.).

CLASSE	MINERAL	FÓRMULA CRISTALOQUÍMICA	OCORRÊNCIA
Sulfetos	Pirita	FeS_2	Corpos de substituição
Óxidos	Óxidos de Mn		Generalizada
	Columbo-tantalita	$(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$	Zona intermédia
Fosfatos	Autunita	$\text{Ca}[\text{UO}_2][\text{PO}_4]10\text{H}_2\text{O}$	Dispersa principalmente sobre os feldspatos
Silicatos	Biotita	$\text{K}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_{6-4}(\text{Fe}^{+3}, \text{Al}, \text{Ti})_{0-2}[\text{Si}_{6-5}\text{Al}_{2-3}\text{O}_{20}](\text{OH}, \text{F})_4$	Zona marginal
	Moscovita	$\text{K}_2\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}](\text{OH}, \text{F})_4$	Corpos de substituição, zonas marginal e mural
	Gaulinita	$\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$	Zona marginal
	Berilo	$\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	Zona intermédia e corpos de substituição
	Granada	$(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	Corpos de substituição, zonas mural e marginal
	Albita	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	Zonas intermédia, marginal e mural. Corpos de substituição
	Microclina	KAlSi_3O_8	Zonas marginal, mural e intermédia
	Quartzo	SiO_2	Núcleo, zonas intermédia, mural e marginal. Corpos de substituição

TABELA 3.3. Minerais da Lavra do Ferreirinha e suas zonas de ocorrência.

Fotografia 3.2.

ASPECTOS DA LAVRA DO FERREIRINHA

Aspectos da entrada da Lavra do Ferreirinha, vendo-se na porção inferior à esquerda, uma faixa do xisto, encaixante seguido das zonas marginal (pouco visível) e mural, onde o material se encontra bastante intemperizado.

CLASSE	MINERAL	FÓRMULA CRISTALOQUÍMICA	OCORRÊNCIA
Óxidos	Óxido de Mn	-	Dendritos e pontos-generalizada
	Columbo-tantalita	$(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$	Zona intermédia e corpos de substituição
Fosfatos	Apatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F})$	Corpos de substituição
	Autunita	$\text{Ca}[\text{UO}_2][\text{PO}_4]10\text{H}_2\text{O}$	Dispersa sobre os feldspatos e micas claras
	Herderita	$\text{CaBe}(\text{PO}_4)\text{F}$	Corpos de substituição
	Torbernita	$[\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8-12\text{H}_2\text{O}]$	(Wegner, 1983)
	Meta-Ankoleíta	$\text{K}_2[\text{UO}_2][\text{PO}_4]6\text{H}_2\text{O}$	(Wegner, 1983)
Silicatos	Moscovita	$\text{K}_2\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}](\text{OH}, \text{F})_4$	Corpos de substituição. Zonas marginal e mural
	Moscovita litiníf.	$\text{K}_2\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}](\text{OH}, \text{F})_4$	Corpos de substituição
	Biotita	$\text{K}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_{6-4}(\text{Fe}^{+3}, \text{Al}, \text{Ti})_{0-2}[\text{Si}_{6-5}\text{Al}_{2-3}\text{O}_{20}](\text{OH}, \text{F})$	Zonas mural e marginal
	Caulinita	$\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$	Zona marginal
	Albita	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	Zonas marginal, intermédia e mural Corpos de substituição
	Microclina	KAlSi_3O_8	Zonas marginal, mural e intermédia
	Quartzo	SiO_2	Núcleo, zonas intermédia, mural e marginal. Corpos de substituição
	Berilo	$\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	Zonas intermédia, mural e marginal. Corpos de substituição
	Bertrandita	$\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$	Em berilos
	Bavenita	$\text{Ca}_4\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_9\text{O}_{26}(\text{OH})$	Em berilos
	Granada	$(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	Zonas marginal e mural. Corpos de substituição
	Turmalina	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})[\text{Fe}^{+2}, \text{Mg}, (\text{Al}+\text{Li})]_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH})_4$	Zona marginal e corpos de substituição

TABELA 3.4. Minerais da Lavra do Olho de Gato e suas zonas de ocorrência.

Entretanto, a galeria representada no Perfil 3.2. está localizada essencialmente na zona intermédia do corpo pegmatítico, numa posição que não atinge o núcleo. Isto é consequência da lavra para feldspato, que é retirado essencialmente a partir dos grandes cristais da zona intermédia do corpo pegmatítico.

A rocha encaixante, que se acha representada no início do perfil, é um xisto semelhante àquele da Lavra do Ferreirinha, também muito intemperizado. Na porção correspondente ao encosto imediato com a zona marginal há uma faixa de 0,5 m de turmalinito (Fotografia 3.2.).

Na estrutura do corpo distinguem-se as seguintes unidades:

3.2.2.1. Zona Marginal - É caracterizada pela ocorrência de feldspato potássico, plagioclásio, ambos pouco caulinizados, quartzo e bastante mica, tanto claras como biotitas. Há uma região de transição muito nítida, diferenciada pela diminuição do aparecimento das micas. Ainda ocorrem cristais de berilo em prismas longos e turmalinas negras.

3.2.2.2. Zona Mural - O pegmatito gráfico que constitui esta zona apresenta variação na dimensão dos grãos, passando de granulação fina, na porção mais próxima à zona marginal, a média, quando se aproxima da zona intermédia. Não há mudança brusca na textura do pegmatito gráfico de uma zona para outra, notando-se apenas um aumento do grão até alcançar as grandes dimensões dos cristais que formam a zona intermédia. Observam-se ainda, no meio do pegmatito gráfico médio, porções de gráfico muito fino.

A mineralogia da zona é determinada principalmente pelo intercrescimento de microclina pertitizada com quartzo. Há regiões onde a biotita aparece em fâculas

Fotografia 3.2.

LAVRA DO OLHO DE GATO

Aspectos do turmalinito, encontrado na Lavra Olho de Gato. Na porção inferior vemos a rocha encaixante, e na superior a zona mural. A zona marginal apresenta-se logo acima do turmalinito e é caracterizada por um maior conteúdo em micas.

de 20 a 30 cm de dimensão; em outras, ocorre berilo, tam
bém em prismas longos, como os existentes na zona margi
nal.

A relação feldspato/quartzo cresce com o aumento da dimensão dos minerais que compõem a rocha. No pegmatito gráfico fino, a percentagem de microclina varia de 62 a 70%, a de quartzo de 19 a 25% e a de plagioclásio de 10 a 12%. A moscovita ocorre em proporção menor que 1%.

- 3.2.2.3. Zona Intermédia - O feldspato potássico, quase sempre macropertitizado, apresenta brilho perláceo intenso, em cristais muito desenvolvidos, que representam, juntamen
te com o quartzo, a mineralogia principal da zona inter
média.

Esta zona alcança até o teto da lavra, chegando em algumas porções a atingir espessura de 6,0 m.

Próximo ao teto, nas regiões mais altas, tanto na zona intermédia como na mural, há ocorrência de grandes massas, muitas vezes com albita de estrutura lamelar, de corpos de substituição, que se descrevem a seguir.

- 3.2.2.4. Corpos de Substituição - Formados principalmente por al
bita lamelar (clevelandita), quartzo e moscovita. Como mineralogia acessória contém berilo (água-marinha), tur
malinas negras e verdes, columbo-tantalitas e granadas.

Os berilos acham-se alterados em minerais de baixa temperatura, identificados como bertrandita e baveni
ta.

Algumas massas são formadas de albita sacaróide, encontrando-se nelas apatita. Em outras, o intercrescimento gráfico de quartzo e turmalina negra é muito ca
racterístico.

Em um túnel não mapeado, a albita lamelar está intercalada com columbo-tantalita de habito idêntico. Neste mesmo local, a albita sacaróide ocorre na forma de "buchos" e em associação com moscovita litinífera em lamelas diminutas.

Ocasionalmente, aparecem outros minerais, em cristais bem formados, como por, exemplo, herderita.

A mineralogia da lavra do Olho de Gato é sumarizada na Tabela 3.4., juntamente com as suas zonas de ocorrência.

4. FELDSPATOS

4.1. Introdução

Os feldspatos constituem um grupo de minerais que pertence à sub-classe tectossilicatos, onde ocorre o maior grau de polimerização das unidades SiO_4 . Nessa sub-classe todos os quatro oxigênios do tetraedro são compartilhados pelos tetraedros vizinhos, apresentando uma estrutura tridimensional.

A importância desse grupo reside no fato de serem os feldspatos os mais importantes minerais formadores de rochas, sendo encontrados em uma ampla variedade de condições geológicas. Devido à ubiquidade apresentada, são eles utilizados nas classificações petrográficas, levando em consideração o tipo e abundância na rocha (Barth, 1969 e Correia Neves, 1981).

Há três "moléculas" químicas de feldspatos formadores de rochas. A molécula ortoclásio, $\text{KAlSi}_3\text{O}_8(\text{Or})$, a albita, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8(\text{Ab})$, e a anortita, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

Em temperaturas elevadas há uma completa solução sólida entre Ab e Or, o que propicia a produção de cristais com composição química intermediária entre os dois extremos, constituindo desta maneira a série dos feldspatos alcalinos. Os membros desta série contêm em geral menos de 5 a 10% da molécula cálcica em solução sólida, entretanto, os membros ricos em sódio podem apresentar um pouco mais.

A molécula KAlSi_3O_8 pode se apresentar em dois arranjos estruturais diferentes: C2/m espécie monoclínica, o ortoclásio e a sanidina, e C1 espécie triclínica, a microclina (nome introduzido na literatura por Breithaupt, 1830a, segundo Barth, 1969).

Os feldspatos alcalinos de acordo com a composição química apresentada e seu estado estrutural, podem ser classifica-

dos nas quatro seguintes séries (Deer et al. 1966):

1. Alta-albita → alta sanidina
2. Alta-albita → baixa-sanidina
3. Baixa-albita → ortoclásio
4. Baixa-albita → microclina

A Figura 4.1. ilustra a série dos plagioclásios (série isomórfica de feldspatos constituída pelas moléculas albíticas, Ab, e anortíticas, An) e a primeira série dos feldspatos alcali-

Nas séries de mais baixa temperatura, albita-ortoclásio e albita-microclina, a solução sólida fica restrita a intercrescimento de fases Na na fase potássica. Se este intercrescimento

Figura 4.1. Composição dos feldspatos.

for visível em escala macroscópica, recebe a designação de microclina pertita e ortoclásio pertita. Caso seja visível somente ao microscópio ou aos raios X, recebe a denominação de micropertita ou criptopertita, respectivamente. O termo "moonstone" é dado a um feldspato alcalino que apresenta brilho ou iridescência atribuídos a intercrescimento micro ou criptopertítico.

Esta breve introdução enfocando principalmente dados dos feldspatos alcalinos é devida à grande importância dessa série na compreensão dos corpos pegmatíticos da região de Governador Valadares. Entretanto não é nossa intenção, nem finalidade desta dissertação, elaborar uma revisão bibliográfica e análise da imensa série de trabalhos abordando o estado estrutural e o quimismo dos feldspatos.

Será feita a seguir uma síntese das características gerais, tanto químicas quanto estruturais, recorrendo a nomemclatura adotada internacionalmente.

A literatura sobre feldspatos é muito numerosa, como convém a uma família de minerais que ocupa grande parte da crosta terrestre. Exatamente devido a isto existem várias obras que sumarizam os dados conhecidos até o momento, como: Deer et al. (1963), Barth (1969), MacKenzie e Zussman (1974), Smith (1974a e b), Ribee (1975), Martin (1982) e outros.

4.2. Estrutura cristalina dos feldspatos

A estrutura cristalina de um feldspato é constituída por uma armação de aluminossilicato cujos interstícios são ocupa dos por átomos alcalinos (Na, K, Rb, Cs) ou alcalino-terrosos (Ca, Ba, Sr). A rede de aluminossilicato é formada por tetraedros ligados pelos vértices por átomos de oxigênio. Cada um oxigênio ocupa o vértice de dois tetraedros adjacentes, enquanto cada tetraedro tem no centro um átomo de silício ou de alumínio que é designado por (T). Cada átomo de silício com valência quatro

neutraliza, eletrostaticamente, os quatro meios ($1/2$) oxigênios em seu tetraedro, mas cada átomo de alumínio deixa de balancear uma carga. O equilíbrio de carga na estrutura é mantido pela entrada de um átomo grande (M), dentro dos interstícios que existem entre quatro tetraedros. Assim, a fórmula geral dos feldspatos pode ser escrita como MT_4O_8 . Para átomos (M) monovalentes um dos átomos (T) é o alumínio, enquanto para (M) divalentes, dois deles são alumínio (Smith, 1974).

Do ponto de vista da estrutura cristalina, T_4O_8 corresponde a um anel de quatro tetraedros, dos quais pelo menos um é de AlO_4 (Fig. 4.2a.), o que dá a esse anel uma carga residual negativa de pelo menos uma unidade. Esta carga negativa possibilita a entrada na estrutura dos feldspatos dos cátions (M).

As unidades T_4O_8 se orientam na estrutura de tal forma que um anel fica na posição horizontal e o seguinte na posição vertical, e assim por diante. Todo esse conjunto é paralelo ao eixo cristalográfico a (Megaw, 1974; Ribbe, 1975).

Os átomos de alumínio podem ocupar 50% dos tetraedros da estrutura, e a relação Si:Al é igual a 1. Neste caso a estrutura é bastante ordenada. Entretanto, a substituição do alumínio pelo silício nos feldspatos alcalinos é de 25%, logo a relação Al:Si é menor que um, o que implica em uma diversidade de localização do átomo Al nas unidades T_4O_8 .

Taylor (1933) estabeleceu a estrutura da sanidina, a partir da qual explica-se a estrutura dos outros feldspatos.

Os átomos de Al podem estar distribuídos ao acaso pelas quatro posições tetraédricas T_{1m} , T_{1O} , T_{2m} e T_{2O} (Fig. 4.2b.) e, dessa forma, o feldspato terá uma estrutura desordenada em relação à razão Si:Al e será monoclínico, com simetria $C2/m$; como acontece com a sanidina de alta temperatura. A probabilidade do Al se encontrar em uma posição determinada T é igual a 0,25.

FIGURA 4.2. Estrutura dos feldspatos: a) anel da cadeia dos feldspatos segun do Hatch et al., 1972; b) projeção da estrutura sobre (010) (se- gundo Megaw, 1974, e Ribbe, 1975).

Segundo Stewart e Ribbe (1967, 1969), há uma tendência do Al ocupar as posições T_1 . Isto pode ocorrer sem que o feldspato perca sua simetria $C2/m$. Esta probabilidade reflete a estrutura do ortoclásio, onde a possibilidade de encontrar o Al em uma posição T_1 é 0,5.

Com a diminuição da temperatura a posição T_1 passa a ser a preferida e o feldspato tem tendência a obter uma simetria baixa, $C\bar{1}$ triclínica, porém, a relação Si:Al é ordenada. Esta estrutura é própria da microclina.

Há tendências de que os feldspatos que se arrefeceram rapidamente deveriam ser inicialmente homogêneos, entretanto, apresentam-se pertíticos pois sofreram um processo de exsolução gradual o qual é efetivo mesmo a temperaturas tão baixas como 150°C . (Barth, 1969). Feldspatos que tenham se resfriado muito lentamente consistem de intercrescimento de feldspato potássico e albita quase puros. Deve-se notar porém que, enquanto que a fase rica em Na é altamente desordenada no caso das pertitas de alta temperatura e altamente ordenada no caso de pertitas de baixa temperatura, o mesmo não acontece com a fase rica em K, onde todas as variações no grau de ordem são possíveis.

Nos corpos pegmatíticos estudados os feldspatos são somente de duas espécies: microclina e albita.

4.3. Identificação dos feldspatos das lavras da região de Governador Valadares

A identificação inicial das amostras de feldspato foi realizada utilizando análises por espectrografia de absorção de infravermelhos.

Este método apresenta a vantagem de consumir muito pouca quantidade de amostra, como também processa a identificação do tipo de ligação. Sendo sensível à substituição atômica em de-

terminada posição da estrutura, revela ainda a presença de fases fluidas características.

Os silicatos em geral começaram a ser alvo de estudo pelo método de absorção de infravermelhos, de forma mais sistemática, a partir de 1930 com o trabalho de Matossi e Bronder (1938), que seguiu as publicações sobre reflexão de infravermelhos de Schaefer *et al.* (1934) e Matossi e Krüger (1936), citados respectivamente, em Launer (1952) e Milkey (1960).

A Figura 4.3. apresenta o deslocamento da banda de absorção da ligação Si-O desde a sub-classe menos polimerizada, onde o intervalo da banda é maior, até ao grupo da sílica, onde o arranjo tridimensional dos tetraedros determina um deslocamento dessa banda para a região de menor comprimento de onda. A crescente complexidade do arranjo dos tetraedros nos silicatos está diretamente relacionado ao deslocamento da banda (Launer, 1952).

Nos feldspatos, a ligação Si-O é fortemente absorvida na região próxima a 10 micra ou 1000 cm^{-1} . A comparação entre dois cristais de formas diferentes de KAlSi_3O_8 , ortoclásio e mi-

FIGURA 4.3. Deslocamento da banda de absorção Si-O nas sub-classes dos silicatos.

croclina, microclina mostra que o espectro de infravermelho de um mineral depende não somente da composição química mas também das diferentes formas nas quais os átomos se acham arranjados na estrutura cristalina.

Estas vibrações de estiramento (stretching) que ocorrem entre 950 e 1200 cm^{-1} são as mais nítidas, e caracterizam tanto as ligações Si-O-Si como as Si-O-Al. São assimétricas, e segundo Milkey (1960), há uma tendência geral do centro de gravidade da absorção se deslocar para regiões de mais baixa frequência com o aumento do conteúdo de alumínio. Na Figura 4.4., pode-se observar esse deslocamento se forem comparadas as curvas de absorção da amostra C - anortita, que contém uma maior quantidade em alumínio, com as das amostras A, B e D (microclina, ortoclásio e albita, respectivamente), evidência também notada por (Correia Neves, 1962).

A segunda região de mais fortes variações é aquela compreendida entre 400 e 550 cm^{-1} . Estas vibrações de deformação (bending) das ligações O-Si-O.

Todos os silicatos com arranjo tridimensional apresentam bandas de intensidade na faixa compreendida entre 550 e 850 cm^{-1} , que são uma consequência da sua estrutura polimerizada. A escolha de uma nomenclatura conveniente para descrever esse terceiro tipo de vibração vem apresentando alguma dificuldade.

Farmer (1974) classifica essas bandas de quatro maneiras, sendo que a última apresenta maior número de vantagens:

1. ativação do estiramento simétrico do componente tetraédrico.
2. estiramento Si-Si (Lippincott et al., 1958).
3. vibrações Al-O-Si (Kolesova, 1959).
4. estiramento simétrico T-O-T, onde T representa um íon em coordenação tetraédrica, geralmente Si ou Al (Lazarev, 1968; Flanigen et al., 1971).

Figura 4.4. Espectros de absorção de infravermelhos de feldspatos.

A - Microclina

C - Anortita

B - Ortoclásio

D - Albita

▨ Porção do espectro sensível às variações de triclinicidade nos feldspatos potássicos e do teor em Ca nos plagioclásios

Tabela 4.1	VIBRAÇÕES SIMÉTRICAS DE ESTIRAMENTO Si-O-Si ou Si-O-Al			
Microclina	728	772		
Ortoclásio	727	763		
Anortita	700	728	758	
Albita	723	742	762	786
Feldspato	Nº de onda em cm ⁻¹			

Na Figura 4.5. observam-se espectros de absorção de infravermelhos de amostras de albita, enquanto na Figura 4.6. os espectros de microclinas da Lavra do Ferreirinha exibem variação na transmitância dos picos 770 e 725 cm^{-1} . A transmitância dessas duas bandas de absorção parece estar relacionada com o grau de ordenamento da estrutura desses minerais.

A análise macroscópica das amostras de feldspato revelou as seguintes características: a cor varia do branco ao claro nas microclinas, enquanto as albitas são brancas e às vezes quase transparentes; as amostras da zona marginal das Lavras do Ferreirinha e Olho de Gato encontram-se pouco alteradas, já as demais, totalmente desprovidas de alteração, possuem brilho nacarado, clivagem nítida segundo (001) e menos característica segundo (010), sendo raros os cristais idiomórficos como o da Fotografia 4.1.; pertitas bastante nítidas podem ser observadas: quando submetidas à luz ultravioleta, algumas amostras de albita das Lavras do Ferreirinha e Olho de Gato exibem fluorescência laranja como também de cor verde, esta última devido à presença de autunita.

A análise microscópica das microclinas evidenciou o sistema de dupla macla (albita-periclina), produzida pela mudança da simetria monoclínica para triclínica (Smith 1974b), e também a presença de lamelas pertíticas que, segundo a classificação textural devida a Olaf Andersen (Barth, 1969), são do tipo "vein", perpendiculares ao eixo cristalográfico ao.

Para possibilitar uma melhor interpretação, tanto do ponto de vista da evolução dos corpos pegmatíticos, como também a respeito da sua possível gênese, foram executadas análises químicas quantitativas pela Geosol em 57 amostras de feldspatos, através de várias técnicas descritas no apêndice, assim distribuídas.

FIGURA 4.5. Espectros de absorção de infravermelhos de Albite.

FIGURA 4.6. Espectros de absorção de infravermelhos de Microclinas.

FOTOGRAFIA 4.1. Cristal de feldspato K da Lavra do Ferreirinha.

LAVRA	MICROCLINA	ALBITA	TOTAL
Olho de Gato	22	11	33
Ferreirinha	16	3	19
Faria	2	1	3
Boi	2	-	2

TABELA 4.2. Número de amostras de feldspato analisadas.

Da análise dos maiores constituintes pode-se constatar que esses feldspatos apresentam teor muito baixo em ferro, magnésio, titânio, fósforo e manganês. As posições T são somente ocupadas por silício e alumínio, enquanto nas posições M localizam-se o potássio, o sódio e muito pouco cálcio, que varia de $< 0,01$ a $0,21$ nos feldspatos potássicos e de $< 0,05$ a $1,4$ nas albitas.

A composição dos feldspatos, expressa em função dos componentes Or, An e Ab, acha-se relacionada nas Tabelas 4.3., 4.4., 4.5., 4.6., 4.7. e 4.8., e projetada na Figura 4.7., representação do sistema quaternário Or-Ab-An-H₂O a 5.000 bárias de pressão hidrostática de Yoder et al. (1957). Nessa figura reunindo apenas os dados das Lavras do Ferreira e Olho de Gato, os feldspatos potássicos agrupam-se entre os valores 75% e 90% em Or, ocorrendo ainda algumas amostras que apresentam valores entre 60 e 70% em Or. Os feldspatos ricos em sódio ocupam o intervalo entre 85 e 100% em Ab.

Os elementos alcalinos Rb e Cs foram dosados, porém, os resultados médios, quando confrontados com os de outros corpos, evidenciam o seu pequeno grau de diferenciação. O Li por ter um raio iônico muito pequeno prefere as posições M ao invés das T ocupadas pelos outros metais alcalinos. Não foi dosado por ser muito raro em feldspatos, aparecendo em maior concentração nos

TABELA 4.3. Composição química dos feldspatos - Lavra do Ferreirinha

	2270A	2268	2276	2277A	2287	2289	2292	2293	2294A	2301
SiO ₂	65,7	65,7	65,5	66,3	64,8	65,8	66,5	66,2	65,6	65,8
Al ₂ O ₃	19,2	18,9	18,4	18,9	18,5	18,9	19,5	18,6	18,6	18,8
Fe ₂ O ₃	< 0,10	0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10
FeO	< 0,07	< 0,07	< 0,07	< 0,07	< 0,07	< 0,07	< 0,07	< 0,07	< 0,07	< 0,07
MgO	0,07	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
CaO	0,11	0,02	0,03	0,05	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,01
Na ₂ O	2,7	3,1	2,9	3,0	3,0	2,9	2,8	3,7	2,3	2,5
K ₂ O	11,7	12,0	13,1	11,7	13,1	11,8	10,6	10,8	12,9	12,2
TiO ₂	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
P ₂ O ₅	0,10	0,14	0,11	0,12	0,12	0,11	0,10	0,08	0,07	0,13
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
PF	0,21	0,00	0,02	0,00	0,27	0,17	0,21	0,34	0,24	0,28
TOTAL	99,80	99,87	100,08	100,08	99,82	99,71	99,74	99,77	99,76	99,73

Fórmula estrutural (Nº de íons na base de 32 O)

Si	12,08	12,07	12,01	12,16	11,91	12,11	12,23	12,18	12,07	12,11
Al	4,16	4,10	3,98	4,08	4,01	4,10	4,22	4,03	4,03	4,08
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	*	-	*	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,02	*	*	0,01	*	*	*	*	*	*
Na	0,96	1,10	1,03	1,07	1,07	1,03	1,00	1,32	0,82	0,89
K	2,74	2,82	3,06	2,74	3,07	2,77	2,49	2,53	3,03	2,86
P	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02

* Valor da ordem de 10⁻³

Composição em relação às moléculas: Ortoclásio, Albítica e Anortítica

Or	82,4	81,2	83,4	81,1	82,9	81,9	80,8	76,4	86,0	84,5
Ab	17,0	18,7	16,5	18,6	17,0	18,0	19,1	23,4	13,7	15,5
An	0,6	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,0

TABELA 4.4. Composição química dos feldspatos - Lavra do Ferreirinha

	2299	2309	2311A	2310	2312A	2513		2664A	2265A	2266A
SiO ₂	65,6	65,8	65,7	64,7	66,0	65,7		69,1	62,4	68,0
Al ₂ O ₃	18,5	18,9	18,9	18,7	18,9	18,6		20,8	26,7	21,5
Fe ₂ O ₃	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10		0,10	0,27	< 0,10
FeO	< 0,07	< 0,07	< 0,07	< 0,07	< 0,07	< 0,07		< 0,07	< 0,07	< 0,07
MgO	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01		0,02	0,03	< 0,01
CaO	0,02	0,01	0,02	0,06	< 0,03	0,02		0,10	0,98	1,3
Na ₂ O	2,7	2,1	1,9	2,5	2,3	1,6		8,8	4,3	7,7
K ₂ O	12,9	13,0	12,1	13,6	12,8	13,8		0,43	0,73	7,72
TiO ₂	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01		< 0,01	< 0,01	< 0,01
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,12	0,10	0,09	0,14		< 0,05	< 0,05	0,05
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		< 0,01	0,01	0,01
PF	0,18	0,10	0,06	0,00	0,06	0,02		0,28	4,39	0,41
TOTAL	100,04	100,05	99,81	99,67	100,19	99,89		99,63	99,81	99,69

Fórmula estrutural (Nº de íons na base de 32 O)

	12,03	12,07	12,26	11,91	12,09	12,07		12,24	11,03	12,04
Si	12,03	12,07	12,26	11,91	12,09	12,07		12,24	11,03	12,04
Al	4,00	4,09	4,10	4,06	4,08	4,03		4,34	5,56	4,49
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-		0,01	0,04	-
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-		-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-		*	*	-
Ca	*	*	*	0,01	-	*		0,019	0,19	0,25
Na	0,96	0,75	0,68	0,89	0,82	0,57		3,02	1,47	2,64
K	3,02	3,04	2,84	3,19	2,99	3,23		0,10	6,16	0,16
P	0,01	0,01	0,02	*	*	0,01		-	-	*

* Valor da ordem de 10⁻³

Composição em relação às moléculas: Ortoclásio, Albítica e Anortítica

	84,1	87,3	87,6	85,6	86,0	90,5		5,2	13,6	8,3
Or	84,1	87,3	87,6	85,6	86,0	90,5		5,2	13,6	8,3
Ab	15,7	12,6	12,3	14,1	13,8	9,4		93,8	70,9	78,9
An	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2	0,1		1,0	15,5	12,8

TABELA 4.5. Composição química dos feldspatos - Lavra Olho de Gato

	2315	2336	2338A	2344	2346A	2348A	2361A	2530	2538	2539
SiO ₂	66,9	66,8	66,5	66,7	66,6	66,8	66,9	66,9	66,7	64,7
Al ₂ O ₃	18,2	18,4	18,4	18,3	18,1	18,2	18,1	18,2	18,2	18,7
Fe ₂ O ₃	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10
FeO	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
MgO	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
CaO	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	< 0,01	0,03	1,1
Na ₂ O	1,9	3,3	2,6	3,2	3,1	2,3	2,3	2,7	3,4	3,9
K ₂ O	11,8	10,5	11,2	10,6	10,9	11,4	11,6	10,9	10,5	11,0
MnO	*	*	*	*	*	*	**	**	*	*
TOTAL	98,99	99,19	98,89	98,98	98,89	98,88	97,07	98,87	98,99	99,56

Fórmula estrutural (Nº de íons na base de 32 O)

Si	12,40	12,36	12,34	12,37	12,36	12,40	12,39	12,42	12,36	11,93
Al	3,98	4,01	4,02	4,00	3,96	3,98	3,95	3,98	3,98	4,06
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	*	-	-	-	-	-	-	-	-	*
Mg	-	-	-	-	*	-	-	-	*	-
Ca	*	*	*	*	*	*	*	-	*	0,22
Na	0,68	1,18	0,94	1,15	1,12	0,83	0,83	0,97	1,22	1,39
K	2,79	2,48	2,65	2,51	2,58	2,70	2,74	2,58	2,48	2,59
Mn	**	**	**	**	**	**	-	-	**	**

