UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PEGMATITOS GRANÍTICOS DA REGIÃO DE
SOCORRO - SP

Sandra Akemi Iwata

Orientador: Prof. Dr. José Barbosa de Madureira Filho

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	nome
Presidente:	<u>José Barbosa de Madureira Filho</u>
Examinadores:	<u>Daniel Atencio</u>
	<u>Antonio Carlos Artur</u>

ass.

São Paulo
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005744

**PEGMATITOS GRANÍTICOS DA REGIÃO DE
SOCORRO - SP**

Sandra Akemi Iwata

Orientador: Prof. Dr. José Barbosa de Madureira Filho

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

**São Paulo
1995**

AGRADECIMENTOS

Os mais sinceros agradecimentos são dirigidos àqueles que, por sua disposição, contribuíram para a realização do presente trabalho:

- ao Prof. Dr. José Barbosa de Madureira Filho, pela orientação, amizade e apoio constante durante todo o desenvolvimento da dissertação;
- ao Prof. Dr. Daniel Atencio, pela amizade e discussões sempre proveitosas;
- ao Prof. Dr. Raphael Hypolito, cujo estímulo foi importante no início dos trabalhos da pós-graduação;
- ao pessoal técnico dos laboratórios do IGc-USP, em especial ao físico Flávio M. S. Carvalho (Lab. de Raios X) e à Dra. Rosa Maria S. Bello (Lab. de Inclusões Fluidas);
- ao Dr. Kazuo Fuzikawa, do Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear (Belo Horizonte - MG), pelo auxílio no estudo de inclusões fluidas;
- ao Dr. Marcos Pimenta, do Departamento de Física do ICEx-UFMG, que possibilitou a obtenção de dados de Espectroscopia Raman;
- aos amigos e colegas da pós-graduação, pela convivência agradável;
- à FAPESP e CNPq, pelo suporte financeiro;
- e finalmente, a Sérgio Luís Fabris de Matos, a quem são reservados os maiores agradecimentos pela companhia, apoio e paciência durante todos estes anos.

RESUMO

Os pegmatitos graníticos observados na região de Socorro (SP) apresentam mineralogia simples, composta de microclínio, plagioclásio e quartzo. A presença de biotita, magnetita e óxidos de U e Nb diferencia um grupo de ocorrências pouco evoluídas daquelas ligeiramente mais diferenciadas, portadoras de muscovita e berilo.

No entanto, o comportamento geoquímico de alguns elementos traços indica pouco fracionamento para ambos os grupos, tendo sido obtidos teores similares aos observados tanto em veios pegmatóides gerados por anatexia quanto em corpos simples de campos portadores de elementos raros.

Duas datações K/Ar forneceram idades de 572 ± 13 e 579 ± 19 Ma, correlacionáveis tanto a fases de migmatização ocorridas no Ciclo Brasileiro quanto à idade dos granitóides de Morungaba, tardi- a pós-brasilianos.

ABSTRACT

The granitic pegmatites from Socorro region (SP) show simple mineralogy, composed of microcline, plagioclase and quartz. The presence of biotite, magnetite and U and Nb oxides makes the difference between a rather primitive group of occurrences and a slightly differentiated one, muscovite and beryl bearing.

However, the geochemical behaviour of some trace elements has indicated small degree of fractionation, with the obtained values overlapping those for pegmatoid veins generated by anatexis as well as simple pegmatites from rare element fields.

Two K/Ar dating yielded 572 ± 13 and 579 ± 19 My ages, allowing correlations with either the phases of migmatization in the Brasileiro Cycle or the late to pos-orogenic Morungaba granitoids.

ÍNDICE DE ASSUNTOS

I. INTRODUÇÃO	1
I.A. APRESENTAÇÃO DO TEMA	1
I.B. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	1
II. METODOLOGIA	4
II.A. Mapeamento e Coleta de Amostras	4
II.B. Microscopia Óptica	4
II.C. Difractometria de Raios X	5
II.D. Análises Químicas	5
II.E. Estudo de Inclusões Fluidas	6
II.F. Datação K/Ar	14
II.G. Análise Termo-diferencial (ATD)	14
III. GEOLOGIA REGIONAL	15
III.A. Faixa Alto Rio Grande e Nappe de Empurrão Socorro	15
III.B. Granitóides	17
III.B.1. Complexo Granítico Socorro	18
III.B.2. Granitóides de Morungaba	19

III.C. Faixas de Cisalhamento	21
III.D. Ocorrências Pegmatíticas	21
IV. GÊNESE E CLASSIFICAÇÃO DE PEGMATITOS	23
IV.A. Origem do Material Pegmatítico e Classificação..... de Ginsburg	23
IV.A.1. Pegmatitos abissais	27
IV.A.2. Pegmatitos micáceos	28
IV.A.3. Pegmatitos portadores de elementos	29
raros	
IV.A.4. Pegmatitos miarolíticos	32
IV.B. Evolução Interna	32
V. PEGMATITOS GRANÍTICOS DA REGIÃO DE SOCORRO	35
V.A. Generalidades	35
V.B. Ocorrências Pegmatíticas Investigadas	37
V.B.1. Pedreira Andradas	37
V.B.2. Mineração JV	39
V.B.3. Pedreira do Lazinho	39
V.B.4. Pedreira Rubens Bueno	40
V.B.5. Mineração Serra Maré	41
V.B.6. Pedreira Artur Sanches	41

V.B.7. Pedreira Cláudio Bailone	44
V.B.8. Pedreira Remina	47
V.C. Mineralogia Principal	50
V.C.1. Microclínio	50
V.C.1.a. Composição química	51
V.C.1.b. Estado estrutural	60
V.C.2. Plagioclásio	64
V.C.3. Quartzo	65
V.C.4. Micas	66
V.D. Mineralogia Acessória	68
V.D.1. Óxidos de Fe e Ti	68
V.D.2. Minerais portadores de U e terras raras	69
V.D.3. Granada, berilo e turmalina	74
V.E. Mineralogia Secundária	75
V.F. Relações Entre Pegmatitos e Rochas	76
Encaixantes	
V.G. Idade dos Pegmatitos	80
V.H. Estudo de Inclusões Fluidas	82
VI. CONCLUSÕES	91

VII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93
FOTOGRAFIAS E FOTOMICROGRAFIAS	104
ANEXOS	112

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig.I.1. Localização da área e dos corpos pegmatíticos investigados.	3
Fig.II.1. Diagrama de fases para o sistema NaCl+H ₂ O	11
Fig.III.1. Geologia da região de Socorro e adjacências	16
Fig.V.1. Planta esquemática do pegmatito da Pedreira Artur Sanches.	43
Fig.V.2. Planta esquemática do pegmatito da Pedreira Cláudio Bailone.	45
Fig.V.3. Parede NW do pegmatito da Pedreira Cláudio Bailone.	47
Fig.V.4. Planta esquemática do pegmatito da Pedreira Remina.	49
Fig.V.5. Razões K/Rb para feldspatos potássicos de pegmatitos da Noruega.	55
Fig.V.6. Razões K/Rb obtidas em feldspatos dos pegmatitos .. de Socorro em comparação com outras ocorrências.	56

Fig.V.7. Razões Sr/Rb obtidas em feldspatos dos pegmatitos ..	57
de Socorro em comparação com outras ocorrências.	
Fig.V.8. Razões Sr/Ba obtidas em feldspatos dos pegmatitos ..	57
de Socorro em comparação com outras ocorrências.	
Fig.V.9. Razões Rb/Ba obtidas em feldspatos dos pegmatitos ..	58
de Socorro em comparação com outras ocorrências.	
Fig. V.10. Razões K/Rb de feldspatos potássicos de	60
diferentes unidades dos pegmatitos Artur Sanches e	
Cláudio Bailone e da zona intermediária do Pegmatito	
Remina.	
Fig.V.11. Espectro de EDS obtido a partir de uma amostra ...	69
de ilmenita da Pedreira Remina.	
Fig.V.12. Gráfico de ATD obtido por aquecimento de uma	71
amostra de euxenita da Pedreira Remina.	
Fig.V.13. Espectro de EDS obtido a partir de uma amostra ...	72
de euxenita da Pedreira Remina.	
Fig.V.14. Representação esquemática de amostra de quartzo ..	86
com deformação de intensidade variável.	

ÍNDICE DE TABELAS

Tab.II.1. Temperatura do ponto eutético para diversos sistemas aquosos.	10
Tab.V.1. Mineralogia essencial e acessória dos pegmatitos ... de Socorro.	36
Tab.V.2. Composição química de microclínios dos pegmatitos .. de Socorro.	53
Tab.V.3. Composição química de feldspatos potássicos do campo de Black Hills.	54
Tab.V.4. Valores de triclinicidade de feldspatos potássicos dos pegmatitos de Socorro.	63
Tab.V.5. Teores de An para plagioclásios da Pedreira Remina .	65
Tab.V.6. Composição química de micas (biotita e muscovita) .. das pedreiras Cláudio Bailone e Remina em comparação com ocorrências descritas na literatura.	67
Tab.V.7. Resultados microtermométricos de inclusões fluidas do pegmatito da Pedreira Remina.	87

I. INTRODUÇÃO

I.A. Apresentação do Tema

Nos arredores da cidade de Socorro, nordeste do Estado de São Paulo, observa-se a presença de um grande número de corpos pegmatíticos, explorados para a produção de feldspato e quartzo para a indústria cerâmica e que, devido à proximidade com grandes centros urbanos (São Paulo, Socorro, Amparo), representam uma contribuição significativa na produção mineral do Estado.

No entanto, surpreendentemente, inexistem informações detalhadas sobre essas ocorrências. Relatos antigos (Knecht & Barreto 1948) mencionam a existência de pegmatitos explorados economicamente já anteriormente à década de 40, enquanto citações mais recentes podem ser encontradas em trabalhos de mapeamento geológico envolvendo a região nordeste do Estado de São Paulo e sul do Estado de Minas Gerais (Grossi Sad et al. 1982, dentre outros).

Apesar de alguns autores tecerem considerações sobre a origem desses pegmatitos, são ressaltados principalmente os aspectos econômicos das ocorrências, ficando muito evidente a ausência de dados sobre mineralogia, geoquímica, idade e relação com eventos metamórficos ou possíveis granitos parentais.

A constatação da existência desta lacuna motivou portanto a elaboração da presente dissertação de mestrado, cujo objetivo é uma melhor caracterização dos pegmatitos da região de Socorro que permita a formulação de hipóteses para a gênese destes corpos.

I.B. Localização da Área

Os corpos pegmatíticos investigados durante este trabalho dispõem-se ao longo de uma faixa de direção NE-SW, compreendida entre os paralelos 22 e 23°S e os meridianos 46 e 47° W, que se estende da cidade de Pinhalzinho, no nordeste do Estado

de São Paulo, até a cidade de Pouso Alegre, no sul do Estado de Minas Gerais (Fig.I.1). Em relação à cidade de São Paulo, as duas cidades distam respectivamente 130 e 200km.

O principal acesso à área dá-se através da Rodovia Fernão Dias (BR-381), ao longo da qual localizam-se as cidades de Bragança Paulista e Pouso Alegre, respectivamente nas extremidades SW e NE da área. Outro acesso importante é a Estrada Bragança Paulista - Socorro (SP-8), de onde partem inúmeras estradas vicinais, muitas não asfaltadas, que conduzem às pedreiras visitadas.

A região apresenta relevo montanhoso, transicional entre as terras altas do SW de Minas Gerais e as terras baixas da Depressão Periférica no Estado de São Paulo.

A definição de uma época mais seca em julho favorece a concentração dos trabalhos de campo neste mês.

- Fig.I.1. Localização da área e dos corpos pegmatíticos investigados. 1. Pedreira Andradas (AN); 2. Mineração JV (JV); 3. Pedreira do Lazinho (LA); 4. Pedreira Rubens Bueno (RB); 5. Mineração Serra Maré (SM); 6. Pedreira Artur Sanches (AS); 7. Pedreira Cláudio Bailone (CB); 8. Pedreira Remina (RE).

II. METODOLOGIA

A metodologia empregada compreendeu primeiramente fases de campo para familiarização com os corpos pegmatíticos e reconhecimento de seus aspectos estruturais e relação com rochas encaixantes.

Ocorrências mais propícias sob o ponto de vista do estado de alteração, exposição, acesso, dentre outros fatores, foram então selecionadas para mapeamento mais detalhado e coleta de amostras para realização de análises laboratoriais.

II.A. Mapeamento e Coleta de Amostras

Os trabalhos de campo consistiram inicialmente em visitas a várias ocorrências pegmatíticas da área, o que resultou no cadastramento de oito corpos. Dentre estes foram então selecionadas três ocorrências (Pedreiras Artur Sanches, Cláudio Bailone e Remina) para a realização de trabalhos de detalhamento, tais como reconhecimento de forma e zoneamento, elaboração de croquis e coleta de amostras.

Nesta última atividade buscou-se a representatividade de todas as unidades internas reconhecidas, porém, devido à área de exposição limitada, muitas vezes foi necessária também a coleta de amostras provenientes de pilhas de material.

Na descrição da estrutura dos corpos pegmatíticos utilizou-se a nomenclatura proposta por Cameron *et al.* (1949), com a divisão em zona de borda ou marginal, de parede, intermediária e núcleo. Apesar de antiga, esta classificação é ainda muito utilizada atualmente por pesquisadores de renome na área (Cerny 1982a,b, Correia Neves 1981, Jahns 1982, entre outros).

II.B. Microscopia Óptica

A observação de grãos ao microscópio petrográfico foi

utilizada para reconhecimento preliminar de minerais, observação do seu estado de alteração e, no caso de plagioclásios, determinação do teor de An através do índice de refração do mineral e do ângulo de extinção (métodos de Tsuboi e Michel-Levy - Stewart & Ribbe 1983).

Seções delgadas foram confeccionadas a partir de amostras provenientes das rochas encaixantes visando o reconhecimento dos efeitos da intrusão pegmatítica (alterações texturais, mineralógicas), ao passo que a análise de seções delgadas das porções de granulação mais fina dos pegmatitos objetivou a verificação do grau de deformação da rocha.

Através de observação em luz refletida foi possível a identificação dos minerais opacos presentes e a descrição de seus aspectos texturais.

II.C. Difratometria de Raios X

Na identificação de algumas fases minerais e na avaliação do estado estrutural de feldspatos potássicos, o aparelho utilizado no Laboratório de Raios X do DMP-IGC-USP foi um difratômetro marca Carl Zeiss JENA, modelo Iris 6. Na apresentação dos dados utilizou-se o programa AJU4, que permite a visualização dos dados coletados pelo difratômetro na tela do computador, sua reprodução em formulário contínuo, a definição da escala para leitura de picos de pequena intensidade, o "alisamento" de picos através da função *smooth*, etc. (Carvalho & Atencio 1993).

Para a caracterização do estado metamórfico em amostras de euxenita foram obtidos filmes em câmara de Guinier, com tempo de exposição entre seis e oito horas.

II.D. Análises Químicas

As análises químicas quantitativas concentraram-se em 11 amostras de microclínio, para as quais obtiveram-se os teores em

elementos maiores, menores e traços. Outros minerais analisados foram biotita, muscovita, ilmenita e euxenita, os dois últimos apenas qualitativamente por meio de EDS.

Na determinação da composição química dos feldspatos empregaram-se a Fotometria de Chama (Na e Li), Absorção Atômica (Ba), Espectroscopia de Fluorescência de Raios X (SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , CaO , Fe_2O_3 , MgO , MnO , TiO_2 , P_2O_5 , Rb e Sr) e Gravimetria (H_2O^+ e H_2O^-).

Dentre os elementos analisados por fluorescência, Rb e Sr foram dosados no Laboratório de Geocronologia do IGc-USP, utilizando-se equipamento da marca Philips, modelo PW-1540 (atualizado), sendo os demais elementos dosados no Laboratório de Fluorescência de Raios X do DMP em equipamento Zeiss-Jena.

A análise química das amostras de biotita e muscovita foi realizada totalmente no Laboratório de Análises Químicas do DMP, empregando-se técnicas diversas por via úmida.

Finalmente, a determinação qualitativa da composição química de amostras de ilmenita e euxenita foi feita por EDS em equipamento da marca Link System, modelo System 860 Series 2, acoplado à microsonda de marca ARL.

A separação das amostras foi feita manualmente com auxílio de lupa, utilizando-se ainda o separador Franz na purificação de biotita e euxenita.

II.E. Estudo de Inclusões Fluidas

Com exceção dos minerais formados a partir de reações metamórficas em um meio no estado sólido, a maior parte dos minerais cristaliza-se na presença de um ou mais fluidos (fusões silicáticas, fluidos aquosos ou vapor), que podem vir a ser englobados pelo cristal em crescimento. Estas inclusões, denominadas primárias, representam amostras dos fluidos responsáveis pela formação da rocha, e portanto podem fornecer informações valiosas quanto a pressão e temperatura atuantes durante o respectivo evento geológico. Imediatamente após a cristalização do mineral ou até muito tempo depois, este pode

ainda ser afetado por esforços e vir a sofrer fraturamento; o preenchimento das fraturas por fluidos e seu posterior aprisionamento devido à cicatrização destas fraturas pode dar origem a inclusões secundárias, que representam portanto as soluções que circularam através da rocha já formada em algum momento de sua história geológica (Roedder 1984).

As inclusões fluidas podem apresentar morfologia muito variável, como inclusões irregulares, em forma de gota, ou ainda qualquer outro formato que reflita o sistema cristalino do mineral hospedeiro, como tubos e canalículos em minerais prismáticos (cristais negativos).

A maior parte das inclusões é composta por soluções aquosas contendo íons dissolvidos, mais comumente Cl^- , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} ou Fe^{3+} , podendo apresentar intervalos de salinidade bastante amplos, desde salmouras hipersalinas até soluções aquosas quase puras. São possíveis também inclusões constituídas por uma solução aquosa e substâncias voláteis (CO_2 , N_2 , H_2S , hidrocarbonetos) ou ainda inclusões preenchidas apenas por uma combinação destes últimos.