* Valor da ordem de 10⁻³** Valor da ordem de 10⁻⁴

Composição em relação as moléculas: Ortoclásio, Albítica e Anortítica

Or	87,3	78,0	78,9	78,7	79,60	84,6	85,0	81,9	77,3	71,2
Ab	12,5	21,9	20,9	21,2	20,2	15,3	15,0	18,1	22,5	22,7
An	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	0,2	6,1

TABELA 4.6. Composição química dos feldspatos - Lavra Olho de Gato

	2541A	2543A	2545A	2327	2328	2354A	2355A	2356	2367	2329A
SiO ₂	66,9	66,8	66,6	63,8	65,2	66,3	65,0	64,8	64,2	64,1
Al ₂ O ₃	18,4	18,3	18,4	18,1	18,3	18,8	18,7	18,6	17,9	18,6
Fe ₂ O ₃	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10
FeO	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
MgO	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
CaO	0,03	0,03	0,03	0,02	< 0,01	0,21	0,22	< 0,01	0,02	< 0,01
Na ₂ O	3,1	3,1	3,3	3,1	2,2	4,7	6,1	2,7	2,1	2,3
K ₂ O	10,4	10,6	10,6	14,6	12,9	8,9	9,8	12,8	15,0	14,3
MnO	0,002	0,001	0,002	0,001	< 0,001	0,001	0,006	< 0,001	0,002	< 0,001
TOTAL	99,99	99,99	99,09	99,78	98,77	99,07	99,99	99,08	99,38	99,47

Fórmula estrutural (Nº de íons na base de 32 O)

Si	12,40	12,38	12,23	11,73	12,10	12,28	11,93	12,00	11,85	11,83
Al	4,02	4,00	3,98	3,92	4,01	4,10	4,04	4,06	3,90	4,04
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	*	*	*	*	-	0,04	0,04	-	*	-
Na	1,11	1,11	1,12	1,11	0,79	1,69	2,17	0,97	0,75	0,82
K	2,46	2,51	2,48	3,43	3,06	2,10	2,30	3,02	3,53	3,37
Mn	**	**	**	**	-	**	*	-	**	-

* Valor da ordem de 10⁻³** Valor da ordem de 10⁻⁴

Composição em relação às moléculas: Ortoclásio, Albítica e Anortítica

Or	78,7	79,2	78,1	84,0	86,7	67,0	63,4	84,1	88,8	87,4
Ab	21,1	20,6	21,7	16,0	13,2	31,6	35,3	15,9	11,1	12,6
An	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	1,4	1,2	0,0	0,1	0,0

TABELA 4.7. Composição química dos feldspatos - Lavra Olho de Gato

	2319A	2319D	2339A	2347A	2349A	2360A	2362A	2329A	2330A	2331A
SiO ₂	68,2	66,6	66,7	67,7	67,3	66,7	70,3	66,8	66,3	65,9
Al ₂ O ₃	18,3	18,4	19,5	19,0	18,9	19,1	17,3	19,5	19,6	19,2
Fe ₂ O ₃	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10
FeO	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
MgO	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,03	< 0,01	< 0,01	0,02	0,01	< 0,01	< 0,001
CaO	0,03	1,4	1,3	0,22	0,65	0,89	0,16	0,31	0,96	0,57
Na ₂ O	11,8	10,9	11,0	18,8	11,8	11,8	11,0	11,9	12,0	13,0
K ₂ O	0,23	0,16	0,40	0,22	0,25	0,41	0,17	0,38	0,53	0,21
MnO	*	0,04	*	*	**	*	*	*	*	*
TOTAL	98,99	97,66	99,06	99,12	99,06	99,06	99,10	99,05	99,55	99,04

Fórmula estrutural (Nº de íons na base de 32 O)

Si	12,16	12,03	11,88	12,05	12,76	11,88	12,52	11,90	11,75	11,74
Al	3,84	3,92	4,09	3,99	4,22	4,01	3,63	4,09	4,09	4,03
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	*	-	-	*	*	-	-
Ca	*	0,27	0,25	0,04	0,12	0,17	0,03	0,06	0,18	0,11
Na	4,08	3,82	3,80	4,07	4,08	4,08	3,80	4,11	4,12	4,49
K	0,03	0,04	0,09	0,05	0,06	0,09	0,04	0,09	0,12	0,05
Mn	**	*	**	**	-	**	**	**	**	**

* Valor da ordem de 10⁻³** Valor da ordem de 10⁻⁴

Composição em relação às moléculas: Ortoclásio, Albítica e Anortítica

Ab	97,7	87,7	86,7	96,3	92,9	90,0	97,0	94,2	88,8	94,4
Or	2,1	1,4	3,5	2,0	2,2	3,5	1,7	3,4	4,3	1,7
An	0,2	10,9	9,8	1,7	4,9	6,5	1,3	2,4	6,8	4,0

TABELA 4.8. Composição química dos feldspatos

Lavra Olho de Gato				Lavra do Faria			Lavra do Boi.	
	2529B	2535	2537A	149D	272A	275A	2072A	2077A
SiO ₂	64,1	64,6	64,8	67,9	64,3	64,9	63,5	64,8
Al ₂ O ₃	18,6	18,1	18,2	19,4	18,4	18,1	18,1	18,3
Fe ₂ O ₃	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10
FeO	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
MgO	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
CaO	0,12	< 0,01	0,03	< 0,05	0,01	< 0,01	0,02	0,01
Na ₂ O	10,8	2,4	2,3	11,8	2,2	1,8	3,1	2,1
K ₂ O	0,55	14,0	13,9	0,13	13,9	13,8	14,4	13,9
MnO	**	*	*	*	**	**	*	**
TOTAL	99,13	99,27	99,39	99,44	98,97	98,77	99,28	99,27

Fórmula estrutural (Nº de íons na base de 32 O)

Si	11,41	11,94	11,96	12,05	11,92	12,06	11,74	11,98
Al	3,90	3,94	3,96	4,06	4,02	3,96	3,94	3,99
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	*	-	-	-
Ca	0,02	-	*	-	*	-	*	*
Na	3,73	0,86	0,82	4,06	0,79	0,65	1,11	0,75
K	0,12	3,30	3,27	0,03	3,29	3,27	3,40	3,27
Mn	-	**	**	**	-	-	**	-

* Valor da ordem de 10⁻³** Valor da ordem de 10⁻⁴

Composição em relação às moléculas: Ortoclásio, Albítica e Anortítica

Or	5,4	86,7	87,0	1,2	87,6	89,5	83,8	88,0
Ab	93,6	13,3	12,9	98,4	12,4	10,4	16,1	11,9
An	0,0	0,0	0,1	0,4	0,0	0,1	0,1	0,1

FIGURA 4.7. Composição dos feldspatos das Lavras do Olho de Gato e Ferreirinha representada na projeção do sistema Ab-Or-An-H₂O a 5000 bars de pressão hidrostática de Yoder et al. (1957).

hidrocarboneto saturado, gás carbônico, oxidrila e água, são muito elucidativas e respeito do conteúdo das inclusões fluidas dos feldspatos que ocorrem nos quatro corpos pegmatíticos (Calas et al., 1976).

As amostras das Lavras do Ferreirinha e Boi apresentam banda de absorção na região de 1395 cm^{-1} , com transmitância bastante significativa de 30%. Esse pico é característico do boro em ligação tetraédrica, substituindo o silício nas posições tetraédricas.

Segundo Smith (1974a), o boro é o único elemento, em adição a Si e Al, que pode ocupar as posições tetraédricas. E entre tanto Martin (1982) afirma que os dois principais elementos passíveis da concentração nas posições T dos feldspatos pegmatíticos, além de Si e Al, são o B e o Fe^{3+} . Rankama e Sahama (1950) admitem a possibilidade de que, quando a quantidade de boro durante a cristalização magmática for muito pequena, insuficiente mesmo para a formação de minerais de boro, principalmente turmalinas, esse elemento poderá entrar na malha de outros minerais, como feldspatos e micas, substituindo o Si nas posições tetraédricas. Nas amostras de feldspato dos pegmatitos de Moçambique, Lopes Nunes (1973) detetou a presença de boro como elemento traço.

Todas as amostras de feldspato provenientes da Lavra do Boi apresentam pico característico para o boro, enquanto na Lavra do Ferreirinha as amostras coletadas na parede oeste provavelmente são desprovidas de boro, pois não possuem essa banda de absorção, porém todos os feldspatos da parede leste mostram o pico a 1395 cm^{-1} com alta transmitância.

Fato curioso é a associação da banda de absorção característica da substituição boro-silício (Sócrates, 1980) a 1380 cm^{-1} com uma outra banda muito ampla a 3135 cm^{-1} , que é explicada por Van der Marel e Beutelspacher (1976) como sendo relativa a uma monocamada de moléculas de água, fortemente unidas à superfície do mineral.

As vibrações desse último tipo são as que possibilitam uma identificação visual mais rápida, pela variação do número e forma, da espécie de feldspato, quando esta não for anômala. A Tabela 4.1. relaciona as várias vibrações que ocorrem nos diferentes feldspatos nessa região do espectro, enquanto a Figura 4.4. apresenta a forma, intensidade e número das bandas em cada feldspato, o que é bastante para se conseguir identificá-lo.

Lazarev (1972) questionou que nos feldspatos alcalinos, contendo quanto muito 16 oxigênios na malha primitiva, deveríamos esperar também quanto muito 16 vibrações (T-O-T); ou, ainda, quanto muito 8 dessas vibrações deveriam ser ativas quanto à absorção de infravermelhos devido à presença do centro de simetria na estrutura. De fato, há oito bandas dessas vibrações, entre 500 e 800 cm^{-1} , na albita de baixa temperatura e sete na microclina.

Os cátions alcalinos ou alcalinos-terrosos têm as vibrações de suas ligações registradas entre 100 e 250 cm^{-1} (Iiishi et al., 1971; citação em Farmer, 1974). Estes mesmos autores chegaram à conclusão que a substituição do alumínio por ferro (Fe^{3+}) e gálio (Ga^{3+}) promove o deslocamento das bandas que envolvem o alumínio de 20 a 70 cm^{-1} .

O estudo da região entre 2800 e 3900 cm^{-1} de vários feldspatos possibilitou a descoberta de três picos entre 3400 e 3600 cm^{-1} , que foram identificados pelo processo de deuteração como sendo bandas de absorção de OH (Wilkins e Sabine, 1973, descrito por Smith, 1974a).

As amostras analisadas apresentam via de regra bandas de absorção nas regiões de 2880 cm^{-1} e 2940 cm^{-1} , que são características de hidrocarboneto não saturado, muito possivelmente metano. Na região próxima a 2340 cm^{-1} , em todas as análises executadas, há o aparecimento de uma banda que caracteriza dióxido de carbono.

Essas bandas de absorção, que são características para

feldspatos de pegmatitos mineralizados com metais raros, (Gordienko e Kamentsev, 1969, em Smith, 1974b). O conteúdo em potássio das amostras foi bastante variável se comparado com os dados obtidos por Correia Neves (1962) e Lopes Nunes (1973). Na Lavra do Ferreirinha os valores obtidos para os teores de K se situaram no intervalo 8,80 e 11,45%, enquanto os da Lavra do Olho de Gato entre os teores de 7,39 e 12,45%. As amostras das Lavras do Faria e Boi não apresentam essa variação, porém, o número de amostras analisado é muito pequeno. O conteúdo em sódio também apresentou variação, havendo concordância dos dados obtidos com os fornecidos por Heier e Taylor (1959a) para pegmatitos. O teor em sódio das amostras de feldspato está ligado ao conteúdo normal desse elemento presente nos feldspatos potássicos, acrescido do encontrado nas lamelas de pertitização, produto de exsolução, que ainda pode sofrer um aumento caso haja uma contaminação por albita, das últimas fases da formação pegmatítica.

A relação K/Rb (Tabelas 4.9. a 4.13.) projetada no gráfico de Ahrens et al. (1952) (Fig. 4.8.) demonstra uma diferenciação pouco acentuada. Nessa figura a linha contínua indica o valor médio que a relação K/Rb toma para as diversas formações geológicas e meteoritos, e as linhas interrompidas os limites de variação dessa relação média normal (cerca de 220-230).

Os valores ~~com~~gidos para as amostras das Lavras do Boi e Ferreirinha situam-se mais próximos às linhas da dispersão normal que os do Faria, que se encontram mais afastados. Esse posicionamento leva à conclusão que os corpos pegmatíticos do Faria e Olho de Gato, pela ordem, são mais diferenciados que os do Ferreirinha e Boi (Tabelas de 4.9. a 4.13.).

A facilidade com que o Rb^+ (raio iônico 1,47 Å) substitui o K^+ (raio iônico 1,33 Å), está ligada à grande semelhança nas seguintes propriedades cristaloquímicas: eletronegatividade e valência, respectivamente 0,8 e 1⁺; potencial 0,68 e 0,75; potencial de ionização 4,18 e 4,33. Apesar de o raio iônico do Rb^+ ser 10% maior que o do K^+ , aquele elemento pode facilmente estar co-

TABELA 4.9. Composição química - Elementos traços - Lavra Ferreirinha

	K%	Ca%	Rb ppm	Sr ppm	Ba ppm	K/Ca	K/Rb	Rb/Ba	Ca/Sr	Ba/Sr
2664A	0,36	0,07	73	44	< 20	5,14	49,32	3,65	15,90	0,45
2265A	0,61	0,70	56	29	39	0,87	108,93	1,44	241,38	1,34
2266A	0,60	0,93	38	38	< 20	0,65	157,89	1,9	244,74	0,53
2268	9,96	0,01	1500	52	31	996,0	66,40	48,39	1,92	0,60
2276	10,87	0,02	1500	< 10	< 20	543,5	72,47	75,0	20,0	2,0
2277A	9,71	0,04	1050	14	54	242,8	92,48	19,44	28,57	3,857
2287	10,87	0,02	1420	27	< 20	543,5	76,55	71,0	7,41	0,74
2289	9,79	0,02	1400	< 10	< 20	489,5	69,93	70,0	20,0	2,0
2292	8,80	0,02	1370	< 10	< 20	440,0	64,23	68,5	20,0	2,0
2293	8,96	0,03	1230	< 10	< 20	298,7	72,85	61,15	30,0	2,0
2294A	10,71	0,03	760	40	270	357,0	140,92	2,81	7,5	6,75
2301	10,13	0,01	1100	15	< 20	1013,0	92,09	55,0	6,67	1,33
2299	10,71	0,01	1010	20	< 20	1071,0	106,04	50,5	5,0	1,0
2309	10,79	0,01	1260	15	< 20	1079,0	85,63	63,0	6,67	1,33
2311A	10,04	0,01	1200	19	< 20	1004,0	83,67	60,0	5,26	1,05
2310	11,29	0,04	1010	22	< 20	282,3	111,78	50,5	18,18	0,19
2312A	10,62	0,02	1270	20	44	531,0	83,62	63,5	10,0	2,2
2513	11,45	0,01	1330	< 10	< 20	1145,0	86,09	66,5	10,0	2,0
2270A	9,71	0,08	1030	35	500	121,4	94,27	20,6	22,86	1,43

TABELA 4.10. Composição química - Elementos traços - Lavra Olho de Gato

2315	K%	Ca%	Rb ppm	Sr ppm	Ba ppm	K/Ca	K/Rb	Ca/Sr	Rb/Ba	Ba/Sr
2315	9,81	0,021	1730	< 5	< 5	467,1	56,71	60,0	346	1,0
2336	8,73	0,021	970	< 5	< 5	415,7	90,00	60,0	194	1,0
2338A	7,29	0,021	1150	< 5	< 5	347,1	63,39	60,0	230	1,0
2344	8,80	0,014	1160	< 5	< 5	628,6	75,86	40,0	232	1,0
2346A	9,05	0,021	1170	10	< 5	431,0	51,13	30,0	234	0,5
2348A	9,46	0,014	1240	9	7	675,7	76,29	22,22	177	0,78
2361A	9,66	0,007	1660	< 5	8	1380	58,19	20,0	208	1,6
2530	9,07	< 0,007	1650	< 5	< 5	1296	54,97	20,0	330	1,0
2538	8,68	0,021	900	< 5	< 5	413,3	96,44	60,0	180	1,0
2539	9,09	0,787	1800	< 5	< 5	11,6	50,50	2200,0	360	1,0
2541A	8,60	0,021	1080	< 5	< 5	409,5	79,63	60,0	216	1,0
2543A	8,82	0,021	1580	5	< 5	420,0	55,82	60,0	316	1,0
2545A	8,80	0,021	1170	< 5	< 5	419,0	75,21	60,0	234	1,0
2319A	0,19	0,021	42	< 5	< 5	9,0	45,24	60,0	8	1,0
2319D	0,13	1,0	45	8	< 5	0,1	28,89	1758,0	9	0,63
2339A	0,33	0,93	27	20	< 5	0,4	122,22	650,0	5	0,25
2347A	0,18	0,16	31	< 5	< 5	1,1	58,06	440,0	6	1,0
2349A	0,21	0,465	35	< 5	< 5	0,5	60,00	1330,0	7	1,0
2360A	0,34	0,636	35	< 5	< 5	0,5	97,14	1780,0	7	1,0
2362A	0,14	0,114	23	< 5	< 5	1,2	60,87	320,0	5	1,0

TABELA 4.11. Composição química - Elementos traços - Lavra Olho de Gato

	K%	Ca%	Rb _{ppm}	Sr _{ppm}	Ba _{ppm}	Cs _{ppm}	K/Ca	K/Rb	Ca/Sr	Rb/Ba	Ba/Sr	K/Cs	Ba/Cs	Rb/Cs	
2327	12,12	0,01	1100	< 5	< 5	140	1212,0	110,18		-	-	865,71		7,86	
2328	10,71	0,007	1230	< 5	< 5	140	1530,0	87,07		-	-	765,0		8,786	
2354A	7,39	0,150	850	< 5	< 5	190	49,3	86,94		-	-	388,95		4,47	
2355A	8,13	0,1573	1160	< 5	< 5	290	51,7	70,09		-	-	280,34		4,0	
2356	10,62	0,007	1600	< 5	< 5	290	1517,1	66,38		-	-	366,21		5,517	
2367	12,45	0,014	1220	< 5	38	170	889,3	102,05		32,11	7,6	732,35	0,224	7,176	
2529A	11,87	0,007	2000	< 5	11	250	1695,7	59,35		181,82	2,2	474,8	0,044	8,0	
2535	11,62	0,007	2150	< 5	9	340	1660,0	54,05		238,89	1,8	341,76	0,026	6,32	
2537A	11,54	0,021	2020	< 5	8	320	549,5	57,13		252,50	1,6	360,63	0,025	6,313	
2329A	0,32	0,222	35	< 5	< 5	22	1,44	91,43		-	-	145,45	-	1,59	
2330A	0,44	0,686	24	< 5	< 5	10	0,64	183,33		-	-	440,00	-	2,4	
2331A	0,17	0,408	30	< 5	< 5	14	0,42	56,67		-	-	121,43	-	2,14	
2529B	0,46	0,086	79	< 5	< 5	17	5,35	58,23		-	-	370,59	-	4,65	

TABELA 4.12. Composição química - Elementos traços - Lavra do Faria

	K%	Ca%	Rb ppm	Sr ppm	Ba ppm	Cs ppm	K/Ca	K/Rb	Ca/Sr	Rb/Ba	Ba/Sr	K/Cs	Ba/Cs	Rb/Cs
149D	0,11	0,036	27	< 5	< 5	< 10	3,06	40,74	-	> 5,4	-	< 110,0	-	> 2,7
272A	11,54	0,007	2300	< 5	< 5	170	1648,6	50,17	-	>460,0	-	678,82	-	13,53
275A	11,45	0,007	1240	5	47	83	1635,7	92,34	14,0	26,38	9,4	1379,52	0,566	1,49

TABELA 4.13. Composição química - Elementos traços - Lavra do Boi

	K%	Ca%	Rb ppm	Sr ppm	Ba ppm	Cs ppm	K/Ca	K/Rb	Ca/Sr	Rb/Ba	Ba/Sr	K/Cs	Ba/Cs	Rb/Cs
2072A	11,95	0,014	790	28	65	22	853,6	151,27	5,0	12,15	2,32	5431,8	2,95	35,91
2077A	11,54	0,007	790	7	39	14	1648,6	146,08	10,0	20,26	35,91	8242,9	2,786	56,43

FIGURA 4.8. Relação K/Rb nos feldspatos das Lavras de Governador Valadares.

muflado na estrutura dos feldspatos potássicos, sendo assim que, em condições extremas de fracionamento magmático, a relação K/Rb deve decrescer (Heier, 1962). Como o potencial de ionização do Rb^+ é ligeiramente menor que o do K^+ , há uma maior tendência para a entrada do Rb^+ , em substituição a esse último elemento, na fase final de diferenciação magmática (Goldschmidt, 1958).

Se associarmos essa última tendência com o modelo de cristalização proposto inicialmente por Cameron et al. (1949) e, no momento, defendido por vários outros pesquisadores, deveríamos encontrar valores para a razão K/Rb que decrescessem nos corpos pegmatíticos, de uma forma centrípeta. Os valores para essa relação, bem como os teores em bário e césio em ppm, e aqueles listados para a percentagem da molécula anortítica nos feldspatos (Tabelas 4.3. a 4.7.), foram colocados nos perfis 4.1. e 4.2., conseguindo-se, assim, uma melhor visualização em termos quantitativos.

Comparados os valores de amostras da zona marginal com os obtidos para as situadas próximas ao núcleo, verifica-se que há um aumento do conteúdo em Rb. Entretanto, se forem correlacionados os teores em Rb da zona mural com os da zona gráfica, idêntico raciocínio só é válido para a Lavra do Ferreirinha, pois do Olho de Gato ocorrem valores mais baixos para a zona intermédia.

Com base nesses elementos, é plausível aceitar-se o modelo de cristalização simultânea de constituintes da zona mural com os da zona intermédia, defendido por Uebel (1978), e demonstrado experimentalmente por Jahns e Burnham (1969) e Jahns (1982).

O teor em rubídio nas amostras de plagioclásio da zona marginal e corpos de substituição é consideravelmente menor que o das amostras de feldspatos potássico, em concordância assim com Heier e Taylor (1959a), Lopes Nunes (1973), Correia Neves (1981).

Nos corpos pegmatíticos, os elementos alcalinos terrosos Ba e Ca devem, segundo Heier e Taylor (1959b), diminuir da

parede para o núcleo. As escassas informações disponíveis para o bário e o baixo teor de cálcio apresentado pelo feldspato impede a comprovação dessa distribuição, uma vez que as amostras foram em pequeno número, analisadas, com a maior parte dos dados situados no limite de detecção dos métodos analíticos empregados.

Os elementos traços não dosados, indicados por análises de fluorescência de raios X, são os seguintes: chumbo e titânio na maioria das amostras, nióbio e flúor em algumas e, mais raramente, urânio, zinco e zircônio.

Os feldspatos potássicos coletados nas quatro lavras foram investigados através de análises por difração de raios X. Da interpretação dos diagramas é possível caracterizar-se somente estruturas de microclina, não ocorrendo aquelas típicas de ortoclásio, conquanto existam termos intermediários entre as duas fases.

As variações estruturais entre os feldspatos potássicos podem ser apreciados pelo grau de triclinicidade (Goldsmith e Laves, 1954a), definida por eles como a diferença entre as distâncias inter-reticulares dos planos (131) e ($1\bar{3}1$), expressas em Å, multiplicada por 12,5, segundo a expressão:

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

O valor da triclinicidade (Δ) acha-se indicado nos perfis 4.1. e 4.2., e expressa o grau de desordem existente entre os átomos de Al e Si na estrutura.

Mackenzie (1952, 1954) utilizou o par de picos (130) e ($1\bar{3}0$) para assinalar o grau de triclinicidade.

Outros métodos têm sido referidos para a análise do estado estrutural dos feldspatos (Wright, 1968; Wright e Steward, 1968), entretanto, não foram utilizados no presente trabalho.

Pelo exposto no início deste capítulo, o grau de desordem entre os átomos de Al e Si na estrutura dos feldspatos está intimamente associado às condições físico-químicas da sua cristalização. Adotado o modelo de cristalização proposto por Cameron et al. (1949), os valores obtidos para a triclinicidade deveriam se distribuir de tal forma que feldspatos com maior grau de desordem estariam posicionados nas zonas mais externas do corpo pegmatítico, enquanto as microclinas máximas deveriam se localizar mais no seu centro, pois são as de maior grau de ordenamento. Contudo, esse comportamento não foi verificado, o que permite admitir duas possíveis interpretações: 1) o modelo seguido não foi aquele simplista, de cristalização das bordas para o centro do pegmatito, aliás, o que coincide com o raciocínio desenvolvido durante a análise dos dados químicos e 2) houve variações físico-químicas apreciáveis que ocasionaram essas mudanças na distribuição.

Do estudo dos feldspatos pode-se sumarizar os principais dados conclusivos da seguinte forma:

- I - Nas lavras estudadas o único feldspato potássico identificado é a microclina.
- II - Na maioria das amostras, os plagioclásios acham-se representados pela albita, existindo apenas uma única exceção junto à Lavra do Ferreirinha.
- III - Ocupando a posição tetraédrica, boro foi identificado pelas análises de espectrografia de absorção de infravermelhos nas Lavras do Ferreirinha e Boi, onde não há turmalinas (Ferreirinha) ou só turmalinas negras em pequeno número (Boi.)
- IV - O enriquecimento em elementos traços alcalinos não obedece ao modelo clássico de Fersman (1930) e Cameron (1949), aproximando-se mais do proposto por Uebel (1978) e Jahns e Burnham (1969).

- V - A diminuição em elementos alcalinos terrosos, como relatada por Heier e Taylor (1959b), não foi constatada face à insuficiência de dados analíticos criteriosos.
- VI - Os valores obtidos para a relação K/Rb levam a estabelecer a seguinte ordem para o grau de diferenciação das lavras estudadas: menos diferenciada, a Lavra do Boi, seguida da do Ferreirinha, Olho de Gato e Faria, esta última a que reúne dados de maior diferenciação.
- VII - Por último, os valores obtidos para a triclinicidade também não seguem o modelo clássico de cristalização; aparentemente, sugerem um raciocínio segundo Uebel (1977).

5. MICAS

5.1. Introdução

Um dos grupos minerais silicatados de maior importância nos pegmatitos é o das micas, que nos corpos estudados ocupa o terceiro lugar em abundância.

O significado da ocorrência de micas em pegmatitos é múltiplo. Tipos individuais de mica são característicos de diferentes estágios da evolução dessas rochas; a sua geração, o equilíbrio e/ou relação de reações com outras fases auxiliam na delineação do curso da cristalização pegmatítica. As micas servem como indicadoras do potencial econômico do pegmatito parental, ou das unidades pegmatíticas internas. Esse grupo mineralógico encontra uma ampla variedade de empregos industriais: na óptica, na eletrônica, na extração dos elementos Li, Rb, Cs e Ga (Hawthorne e Cerný, 1982).

Segundo Pecora et al. (1949), das 725 concessões de pesquisas para micas pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (D.N.P.M.) até 1944, 90% localizavam-se na porção oriental de Minas Gerais em um cinturão de 200 km de largura por mais de 600 km de comprimento (Fig. I.1.). Hoje, 57,76% das reservas medidas e 46,93% das reservas indicadas para o Brasil situam-se nessa região (Alecrim, 1982).

5.2. Estrutura

Os primeiros estudos estruturais por raios X em micas foram realizados por Mauguin (1927, 1928), Pauling (1930) e Jackson e West (1930, 1933) (citação em Deer et al., 1966). As estruturas dos diferentes polimorfos foram inicialmente pesquisadas por Hendricks e Jefferson (1939) e mais recentemente, por Heinrich et al. (1953) (citação em Deer et al., 1966) e Smith

e Yoder (1956).

As micas são filossilicatos e apresentam-se constituídas por estrutura em folhas onde os cátions podem assumir coordenação tetraédrica (camada tetraédricas) ou octaédrica (camadas octaédricas). Entre cada grupo de 2 camadas tetraédricas com uma octaédrica intermediária ocorrem ainda cátions intercamadas com coordenação 12.

As camadas tetraédricas acham-se formadas por tetraedros $[Z\text{O}_4]^{-4}$ nos quais três dos quatro oxigênios são compartilhados por tetraedros vizinhos. O Z nos silicatos, de um modo geral, é o silício que na estrutura das micas pode ser substituído pelo alumínio em uma percentagem que comumente chega até 25%, constituindo unidades $[(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_5]$. Em uma camada tetraédrica todas as ligações cátion-oxigênio apicais estão voltadas para um mesmo lado (Fig. 5.1.), e o arranjo planar dos tetraedros ligados em anéis apresenta uma simetria pseudo-hexagonal, que muitas vezes em pegmatitos se traduz morfologicamente em exemplares idiomórficos pseudo-hexagonais.

As camadas octaédricas são formadas por ânions $(\text{OH})^-$ ligados a cátions bivalentes ou trivalentes em coordenação octaédrica. O Mg é o cátion bivalente que entra na formação da camada tipo Brucita $\text{Mg}_3(\text{OH})_6$, enquanto o alumínio representa a folha tipo Gibbsita $\text{Al}_2(\text{OH})_6$. Dos seis (OH) existentes na camada octaédrica, quatro são substituídos por oxigênios apicais das camadas tetraédricas. Os íons (OH) remanescentes estão situados nos centros dos hexágonos formados pelos vértices tetraédricos. Os cátions com coordenação octaédrica determinam a posição das camadas tetraédricas, ocorrendo um deslocamento de $a/3$ na direção $[100]$ de uma camada tetraédrica em relação a outra.

As camadas compostas são então formadas por uma folha central octaédrica envolvida por duas camadas tetraédricas paralelas, uma de cada lado, e apresentando os ápices dos tetraedros em posições opostas. Esse conjunto possui uma carga negati

va residual que é balanceada pelos cátions interfoliares (Fig. 5.1.).

Quando o número de posições octaédricas ocupada é de somente $2/3$, o cátion será trivalente (Al^{3+}); logo a camada intermediária é gibbsítica e a mica classificada como dioctaédrica. O número de cátions octaédricos na malha unitária da camada é 4. Entretanto, se todas as posições octaédricas estiverem ocupadas, os cátions que formam uma camada octaédrica tipo Brucita serão bivalentes e a mica classificada como trioctaédrica. O número de cátions na folha octaédrica será 6.

Além da classificação mencionada no parágrafo anterior, outras subdivisões são citadas na literatura, como a que leva em consideração os cátions intercamadas: as micas mais comuns têm como cátion intercamada o K, que pode ser substituído por Na, Ba e Ca, originando os termos micas sódicas, micas cálcicas, etc..

A fórmula geral que descreve a composição química das micas para sua estrutura teórica pode ser escrita da seguinte forma:

X - cátions intercamadas: K, Na, Ca

Y - cátions em coordenação octaédrica: Al e Mg

Z - cátions em coordenação tetraédrica: Si e Al.

Da análise dessa fórmula geral para a estrutura teórica pode-se esperar que a carga negativa residual da camada composta seja originada na camada tetraédrica, pela substituição de íons Si por Al. Fórmulas calculadas de análises publicadas de um grande número de micas dioctaédricas e trioctaédricas mostram que essa relação ideal de carga é alterada pela substituição de cátions da camada octaédrica por cátions de carga diferente, perdendo assim sua neutralidade (Foster, 1960). Essa au-

FIGURA 5.1. Estrutura "ideal" das micas (reprodução de Smith e Yoder, 1956).

- a - Projeção no plano (010) mostrando uma folha composta, os cations interfoliares e as camadas tetraédricas das folhas adjacentes superior e inferior. O_A = oxigênios apicais e O_B = oxigênios basais. Os íons K , Si , Mg e OH podem ser substituídos por outros íons.
- b - Projeção no plano (001) mostrando o deslocamento de $1,7 \text{ \AA}$ sofrido por uma camada tetraédrica em relação à outra em uma mesma folha composta.
- c - Projeção normal de uma camada de mica mostrando somente os átomos de K e O_B . Os átomos de O_B estão nos vértices dos hexágonos.

tora apresenta com pormenores a análise do balanceamento necessário entre substituições que ocorrem simultaneamente nas camadas tetraédricas e octaédricas.

Essas substituições por íons de carga e raio iônico diferentes geram deformações, como, por exemplo, as dimensões e as espessuras das camadas octaédricas e tetraédricas são alteradas acarretando assim modificações nas configurações teóricas. Além das substituições sofridas pelas camadas octaédricas e tetraédricas, as que ocorrem ao nível dos cátions interfoliares também originam deformações (McCauley e Newnham, 1971), sendo necessárias distorções para a acomodação quando da formação da camada composta. As distorções envolvem dois movimentos: 1) rotação da camada tetraédrica provocando redução das suas dimensões e 2) achatamento da camada octaédrica (McCauley e Newnham, 1971; Apple, 1978; Hawthorne e Cerný, 1982); relaxamento devido à repulsão cátion-cátion distribuída através da aresta do octaedro causando adelgaçamento e expansão da camada octaédrica.

Dessa forma, nota-se que as substituições catiônicas ocorrem em todas unidades estruturais da mica.

A Tabela (5.1) relaciona os íons com a camada a que pertencem:

CAMADAS		CÁTIONS
Tetraédrica		Si^{4+} , Al^{3+} , Be^{2+} , P^{5+} e Fe^{3+} .
Octaédrica	Dioctaédricos	Al^{3+} , Ti^{4+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Li^{+} , Cr^{3+} , V^{3+} .
	Trioctaédricos	Mg^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} e Li^{+} .
Intercamada (coord. 12)		K^{+} , Na^{+} , Ca^{2+} , Ba^{2+} , Rb^{+} , Cs^{+} e H_2O^{+} .

TABELA 5.1. Substituições isomórficas nas micas (tabela elaborada com dados de Foster, 1960; Deer et al., 1963 e Lopes Nunes, 1973).

5.2.1. Polimorfismo-Polítipismo

Polimorfismo é a aptidão de uma substância em existir em mais de uma forma estrutural como resultado de diferentes sequências de empacotamento de camadas idênticas. O empacotamento das camadas compostas da estrutura da mica dá origem a politipos diferentes (Hawthorne e Cerný, 1982).

Como já foi dito anteriormente, o empacotamento de camadas compostas de micas é realizado com um deslocamento de $a/3$ ($1,7 \text{ \AA}$) determinado pelos cátions octaédricos, logo a simetria alcançada é monoclínica ao invés de hexagonal ou pseudo-hexagonal, como mostrada pelas camadas octaédricas e tetraédricas, pois cada camada possui um plano de simetria vertical passando através dos íons (OH), e a camada é de face centrada. Quando o empilhamento de camadas composta é iniciado, há uma concordância total entre os 6 átomos de oxigênio basais da primeira camada com os correspondentes da segunda camada, entretanto, os ápices das duas folhas tetraédricas de uma mesma camada composta apresentam uma defasagem de $1,7 \text{ \AA}$. Por causa da simetria hexagonal dessas camadas tetraédricas há seis possíveis orientações da nova camada que estão relacionadas com rotações de 60° .

O ângulo de empacotamento intercamada é definido como o ângulo entre os vetores de empacotamento em camadas adjacentes, projetado dentro do plano da camada. Smith e Yoder (1956) mostraram que somente 6 politipos são possíveis com periodicidade entre 1 e 6 camadas (Fig. 5.2.), com um único ângulo de empacotamento intercamadas determinando um dado politipo.

Um método simples para a identificação dos politipos de mica é o da difração de raios X, com maior precisão para a técnica do cristal único, pois a clivagem basal proeminente e a grande quantidade de elementos em comum nos difratogramas dificultam a identificação pelo método do pó. Os politipos 1M e 3T da série Flogopita-biotita não podem ser diferenciados pelo método do pó; os outros politipos dioctaédricos comuns (1M, 3T, 2M₁

FIGURA 5.2. As seis formas simples de empacotamento das micas. As setas são os vetores de empacotamento intercamada. Os vetores em linha contínua mostram o empilhamento da camada em uma célula unitária, enquanto os vetores em linha interrompida mostram as posições das camadas na próxima célula unitária. A base da célula unitária está apresentada por linhas delgadas, e o grupo espacial e relações paramétricas estão listadas ao lado do diagrama em cada caso (Smith e Yoder, 1956).

e $2M_2$) são facilmente caracterizados.

Na Tabela 5.2 relaciona-se os seis politipos com suas dimensões celulares e o ângulo β , além do grupo de simetria espacial a que pertencem.

POLITIPO	a(A)	b(A)	c(A)	β	GRUPO ESPACIAL
1M	5.25	9.10	10.20	100	C 2/m
$2M_1$	5.25	9.10	20.00	95	C 2/c
$2M_2$	9.00	5.20	20.00	100	C 2/c
20^r	5.50	9.50	20.00	90	Cc mm*
3T	5.20	5.20	30.00	$\gamma = 120$	$P3_112$
$6H^+$	5.20	5.20	60.00	$\gamma = 120$	$P6_122$

TABELA 5.2. Politipos das micas e características da malha.

* Somente o grupo espacial derivado P_{nmn} tem sido reconhecido nesse tipo.

+ Esse politipo nunca foi encontrado.

As micas podem ainda apresentar sequências de empacotamento desordenado, originando politipos (1Md), que são mais comuns nas micas trioctaédricas, enquanto nas dioctaédricas ocorrem em espécies de grão fino (Deer et al., 1966).

5.3. Micas das lavras de Governador Valadares

As micas tanto quanto aos feldspatos foi dada muita atenção, visto desempenharem papel decisivo no entendimento da evolução dos corpos pegmatíticos, como também na sua provável gênese.

Para tanto, foram empregados vários métodos de análise,

que se acham descritos no apêndice, como difração de raios X, espectrografia de absorção de infravermelhos, análises químicas por vários processos.

Nas quatro lavras estudadas foram encontradas micas pertencentes às séries moscovita-lepidolita e flogopita-biotita.

As moscovitas são mais abundantes, e representam um dos minerais com valor econômico das lavras, podendo ocorrer desde material com grão muito fino (palhetas milimétricas) até fâculas que alcançam 20 a 30 cm. As moscovitas litiníferas (lepidolitas no senso comum por serem rosadas) são menos comuns, aparecendo somente nas Lavras do Olho de Gato e Faria. Nesta última, foi constatada a presença de uma amostra de lepidolita, no real sentido do termo. As biotitas que ocorrem nas Lavras do Olho de Gato e Ferreirinha chegam a medir 30 cm. Detalhes macroscópicos e de localização de cada exemplar são fornecidos na Tabela 5.3.

Através da análise de difração de raios X conseguiu-se identificar diferentes politipos. Nas micas dioctaédricas, o politipo mais comum é o $2M_1$, caracterizado pelas reflexões 3,73 Å; 3,50 Å; 3,20 Å e 2,99 Å cujos índices de Miller são, respectivamente, (023), (114), (114) e (025) (Lopes Nunes, 1973). Foram reconhecidos ainda os politipos $2M_2$ e $1M$. Na Lavra do Ferreirinha, analisou-se a ocorrência dos politipos das micas dioctaédricas através do Perfil 5.1., tendo sido verificado que aqueles exemplares reunindo dois diferentes politipos ($2M_1$ e $1M$) no mesmo mineral localizam-se preferencialmente nos corpos de substituição, na zona marginal ou em regiões da zona mural muito próximo a elas. Essa distribuição parece confirmar o papel dominante da temperatura e das condições químicas, inclusive saturação em alguns elementos, considerados por Dekeyser e Amelinckx (1953; in Smith e Yoder, 1956) como fatores de controle do politipismo. Nessa lavra muitos exemplares de mica, cerca de 40% do total, são constituídas pelo empilhamento de unidades $2M_1$, com as reflexões características já citadas, e unidades $1M$ com as reflexões 3,66 Å e 3,08 Å (também por radiação $K\alpha$ do Cu), cujos planos são, respec-

TABELA 5.3. CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS DAS MICAS

LAVRA	Nº	COR	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	LOCALIZAÇÃO NO PEGMATÍTICO E MINERAIS ASSOCIADOS
Faria	149C	Lilás	Placas pequenas de 1 a 2 mm constituindo um bloco botrioidal.	Corpo de substituição. Associada a cleavelandita e quartzo.
Faria	149E	Castanha	Placas formadas por lamelas transparentes de ~ 10 a 12 cm contendo mica de grão fino e de cor lilás na borda de ~ 1cm.	Corpo de substituição. Ocorre em contato com cleavelandita, quartzo e turmalina verde.
Faria	149H	Lilás	Mica lilás claro de poucos mm que ocorre na borda da moscovita 149E.	Idem
Faria	I-150A	Castanha	Mica moscovita em placas de 10 a 12 cm com bordas substituídas por mineral lilás muito claro.	Corpo de substituição. Turmalina verde, quartzo e mica lilás.
Faria	I-150C	Lilás	Pequeníssimas lamelas de cor lilás na borda da moscovita. I-150A.	Idem
Faria	II-150E	Lilás	De poucos cm de dimensão associada à mica castanha clara muito pequena.	Corpo de substituição. Prisma de turmalina negra no centro com turmalina verde na borda, quartzo.
Faria	IV-150D	Castanha	Mica clara em muito pouca quantidade e com poucos centímetros de tamanho.	Corpo de substituição. Albita caulínizada com cristais de turmalina negra no centro e verde na borda, quartzo
Faria	276A	Lilás	Pequenos cristais de mica lilás 0,5 a 1,0 cm.	Albita

Continuação da Tabela 5.3.

LAVRA	Nº	COR	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	LOCALIZAÇÃO NO PEGMATÍTICO E MINERAIS ASSOCIADOS
Faria	276B	Lilás	Lamelas muito pequenas (milimétricas).	Feldspato cinza com superfície caulinizada.
Faria	277	Castanha	Folhas transparentes constituindo livros de 8 a 12 cm.	
Faria	278B	Negra	Fáculas bem desenvolvidas com dimensões que variam de 6 a 10 cm.	Feldspato branco fosco, quartzo, moscovita no centro das fáculas de biotita e pequenas lamelas de moscovita de 20 a 30 cm no feldspato.
Faria	278C	Castanha	Moscovita que ocorre no centro da amostra de biotita nº 278B.	Idem.
Faria	280C	Lilás	Diminutas lamelas de mica lilás em clevelandita.	Corpo de substituição.
Boi	1485A ₁	Castanha	Palhetas transparentes de dimensões milimétrica a centimétrica, no feldspato.	Feldspato branco e granadas vermelhas.
Boi	1485B ₁	Castanha	Palhetas milimétricas de mica transparente.	Feldspato rosado e granadas vermelhas amarronzadas já alteradas.
Boi	1485C	Castanha	Livros de mica transparentes de 4 a 5 cm de dimensão.	
Boi	1485D ₁	Negra	Mica já alterada, com zonas de moscovita. As biotitas medem de 3 a 5 cm.	Moscovita e caulim.

Continuação da Tabela 5.3.

LAVRA	Nº	COR	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	LOCALIZAÇÃO NO PEGMATITO E MINERAIS ASSOCIADOS
Boi	1485D ₃	Castanha	Zonas centrais da biotita de diâmetros de 0,5 a 1,0 cm.	Idem.
Boi	1486A	Negra	Grandes placas de aproximadamente, 28 a 30 cm x 18 a 20 cm.	Moscovita e caulim.
Boi	1486B	Castanha	Livros de moscovita transparente, aproximadamente, 5 cm.	Biotita e caulim.
Boi	2070A	Castanha	Mica de cor castanha amarronzada de 10 cm x 6 cm.	Corpo de substituição. Albíta, quartzo, granadas vermelhas, apatitas e mica verde.
Boi	2070F	Verde	Palhetas milimétricas associadas a albíta.	Idem.
Boi	2073B	Castanha	Livros de 4 a 8 cm de moscovita transparente.	Feldspato branco, quartzo, caulim.
Boi	2070A	Castanha	Cristais de até 15 cm de dimensão aderidos ao quartzo.	Quartzo, biotita, mica "rubi".
Boi	2075B	Rosada	Mica "rubi" de 5 a 10 cm.	Biotita, quartzo e moscovita.
Boi	2075D	Negra	Biotita intercrecida com moscovita.	Moscovita, quartzo, "mica rubi".
Boi	2076A	Castanha	Cristais de lamelas transparentes de mica com 5 a 10 cm.	Feldspato pouco alterado, quartzo e mica rosada.
Boi	2076B	Rosada	Livros com tamanhos de 6 a 8 cm.	Idem.

Continuação da Tabela 5.3.

LAVRA	Nº	COR	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	LOCALIZAÇÃO NO PEGMATITO E MINERAIS ASSOCIADOS
Boi	2078A	Rosada	"Mica rubi" em li- vros de 6 a 10 cm.	Feldspato branco, quartzo, granada e biotita.
Boi	2078B	Negra	Fáculas de até 18cm aderidas ao feldspato.	Idem.
Boi	2079D	Castanha	Lamelas de mosco- vita transparente de 3 a 5 cm.	Corpo de substituição Albíta lamelar e tur- malina negra.
Boi	2080A	Castanha	Palhetas de mica clara transparen- te de 3 a 5 cm.	Corpo de substituição. Albíta, quartzo, mos- covita, mica verde e argila.
Boi	2080B	Verde	Palhetas finíssi- mas milimétricas.	Idem.
Ferreirinha	2233B	Castanha	Lamelas de mica clara milimétrica	Feldspato branco, quartzo e autunita.
Ferreirinha	2234	Negra	Amostra de bioti- ta, quebradiça já alterada.	
Ferreirinha	2264B	Castanha	Lamelas de mosco- vita com dimen- sões de 1,5 cm x 4,0 cm.	Zona marginal. Feldspato rosado.
Ferreirinha	2265B	Castanha	Pequenas palhetas de mica transpa- rente de tamanho inferior a 1,5 cm.	Zona Mural. Feldspato claro e quartzo.
Ferreirinha	2266B	Castanha	Quantidade muito pequena de mica em palhetas de 0,5 a 1,0 cm no pegmatito gráfico	Zona Mural. Feldspato branco, quartzo e óxido de manganês superficial (dendritos).
Ferreirinha	2279B	Castanha	Pequeníssimas pa- lhetas, quase in- colores, alguns milímetros.	Zona Intermédia Feldspato branco.

Continuação da Tabela 5.3.

LAVRA:	Nº	COR	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	LOCALIZAÇÃO NO PEGMATITO E MINERAIS ASSOCIADOS
Ferreirinha	2280B	Castanha	Mica clara em grandes livros de 5,0 a 8,0 cm.	Corpo de substituição Feldspato branco, quartzo e granada vermelha escura.
Ferreirinha	2294B	Castanha	Livros de mica clara de 5 a 10 cm, no pegmatito gráfico.	Zona mural Feldspato branco, quartzo, pequenas granadas e mica pequena.
Ferreirinha	2294D	Castanha	Mica clara que ocorre com dimensões menores que 2,0 cm e maiores que 1,0 cm.	Idem.
Ferreirinha	2295C	Castanha	Mica clara no pegmatito gráfico. Tamanho de aproximadamente 1,0 cm.	Zona mural Feldspato branco, quartzo.
Ferreirinha	2296C	Verde	Palhetas de mica de 0,5 a 1,0 cm em tom esverdeado claro.	Zona intermédia. Feldspato branco alterado, quartzo, mica clara e granada.
Ferreirinha	2296D	incolor	Pequeníssimas palhetas milimétricas.	Idem.
Ferreirinha	2297C	Verde	Palhetas de mica de 1 a 2 cm amarelada a esverdeada.	Corpo de substituição.
Ferreirinha	2298B	Castanha	Placas de mica, pseudo-hexagonais de 6,0 a 8,0 cm, apresentando as bordas alteradas com coloração amarelada-esverdeada.	Zona intermédia. Feldspato branco peritizado, mica e caulim.
Ferreirinha	2298C	Verde	Borda de alguns milímetros, na mica 2298B.	Idem.

Continuação da Tabela 5.3.

LAVRA	Nº	COR	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	LOCALIZAÇÃO NO PEGMATITO E MINERAIS ASSOCIADOS
Ferreirinha	2302	Castanha	Livros de mica clara com dimensões de 8,0 a 10,0 cm, apresentando regiões caulinizadas.	Corpo de substituição. Moscovita e caulim.
Ferreirinha	2303	Castanha	Livros de moscovita de 20 cm x 12 cm com forma pseudo-hexagonal.	Corpo de substituição. Albita e quartzo.
Ferreirinha	2306C	Castanha	Lamelas de mica transparentes de dimensões bem reduzidas 0,5 a 1,0 cm.	Corpo de substituição. Albita, quartzo, granadas vermelhas.
Ferreirinha	2307A	Castanha	Lamelas de mica clara com dimensões que variam de 5,0 a 6,0 cm, apresentando as bordas alteradas (verde-amareladas)	Corpo de substituição. Ocorrem em posição perpendicular ao contato do corpo de substituição com a zona gráfica.
Ferreirinha	2307B	Verde	Borda verde amarelada da amostra 2307A.	Idem.
Ferreirinha	2308A	Castanha	Mica clara de 3,0 a 5,0 cm de dimensão.	Corpo de substituição. Feldspato branco, quartzo, granadas. Ocorrem perpendiculares ao contato do corpo de substituição com a zona gráfica.
Ferreirinha	2311B	Rosadas	Micas claras transparentes de 2,0 a 3,0 cm.	Zona intermediária, logo abaixo do núcleo. Feldspato branco peritizado, quartzo, granadas.
Ferreirinha	2314A	Preta	Cristal de biotita contendo uma região alterada para moscovita. (12 a 15 cm).	Moscovita.

Continuação da Tabela 5.3.

LAVRA	Nº	COR	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	LOCALIZAÇÃO NO PEGMATITO E MINERAIS ASSO- CIADOS
Ferreirinha	2314B	Castanha	Cristal de moscovita claro, com forma pseudo-hexagonal de 5,0 a 6,0 cm dentro da folha de biotita.	Biotita.
Ferreirinha	2368B	Rosada	Mica "rubi" em livros de 2,5 a 5,0 cm no pegmatito gráfico.	Zona mural. Feldspato branco caulinizado e quartzo.
Ferreirinha	2369B	Lilãs	Mica lilãs clara em habitus granular, com dimensões de alguns milímetros.	Corpo de substituição. Albita caulinizada e quartzo.
Ferreirinha	2512C	Castanha	Mica muito clara, transparente e de grão muito fino, milimétrico.	Corpo de substituição. Albita, quartzo e micas.
Ferreirinha	2512D	Castanha	Mica clara em palhetas formando livros de aproximadamente 2,0 cm.	Idem.
Ferreirinha	2515B	Castanha	Algumas palhetas de micas, milimétricas.	Zona intermédia. Feldspato branco com dendritos de Mn.
Ferreirinha	2515C	Castanha	Algumas palhetas de mica de dimensões maiores que da fase 2515B; 1,0 a 2,0 cm.	Idem.
Ferreirinha	2518B	Castanha	Pequenas palhetas de mica quase incolores dispersas pelo feldspato K.	Zona intermédia. Feldspato K pertitizado, columbo-tantalita e quartzo.
Ferreirinha	2520B	Castanha	Livros de moscovita, pseudo-hexagonais que apresentam tamanhos entre 4 a 10 cm.	Corpo de substituição. Feldspato branco.

Continuação da Tabela 5.3.

LAVRA	Nº	COR	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	LOCALIZAÇÃO NO PEGMATITO E MINERAIS ASSOCIADOS
Ferreirinha	2304C	Verde	Palhetas de mica muito delicadas em tom verde amarelado, de dimensões muito pequenas (~mm).	Corpo de substituição. Feldspato branco, quartzo, granadas vermelhas escuras.
Ferreirinha	2304D	Escura	Mica de tonalidade escura, semelhante a dourado sujo, de até 3 cm.	Idem.
Ferreirinha	2312C	Castanha	Palhetas de mica clara, em pouca quantidade, aderida ao feldspato (~alguns milímetros).	Zona intermédia. Feldspato branco perlitizado, quartzo e mica clara.
Olho de Gato	1471	Castanha	Livros de mica marrom intenso de 5,0 a 6, cm de dimensão.	Contato-pegmatito com xisto. Quartzo e feldspato alterado.
Olho de Gato	1472	Castanha	Livros de mica.	Corpo de substituição. Feldspato caulinizado e quartzo.
Olho de Gato	1473	Rosada	Mica "rubí" apresentando-se bem desenvolvida chegando a 4 a 5 cm.	Feldspato alterado, quartzo e mica.
Olho de Gato	1476A	Castanha	Cristais de mica apresentando 3 a 4 cm.	Turmalina negra e mica.
Olho de Gato	2316D	Castanha	Palhetas pequenas de mica (~1,0 cm) aderidas ao feldspato.	Zona mural. Feldspato branco, quartzo e autunita.
Olho de Gato	2317B	Dourada	Palhetas de mica transparentes de pequenas dimensões, 1,0 a 2,0 cm disseminadas no feldspato do pegmatito gráfico.	Zona mural. Feldspato branco, albita e turmalina acicular.

Continuação da Tabela 5.3.

LAVRA	Nº	COR	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	LOCALIZAÇÃO NO PEGMATITO E MINERAIS ASSOCIADOS
Olho de Gato	2318B	Dourada	Pequenos livros de mica com palhetas menores que 1,0 cm.	Zona mural. Feldspato branco, albita e turmalina acicular.
Olho de Gato	2319B	Verde	Livros de mica esverdeada com forma pseudo-hexagonal de aproximadamente 2,0 cm.	Corpo de substituição. Albita, quartzo e micas.
Olho de Gato	2319E	Castanha	Massa de mica de aproximadamente 5,0 cm, de hábitos granular, constituída por pequenas lamelas.	Idem.
Olho de Gato	2321B	Castanha	Livros de mica clara de 3,0 a 6,0 cm.	Zona mural. Feldspato pertítico e quartzo.
Olho de Gato	2322C	Verde	Mica clara esverdeada de pequena dimensão.	Zona marginal. Feldspato branco, granada, autunita e quartzo.
Olho de Gato	2331B	Castanha	Mica clara transparente chegando a dimensões de 3,0 cm.	Zona marginal. Albita e quartzo.
Olho de Gato	2334B	Castanha	Livros de mica clara de 4,0 a 6,0 cm em pegmatito gráfico muito grosseiro.	Zona mural. Feldspato e quartzo.
Olho de Gato	2335B	Amarela	Mica incolor ou amarelada de grão fino, milimétrico.	Zona marginal. Plagioclásio, autunita, columbo-tantalita, e óxido de Mn.
Olho de Gato	2338B	Castanha	Mica clara de 0,5 a 1,0 cm em pegmatito gráfico de grão médio.	Zona mural. Feldspato branco e quartzo.

Continuação da Tabela 5.3.

LAVRA	Nº	COR	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	LOCALIZAÇÃO NO PEGMATITO E MINERAIS ASSOCIADOS
Olho de Gato	2339B	Castanha	Palhetas de mica quase incolor de poucos milímetros.	Zona mural. Feldspato branco caulinizado, quartzo incolor e granadas.
Olho de Gato	2339C	Castanha	Palhetas de mica clara de grão fino, aproximadamente, 0,5 a 1,0 cm.	Idem.
Olho de Gato	2342B	Castanha	Raríssimas palhetas de mica quase incolor de poucos milímetros, no pegmatito gráfico.	Zona mural. Feldspato branco peritizado, quartzo, granada.
Olho de Gato	2343B	Castanha	Palhetas de mica clara de 0,5 a 1,0 cm de dimensão.	Zona marginal. Feldspato branco, quartzo e granadas alteradas.
Olho de Gato	2343D	Verde	Mica em lamelas finíssimas (milimétricas) esverdeadas.	Idem.
Olho de Gato	2348B	Castanha	Palhetas de mica clara milimétrica em pegmatito gráfico.	Zona mural. Feldspato branco peritizado, quartzo e granada.
Olho de Gato	2349B	Castanha	Lamelas de mica clara constituindo pequenos livros, poucos milímetros.	Zona marginal. Feldspato branco e quartzo.
Olho de Gato	2351A	Castanha	Livros de moscovita com dimensões que variam de 4 a 6 cm.	Corpo de substituição. Quartzo incolor.
Olho de Gato	2353C	Castanha	Palhetas de mica em pegmatito gráfico muito grosseiro. As lamelas apresentam dimensões que variam de mm a 0,5 cm.	Zona mural. Feldspato branco e quartzo.

Continuação da Tabela 5.3.

LAVRA	Nº	COR	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	LOCALIZAÇÃO NO PEGMATITO E MINERAIS ASSOCIADOS
Olho de Gato	2354B	Castanha	Palhetas de mica clara com 1,0 cm de dimensão.	Zona marginal. Feldspato, quartzo e granada.
Olho de Gato	2355B	Castanha	Poucas palhetas de mica milimétricas em pegmatito gráfico.	Zona mural. Feldspato branco, quartzo e granada.
Olho de Gato	2357B	Castanha	Mica clara em palhetas de poucos milímetros a 0,5 cm, em pegmatito gráfico muito grosseiro.	Zona mural. Feldspato branco, quartzo, granada e turmalina negra.
Olho de Gato	2358B	Castanha	Palhetas de moscovita clara de 1,0 a 2,0 cm no pegmatito gráfico médio.	Zona mural. Feldspato branco, quartzo, granadas e dendritos de Mn.
Olho de Gato	2359B	Castanha	Livros de moscovita de 4,0 a 5,0 cm.	Zona marginal. Feldspato branco terroso, quartzo, granada e dendritos de Mn.
Olho de Gato	2359C	Castanha	Palhetas de mica clara apresentando dimensões de 0,5 a 1,0 cm.	Idem.
Olho de Gato	2360B	Negra	Lamelas de biotita recobrimdo o feldspato.	Zona marginal. Plagioclásio branco, quartzo.
Olho de Gato	2362B	Castanha	Livros de mica clara de 3,0 a 4,0 cm.	Corpo de substituição. Albita e quartzo.
Olho de Gato	2363B	Castanha	Fâculas de mica de até 25,0 cm em pegmatito gráfico muito grosseiro.	Zona mural. Feldspato branco peritizado, quartzo e turmalina negra.
Olho de Gato	2365B	Castanha	Poucas lamelas milimétricas de mica no pegmatito gráfico médio.	Zona gráfica. Feldspato branco, quartzo e óxido de manganês.

Continuação da Tabela 5.3.