Quando observadas à temperatura ambiente, as inclusões fluidas podem se apresentar constituídas por uma ou mais fases (Roedder 1984):

- . inclusões monofásicas: somente uma fase, líquida ou gasosa;

- . inclusões bifásicas: podem ser constituídas por líquido + gás ($l + g$); líquido + sólido ($l + s$); dois líquidos imiscíveis ($l_1 + l_2$); ou sólido + gás ($s + g$);

- . inclusões trifásicas: comumente constituídas por dois líquidos imiscíveis + gás ($l_1 + l_2 + g$) ou por líquido + gás + sólido ($l + g + s$);

- . inclusões polifásicas: apresentam quatro ou mais fases.

Os sólidos observados à temperatura ambiente no interior das inclusões podem ter origem em mecanismos diferentes.

Aqueles aprisionados ocasionalmente junto com os fluidos

no momento da formação da inclusão recebem a denominação de sólidos acidentais e, num grupo de inclusões cogenéticas, irão apresentar distribuição bastante irregular, podendo mesmo estar ausentes em muitas inclusões.

Minerais de saturação correspondem a fases sólidas precipitadas a partir do fluido já aprisionado, quando este se torna saturado em determinados íons. Inclusões cogenéticas, por serem constituídas pelo mesmo fluido submetido a processos idênticos de saturação, apresentarão as mesmas fases sólidas em proporções constantes em relação ao volume total de cada inclusão.

O terceiro processo de formação de sólidos é o aprisionamento de porções de uma fusão silicática que, por resfriamento, dá origem a material vítreo ou a agregados microcristalinos. Inclusões formadas por este mecanismo recebem de alguns autores a denominação de *melt inclusions*.

Os métodos utilizados no estudo das inclusões fluidas dividem-se em destrutivos e não-destrutivos, e buscam caracterizar, quanto à composição, densidade, salinidade e temperatura de aprisionamento, os fluidos presentes durante a formação (ou recristalização) do mineral hospedeiro (Fuzikawa 1985).

No entanto, a aplicação de qualquer um dos vários métodos disponíveis deve ser precedida de um trabalho muito cuidadoso de petrografia, buscando o reconhecimento da morfologia, tamanho, distribuição, arranjo das inclusões e reconhecimento de sua natureza (se primárias ou secundárias).

Esse mapeamento, além de indispensável para a interpretação dos dados obtidos, orienta toda a fase de medições seguinte, pois as inclusões aparentemente mais propícias já são selecionadas por ocasião dessa etapa.

Dos métodos destrutivos fazem parte a Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e a Platina de Esmagamento. A Microscopia Eletrônica de Varredura das inclusões abertas permite o reconhecimento de sua morfologia e dos minerais de saturação resultantes da evaporação dos fluidos. Na platina de esmagamento um fragmento do mineral é prensado num meio líquido apropriado, e

a observação do comportamento das bolhas que aí se formam permite a determinação qualitativa de alguns dos gases presentes nas inclusões, principalmente CO_2 e hidrocarbonetos leves (Fuzikawa 1985).

No presente trabalho utilizou-se um dos métodos não destrutivos conhecido por Microtermometria, que consiste basicamente na observação de mudanças de fases que venham a ocorrer nos fluidos presentes nas inclusões através do aquecimento ou resfriamento da amostra.

Esta é preparada na forma de seções delgadas com polimento nas duas faces, cuja espessura (aproximadamente 1mm) é maior do que a empregada em seções delgadas comuns, pois essas seções não são aderidas a lâminas de vidro.

As observações são feitas num microscópio petrográfico de luz transmitida ao qual é adaptada uma platina que permite o resfriamento por circulação de N_2 e o aquecimento por meio de uma resistência elétrica. Controlando-se o fluxo de N_2 na platina, a temperatura é rebaixada até o congelamento dos fluidos presentes nas inclusões. Com a elevação gradual da temperatura até as condições ambientais esses fluidos passam por várias mudanças de fases, e a temperatura de cada mudança constitui-se num valor a ser medido (Fuzikawa 1985):

- $T_f\text{CO}_2$ (temperatura de fusão do CO_2): a fusão do CO_2 puro dá-se a temperatura de $-56,6^\circ\text{C}$. O rebaixamento deste valor indica a presença de outro componente volátil no sistema junto ao CO_2 , como N_2 , CH_4 , dentre outros ($T_f\text{N}_2 = -210^\circ\text{C}$, $T_f\text{CH}_4 = -182,5^\circ\text{C}$), cuja natureza pode ser determinada com precisão por meio da Espectroscopia Raman;

- T_{eut} (temperatura do ponto eutético da solução aquosa): após a fusão do CO_2 e de outros voláteis presentes, pode restar ainda uma fase congelada se a inclusão for constituída também por uma solução aquosa, sendo a T_{eut} a temperatura do início da fusão dessa solução aquosa congelada. Por comparação deste valor com dados de sistemas já estudados experimentalmente (Tab.II.1) é possível avaliar a composição da solução;

SISTEMA	T _{eut} (°C)
H ₂ O - NaCl - CaCl ₂	- 55
H ₂ O - MgCl ₂ - CaCl ₂	- 52,2
H ₂ O - KCl - CaCl ₂	- 50,5
H ₂ O - CaCl ₂	- 49,5
H ₂ O - Na ₂ CO ₃ - K ₂ CO ₃	- 37,0
H ₂ O - NaCl - FeCl ₂	- 37,0
H ₂ O - FeCl ₂	- 35,0
H ₂ O - NaCl - MgCl ₂	- 35,0
H ₂ O - MgCl ₂	- 33,6
H ₂ O - NaCl - KCl	- 23,5
H ₂ O - NaCl - Na ₂ SO ₄	- 21,7
H ₂ O - NaCl - NaHCO ₃	- 21,8
H ₂ O - NaCl - Na ₂ CO ₃	- 21,4
H ₂ O - NaCl	- 21,2
H ₂ O - KCl	- 10,6
H ₂ O - NaHCO ₃ - Na ₂ CO ₃	- 3,3
H ₂ O - NaHCO ₃	- 2,3
H ₂ O - Na ₂ CO ₃	- 2,1
H ₂ O - Na ₂ SO ₄	- 1,2

Tab.II.1. Temperatura do ponto eutético para diversos sistemas aquosos (Shepherd et al. 1985).

- T_{fg} (temperatura de fusão do gelo): representa a depressão do ponto de fusão da solução aquosa em relação à água pura, e indica sua salinidade, sempre expressa em equivalente a % em peso de NaCl, ou seja, por comparação com o sistema H₂O + NaCl (Fig.II.1). Tal procedimento é adotado para facilitar a comparação entre dados de diferentes localidades, e é possível pois assume-se que a utilização do valor em eq. da % em peso de NaCl, em se tratando de soluções contendo Ca, Na, K e Mg, implica em um erro inferior a 5% (Clynnne & Potter 1977 *apud* Shepherd et al. 1985);

- T_{clat} (temperatura de dissolução de clatratos): clatratos são compostos constituídos por uma estrutura de moléculas de H₂O que aprisiona moléculas de um gás (e.g. CO₂ ou CH₄) em suas cavidades. A reação entre H₂O e um gás para formar os compostos clatratos ocorre no processo de resfriamento da inclusão, antes da formação de gelo, admitindo apenas a água pura e rejeitando os demais íons presentes que permanecem na fase

aquosa e aumentam a salinidade da solução. Como os cristais de clatrato fundem-se totalmente somente após o desaparecimento do gelo, o valor da salinidade, se obtido pela T_{fg} , resultaria acima do real. Portanto, na presença de cristais de clatrato a salinidade da solução aquosa é obtida utilizando-se o valor de T_{clat} , através do diagrama de equilíbrio de fases no sistema $H_2O + NaCl + CO_2$ (Collins 1979);

- Fig.II.1. Diagrama de fases para o sistema $NaCl + H_2O$ (simplificado de Fuzikawa 1985). sol = solução.

Efetuada todas as medições através do resfriamento da amostra, esta é aquecida para a caracterização de outras mudanças de fases a temperaturas mais elevadas. Porém, ao contrário do processo de resfriamento, o aquecimento é executado uma única vez, pois fenômenos de expansão dos fluidos podem provocar fraturamento nas paredes da inclusão (crepitação) que, mesmo imperceptíveis, alterariam os resultados de uma segunda medição. Na fase de aquecimento as seguintes temperaturas são determinadas:

- T_{dissol} (temperatura de dissolução de sólidos de saturação): havendo a presença de sólidos de saturação, é necessário o aquecimento até sua completa dissolução. Neste caso, o valor da salinidade, em eq. da % em peso de NaCl, será fornecido pela T_{dissol} através da utilização do diagrama de fases no sistema $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ (Fig.II.1);

- T_{hCO_2} (temperatura de homogeneização do CO_2): corresponde a temperatura na qual deixa de existir a separação entre a fase CO_2 líquido e CO_2 vapor, podendo ocorrer por diminuição até o desaparecimento da fase CO_2 gas (homogeneização para o líquido), pela expansão da fase CO_2 gas (homogeneização para o gás) ou pelo desvanecimento do menisco que separa estas duas fases (homogeneização para o estado crítico). O fenômeno pode ocorrer no intervalo de temperatura compreendido entre $-56,6^\circ\text{C}$, temperatura de fusão do CO_2 , e $31,1^\circ\text{C}$, que corresponde ao ponto crítico do CO_2 puro, a menos que ocorra a sublimação do CO_2 sólido, neste caso a temperaturas abaixo de $-56,6^\circ\text{C}$. Através da comparação dos valores de T_{hCO_2} com dados experimentais de P (pressão), T (temperatura), V (volume ou densidade) e X (composição) para o sistema CO_2 puro compilados em diagramas P-V-T (seção T x V), é possível a determinação da densidade do fluido carbônico;

- T_{ht} (temperatura de homogeneização total): é aquela na qual desaparecem as separações entre todas as fases presentes nas inclusões. Representa a temperatura mínima de aprisionamento do

fluido e, após correções de pressão, a temperatura real de formação do mineral (para inclusões primárias). A homogeneização pode ocorrer por expansão da fase mais densa (desaparecimento da bolha), expansão da fase menos densa (expansão da bolha) ou ainda para o estado crítico (desvanecimento do menisco).

Para a obtenção de todos esses valores deve ser utilizado um número razoável de inclusões, de modo a permitir um tratamento estatístico dos dados através da construção de histogramas de frequência.

Os valores correspondentes aos intervalos de maior frequência são então utilizados em programas de computação (apresentados, por exemplo, em Nicholls & Crawford 1985, Brown 1989) que, a partir de dados P-V-T-X de sistemas conhecidos e aplicando equações de estado, caracterizam o fluido quanto a composição e densidade total. De posse deste último valor é possível determinar, num diagrama P x T, uma isócora, ou seja, uma curva de igual densidade (d).

As condições reais de formação das inclusões (P e T) correspondem a um ponto ao longo dessa curva a partir da T_{ht} e, com o auxílio de dados paragenéticos (por exemplo uma reação metamórfica), é possível estabelecer intervalos próximos ao real.

Os trabalhos de microtermometria foram desenvolvidos no Laboratório de Inclusões Fluidas do DMP-IGC-USP, utilizando-se microscópio binocular Leitz Wetzlar, com oculares de 10 e 25x e objetivas de 3,5, 10 e 32x/UT-50. A platina da marca Chaixmeca acoplada ao microscópio permite o resfriamento até aproximadamente -180°C e aquecimento a temperaturas não superiores a 600°C . O controle e a leitura da temperatura, com resolução de $0,1^{\circ}\text{C}$, são possíveis através de equipamento da marca Newport. Também foi utilizado o Laboratório de Inclusões Fluidas do Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear (antiga Nuclebras - Belo Horizonte).

Outra técnica não destrutiva utilizada como complemento à microtermometria foi a Espectroscopia Raman.

O método tem como base o efeito Raman, que consiste na modificação do comprimento de onda de uma radiação

eletromagnética quando esta se propaga sobre uma superfície. Esta modificação é específica para a estrutura molecular de cada substância, o que permite a sua identificação (Fuzikawa 1985).

No presente trabalho, algumas das seções preparadas para os estudos microtermométricos foram também analisadas por Espectroscopia Raman no Departamento de Física do ICEX-UFMG.

II.F. Datação K/Ar

A datação pelo método K/Ar foi empregada na determinação das idades de uma amostra de muscovita da Pedreira Cláudio Bailone e uma de biotita da Pedreira Remina.

A dosagem de K empregou a fotometria de chama, enquanto o Ar foi dosado em espectrômetro de fonte gasosa modelo Reynolds MS 1.

A descrição detalhada da metodologia empregada no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do IGC-USP e uma discussão acerca da precisão das análises podem ser encontradas em Amaral *et al.* (1966). Os fundamentos da interpretação dos dados geocronológicos são fornecidos por Cordani (1980).

II.G. Análise termo-diferencial (ATD)

Uma amostra de euxenita no estado metamórfico foi submetida a análise termo-diferencial para caracterização do processo de recuperação da estrutura cristalina do mineral. A análise foi realizada nos laboratórios da Associação Brasileira de Cimento Portland, por gentileza do Prof. Dr. Yushiro Kihara.

III. GEOLOGIA REGIONAL

Estudos geológicos abrangendo a região sul do Estado de Minas Gerais e nordeste do Estado de São Paulo são bastante numerosos, tendo sido pioneiramente desenvolvidos nas décadas de 50 e 60 por Ebert (1955, 1968) e Wernick (1967). Grande parte dos conhecimentos atuais sobre a área deve-se, entre outros, a Artur (1988), Artur & Wernick (1986), Campos Neto (1985, 1991), Campos Neto et al. (1984a, b), Grossi Sad et al. (1982), Janasi & Ulbrich (1991) e Wernick (1978).

Pelo fato de a geologia regional não constituir objeto específico deste trabalho citam-se alguns autores - Artur (1988), Perrotta (1991) e Vasconcellos (1988) - que podem ser consultados para um apanhado mais minucioso sobre o assunto.

A área apresenta estruturação geológica complexa devido a fenômenos de colisão continental ocorridos no Ciclo Brasileiro, que resultaram em grandes deslocamentos de massas ao longo de falhas de empurrão e em expressivas *nappes*. Processos anatéticos geradores de rochas migmatíticas e intrusões de granitóides de origem profunda também podem ser reconhecidos (Artur & Wernick 1986, Artur 1988).

Basicamente (Fig.III.1), têm-se terrenos transportados durante o Ciclo Brasileiro constituindo a *Nappe* de Empurrão Socorro; granitóides intrusivos dentre os quais destacam-se, pela maior expressão em área, o Complexo Granítico Socorro e os granitóides de Morungaba; e unidades anteriores ao Ciclo Brasileiro agrupadas na Faixa Alto Rio Grande (Campos Neto 1991).

III.A. Faixa Alto Rio Grande e *Nappe* de Empurrão Socorro

O termo Faixa Alto Rio Grande foi cunhado por Hasui & Oliveira (1984) para a faixa de dobramentos de idade proterozóica superior situada às margens do Cráton do São Francisco e constituída pelos grupos São João del Rei e Andrelândia.

Na região, a Faixa Alto Rio Grande é composta por ortognaisses, migmatitos e seqüências metavulcanossedimentares de

idades arqueana e proterozóica.

- Fig.III.1. Geologia da região de Socorro e adjacências (simplificado de Campos Neto et al. 1990): 1. ortognaisses, migmatitos e seqüências metavulcanossedimentares de idades arqueana e proterozóica (Faixa Alto Rio Grande); 2. granulitos e charnockitos associados a gnaisses; 3. seqüências metassedimentares migmatíticas com núcleos ortognáissicos; 4. migmatitos e granitos variados (2, 3 e 4: Nappe de Empurrão Socorro); 5. Complexo Granítico Socorro; 6. granitóides de Morungaba; 7. outros granitóides brasileiros.

A *Nappe* de Empurrão Socorro (Campos Neto 1985, Campos Neto & Basei 1983, Campos Neto et al. 1984a) representa uma unidade da infraestrutura transportada para NW durante o Ciclo Brasileiro.

Na base da *nappe* encontram-se granulitos e charnockitos, seguindo-se seqüências metassedimentares migmatíticas com núcleos ortognáissicos e migmatitos e granitos variados (Campos Neto et al. 1990).

O metamorfismo nos terrenos da *nappe* é de baixa pressão (paragênese com cordierita) e decresce em intensidade da base para o topo da estrutura, gradando da fácies granulito para fácies anfibolito médio (Vasconcellos 1988). São reconhecidas várias fases de migmatização que podem estar ligadas a possíveis eventos de anatexia responsáveis pela geração dos pegmatitos observados na região.

Artur (1988) efetuou datações pelo método Rb/Sr em quatro mobilizados de migmatitos da área, obtendo idades entre 500 e 767Ma. Estes mobilizados apresentam composição geralmente granítica (uma ocorrência de composição sienogranítica), coloração branca ou rosada e podem estar deformados ou não. A datação de um migmatito nebulítico forneceu idade de 880 ± 20 Ma.

O transporte da *nappe* foi responsável pela geração de uma espessa faixa blastomilonítica sobre os grupos Itapira e Amparo (pertencentes à Faixa Alto Rio Grande), denominada de Faixa Mostardas.

III.B. Granitóides

Vários corpos de rochas granitóides são intrusivos nas seqüências metamórficas da *nappe* (Fig. III.1), podendo-se estabelecer uma divisão entre ocorrências de granitóides mais antigos, afetados por deformação (Complexo Granítico Socorro), e granitóides isótopos mais recentes (granitóides de Morungaba) (Campos Neto et al. 1990).

Uma compilação dos dados referentes ao granitóides do Proterozóico Superior no Estado de São Paulo pode ser consultada em Janasi & Ulbrich (1991).

Embora não seja reconhecida uma ligação espacial entre os pegmatitos e os corpos de rochas graníticas, a presença destes últimos é importante como possíveis fontes das intrusões pegmatíticas.

III.B.1. Complexo Granítico Socorro

O Complexo Granítico Socorro, originalmente mapeado por Ebert (1968) como "granitos e ortognaisses assínticos" de Bragança Paulista e Camanducaia, compreende maciços com dimensões de até 2.000km², constituídos de hornblenda-biotita granitóides porfiróides e cortados por intrusões de granitos diferenciados e granitóides peraluminosos. Corresponde a uma série magmática plutônica expansiva, cálcio-alcálica de alto teor em K (Campos Neto 1991).

Representado muitas vezes como um corpo indiviso, coube a Campos Neto et al. (1984b) o estabelecimento das relações entre as duas unidades que constituem os episódios principais do magmatismo Socorro: a unidade de granitos porfiróides (Suíte Bragança Paulista) e a de granitos equigranulares a micro-porfiróides (Suíte Salmão).

Na Suíte Bragança Paulista, a unidade de ocorrência mais expressiva do Complexo, a composição dos granitóides varia de quartzo monzodioritos a granitos 3b, passando por tonalitos e granodioritos (Campos Neto et al. 1984b, Campos Neto 1991). Mineralogicamente são constituídos por microclínio, plagioclásio, biotita, hornblenda e acessórios (magnetita, zircão, apatita, allanita, titanita e epidoto), com megacrístais de microclínio orientados. Campos Neto (1991) assume que as rochas da Suíte Bragança Paulista formaram-se há 650Ma (U/Pb em zircão) em ambiente de arco magmático.

A Suíte Salmão, intrusiva na Suíte Bragança Paulista, compreende monzogranitos e granitos 3b equi a inequigranulares e granitos alaskíticos, discretamente foliados a isotrópicos (Campos Neto et al. 1984b). Na mineralogia, observa-se predomínio de microclínio sobre plagioclásio, biotita em quantidade sempre inferior a 10%, rara muscovita e acessórios (zircão, opacos,

titanita, allanita e apatita).

Além das duas suítes já mencionadas, destaca-se também a Suíte Granito-Migmatítica Catapora, de caráter peraluminoso, intrusiva na Suíte Bragança Paulista e em parte contemporânea à Suíte Salmão. Sua origem é atribuída à fusão de seqüências supracrustais ainda no domínio de arco magmático (Campos Neto et al. 1990).

Compreende mobilizados graníticos, ocasionalmente granatíferos, associados a corpos graníticos e granito-nebulíticos alongados e tectonicamente interdigitados com as rochas encaixantes. A denominação de Catapora deve-se à presença de agregados centimétricos de granada, granada-sillimanita e granada-biotita-sillimanita (Campos Neto et al. 1984b).

III.B.2. Granitóides de Morungaba

Os granitóides de Morungaba (Wernick 1967) representam evento importante do magmatismo brasileiro tardi- a pós-orogênico. Afloram por uma área de aproximadamente 330km², intrusivos em terrenos orto e parametamórficos da *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupe e da Faixa Alto Rio Grande (Vlach 1985, 1993).

Observa-se predominância de biotita granitóides de mineralogia monótona, estando a maior variabilidade ligada à composição química dos minerais (principalmente máficos) e a aspectos texturais e estruturais (Vlach 1993). Rochas dioríticas apresentam ocorrência subordinada.

Deste modo, podem ser reconhecidas quatro associações petrográficas, que apresentam características modais, texturais e geoquímicas próprias.

Na primeira associação observam-se (leuco)monzogranitos equigranulares cinzentos a rosados, com paragêneses peraluminosas (biotita ± muscovita ± granada). As principais fácies são monzogranitos leucocráticos a hololeucocráticos, com biotita + ilmenita ± muscovita ± allanita ± monazita, e monzogranitos hololeucocráticos, com biotita, biotita + muscovita, biotita + muscovita + granada, biotita + muscovita ± ilmenita ± magnetita.

Na segunda associação agrupam-se quartzo monzonitos, monzodioritos, granodioritos, monzogranitos (os mais abundantes) e sienogranitos marginalmente peraluminosos, com texturas microporfiríticas, porfiríticas ou porfiróides e cores rosadas.

As paragêneses minerais máficas, para os termos mais máficos, incluem biotita + titanita + allanita + magnetita ± hornblenda ± ilmenita, enquanto nos termos mais félsicos são encontradas biotita + ilmenita + magnetita ± titanita ± allanita ± monazita ± muscovita.

A terceira associação também compõe-se de monzogranitos (predominantes), quartzo monzonitos e sienogranitos marginalmente peraluminosos, porém as texturas mais comuns são equigranulares.

A última associação compreende rochas dioríticas - quartzo dioritos e quartzo monzodioritos (predominantes) - de tendência metaluminosa, com hornblenda + biotita + titanita + magnetita (± clinopiroxênio, ± actinolita).

Os (leuco)monzogranitos peraluminosos da primeira associação apresentam equivalência com os mobilizados crustais de Lameyre & Bowden (1982), enquanto os granitóides mais máficos e as rochas dioríticas chegam a definir uma tendência cálcio-alcalina monzonítica (Vlach 1993). Os teores de K₂O situam-se entre 4,0 e 6,5 % para os biotita granitóides e entre 3,0 e 4,0% para as rochas dioríticas.

A intrusão dos granitóides de Morungaba ocorreu pouco após o desenvolvimento final da *Nappe* de Empurrão Socorro - Guaxupé. Segundo datações Rb/Sr efetuadas por Vlach (1985, 1993), as unidades setentrionais seriam alguns poucos milhões de anos mais antigas que as meridionais, com uma média próxima a 600Ma para a maioria dos eventos magmáticos.

Evidências de colocação rasa - *stoping* marginal, cavidades mirolíticas e diques semianelares - levaram Vlach (1993) a estimar profundidades entre 4 a 7km para a intrusão dos granitóides, equivalentes a pressões entre 1,5 e 2,0kbar. Métodos quantitativos forneceram pressões ligeiramente maiores, entre 2,3 e 3,0kbar, e temperaturas de cristalização entre 720 e 780°C.

Levantamentos aerogamaespectrométricos apontaram anomalias para U e Th, porém o aproveitamento econômico dos

granitóides de Morungaba dá-se apenas pela sua exploração como rocha ornamental. A existência de veios e bolsões pegmatíticos é apenas mencionada.

Os granitóides de Morungaba, juntamente com dezenas de plútons e complexos granitóides tardi- a pós-orogênicos ao Ciclo Brasileiro, são agrupados no Cinturão Itu (Vlach et al. 1990).

III.C. Faixas de Cisalhamento

Diversas faixas de cisalhamento estão presentes como resultado da intensa movimentação de blocos ocorrida na região durante o Ciclo Brasileiro.

Artur (1988) denomina de Faixas de Cisalhamento Pouso Alegre e Varginha as rochas cisalhadas com baixo ângulo de mergulho resultantes de cavalgamentos e *nappes* e que apresentam deformação predominantemente dúctil. Deformação rúptil é mais característica das Faixas de Cisalhamento Ouro Fino e Jacuí, ligadas a falhas transcorrentes com componentes verticais e de empurrão.

O autor considera possível que a atividade das faixas rúpteis tenha se estendido até por volta de 500Ma, utilizando como argumento as idades Rb/Sr obtidas por Hama et al. (1979) em rochas graníticas cataclasadas (490 ± 19 Ma e 526 ± 24 Ma).

III.D. Ocorrências Pegmatíticas

A primeira menção aos pegmatitos da região deve-se a Knecht & Barreto (1948), que noticiam a existência de corpos pegmatíticos constituídos de quartzo e feldspato róseo cortando "gnais do arqueano", observados na rodovia que liga a cidade de Bragança Paulista a Socorro.

Já com várias jazidas em exploração (mais de 40 ocorrências), é então definida a zona pegmatítica de Socorro (Haralyi 1964), que se estende da cidade de Pinhalzinho (SP) até a cidade de Bueno Brandão (MG) segundo uma faixa de direção NE-SW.

Wernick (1967) reconhece a importância dos pegmatitos

como o maior recurso mineral da região de Amparo, juntamente com as fontes hidrotermais. O autor ressalta a presença constante de feições de milonitização no contato entre rochas encaixantes e corpos pegmatíticos, e o aspecto "esmagado" destes últimos, fazendo supor a "existência de uma acentuada fase tectônica pós-pegmatítica".

Os pegmatitos da Folha de Socorro são descritos por Grossi Sad et al. (1982). De composição granítica e com estrutura zonada, esses pegmatitos apresentam da borda para o centro: uma zona de contato de composição granítica e espessura máxima de 20cm, constituída de placas e "livros" de biotita transversal; uma zona composta por quartzo e feldspato em arranjo granítico e/ou gráfico; uma zona que consiste de um arcabouço de feldspato róseo substituindo um feldspato branco; uma zona interna, representada por um núcleo descontínuo de quartzo. O processo metassomático restringe-se à feldspatização rósea e turmalinização, estando ausentes massas de albita, muscovita, espodumênio e minerais de metais raros.

O tamanho dos corpos é variável, desde poucos metros de comprimento até pelo menos 200m, com espessuras de até 20m. A forma é geralmente lenticular, com terminação em cunha no sentido horizontal e vertical.

O principal controle de localização é a preferência que os pegmatitos têm para se posicionarem na unidade Ribeirão dos Machados, equivalente à Faixa Mostardas de Campos Neto et al. (1984a). O segundo controle é exercido por falhas verticalizadas, orientadas segundo NE, aparentemente as mais jovens que existem na Folha. A injeção dos corpos acompanhou a movimentação das falhas, pois os pegmatitos são protomilonitizados, apresentando inclusive o núcleo de quartzo fragmentado.

Além da zona pegmatítica de Socorro, foram reconhecidas mais seis regiões pegmatíticas no Estado de São Paulo por Etchebehere et al. (1985): Bananal, São Luís do Paraitinga, Santa Branca, Mogi das Cruzes, Perus/Guarulhos e Embu-Guaçu/São Paulo. A gênese dos pegmatitos do Estado de São Paulo é tentativamente associada a eventos metamórficos e processos granitogênicos do Ciclo Brasileiro.

IV. GÊNESE E CLASSIFICAÇÃO DE PEGMATITOS

IV.A. Origem do Material Pegmatítico e Classificação de Ginsburg

O termo pegmatito foi primeiramente utilizado por Abbé Haüy no início do século XIX para designar a feição atualmente conhecida por granito gráfico (Brogniart 1813 *apud* Jahns 1955). Tal uso foi sendo progressivamente expandido, e o termo passou então a incluir rochas de granulação muito grossa, geralmente de composição granítica.

Como geralmente ocorre quando se trata de nomenclatura e classificação de rochas, uma definição rígida para o termo dificilmente encontra consenso geral. No entanto, características importantes distinguem os pegmatitos principalmente dos granitos, e merecem ser enumeradas e contempladas por qualquer modelo que se proponha a explicar a gênese daqueles corpos (London 1992):

- . granulação muito grossa, geralmente com cristais de dimensões superiores a vários centímetros e, comumente, maiores que 1m;

- . variação granulométrica extrema, observando-se grande aumento no tamanho dos cristais da borda para o centro de pegmatitos zonados. Também é comum a ocorrência de textura porfirítica, onde cristais gigantes são permeados por assembléias de granulação relativamente fina, às vezes aplíticas;

- . anisotropia textural, com desenvolvimento de estruturas em pente (*comb structures*: crescimento de cristais inequidimensionais com seu eixo maior perpendicular aos contatos do pegmatito), bandamento (geralmente níveis de granulação fina subparalelos ao contato ou às zonas internas do pegmatito) e cristais de hábito radial, esquelético ou em intercrescimento gráfico;

- . heterogeneidade química em várias escalas, desde zoneamento composicional dentro do mesmo cristal até variações na

composição da mesma fase em relação ao seu posicionamento dentro do corpo pegmatítico;

. fracionamento químico extremo, levando à concentração de certos elementos químicos (por exemplo Li, Rb, Cs, Be, Ga, B, P, F, Mn, Nb, Ta, Zr, Hf, Sn e U) por um fator de 10^3 a 10^4 em relação aos seus teores médios em granitos. Este processo manifesta-se tanto em escala regional, onde os corpos mais distais em relação a um grupo cogenético são os mais fracionados, como internamente a cada corpo, através de diferenciação interna.

Dentre estas feições, aquelas que certamente primeiro despertaram interesse foram a mineralogia e a estrutura incomuns dos corpos pegmatíticos, motivando trabalhos importantes com ênfase descritiva, como os de Cameron et al. (1949) e Jahns (1953, 1955). Dentre estes, o primeiro contribuiu significativamente para o avanço na investigação de ocorrências individuais e no mapeamento de distritos através do estabelecimento de um sistema de descrição das unidades internas dos corpos pegmatíticos, constituindo-se numa nomenclatura utilizada até os dias de hoje. A partir dos dados provenientes da exploração de centenas de depósitos nos E.U.A. ao longo do período compreendido entre 1939 e 1945, os autores reconheceram a existência de três tipos básicos de unidades internas:

a. zonas:

Tendem a refletir a forma do corpo pegmatítico e são quantitativa e economicamente as unidades mais importantes. Compõem-se de "camadas" sucessivas idealmente concêntricas que recebem a denominação, da borda do corpo em direção ao centro, de zona de borda, de parede, intermediária e núcleo. A zona de borda apresenta comumente pequena espessura e granulação fina, às vezes textura aplítica, e é seguida pela zona de parede, de granulação e espessura geralmente maiores. Todas as zonas seguintes, presentes entre a zona de parede e o núcleo, recebem a denominação de intermediárias, e podem caracterizar-se pela presença de cristais gigantes de ambligonita, espodumênio,

feldspato ou outros minerais. O núcleo (ou núcleos) ocupa uma posição aproximadamente central na porção de maior espessura do corpo pegmatítico e constitui-se comumente de uma massa de quartzo. A passagem de uma unidade para outra pode dar-se abrupta ou gradacionalmente, através de variações texturais, litológicas ou ambas.

Esta seqüência é idealizada, pois raramente um único corpo pegmatítico desenvolve todas as categorias, sendo muito comum a ausência de uma ou mais zonas ou ainda sua presença como níveis incompletos.

b. unidades de preenchimento de fraturas:

Geralmente tabulares, formam-se em fraturas desenvolvidas no corpo pegmatítico previamente consolidado, sem que haja interação apreciável entre o material de preenchimento e as paredes.

c. corpos de substituição:

Unidades formadas pela substituição de material pegmatítico, também já previamente consolidado, pela ação de soluções derivadas de outra parte do corpo pegmatítico ou provenientes de seu exterior. Podem assumir uma grande variedade de formas, desde simples agregados cristalinos entre minerais mais antigos até formas mais notáveis, como estruturas esferoidais de arranjo radial, passando por corpos tabulares, bolsões, lentes, etc..

A origem dessas rochas já foi objeto de interpretações muito variadas, refletindo observações de campo muitas vezes conflitantes entre si e que sugerem processos genéticos muito distintos.

Em muitas localidades observa-se um grupo de pegmatitos espacialmente associados a corpos de rochas graníticas, aparentemente a fonte de todas as ocorrências.

As observações de Varlamoff (1972) em campos de

pegmatitos portadores de elementos raros na África levaram-no a concluir que os corpos dispõem-se ao redor do granito-fonte de maneira sistemática, apresentando variações mineralógicas, estruturais e texturais condicionadas pela proximidade em relação ao granito. As ocorrências foram agrupadas pelo autor em 11 tipos, do mais raso ao mais profundo:

- . tipo 9: veios de quartzo com cassiterita e wolframita, ou com wolframita, ferberita e scheelita na zona alterada;

- . tipo 8: veios de quartzo com muscovita e cassiterita;

- . tipo 7 -8: veios de quartzo com grandes cristais de microclínio, contendo ainda alguma muscovita e cassiterita;

- . tipo 7: pegmatitos parcial ou totalmente albitizados, com quartzo, espodumênio e muscovita;

- . tipo 6: corpos pegmatíticos freqüentemente bem zonados, com albitização e greisenização moderadas. Apresentam grandes prismas de berilo, grandes cristais de ambligonita e espodumênio, contendo ainda columbo-tantalita, microlita e , em alguns casos, turmalina verde e lepidolita;

- . tipo 5: pegmatitos apresentando albitização incipiente, com muscovita abundante (sem qualidade industrial), quartzo, microclínio e pequenos e raros prismas de berilo;

- . tipo 4: pegmatitos com muscovita e turmalina preta dispersas;

- . tipo 3: pegmatitos com muscovita, biotita e turmalina preta dispersas;

- . tipo 2: pegmatitos com biotita e turmalina preta, apresentando intercrescimento gráfico abundante entre quartzo e feldspato e entre quartzo e turmalina;

- . tipo 1: pegmatitos com microclínio, plagioclásio, biotita e pequena quantidade de quartzo;

- . tipo 0: pegmatitos com microclínio, plagioclásio, biotita e magnetita.

Contrastando com esta situação estão pegmatitos geralmente na forma de veios e sem nenhuma ligação espacial visível com corpos graníticos, e que muitas vezes apresentam

gradação para níveis leucossômicos em terrenos migmatíticos (Cerny 1982a).

A partir dessas observações é possível supor que a origem dos pegmatitos pode estar ligada a dois processos muito distintos entre si, ou seja, fracionamento a partir de uma intrusão granítica ou formação diretamente por anatexia de rochas previamente consolidadas, aos quais se somam ainda teorias antigas atualmente já abandonadas, tais como precipitação a partir de soluções aquosas (Jahns 1955).

Essa aparente "confusão" resulta, nas palavras de Cerny (1991a), das dificuldades de se tentar agrupar produtos muito diferentes de processos também fundamentalmente diferentes, locados inclusive em ambientes crustais distintos.

Tal situação foi esclarecida por Ginsburg et al. (1979 *apud* Cerny 1982a) com a proposta de divisão das rochas pegmatíticas em quatro classes ou formações levando-se em consideração a profundidade de solidificação, mineralizações, relação com processos ígneos e condições de metamorfismo:

IV.A.1. Pegmatitos Abissais, Cerâmicos ou de Máxima Profundidade (superior a 11 km)

Os pegmatitos desta classe não apresentam relação espacial com granitos e não são portadores de mineralizações, apresentando localmente apenas allanita, monazita e coríndon. Ocorrem em terrenos metamórficos de fácies anfibolito alto a granulito, a pressões e temperaturas estimadas respectivamente em 4,9kbar e 700-800°C (Cerny 1991a). São geralmente concordantes com a foliação da rocha encaixante, gradando inclusive para níveis leucossômicos. Os leucogranitos eventualmente presentes, os pegmatitos e os níveis de leucossoma apresentam composições modais similares e coincidência na composição química de seus constituintes minerais. Quimicamente, são enriquecidos em Ca, Ba, Sr, Mg, Fe e Ti, e raramente em Terras Raras Leves.