LAVRA	Nº	COR	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	LOCALIZAÇÃO NO PEGMATITO ASSOCIADOS
Olho de Gato	2366B	Negra	Grandes livros de biotita de 6 a 8 cm.	Zona marginal. Feldspato branco caulinizado, quartzo, biotita, moscovita e granadas.
Olho de Gato	2366C	Castanha	Lamelas de moscovita de 3 a 5 cm em continuidade com a biotita e também dentro dela.	Idem.
Olho de Gato	2367B	Castanha	Muito poucas pelhetas de mica de poucos milímetros em pegmatito gráfico fino.	Zona mural. Feldspato branco e quartzo.
Olho de Gato	2369B	Lilás	Pequenas palhetas formando pequenos livros (~2,0 a 3,0 mm) dispersas no corpo de substituição.	Corpo de substituição. Albita bastante caulinizada e quartzo.
Olho de Gato	2526B	Castanha	Livros de mica clara de aproximadamente 2 cm, perpendiculares ou inclinadas em relação ao contato.	Contato. Turmalinito (turmalina feldspato branco caulinizado e quartzo).
Olho de Gato	2531B	Castanha	Livros de moscovita de 5,0 a 6,0 cm.	Corpo de substituição. Clevelandita e quartzo.
Olho de Gato	2534C	Dourada	Pequeniníssimas lamelas milimétricas de mica amarela ou dourada.	Corpo de substituição. Albita variedade clevelandita.

tivamente, $(11\bar{2})$ e (112) . Na Lavra do Olho de Gato, a ocorrência de dois politipos em uma mesma amostra acha-se restrita a apenas 25% do total; a distribuição é mal definida, como demonstra o Perfil 5.2., concordando assim com Smith e Yoder (1956) que afirmam que os fatores estruturais, bem como a temperatura desempenham papel moderado no grau de ordem e a desordem e frequência dos politipos em uma determinada ocorrência. As moscovitas liti-níferas róseas, correntemente designadas como "lepidolitas", são do politipo $2M_2$, tanto na Lavra do Olho de Gato como na do Faria.

Na Lavra do Boi, muitas micas, além do politipo $2M_1$, apresentam também uma reflexão em $3,63 \text{ \AA}$, que, segundo a ficha 25-649 A.S.T.M., é comum ao politipo $2M_2$, ocorrendo dessa forma os diferentes politipos monoclínicos dioctaédricos $2M_1$ e $2M_2$ em uma mesma amostra. Lopes Nunes (1973) assegura que nas associações $2M_1 + 2M_2$, o método de difração de raios X permite somente afirmar que o politipo $2M_1$ está presente.

O politipo trigonal 3T das micas dioctaédricas é bastante raro (Hawthorne e Cerný, 1982), não tendo sido destacado nas lavras estudadas. Correia Neves (1962) apresenta dados de moscovita 3T da Venturinha, em Portugal, bem como os da amostra de Sultan Basin indicados por Yoder e Eugster (1955).

As micas trioctaédricas não podem ter seus politipos determinados a partir de diagramas de raios X pelo método $p\bar{o}$ (Smith e Yoder, 1956); porém, associando-se análise difratométrica e espectrografia de absorção de infravermelho, que será discutida a seguir, torna-se possível afirmar que o politipo é 1M.

Com base em dados difratométricos, determinou-se a geometria da malha elementar com o auxílio do programa de Lehtinen da Universidade de Helsinquia, modificado para ser utilizado no computador Burroughs B 6700 do Centro de Computação da UFMG. Esses dados estão relacionados na Tabela 5.4.

Quanto às análises de espectrografia de absorção de in

LAVRA DO BOI	Nº	politipo	a _o	b _o	c _o	°β	vol.cela (Å ³)
	1485A	2M ₁	5,184	8,861	20,440	95,887	934,076
		1Md	10,525	5,922	20,452	84,537	1268,971
	1485B ₁	2M ₁	5,218	9,044	20,119	95,703	944,699
	1485C	2M ₁	5,195	8,994	20,066	95,762	932,847
		2M ₂	9,205	5,267	19,944	98,593	956,070
	1485D ₁	1M	5,723	9,122	10,326	103,552	524,076
	1486B	2M ₁	5,183	8,950	20,057	95,890	925,401
	1486A	1M	5,304	9,135	10,181	99,539	486,447
	2070A	2M ₁	5,218	9,211	19,680	95,783	940,996
	2070F	2M ₁	5,176	9,049	20,128	95,920	937,667
	2073B	2M ₁	5,185	9,239	20,031	95,570	955,057
		2M ₂	5,173	8,955	20,038	95,640	923,669
	2075A	2M ₁	5,194	8,997	20,070	95,602	933,403
	2075B	2M ₁	5,348	8,681	20,026	95,491	925,363
	2075D	1M	5,214	9,715	10,768	96,130	542,345
	2076A	2M ₁	5,192	8,977	20,057	95,944	929,813
		2M ₂	8,618	5,360	20,195	99,368	920,455
	2076B	2M ₁	5,199	8,947	20,078	95,831	929,197
		2M ₂	9,032	5,332	20,125	97,160	961,555
	2078A	2M ₁	5,194	8,965	20,047	95,737	928,802
		2M ₂	8,662	5,351	20,194	99,410	923,382

TABELA 5.4. Politipos das micas com características da cela fundamental - Lavras de Governador Valadares.

LAVRA DO BOI	Nº	Politipo	a_o	b_o	c_o	$^\circ\beta$	vol.cela ($\text{\AA}^3$)
	2078B	1M	5,137	9,002	10,217	100,436	464,690
	2079D	2M ₁	5,193	9,041	20,076	95,704	937,816
	2070A	1Md	8,559	5,289	20,265	99,697	904,227

LAVRA DO OLHO DE GATO	1471	2M ₁	5,176	8,971	20,064	95,664	927,127
	1472	2M ₁	5,180	8,995	20,090	95,548	931,691
	1473	2M ₂	5,188	9,045	20,187	95,305	943,159
	1476A	2M ₁	5,182	8,988	20,053	95,702	929,334
	2334B	2M ₁	5,149	9,067	19,959	95,044	928,155
		1M	5,098	9,175	10,156	99,957	467,865
	2342B	2M ₁	5,193	9,020	20,129	95,785	937,988
	2348B	2M ₁	5,181	9,046	20,084	95,593	936,882
	2349B	2M ₁	5,193	9,008	20,109	95,766	935,858
	2351A	2M ₁	5,204	9,010	20,087	95,699	937,182
	2354B	2M ₁	5,200	9,013	20,082	95,712	936,520
	2355B	2M ₁	5,211	9,049	20,014	95,888	938,695
	2358B	2M ₁	5,201	9,059	20,065	95,644	940,815
	2359B	2M ₁	5,194	9,061	20,056	95,914	938,884
	2359C	2M ₁	5,205	9,006	20,127	95,661	938,868
	2363B	2M ₁	5,203	8,955	20,115	96,227	931,625
		1M	5,307	9,026	10,209	101,734	478,830

TABELA 5.4. Politipos das micas com características da cela fundamental - Lavras de Governador Valadares.

LAVRA DO OLHO DE GATO	Nº	Polítipo	a_o	b_o	c_o	$^\circ\beta$	vol.cela (A^3)
	2366C	$2M_1$	5,207	8,927	20,089	96,247	928,288
		$1M$	5,140	8,921	10,271	101,707	461,180
	2531B	$2M_1$	5,240	9,040	20,012	95,633	943,436
	2526B	$2M_1$	5,182	9,017	20,000	95,382	930,291
		$1M$	5,239	9,036	10,187	101,538	472,525
	2341C	$2M_1$	5,194	9,032	20,056	95,661	936,237
LAVRA DO OLHO DE GATO	2369B	$2M$	9,087	5,235	21,248	99,089	998,112

LAVRA DO FERREIRINHA	2234	$1M$	5.437	8.961	10,267	101,543	490,111
	2264B	$1M$	5,161	8,914	10,149	100,490	459,080
	2512C	$2M_1$	5,195	9,063	20,025	95,794	938,093
	2265B	$1M$	5,169	8,940	10,153	100,603	461,133
	2515B	$2M_1$	5,185	9,074	20,049	95,695	938,545
	2266B	$1M$	5,189	9,026	10,135	100,439	466,832
	2520B	$2M_1$	5,255	8,988	20,049	95,797	942,085
		$1M$	5,143	9,016	10,144	100,447	462,599
	2280B	$1M$	5.212	8,551	10,256	99,636	450,604
	2294B	$2M_1$	5.182	9,036	20,020	95,437	933,283
		$1M$	5,766	8.645	11,175	115,197	504,014
	2295C	$2M_2$	9,146	5,269	20,066	98,876	955,454

TABELA 5.4. Polítipos das Micas com características da cela fundamental - Lavras de Governador Valadares.

LAVRA DO FERREIRINHA	Nº	Politipo	a _o	b _o	c _o	°β	vol.cela (A ³)
	2296C	2M ₁	5.204	8.985	20.079	95,902	933,931
	2296D	2M ₁	5.200	9,018	20,102	95,706	937,982
	2297C	2M ₁	5,598	8,873	20,191	90,156	1002,836
		1M	5,346	9,046	10,028	99,938	477,687
	2298B	2M ₁	5,263	8,999	20,009	95,665	943,133
		2M ₂	8,287	5,505	20,126	98,604	907,820
	2298C	2M ₁	5,206	8,912	20,121	95,817	928,754
		1M	8,287	5,505	20,126	98,604	907,820
	2302	1M	5,146	9,012	10,119	100,353	461,581
	2303	2M ₁	5,191	9,035	20,014	95,368	934,479
		1M	5,209	9,058	10,099	100,485	468,604
	2306C	1M	5,322	9,142	10,177	101,897	484,541
	2307B	2M ₁	5,178	9,000	20,159	95,834	934,560
	2307A	2M ₁	5,405	8,903	20,018	94,451	960,466
	2308A	2M ₁	5,220	9,637	17,500	95,788	875,880
		1M	5,242	9,010	10,085	100,538	468,321
	2311B	2M ₁	5,199	9,004	20,067	95,694	934,653
		1M	5,209	9,025	10,203	101,584	469,892
	2314A	1M	5,408	9,385	10,271	101,882	510,185
	2314B	2M ₁	4,420	8,725	24,592	92,720	947,378
		1M	5,194	8,969	10,228	102,294	465,480

TABELA 5.4. Politipos das micas com características da cela fundamental - Lavras de Governador Valadares.

Lavra do Ferreirinha	Nº	Politipo	ao	bo	Co	$^{\circ}\beta$	vol. cela A ³
	2368B	2M ₁	5,303	8,912	20,028	92,936	945,328
		1M	5,150	9,049	10,116	100,546	463,399

Lavra do Faria	148H	2M ₁	5,196	8,957	20,062	95,605	929,113
		2M ₂	9,019	4,949	19,997	95,733	976,673
	149E	2M ₁	5,192	8,942	20,123	95,949	929,230
	I-150A	2M ₁	5,183	8,967	20,048	95,848	926,821
		2M ₂	8,659	5,310	20,190	99,300	916,102
		2M ₂	6,755	8,822	20,656	105,580	1185,756
	276B	2M ₁	5,204	8,966	20,072	96,084	931,366
	277	2M ₁	5,225	9,083	20,055	95,891	946,829
	278C	2M ₁	5,160	8,942	20,058	96,197	920,054

TABELA 5.4. Politipos das Micas com características da cela fundamental - Lavras de Governador Valadares.

fravermelhos, foram obtidos 103 diagramas de micas das quatro lavras; 13 da Lavra do Faria, 17 da Lavra do Boi, 35 da Lavra do Ferreirinha e 38 da Lavra do Olho de Gato.

No grupo das micas as vibrações de estiramento (Stretching) do ânion OH^- são captadas na região entre 3.600 a 3.750 cm^{-1} , enquanto as vibrações de deformação (bending) aparecem na região entre $600\text{-}900 \text{ cm}^{-1}$.

Além dos ânions OH^- há na estrutura das micas outros constituintes, como os ânions silicatos, os cátions octaédricos e os cátions interfoliares. Cada um deles possui uma absorção característica para as vibrações de estiramento e deformação, que é captada em uma determinada faixa do espectro.

As vibrações de estiramento Si-O ocorrem na região entre $700\text{-}1200 \text{ cm}^{-1}$; já as de deformação para o mesmo grupo situam-se entre 150 e 600 cm^{-1} . As vibrações de estiramento das ligações Si-O quase não sofrem influências das variações na composição química das camadas octaédricas ou tetraédricas, porém, as vibrações de deformação são muito afetadas por essas variações, bem como pelas modificações de vibrações dos grupos OH^- . As vibrações dos cátions interfoliares aparecem na região entre 70 e 150 cm^{-1} , logo não são marcadas nos nossos diagramas onde o registro vai só até 200 cm^{-1} .

Muitos trabalhos têm sido publicados sobre o uso das análises de absorção de infravermelhos a minerais da sub-classe filossilicatos, existindo vários atlas e compêndios que reúnem diagramas e algumas notas sobre os tipos de ligações e suas vibrações. Uma revisão sobre a absorção de infravermelho pelos filossilicatos com diagramas demonstrativos é dada em Moenke (1962), Farmer (1974), Gadsden (1975) e Van der Marel e Beutelspacher (1976).

Na série moscovita-fengita, as bandas de absorção do espectro infravermelho para as vibrações de estiramento do OH^- são registradas na região de 3.600 a 3.700 cm^{-1} (3625 , 3635 e 3645

nas moscovitas das lavras estudadas), enquanto as de deformação acham-se localizadas na região de 930 e 405 cm^{-1} . Vedder (1964) e Vedder e Wilkins (1969) estudaram bastante as regiões de absorção das vibrações do ânion OH^- , registrando variações mostradas pelas frequências durante os processos de desidroxilação, reidroxilação, oxidação e redução das micas; foram também obtidos dados de variações ocasionadas por substituições ocorridas principalmente na camada octaédrica. A banda de absorção das vibrações de estiramento do OH^- estará na região 3620, 3600 e 3560 cm^{-1} quando um sítio vazio da camada octaédrica for ocupado. Foram feitas tentativas de correlacionar a posição das bandas do espectro com a carga do íon que ocupa o sítio vazio (Vedder, 1964), tendo sido observadas variações na frequência das bandas 3620, 3600 e 3650 cm^{-1} .

Stubičan e Roy (1961) relacionaram a quantidade de Mg octaédrico na estrutura das moscovitas com a variação de frequência apresentada pela banda a 543 cm^{-1} (Fig. 5.3B.). A substituição do Mg octaédrico pelo Al^{VI} também interfere na forma e nitidez da banda de absorção a 935 cm^{-1} (O-H--Al). A Figura 5.3A. reproduz o gráfico elaborado por Stubičan e Roy (1961) mostrando a relação entre a quantidade de Mg octaédrico e a frequência da banda Si-O-Al $^{\text{VI}}$ (alumínio octaédrico). Utilizando esse gráfico para as nossas amostras chega-se aos seguintes resultados: nas lavras do Ferreirinha e Olho de Gato, o conteúdo de Mg octaédrico varia de zero a 0,30; na lavra do Boi, de zero a 0,20, enquanto na lavra do Faria alcança o valor máximo de 0,25. Apesar de serem encontrados valores de 0,30 para o conteúdo de Mg $^{\text{VI}}$, o histograma da Figura 5.4. mostra que a tendência da maioria das amostras é a de existir números bem menores.

As biotitas foram muito estudadas por Stubičan e Roy (1961), Liese (1963, 1967), Vedder (1964) e Vedder e Wilkins (1969).

A região de absorção das vibrações de estiramento do ânion OH^- sofre modificações, com o aumento do conteúdo em ferro total, responsável por um acréscimo no número e intensidade

FIGURA 5.3. a) Relação entre a frequência de $Si-O-Al^{VI}$ e o conteúdo de Mg^{VI} das micas da série moscovita-fengita (Stubicán e Roy, 1961).

b) Espectro de infravermelho da série moscovita-fengita. Linha contínua, menor conteúdo em Mg^{VI} ; linha pontuada, maior conteúdo em Mg^{VI} (Stubicán e Roy, 1961).

FIGURA 5.4. Relação entre a frequência das amostras de moscovita com o seu conteúdo de Mg^{VI} , nas Lavras de Governador Valadares.

das bandas (Liese, 1967). Vedder e Wilkins (1969) demonstram que há uma perda na nitidez e intensidade dessas bandas de absorção quando ocorre oxidação das biotitas.

A substituição de Al por Si ocasiona variações no espectro de absorção de infravermelhos, levando ao aparecimento de uma nova banda na região de 830 cm^{-1} , e uma série de bandas fracas entre 600 e 780 cm^{-1} (Stubičan e Roy, 1961). Essa nova banda na região de 830 cm^{-1} é questionada por Liese (1963), que em suas pesquisas não a encontrou, acreditando que ela representa meramente uma variação gradual no comprimento de onda. Por sua vez, Liese (1963) observou uma discreta mas sistemática variação nas intensidades de absorção na região de 780 a 650 cm^{-1} , que supõe estar relacionada a mudanças correspondentes na quantidade de alumínio tetraédrico, ou ainda à combinação de variações octaédricas e tetraédricas. Nas amostras da Lavra do Olho de Gato 2360B e 2366B, das quais se obteve análises químicas completas, verificou-se um grande número de bandas referentes às absorções das vibrações de estiramento dos íons OH^- , o que demonstra um aumento na quantidade do ferro total. Não se acha evidente a "nova" banda de Stubičan e Roy a 830 cm^{-1} , e o deslocamento das bandas a 454 cm^{-1} e 673 cm^{-1} relacionado a um aumento do conteúdo de Fe e diminuição em Mg (Liese, 1967) foi bastante discreto.

Nas lavras estudadas só foi reconhecida uma real lepidolita com estrutura trioctaédrica, as demais micas rosadas são litiníferas, tanto na Lavra de Olho de Gato como na do Faria. Lítio é um cátion octaédrico comum as moscovitas, mas pouco se conhece sobre a sua influência nas frequências de absorção das vibrações de estiramento do OH^- (Farmer, 1974).

Todos os trabalhos consultados sobre a análises de absorção de infravermelhos tratam de duas regiões específicas do espectro: da porção onde ocorrem as vibrações de estiramento do OH^- (3600 a 3700 cm^{-1}), e de uma parte da região de "impressões digitais", compreendida entre 1100 e 300 cm^{-1} .

Examinando os diagramas obtidos das análises das amostras das lavras de Governador Valadares estudadas, nota-se a presença de bandas de absorção a 3400 cm^{-1} e 1625 cm^{-1} , que são referentes a H_2O de absorção. A maioria das amostras apresenta na região de 2850 cm^{-1} e 2920 cm^{-1} duas bandas de absorção por vezes bem intensas, e que são características de hidrocarbonetos saturados, muito provavelmente metano. Cita-se ainda a ocorrência de CO_2 em todas as amostras, demonstrada pela banda de absorção em 2350 cm^{-1} (Figs. 5.5a, b.).

Chama a atenção a existência de uma banda bem desenvolvida a 3135 cm^{-1} , e uma outra nítida, de grande intensidade na região de 1395 cm^{-1} , presentes em aproximadamente 50% das amostras da Lavra do Ferreirinha, 100% das da Lavra do Boi, tanto em moscovitas como biotitas, e ausentes na Lavra do Olho de Gato. Van der Marel e Beautelspacher (1976) explicam a banda de absorção a $3200\text{-}3250\text{ cm}^{-1}$ como sendo devida a uma monocamada de moléculas de água, firmemente ligadas à superfície do mineral. A banda de absorção a 1380 cm^{-1} representa vibrações de estiramento das ligações B-O-Si (Sócrates, 1980). Rankama e Sahama (1950) admitem ser provável que, quando a quantidade de boro durante a cristalização magmática é tão pequena para permitir a formação de minerais de boro, ele poderá substituir o silício no tetraedro $[\text{SiO}_4]$. Goldschmidt (1958) faz referência ao conteúdo surpreendentemente baixo de boro (5 ppm de B_2O_3) encontrado em moscovitas, flogopitas, biotitas e lepidomelanas de rochas ígneas. Lopes Nunes (1973) apresenta dados sobre elementos traços em moscovitas e lepidolitas, com os referentes ao boro variando de < 3 a 500 ppm e 4 a 112 ppm, respectivamente.

As análises, por espectrografia óptica, de amostras das Lavras do Boi e do Ferreirinha apresentam os seguintes valores de boro em ppm (Tabela 5.5.).

FIGURA 5.5a. Diagrama de espectrografia de absorção de infravermelhos de moscovitas das lavras de Governador Valadares.

LAVRA	Nº	ESPÉCIE	B (ppm)
Boi	1485A	Moscovita	105
Boi	1485D ₁	Biotita	22
Boi	2075B	"Rubi"	47
Ferreirinha	2297C	Moscovita	520
Ferreirinha	2298B	Moscovita	72
Ferreirinha	2314B	Moscovita	23

TABELA 5.5. Teor em boro de amostras de mica.

Finalmente, as análises por espectrografia de absorção de infravermelhos auxiliam na identificação dos politipos. Os politipos monoclinicos podem ser distinguidos dos triclinicos 3T pela banda de absorção mais forte a 760 cm^{-1} dada pelo politipo 3T e também pela ausência de um patamar a 640 cm^{-1} no espectro do 3T, que ocorre nos politipos monoclinicos 1M e 2M (Vedder, 1964).

Poucas foram as amostras analisadas quimicamente. Dessa forma, as interpretações baseiam-se apenas em 8 análises da Lavra Olho de Gato (6 moscovitas e 2 biotitas), 7 moscovitas da Lavra do Ferreira, 3 moscovitas da Lavra do Faria e 2 moscovitas da Lavra do Boi (Tabela 5.6., 5.7. e 5.8.).

As fórmulas estruturais foram calculadas a partir de análises incompletas, pois só para 5 amostras da Lavra do Ferreira foram obtidos valores para perda ao fogo e flúor. Através dessas análises é possível constatar o seu conteúdo muito pequeno em flúor, de resto já demonstrado pelas análises de espectrografia de absorção de infravermelhos que apresenta picos característicos para OH^- e H_2O . Com base em dados conseguidos por esses dois métodos chega-se à conclusão de que as micas que ocor

(Z)		2319E	2360B	2319B	2362B	2331B	2366B	2366C	2368B
	SiO ₂	46,3	37,1	47,0	46,2	45,2	35,7	46,0	45,7
	Al ₂ O ₃	34,9	20,0	34,8	34,3	34,3	21,0	34,8	36,8
	Fe ₂ O ₃	0,92	11,7	1,1	2,0	0,72	4,5	1,2	0,62
	FeO	1,15	11,77	0,87	1,00	1,87	19,98	1,29	1,87
	CaO	0,01	0,18	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,02	< 0,01	< 0,01
	MgO	0,43	3,1	0,33	0,12	0,41	3,7	1,0	0,41
	Na ₂ O	0,51	0,32	0,64	0,60	0,64	0,13	0,61	0,63
	MnO	0,20	0,31	0,18	0,13	0,40	0,393	0,002	0,047
	K ₂ O	9,5	5,6	9,2	9,1	12,1	9,7	11,2	10,7
	TOTAL	93,92	90,08	94,13	93,46	95,29	95,123	96,13	96,787
(ppm)	Rb	1760	840	1950	2790	1800	1310	1050	1700
	Sr	< 5	11	210	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
	Cs	600	1000	620	260	87	430	48	120
	Li	883	2013	835	1071	1091	3022	778	1136
FÓRMULA ESTRUTURAL - Número de fons na base de 48(0,0H,F)									
TETRAÉDICA	Si	12,128	5,071	12,312	12,102	11,840	4,88	12,045	11,97
	Al	3,872	0,929	3,688	3,896	4,160	1,12	3,955	4,03
OCTAÉDICA	Al	6,902	2,293	7,054	6,69	6,428	2,26	6,783	7,33
	Fe ²⁺	0,252	1,345	0,191	0,219	0,41	2,28	0,282	0,409
	Fe ³⁺	0,182	1,2	0,216	0,394	2,142	0,46	0,236	0,12
	Mn	0,044	0,036	0,04	0,029	0,009	0,046	0,005	0,01
	Mg	0,168	0,632	0,129	0,047	0,16	0,75	0,390	0,160
	Li	0,424	0,11	0,352	0,488	0,496	0,716	0,352	0,516
INTERCAMIADA	K	3,174	0,976	3,074	3,042	4,044	1,692	3,74	3,576
	Ca	0,003	0,026	0,003	0,003	0,0003	0,003	0,003	0,003
	Na	0,258	0,084	0,326	0,304	0,326	0,034	0,31	0,32
	Rb	0,064	0,016	0,072	0,1	0,066	0,026	0,038	0,062
	Cs	0,014	0,01	0,014	0,006	0,002	0,006	0,012	0,002

TABELA 5.6. Composição Química das micas da lavra do Olho de Gato.

		2264L	2265L	2294b	2211b	2266L	2306c	2520b
(Z)	SiO ₂	47,1	47,1	46,5	46,8	47,3	45,6	45,9
	Al ₂ O ₃	34,4	34,6	35,5	34,4	34,0	33,2	35,0
	Fe ₂ O ₃	1,7	1,5	1,2	1,5	1,4	2,1	1,5
	FeO	0,43	0,58	1,01	0,87	0,58	0,58	1,15
	HgO	0,72	0,44	0,54	0,38	0,58	0,57	0,61
	CaO	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
	Na ₂ O	0,46	0,53	0,60	0,61	0,67	0,55	0,61
	K ₂ O	9,7	9,8	9,7	9,5	10,0	12,5	10,9
	TiO ₂	0,21	0,17	0,14	0,13	0,18	-	-
	P ₂ O ₅	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	-	-
	MnO	0,03	0,03	0,03	0,06	0,03	0,034	0,031
	PF	4,55	5,11	4,44	-	4,69	-	-
	H ₂ O ⁺	0,94	1,65	1,00	1,37	1,35	-	-
TOTAL		100,3	101,57	100,72	95,68	100,84	95,144	95,71
(ppm)	F	2200	1900	2460	3780	2000	-	-
	Li	372	279	372	511	372	490	410
	Rb	920	780	870	2010	880	1600	1850
	Sr	10	< 10	31	13	24	< 5	< 5
	Cs	63	10	13	69	49	52	200
TETRÁD.	Si	12,43	12,37	12,27	12,35	12,48	12,03	12,023
	Al	3,57	3,63	3,73	3,65	3,52	3,97	3,977
	Al	7,13	7,07	7,31	7,05	7,06	6,35	6,827
	Ti	0,042	0,034	0,03	0,026	0,036	-	-
	Fe ³⁺	0,338	0,296	0,24	0,298	0,278	0,416	0,296
	Fe ²⁺	0,09	0,127	0,22	0,19	0,128	0,128	0,252
	Mn	0,007	0,007	0,007	0,013	0,007	0,008	0,007
	Mg	0,28	0,172	0,21	0,149	0,228	0,22	0,238
	Li	0,17	0,12	0,16	0,234	0,17	0,22	0,0076
INTERCAMADA	K	3,266	3,282	3,26	3,2	3,36	4,2	3,64
	Ca	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
	Na	0,236	0,27	0,306	0,312	0,342	0,262	0,31
	Rb	0,034	0,028	0,032	0,072	0,074	0,06	0,07

TABELA 5.7. Composição química das micas da lavra do Ferreirinha.

(z)		149E	149H	277
	SiO ₂	45,3	49,7	46,1
	Al ₂ O ₃	34,7	29,2	35,5
	Fe ₂ O ₃	0,84	0,10	0,90
	FeO	1,58	0,14	1,44
	CaO	< 0,01	< 0,01	< 0,01
	MgO	< 0,01	< 0,01	0,61
	Na ₂ O	0,52	0,32	0,69
	MnO	0,500	0,630	0,040
	K ₂ O	11,2	11,7	11,5
	TOTAL	94,66	91,81	96,79
(ppm)	Rb	4500	6300	1200
	Sr	< 5	< 5	< 5
	Cs	610	2000	61
	Li	4667	18334	1772

20738	2080A
46,6	45,1
34,2	34,4
1,0	1,2
1,15	1,58
< 0,02	< 0,01
0,64	0,28
0,92	0,54
0,033	0,058
11,7	13,3
96,263	96,468
980	2400
< 5	< 5
43	360
595	517

FÓRMULA ESTRUTURAL - Número de íons na base de 48(O,OH,F)

TETRAÉD.	Si	12,106	13,26	12,32
	Al	3,894	2,72	3,68
OCTAÉDRICOS	Al	7,034	6,48	7,5
	Fe ²⁺	0,353	0,031	0,32
	Fe ³⁺	0,168	0,02	0,18
	Mn	0,113	0,143	0,009
	Mg	0,004	0,004	0,243
	Li	1,08	4,24	0,40
INTERCAMADA	K	3,818	3,99	3,92
	Ca	0,003	0,003	0,003
	Na	0,270	0,164	0,358
	Rb	0,170	0,236	0,046
	Cs	0,014	0,048	0,002

12,453	12,053
3,547	3,947
7,223	6,887
0,257	0,353
0,2	0,242
0,007	0,013
0,255	0,112
0,14	0,118
3,99	4,54
0,006	0,003
0,476	0,280
0,036	0,090
-	0,038

Lavra do Faria

Lavra do Boi

TABELA 5.8. Composição química das micas das lavras do Faria e Boi.

rem nessas lavras da região de Governador Valadares são hidroxiladas.

Nas posições tetraédricas, silício e alumínio mantêm a proporção de três átomos de silício para um de alumínio na malha unitária. As posições octaédricas das moscovitas são preenchidas por Al^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} e Li^{+} , enquanto nas biotitas elas o são por esses mesmos elementos e, ainda, Ti^{4+} . Os elementos que ocupam as posições de cátions interfoliares são: K^{+} , Na^{+} , Rb^{+} , Ca^{2+} , Cs^{+} e Sr^{2+} (Tabelas 5.6., 5.7. e 5.8.).

Considerando os valores médios para cada componente das quatro lavras, depreende-se que a Lavra do Faria possui maior conteúdo em elementos alcalinos (K, Na, Rb, Cs e Li), sendo seguida em ordem decrescente pelas Lavras do Olho de Gato, Boi e Ferreirinha, o que pode ser também interpretado como significando uma variação na intensidade de diferenciação alcançada por esses corpos pegmatíticos. (Tabelas 5.9. e 5.10.).

As micas de coloração rósea a lilás, que nem sempre são corretamente denominadas lepidolitas, e que ocorrem nas Lavras do Faria e Olho de Gato, mostram um teor em lítio atingindo no máximo a 18.334 ppm, o que obriga a sua classificação como moscovitas litiníferas (Foster, 1960; Deer et al., 1966; Lopes Nunes, 1973).

Comparando os dados obtidos para os elementos alcalinos, através das análises químicas constantes das Tabelas 5.6. e 5.7. e as posições dessas amostras no corpo pegmatítico representadas no perfil, nota-se que a variação no seu conteúdo se dá de maneira crescente para os elementos Rb e Li, partindo da zona marginal em direção ao núcleo, e de forma decrescente em relação ao K. Na Lavra do Ferreirinha, a concentração em rubídio é maior nas amostras localizadas em corpos de substituição e nas situadas mais próximas ao núcleo; já as amostras das zonas marginal e mural contêm valores bem menores. A mesma relação é observada para lítio. Entretanto, a distribuição do conteúdo em césio não se acha

TABELA 5.9. Elementos traços em Micas - Lavra do Olho de Gato.									Lavra do Boi.	
	2319E	2060b	2319b	2362b	2331b	2366b	2366c	2368b	2073b	2080A
Li _{ppm}	883	2013	835	1071	1091	3022	788	113	595	517
Rb _{ppm}	1760	840	1950	2790	1800	1310	1050	1700	980	2400
Sr _{ppm}	< 5	< 11	< 210	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Cs _{ppm}	600	1000	620	260	87	430	48	120	43	360

K/Rb	44,8	55,3	39,2	27,1	55,8	61,5	88,5	52,2	99,1	46,0
K/Cs	131,4	46,5	132,2	290,5	1154,4	187,2	1936,7	740,1	2258,4	306,6
Rb/Cs	2,9	0,8	3,2	10,7	20,7	3,0	22,9	14,2	22,8	6,7
Li/Cs	1,5	2,0	1,4	4,1	12,5	7,0	16,2	9,5	13,8	1,4
Rb/Sr	> 352	76,4	9,3	> 558	> 360	> 262	> 210	> 340	> 196	> 480

TABELA 5.10. Elementos traços em Micas - Lavra do Ferreirinha.								Lavra do Faria		
	2264b	2265b	2294b	2311b	2266b	2306c	2520b	149E	149H	277
F _{ppm}	2200	1900	2460	3780	2000	-	-	-	-	-
Li _{ppm}	372	279	372	511	372	490	410	4667	18334	1772
Rb _{ppm}	920	780	870	2010	880	1600	1850	4500	6300	1200
Sr _{ppm}	10	< 10	31	13	24	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Cs _{ppm}	63	10	13	69	49	52	200	610	2000	61

K/Rb	87,5	104,2	92,5	39,3	94,3	64,9	48,9	20,7	15,4	79,5
K/Cs	1277,8	8130,0	6192,3	1143,5	1693,8	1996,2	452,5	152,4	48,6	1564,8
Rb/Cs	14,6	78,0	66,9	29,1	17,9	30,8	9,3	7,4	3,2	19,7
Li/Cs	5,9	27,9	28,6	7,4	7,6	9,4	2,1	7,7	9,2	29,1
Rb/Sr	92,0	> 78,0	28,1	154,6	36,7	> 320	> 370	> 900	> 1260	> 240

tão definida, provavelmente porque os seus teores são muito baixos; a amostra que apresenta maior valor é a de número 2520B, obtida de um corpo de substituição.

O comportamento dos teores em elementos alcalinos da Lavra Olho de Gato é bastante similar ao da lavra anteriormente referida, lembrando contudo que o perfil da Lavra do Ferreirinha é mais demonstrativo para essas variações, pois contém todas as zonas inclusive o núcleo.

As biotitas analisadas possuem maior teor em lítio relativamente às moscovitas, como exemplificado pelas micas 2366B (biotita) e 2366C (moscovita), retiradas da mesma amostra da zona mural da Lavra do Olho de Gato, apresentando 3022 ppm e 778 ppm de lítio. Como ocorrência de biotita acha-se relacionada principalmente à zona marginal, que é a mais temporã em relação à cristalização e resfriamento, o baixo conteúdo em rubídio fornecido pelas análises já era de se esperar, vindo assim confirmar expectativa de que quanto mais tardia for a fase mineral, maior será a sua concentração em rubídio.

A Figura 5.6. ilustra a composição química dessas biotitas projetada no diagrama de variação de biotitas e flogopitas com o tipo de rocha. A amostra número dois encontra-se deslocada da região no diagrama relativo a pegmatitos por estar alterada, tendo sofrido oxidação de Fe^{2+} para Fe^{3+} . O conteúdo em Mn é muito baixo e muito semelhante nas duas amostras, por isso não foi feita a soma $\text{FeO} + \text{MnO}$, e também porque não foi dosado o TiO_2 .

A relação entre o conteúdo K e o Rb é fornecida no gráfico da Figura 5.7., originalmente proposto por Ahrens et al. (1952). As linhas interrompidas determinam os limites de variação das razões normais encontradas pelos autores (220 a 230) e confirmadas por outros pesquisadores (Taylor et al., 1956). As amostras cujas relações K/Rb acham-se plotadas fora desses limites possuem valor anormal (Heier e Taylor, 1959a). A linha contínua indica o valor médio que a relação K/Rb toma para as diferen

FIGURA 5.6. Variação da composição química de biotitas e flogopitas com o tipo de rocha. Amostra nº 1, 2.366B; nº 2, 2360B (Engel e Engel, 1960).

FIGURA 5.7. Relação K/Rb nas micas das lavras de Governador Valadares.

tes formações geológicas e meteoritos.

O diagrama acima evidencia que as quatro lavras estudadas apresentam grau de diferenciação variado. As amostras da Lavra do Ferreirinha, retiradas da zona marginal e mural, ocupam posição bem próxima à linha dos valores médios, enquanto as provenientes de corpos de substituição localizam-se fora da linha que determina o limite das razões normais, porém ainda não muito distante dela, o que leva a concluir que esse pegmatito é pouco diferenciado.

Na Lavra Olho de Gato, das oito amostras analisadas, sete situam-se fora da linha dos limites de variação para a relação K/Rb , exibindo um maior conteúdo em rubídio que o da Lavra anterior. Desta mesma lavra há seis dados de análises obtidas por Wegner (1983), que mostram um conteúdo maior em rubídio, porém como essas análises não se fazem acompanhar de descrição macroscópica e paragénese, nem tampouco de perfil que demonstre a sua posição no interior do corpo, torna-se difícil interpretá-las. Comparando os dados das duas lavras, pode-se afirmar que o corpo pegmatítico Olho de Gato é mais diferenciado que a do Ferreirinha.

Quanto à Lavra do Boi, o número restrito de amostras analisadas e a ausência de perfil tornam precipitada qualquer conclusão sobre o grau de diferenciação alcançado. Não obstante, uma das amostras demonstra maior grau na diferenciação em relação ao valor normal, como já era esperado.

Os teores mais elevados em rubídio para as micas investigadas provêm das amostras da Lavra do Faria, que além de ter um conteúdo mais alto em álcalis, possui uma assembléia mineral que permite afirmar ser este corpo pegmatítico mais evoluído dentre os estudados.

A razão Li/Rb (Fig. 5.8.) mostra uma maior densidade de pontos em uma zona situada bem próxima à origem do diagrama. A linha interrompida 1 indica a tendência dada pelas moscovitas dos

FIGURA 5.8. Relação Li/Rb nas micas das lavras de Governador Valadares.

pegmatitos potássicos, radioativos e sodolitíferos, investigados por Lopes Nunes (1973), sendo que as amostras das variedades litíferas ocupam a porção da extremidade superior dessa linha. Somente duas amostras (Lavra do Faria) localizam-se em posições indicativas de conteúdo relevante em Rb e Li, as demais que se concentram próximas à origem, de forma semelhante às micas dos pegmatitos potássicos pesquisados por aquele autor, têm teores bastante baixos para os dois elementos.

A razão Li/Cs não é elucidativa para a Lavra do Ferreirinha, pois o conteúdo em Li de suas amostras é muito pequeno, enquanto o de Cs alcança praticamente o limite de sensibilidade dos métodos analíticos empregados (Fig. 5.9.).

Na Lavra do Olho de Gato, as amostras de mica apresentam conteúdo pouco mais elevado nesses elementos que na anterior, ainda que estejam distribuídos sem tendência determinada.

Os dados obtidos para as Lavras do Faria e Boi, juntamente com os relativos a duas amostras da Lavra do Olho de Gato, determinam a linha 1, que revela um aumento gradativo em lítio e cézio, sobretudo para o corpo do Faria.

A Figura 5.10., relacionando as razões K/Rb das amostras de mica com o seu teor em Rb, indica uma variação crescente do conteúdo em rubídio com a diminuição da razão K/Rb, que é resultante da tendência observada nos perfis, onde pode-se verificar um aumento na concentração em rubídio junto às zonas mais internas em comparação com as mais externas do corpo pegmatítico.

Os dados obtidos vêm reforçar as conclusões extraídas Aleksandrov e Laricheva (1983) para a distribuição de rubídio em micas.

1. O conteúdo em rubídio das moscovitas de pegmatitos graníticos pode variar de 0,01 a 1,2%. Pegmatitos micáceos (classe na qual se enquadram os investiga-

FIGURA 5.9. Relação Li/Cs nas micas das Lavras de Governador Valadares.

FIGURA 5.10. Relação entre a razão K/Rb e a quantidade em Rb nas micas de lavras de Governador Valadares.

dos) e cerâmicos diferem dos mineralizados a metais raros pela concentração mais baixa em rubídio exibida pelos primeiros em relação aos últimos.

2. O conteúdo em rubídio das moscovitas é determinado pela especificidade da região e pela diferenciação durante a formação pegmatítica. A especificidade governa a posição do corpo pegmatito nos gráficos, isto é, o teor médio de rubídio. A distribuição do rubídio através do corpo pegmatítico é dependente da diferenciação.
3. Os conteúdos em rubídio das moscovitas e feldspatos potássicos são equivalentes como indicadores geoquímicos para as razões K/Rb.

Os elementos alcalino-terrosos acham-se presentes nessas amostras de mica em concentrações muito baixas, que se situam no limiar da sensibilidade permitida pelos métodos analíticos utilizados, como demonstrado pelos valores obtidos para cálcio e estrôncio.

6. QUARTZO

6.1. Introdução

Nas lavras estudadas, o aparecimento do quartzo é variável nas diferentes porções do corpo. Na zona marginal, ele ocorre em menor proporção associado a outros minerais, enquanto na zona mural sua incidência acha-se sempre relacionada a um arranjo gráfico com o feldspato potássico. A zona intermédia é caracterizada por grandes cristais tanto de quartzo como de feldspato, sendo o núcleo, uma zona, comumente constituída só por quartzo.

O nome quartzo foi introduzido no final do século XVIII, em substituição ao termo cristal de rocha, empregado até aquela época. Esta palavra parece ser derivada do termo de origem saxônica "querkluftertzt", que se transformou na forma condensada Querertz e, finalmente, em quartzo (Deer et al., 1963).

Vários textos têm sido redigidos contendo uma revisão sobre propriedades físicas, cristalografia, análises químicas, relações de fase no sistema SiO_2 , como a elaborada por Frondel (1962), porém, a abordagem aqui se restringirá ao polimorfo α do quartzo, as inclusões fluídas, a malha unitária e os elementos traços.

6.2. Polimorfos

Sendo os pegmatitos graníticos formados a partir de fusões enriquecidas em água, e cristalizados em ambientes plutônicos, neles só é possível encontrar os polimorfos quartzo α e quartzo β , pois essas são as condições que caracterizam os campos de estabilidade destas formas minerais.

Entretanto, como a fusão granítica que produz os pegmatitos é muito rica em água e a temperatura do "minimum" é normalmente mais baixa do que no sistema $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$

(Tuttle e Bowen, 1958), devido à presença de F, Li, B e outros elementos, a frequência de cristalização do quartzo β torna-se muito limitada. Como resultado, o maior índice de ocorrência é a do polimorfo quartzo α , fato aliás comprovado pela frequência do aparecimento nos pegmatitos de quartzo de hábito prismático.

Na Figura 6.1., a linha interrompida que intercepta o "solidus" granito saturado em água o faz a uma pressão de 3 Kbar e a uma temperatura de 665°C através da curva S(1)H.P., enquanto a linha l(S)H.P. representa o "liquidus" para o mesmo magma, e S(1) para o sistema haplogranito onde ocorrem Li, B e F livres. Acha-se também assinalada a linha que determina a temperatura crítica para o "solvus" dos feldspatos alcalinos (Martin e Bonin, 1974).

Ocorrências bem documentadas de quartzo β em pegmatitos não são comuns. Tan (1966) assinala uma interessante ocorrência de, excepcionalmente, bem desenvolvido quartzo em microlina proveniente de Cranberry Creek, Nova Iorque, E.U.A. Quensel (1942) descreve uma significativa inversão quartzo $\beta \rightarrow \alpha$ em amostra maciça de quartzo leitoso do pegmatito de Varuträsk, Suécia.

Barsanov e Gureeva (1964) relatam a importância da ocorrência dos geminados de quartzo segundo a lei do Delfinado (macle de interpenetração onde o eixo cristalográfico c é o eixo de geminação) como um resultado da inversão quartzo $\beta \rightarrow \alpha$.

6.3. Estrutura e composição

A estrutura dos diversos polimorfos de sílica tem um ponto em comum no que diz respeito à polimerização do tetraedro SiO_4 , onde todos os oxigênios são compartilhados pelos tetraedros vizinhos, proporcionando um arranjo no qual cada átomo de silício tem quatro oxigênios como vizinhos mais próximos, enquanto cada oxigênio somente possui dois silícios.

FIGURA 6.1. Posições da transição Quartzo α — β e temperatura crítica nos "solvus" dos feldspatos alcalinos (Martin e Bo-nin, 1974).

Forma de SiO ₂	Sistema	Classe da simetria	a Å	b Å	c Å	Densidade
Quartzo α	Trigonal	32	4.913	-	5.405	2,65
Quartzo β	Hexagonal	662	5.01	-	5.47	

TABELA 6.1. Dados cristográficos dos polimorfos do quartzo (Deer et al., 1966).

Os parâmetros celulares do quartzo α têm sido medidos em muitas espécies, e por muito pesquisadores, e como há constância nos valores obtidos para amostras de várias localidades, o mineral vem sendo utilizado como padrão para a calibração de diagramas de pó em análises de raios X. A Tabela 6.1. reproduz os dados de Deer et al. (1966) para os dois polimorfos, enquanto a Tabela 6.2. apresenta os obtidos das análises de quartzo das lavras de Governador Valadares investigadas.

Métodos muito precisos de medida revelam significativas diferenças nesses valores, que, muito provavelmente, resultam da associação em solução sólida com íons de impurezas.

A composição parece ser tão pouco variável quanto a estrutura. No quartzo a principal impureza é o alumínio, que pode ser neutralizado na estrutura por três mecanismos: 1) substituição de um oxigênio da estrutura por OH; 2) pela introdução nos interstícios de cátions monovalentes como Na⁺ e Li⁺, e 3) pela combinação de ambos mecanismos.

Os elementos traços encontrados nas amostras estudadas foram detetados por meio de análises qualitativas de fluorescência de raios X. São eles: W, Ti, Mn, Fe, Ca, K, Al e Cl, contudo, os elementos W, Ti, Mn e Fe pareciam decorrer, pelo menos em parte, de contaminação havida no decurso da moagem.

A cor exibida pelo quartzo pode evidenciar macroscopicamente o elemento traço que ele contém e, algumas vezes, a posição que ocupa na estrutura cristalina. Nas variedades incolor, enfumado e leitoso, o mineral é de ocorrência comum nas quatro lavras, porém a variedade rósea só foi reconhecida na Lavra do Ferreirinha.

A cor enfumada do quartzo decorre de uma banda de absorção do espectro eletromagnético da luz visível, relacionada à presença de alumínio na posição do silício ou à transferência de elétrons associada a defeitos estruturais induzidos como resultado de radiações (Nassau e Prescott, 1977), provocada por minerais radioativos que possam existir nos corpos onde essa variedade ocorra. O quartzo leitoso indica a presença de uma miríade de inclusões fluídas que podem conter apreciáveis concentrações de elementos incompatíveis (Martin, 1982). A cor rosa do quartzo tem sido atribuída ao manganês, embora haja alguma evidência que essa cor esteja associada a titânio e lítio (Deer et al., 1966).

A. ST. M	L. Olho de Galo	L. Boi
5.0490	1474C	2071B
4,26	4,2342	4,2342
3,343	3,3362	3,3411
2,458	2,4525	2,4538
2,282	2,2769	2,2758
2,237	2,2336	2,2347
2,128	2,1231	2,1241
1,980	1,9754	1,9786
1,817	1,8153	1,8166
1,801		
1,672	1,6695	1,6712
1,659	1,6573	1,6589
1,608		1,6089
1,541	1,5395	1,5413

TABELA 6.2 - Análise de Difração de Quartzo.

Existem ainda outros elementos e minerais que ocorrem como inclusões fluídas e que também ocasionam modificações físicas e estruturais no quartzo, contudo, esse tópico será abordado no item seguinte.

6.4. Inclusões fluídas

As amostras coletadas, provenientes das lavras da região de Governador Valadares, não foram analisadas através de métodos microscópicos ou mesmo químicos, com o objetivo de se conhecer o número e a composição química das inclusões fluídas. Todas as informações obtidas são fruto de cuidadoso estudo por meio do método de análise de espectrografia por absorção de infravermelhos.

No quartzo, há seis modos de vibração de estiramento das ligações Si-O-Si, porém o "doublet" em 780 e 790 cm^{-1} é o mais utilizado para distingui-lo das outras formas polimórficas (Figs. 6.2. e 6.3.).

Espécimes naturais e também sintéticos podem conter quantidade razoável de ligações SiOH, proveniente de íons OH^- e água associados com metais alcalinos presentes quando da substituição de Si por Al. Estas modificações contribuem para o aparecimento de banda distinta de absorção entre 3200 e 3600 cm^{-1} (Farmer, 1974).

As bandas de absorção relacionadas à presença de CO_2 , metano, água e OH^- , da mesma forma que nas micas e feldspatos, se mostram bastante nítidas nos quartzos estudados. Isto concorda com relatos de Martin (1982), relativos à presença dessas mesmas substâncias como inclusões fluídas.

A presença de boro, demonstrada pela banda em 1395 cm^{-1} só ocorre nas análises das amostras provenientes das Lavras do Ferreirinha e Boi, visto que esses pegmatitos não apresentam turmalina, caso da primeira, ou que só contém turmalina negra, em

FIGURA 6.2. Diagrama de espectrografia de absorção de infravermelhos - Quartzo.

FIGURA 6.3. Diagrama de espectrografia de absorção de infravermelhos - Quartzo.

pequena quantidade, como na segunda. Malinko et al. (1976) chegaram à conclusão de que muito do conteúdo de boro no quartzo está associado com inclusões fluídas.

Além das já citadas, há possibilidade de se ter ainda como inclusões cristais de halita, silvita, elpasolita, criolita, fluorita e de outras fases que poderiam explicar a presença de Na, K, Ca e Cl nas análises por espectrografia de fluorescência de raios X (Martin, 1982).

7. MINERAIS ACESSÓRIOS

7.1. Introdução

Os minerais acessórios, apesar da pequena quantidade nos corpos pegmatíticos, são os fatores responsáveis por sua maior ou menor importância econômica.

Os corpos pegmatíticos estudados por serem na sua maioria mineralizados a mica e, portanto, com um grau pequeno de diferenciação (Fersman, 1931; Vlassov, 1952; Ginsburg, 1955; Varlamoff, 1959) são portadores de um número bastante restrito de minerais acessórios.

Nos parágrafos seguintes, será feita a abordagem sucinta de cada um deles reunindo as análises empregadas para a sua identificação e possível aproveitamento econômico.

7.2. Berilos

Como mencionado previamente, a Lavra do Boi é a única sem berilos. Nas demais, esse mineral é encontrado tanto na forma de belos cristais transparentes, de tonalidade azul claro, que podem ser lapidados, representando a variedade água marinha como também na de minerais industriais usados para a obtenção do metal berílio.

A estrutura do berilo (Bragg e West, 1926; Belov e Matveeva, 1950) consiste de uma série de tetraedros SiO_4 e BeO , conectados com octaedros AlO_6 à razão de 6:3:2, dando a composição $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$. Todos os tetraedros SiO_4 ocorrem em arranjo cíclico com simetria hexagonal de modo que o espilhamento das unidades anelares adquire forma paralela ao eixo cristalográfico c . O canal assim formado tem aproximadamente 5,1 Å de diâmetro. A substituição do Fe^{2+} pelo Al^{3+} , ou ainda a omissão de um

íon Be^{2+} , produz uma carga residual que é neutralizada pela entrada de íons alcalinos no canal (Wood e Nassaw, 1968), com uma única exceção, o Li^+ . Pequenas proporções de íons aparecem na forma de impurezas, Fe^{3+} e Cr^{3+} , em substituição ao Al^{3+} . O lítio entra na estrutura em substituição ao berílio.

As análises de espectrografia de absorção de infravermelhos demonstram que os berilos analisados exibem as bandas principais características do tetraedro SiO_4 a 8.2μ ou 10μ e a banda $12,5 \mu$, que evidencia o arranjo anelar com simetria hexagonal.

Dois tipos de moléculas d'água podem ser identificados: a água do tipo I, que se posiciona na estrutura com o vetor H-H paralelo ao eixo c cristalográfico formada por uma ponte de hidrogênio com oxigênios de dois diferentes anéis e apresentando bandas de absorção a 1542 , 3555 e 3694 cm^{-1} ; e a água do tipo II, que tem o vetor H-H perpendicular ao eixo c , formada por uma ponte de hidrogênio com dois oxigênios opostos de um mesmo anel (Fig. 7.1.).

O CO_2 é também encontrado no canal da estrutura dos berilos, devido ao fato de ser uma molécula linear cujas dimensões alcançam $2,8 \times 2,8 \times 5,0 \text{ \AA}$. A molécula de gás carbono pode se posicionar de forma perpendicular (em 80% dos casos) ou paralela ao eixo c , prostrando bandas de absorção a 2390 cm^{-1} e 2370 cm^{-1} , respectivamente. O dióxido de carbono pode ocorrer na forma gasosa como inclusão, com banda de absorção a 2349 cm^{-1} .

Em adição ao CO_2 e H_2O , outras moléculas têm sido citadas na literatura como obtidas através do aquecimento de amostras de berilo, como é o caso de He, A, N_2 , H_2S e CH_4 , esta última evidenciada na Fig. 7.1. pelas bandas de absorção a 2850 e 2915 cm^{-1} (Böse, 1936; Aldritch e Nier, 1948; Correia Neves et al., 1984).

Através das análises de difração de raios X, é possí-

FIGURA 7.1. Diagrama de espectrografia de absorção de infravermelhos - Berilos.

vel notar que as amostras das Lavras de Governador Valadares apresentam-se alteradas e, por vezes, com alguma quantidade de quartzo. Os minerais, produtos de alteração à baixa temperatura, foram caracterizados como bertrandita e bavenita (Burt, 1982).

Análises quantitativas foram executadas em seis amostras, duas de cada lavra, com as características macroscópicas contidas na Tabela 7.1. Por outro lado, Correia Neves et al. (1984) estudaram 14 amostras de berilo das quais a de número 152 procede da Lavra do Faria.

AMOSTRA	LAVRA	CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS
152	Faria	Massa xenomórfica azul
279A	Faria	Massa xenomórfica azul
279B	Faria	Massa xenomórfica rosada
2236B	Ferreirinha	Cristal prismático azul
2236A	Ferreirinha	Cristal prismático branco
1482	Olho de Gato	Cristal prismático azul
2324C	Olho de Gato	Cristal prismático azul

TABELA 7.1. Características morfológicas das amostras de berilo.

As variações na composição química do berilo, particularmente quanto aos teores de álcalis e H_2O , acham-se fortemente correlacionadas às características geoquímicas e paragenéticas dos sistemas geológicos em que o mineral ocorre, e portanto, também dos pegmatitos. Černý (1975) elaborou uma classificação de pegmatitos portadores de berilo em cinco tipos, tomando por base a proposta por Beus (1960), na qual se utiliza a variação do teor em álcalis como parâmetro de referência principal.

As análises da Tabela 7.2., que também contém o número de átomos por cela elementar, permitem classificar o corpo da Lavra do Faria como do tipo IV (berilos ricos em Na e Li), caracterizando pegmatitos portadores de lítio; os da Lavra do Fer

LAVRA	FARIA			FERREIRINHA		OLHO DE GATO	
%	152	279A	279B	2236B	2236A	1482	2324C
SiO ₂	64,8	66,2	66,6	66,2	83,0	66,8	66,8
Al ₂ O ₃	17,4	18,0	18,5	17,4	4,3	18,2	18,4
Fe ₂ O ₃	1,51	0,82	0,10	0,83	0,15	0,57	0,42
BeO	14,0	11,9	10,9	12,4	10,1	11,7	11,8
Na ₂ O	0,55	0,65	0,98	0,51	0,13	0,70	0,48
K ₂ O	> 0,10	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03
Li ₂ O	0,05	0,16	0,67	0,039	0,037	0,078	0,10
Rb ₂ O	0,005	0,019	0,066	0,016	0,005	0,014	0,0156
Cs ₂ O	0,10	0,25	1,02	0,33	0,04	0,17	0,28
P.F.	1,54	2,47	2,68	2,58	2,14	2,07	2,10
TOTAL	100,534	100,499	101,556	100,355	99,942	100,342	100,426
ppm							
Rb	23	90	300	74	24	63	71
Cs	940	1190	4810	1550	190	820	1340
Li	200	744	3116	181	172	363	465

Número de cátions calculados na base de 32 átomos de oxigênio

Fórmula estrutural	Si	11,67	11,96	11,92	11,98	15,08	12,09	12,08
	Al	3,69	3,83	3,90	3,71	0,92	3,88	3,92
	Fe ³⁺	0,20	0,11	0,013	0,11	0,02	0,78	0,057
	Be	6,05	5,17	4,69	5,39	4,41	5,09	5,13
	Na	0,19	0,23	0,34	0,18	0,05	0,246	0,168
	K	< 0,02	0,007	0,009	0,01	0,009	0,009	0,007
	Li	0,04	0,116	0,48	0,028	0,027	0,058	0,073
	Rb	0,006	0,002	0,008	0,002	0,0006	0,002	0,002
	Cs	0,008	0,019	0,078	0,025	0,003	0,013	0,022
	H ⁺	1,85	2,98	3,199	3,115	2,594	2,499	2,533

TABELA 7.2. Dados analíticos de berilos das lavras de Governador Valadares.

reirinha seriam do tipo III (berilos sódicos), caracterizando pegmatitos com paragêneses albíticas mas muito pobres em álcalis raros; e, finalmente, as amostras da Lavra do Olho de Gato, que se constituem em uma transição entre os dois tipos, anteriormente citados (Hawthorne e Cerný, 1977).

A classificação acima é contudo possível de questionamento, uma vez que o sistema utilizado na amostragem foi o de amostra média, e como há um zoneamento composicional nos berilos, os dados da Tabela 7.2. podem eventualmente representar apenas porções internas ou então externas (Cerný e Hawthorne, 1976).

7.3. Turmalinas

As lavras trazendo turmalina em suas paragêneses são as do Faria, com cristais prismáticos bem desenvolvidos de coloração negra e verde; Olho de Gato com cristais negros grandes, enquanto os cristais verdes, além de apresentarem ocorrência mais limitada, são também pequenos. Na Lavra do Boi, ocorrem somente cristais de turmalina negra. Todavia, como em todas as amostras de feldspato e mica dessa lavra foi constatada nas análises a presença da banda de absorção a 1390 cm^{-1} , a expectativa é de que não haja outras variedades de turmalina nesse corpo, apesar dos trabalhos de lavra se encontrarem na fase inicial.

Turmalinas são conhecidas pela sua ampla diversidade química e propriedades físicas.

A fórmula geral $\text{XM}_3\text{Y}_6[(\text{OH})_4(\text{BO})_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})]$, mostra em geral o sódio na posição X, conquanto o cálcio também se faça presente.