Por não apresentarem interesse econômico, pegmatitos desta classe são pouco estudados, sendo escassos portanto resultados de trabalhos investigativos de detalhe.

Watkinson & Mainwaring (1976), ao descreverem a ocorrência de monazita associada a ilmenita e hematita em rochas pegmatíticas do Canadá, mencionam brevemente o caráter concordante do pegmatito em relação ao bandamento da rocha gnáissica encaixante e sugerem que o depósito pode ter sido gerado durante a anatexia de unidades metassedimentares.

IV.A.2. Pegmatitos Micáceos ou de Grande Profundidade (7-8 a 10-11 km)

Essas formações pegmatíticas desenvolvem comumente grandes depósitos de mica, porém apresentam quantidades mínimas de elementos raros, sendo mais característicos elementos como Ca, Ba, Sr, Fe, Mn e Ti, ocorrendo localmente mineralizações em Terras Raras, Be e Nb. São encontradas em terrenos metamórficos de fácies anfibolito e formam-se a pressões de aproximadamente 5 a 8 kbar e temperaturas em torno de 580 a 650°C (Cerny 1991a).

Os pegmatitos micáceos freqüentemente ocupam estruturas desenvolvidas durante metamorfismo regional, em áreas onde não se observam corpos graníticos. Sua mineralogia bastante simples acha-se composicionalmente ligada à mineralogia da rocha encaixante e, em muitos casos, a formação de muscovita tardia parece ser contemporânea à da rocha adjacente (Sokolov 1959, Milovski 1962 *apud* Cerny 1982a).

Alguns autores (Sokolov 1959, Sokolov et al. 1975, Sutchkov 1961 *apud* Cerny 1982a) admitem para os pegmatitos desta classe uma origem diretamente por anatexia, enquanto outros (Gordiyenko & Leonova 1976 *apud* Cerny 1982a) afirmam haver evidências a favor de uma derivação a partir de rochas granitóides.

Neste último caso, observa-se que os granitos parentais encontram-se alojados no interior de domos migmatíticos, apresentando teores elevados em Ca, Ba e Sr, enquanto álcalis, Sn, Nb e Ta permanecem em valores muito baixos, indicando pouco ou nenhum fracionamento. Essas evidências caracterizam tais granitóides como rochas de origem anatética, quase autóctones (Cerny 1982a).

IV.A.3. Pegmatitos Portadores de Elementos Raros ou de Profundidades Intermediárias (3,5 a 7 km)

Elementos característicos da classe anterior, ou seja, Ca, Ba, Sr, Fe e Mn, diminuem em abundância nos pegmatitos portadores de elementos raros, que são caracterizados por valores crescentes de Li, Rb, Cs, Tl, Be, Nb - Ta, Ga, Ge, B, F e P, dentre outros.

A presença de minerais portadores de metais raros em quantidades economicamente aproveitáveis é responsável pelo grande volume de trabalhos tendo como tema pegmatitos desta classe, resultando num conhecimento mais detalhado a respeito de suas características gerais e processos de formação, principalmente sua ligação genética com granitos parentais.

Diferenças quanto a composição total, assembléias de elementos traços e tipos de granitos geneticamente associados permitem a subdivisão da classe de pegmatitos portadores de elementos raros em dois tipos que refletem, em última análise, a fonte do material ígneo responsável pela geração dos granitos parentais (Cerny 1991a,b):

IV.A.3.a. Tipo LCT

O enriquecimento deste tipo de pegmatito em Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta > Nb (B, P, F) traduz-se na presença de berilo, columbita, espodumênio, petalita, lepidolita e amblygonita, dentre outros minerais. Geralmente na forma de corpos com zoneamento bem desenvolvido e complexo, intrusivos em xistos, gnaisses ou corpos ígneos já consolidados. Associam-se a granitos peraluminosos com tendência ao posicionamento sin- a tardi-orogênico, cuja origem dá-se por anatexia de rochas supracrustais ainda não empobrecidas em componentes voláteis (Cerny 1991b). A denominação LCT provem de Li (L), Cs (C) e Ta (T).

O campo pegmatítico de Black Hills (Dakota do Sul - EUA) constitui um exemplo bem estudado de um complexo granítico circundado por um campo de pegmatitos do tipo LCT (Cerny 1982a,

Shearer et al. 1985, 1987a, 1987b, 1992).

O Granito Harney Peak apresenta-se como uma estrutura *boxwork* em forma de domo, constituída por inúmeros diques, *sills* e corpos intrusivos de formato irregular, com as intrusões mais jovens dispondo-se perifericamente em relação às unidades mais antigas (Cerny 1982a).

As unidades mais antigas ou estruturalmente mais inferiores constituem-se de granitos com biotita, enquanto intrusões estruturalmente mais rasas compreendem geralmente granitos com turmalina.

De idade hudsoniana (1,7 Ga - Riley 1970), a intrusão do granito deu-se durante o pico do metamorfismo regional, a temperaturas e pressões não superiores a, respectivamente, 680°C e 4kbar (Shearer et al. 1992).

A intrusão forçada e a ausência de fenômenos extensos de anatexia indicam origem do material magmático a profundidades maiores que o nível de intrusão e posterior ascensão (Shearer et al. 1992).

Ao redor do Granito Harney Peak dispõem-se aproximadamente 20.000 corpos pegmatíticos, 200 dos quais zonados, que variam de pegmatitos estéreis a corpos portadores de Be, Nb e Ta a corpos enriquecidos em Li, Be, Ta e Nb (Cerny 1982a).

O campo pegmatítico apresenta-se mineralógica e quimicamente zonado, e os corpos mais evoluídos (com zoneamento interno, teores elevados de Rb e presença de silicatos e fosfatos de Li e Al) ocorrem em áreas de densidade de pegmatitos entre 0 e 100 (pegmatitos/2,6km²), mais afastados do Granito Harney Peak (Shearer et al. 1992).

IV.A.3.b. Tipo NYF

Os elementos característicos deste tipo são Nb>Ta, Y, terras raras, Sc, Ti, Zr, Be, Th, U e F, resultando numa mineralogia tipicamente composta de allanita, monazita, gadolinita, fergusonita e euxenita, com topázio e berilo ocasionais. Alojamos-se freqüentemente no interior do próprio

granito parental, que apresenta caráter metaluminoso a peralcalino, cuja origem é ainda controversa, podendo ser explicada por fusão de litologias ígneas juvenis (de curta residência crustal) ou por fusão de crosta inferior já exaurida em elementos voláteis por um evento precedente de anatexia (Cerny 1991b). A sigla NYF decorre dos elementos Nb (N), Y (Y) e F (F).

Os campos pegmatíticos de Mont Laurier, Bancroft-Renfrew e Baie-Johan-Beetz, na Província Grenville, Escudo Canadense, são citados por Cerny (1991b) como exemplos de ocorrências de pegmatitos do tipo NYF.

No campo de Bancroft-Renfrew a composição dos pegmatitos varia de sienítica a granítica, com feldspato potássico, albita e quartzo como minerais essenciais e biotita, hornblenda ou diopsídio na mineralogia acessória, além dos minerais portadores de terras raras, U e Nb-Ta. Os corpos apresentam atitude geral concordante com a foliação da encaixante, porém em detalhe observa-se que são discordantes aos metassedimentos, metagabros, metassienitos e gnaisses graníticos hospedeiros (Cerny 1990). Granitos parentais ainda não foram identificados com certeza, porém é reconhecível a assinatura geoquímica do tipo NYF, particularmente abundante em U (Cerny 1991b).

Os pegmatitos do campo de Mont Laurier compõem-se de feldspatos alcalinos, quartzo, biotita e magnetita, além de uma assembléia simples de minerais portadores de U, Th e terras raras. Podem ser concordantes ou discordantes em relação ao gnaiss granítico encaixante, porém são cogenéticos ao Granito Guénette (Cerny 1990).

As ocorrências pegmatíticas do campo de Baie-Johan-Beetz dispõem-se ao redor do Granito Lac Turgeon, um granito potássico com biotita, localmente com magnetita, muscovita, turmalina, pirita e minerais radioativos. Apesar do caráter peraluminoso do granito, as ocorrências pegmatíticas exibem mineralogia acessória característica do tipo NYF.

Isócronas Rb/Sr obtidas por Fowler & Doig (1983) forneceram idades entre 937 e 980Ma para os pegmatitos da região de Bancroft, 150Ma mais jovens que a idade do auge do metamorfismo na área e indicando intrusão tardia. Razões Sr^{87}

^{86}Sr mostraram-se apenas ligeiramente superiores às razões do manto (0,7028-0,7054), tornando remota portanto a possibilidade de origem a partir de gnaisses quartzo-feldspáticos ou rochas sedimentares.

IV.A.4. Pegmatitos Mirolíticos ou Rasos (1,5 a 3,5 km)

Ocorrem nas porções superiores de granitos epizonais intrusivos em rochas de baixo grau metamórfico a pressões estimadas de 1 a 2 kb (Cerny 1991a). Podem apresentar enriquecimento em Be, Y, terras raras, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta e F, e contém cavidades com quartzo piezoelétrico, fluorita óptica, berilo e topázio de qualidade gemológica, etc.

Na região de Korosten, antiga URSS, pegmatitos mirolíticos são observados em granitos rapakivi. Segundo Lazarenko et al. (1973 *apud* Cerny 1982a), a maioria dos teores em elementos traços e a razão K/Rb apresentam-se dentro da média ou apenas ligeiramente inferiores a valores comuns para rochas granitoides (no caso da razão K/Rb), com exceção da razão Mg/Li, que é baixa.

IV.B. Evolução Interna

As feições internas incomuns dos pegmatitos - heterogeneidade textural e zoneamento - têm motivado o desenvolvimento de vários modelos para a evolução interna destas rochas, ou seja, a evolução do material pegmatítico desde a intrusão até a solidificação final do corpo.

As características mais gerais da fusão pegmatítica - uma fusão silicática com alta concentração em elementos voláteis - são aceitas pela maioria dos pesquisadores (Jahns 1953, 1955, Jahns & Burnham 1969, London et al. 1988, 1989, London 1992, entre outros), persistindo no entanto divergências quanto às condições de cristalização, à natureza e ao papel das fases fluidas, notadamente quanto à sua interação com as fases cristalinas.

Jahns (1953), utilizando-se apenas de suas observações de campo, concluiu que o desenvolvimento de todas as feições características dos pegmatitos poderia ser atribuído a um processo de cristalização fracionada a partir de uma fusão silicática de baixa viscosidade, com ou sem o surgimento de uma fase hidrotermal tardia. O autor sugeriu ainda a cristalização a partir das paredes em direção ao centro, em condições de sistema restrito que permitiria o estabelecimento de um delicado equilíbrio entre temperatura e balanço químico que possibilitasse o rápido crescimento de alguns poucos cristais até dimensões gigantescas.

Posteriormente, já utilizando-se de resultados de experimentos laboratoriais, Jahns & Burnham (1969) abandonaram o conceito de cristalização progressiva a partir das bordas e propuseram um modelo de formação simultânea de zonas monominerálicas constituídas de albita, feldspato potássico ou quartzo. O ponto fundamental desse modelo consistia na separação de uma fase aquosa durante a cristalização, possibilitando o desenvolvimento de cristais gigantes devido à alta velocidade de difusão dos constituintes dos minerais nessa fase altamente fluida.

O modelo pressupunha a derivação a partir de um magma original com quantidades apreciáveis de voláteis dissolvidos (principalmente H_2O), seguindo-se a consolidação em três seqüências:

- a. cristalização de material de textura fanerítica e granulação grossa a partir de uma fusão silicática hidratada;
- b. formação simultânea de cristais gigantes e de agregados de granulação fina, às vezes aplíticos, respectivamente a partir de uma fase aquosa em estado supercrítico e de uma fusão silicática;
- c. cristalização a partir de uma fase aquosa, sem a presença de fusão silicática, resultando na formação de produtos tardios, *pocket minerals* e minerais de substituição.

Estudos posteriores desenvolvidos por London et al.

(1988, 1989) parecem contrariar o modelo apresentado por Jahns & Burnham (1969).

Utilizando-se de amostras de macusanito (uma obsidiana da região de Macusani, Peru, composicionalmente análoga a pegmatitos ricos em Li), os autores conduziram experimentos em sistemas graníticos saturados e insaturados em H₂O.

Feições importantes dos pegmatitos (zoneamento, cristais gigantes de feldspato, intercrescimento gráfico) puderam ser reproduzidas em experimentos em sistema insaturado em H₂O, observando-se que onde a saturação foi atingida e houve a separação de uma fase aquosa os produtos obtidos consistiram apenas em agregados equigranulares de mica branca, quartzo, albita e ortoclásio em grãos eudrais de granulação fina, cristalizados a partir da fusão silicática residual.

Os autores concluíram então que os pegmatitos originam-se da cristalização fracionada a partir de uma fusão silicática não saturada em água, porém rica em outros componentes voláteis (B, F, P) que teriam o papel de inibir a nucleação (especialmente de feldspatos), causando o crescimento de alguns poucos cristais que seriam favorecidos ainda pela diminuição da viscosidade do meio.

Numa recente revisão sobre a anatomia e evolução interna dos pegmatitos portadores de elementos raros, Cerny (1991a) considerou o modelo de London et al. (1988, 1989) como o mais adequado para explicar as feições observadas na natureza.

London (1992) apresenta um balanço da utilização da petrologia experimental no estudo da gênese e evolução de pegmatitos graníticos e inclui, além dos trabalhos aqui mencionados, outros títulos de relevância para o tema.

V. PEGMATITOS GRANÍTICOS DA REGIÃO DE SOCORRO (SP)

V.A. Generalidades

Este capítulo é destinado à descrição das ocorrências pegmatíticas investigadas durante o desenvolvimento deste trabalho, incluindo dados sobre forma e zoneamento dos corpos, mineralogia, geoquímica, geocronologia e estudos microtermométricos em inclusões fluidas.

Foram visitados oito corpos, cuja localização pode ser vista na figura I.1: Pedreiras Andradas (AN), Artur Sanches (AS), Cláudio Bailone (CB), JV (JV), Lazinho (LA), Rubens Bueno (RB), Remina (RE) e Serra Maré (SM). A grande maioria encontrava-se em atividade de exploração por ocasião das visitas, sendo este um dos critérios utilizados na escolha das ocorrências para estudos mais detalhados.

Confirmando as observações de Grossi Sad et al. (1982), as ocorrências visitadas apresentaram-se na forma de corpos tabulares, verticalizados, com comprimentos de até algumas centenas de metros e nitidamente discordantes em relação ao bandamento horizontal das rochas encaixantes.

Em alguns desses corpos encontrou-se zoneamento bem desenvolvido e aproximadamente simétrico em relação às suas bordas, como nas pedreiras Artur Sanches e Remina. No pegmatito da Pedreira Cláudio Bailone observou-se zoneamento um pouco mais complexo, inclusive com o desenvolvimento de bolsões preenchidos por muscovita, microclínio e turmalina preta.

Sinais de deformação foram reconhecidos devido à presença de grãos fraturados e de níveis dobrados de biotita.

A simplicidade mineralógica da maioria desses corpos ficou evidente. Além dos minerais já descritos por outros autores (Grossi Sad et al. 1982, Etchebehere et al. 1985) - microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita, turmalina preta, muscovita e granada - foram identificados também os minerais magnetita, ilmenita, uraninita, euxenita, zircão, monazita e berilo (Tab. V.1).

	AN	AS	LA	RE	SM	CB	JV	RB
MIC	x	x	x	x	x	x	x	x
PLA	x	x	x	x	x	x	x	x
QZO	x	x	x	x	x	x	x	x
BIO	x	x	o	x	o		o	o
MUS			o			x	x	x
TUR	o	o	o	o		o	o	o
GRA	o			o			o	o
ZIR				o				
MAG	o	o		o	o		o	
ILM				o				
EUX				o				
URA				o				
BER						o	o	o
MON						o		

x - mineralogia principal

o - mineralogia acessória

Tab.V.1. Mineralogia essencial e acessória dos pegmatitos das pedreiras Andradas (AN), Artur Sanches (AS), Cláudio Bailone (CB), JV (JV), Lazinho (LA), Rubens Bueno (RB), Remina (RE) e Serra Maré (SM). MIC: microclínio; PLA: plagioclásio; QZO: quartzo; BIO: biotita; MUS: muscovita; TUR: turmalina; GRA: granada; ZIR: zircão; MAG: magnetita; ILM: ilmenita; EUX: euxenita; URA: uraninita; BER: berilo; MON: monazita.

Observa-se que essas ocorrências não caracterizam um campo de pegmatitos portadores de elementos raros, onde o enriquecimento em Li, Rb e Cs refletir-se-ia na presença de minerais como amblygonita, espodumênio, lepidolita, petalita ou polucita.

Ao contrário, destaca-se a presença dos minerais biotita, magnetita e turmalina, esta última de cor preta, conferindo a esses pegmatitos semelhanças com os pegmatitos abissais de Ginsburg et al. (1979 apud Cerny 1982a) ou com os pegmatitos de tipo 0 a 2 de Varlamoff (1972), todos já descritos no Capítulo IV.

Algumas ocorrências por sua vez (pedreiras Cláudio Bailone, JV e Rubem Bueno) são portadoras de muscovita e berilo, o que sugere um ligeiro enriquecimento em elementos incompatíveis. Aparentemente, portanto, os oito pegmatitos investigados dividem-se em duas categorias:

1. pegmatitos muito pouco evoluídos, com feldspato potássico (microclínio), plagioclásio e quartzo como minerais essenciais e biotita, turmalina preta e magnetita entre a mineralogia acessória. Correspondem às pedreiras Andradas, Artur Sanches, Lazinho, Remina e Serra Maré.

2. pegmatitos ligeiramente evoluídos, observando-se muscovita entre os minerais essenciais, com ou sem biotita, e berilo como um dos minerais acessórios. Fazem parte deste grupo as pedreiras Cláudio Bailone, JV e Rubem Bueno.