Nas posições octaédricas podem ser encontrados Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Li^{1+} , enquanto nas posições Y Al^{3+} é às vezes substituído por Fe^{3+} .

Segundo Moore (1982), a variedade schorlita aparece em todos os estágios da consolidação pegmatítica, particularmente nas zonas intermediárias; já as subvariedades da série elbaíta-lidicoatita são típicas dos estágios finais.

Na figura 7.2., acham-se representadas cinco análises de turmalinas, sendo que a amostra 281B verde e a 273C negra. Da Lavra do Olho de Gato todas as amostras são negras, porém, de hábito diferente.

Na região de 3600 cm^{-1} observa-se a banda característica do OH^- , enquanto na de 3400 e 1630 cm^{-1} as bandas relacionadas com a presença da H_2O . Os picos 2850 cm^{-1} , 2935 cm^{-1} e 2360 cm^{-1} demonstram a presença de metano nos dois primeiros e a de CO_2 no último. As bandas de absorção caracterizando o grupo (BO_3) localizam-se na região compreendida entre 1240 e 1410 cm^{-1} .

As amostras investigadas exibindo coloração negra indicaram a presença de Fe, e ausência de Mg, nas análises de fluorescência de raios X, devendo portanto ser classificadas como schorlita. Como as turmalinas podem possuir composições químicas as mais variadas, sendo essas variações características de soluções sólidas, é de se supor a existência nessas lavras das séries schorlita-elbaíta e elbaíta-lidicoatita.

Staatz et al. (1955) verificaram que o conteúdo em K, Rb, Cs, Pb, Be e Li nas turmalinas aumenta em direção ao núcleo do pegmatito, enquanto o de Fe, Mg, Ti, Na, Co, Ni, Cr e V decresce na mesma direção. A concentração dos elementos Ga, Sr, Se, Zr, Nb, Sn, Cu, Bi e Zn permanece constante durante todo o curso da cristalização pegmatítica.

As turmalinas verdes da Lavra do Olho de Gato apresentam uma propriedade semelhante ao acatassolamento, que lhe confere o nome de Olho de Gato, nome este dado também à lavra.

Segundo London e Burt (1982), os pegmatitos ricos em

FIGURA 7.2. Diagrama de espectrografia de absorção de infravermelhos - Turmalinas.

elbaíta são muito raros, com a maior produção dessas gemas provindo do Estado de Minas Gerais, no Brasil.

7.4. Granadas

O grupo das granadas pertence à classe dos nesossilicatos onde os tetraedros SiO_4 isolados acham-se ligados a cátions. Este grupo está subdividido em espécies, representando os membros extremos de séries isomórficas, que foram classificadas em duas séries distintas: Piralspita (piropo, almandina, espessartita) e Ugrandita (uvarovita, grossularia e andradita) (Deer et al., 1966).

As amostras de granada coletadas nos corpos pegmatíticos da região de Governador Valadares correspondem de maneira geral a cristais de 1 a 2 cm de diâmetro, apresentando contornos subidiomórficos a idiomórficos, de coloração vermelha escura a marron e muitas vezes alterados. As variedades do Ferreirinha constituem exceção quanto ao tamanho, com cristais dodecaédricos chegando a alcançar 5 a 6 cm de diâmetro.

Nas análises por fluorescência de raios X os elementos detetados foram Si, Al, Pb, K, Fe^{2+} , Ca, Ti, Zn, Mn^{2+} e Fe^{3+} . Ainda que as análises tenham sido qualitativas, a ausência de Mg^{2+} permite enquadrá-las dentro da série piralspita, subsérie almandina-espessartita.

Nas análises por difração de raios X foram identificadas reflexões dos membros extremos almandina e espessartita e duas às vezes três reflexões características de piropo.

O peso específico variou entre os valores limites de 3,93 e 4,26, o que também é indicativo da série piralspita, subsérie almandina-espessartita.

Seguindo a classificação de Tarte (1965), pode-se clas

sificar as amostras analisadas como almandina-espessartita. A banda B da Figura 7.3. localiza-se no intervalo entre $980-940\text{ cm}^{-1}$; apresentam banda E a 630 cm^{-1} , várias bandas entre 350 e 310 cm^{-1} , intervalo entre as bandas C e D de 20 a 22 cm^{-1} . Estas características são próprias da subsérie almandina-espessartita e nada comuns à espécie Piropo. Finalmente, verifica-se que as amostras se aproximam mais do membro extremo espessartita, uma vez que as bandas B, C e D situam-se mais perto dos valores, 950 , 885 e 865 cm^{-1} , respectivamente; diferente do esperado para a almandina, com valores a 962 , 897 e 877 cm^{-1} (Farmer, 1974).

As amostras de granada do Ferreirinha e do Boi mostraram pico a 1395 cm^{-1} , característico de boro tetraédrico; e associado a ele, a 5120 cm^{-1} , o da monocamada de água. A exemplo dos minerais já descritos, aparecem ainda como componentes da fase fluida nas quatro lavras CO_2 , metano e água.

7.5. Columbo-tantalitas

As amostras de minerais metálicos de cor negra classificadas como columbo-tantalitas têm sua identificação baseada em exame macroscópico e análises de difração de raios X (Tabela 7.3.), de espectrografia de absorção de infravermelhos e análise quantitativa obtida por Microsonda eletrônica.

A maioria das amostras estudadas enquadra-se no tipo II (ordenado) pois apresentam como primeira reflexão a da família de planos (020) cujo d é aproximadamente $7,00$. (Adusumilli, 1976).

As variedades das Lavras do Ferreirinha e Olho de Gato possuem peso específico médio de $5,40$, que as coloca como columbitas com teor em Ta_2O_5 inferior a 20% ; já a amostra 2271C da Lavra do Ferreirinha apresenta o valor de $6,75$, o que lhe confere um teor mais elevado em tântalo e também indica um estágio mais tardio de cristalização.

FIG. 7.3. DIAGRAMA DE ESPECTOGRAFIA DE ABSORÇÃO DE INFRAVERMELHOS - GRANADAS

16-337 - J.C. P.D.S Tinton, S. Dakota			2237	2525
dÅ	I/Ii	hkl	dÅ	dÅ
7,13	12	020	7,1957	7,1957
5,30	4	110	5,3466	5,3402
3,66	50	130,111	3,6686	3,6716
3,57	10	040	3,5758	3,5758
2,96	100	131	2,9785	3,9882
2,86	10	200	2,8756	2,8756
2,53	6	002	2,5467	2,5495
2,49	12	201	2,5014	2,5014
2,38	12	060	2,3799	2,3860
2,279	2	151	2,2981	
2,236	4	032	2,2485	2,2432
2,207	4	231	2,2168	
2,084	6	132	2,0895	2,0895
2,043	4	241		

1,898	6	202	1,9043	1,9065
1,831	10	260	1,8309	1,8309
1,796	4	152,171		1,7972
1,772	14	330	1,7744	1,7764
1,735	12	062	1,7368	1,7386
1,721	20	261	1,7247	1,7247
1,672	2	331		
1,608	2	-		
1,534	8	133	1,5362	1,5362
1,516	2	190		
1,484	4	262		
1,465	14	203		
1,454	12	191,332		
1,432	2	400		
1,393	2	-		
1,380	2	401		

TABELA 7.3. Análises de difração de raios-X de columbo-tantalitas.

Esta amostra, está localizada na zona intermédia, no feldspato potássico cuja borda exhibe intensa albitização associada a presença de mica clara de grão fino.

As análises por espectrografia de infravermelhos mostram poucos picos, estes concentrados na região compreendida entre 150 e 355 cm^{-1} , não possibilitando quaisquer outras interpretações.

A Tabela 7.4. apresenta as análises de cinco amostras, obtidas por microsonda eletrônica, realizadas no Canadá pelo Dr. Petr Cerný, que também realizou os cálculos do número de cátiões na fórmula e os valores das dimensões e volume da cela unitária. O peso específico foi obtido através de pesagens das amostras.

O conteúdo em tântalo das amostras analisadas permite classificar a de nº 2271C como ferro-tantalita, pois Ta^{+5} é maior que Nb^{+5} e Fe^{+2} é maior que Mn^{+2} , enquanto todas as outras são ferro-columbitas (Černý, 1975, Foord, 1982).

7.6. Outros minerais

As lavras em estudo contêm outras espécies minerais que foram identificadas e acham-se relacionadas no Capítulo 3, porém, não constituíram alvo de estudo detalhado nesta dissertação.

LAVRA	OLHO DE GATO		FERREIRINHA		
Nº %	1477	1468	2237	2271	2525
Ta ₂ O ₅	17,93	12,64	8,26	55,39	13,98
Nb ₂ O ₅	61,19	67,12	71,64	27,35	65,92
FeO	16,05	15,43	15,78	12,08	14,98
MnO	3,50	4,22	5,00	4,31	4,46
TiO ₂	1,57	0,53	0,77	1,16	0,71
SnO ₂	0,33	0,28	0,24	-	-
Sc ₂ O ₃	-	0,23	-	-	-
TOTAL	100,58	100,47	101,69	100,29	100,25

Número de cátions calculados na base de 24 átomos de oxigênio

FÓRMULA ESTRUTURAL	Ta	1,1659	0,8068	0,5118	4,3007	0,9000
	Nb	6,6154	7,1209	7,3778	3,5298	7,0549
	Fe	3,2096	3,0290	3,0053	2,8843	2,9649
	Mn	0,7095	0,8379	0,9641	1,0423	0,8946
	Ti	0,2824	0,0944	0,1313	0,2485	0,1267
	Sn	0,0314	0,0266	0,0220	-	-
	Sc	-	0,0479	-	-	-
	TOTAL	12,0142	11,9635	12,0123	12,0057	11,9411

Dados da malha elementar em Å

A _O	14,236 (3)	14,242 (2)	14,265 (2)	14,229 (3)	14,238 (5)
B _O	5,723 (1)	5,731 (1)	5,734 (1)	5,726 (1)	5,725 (2)
C _O	5,097 (2)	5,084 (1)	5,079 (1)	5,099 (1)	5,097 (2)
V(Å ³)	415,28 (13)	414,96 (7)	415,49 (7)	415,44 (11)	415,46 (17)

DENSIDADE	5,65	5,54	5,51	6,75	5,59
-----------	------	------	------	------	------

TABELA 7.4. Dados analíticos de columbo-tantalitas das Lavras de Governador Valadares.

8. GEOQUÍMICA E EVOLUÇÃO INTERNA DOS CORPOS PEGMATÍTICOS

8.1. Introdução

Na região de Governador Valadares, dos quatro corpos que constituem o principal objetivo desta dissertação, somente dois deles foram descritos com detalhes, de forma a permitir a elaboração de estudo sobre a sua evolução.

Nas Lavras do Ferreirinha e Olho de Gato, como a amostragem realizada foi acompanhada por perfis das galerias (perfis 3.1. e 3.2.), através dos quais os dados obtidos pelos diversos métodos analíticos puderam ser comparados com a estrutura, existe maior facilidade na análise das variações químicas e estruturais das diferentes fases minerais.

Nos Capítulos 4 e 5, que se ocuparam do exame dos feldspatos e micas, houve a preocupação de utilizar os perfis para mostrar variações na composição química desses minerais, a fim de que com base nesses dados fosse possível deduzir a sua sequência de cristalização.

8.2. Lavra do Ferreirinha

O zoneamento presente neste corpo pegmatítico é perfeitamente visível nos perfis, a ponto de ser tomado como exemplo didático para a ilustração do zoneamento proposto por Cameron et al. (1949).

A pequena quantidade de biotita encontrada na zona marginal se apresenta na forma de grãos menores que 0,5 cm e muito alterada, razão pela qual o mineral não foi analisado quimicamente. Nas moscovitas, os valores obtidos para a razão K/Rb se distribuem de forma decrescente, com maiores valores na zona marginal e menores em amostras localizadas próximo ao núcleo de quart

zo. Com os feldspatos se processa o mesmo; nas zonas mais externas, os plagioclásios possuem valor médio de 105,38, caindo nas porções mais internas para 64,23; já a média para as microclinas é de 87,44.

Os valores obtidos para os feldspatos, como também a média de 75,95 alcançada nas micas, são inferiores aos indicados para o intervalo de dispersão dessa razão, admitido por Ahrens et al. (1952), o que demonstra uma apreciável diferenciação deste corpo pegmatítico.

O conteúdo em lítio das moscovitas é muito pequeno, atingindo um máximo de 511 ppm, só comparável ao menor valor coligido nos pegmatitos potássicos de Moçambique (Lopes Nunes, 1973), enquanto a média em céσιο é de 64,14 ppm, representando um quarto do valor médio obtido para as micas dos corpos investigados por esse autor.

Segundo Cameron et al. (1949), o conteúdo em An dos plagioclásios diminui, sistematicamente, desde a periferia até ao núcleo do corpo pegmatítico. No presente caso não foi possível observar essa variação pois só os plagioclásios da zona marginal foram analisados. Ali o conteúdo médio é de 9,7%, enquanto o maior valor encontrado alcança apenas 15,5%.

O conteúdo em cálcio das microclinas é muito baixo. O valor médio obtido foi de 0,03%, sendo que nas micas ele se encontra abaixo do limite de sensibilidade do método ($<0,01\%$).

Os outros elementos alcalinos terrosos analisados, Sr e Ba, quando comparados aos dados de Correia Neves (1962) e Lopes Nunes (1973), mostram o seguinte comportamento: das 19 amostras analisadas, 13 possuem conteúdo em bário inferior a 20 ppm, com as outras seis apresentando média de 81 ppm; o teor médio em estrôncio é de 22 ppm, bem similar aos valores reportados por aqueles autores.

Correia Neves (1981), pesquisando o conteúdo de bário em 40 amostras de feldspatos brasileiros, obteve valores mais baixos para as amostras provenientes de pegmatitos encaixados em micaxistos; os valores encontrados para a Lavra do Ferreirinha guardam concordância com essas observações.

Nos pegmatitos potássicos de Namalalo e Igaro, mineralizados a berilo e columbo-tantalita, como é o caso da Lavra do Ferreirinha, o conteúdo de bário varia de 25 a 360 ppm, com valor médio de 95 ppm. Por sua vez, o estrôncio no pegmatito de Igaro alcança valores inferiores a 0,10 ppm e no de Namalalo varia desde <10 ppm a 122 ppm, sendo a média de 64 ppm (Lopes Nunes, 1973).

A cristalização do pegmatito do Ferreirinha pode ser analisada do ponto de vista geoquímico em três estágios principais. O estágio potássico, quando houve a cristalização das zonas primárias; o silicoso, onde se deu a formação do núcleo de quartzo e, por último, o sódico, que corresponde ao aparecimento dos corpos de substituição.

De acordo com os estudos experimentais de Jahns e Burnham (1969), o núcleo começaria a se formar em uma fase um pouco mais precoce que a prevista no modelo de Cameron et al. (1949) para a estrutura zonada dos pegmatitos. Nesse esquema, o núcleo representa o estágio final da cristalização primária, ocupando região próxima ao centro.

Com base em observações de campo e experiências de laboratório, Jahns e Burnham (1969) afirmaram o seguinte: "a distribuição e ocorrência do quartzo e feldspato potássico em segregações nos corpos pegmatíticos sugerem que se trata de aspectos complementares, e em muitas ocorrências podem muito bem ter-se formado, praticamente, ao mesmo tempo". Por sua vez, Uebel (1977) admite a cristalização de partes das zonas mais internas concomitantemente à cristalização das porções mais externas.

Os corpos de substituição mostram-se em geral constituí

dos por minerais de granulação bem mais fina que a exibida pelas fases que entram na formação da zona intermédia e núcleo. Muitas amostras de feldspato potássico e quartzo acham-se corroídas por albita (variedade clêvelandita) e moscovita, demonstrando assim cristalização mais tardia para esses corpos de substituição.

Nesta Lavra não ocorre turmalina. Como a concentração de boro existente na fusão não foi suficiente para formá-la, esse elemento deve ocorrer substituindo o Si tetraédrico das amostras de feldspato potássico, quartzo e moscovita.

Segundo a classificação textural-paragenética de Vlassov (1952), o corpo pegmatítico do Ferreirinha corresponde a uma transição entre os tipos II e III, com a sua constituição incluindo três zonas (marginal, mural, intermédia), núcleo e corpos de substituição (Fig. 8.1.).

A classificação estabelecida por Ginsburg et al. (1979), além dos dados paragenéticos e texturais relacionados pelo autor acima, foram acrescentados os geoquímicos, que são de importância capital para o entendimento dos últimos estágios da cristalização pegmatítica. Segundo essa classificação, o pegmatito da Lavra do Ferreirinha se enquadra na segunda etapa do processo geoquímico e no terceiro tipo de filão de pegmatítico.

A Tabela 8.1. procura correlacionar as várias classificações existentes: Fersman, Ginsburg, Vlassov e Varlamoff (Varlamoff, 1954).

As fases da evolução pegmatítica relacionadas à correspondente temperatura de cristalização foram inicialmente propostas por Fersman (1931), e acham-se reunidas na Figura 8.2., onde tem-se a comparação das diferentes fases e minerais com a paragenese da Lavra do Ferreirinha.

Da porção inferior da figura constam os dados obtidos experimentalmente por Janhs (1982) para as diferentes etapas de

FIGURA 8.1. Representação da classificação textural - paragenética, segundo Vlassov (1952).

Classification de A. I. GINSBURG		Types de filons de pegmatite							
Stades du processus	Étapes géochimiques du processus	1	2	3	4	5	6	7	8
Cristallisation et recristallisation primaires	I	Ca-Na	Ca-Na	(Ca-Na)	(Ca-Na)	—	—	—	—
	II	—	K	K	K (Li)	—	—	—	—
Métasomatose	III	—	—	—	—	—	—	—	—
	IV	—	—	—	—	—	—	—	—
	V	—	—	—	—	—	—	—	—
	VI	—	—	—	—	—	—	—	—
Minéralisation		à muscovite				à beryl			
		à terres rares				à cassitérite et columbo-tantalite			
						minéralisation lithique			
						min. à caesium			
Classification de K. A. VLASSOV		I	II	III	III	Va, sous-type sodique	V b sous-type lithique -- VI	IV	IV
Classification de A. E. FERSMAN		I-II	II-III	III	passage de III à V				
Classification de N. VARLAMOFF		I	II	II	III	III	III	III	IV
		1	2	3 à 5	6 et 7	8	8	9	

TABELA 8.1. Correspondência entre as classificações de Fersman, Ginsburg, Vlassov e Varlamoff (Varlamoff, 1954).

Zonas	Marginal	Mural	Intermédia	Núcleo	Corpos de Substituição					Fase Supergênica
Fases (Fersman)	Epimagmática	Pegmatítica	Pegmatóide		Supercrítica	Hidrotermal				
Temperaturas (Fersman)	B	C	D	E	F	G	H	I	K	L
	800-700°C	700°-600°C	600°C	500°C	500°	400°	400°	- 50°C		50°C
Mineral										
Biotita										
Microclina										
Moscovita										
Albita										
Quartzo										
Berilo										
Granada										
Columbo - Tantalita										
Pirita										
Coulinita										
Autunita										
Compostos Secundários de Fe e Mn										
Temperaturas Jahns (1982)	750°-725°C	725°C-675°C	675°C - 560°C	675°C-560°C	560°C	< 560°C				

Figura 8.2. SEQUÊNCIA DE CRISTALIZAÇÃO DO PEGMATITO DO FERREIRINHA

formação de um pegmatito cristalizado a uma profundidade de 15 km, confinado à uma pressão litostática de 5 Kb. Este exemplo parece ser similar ao pegmatito do Ferreirinha, que corresponde ao tipo três da classificação geológica-petrogenética de Ginsburg et al. (1979).

8.3. Lavra do Olho de Gato

O encaixe em antiforme deste corpo, com o núcleo ocorrendo em posição assimétrica, que não está representada no perfil, obriga a um exame mais cuidadoso dos dados obtidos através das análises das micas e feldspatos.

Ao contrário da Lavra do Ferreirinha, a ocorrência de biotita nas zonas marginal e, principalmente, mural é intensa. Das duas amostras analisadas, a média obtida para a razão K/Rb é de 58,40, enquanto as moscovitas das mesmas zonas alcançam um valor médio de 51,26. Estes dados concordam com as paragêneses relacionadas pela maioria dos autores (Fersman, 1931; Cameron et al., 1949; Vlassov, 1952; Ginsburg, 1955; Varlamoff, (1958) nas quais as biotitas se cristalizam antes das moscovitas e mostram um teor em Rb menor.

De acordo com a estrutura proposta por Cameron et al. (1949) e os estudos experimentais, de Jahns e Burnham (1969), a cristalização das zonas externas se daria para as mais internas, com o conteúdo em rubídio, cézio, lítio aumentando no mesmo sentido.

As micas têm possibilidade de alojar maior conteúdo em álcalis (Rb, Cs e Li) que os feldspatos (Rankama e Sahama, 1950), o que é confirmado pela sua média em Rb de 1650 ppm, 289 ppm e 715 ppm da Cs, além de 966 ppm e 2518 ppm de Li, respectivamente, para moscovitas e biotitas. Nos feldspatos potássicos, a concentração média em rubídio é de 894 ppm, a do Cs 237 ppm, e a do lítio não foi pesquisada. De acordo com Heier e Taylor (1959a), o

teor em Rb e Cs nos feldspatos alcalinos aumenta com a diferenciação magmática.

Na zona marginal, o valor médio da razão K/Rb nos feldspatos é de 85,05, enquanto nos corpos de substituição é de 59,46, havendo portanto um enriquecimento em rubídio.

Comparando os resultados obtidos para a razão K/Rb nos dois corpos pegmatíticos, nota-se nos gráficos (Figs. 4.8 e 5.7.) que as amostras da Lavra do Olho de Gato se colocam mais à direita relativamente às do Ferreirinha, evidenciando maior grau de diferenciação do primeiro corpo em relação ao segundo (Heier e Taylor, 1959a).

A quantidade média de césio nas moscovitas e biotitas é de 289 e 715 ppm, respectivamente, muito semelhante aos dados fornecidos por Lopes Nunes (1973) para as micas dos pegmatitos potássicos de Moçambique.

O conteúdo em lítio das micas da Lavra do Olho de Gato é muito superior ao das moscovitas do Ferreirinha e também maior que o referido por Lopes Nunes (1973) para as micas dos pegmatitos potássicos de Moçambique.

Na maioria das amostras, tanto de micas como de feldspatos, o estrôncio não alcançou o limite de sensibilidade do método (<5ppm), enquanto que o conteúdo de bário dos 33 espécimes de feldspato se encontra distribuído da seguinte forma: 26 amostras com menos que 5 ppm e as 7 restantes contendo valor médio de 12 ppm. Ressalta-se ainda que a amostra nº 2367, da zona mural, apresentou 38 ppm, em flagrante contraste com as variedades localizadas na região próxima ao núcleo que tem somente 7 e 8 ppm. Estes dados concordam com Heier e Taylor (1959b), que investigando feldspatos alcalinos do pré-cambriano do Sul da Noruega, concluíram que a concentração de bário diminuía com o grau da diferenciação.

O cálcio nas micas está presente em pequena quantidade.

Nos feldspatos, mesmo nos plagioclásios da zona marginal, o conteúdo em cálcio é muito baixo, com um teor médio em An de 8,96%; nas amostras de plagioclásio dos corpos de substituição ele é da ordem de 1,03%. A variação do cálcio e de outros metais alcalinos terrosos se apresenta de forma decrescente da borda para o centro (Heier e Taylor (1959b)).

Na Lavra do Olho de Gato, além das turmalinas negras presentes nas zonas marginal e mural, ocorrem turmalinas verdes com acatassolamento, de onde proveio o nome da lavra.

Segundo a classificação textural-paragenética de Vlassov (1952), o corpo pegmatítico de Olho de Gato corresponde ao tipo III, onde já tem lugar uma maior abundância de minerais acessórios. A Lavra do Ferreirinha corresponde ao tipo 4 e a do Olho de Gato ao 5 da classificação de Varlamoff (1954).

A cristalização das zonas primárias segue o modelo proposto por Jahns (1982), começando da parede para o centro sem transição brusca de uma zona para a outra. A zona marginal mostra uma redução do conteúdo de micas no seu limite com a mural, enquanto esta última apresenta granulação cada vez mais grossa e contato gradacional com a zona intermédia.

Na zona mural, aparecem regiões com textura gráfica muito fina envolvida por material exibindo textura mais grossa, dando a idéia de que houve variação nas condições de cristalização.

A cristalização nos dois corpos pegmatíticos se deu de forma muito semelhante, que será relatada mais pormenorizadamente nos parágrafos seguintes.

O magma residual inicial rico em Si, Al, K, Na, Be, B e algum Ca, com componentes voláteis (CO_2 , CH_4 , F, OH), possuindo ainda outros elementos dispersos, começou a cristalar-se formando os seguintes minerais primários: albita, quartzo, biotita, moscovita e turmalina negra (este último ausente da Lavra do Ferreiri

nha). A temperatura estimada situa-se ao redor de 700°C, tomando por base o conteúdo médio em An dos plagioclásios da zona marginal, 6,16% e 9,67% nas Lavras do Olho de Gato e Ferreirinha, respectivamente. A pressão litostática confinante deve ter sido elevada para impedir que os componentes voláteis escapassem.

Na seqüência da cristalização fracionada, com a diminuição da viscosidade do magma e aumento dos componentes voláteis, foram separadas grandes quantidades de K_2O , Al_2O_3 e SiO_2 sob a forma de feldspato potássico e quartzo, que, por vezes associados a moscovita e albita na fase pegmatítica de Fersman, constituíram a zona mural, e isoladamente, a zona intermédia, como grandes cristais de feldspato potássico, geralmente pertitizados, e quartzo dentro da fase pegmatóide.

A maior parte do berilo também se cristalizou nessa fase, simultaneamente a esses dois últimos minerais, bem como a columbo-tantalita.

O núcleo de quartzo dos dois corpos, provavelmente, iniciou sua cristalização na fase pegmatóide junto com os grandes cristais de feldspato potássico (Jahns e Burnham, 1969; Uebel 1977; Jahns, 1982).

Nesse estágio o magma residual tornou-se enriquecido em Na, Li, Fe, Mn, P, Sn, Nb, Ta, B, Be, Ca e nos componentes voláteis, contudo, uma parte importante do material é ainda constituída pelos elementos Si, Al e K.

Na fase supercrítica ou hidrotermal de alta temperatura cristalizaram-se inicialmente albita (variedade clevelandita) e grandes quantidades de micas, que em parte substituíram a microclina. O lítio entra principalmente na estrutura das micas, como também nas turmalinas verdes (Lavra Olho de Gato). Aparecem ainda nessa fase apatita e granadas.

Na Lavra Olho de Gato, o berílio cristalizou-se como be

rilo e herderita, com o conteúdo de Nb e Ta utilizado na formação de cristais lamelares de columbo-tantalita.

Na fase hidrotermal, o ferro restante produziu pirita, que ocorre na Lavra do Ferreirinha, sendo a bertrandita e bavenita derivadas a partir do berilo. Ao seu final, ou possivelmente na fase supergênica, deu-se a formação dos seguintes minerais: autunita, torbenita, meta-ankoleíta e caulinita. Os compostos secundários de manganês e ferro guardam associação com a fase supergênica.

A paragênese mineral da Lavra Olho de Gato, de forma similar à do Ferreirinha, está demonstrada na Figura 8.3.

A análise dos gráficos das Figuras 8.4. e 8.5. permite constatar que os teores de rubídio e lítio da mica da zona intermédia são maiores que os das amostras dos corpos de substituição da Lavra do Ferreirinha, o que poderia representar uma exaustão desses elementos na fase supercrítica e hidrotermal. De forma semelhante há um decréscimo de Rb nas amostras de feldspato da zona intermédia relativamente à mural na Lavra do Olho de Gato, porém, o conteúdo desse elemento nas micas é crescente em direção ao núcleo e corpos de substituição, o que vem confirmar uma cristalização segundo o modelo proposto por Uebel (1977). Neste modelo, ocorre cristalização de regiões nas zonas mais internas, concomitantemente, à formação das zonas externas.

A razão K/Rb nos dois corpos não possibilita a demonstração do crescimento no conteúdo de rubídio, pois o potássio variou desde 8,80% a 11,45% nas amostras das zonas mural e intermédia da Lavra do Ferreirinha e de 8,60% a 12,45% nas amostras correspondentes da Lavra do Olho de Gato.

Zonas	Marginal	Mural	Intermédia	Núcleo	Corpos de Substituição					Fase Supergênica
Fases (Fersman)	Epimagmática	Gráfica	Pegmatóide		Supercrítica	Hidrotermal				
Temperaturas (Fersman)	B 800°C	C 700°C	D 600°C	E 500°C	F 500°C	G 400°C	H 400°C	I 50°C	J 50°C	L 50°C
Mineral										
Biotita										
Microclino										
Albita										
Quartzo										
Moscovita										
Moscovita Litinífera										
Turmalina Negra										
Turmalina Verde										
Granada										
Columbo - Tantalita										
Berilo										
Bertrandita										
Bavenita										
Apatita										
Herderita										
Autunita										
Torbernita										
Meta-Ankoleita										
Caulinita										
Compostos de Fe e Mn										
Temperaturas Jahns(1982)	750°C	725°C	675°C	675°C - 560°C	675°C - 560°C	560°C	< 560°C			

Figura 8.3. SEQUÊNCIA DE CRISTALIZAÇÃO DO PEGMATITO DO OLHO DE GATO

FIGURA 8.4. Comportamento dos elementos alcalinos, em relação ao Si%, e Zonas do Pegmatito do Olho de Gato.