Primeiramente, serão brevemente descritos os corpos que, por motivos variados (grau de alteração elevado, zoneamento ausente ou muito incipiente, pequena dimensão ou pouca variabilidade mineralógica), foram objeto apenas de reconhecimento preliminar. Seguem-se então o detalhamento das características das ocorrências estudadas em maior profundidade (pedreiras Artur Sanches, Cláudio Bailone e Remina) e a apresentação dos aspectos gerais dos minerais essenciais e acessórios presentes nestes três corpos.

Itens específicos foram ainda dedicados às observações sobre as relações entre os corpos pegmatíticos e suas rochas encaixantes, aos resultados de datações geocronológicas pelo método K/Ar e aos estudos microtermométricos em inclusões fluidas.

V.B. Ocorrências Pegmatíticas Investigadas

V.B.1. Pedreira Andradas (AN)

Localização: Folha de Socorro - Bairro Rubinho

A rocha encaixante, um augen gnaiss, é cortada por veios de material pegmatóide que são explorados quando apresentam dimensões adequadas. Predominam os veios em atitudes subverticais, principalmente aqueles de maior espessura,

existindo porém vênulas concordantes com o bandamento aproximadamente horizontal da encaixante.

O corpo principal, em exploração quando da primeira visita e já abandonado numa segunda ocasião, apresenta atitude N34W/68SW, espessura de 4m e pelo menos 70m de comprimento. O contato com a rocha encaixante faz-se de maneira abrupta e bem visível, aparentemente sem modificações na mineralogia ou na atitude do *augen gnaiss*.

Da borda para o centro do corpo é possível observar-se a sucessão de três zonas:

a. zona de borda: quartzo, feldspato cinza e biotita de granulação grossa;

b. zona de parede: quartzo, feldspato rosa predominando sobre feldspato cinza, biotita e turmalina preta de granulação muito grossa;

c. zona intermediária: cristais gigantes (dimensões de até 1 m) de feldspato rosa em meio a massas de quartzo.

A passagem de uma zona para outra dá-se de forma gradacional, com aumento no tamanho dos cristais e mudança na mineralogia. A espessura das duas primeiras zonas não chega a 1m, por volta de 15cm e 50cm respectivamente.

Em outra frente de exploração mais recente, também com aproximadamente 4m de espessura, observa-se ainda o desenvolvimento de núcleo de quartzo:

a. zona de borda: quartzo, feldspato, biotita e turmalina de granulação grossa passando a muito grossa em direção ao centro;

b. zona intermediária: feldspato rosa e branco com dimensões aproximadas de 1m, apresentando porções de intercrescimento gráfico com quartzo;

c. núcleo: veio de quartzo com cristais centimétricos (até 10cm) de turmalina preta.

Além da mineralogia já mencionada, dá-se também a ocorrência dos minerais granada e magnetita, não observados *in situ* mas provavelmente oriundos das zonas de borda e/ou de parede face às características da rocha em que foram encontrados.

Os inúmeros veios de espessura centimétrica que cortam o *augen* gnaiss também desenvolvem zoneamento incipiente, predominando plagioclásio cinza, biotita e magnetita nas bordas e microclínio rosa pertítico no centro, havendo inclusive aumento na granulação em direção ao interior dos veios.

V.B.2. Mineração JV (JV)

Localização: Folha Bragança Paulista - Bairro Vargem Grande

Além da mineralogia essencial, composta de quartzo, feldspato rosa, biotita e muscovita, esta última em menor quantidade, esse corpo pegmatítico apresenta como minerais acessórios turmalina preta, granada marrom-avermelhada, magnetita e berilo azul-esverdeado.

V.B.3. Pedreira do Lazinho (LA)

Localização: Folha Socorro - Bairro Visconde de Soutelo

Nessa ocorrência explora-se um corpo pegmatítico alongado, de atitude N15E/30SE, que tem a particularidade de não apresentar estrutura interna bem desenvolvida.

A presença do gnaiss encaixante sobrepondo-se ao pegmatito parece indicar que encontra-se exposta apenas a porção superior do corpo, possivelmente justificando a ausência de zoneamento observada.

Predomina uma rocha de granulação grossa e textura homogênea composta principalmente por quartzo, feldspato rosa

(microclínio) e biotita. Dispersos nessa massa quartzo-feldspática ocorrem cristais de microclínio decimétricos, que localmente podem apresentar intercrescimentos com quartzo.

Grande parte da ocorrência é composta, no entanto, por material aplítico de coloração rosada e granulação média, onde observam-se quartzo, microclínio, biotita, muscovita e turmalina preta. Este último mineral pode formar concentrações de formato irregular, ao redor das quais há diminuição da porcentagem de biotita.

Por todo o corpo é bem visível o desenvolvimento de planos de fratura bastante regulares, localmente preenchidos por biotita.

V.B.4. Pedreira Rubens Bueno (RB)

Localização: Folha Bragança Paulista - Bairro Vargem Grande

Nesta pedreira o material apresenta grau de alteração bastante elevado, estando bastante friável nas porções de granulação mais fina onde podem ser reconhecidos, em meio a massas de caulim e quartzo, cristais também muito alterados de turmalina preta e biotita.

Na frente de exploração atualmente em atividade observam-se cristais gigantes de feldspato rosado, levemente friáveis, em meio a massas de quartzo leitoso.

Em blocos de quartzo sacaróide anotou-se a presença dos minerais berilo e muscovita, o primeiro em cristais prismáticos de no máximo 4cm de comprimento e coloração azul e o segundo na forma de agregados de placas centimétricas. Cristais bastante alterados de granada também ocorrem associados a veios de quartzo.

V.B.5. Mineração Serra Maré (SM)

Localização: Folha Ouro Fino, Cidade de Inconfidentes (MG).

Quando da visita a essa ocorrência, as atividades de exploração estavam prestes a ser retomadas, observando-se na futura frente de extração a presença de cristais gigantes de feldspato branco envoltos por quartzo leitoso.

Destaca-se também a ocorrência de espessos níveis de biotita deformados entre esses cristais de feldspato e grãos sub-centimétricos de magnetita em porções quartzo-feldspáticas de granulação grossa.

V.B.6. Pedreira Artur Sanches (AS)

Proprietário: Irmãos Sanches

Localização: Folha Bragança Paulista

Trata-se de um corpo pegmatítico de composição mineralógica bastante simples, tendo como minerais principais microclínio, plagioclásio e quartzo, e como acessórios turmalina preta, biotita e magnetita, além de crostas de coloração amarelo-esverdeada a alarajanda constituídas por material de granulação muito fina. Essas crostas de origem secundária não foram estudadas sistematicamente devido à sua pequena expressividade, na maioria das vezes constituindo apenas impregnações.

O contato entre o pegmatito, um corpo de atitude N-S/subvertical, e a rocha encaixante, um *augen* gnaisse em atitude subhorizontal, é bastante retilíneo e marcado pela presença de um nível fino de material moído de coloração branca e quase totalmente alterado.

A lavra segue a zona intermediária do corpo, expondo em ambos os lados da cava as rochas da zona de parede. A espessura média do corpo é estimada em 30m, enquanto a extensão já explorada permite afirmar que o comprimento excede 90m, não tendo sido ainda atingida nenhuma das extremidades.

Da borda para o centro do pegmatito sucedem-se três zonas, aproximadamente concêntricas e simétricas em relação às paredes do corpo (Fig. V.1):

a. zona de borda: zona de pequena espessura, normalmente por volta de 10cm, constituída por material pegmatóide de granulação muito grossa, com grãos subeudrais de plagioclásio de coloração acinzentada, grãos anedrais de quartzo acinzentado, placas de biotita e grãos anedrais de magnetita de dimensões nunca superiores a 1cm. Macroscopicamente observa-se o fraturamento dos seus constituintes minerais.

b. zona de parede: da zona de borda passa-se para a zona de parede com aumento gradativo da granulação e surgimento de feldspato potássico e turmalina. Tem-se então uma rocha de granulação muito grossa, com cristais anedrais a subeudrais de microclínio vermelho de até 10cm, massas de turmalina preta e os demais minerais - plagioclásio, quartzo, biotita e magnetita - em grãos menores que 3cm. Há certa orientação dos cristais de biotita paralelamente à borda do corpo, perda da coloração acinzentada do plagioclásio, que torna-se branco, e também fraturamento dos minerais. Ocasionalmente, em porções muito localizadas da zona de parede observam-se níveis de biotita em alternância com níveis de quartzo e feldspato rosa recristalizados, formando uma espécie de bandamento que foi deformado e dobrado. A espessura média desta unidade é de difícil avaliação, uma vez que seus contatos com as zonas de borda e intermediária são transicionais, estimando-se uma espessura média de 8m.

c. zona intermediária: denomina-se intermediária a zona composta por cristais eudrais gigantes de microclínio rosa (maiores que 1m) imersos em massas de quartzo. A passagem da zona de parede para a intermediária também é transicional, com aumento no tamanho dos cristais de microclínio e das massas de quartzo e desaparecimento dos demais minerais. Nesta unidade foi relatada ainda a presença de pequenas cavidades contendo cristais

euédricos de quartzo. A zona intermediária constitui a unidade mais volumosa deste corpo pegmatítico, com espessura aproximada de 30m.

- Fig.V.1. Planta esquemática do pegmatito da Pedreira Artur Sanches (representado sem escala devido à pequena espessura da zona de borda e do veio aplítico). 1. zona de borda: plagioclásio + quartzo + biotita + magnetita; 2. zona de parede: microclínio + plagioclásio + quartzo + biotita + magnetita + turmalina; 3. zona intermediária: microclínio + quartzo; 4. aplito: microclínio + plagioclásio + quartzo + biotita + muscovita.

No atual nível de exploração em que se encontra a pedreira não é visível o núcleo de quartzo, sendo a posição aproximadamente central no corpo ocupada por um veio de material aplítico de coloração rosada, granulação fina a média e estrutura bastante homogênea. Mineralogicamente, o aplito constitui-se de feldspato rosa (microclínio), feldspato branco (plagioclásio), quartzo e duas micas, biotita (mais escura) e muscovita (cinza-esverdeada).

Na passagem do aplito para a zona intermediária observa-se que ao redor de cristais gigantes de microclínio rosa há um aumento na concentração de prismas de turmalina preta, acompanhado pela diminuição na quantidade de micas presentes no aplito.

V.B.7. Pedreira Cláudio Bailone (CB)

Proprietário: Cláudio Bailone

Localização: Folha de Ouro Fino, Inconfidentes (MG)

Nesta localidade é explorado um corpo pegmatítico tabular, verticalizado, orientado segundo NE-SW, com espessura média de 10m e dimensão maior de aproximadamente 250m (Fig. V.2).

A rocha encaixante, presente em toda a extensão da parede SE e na porção superior da parede NW, é representada por um gnaiss com bandamento pouco pronunciado, que nas proximidades do pegmatito assume aspecto migmatítico devido a injeções de material quartzo-feldspático.

Como minerais principais desta ocorrência listam-se microclínio, albita, quartzo e muscovita, esta última contrastando com a presença de biotita nos outros dois corpos estudados mais detalhadamente (Artur Sanches e Remina).

A maior parte da mineralogia acessória concentra-se em estruturas em forma de bolsões, onde além de muscovita e microclínio encontram-se turmalina preta, monazita e um mineral de hábito cúbico substituído pseudomorficamente por uranofânio, não observado em sua forma original.

Foi determinada ainda a presença de berilo (não

observado *in situ*) e de um mineral de origem secundária do grupo da meta-autunita.

A partir das observações permitidas pelo atual nível de exploração do corpo pegmatítico, são reconhecidas quatro zonas, além da presença de bolsões (Fig.V.2 e V.3), cuja disposição leva a crer que encontra-se exposta apenas metade do corpo pegmatítico, podendo haver um arranjo aproximadamente simétrico das unidades na direção NW:

- Fig.V.2. Planta esquemática do pegmatito da Pedreira Cláudio Bailone (representado sem escala devido à espessura muito pequena do pegmatito em relação ao seu comprimento). 1. zona de borda: microclínio + quartzo + muscovita; 2. zona de parede: microclínio + quartzo; 3. zona intermediária: microclínio + quartzo + muscovita + turmalina + albita; 4. núcleo de quartzo; 5. bolsões: microclínio + muscovita + turmalina + monazita + uranofânio; 6. desnível.

a. zona de borda: na zona de borda observam-se cristais decimétricos de microclínio levemente rosado envoltos ou em intercrescimento com quartzo leitoso. Estão presentes também cristais centimétricos de muscovita.

b. zona de parede: essa zona é caracterizada pela ocorrência de cristais anedrais de microclínio rosado, de dimensões inferiores a 1m e imersos numa matriz de granulação grossa constituída de grãos anedrais de quartzo e microclínio vermelho, ambos fraturados. Os minerais turmalina e plagioclásio foram reconhecidos apenas em lâmina petrográfica e em quantidades muito pequenas.

c. zona intermediária : cristais gigantes de microclínio rosado, euédricos e de dimensões superiores a 1m são envoltos por quartzo leitoso. Alguns dos cristais de microclínio apresentam-se bordejados por uma faixa decimétrica de albita ou por níveis de muscovita e turmalina preta de granulação grossa. Cristais gigantes de albita também ocorrem nesta unidade.

d. núcleo: denomina-se núcleo uma grande massa de quartzo leitoso, fraturado e de aspecto sacaróide, que ocupa grande parte da parede NW (Fig.V.3), com exposição aproximada de 50m de extensão por 20m de altura. A passagem da zona intermediária para o núcleo é marcada pela presença de prismas de turmalina orientados perpendicularmente ao contato entre as duas unidades (Foto.V.1).

e. bolsões: são representados por estruturas de até 1m de diâmetro presentes na zona intermediária, constituídas de microclínio rosa, placas hexagonais de muscovita, prismas de turmalina preta, monazita e uranofânio pseudomorfizando um mineral de hábito cúbico. Os cristais de turmalina, a monazita e o mineral pseudomorfizado exibem geralmente dimensões não superiores a 1cm, já a muscovita apresenta maior variação, desde plaquetas de aproximadamente 1cm até aquelas com 3 a 4 cm, constatando-se que o tamanho das plaquetas é diretamente

proporcional ao tamanho do bolsão.

- Fig.V.3. Parede NW do pegmatito da pedreira Cláudio Bailone (sem escala). 1. prisma de turmalina; 2. injeções quartzo-feldspáticas; 3. microclínio; 4. albita; 5. microclínio bordejado por albita; 6. bolsões.

V.B.8. Pedreira Remina (RE)

Proprietário: Ângelo Bortolotti

Localização: Folha de Socorro, Socorro (SP)

O pegmatito, um corpo verticalizado de direção ENE/WSW, possui aproximadamente 100m de comprimento por 8m de espessura em média, com a particularidade de ser a única ocorrência da área explorada por meio de galerias. Iniciada a céu aberto, a lavra progride atualmente por meio de uma galeria principal que segue o corpo pegmatítico e de galerias laterais destinadas à extração da rocha encaixante (Foto.V.2), um granulito com bandamento pouco pronunciado em atitude horizontal.

O contato entre o pegmatito e o granulito é abrupto, discordante em relação ao bandamento deste último e geralmente

retilíneo (Foto.V.3), ocorrendo apenas localmente um contato mais irregular, com veios quartzo-feldspáticos de menor espessura invadindo a rocha encaixante (Foto.V.4).

Na mineralogia essencial desse pegmatito nota-se predomínio de plagioclásio sobre microclínio, seguindo-se então quartzo e biotita. Os minerais acessórios incluem magnetita, ilmenita, euxenita, uraninita, granada, zircão e turmalina preta.

Apesar da mineralogia bastante simples, essa ocorrência apresenta zoneamento bem desenvolvido, onde podem ser reconhecidas quatro zonas aproximadamente simétricas em relação ao centro do corpo (Fig.V.4):

a. zona de borda: constitui uma faixa pouco espessa porém contínua ao longo de todo o corpo, composta de quartzo de coloração escura, microclínio cinza, plagioclásio, biotita e magnetita de granulação grossa e textura hipidiomórfica, com microclínio e plagioclásio subédricos e quartzo intersticial. Os poucos cristais de biotita são localmente orientados perpendicularmente ao contato, enquanto a magnetita, também acessória, ocorre na forma de grãos de hábito irregular homogeneamente dispersos por toda a unidade.

Em lâmina petrográfica constata-se que os cristais de microclínio e plagioclásio também podem apresentar orientação perpendicular ao contato.

b. zona de parede: também pouco espessa, esta unidade e a anterior não chegam a perfazer juntas mais de 0,5m. A zona de parede caracteriza-se pela presença de plagioclásio e quartzo fumê intercrescidos (Foto.V.5). Em relação à zona de borda, nota-se um aumento gradacional no tamanho dos constituintes minerais, além do desaparecimento quase total do feldspato potássico.

c. zona intermediária: na zona intermediária observam-se cristais euédricos e fraturados de feldspato de até 1m, microclínio rosado ou plagioclásio branco, envoltos por quartzo rosa ou leitoso. Os cristais gigantes de feldspato são cortados por veios de ilmenita e magnetita hematitizada, ao redor dos

quais concentra-se a maior parte da mineralogia acessória, composta de euxenita, uraninita, zircão e granada. Existem também veios constituídos só de turmalina preta ou só de granada.

d. núcleo: o rebaixamento do chão da galeria para continuação da lavra provocou o afloramento de uma grande massa de quartzo rosa, que não é observada no teto da mina.

Uma feição notável é o grau de deformação do pegmatito. Além do fraturamento dos minerais, observável em amostra de mão, o estudo de seções delgadas revela feições como fraturamento de cristais tabulares de plagioclásio e porfiroclastos de microclínio em meio a quartzo totalmente recristalizado (Foto.V.6).

- Fig.V.4. Planta esquemática do pegmatito da Pedreira Remina (representado sem escala devido à pequena espessura das zonas de borda e de parede). 1. zonas de borda e de parede: microclínio + quartzo + plagioclásio + biotita + magnetita e plagioclásio + quartzo + biotita + magnetita; 2. zona intermediária: microclínio + plagioclásio + quartzo; 3. núcleo de quartzo; 4. veios de ilmenita + magnetita.

V.C. Mineralogia Principal

As características dos minerais apresentadas neste item baseiam-se principalmente nas observações efetuadas nas pedreiras Artur Sanches, Cláudio Bailone e Remina, e nas análises (químicas, microscópicas, de difratometria de raios X) realizadas em amostras procedentes destas três ocorrências.