FIGURA 8.5. Comportamento dos elementos alcalinos em relação ao Si% e zonas do Pegmatito do Ferreirinha.

9. GÊNESE DOS PEGMATITOS

9.1. Introdução

A gênese dos pegmatitos vem despertando o interesse de muitos pesquisadores, há quase um século, e diversas teorias têm sido enunciadas, envolvendo processos distintos tais como: injeção, segregação, secreção, recristalização e diferentes combinações desses processos (Jahns 1953, 1955).

As várias teorias propostas podem ser reunidas, de acordo com trabalhos de Jahns (1955) e Černý (1982), em três grupos, dos quais somente os dois últimos podem encontrar evidências de campo que as fundamente.

A - Teorias Aquosas

1. Secreção lateral
2. Solução seletiva ("Anatexia aquosa")

B - Teorias Ígneas

1. Magma viscoso, segregado ou injetado
2. Magma altamente fluido, segregado ou injetado
3. Magma injetado formado por anatexia ou palingênese
4. Soluções aquosas derivadas dos magmãs

C - Teorias Metamórficas

1. Recristalização
2. Anatexia ou palingênese
3. Substituição ou secreção através de difusão de partículas

A origem dos pegmatitos pode ser abordada a partir de fusões silicatadas, visto o fato de tanto as teorias magmáticas como as metamórficas tomarem como ponto inicial essas fusões. Por não apresentarem evidências de campo ou mesmo experimentais capazes de fundamentá-las, deixará de ser discutida a gênese dos pegmatitos a partir de secreção lateral e solução seletiva. Estas duas teorias acham-se descritas no trabalho de Landes (1933).

9.2. Teorias magmáticas

Estas teorias tem como marco inicial importantíssimo o modelo genético sugerido por Fersman (1931), seguido por trabalhos intensos nas províncias pegmatíticas dos Estados Unidos da América desenvolvidos por uma equipe, que, com base em dados de campo, tentou explicar a origem dos pegmatitos como proveniente de fusões magmáticas (Cameron et al., 1949).

Os trabalhos de campo e também os experimentais, realizados por Vlassov (1952), Valamoff (1959), Jahns e Burnham (1969), Uebel (1977), Stewart (1978) e outros trazem muitos subsídios às teorias magmáticas, existindo pontos onde a maioria dos pesquisadores concorda e outros onde há variações de autor para autor.

Os corpos pegmatíticos heterogêneos são formados a partir de um fluido magmático rico em SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , contendo ainda quantidades elevadas de lítio, boro, fósforo, água e compostos voláteis. A injeção desse fluido é seguida por cristalização fracionada que, partindo do contato em direção ao núcleo, origina o zoneamento interno.

Cameron et al. (1949) advogam a tese de que o líquido pegmatítico injetado em uma câmara sofre cristalização fracionada, dando lugar à formação de diferentes zonas, no que se poderia chamar de "sistema restrito", isto é, um sistema fechado ao ponto de que nada lhe é adicionado a partir da fonte inicial da fusão, entre o momento do posicionamento original do magma pegma

títico e o fim do desenvolvimento das zonas primárias, mas aberto a ponto de que reações entre o material pegmatítico e o resto do fluido possam ocorrer, assim como reações entre o material pegmatítico e as rochas encaixantes, ou mesmo haja escape desse material da câmara. São também defensores dessa teoria Kemp (1924), Fersman (1931), Landes (1932), Correia Neves (1962, 1981), Correia Neves et al. (1972, 1980) e Uebel (1975, 1977).

Uebel (1975, 1977), bem como Jahns (1982), acreditam que as zonas se formam da parede em direção ao centro, ocorrendo entretanto cristalização em regiões mais internas (zona intermédia e núcleo) em períodos simultâneos ao da cristalização processada nas zonas mais externas (marginal e mural). Este modelo acha-se fundamentado em dados de campo e experiências laboratoriais.

Há pesquisadores que adotam a teoria magmática, porém, discordam da cristalização em "sistema restrito", caso de Vlassov (1952), que elabora a abordagem da gênese assumindo que a injeção do fluido pegmatítico na câmara magmática poderia receber, nas etapas finais da cristalização, emissão de gases e soluções hidrotermais, vindo a influenciar a composição mineralógica desses pegmatitos.

Outros defendem o ponto de vista de sucessivas injeções através de um fenômeno pulsatório. As fontes magmáticas emitiriam o seu conteúdo sob a influência de esforços tectônicos ou sob a influência combinada desses esforços e da sua própria tensão devida aos elementos voláteis e ao abaixamento da temperatura (Varlamoff 1959).

9.3. Teorias metassomáticas

Estas teorias explicam a formação dos corpos pegmatíticos através de processos de recristalização e de metassomatose processados sob a influência de soluções quentes pós-magmáticas em sistema aberto.

Schaller (1925) propôs que os pegmatitos litiníferos da Califórnia resultaram de substituições, provavelmente hidrotermais, de uma rocha desprovida dos elementos mineralizantes.

Na Rússia, as teorias sobre a origem dos pegmatitos através de processos metassomáticos são defendidas por Zavaritsky e Nikitine. Este último autor sugere que os pegmatitos são originados a partir de corpos filoneanos magmáticos (granitos, aplitos) por recristalização seguida de metassomatismo intenso (Figueiredo de Barros e Martins Vicente, 1963).

No Brasil, Djalma Guimarães atribui aos fenômenos físico-químicos determinantes do metamorfismo regional e de contato importância relevante na formação dos jazigos epigenéticos em geral, considerando-os como casos particulares do geoquimismo de formações de âmbito geossinclinal. Aqui, as profundas modificações que se observam de pegmatito para pegmatito são uma resultante de difusão iônica que processaria a metassomatose (Guimarães, 1961).

Na França, as teorias metassomáticas são defendidas por Roubault, Perrin, Lenoble, Gangloff e outros (Lopes Nunes, 1973).

Uma ampla revisão nos trabalhos sob a origem dos pegmatitos foi apresentada no Canadá por Černý (1982), contudo, outros pesquisadores também elaboraram sínteses sobre as várias teorias genéticas, como Varlamoff (1959), Figueiredo Barros e Martins Vicente (1963), Lopes Nunes (1973), Sá (1977) e Correia Neves (1981).

A origem do pegmatito como produto de anatexia é discutida por ambas teorias, e recorrendo à classificação de Ginsburg et al., (1979), baseada em critérios geológico-petrogenéticos, é possível classificar os pegmatitos em estudo em: "Formações pegmatíticas de grandes profundidades (7-8 a 10-11 km, pegmatitos produtores de mica): hospedados por rochas metamórficas de fácies almandina-anfibólito (Winkler, 1967) e, portanto, contendo quan-

tidades mínimas em elementos responsáveis por mineralização rara. Produtos diretos de anatexia ou separados por anatexia por grânitos mais ou menos autoctones" (Ginsburg et al., 1979).

9.4. Origem dos corpos pegmatíticos do Ferreirinha e Olho de Gato

A seguir, serão feitas algumas considerações a respeito de observações de campo e provenientes de análises realizadas em laboratórios, que poderão contribuir na elucidação da provável gênese desses corpos.

1. Os corpos pegmatitos do Olho de Gato e Ferreirinha apresentam estrutura zonada, sendo que neste último o núcleo é mostrado através do perfil, em uma posição simétrica.
2. Os contatos entre as zonas são gradativos, não ocorrendo variação brusca.
3. Estes pegmatitos apresentam sequências definidas de associações mineralógicas desde as paredes até o núcleo, as quais fazem parte das associações dominantes em uma sequência geral (Cameron et al., 1949).
4. Os plagioclásios possuem baixo teor em An, alcançando em uma única amostra 15%.
5. O conteúdo anortítico das amostras de plagioclásio das zonas externas é maior que o das amostras das zonas mais internas.
6. Tanto na Lavra do Ferreirinha, como na do Olho de Gato, o teor em Li, Rb e Cs nas micas varia de forma crescente, das zonas mais externas em direção às mais internas.
7. Nos perfis, principalmente no da Lavra do Ferreirinha, acham-se representados monocristais de feldspa-

tos e quartzo com alguns metros, enquanto as fâculas de mica moscovita atingem 30 a 40 cm. Na Lavra do Olho de Gato, as fâculas de biotita alcançam por vezes mais de 50 cm (Fotografias 9.1. e 9.2.).

8. Os cristais de turmalina e berilo dessas lavras possuem os eixos de simetria ternários e senários, respectivamente, perpendiculares às superfícies de arrefecimento e paralelos ao contato, enquanto os cristais de micas têm as folhas (001) perpendiculares ao contato.
9. Nos feldspatos peritíticos, o eixo a se dispõe perpendicularmente ao contato.

As observações acima descritas trazem subsídios a uma colocação magmatista para a gênese desses corpos pegmatíticos.

O conteúdo crescente em álcalis, tanto nas micas como nos feldspatos, da parede para o centro dos corpos, favorece uma cristalização em ambiente restrito, onde o resíduo enriquecido em Li, Cs e Rb se posicionaria preferencialmente nas porções mais centrais.

As grandes dimensões exibidas pelos cristais das zonas mural e intermédia, segundo Jahns (1953), não poderiam ser explicadas por metassomatose.

O conteúdo decrescente em An dos plagioclásios desde a região de contato até o núcleo, bem como a diminuição no conteúdo em elementos alcalinos terrosos na mesma direção, demonstram uma cristalização seguindo esta orientação, que pode ser favorecida em ambiente fechado.

Uebel (1977) mostra claramente que a cristalização centrípeta, iniciada a partir das paredes e que produz o crescimento orientado dos cristais, pode muitas vezes estar acompanhada de cristalização independente e não orientada mais no interior

FOTOGRAFIA 9.1. Monocristais da zona intermédia
(Lavra do Ferreirinha).

FOTOGRAFIA 9.2. Fáculas de biotita no teto da galeria zona gráfica (Lavra Olho de Gato).

do pegmatito (Fig. 9.1.). Esta verificação explicaria muitos exemplos de comportamento geoquímico anômalo observado em feldspatos pertícticos, como é o caso da Lavra Olho de Gato, apontado no Capítulo 8.

9.5. Relação entre os pegmatitos e granitos

Os corpos pegmatíticos estudados encontram-se encaixados em rochas metamórficas xistosas ricas em quartzo, feldspato e biotita. Na região, o corpo granítico mais próximo está situado a uma distância média de 30 Km, ocorrência esta ocupando área aproximada de 50 m² e que se destaca no relevo (Pico do Ibituruna).

Devido à grande distância separando esse granito e as lavras estudadas, torna-se difícil cogitar da existência de ligação genética entre as duas formações geológicas, pois as zoneografias apresentadas por vários autores mostra relação de granitos com pegmatitos em afastamento máximo um do outro de 5 Km (Fersman, 1934; Varlamoff, 1959).

Duas amostras de granito e uma de monzonito do Ibituruna foram datadas, pelo método Rb/Sr, por Besang et al. (1977), dando para o granito idade de 511±13 m.a. correlacionável portanto às obtidas a partir da análise de moscovita e feldspato potássico das Lavras do Ferreirinha e Olho de Gato, respectivamente (Tabela 2.1.). Os dados obtidos por esses autores acham-se reunidos na Tabela 9.1., com a Figura 9.2. trazendo o Diagrama de Nicolaysen correspondente à isócrona.

Esses dados conduzem a uma primeira suposição quanto à gênese dos corpos pegmatíticos em estudo. Estes corpos poderiam estar relacionados a granitos não aflorantes, com características semelhantes às do Ibituruna. Assim, se granitos e pegmatitos são contemporâneos, pode-se supor que tenham sido formados através de processos interligados.

FIGURA 9.1. Modelo de cristalização pegmatítica proposto por Uebel (1977).

FIGURA 9.2. Diagrama de Nicolaysen - Isócrona de amostras de rochas. Ibituruna Governador Valadares. (Besang et al., 1977).

Nº da amostra	Rocha	Sr ⁸⁶ μ/g	Rb ⁸⁷ μ/g	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Idade m.a. Rb-Sr
1297	granito	94,50	45,07	0,4714+59	0,71423+10	511 ± 13
1299	granito	30,70	45,58	1,532+19	0,72231+10	511 ± 13
1301	monzonito	68,79	38,24	0,5495+69	0,71502+8	511 ± 13

TABELA 9.1. Resultados das análises de amostras do Ibituruna, Governador Valadares.

Do ponto de vista químico, as amostras de mica e feldspato das Lavras do Ferreirinha e Boi apresentam altas razões K/Rb, cujos valores se situam dentro das linhas da dispersão normal de Ahrens et al. (1952) ou nas suas proximidades, o que leva a admitir uma diferenciação muito pequena desses corpos, que logo deverão estar bem próximos à fonte do material que lhes deu origem. Quanto às Lavras do Olho de Gato e Faria, apesar de mais diferenciadas que as primeiras, contêm conteúdo muito baixo em elementos alcalinos, se comparados com os dados dos pegmatitos da região do vale do rio Jequitinhonha (Sá, 1977), Moçambique (Lopes Nunes, 1973), Bernic Lake (Rinaldi et al., 1972; Černý e Macek, 1972); portanto, devem ter também se cristalizado a pequena distância da fonte magmática.

As análises por espectrografia de absorção de infravermelhos foram de grande utilidade na identificação dos componentes das inclusões fluidas dos minerais, como discutido nos Capítulos 4, 5, 6 e 7. A presença de "metano" poderia estar ligada a restos orgânicos do Pré-Cambriano que sofreram transformações e que, por ação de vários processos (diagênese, metamorfismo e mesmo anatexia), deram origem a compostos orgânicos; estes, nas fases mais avançadas das transformações, passaram a pertencer aos voláteis que acompanharam os processos de metamorfismo e anatexia. Este mesmo raciocínio é desenvolvido por Kerr (1984) e Correia Neves et al. (1984).

Como os pegmatitos em estudo acham-se encaixados em xistos de composição pouco variada, e possuem valor econômico ligado quase exclusivamente aos minerais industriais (quartzo, feldspato, moscovita e berilo), pode-se supor que esses corpos tenham sido gerados por anatexia, guardando ou não relação com granitos.

Como mostrado, os dados obtidos levam a várias conjecturas sobre a origem provável desses corpos, contudo, um estudo mais minucioso, acompanhado de mapeamento de detalhe, faz-se necessário para que as várias suposições feitas sejam melhor fundamentadas.

10. CONCLUSÕES

O estudo dos corpos pegmatíticos do Boi, Ferreirinha, Faria e Olho de Gato está voltado essencialmente para a mineralogia, no que diz respeito à inequívoca identificação das fases minerais, tanto do ponto de vista químico como estrutural de forma a permitir a interpretação geoquímica da evolução e diferenciação dos corpos. As informações obtidas foram lançadas em perfis e, assim, à estrutura dos corpos procurou-se associar os dados químicos e estruturais das fases minerais, buscando um melhor entendimento dos raciocínios elaborados a respeito da evolução interna desses corpos e sua possível gênese.

Os corpos pegmatíticos estudados fazem parte da Província Pegmatítica Oriental (Paiva, 1946), estando localizados na região do vale do rio Doce, nas proximidades da cidade de Governador Valadares.

Os corpos do Ferreirinha e Olho de Gato são pegmatitos heterogêneos (Johnston, 1945), mostrando estrutura zonada, que se acha representada em perfis, com camadas concêntricas segundo o modelo proposto por Cameron et al. (1949).

Correspondem ao tipo de pegmatitos "formados a grandes profundidades (7-8 a 10-11 km), pegmatitos produtores de mica, hospedados por rochas metamórficas de fácies almandina-anfibolito (Winkler, 1967) e, portanto, contendo mínimas quantidades de elementos responsáveis por mineralização rara. Produtos diretos de anatexia ou separados por anatexia por mais ou menos granitos autóctones" (Ginsburg et al., 1979).

Os corpos pegmatíticos estudados se originaram durante o Ciclo Brasileiro (450 a 650 m.a.), tendo sido obtidas para eles idades de 497 ± 14 m.a., concordantes com as datações realizadas em outros pegmatitos da Província Oriental.

Os feldspatos analisados foram identificados como pla-

gioclásio (em geral correspondendo a albita e, mais raramente, oligoclásio) e fase potássica cujo estado estrutural equivale à da microclina, com graus diversos de triclinicidade.

As micas são biotitas e moscovitas; estas últimas, na Lavra do Olho de Gato, chegam a moscovitas litiníferas, enquanto, na do Faria, são verdadeiras lepidolitas.

Os principais politipos encontrados foram: para moscovitas e moscovitas litiníferas $2M_1$, para biotitas $1M$ e para lepidolitas $2M_2$. Nas moscovitas e moscovitas litiníferas foram ainda caracterizadas associações de politipos $2M_1 + 1M$ e $2M_1 + 2M_2$, que na Lavra do Ferreirinha são provenientes preferencialmente dos corpos de substituição ou de locais próximos a eles, e da zona marginal.

Os valores obtidos para a relação K/Rb , tanto nos feldspatos e micas, como também nos berilos da Lavra do Faria, são bem inferiores ao valor médio (220-230) encontrado para esta relação para diversas formações geológicas e meteoríticas, o que indica uma maior diferenciação do pegmatito do Faria em relação aos três, que apresentam valores mais elevados.

O conteúdo em elementos alcalinos é pequeno, se comparado aos teores fornecidos pelos minerais dos pegmatitos de Araçuaí investigados por Sá (1977). Entretanto, o fato era de se esperar uma vez que se trata de pegmatitos mineralizados a mica, correspondendo portanto nas zoneografias discutidas a corpos bem próximos à fonte magmática.

Quanto ao conteúdo em elementos alcalinos terrosos, por apresentarem teores muito baixos, estando a maioria deles no limite de sensibilidade dos métodos empregados, não foi possível a observação do seu comportamento em relação à estrutura do corpo (Heier e Taylor, 1959b).

A concentração em elementos alcalinos das diferentes

fases minerais é mais baixa na parede do corpo, havendo contudo tendência de crescimento em direção ao núcleo, ainda não uniforme, o que foi demonstrado nos perfis e gráficos. Estes valores forneceram elementos para chegar à conclusão que houve cristalização fracionada, ocorrendo ainda cristalização simultânea de zonas mais externas com porções das zonas mais internas (Heier e Taylor, 1959a), Uebel (1977).

O teor em tântalo é maior na amostra 2271C da Lavra do Ferreirinha encontrada em um feldspato potássico que apresenta a borda albitizada associada ainda a uma mica clara de grão fino. Entretanto todas as outras amostras exibem densidades baixas, portanto teor baixo em tântalo. Esta tantalita representa portanto, um estágio final de cristalização ligado ao metassomatismo do sódio.

As análises de espectrografia de absorção de infravermelhos se revelaram de grande importância na caracterização dos componentes voláteis do fluido gerador desses corpos pegmatíticos. Os constituintes detectados pelo método foram: CO_2 , OH^- , B e CH_4 . Contudo, análises quantitativas por fluorescência de raios X apontaram ainda o flúor.

A banda de absorção de infravermelhos que ocorre na região de 1395 cm^{-1} , é característica do boro com coordenação tetraédrica na estrutura de diversos minerais (feldspatos, micas, quartzos e granadas), é indicativo de um dos aspectos do metasomatismo do boro durante o processo de cristalização pegmatítica. As lavras não portadoras de turmalinas coradas, são aquelas em que este pico aparece nos diagramas referentes aos minerais citados anteriormente.

Foi observada também uma banda a 3120 cm^{-1} , que só ocorre em análises que exibem o pico para o boro tetraédrico. Esta associação se mostrou constante em todas as análises da Lavra do Boi, bem como nas do Ferreirinha que apresentam pico para o boro. A referida banda é característica de uma monocamada d'água

aderida à superfície do cristal (Farmer 1974).

Para finalizar, os pegmatitos estudados parecem não estar relacionados diretamente a granitos, uma vez que estes não foram encontrados nas suas imediações. O corpo granítico mais próximo é o de Ibituruna, cuja idade é concordante com a dos pegmatitos, porém devido à distância que os separa não deve existir relação genética entre eles.

Sugere-se que a gênese dos corpos pegmatíticos esteja ligada a processos anatéticos e, mais, que a evolução seguiu o modelo proposto por Uebel (1977) e Jahns e Burnham (1969). Entretanto, há necessidade de estudos mais detalhados da área, a possibilitar uma interpretação mais rigorosa a respeito dessa origem.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADUSUMILLI, MARIA DO P.S. (1976) Contribuição à mineralogia dos Niobo-tantalatos da província pegmatítica nordestina: tese 254 pag.
- AHRENS, L.H., PINSON, W.H. e KEARNS, M.M. (1952) Association of rubidium and potassium and their abundance in common igneous rocks and meteorites. *Geoc. et cosmo. Acta*, 2, 229-242.
- ALDRITCH, L. e NIER, A.O. (1948) The occurrence of He^3 in natural sources of helium. *Phys. Rev.* 74, 1590-1594.
- ALECRIM, J.D. (1982) Recursos Minerais do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte. METAMIG, 299 pag.
- ALEKSANDROV, I.V. and LARICHEVA, O.O. (1983) Rubidium distributions in Muscovites and Potash Feldspars from granite pegmatites. *Geokhimiya*, nº 5, 730-737.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y. e BRITO NEVES, B.B. (1976) The Upper Precambrian of South America, *Inst. Geoc., U.S.P. Boletim I.G.*, vol. 7, 45-80.
- ANDRADE, G.F. e DANNI, J.C.M. (1978) As mineralizações de estanho, berílio e cobre do granito Serra Branca, Cavalcante - GO. *Anais do XXX Cong. Brasileiro de Geologia*, vol. 6, 2579-2593.
- BARBOSA, A.L.M., GROSSI SAD, J.H., TORRES, N. e MELLO, M.T.V. (1966) Description of the preliminary geologic map of the Middle Rio Doce, International Field Institute Sponsored by the American Geol. Institute. III.1 a III.7.
- BARSANOV, G.P. e GUREEVA, E.YA. (1964) The importance and methods of investigation of the α - β inversion in natural quartz. *Trudy Mineral. Muz. A.E. Fersman, Akad. Nauk. SSSR* 15, 3-38; em russo.

- BARTH, T.F.W. (1969) Feldspars - New York and London: Willey Interscience. 261 pag.
- BELOV, N.V. e MATVEEVA, R.G. (1950) Determination of structural parameters of beryl by the method of bounded projections. Dokl. Acad. Nauk., URSS, 6, 69-82.
- BEUS, A.A. (1960) Geochemistry of beryllium and genetic types of beryllium deposits. Publ. House Acad. Science, Moscovo, em russo.
- BÖSE, R. (1936) Optische und spektrographische Untersuchungen an Beryllen, insbesondere bei höheren Temperaturen. Neues Jahrb. Mineral, Abt. A, Beilage 70, 467-570.
- BRAGG, W.L. e WEST, J. (1926) The structure of beryl, $B_3Al_2Si_6O_{18}$. Proc. Roy. Soc., A, II, 691-714.
- BREITHAUP, A. (1930a) Übersicht des Mineral-Systems. Engelhardt, Freiberg.
- BURT, D.M. (1982) Minerals of Beryllium. MAC Short Course Handbook 8, 135-148.
- CALAS, G., HUC, A.Y. e PAJOT, B. (1976) Utilization of infrared spectrometry for fluid inclusion studies in minerals: feasibility and limits. Bull. Soc. Franc. Minéral. Cristallogr., 99, 153-161.
- CAMERON, E.N., JAHNS, R.H., MC NAIR, A., e PAGE, L.K. (1949) Internal Structure of granitic pegmatites. Econ. Geol. Monogr. 2, 115 pag.
- ČERNÝ, P. (1975a) Alkali variations in pegmatitic beryls and their petrogenetic implications. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 123, 198-212.

- ČERNÝ, P. (1975b) Granitic pegmatites and their minerals: selected examples of recent progress. *Fortschr. Miner.* 52, 225-250.
- ČERNÝ, P. (1982) Petrogenesis of granitic pegmatites. *MAC Short Course Handbook* 8, 405-461.
- ČERNÝ, P. e HAWTHORNE, F.C. (1976) Refractive indices versus alkali contents in beryl: general limitations and applications to some pegmatitic types. *Can. Mineral.*, 14, 491-497.
- ČERNÝ, P. e MACEK, J. (1972) The Tanco Pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. V *Coloured Potassium Feldspars*. *Canadian Mineralogist*, vol. 11, 679-689.
- CORDANI, U.G. (1973) *Evolução Geológica Pré-Cambriana da Faixa Costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória*. Tese de Livre Docência. I.G.U.S.P.
- CORDANI, U.G.; DELHAL JACQUES e LEDENT, DOLLY (1973) Orogenèses surperposées dans le Précambrien Du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geociências*, volume 3, nº 1, 1-22 pag.
- CORREIA NEVES, J.M. (1962) Pegmatitos da Região da Venturinha (Penalva do Castelo, Viseu). *Memórias e Notícias* 1962, nº 54, 1-153 pag.
- CORREIA NEVES, J.M. (1981a) Pegmatitos Graníticos. Trabalho escrito para concurso a professor titular do IGC-UFMG. 251 pag.
- CORREIA NEVES, J.M. (1981b) Interesse Petroológico dos Feldspatos Alcalinos. Inédito - Seminário apresentado em concurso para professor titular do IGC-UFMG.
- CORREIA NEVES, J.M.; DUTRA, C.V.; KARFUNKEL, J.; KARFUNKEL, B.; SCHMIDT, J.C.; QUÉMÉNEUR, J.J.G. e PEDROSA SOARES, A.C. (1980a) Mineralogia e Geoquímica do Pegmatito Ênio (Gali-

lêia - Minas Gerais. Anais Acad. Bras. Ciências, 52-3, 603-616 pag.

CORREIA NEVES, J.M.; LOPES NUNES, J.E. e LUCAS, D.B. (1972) Mineralogy and Geochemistry of Pegmatites from Mozambique (P. E.A.) Proc. of the 24th. Int. Geol. Cong., Section 10, 37-44.

CORREIA NEVES, J.M.; MONTEIRO, R.L.B.P. e DUTRA, C.V. (1984) Composição química de Berilos pegmatíticos do Brasil e seu significado petrológico e Metalogenético, 22 pag. Inédito.

CORREIA NEVES, J.M.; PEDROSA SOARES, A.C. e VALLE, R.R. (1980b) Geoquímica e Gênese do Pegmatito Limoeiro (Virgem da Lapa, M.G.). Anais do XXXI Cong. Bras. Geol., vol. 4, 2124-2148.

COSTA, MANOEL TEIXEIRA E ROMANO, ANTÔNIO WILSON (1976) Mapa Geológico de Minas Gerais, 1:1.000.000, com texto explicativo. I.G.A. - SEPLAN/IBGE.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. e ZUSSMAN, J. (1963) Rock-forming Minerals, vol. 4: Framework silicates. Longmans, Green and Co., Ltda - London 435 pag.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. e ZUSSMAN, J. (1966) An introduction to the Rock-Forming Minerals. John Wiley and Sons, Inc., Nova York, 528 pag.

DEKEYSER, W. e AMELINCKX, S. (1953) Comité international pour l'Étude des Argiles. Compt. Rend., p. 1. 12.

DENIZ FILHO, L.C. (1980) Perfil Analítico de lítio, DNPM. 63 pag.

DIRAC, F. MONICA E EBERT, HEINZ, (1967) Isotopic Ages from the Pegmatite Provinces of Eastern Brazil. Nature, vol. 215, pages 948-949.

FANTON, J.J.; ARIOLI, E.E. e MOURA, O.J.M. (1978) Pegmatitos da região de Galiléia - Mendes Pimentel - (Minas Gerais). Anais

do XXX Cong. Bras. Geol. vol. 4, 1770-1781 pag.

FARMER, V.C. (1974) The infrared spectra of minerals. Mineralogical Society, Monograph 4. London.

FERSMAN, A.E. (1931) Les pegmatites. Acad. Sci U.R.S.S., tradução francesa do original russo sob a direção de R. du Trieu de Terdonck e J. Thoreau, editada em Louvain, 1951.

FIGUEIREDO DE BARROS, P.M. e MARTINS VICENTE, C.A. (1963) Estudo dos campos pegmatíticos da Zambêzia. Relatório da Missão de Estudos em Moçambique. Campanha de 1963. Junta de Energia Nuclear. 3 volumes.

FLANIGEN, E.M., KHATAMI H. e SZYMANSKI, H.A. (1971) Infrared structural studies of zeolite frameworks. Adv. Chem. Ser. 101, 201-229.

FONTES, C.Q.; FERRARI, P.G.; PEREIRA, A.D.C.; NETTO, C.; PEREIRA, F.S.; LIMA Jr.; L.O.; COSTA, M.R.A.; BALTAZAR, O.F.; SILVA, S.L. da; VIEIRA, V.S. e RAMALHO, R. (1978) Projeto Jequitinhonha, (1:250.000). Relat. Final, CPRM/DNPM (Inéd.).

FOORD, E.E. (1982) Minerals of tin, titanium, Niobium and tantalum in granitic pegmatites. MAC Short Course Handbook, 8, 187-238.