V.C.1. Microclínio

Dentre a mineralogia essencial - feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita - o feldspato potássico, por ser observado em todas as ocorrências estudadas, foi eleito o alvo da maior parte das análises efetuadas no presente trabalho.

O polimorfo encontrado foi sempre o microclínio, pertítico ou micropertítico, com geminação em grade e coloração predominantemente rosada ou vermelha.

Na Pedreira Artur Sanches o mineral constitui-se provavelmente na espécie mais abundante, presente em quase todas as unidades reconhecidas neste corpo. Sua ocorrência inicia-se a alguns centímetros da borda, na zona de parede, na forma de cristais anedrais e subeudrais de coloração vermelha. Microscopicamente revelam-se a presença de pertitas em forma de lamelas, de geminação em grade localizada e o aspecto turvo dado pela presença de minúsculas inclusões. Em direção ao centro do corpo pegmatítico observa-se aumento no tamanho dos cristais de feldspato potássico, que chegam a atingir dimensões superiores a 1m e assumem formas eudrais em meio a massas de quartzo. Ao microscópio o mineral apresenta-se micropertítico, com exsoluções venulares e de aspecto turvo, apesar de ainda ser visível geminação em grade.

A presença de feldspato potássico foi constatada em todas as unidades do pegmatito da Pedreira Cláudio Bailone, excetuando-se o núcleo. O mineral apresenta cor rosada, à exceção dos cristais observados na porção mais fina da zona de parede, onde a coloração tende muitas vezes para o vermelho.

Microscopicamente não se observam variações nos grãos de feldspato em relação à sua unidade de proveniência, ou seja, a presença de geminação em grade e de micropertitas, venulares ou lamelares, é comum, assim como o aspecto turvo dado pela grande quantidade de inclusões fluidas. Inclusões sólidas, apesar de mais raras e minúsculas, também são visíveis na forma de um sólido de cor avermelhada que algumas vezes exhibe hábito placóide hexagonal.

Na zona de borda da Pedreira Remina o feldspato potássico ocorre na forma de grãos tabulares de coloração cinzenta, fraturados, micropertíticos e, em alguns casos, orientados perpendicularmente ao contato com a rocha encaixante. Na zona de parede há quase que um total desaparecimento do mineral, e os poucos grãos observados são ainda tabulares, acinzentados e sem orientação visível. O feldspato presente na zona intermediária constitui cristais eudrais, fraturados, que atingem dimensões de até 1m e apresentam cor levemente rosada, raramente vermelha. São micropertíticos, com exsoluções em forma de vênulas ou lamelas, com geminação em grade quase sempre presente e aspecto muitas vezes turvo devido a inúmeras pequenas inclusões, sólidas e fluidas.

V.C.1.a. Composição química

Na tabela V.2 são apresentados os teores em elementos maiores, menores e traços de amostras de microclínio provenientes das pedreiras Artur Sanches (AS), Cláudio Bailone (CB) e Remina (RE).

A composição química do feldspato potássico, principalmente seus teores em elementos traços, tem sido amplamente utilizada como um indicador do grau de evolução de corpos pegmatíticos e de sua ligação genética com possíveis granitos parentais.

Certos elementos, tais como Rb, Cs, Tl, Pb e B, encontram posições favoráveis dentro da estrutura cristalina do mineral. No entanto, por tratar-se de elementos incompatíveis, seus coeficientes de partição favorecem a fase fluida em

detrimento da fase cristalina, levando à sua concentração nos resíduos finais da cristalização. Deste modo, os teores mais elevados destes elementos serão encontrados nos feldspatos cristalizados mais tardiamente no interior de um determinado corpo pegmatítico, sendo úteis portanto no acompanhamento de sua evolução interna (Martin 1982). Já quando são comparados corpos diferentes, esperam-se os maiores teores nas ocorrências mais enriquecidas em elementos raros, supostamente o resultado do alto grau de fracionamento a partir de um magma granítico parental (Cerny 1982a).

Trabalho pioneiro na caracterização do comportamento de elementos traços em feldspatos potássicos provenientes de tipos diferentes de rochas foi desenvolvido por Heier & Taylor (1959a,b). A distribuição dos elementos Li, Na, K, Rb, Cs, Pb e Tl (Heier & Taylor 1959a) e Ca, Sr e Ba (Heier & Taylor 1959b) foi investigada em feldspatos alcalinos provenientes de rochas pré-cambrianas da Noruega, incluindo gnaisses, granitos e pegmatitos, dividindo-se estes últimos em pegmatitos de pequenas dimensões, constituídos por veios e lentes concordantes com o gnaiss encaixante [semelhantes aos pegmatitos de máxima profundidade da classificação de Ginsburg et al. (1979 apud Cerny 1982a)], e pegmatitos de grandes dimensões, a maioria destes explorados economicamente.

Os autores verificaram que feldspatos potássicos provenientes de pegmatitos de pequenas dimensões assemelham-se em composição aos feldspatos do gnaiss encaixante e apresentam relações K/Rb próximas à média para as rochas comuns, enquanto feldspatos potássicos de pegmatitos de grandes dimensões mostram-se enriquecidos em Rb, resultando em relações K/Rb inferiores à média (Fig.V.5).

Com relação aos elementos Ca, Sr e Ba, Heier & Taylor (1959b) relataram que nos pegmatitos de grandes dimensões há uma tendência de diminuição nos teores com a diferenciação, e que essa diminuição segue a ordem $Ca < Sr < Ba$, ou seja, as relações Ca/Sr e Ca/Ba aumentam, enquanto Ba/Sr diminui.

amostra (unidade)	AS-11 (P)	AS-8 (I)	AS-12 (I)	CB-6a (B)	CB-1 (P)	CB-3 (I)	RE-19 (I)	RE-39 (I)	RE-50 (I)	RE-52a (I)	RE-52b (I)
SiO ₂	64,63	67,65	64,23	64,53	64,50	64,71	64,99	64,77	64,81	64,96	64,80
TiO ₂	-	0,01	-	-	-	-	-	-	0,01	-	0,01
Al ₂ O ₃	18,55	16,99	18,75	18,71	18,29	18,62	19,21	18,77	19,04	18,97	19,05
Fe ₂ O ₃	0,07	0,11	0,07	0,06	0,08	0,06	0,08	0,07	0,14	0,07	0,07
MgO	0,08	0,10	0,08	0,06	-	0,05	0,12	0,06	0,09	0,13	0,09
CaO	0,05	0,18	0,07	0,02	0,24	-	0,04	0,03	0,06	-	-
Na ₂ O	2,16	2,44	2,78	2,68	2,47	2,78	1,64	2,64	1,46	1,78	1,43
K ₂ O	14,06	12,29	13,83	13,64	13,86	13,60	13,75	13,46	14,24	13,96	14,32
Rb*	233	419	405	234	358	404	357	711	630	993	658
Li*	-	-	-	118	-	122	-	-	-	-	-
Ba*	1890	522	857	252	447	546	338	389	2500	1700	263
Sr*	360	73	75	349	244	72	236	25	34	235	363
H ₂ O ⁺	0,39	0,22	0,18	0,30	0,55	0,17	0,16	0,20	0,14	0,13	0,23
H ₂ O ⁻	0,09	0,10	0,14	0,07	0,05	0,12	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05

* ppm; - não detectado; B: zona de borda; P: zona de parede; I: zona intermediária

Tab.V.2. Composição química (% em peso) de amostras de microclínio de pegmatitos da região de Socorro.

Granito Harney Peak					Pegmatito Bull Moose				
					(P)	(I)	(I)	(I)	(F)
SiO ₂	66,90	67,20	66,90	67,10	66,63	67,40	66,10	66,03	67,70
Al ₂ O ₃	16,50	16,60	16,70	16,70	17,00	16,20	17,60	17,05	16,00
Fe ₂ O ₃	0,30	0,17	0,18	0,17	0,21	0,12	0,19	0,14	0,14
CaO	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,05	<0,05	<0,04	<0,04	<0,04
Na ₂ O	3,40	3,18	3,39	3,30	3,09	3,00	3,45	3,17	3,11
K ₂ O	12,30	12,30	12,20	12,30	12,60	12,60	12,37	12,70	12,78
Li*	22	30	<10	<10	39	50	45	52	41
Cs*	24	23	20	20	150	60	60	70	15
Rb*	470	570	310	320	860	1140	1360	1280	740
Ba*	190	60	970	960	<20	24	25	24	24
Pb*	120	75	105	110	80	39	37	45	68
U*	<10	<10	8	8	80	30	34	38	<10
Sr*	60	70	150	150	60	50	27	32	20

Pegmatito Tip Top						Pegmatito Helen Beryl					
	(P)	(P)	(I)	(I)	(N)	(I)	(I)	(I)	(I)	(I)	(N)
SiO ₂	65,80	66,20	65,56	66,60	65,60	67,70	66,90	67,00	69,00	67,50	66,50
Al ₂ O ₃	18,10	17,50	18,00	17,40	18,50	16,80	16,90	16,10	15,20	16,20	18,00
Fe ₂ O ₃	0,09	0,29	0,14	0,21	0,11	0,22	0,19	0,19	0,24	0,18	0,14
CaO	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Na ₂ O	2,72	3,09	3,28	3,00	2,38	3,17	3,31	2,56	3,34	5,00	2,96
K ₂ O	12,50	12,30	12,3	13,17	12,70	11,90	11,90	13,40	11,60	10,40	12,70
Li*	47	55	70	69	96	52	50	45	41	51	50
Cs*	350	540	200	500	480	106	120	120	50	140	140
Rb*	1860	1830	1600	1890	2800	1860	980	2420	2040	2080	2550
Ba*	180	160	150	160	110	1080	640	460	340	120	270
Pb*	27	22	20	22	16	9	<4	17	4	16	26
U*	110	17		110	100	<20	20	30	80	40	60
Sr*	230	150	100	45	55	110	90	110	140	91	102

Tab.V.3. Composição química (% em peso) de feldspatos potássicos provenientes do campo pegmatítico de Black Hills (Shearer et al. 1985). P: zona de parede; I: intermediária; N: núcleo; F: fraturas.

- Fig.V.5. Razões K/Rb para feldspatos potássicos provenientes de pegmatitos da Noruega. 1. pegmatitos de pequenas dimensões; 2. pegmatitos de grandes dimensões; linha cheia: média para rochas comuns; linha tracejada: intervalo de variação para rochas comuns (Heier & Taylor 1959a).

Na tabela V.3 encontram-se os resultados de análises químicas efetuadas por Shearer et al. (1985) no Granito Harney Peak e em alguns pegmatitos que o circundam no Campo de Black Hills (já descrito no Capítulo IV). Dos três pegmatitos investigados pelos autores, o Pegmatito Bull Moose constitui o mais simples em termos de zoneamento e mineralogia, apresentando apenas fosfatos primários e secundários. Os pegmatitos Tip Top e Helen Beryl apresentam-se mais complexos estruturalmente e mineralizados em espodumênio, presente em maior quantidade na última ocorrência.

Da comparação entre as tabelas V.2 e V.3 nota-se que os teores em Rb encontrados nos pegmatitos de Socorro são baixos quando comparados com os pegmatitos portadores de elementos raros, ao passo que os teores em Sr e Ba são muito mais elevados.

Na figura V.6 observa-se perfeito alinhamento dos valores K/Rb e a distribuição dos pegmatitos de Socorro por uma faixa ampla, sobreposta aos veios pegmatóides, ao Granito Harney

Peak e ao Pegmatito Bull Moose. A mesma sobreposição pode ser constatada também no gráfico Sr x Rb da figura V.7, onde os dois elementos, apesar da dispersão maior dos dados, parecem apresentar uma correlação negativa.

Quando se utiliza o elemento Ba, observa-se correlação pouco definida ou mesmo ausente com o Sr (Fig.V.8) e com o Rb (Fig.V.9), tanto para os valores obtidos nos pegmatitos de Socorro quanto para os dados da literatura. No entanto, levando-se em consideração na figura V.9 apenas os veios pegmatóides, o Granito Harney Peak e o Pegmatito Bull Moose, nota-se uma tendência à correlação negativa entre Ba e Rb e o posicionamento dos pegmatitos de Socorro sobre os veios e o granito.

Comparando-se novamente as tabelas V.2 e V.3, verifica-se que os teores em Sr e Ba diminuem do Granito Harney Peak para o Pegmatito Bull Moose, para depois aumentarem em direção ao corpo mais diferenciado, o Pegmatito Helen Beryl. No entanto, apesar dos altos teores nesses elementos encontrados nos pegmatitos de Socorro, seus teores baixos em Rb posicionam-nos entre os corpos pouco fracionados.

- Fig.V.6. Razões K/Rb obtidas em feldspatos provenientes dos pegmatitos de Socorro em comparação com outras ocorrências. 1. Pegmatito Artur Sanches; 2. Pegmatito Cláudio Bailone; 3. Pegmatito Remina; 4. pegmatitos de pequenas dimensões (Heier & Taylor 1959a); 5. Granito Harney Peak; 6. Pegmatito Bull Moose; 7. Pegmatito Tip Top; 8. Pegmatito Helen Beryl (5 a 8: Campo Pegmatítico de Black Hills - Shearer et al. 1985).

- Fig.V.7. Razões Sr/Rb obtidas em feldspatos provenientes dos pegmatitos de Socorro em comparação com outras ocorrências (legenda como na figura V.6).

- Fig.V.8. Razões Sr/Ba obtidas em feldspatos provenientes dos pegmatitos de Socorro em comparação com outras ocorrências (legenda como na figura V.6).

- Fig.V.9. Razões Rb/Ba obtidas em feldspatos provenientes dos pegmatitos de Socorro em comparação com outras ocorrências (legenda como na figura V.6).

Além do Rb, Sr e Ba, outro elemento traço dosado foi o Li, tendo sido detectado em apenas duas amostras, ambas da Pedreira Cláudio Bailone (Tab.V.2).

A concentração do elemento, segundo compilação de dados feita por Smith (1974), varia entre dezenas de ppm para a maioria dos feldspatos de rochas comuns, enquanto concentrações maiores aparentemente ocorrem em feldspatos cristalizados a partir de soluções tardias. Ontoev & Batova (1969 *apud* Smith 1974) chegaram a um valor médio de 23ppm de Li a partir da análise de 47 amostras de feldspatos potássicos de pegmatitos portadores de elementos raros. Teores acima de 100ppm indicariam microclínios de pegmatitos portadores de espodumênio, segundo critério de prospecção sugerido por Gordyienko (1970 *apud* Smith 1974).

Na tabela V.3 constata-se que o elemento não ocorre em teores muito acima de 50ppm, mesmo em corpos mais diferenciados. Os teores observados na Pedreira Cláudio Bailone, 122 e 118ppm, seriam portanto indicativos da presença de mineralizações em elementos raros, porém o nível atual de exploração do corpo, já

bem adiantado, revelou apenas a presença de berilo em pequena quantidade, o que sugere que os teores podem ter sido elevados por contaminação.

Outra aplicação que tem sido dada à variação de determinados elementos traços em feldspatos potássicos é a sua utilização como indicador da sequência de cristalização dentro de um determinado corpo pegmatítico.

A distribuição de elementos maiores e traços em feldspatos potássicos de diferentes unidades do Pegmatito Vezna (na antiga Tchecoslovaquia) foi estudada por Cerny et al. (1984), que observaram enriquecimento em Na, Rb e P, aumento na razão K/Ba e diminuição nos teores em Ba e Sr e nas razões K/Na, K/Rb, Ba/Rb e Ba/Sr.

Em pegmatitos da região de Governador Valadares, Marciano (1985) observou enriquecimento em Rb da zona de parede para a zona gráfica em uma das ocorrências estudadas (Lavra do Ferreirinha) e comportamento inverso em outro corpo pegmatítico (Lavra Olho de Gato).

Na figura V.10 encontram-se representadas as razões K/Rb obtidas em amostras de feldspatos potássicos das pedreiras Artur Sanches, Cláudio Bailone e Remina, da Zona Pegmatítica de Socorro. As letras entre parênteses indicam o posicionamento da amostra dentro do corpo (todas as amostras da Pedreira Remina provém da zona intermediária), onde observa-se, apesar do pequeno número de análises, diminuição da razão K/Rb (com aumento do teor de Rb) da zona mais externa (B: zona de borda) em direção à mais interna (I: zona intermediária). Tal comportamento está de acordo com o modelo de cristalização fracionada das bordas para o centro, defendido por Jahns (1955) e London et al. (1988, 1989). Na tabela V.2 observa-se que novamente tal modelo é favorecido pela diminuição dos teores de Sr nas pedreiras Artur Sanches e Cláudio Bailone e Ba na Pedreira Artur Sanches. No entanto, na Pedreira Cláudio Bailone nota-se comportamento inverso do Ba, com enriquecimento das zonas mais externas para as mais internas, o que poderia ser explicado por uma complexidade no comportamento deste elemento maior do que a relatada por Heier & Taylor (1959b). Esta hipótese parece bastante provável, considerando-se

a reversão na tendência do comportamento do elemento no campo pegmatítico de Black Hills (Tab.V.3).

- Fig.V.10. Razões K/Rb para feldspatos potássicos provenientes de diferentes unidades dos pegmatitos Artur Sanches e Cláudio Bailone e da zona intermediária da Pedreira Remina. 1. Pegmatito Artur Sanches; 2. Pegmatito Cláudio Bailone; 3. Pegmatito Remina; (B). zona de borda; (P). zona de parede; (I). zona intermediária.

Analisando-se portanto os dados apresentados neste item, conclui-se que os microclínios dos pegmatitos de Socorro assemelham-se em composição a feldspatos provenientes tanto de veios pegmatóides quanto de pegmatitos simples de campos mineralizados, permitindo portanto atribuir-lhes tanto uma origem diretamente por anatexia quanto formação por pequeno grau de fracionamento a partir de um corpo ígneo.

Quanto à evolução interna de cada corpo, os dados mostram não haver desvios do modelo de cristalização das bordas para o centro, e repetem o comportamento já observado por vários outros autores (e.g. Cerny et al. 1984, Marciano 1985).

V.C.1.b. Estado estrutural

O estado estrutural dos feldspatos potássicos também foi

objeto de investigações no presente trabalho por tratar-se de um dado petrológico importante, podendo fornecer informações valiosas sobre a história de cristalização dos corpos pegmatíticos.

Na estrutura destes minerais são reconhecidas quatro posições tetraédricas diferentes - T_1O , T_1m , T_2O e T_2m , das quais uma é ocupada por Al e as demais por átomos de Si (Ribbe 1983).

No mineral sanidina, o polimorfo de alta temperatura, a probabilidade de ser encontrado o Al é a mesma para cada uma das quatro posições e a simetria do mineral é monoclinica e sua estrutura dita desordenada. A preservação da sanidina é rara e pode ocorrer, por exemplo, em rochas resfriadas rapidamente a partir de temperaturas próximas a $1.000^{\circ}C$ (Stewart & Wright 1974).

Com a diminuição da temperatura e sua persistência em valores mais baixos por períodos de longa duração, ocorre a migração dos átomos de Al para as posições T_1O e T_1m , e tem-se o microclínio, o polimorfo altamente ordenado de simetria triclinica. O ortoclásio corresponderia a estágios intermediários de ordenamento.

Considerado em escala compatível com a cela unitária, o processo de concentração local do Al nas posições T_1 resulta na distorsão da estrutura monoclinica e no desenvolvimento de domínios de simetria triclinica a temperaturas próximas a $500^{\circ}C$ (Brown & Parsons 1989). A identificação desses domínios pela difração de raios X requer dimensões superiores a $500\text{\AA}$ e para a identificação óptica, $5.000\text{\AA}$.

A possibilidade de cada um dos domínios triclinicos orientar-se de maneiras diferentes em relação à estrutura da fase monoclinica resulta no desenvolvimento de geminações segundo as leis da Albita e do Periclínio, ou seja, no surgimento da geminação em grade típica do microclínio.

Portanto, de acordo com o processo descrito, microclínios sem geminação ou com geminação simples devem ter-se cristalizado diretamente no campo do feldspato potássico triclinico, a temperaturas moderadamente baixas ($< 450^{\circ}C$ - Ribbe 1983).

Os padrões de difração de raios X da sanidina e do microclínio são perfeitamente distintos pelo fato de algumas reflexões que são únicas na sanidina dividirem-se em pares no microclínio.

É o caso do par (131) e ($\bar{1}\bar{3}1$), utilizado por Goldsmith & Laves (1954) para fornecer uma medida relativa do estado estrutural de feldspatos potássicos, ou seja, mais ou menos ordenado. Quanto maior o afastamento entre os referidos picos maior é o valor da triclinicidade (Δ) do mineral. Esse valor é obtido pela fórmula

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

onde $[d(131)-d(\bar{1}\bar{3}1)]$ equivale ao valor em Å da distância entre os dois planos. Por esta definição, um feldspato potássico com $\Delta=1$ é considerado completamente ordenado, enquanto valores menores indicam aumento no grau de desordem.

Admitindo-se a consolidação de um corpo pegmatítico das bordas para o centro, seria possível esperarem-se feldspatos potássicos mais ordenados em direção ao centro do corpo, formados a temperaturas cada vez menos elevadas. No entanto, a ação de agentes externos (presença de uma fase fluida, esforços tectônicos) exerce o papel de facilitar o processo de inversão (Brown & Parsons 1989), levando conseqüentemente à predominância do microclínio sobre a sanidina em pegmatitos, reconhecidamente formados em ambientes altamente ricos em elementos voláteis.

Uma maneira de se preservar o estado estrutural dos feldspatos potássicos seria a rápida ascensão do material pegmatítico, "congelando" o sistema a temperaturas superiores ao ordenamento dos átomos de Al. Tal processo é descrito por O'Brient (1986) no Complexo Rabb Park (New Mexico), onde são reconhecidos pegmatitos arrastados por material riolítico e resfriados rapidamente em ambiente subvulcânico a temperaturas inferiores a 300°C. Os pegmatitos são descritos como massas de no máximo 10m, constituídas por uma borda aplítica, um nível de sanidina e núcleo de quartzo.

Ortega *et al.* (1993) investigaram o estado estrutural de

feldspatos potássicos de pegmatitos da região de Sierra Albarrana (Córdoba, Espanha), e encontraram amostras ordenadas (as mais abundantes) juntamente com exemplares altamente ordenados e apenas duas amostras desordenadas. A presença desses espécimes desordenados juntamente com a existência de geminação em grade foram consideradas evidências de formação dos feldspatos em um estágio magmático, seguindo-se o processo de inversão de simetria em estágio sub-sólido. As amostras altamente ordenadas são atribuídas à atuação de processos hidrotermais tardios.

O feldspato potássico observado nas ocorrências da Zona Pegmatítica de Socorro foi sempre o microclínio, identificado pela presença de geminação em grade e pelo alto grau de ordenamento estrutural, ou seja, valores de triclinicidade próximos a 1 (Tab.V.4), independentemente do posicionamento da amostra dentro do corpo pegmatítico.

amostra	valor de Δ	procedência
AS - 11	0,94	P
AS - 8	0,96	I
AS - 12	0,98	I
CB - 6a	0,99	B
CB - 1	0,96	P
CB - 3	0,95	I
RE - 13	1	B
RE - 10	0,87	P
RE - 4a	1	I
RE - 4b	1	I
RE - 7	0,97	I
RE - 18	0,87	I
RE - 19	1	I
RE - 20	0,97	I
RE - 47b	0,98	I
RE - 47c	0,95	I
RE - 50	0,99	I
RE - 52a	0,98	I
RE - 52b	0,94	I

B: zona de borda

P: zona de parede

I: zona intermediária

Tab.V.4. Valores de triclinicidade (Δ) de amostras de feldspatos potássicos provenientes das pedreiras Artur Sanches (AS), Cláudio Bailone (CB) e Remina (RE).

A presença de geminação em grade em todas as amostras atesta a inversão da simetria monoclinica para a triclinica, permitindo afirmar que os valores de triclinicidade observados atualmente não representam o estado estrutural original dos feldspatos potássicos, mas sim o resultado de fenômenos posteriores, por exemplo processos hidrotermais tardios. Portanto, a única informação que o estado estrutural dos feldspatos potássicos analisados fornece é a de que estes minerais cristalizaram-se a temperaturas superiores a 450°C (Ribbe 1983) e posteriormente sofreram ordenamento cristalino, passando então a microclínios com geminação em grade.

V.C.2. Plagioclásio

A distribuição do plagioclásio dentre as zonas pegmatíticas é variável de ocorrência para ocorrência. Enquanto na Pedreira Artur Sanches observa-se o mineral nas zonas mais externas do corpo (de borda e de parede), na Pedreira Cláudio Bailone sua presença foi notada nas zonas de parede e intermediária, e na Pedreira Remina sua ocorrência abrange todas as unidades, à exceção do núcleo.

A coloração varia de branco a acinzentado, e o aspecto é de mineral pouco alterado, apesar de geralmente fraturado.

Estrutura interessante ocorre na Pedreira Cláudio Bailone, onde o plagioclásio está presente na zona intermediária tanto na forma de cristais euédricos como na forma de um nível decimétrico bordejando cristais de microclínio. Os teores de An obtidos através dos métodos de Tsuboi e Michel-Levy classificam o plagioclásio como albita.

Outra feição pouco comum é observada na zona marginal da Pedreira Remina, onde cristais de plagioclásio orientam-se com seu eixo a perpendicular ao contato com a rocha encaixante. Na tabela V.5 observa-se que existe uma tendência de diminuição do teor de An das zonas mais externas para as mais internas do Pegmatito Remina.

amostra	valor de An	procedência
RE - 30	25	B
RE - 10	18	P
RE - 49	12	P
RE - 7	14	I
RE - 29	12	I
RE - 38	14	I
RE - 47	6	I
RE - 51	10	I

B: zona de borda P: zona de parede I: zona intermediária

Tab.V.5. Teores de An para plagioclásios da Pedreira Remina (RE).

V.C.3. Quartzo

Bastante abundante, o quartzo ocorre em todas as unidades dos pegmatitos investigados e assume aspectos bastante variados.

Na Pedreira Artur Sanches o mineral apresenta coloração acinzentada, intenso fraturamento e recristalização. Constitui exceção a presença de cristais de quartzo euédrico em pequenas cavidades na zona intermediária.

O aspecto leitoso predomina na Pedreira Cláudio Bailone, excetuando-se apenas o quartzo avermelhado da zona de parede.

No entanto, a maior variabilidade está presente na Pedreira Remina, com quartzo acinzentado na zona de borda, quartzo fumê na zona de parede e quartzo leitoso e rosa na zona intermediária e no núcleo.

Steacy & Kaiman (1978) relatam que o contato com minerais radioativos imprime ao quartzo uma coloração escura, fumê a preta, e que esta seria uma feição típica de pegmatitos.

Apesar do aspecto macroscópico bastante diversificado, em seção delgada constata-se que a deformação é comum a todas as ocorrências, traduzindo-se na presença de extinção ondulante e recristalização (Foto.V.7).

V.C.4. Micas

Apesar da importância dos minerais micáceos como indicadores geoquímicos da evolução de corpos pegmatíticos, foram analisadas apenas uma amostra de biotita da Pedreira Remina e uma amostra de muscovita da Pedreira Cláudio Bailone devido à dificuldade na obtenção de análises.

Hawthorne & Cerny (1982), ao enfatizarem a importância da ocorrência dos minerais micáceos em pegmatitos, destacam o fato de a biotita ocorrer exclusivamente em corpos geoquimicamente primitivos, ou seja, em pegmatitos dos tipos cerâmico e micáceo. O mineral, quando presente em pegmatitos portadores de elementos raros, tem sua origem atribuída a processos de contaminação por material proveniente da rocha encaixante.

Varlamoff (1972), em sua classificação para os pegmatitos portadores de elementos raros, restringe a ocorrência de biotita apenas aos tipos 0 a 3, ou seja, aqueles formados a maiores profundidades e menos fracionados.

Para fins de comparação, na tabela V.6 são apresentados os resultados das análises químicas das micas da região de Socorro juntamente com análises fornecidas na literatura.

A composição química da biotita da Pedreira Remina (análise número 1), quando comparada com a da biotita proveniente de um pegmatito do tipo micáceo (análise número 2), apresenta como características em comum os teores elevados em MgO e TiO₂. Os intervalos de variação para esses elementos, fornecidos por Hawthorne & Cerny (1982), situam-se respectivamente entre 7 a 13,5% e 1,5 a 2,75%. Ainda em comparação com a biotita do pegmatito do tipo micáceo, a biotita da Pedreira Remina mostra-se ligeiramente enriquecida em Li₂O e Rb, porém a presença da biotita por si só já atribui aos pegmatitos de Socorro um caráter pouco evoluído.

A muscovita proveniente de pegmatitos do tipo micáceo apresenta, segundo Hawthorne & Cerny (1982), comportamento geoquímico característico quanto aos teores elevados em Fe (1,1 a 3,2% FeO), MgO (0,5 a 1,45%) e BaO (até 0,61%), e quanto aos

teores muito baixos em Be e álcalis raros.

Para comparação com a muscovita da Pedreira Cláudio Bailone (análise número 3 da tabela V.6) são fornecidos os teores em elementos maiores, menores e traços da muscovita de um pegmatito do tipo micáceo (análise número 4) e de um pegmatito simples porém pertencente a um campo pegmatítico mineralizado em espodumênio (análise número 5).

Observa-se que a muscovita da Pedreira Cláudio Bailone assemelha-se em composição química à amostra proveniente do pegmatito micáceo, especialmente nos teores elevados em MgO e TiO₂ e nos baixos teores em Rb e Li₂O.

* peso	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,56	37,00	44,04	45,50	44,02
Al ₂ O ₃	13,52	19,10	30,10	33,90	33,95
CaO	0,50	0,43	0,28	-	0,12
MgO	8,33	9,28	0,83	0,93	0,37
Fe ₂ O ₃	3,66	1,43	4,45	1,06	3,11
FeO	16,36	18,02	0,81	0,87	0,79
Na ₂ O	0,26	0,13	1,27	0,78	0,84
K ₂ O	8,47	9,05	10,31	10,11	9,44
P ₂ O ₅	<0,01	-	<0,01	-	-
TiO ₂	2,48	1,83	0,58	0,54	0,06
MnO	0,86	0,39	0,05	tr.	0,06
Li ₂ O	0,17	0,03	0,06	0,01	0,19
BaO	0,10	-	nd	0,61	-
F ₂	-	0,19	-	-	-
Sr*	7	-	72	-	-
Ni*	60	-	-	-	-
Rb*	1269	879	400	330	4615
H ₂ O ⁺	2,07	3,46	4,98	5,32	6,39
H ₂ O ⁻	0,33	tr	0,68	0,32	-

- não analisado; nd não detectado; tr traços; * ppm

Tab.V.6. Composição química de micas (biotita e muscovita) das pedreiras Cláudio Bailone e Remina e de ocorrências descritas na literatura. 1: biotita da Pedreira Remina; 2: biotita de um pegmatito do tipo micáceo (Gordyienko et al. 1976 apud Hawthorne & Cerny 1982); 3: muscovita da Pedreira Cláudio Bailone; 4: muscovita de um pegmatito do tipo micáceo (Gordyienko et al. 1976 apud Hawthorne & Cerny 1982); 5: muscovita de um pegmatito simples de um campo pegmatítico mineralizado em espodumênio (Gordyienko 1970 apud Hawthorne & Cerny 1982).

V.D. Mineralogia Acessória

À semelhança do item V.C, os resultados apresentados neste tópico provêm novamente da análise de amostras das pedreiras Artur Sanches, Cláudio Bailone e Remina.

A presença de óxidos de Fe e Ti e de minerais portadores de U e terras raras é de grande significado petrogenético, pois trata-se de elementos típicos de pegmatitos pouco evoluídos ou, segundo a nomenclatura de Ginsburg et al. (1979 *apud* Cerny 1982a), abissais ou de máxima profundidade.

V.D.1. Óxidos de Fe e Ti

Pegmatitos portadores de óxidos de Fe e Ti foram investigados nos E.U.A. por Puffer (1975), que identificou a ocorrência desses óxidos agrupados segundo quatro assembléias: ilmeno-magnetita; ilmeno-magnetita + hemo-ilmenita; ilmeno-magnetita + ilmeno-hematita; e magnetita + hematita.

Como feições típicas desses corpos enriquecidos em Fe e Ti, o autor cita pequenas dimensões e ausência de zoneamento; mineralogia muito simples, estando ausentes muscovita e fases portadoras de Li, Be e B; posicionamento concordante com a foliação das rochas encaixantes, estas últimas geralmente formadas em condições de alto grau de metamorfismo; ausência de contatos abruptos entre pegmatito e encaixante.

Na Zona Pegmatítica de Socorro, a presença desses óxidos é constatada de modo mais marcante na Pedreira Remina, em duas formas de ocorrência.

Na zona de parede observa-se uma quantidade significativa do mineral magnetita, na forma de grãos anedrais com bordas muito irregulares. Em microscopia de luz refletida o mineral encontra-se em graus variados de substituição por hematita (Foto.V.8), apresentando pequeno volume de exsoluções de ilmenita na forma de veios ou de grânulos.

Na zona intermediária, cristais gigantes de feldspato são cortados por veios de minerais opacos (Foto.V.9). A observação de seções polidas revela que esses veios podem ser

constituídos apenas de ilmenita ou de ilmenita e magnetita hematitizada. Neste último caso os dois minerais podem apresentar feições sugerindo intercrescimento ou substituição (Foto.V.10 e V.11).

Espectros de EDS obtidos para amostras de ilmenita revelaram a presença também de Mn (Fig.V.11), que segundo Foord (1982) pode atingir teores apreciáveis em ilmenitas provenientes de pegmatitos (10% MnO ou mais).

- Fig.V.11. Espectro de EDS obtido a partir de uma amostra de ilmenita da Pedreira Remina.

Na Pedreira Artur Sanches, a magnetita ocorre principalmente na zona marginal, sendo rara na zona de parede e ausente na zona intermediária. São grãos anedrais com dimensões iguais ou inferiores a 1cm que, em microscopia de luz refletida, revelam a presença de grãos poligonais de ilmenita nas bordas (exsolução em grânulo externo).

V.D.2. Minerais portadores de U e terras raras

Minerais primários portadores de U e terras raras são encontrados na Pedreira Remina (euxenita, uraninita e zircão

associados aos veios de magnetita e ilmenita) e na Pedreira Cláudio Bailone (monazita no interior de bolsões).

A euxenita exhibe hábito tabular, cor vermelha escura, quase preta, e brilho sub-metálico, ocorrendo geralmente nas proximidades de veios de magnetita e ilmenita, muitas vezes posicionando-se perpendicularmente a estes veios (Foto.V.12).

A identificação do mineral por meio de difratometria de raios X só foi possível após aquecimento do material (Anexo 1), uma vez que amostras sem tratamento prévio mostraram-se amorfas. Este estado metamórfico, observado freqüentemente em minerais do tipo AB_2O_6 (óxidos de Nb-Ta-Ti), é atribuído a danos causados à estrutura cristalina por partículas α resultantes do decaimento de elementos radioativos (U e Th) presentes na estrutura (Ewing 1975).

Em experimentos realizados por Ewing & Ehlmann (1975), o aquecimento de óxidos de Nb-Ta-Ti metamórficos resultou na formação de priorita-aeschynita a temperaturas mais baixas e de euxenita como a fase de temperatura mais elevada. A cristalização da priorita-aeschynita dá-se a aproximadamente 400°C, correspondendo a um pico exotérmico em ATD, e a transição para a euxenita corresponde novamente a um pico exotérmico, porém os autores observaram que a temperatura na qual o fenômeno ocorre é dependente da composição do material aquecido. Para composições ricas em Y a transição ocorre no intervalo de temperatura entre 550-750°C, enquanto materiais ricos em Ce exigem temperaturas mais elevadas, entre 900-1.000°C.

O aquecimento e análise em câmara de Guinier de amostras da Pedreira Remina forneceram os padrões representados na fotografia V.13, onde observa-se a presença de material amorfo a 600°C e surgimento diretamente de euxenita a 700°C, sem a formação da fase de baixa temperatura observada por Ewing & Ehlmann (1975). Temperaturas mais elevadas (900°C) permitem o surgimento de linhas mais claras e bem definidas, refletindo a maior recuperação da estrutura cristalina. O tempo de aquecimento necessário para a recristalização verificada a 700°C foi curto, menos de 30 minutos.