FOSTER, MARGARETH D. (1960) Layer Charge relations in the dioctahedral and trioctahedral micas. The Amer. Min., vol. 45, 383-398 pag.

FRONDEL, C. (1962) The System of Mineralogy (7th ed.) III. Silica Minerals. John Wiley and Sons, New York.

GADSDEN, J.A. (1975) Infrared spectra of Minerals and Related Inorganic Compounds. Butterworths, 227 pag.

GINSBURG, A.I. (1955) Caractéristique minéralo-geochimique des

pegmatites lithiques. Académie des Sci. de URSS. Travaux du Musée Minéralogique, fasc. 7, 12-55 pag.

GINSBURG, A.I., TIMOFEYEV, I.N. e FELDMAN, L.G. (1979) Principles of geology of the granitic pegmatites. Nedra Moscow, 296 pp; em russo.

GOLDSCHMITH, V.M. (1958) Geochemistry. Clarendon Press, Oxford. 730 pag.

GOLDSCHMITH, J.R. e LAVES, F. (1954a) Potassium feldspars Structurally intermediate between microcline and sanidine, Geoc. et Cosmo. Acta, vol. 6, 100-118.

GORDIENKO, V.V. e KAMENTSEV, I. Ye. (1969) Effect of large cations on structural ordering of potash feldspars. Geochem. Int. 6, 180-192.

GUIMARÃES, DJALMA (1951) Arqui-Brasil e sua evolução Geológica. Brasil. Divisão do Fomento da Produção Mineral, Boletim nº 88, 314 pag.

GUIMARÃES, DJALMA, (1961) Fundamentos da Metalogênese e os Depósitos Minerais do Brasil. DNPM. Divisão do Fom. da Prod. Mineral, nº 109. 434 pag.

HASUI, Y. e ALMEIDA, F.F. (1970) Geocronologia do centro-oeste brasileiro. Sociedade Brasileira de Geologia, Boletim 19 (1), 5-26 pag.

HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de e NEVES, B.B. de B. (1978) As estruturas brasileiras. An. XXX Congr. Bras. Geol. 6, 2423-2437, Recife.

HASUI, Y.; CARNEIRO, CELSO DAL RÉ e COIMBRA, ARMANDO MÁRCIO, (1975) The Ribeira Folded Belt. Revista Brasileira de Geociências,

volume nº 5, nº 4, 257-266.

HAWTHORNE, F.C. e CERNÝ, P. (1977) The alkali-metal positions in Cs-Li beryl. *Can. Mineral.*, 15, 414-421.

HAWTHORNE, F.C. e CERNÝ, P. (1982) The mica group. *MAC Short Course Handbook*, 8, 63-98.

HEIER, K.S. (1962) Trace elements in feldspars. A review. *Norsk geol. T.*, 42 (Feldspar vol.), 415-454.

HEIER, K.S. e TAYLOR, S.R. (1959a). Distribution of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb and Tl southern Norwegian precambrian alkali feldspars. *Geoc. et cosmo. Acta, G.B.*, 15, 284-304.

HEIER, K.S. e TAYLOR, S.R. (1959b) Distribution of Ca, Sr and Ba in Southern Norwegian precambrian alkali feldspars. *Geoc. Cosmo. Acta, G.B.*, 17, 286-304.

HENDRICKS, S.B. e JEFFERSON, M.E. (1939) Polymorphism of the micas. *Amer. Min.* 24, 729-771.

HEINRICH, E.Wm; LEVINSON, A.A., LEVANDOWSKI, D.W. e HEWITT, C.H. (1953) Studies in the natural history of micas. *Eng. Res. Inst. Univ. Michigan, Ann Arbor, Michigan, Rept.* 1-241.

IIISHI, K.; TOMSAKA, T.; KATO, T. e UMEGAKI, Y. (1971) Iso-morphous substitution and infrared and far infrared spectra of the feldspar group. *Neues. Jb. Miner. Abh* 115, 98-119.

JACKSON, W.W. e WEST, J. (1930) The crystal structure of muscovite - $KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$. *Z. Kryst.* 76, 211-227.

JACKSON, W.W. e WEST, J. (1933) The crystal structure of muscovite - $K(Al_2Si_3)O_{10}(OH)_2$. *Z. Kryst.* 85, 160-164.

- JAHNS, R.H. (1953) The genesis of pegmatites (II): Quantitative analysis of lithium-bearing pegmatite, Mora County, New Mexico. *Amer. Mineral.* 38, 1078-1112.
- JAHNS, R.H. (1955) The study of pegmatites. *Econ. Geol.* 50th. Anniv. vol., 1025-1130.
- JAHNS, R.H. (1982) Internal Evolution of pegmatite bodies. *MAC Short Course Handbook* 8, 293-327.
- JAHNS, R.H., e BURNHAM, C.W. (1969) Experimental studies of pegmatite genesis: Melting and crystallization of granite and pegmatite. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 69, 1592-1593.
- JARDIM, F.G.; ARAÚJO, A.G.; LIMA, J.O.A.; MELLO, M.P. de e MARTINS JR., P.P. (1980) Projeto Estudos Integrados do Vale Jequitinhonha. *Rel. Geol. Final. Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais.* 3 vol.
- JOHNSTON JR., W.O. (1945) Pegmatitos Berilo-tantalíferos de Parelhas, Rio Grande do Norte. *Mineração e Metalurgia*, vol. VIII, nº 46, 269-272.
- KEMP, JAMES FURMAN, (1924) The Pegmatites. *Economic Geology*, vol. XIX, nº 8, 697-723.
- KERR, R.A. (1984) Continental Drilling Heading Deeper. *Science*, vol. 244, nº 4656, 1418-1420.
- KLEPPER, M.R.; LARRABEE, D.M. e BARBOSA, A.L.M. (1945) Mica. Lavra do Pequeri Bicas - Minas Gerais. *Div. Fom. da Prod. Mineral., DNPM, Boletim avulso nº 69.* 37 pag.
- KOLESOVA, V.A. (1954) Boletim of the interpretation of vibration spectra of the silicates and the silicates glasses. *Zh. Eksp. Teoret. Fiz.*; 26, 124-127.

- KOOSTERMANN, J.B. (1970) Characterization of tin-tantalum veins of Amapá Territory, Brazil. Proceed. 8. Guiana Geol. Conference, paper 12, 13 pag.
- KÖEPPEN, W. (1948) Climatologia: con-un estudio de los climas de la tierra. Fondo de Cultura, México-Buenos Aires. 478 pag.
- LANDES, KENNETH K. (1933) Origin and classification of pegmatites. The American Mineralogist, vol. 18, nº 2, 33-56 e 95-103.
- LARRABEE, D.M. e FRAYA RESK, (1945) Mica. Lavra Viuva Valerio, Manhumirim - Minas Gerais. Div. Fom. da Prod. Mineral, DNPM, Boletim avulso nº 72, 25 pag.
- LAUNER, P.J. (1952) Regularities in infrared absorption spectra of silicate minerals. Am. Min. 37, 764-784.
- LAZAREV, A.N. (1968) Vibrational Spectra and Structure of Silicates. Nauka, Leningrad. Plenum Press (1972). (Traduz.pa.Inglês).
- LIESE, H.C. (1963) Tetrahedrally coordinated aluminum in some natural biotites: An infrared absorption analysis. The Am. Mineral., vol. 48, 980-990.
- LIESE, H.C. (1967) Supplemental data on the correlation of infrared absorption spectra and composition of biotites. The Amer. Mineral., vol. 52, 877-880.
- LIPPINCOTT, E.R.; VALKENBURG, A.V.; WEIR, C.E. e BUNTING., E.N. (1958) Infrared studies of polymorphs of silica and germania. J. Res. Natn. Bur. Stand. 61, 61-70.
- LONDON, D. e BURT, D.M. (1982) Lithium minerals in pegmatites. MAC 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, nº 26, 261 pag.

McCAULEY, J.W. and NEWNHAM, R.E. (1971) Origin and prediction of ditrigonal distortões in micas. The Amer. Mineral., vol. 56., 1626-1638 pag.

MACKENZIE, W.S. (1952) The effect of temperature on the symmetry of high-temperature soda-rich feldspars. Am. Jour. Sci.; Bowen. vol. 319-342.

MACKENZIE, W.S. (1954) The orthoclase-microcline inversion. Min. Magasine, vol. XXX, nº 225, 354-366.

MACKENZIE, W.S. e ZUSSMAN, J. (1974) The feldspars (editors). Manchester University Press. 717 pag.

MALINKO, S.V.; BERMAN, I.B., RUDNEV, V.V. e STOLYAROVA, A.N. (1976) Inclusions of boron-bearing hydrothermal solutions in quartz crystals based on (r, α) radiography data. Dokl. Acad. Sci. U.S.S.R., Earth Sci. Sect. 228, 117-120.

MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A. e FARIA, A. (1977) Contribuição à Geologia do Pré-Cambriano da porção central de Goiás. Revista Brasileira de Geociências, vol. nº 4, 304-324.

MARTIN, ROBERT. F. (1982) Quartz and the Feldspars Mineralogical Association of Canada. Short Course Hand book 8, 41-62.

MARTIN, R.F. and BONIN, B. (1974) Water and magma genesis: the hypervolvic granite-subvolvic granite association. Can Mineral, 14, 228-237.

MARTINS, J.P. de A. e LEMOS, R.L. (1981) Contribuição à Geologia do Centro-Oeste de Goiás na área do Complexo alcalino de Peixe. I. Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Centro-Oeste. Cad. Resumos.

MATOSI, F. e BRONDER, O. (1938) Das ultrarote absorptionsspektrum einiger Silikate. Zeit. f. Physik, 111, 1-17.

- MATOSSÍ, F. e KRÜGER, H. (1936) Das ultrarote reflexionsspektrum von silikaten. Z. Phys., 99 (1 e 2)
- MAUGUIN, (1927) Étude des micas au moyens des rayons X. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, Vol. 185, 288 pag.
- MAUGUIN, (1928) Étude des micas au moyens des rayons X. Bull Soc. Franç. Min., vol. 51, 285 pag.
- MEGAW, H.D. (1974) The architecture of the feldspars. The feldspars. Editet by Mackenzie, W.S. e Zussman, J. Manchester University Press, 2-24.
- MILKEY, R.G. (1960) Infrared spectra of some tectosilicates. Am. Miner., 45, 990.
- MISI, A. e AZEVEDO, H.C.A. (1971) A Província Pegmatítica do extremo sul da Bahia. XXV Congr. Bras. Geol. Resumo das Comunicações, 65 pag.
- MISI, A. e AZEVEDO, H.C.A. (1975) A Província Pegmatítica do extremo sul da Bahia, Min. Metalurgia: vol. 38, nº 359, 6-10.
- MOENKE, H. (1962) Die ultrarotabsorption von Neosilikaten in NaCl - Bereich von Prismenspektralphotometern. Silikattechnik, 13: 246-248.
- MONTEIRO, R.L.B.P. (1979) Geologia da Região de Coronel Murta e Estudo do Pegmatito da Lavra da Serra. Trabalho de Graduação, IGC - UFMG. 80 pag.
- MOORE, P.B. (1982) Pegmatite minerals of P(v) and B(III). MAC Short Course Handbook. 8, 267-291.
- MOURA, O.J.M.; FANTON, J.J. e ARIOLLI, E.A. (1978) Geologia da Região da Galiléia - Mendes Pimentel (Minas Gerais). Anais do XXX Cong. Bras. Geol., vol. 1, 27-37.

- NASSAU, K e PRESCOTT, B.E. (1977) Smoky, blue, greenish yellow, and other irradiation-related colors in quartz. Mineral Mag., 41, 301-312.
- PAIVA, GLYCON. (1946) Províncias Pegmatíticas do Brasil. DNPM. Divisão do Fomento da Produção Mineral. Boletim nº78. 15-21.
- PAULING, L. (1930) The structure of micas and related Minerals. Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A., vol. 16, 123 pag. (MA.4-368).
- PECORA, W.T. e BARBOSA, A.L.M. (1945a) Mica. Lavra do Bananal, Peçanha - Minas Gerais. Div. Fom. Prod. Min., DNPM., Boletim avulso nº 67, 32 pag.
- PECORA, W.T. e BARBOSA, A.L.M. (1945b) Mica, na serra dos Lourenços, Peçanha - Minas Gerais. Div. Fom. Prod. Min., DNPM, Boletim avulso nº 68, 42 pag.
- PECORA, W.T.; KLEPPER, H.R.; LARRABEE, D.M.; BARBOSA, A.L.M. e FRAYA, R. (1949) Mica Deposits in Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey Bull, 964-c, 305 pag.
- PEDROSA SOARES, A.C. (1979) Estudo do Pegmatito Limoeiro, Virgem da Lapa, Minas Gerais. Trabalho de Graduação IGC - UFMG. 70 pag.
- PEDROSA SOARES, A.C. (1981) A Geologia da Folha de Virgem da Lapa, Minas Gerais. Relatório Final. CNPq, part. Projeto Pegmatitos. FINEP-UFMG.
- PEDROSA SOARES, A.C.; LEONARDOS, O.H. e CORREIA NEVES, J.M. (1984) Aspectos metamórficos de seqüências metamórficas supracrustais da Faixa Araçuaí, em Minas Gerais. Anais XXXIII Cong. Bras. Geol.
- PUTZER, H. (1976) Metallogenetische Provinzen in Suedamerika. E.

Schweizerbart'sche Verlag - Stuttgart, 318 pag.

QUENSEL, P. (1942) Minerals of Varuträsk pegmatite. XXXIV. Quartz in different structural and paragenetical modes of occurrence within the Varuträsk pegmatite. Geol. För. Förh. 64, 283-288.

RANKAMA, K. e SAHAMA, Th.G. (1950) Geochemistry. University of Chicago Press, Chicago, 912 pag.

RIBBE, P.H. (1975) The chemistry, structure and nomenclature of feldspars. Mineral. Soc. Amer. Short Course Notes, vol. 2: Feldspar Mineralogy, R1-R52.

RINALDI, R.; ČERNÝ, P. e FERGUSON, R.B. (1972) The Tanco Pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. VI Lithium-Rubidium - Cesium Micas. Canadian Mineralogist, vol. 11, 690-707.

ROLFF, P.A.M.A. (1959) Minérios de Lítio no Brasil. Revista da Escola de Minas, vol. XXII - nº 1, 29-35 pag.

SÁ, J.H.S. (1977) Pegmatitos litiníferos da região de Itinga-Araçuaí, Minas Gerais. Tese de doutoramento, U.S.P., 112 pag.

SCHAEFER, C.; MATOSSI, F.; and WIRTZ, K. (1934) Das ultrarote reflexionsspektrum von silikaten. Zeit. f. Physik., 89, 210-233.

SCHALLER, WALDEMAR, T. (1925) The genesis of lithium pegmatites. Amer. Journal Science, vol. 10, 269-279.

SIGA JR, OSVALDO; TEIXEIRA WILSON; CORDANI, UMBERTO, G.; KAWASHITA, KOJI e DELHAL, JACQUES, (1982) O Padrão Geológico - geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, A norte do Rio de Janeiro, Brasil. Quinto Congreso Latinoamericano de Geologia, Argentina, 1982, Actas, 1, 349-370.

- SMITH, J.V. (1974a) Feldspar Minerals, vol. 1 - Crystal Structure and Physical Properties. Springer-Verlag, Berlin, 622 pag.
- SMITH, J.V. (1974b) Feldspar Minerals, vol. 2 - Chemical and Textural Properties, Springer-Verlag, Berlin, 690 pag.
- SMITH, J.V. and YODER, H.S. (1956) Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. Min. Mag., vol. 31, 209-235.
- SÓCRATES, G. (1980) Infrared Characteristic Group Frequencies. John Wiley e Sons. London.
- STAATZ, M.H.; MURATA, K.J. e GLASS, J.J. (1955) Variation of composition and physical properties of tourmaline with position in the pegmatite, Amer. Mineral., 40, 789-804 pag.
- STEWART, D.B. (1978) Petrogenesis of lithium-rich pegmatites. Amer. Mineral. 63, 970-980.
- STUBICAN, V. and ROY R. (1961) Isomorphous substitution and infrared spectra of the layer lattice silicates. The Amer. Mineral., vol. 46, 32-51.
- TAN, L.P. (1966) Major pegmatite deposits of New York state. N.Y. State Mus, Sci Serv. Bull, 408.
- TARTE, P. (1965) Correlations between the infrared spectrum and the composition of garnets in the Pyrope-Almandine-Spessartine series. Contr. Miner. Petrol. 40, 25-37.
- TAYLOR, W.H. (1933) The structure of sanidine and other feldspars. Z. Krist, 85, 425.
- TAYLOR, S.R.; EMELEUS, C.H. e EXLEY, C.S. (1956) Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance. Geochim. Cosmo. Acta, 10, 224-229.

- TUTTLE, O.F. e BOWEN, N.L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . Geol. Soc. Amer. Mem., 74, 1-147 pag.
- UEBEL, P.J. (1975) Platznahme und Genese des Pegmatites Hagendorf. Sud. Neues Jb. Miner. Mh., 318-332.
- UEBEL, P.J. (1977) Internal structure of pegmatites, its origin and nomenclature. N. Jb. Miner. Abh. 131, 83-113.
- VAN DER MAREL, H.W. e BEUTELSPACHER (1976) Atlas of infrared spectroscopy of Clay minerals and their admixtures. Elsevier scientific Publishing Company, New York, 396 pag.
- VARLAMOFF, N. (1954) Tendences actuelles dans l'étude des pegmatites à travers le Monde; revue des travaux sur les pegmatites du congo Belge et du Ruanda-Urundi; proposition d'une classification des pegmatites du Congo Belge et du Ruanda-Urundi. Ann. Soc. Geologique de Belgique, 77, 245-267 pag.
- VERLAMOFF, N. (1959) Zonéographi de quelques champs pegmatitiques de l'Afrique Centrale et les classifications de K.A. Vlassov et de A.l. Guinsbourg. Ann. Soc. géol de Belg., T. LXXXII, 55-87.
- VARLAMOFF, N. (1978) Classification and spatio-temporal distribution of tin and associated mineral deposits. Jornal de Mineralogia, Recife-Brasil. Vol. 7 (Djalma Guimarães) 155-168 pag.
- VEDDER, W. (1964) Correlations between infrared spectrum and chemical composition of mica. The Am. Mineral., vol.49 736-768 pag.
- VEDDER, W. e WILKINS, R.W.T. (1969) Dehydroxylation and Rehydroxylation, oxidation and reduction of Micas. The Am. Mineral., vol. 54, 482-509 pag.

- VLASSOV, K.A. (1952) Textural-paragenetic classification of granitic pegmatites. *Izvestiya. Acad. Sci. U.S.S.R., ser. geol.*, 30-44 em russo.
- WEGNER, REINHARD (1983) Spurenelemente in Granit pegmatiten in Bundesstaat Minas Gerais, Brasilien, Unter Besonderer Berücksichtigung Der Feldspate. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Geowissenschaftlichen Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.Br.
- WILKINS, R.W.T. e SABINE, W. (1973) Water content of some nominally anhydrous silicates. *Am. Miner.* 58, 508-516.
- WINKLER, H.G.F. (1967) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 2a. ed., Springer Verlag New York-Berlin.
- WOOD, D.L. e NASSAU, K. (1968) The characterization of beryl and emerald by visible and infrared absorption spectroscopy. *Amer. Min.* 53, 777-800.
- WRIGHT, T.L. (1968) X-ray e optical study of alkali feldspar. II An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2 θ values for three reflections. *Amer. Min.* 53, 88-104.
- WRIGHT, T.L. e STEWART, D.B. (1968) X-ray and optical study of alkali feldspar. I. Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and 2 ν . *Amer. Miner.* 53, 38-87.
- YODER, H.S. e EUGSTER, H.P. (1955) Synthetic and natural muscovites. *Geochim. Cosmo. Acta.* 8, 225-280.
- YODER, H.S., STEWART, D.B. e SMITH, J.R. (1957) Ternary Feldspars. *Carnegie Inst. Washington, Year Book* 56, 207-214.

AGRADECIMENTOS

Ao terminarmos esta dissertação gostaríamos de deixar registrados os nossos agradecimentos àquelas pessoas e instituições que, direta ou indiretamente tornaram possível a sua realização.

À Universidade Federal de Minas Gerais que concedeu os meios para a realização do curso de pós-graduação, e aos diretores do Instituto de Geociências da UFMG, Prof. Dr. Wolney Lobato e Professor Edézio Teixeira de Carvalho, pelo apoio e estímulo recebidos.

Ao orientador da tese, Dr. Celso de Barros Gomes, professor titular do Departamento de Mineralogia e Petrologia Diretor do Instituto de Geociências da U.S.P., pelo seu incentivo durante o desenvolvimento do trabalho, tomando especial cuidado na revisão da versão final do manuscrito.

Ao Dr. José Marques Correia Neves, professor titular do Departamento de Geologia da UFMG, diretor do Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa do IGC desta Universidade, que sugeriu o tema, e deu inestimável apoio durante o desenvolvimento de todas as fases do trabalho, sempre incansável em estimular a sua elaboração.

Ao colega Prof. Antônio Carlos Pedrosa Soares pelo imenso auxílio nos trabalhos de campo, sem os quais não conseguiria de forma alguma obter as amostras e elaborar os perfis.

Ao Sr. Edivar Pereira Soares, proprietário das Lavras do Ferreirinha, Olho de Gato e Boi, por franquear a entrada e permitir o estudo delas, bem como por colocar à disposição todos os meios a seu dispor, chegando por vezes a hospedar-nos e oferecer alimentação.

Ao Dr. Romário Ribeiro, engenheiro de minas do D.N.P.M.

em Governador Valadares, pelo total apoio a nós apresentado, durante os trabalhos de campo.

Ao Dr. Petr Černý, professor e pesquisador do Department of Earth Sciences, da University of Manitoba, Canadá, pelas análises de columbo-tantalitas obtidas através de Microscopio da Eletrônica.

Ao Engenheiro Clécio Campi Murta e ao Prof. Roberto Luciano Leste Murta, como também aos técnicos da Nuclebrás, pelas análises de difração de raios-X e espectrografia de fluorescência de raios-X realizados nesta empresa.

Ao amigo e primeiro orientador Cláudio Vieira Dutra, diretor do laboratório de análises da Geosol, pelas análises de berilo e determinações de boro em micas, bem como pela atenção, execução e revisão de todas as outras análises de micas e feldspatos realizadas neste laboratório.

Ao Prof. Dr. Umberto G. Cordani e ao pessoal técnico do laboratório de geocronologia da U.S.P., pelas datações realizadas em feldspato e mica.

Ao Dr. Geovane Geraldo de Oliveira e ao pessoal técnico do Laboratório de Espectrografia de Absorção de Infravermelhos do Departamento de Química da U.F.M.G., pelas muitíssimas análises ali realizadas.

Ao químico Jorge de Carvalho Lena e a Engenheira Maria José de Castro Mendes, pela dedicação e presteza em obter os diagramas de difração e fluorescência de raios-X, bem como aos chefes do Departamento de Química da U.F.M.G., que nos concederam a permissão da utilização do equipamento.

Ao jovem José Luís Correia Neves, pelo processamento dos dados relativos às fases minerais, através do Centro de Computação da U.F.M.G., (CECOM), permitindo a obtenção dos valores

lineares e angulares para as celas unitárias.

Aos colegas do Departamento de Geologia do IGC da UFMG, que tornaram possível a liberação de minha carga didática, durante o primeiro semestre de 1984.

Ao técnico do laboratório de difratometria de raios-X, do Departamento de Física da U.F.M.G., Alexandre de Melo Moreira pelas análises realizadas.

Ao técnico José de Assis Gualipapes Fideles, pela confecção das lâminas delgadas.

Aos desenhistas Ângela Maria Mendes Pinto e Frederico Rosa e Silva pela elaboração dos mapas, diagramas e figuras que ilustram esta dissertação.

À senhorita Maria Teresa Gomes e Souza, pelo excelente trabalho de datilografia.

À senhora Kácia Maria Moraes Monteiro e ao jovem Cláudio Fernando Garcia Freire, pela ajuda prestada sempre que solicitada.

Aos estudantes de geologia Gustavo de Carvalho Pinto e Paulo José Guimarães, pelos trabalhos de perfuração de cartões para o computador, e pela contagem de pontos em lâminas, respectivamente.

Finalmente às agências pelo apoio financeiro recebido através de vários auxílios. Destacam-se em particular o auxílio do CNPq, tendo como beneficiário o Prof. José Marques Correia Neves, que possibilitou parte dos trabalhos de elaboração dos perfis e coleta de amostras, e o auxílio CPq da U.F.M.G., destinado a mim, que permitiu a realização de parte das análises quantitativas executadas nos laboratórios da Geosol.

APÊNDICE

A presente dissertação é parte integrante de projeto mais amplo, dedicado à avaliação qualitativa e quantitativa das potencialidades dos corpos pegmatíticos da Província Oriental em Minas Gerais, coordenado pelo Prof. Dr. José Marques Correia Nes. Este projeto visa o mapeamento das formações regionais e distritos pegmatíticos associados, fixando rigorosamente sua localização; como também a caracterização mineralógica, geoquímica, estrutural e metalogenética dos pegmatitos.

Foram realizados quatro períodos de campo, durante os quais houve coleta de 253 amostras e execução dos perfis.

Estas amostras foram quebradas a martelo, e separadas nas diversas fases, macroscopicamente devido às grandes dimensões dos minerais, porém em muitas oportunidades, houve necessidade de separação através do uso de lupa. O aparelho utilizado é de marca Carl Zeiss-Jena, modelo estereoscópico de projeção em visor com dispositivo para luz transmitida.

As fases obtidas da forma descrita no parágrafo anterior, foram pulverizadas, durante o intervalo de 60 minutos, em moinho de bola de carbureto de tungstênio, marca Fritsch sendo que as micas foram ainda passadas através da peneira de abertura de 0,250 mm.

Trinta e sete secções delgadas foram elaboradas, sendo 12 (doze) em pegmatito gráfico de grão fino, 7 (sete) em xistos e 13 (treze) em feldspato potássico pertitizado.

Estas lâminas foram examinadas ao microscópio, um aparelho Amplival de fabricação Carls Zeiss-Jena, e as 12 (doze) análises modais feitas com o auxílio de um contador de pontos de marca Swift. O número de pontos por secção variou de 1500 a 2000.

Os trabalhos analíticos nas fases minerais foram realiz

zados com espectrômetro de absorção de infravermelhos, espectrômetro de fluorescência de raios-X, difratômetro de raios-X e mi crossonda eletrônica.

ESPECTROGRAFIA DE ABSORÇÃO DE INFRAVERMELHOS

Os trabalhos foram executados no laboratório do Departamento de Química, da Universidade Federal de Minas Gerais.

O solvente adotado foi KBr sendo os discos das amostras analisados em um espectrógrafo da marca Perkin-Elmer, modelo 467.

Os 471 diagramas obtidos registram picos no seguinte intervalo de n° de onda: 4.000 a 200 cm^{-1} , e foram interpretados fazendo-se a calibração através do pico do poliestireno, com parados com as tabelas e publicações citadas na bibliografia.

ESPECTROGRAFIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X

As análises qualitativas foram obtidas em equipamento Rigaku, pertencente ao Departamento de Química da Universidade Federal de Minas Gerais. Os espectrogramas de fluorescência de raios-X foram registrados utilizando radiação do Cr.

DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

O pó dos minerais foi utilizado para difração, sendo que nas micas, feldspatos e berilos foram adicionadas substâncias numa proporção de 10%, capazes de proporcionar uma maior correção.

Nas micas o fluoreto de cálcio foi utilizado para a correção, enquanto nos berilos foi acrescentado quartzo.

Para o cálculo da triclinicidade nos feldspatos foram usados dois tipos de padrão interno: CaF_2 e KBrO_3 .

Para obtenção dos índices das reflexões foram utilizadas as fichas da JCPDS (International Centre for diffraction Data) em colaboração com a ASTM (American Society for Testing and Materials).

As difrações foram obtidas nos laboratórios de difração dos Departamentos de Física e de Química da UFMG.

MICROSSONDA ELETRÔNICA

Somente as columbo-tantalitas foram analisadas através deste método, pelo professor Dr. Petr Cerný, pesquisador do Department of Earth Sciences of Manitoba, Canadá; como uma gentileza ofertada ao Prof. Dr. José Marques Correia Neves.

As análises quantitativas de feldspatos, micas e berilos, apresentadas neste trabalho foram realizados nos laboratórios da Geosol. Os maiores elementos foram analisados por fluorescência de raios-X, com amostra fundida com tetraborato de lítio e La_2O_3 como absorvente. O espectrômetro usado é da marca Rigaku-Denki, a vácuo. Os resultados dados em percentagem de óxido foram: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 e P_2O_5 .

Os elementos Rb, Cs, Sr e Ba foram analisados por fluorescência de raios-X, porém com pó prensado.

O Li_2O , K_2O , Na_2O e MnO foram analisados, em solução obtida com ácido fluorídrico e ácido nítrico, pelo método de Absorção atômica.

O boro e berílio foram determinados por espectrografia de emissão ótica, enquanto o fluor por eletrodo de íon específico. O FeO foi obtido por via úmida, pela titulação com KMnO_4 .

As análises de berilo, bem como as determinações de bo
ro em micas foram realizadas, gratuitamente, pelo químico Cláudio
Vieira Dutra.