A análise termo-diferencial dessa amostra forneceu o

gráfico da figura V.12, onde observa-se um pico exotérmico a 720° C, correspondente à cristalização da euxenita. Esta passagem direta da fase amorfa para euxenita já havia sido documentada por Ewing et al. (1977) e Hanson et al. (1992).

- Fig.V.12. Gráfico de ATD obtido por aquecimento de uma amostra de euxenita da Pedreira Remina. Aquecimento: 10°C/min.

A análise química quantitativa de uma amostra foi realizada pela Geosol, porém devido à má qualidade dos dados obtidos optou-se por não incluí-los no presente trabalho. Os elementos maiores presentes foram determinados qualitativamente através de análise por microsonda eletrônica (EDS) (Fig.V.13).

- Fig.V.13. Espectro de EDS obtido a partir de uma amostra de euxenita da Pedreira Remina.

A uraninita foi encontrada na forma de cristais de cor preta, brilho resinoso e hábito cúbico, algumas vezes deformados e estirados paralelamente aos veios de magnetita e ilmenita.

A substituição do mineral por uranofânio é muito freqüente, e foi observada em vários estágios de desenvolvimento: a partir das bordas do cristal, a substituição da uraninita de cor preta por uranofânio de cor creme propaga-se através de fraturas finas (Foto.V.14), passando por estágios intermediários em que a uraninita vai assumindo tons esverdeados e culminando com a substituição completa por material amarelo-creme pulverulento (Foto.V.15).

A análise da uraninita por difratometria de raios X forneceu o padrão representado no Anexo 2.

A monazita foi observada nas estruturas em forma de bolsões na Pedreira Cláudio Bailone, tendo sido encontrados apenas dois cristais tabulares de coloração vermelha escura, o maior deles com aproximadamente 2cm na maior dimensão. O padrão de difração de raios X do mineral encontra-se no Anexo 3.

Na Pedreira Remina observou-se que a presença de zircão também está condicionada à proximidade com os veios de magnetita e ilmenita, ocorrendo cristais cor de chocolate de dimensões não superiores a 0,4cm, sem brilho devido à alteração e geralmente com uma extremidade em contato com os veios e a outra extremidade livre apresentando faces piramidais.

A identidade do mineral foi confirmada através do seu padrão de difração de raios X, apesar dos picos pouco definidos que parecem indicar início do processo de metamictização (Anexo 4).

Campos pegmatíticos enriquecidos em Nb-Ta, U e terras raras predominam na Província Grenville e a distinguem das demais províncias do Escudo Canadense. Os pegmatitos dos campos de Sudbury-Britt, Mattawa, Parry Sound e Madawaska apresentam pequena diversidade mineralógica (feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, com mineralização muito subordinada em Nb-Ta, Ti, terras raras, Y e ocasionalmente U, Th, Zr e Be - Ellsworth 1932 *apud* Cerny 1990) que, associada ao caráter levemente peraluminoso (biotita, muscovita, granada e turmalina como acessórios) e à sua ocorrência em rochas de alto grau, levaram Cerny (1990) a classificá-los tentativamente como transicionais entre pegmatitos micáceos e pegmatitos portadores de elementos raros.

Os minerais acessórios que podem ser encontrados incluem samarskita-(Y), euxenita-(Y), monazita-(Ce), uraninita, allanita, itropirocloro-(Y), manganocolumbita, columbita, ferrocolumbita, ilmenita, pseudorutilo, rutilo, anatásio, cassiterita, fluorita, calcopirita e pirita (Ercit 1994).

As rochas pegmatíticas da Província Grenville são produtoras de urânio, cuja distribuição dentro do corpo é controlada pela distribuição de minerais máficos (principalmente magnetita) e pela presença de fraturas tardias. O minério constitui-se principalmente de uraninita e torita rica em U (Robertson 1978).

Nos campos de Mont Laurier, Bancroft-Renfrew e Baie-Johan-Beetz, as ocorrências são atribuídas ao tipo NYF da classe de pegmatitos portadores de elementos raros (ver item IV.C.2).

V.D.3. Granada, berilo e turmalina

Na Pedreira Remina constatou-se a presença de granada em pequena quantidade, na forma de cristais de coloração vermelha e brilho vítreo, geralmente euedrais porém bastante fraturados. O mineral foi observado tanto em associação com veios de magnetita e ilmenita quanto na forma de veios monominerálicos cortando também feldspatos da zona intermediária.

Cristais de berilo foram coletados numa pilha na Pedreira Cláudio Bailone e sua procedência é incerta, porém podem ser provenientes de bolsões devido ao fato de estarem associados a muscovita, turmalina e quartzo. Trata-se de fragmentos de cristais prismáticos com faces bem desenvolvidas, fraturados, de colorações esverdeadas a azuladas e aspecto leitoso. Os cristais originais eram provavelmente de grandes dimensões, pois observaram-se fragmentos cuja largura do prisma era superior a 10cm.

A importância do berilo na caracterização geoquímica de pegmatitos tem sido reconhecida por vários autores, dentre eles Cerny (1975) e Correia Neves et al. (1984).

A variação no teor em elementos alcalinos no mineral é muito sensível à geoquímica do pegmatito de origem, podendo portanto ser utilizada como indicador geoquímico (Cerny 1975).

A morfologia do mineral também é sensível ao grau de diferenciação do corpo pegmatítico, observando-se berilos azuis de hábito prismático em pegmatitos não diferenciados ou na zona mais externa de pegmatitos evoluídos, enquanto berilos rosados de hábito tabular ocorrem nas zonas mais internas dos corpos mais diferenciados e zonados (Correia Neves et al. 1984, Mendes & Svisero 1993). O hábito prismático e a coloração verde ou azul dos berilos da Pedreira Cláudio Bailone refletem portanto a pouca diferenciação desta ocorrência.

Dentre os minerais acessórios, a turmalina de cor preta constitui o único mineral a apresentar-se nos três pegmatitos (Tab.V.1), porém seu modo de ocorrência é variável de corpo para corpo.

No pegmatito da Pedreira Artur Sanches, o mineral

restringe-se à zona de parede, onde constitui agregados de distribuição irregular.

Na Pedreira Cláudio Bailone a turmalina pode estar presente na zona intermediária fazendo parte de níveis de muscovita e turmalina dispostos ao redor de cristais gigantes de microclínio ou como cristais decamétricos orientados perpendicularmente ao núcleo de quartzo. Ainda neste corpo, observa-se também o mineral nas estruturas em forma de bolsões.

Na Pedreira Remina a turmalina foi observada apenas como prismas milimétricos constituindo veios que cortam as zonas de parede e intermediária.

V.E. Mineralogia Secundária

A ocorrência mais notável de minerais de origem secundária dá-se na Pedreira Remina, onde crostas de coloração amarelo-esverdeada são muito comuns, principalmente nas proximidades dos veios de ilmenita e magnetita que cortam a zona intermediária. Essas crostas apresentam superfícies brilhantes, são constituídas por cristais aciculares visíveis apenas na lupa, muitas vezes em arranjos fibro-radiados, e desenvolvem-se principalmente sobre o quartzo e a ilmenita e magnetita dos veios, e menos sobre feldspato. Fluorescência verde a luz ultra-violeta é apenas localizada.

A obtenção do padrão de difração de raios X (Anexo 5) possibilitou a identificação do mineral constituinte destas crostas como uranofânio β .

Outro polimorfo, uranofânio α (Anexo 6), ocorre na forma de material muito fino de cor creme e aspecto pulverulento, preenchendo cavidades cúbicas antes ocupadas pela uraninita. Fenômenos de fluorescência foram observados apenas em algumas cavidades muito pequenas (aproximadamente 1mm), que apresentam-se verdes a luz ultra-violeta.

Crostas de coloração amarelo-esverdeada a alaranjada também foram observadas nas demais ocorrências, porém em quantidades bem menores, e não foram estudadas sistematicamente.

Na Pedreira Cláudio Bailone também são encontradas cavidades cúbicas preenchidas por uranofânio, porém o material original não foi observado.

Minerais uraníferos secundários geralmente não constituem por si só acumulações de interesse econômico, porém são importantes como guias na prospecção de mineralizações primárias de urânio. Steacy & Kaiman (1978) citam como exemplo a descoberta de uma importante ocorrência (Mina de Eldorado - Great Bear Lake) que foi possível graças à presença de rochas tingidas em cores variadas por óxidos de Fe e U.

V.F. Relações Entre Pegmatitos e Rochas Encaixantes

Neste item analisa-se basicamente o tipo de contato entre os pegmatitos da região de Socorro e suas rochas encaixantes, se concordante ou discordante, abrupto ou transicional, dispensando-se grande atenção a tal aspecto devido à importância das informações que podem ser obtidas a partir das relações geométricas ou estruturais entre pegmatitos e encaixante.

O comportamento reológico de ambos no momento da intrusão pode então ser estimado (se dúctil ou rúptil), conseqüentemente permitindo considerações sobre profundidade de colocação e enquadramento em uma determinada classe de pegmatitos.

Os efeitos da intrusão sobre a rocha encaixante, envolvendo recristalização textural, mineralógica e metassomatismo, são conseqüência direta da diferença de temperatura entre o material pegmatítico e encaixante e da quantidade e natureza dos fluidos liberados pela intrusão (presença de elementos raros ou não), que por sua vez está condicionada ao tipo de pegmatito.

Brisbin (1986) afirma que o posicionamento, forma e orientação dos corpos pegmatíticos resulta da interação entre a pressão dos fluidos pegmatíticos, campo de esforços atuantes no momento da intrusão e propriedades da rocha encaixante.

Quando a pressão dos fluidos excede a pressão na encaixante a intrusão ocorre e segue a direção de menor resistência, que é determinada pela combinação entre pressão litostática, pressão dirigida e anisotropias da encaixante (fraturas pré-existentes, xistosidade, bandamento, etc.). O formato da intrusão, por sua vez, está relacionado à profundidade: pequenas profundidades determinam o comportamento rúptil da rocha encaixante e a predominância de corpos tabulares, enquanto maiores profundidades significam comportamento dúctil, resultando em pegmatitos lenticulares ou irregulares.

As informações relativas à orientação dos corpos pegmatíticos de Socorro são escassas pois não houve um trabalho sistemático de coleta de dados com esta finalidade. Portanto, apesar de não ter sido encontrada uma direção preferencial para os pegmatitos (vide item V.B), admite-se que estes alinhem-se preferencialmente segundo NE, seguindo as observações de Grossi Sad et al. (1982).

As oito ocorrências pegmatíticas investigadas apresentaram formato tabular e atitude vertical, discordante portanto do bandamento horizontal das rochas encaixantes; veios concordantes também foram observados, porém com espessuras e volumes muito menores.

Conclui-se portanto que esses corpos pegmatíticos foram formados a pequena profundidade, onde ainda persistia o comportamento rúptil da rocha encaixante, o que resultou no formato tabular observado. A orientação segundo NE relatada por Grossi Sad et al. (1982) resultou provavelmente do preenchimento de fraturas pré-existentes orientadas nesta direção (feição interessante foi observada na Pedreira Artur Sanches, onde o contato acha-se marcado por um nível centimétrico de ultramilonito, com a foliação inicialmente horizontal da encaixante flexurada e finalmente paralelizada ao contato. No entanto, a flexura mostra-se orientada para baixo, numa atitude inversa ao que seria de se esperar se sua origem fosse a ascensão do material pegmatítico, o que sugere formação dessa fratura antes da intrusão).

Outra informação importante que pode ser obtida a partir

da observação das relações entre pegmatito e rocha encaixante refere-se às alterações causadas pelo primeiro nesta última. Segundo Barton et al. (1991), auréolas metassomáticas proeminentes podem ser formadas ao redor de corpos portadores de elementos raros com a adição de componentes exóticos, tais como Li, F, B, Rb e Cs.

Como exemplo pode-se citar a alteração metassomática das rochas anfibolíticas ao redor do Pegmatito Tanco, no Canadá, descrita por Morgan & London (1987). Ao redor dessa ocorrência, um corpo altamente fracionado produtor de Ta e com grandes reservas de Rb, Cs, Ga, Be e Li, os autores caracterizaram três eventos de alteração metassomática do anfibolito com relação às reações envolvidas, aos elementos adicionados e à temperatura de formação, todas em condições de fácies xisto verde:

- . metassomatismo com aporte de B ($\pm$ Li): caracteriza-se pelo surgimento de turmalina, com ou sem holmquistita, a temperaturas não superiores a 550°C;

- . metassomatismo com adição de K-Rb-Cs-F ($\pm$ Li): a reação típica desta fase envolve a transformação de hornblenda + plagioclásio em biotita $\pm$ apatita $\pm$ holmquistita a temperaturas próximas a 450°C;

- . alteração propilítica com aporte concomitante de Li e CO₂ : representa a fase mais proeminente, com substituição de hornblenda por epidoto + clorita + calcita $\pm$ titanita $\pm$ holmquistita $\pm$ óxidos; substituição de plagioclásio por zoisita + argilomineral $\pm$ calcita; e substituição de biotita por clorita $\pm$ holmquistita, todas estas reações por volta de 400 a 420°C.

Macroscopicamente, a intrusão dos pegmatitos de Socorro causou pouca ou nenhuma modificação na encaixante, a exemplo do contato abrupto observado na Pedreira Remina (Foto.V.3). Uma análise mais cuidadosa em seção delgada revelou, no entanto, os efeitos da intrusão numa faixa estreita ao redor desse corpo.

Num perfil realizado transversalmente ao contato,

verificou-se que a distâncias iguais ou superiores a 0,8m ainda encontra-se preservada a mineralogia da rocha encaixante, uma rocha de composição máfica metamorfizada em fácies granulito, com bandamento composicional e leve textura milonítica. O bandamento decorre da pequena segregação entre níveis máficos, constituídos de ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, biotita e opacos, e níveis félsicos de plagioclásio, quartzo e microclínio (Foto.V.16).

Os grãos de ortopiroxênio são alongados e têm suas bordas fraturadas, assim como a hornblenda, que apresenta pelocroísmo forte (verde oliva $\Rightarrow$ castanho-esverdeado $\Rightarrow$ amarelo). A biotita também exibe pleocroísmo intenso, de amarelo para castanho-avermelhado. Como acessórios observam-se opacos, apatita e zircão.

Condições de metamorfismo em fácies granulito são caracterizadas pela presença de orto e clinopiroxênio (Yardley 1989), talvez em uma subfácies de temperatura ligeiramente mais baixa sugerida pela presença de minerais hidratados como hornblenda e biotita (Miyashiro 1973).

Em uma amostra coletada a aproximadamente 0,4m do contato os efeitos da intrusão já se fazem presentes através de modificações mineralógicas que incluem desaparecimento de ortopiroxênio, mudança na coloração da hornblenda, de verde para verde-azulada, na coloração da biotita, de castanho-avermelhada para verde, desenvolvimento de grãos eudrais de epidoto (Foto.V.17) e o crescimento de titanita ao redor de minerais opacos (Foto.V.18).

No entanto, ao contrário do observado em Tanco, as alterações mineralógicas ao redor do Pegmatito Remina são devidas a reações metamórficas causadas pela intrusão do material pegmatítico em condições de pressão e temperatura mais amenas que as da rocha inicial, sem a adição de elementos exóticos (metassomatismo). Faz-se necessária apenas a presença de H_2O (provavelmente suprida pela fusão pegmatítica) para permitir as reações de hidratação observadas (Winkler 1977). Pode-se portanto admitir que a intrusão deste corpo ocorreu em condições de pressão e temperatura correspondentes a fácies epidoto

anfíbolito, cuja associação mineral característica inclui plagioclásio sódico, hornblenda azul-esverdeada e epidoto (Miyashiro 1973).

As transformações que ocorrem em uma rocha básica por efeito de retrometamorfismo (Miyashiro 1973, Yardley 1989) incluem formação de hornblenda a partir de orto e clinopiroxênio; mudança na coloração da hornblenda segundo o eixo Z, passando de castanha para verde e finalmente verde-azulada a temperaturas decrescentes por efeito de perda de Ti; mudança na coloração da biotita, de castanho-avermelhada para verde; e formação de epidoto a partir do componente An dos plagioclásios.

O limite inferior da fácies epidoto anfíbolito é marcado pelo surgimento de actinolita em lugar de hornblenda em fácies xisto verde (Miyashiro 1973), que ocorre possivelmente a temperaturas em torno de 500°C, com pouca variação segunda a pressão (Yardley 1989). Este valor representa portanto uma temperatura mínima para a intrusão do Pegmatito Remina. Quanto à profundidade, a ausência de granada, um mineral indicativo de pressão média a alta (Yardley 1989), pode significar baixa pressão, comum em auréolas termais.

V.G. Idade dos Pegmatitos

As considerações sobre a idade dos pegmatitos baseiam-se nos valores obtidos a partir de duas datações K/Ar e nas relações de campo observadas entre essas ocorrências e estruturas desenvolvidas durante a evolução geológica da região. Informações disponíveis na vasta literatura sobre a área permitem ainda comentários quanto à correlação dessas idades K/Ar com valores obtidos em datações de eventos metamórficos e corpos granitóides aflorantes.

Foram utilizadas duas amostras de micas, sendo uma de muscovita da Pedreira Cláudio Bailone e uma de biotita da Pedreira Remina.

Placas de muscovita de dimensões centimétricas (3 a 4cm na maior dimensão) foram coletadas em um bolsão, não apresentando

fraturamento ou outro sinal de deformação. A idade obtida para esta amostra foi $579 \pm 19 \text{ Ma}$, com $\%K = 8,44$ e $\text{Ar}^{40}_{\text{rad}} = 223,60 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$.

A amostra de biotita foi composta por cristais de 2 a 3 cm separados manualmente de um fragmento de rocha proveniente da zona de parede do corpo pegmatítico. Além de fraturamento, observável macroscopicamente, outros sinais de deformação foram constatados em lâmina petrográfica, tais como cristais de microclínio arredondados e com bordas fraturadas, níveis de quartzo recristalizado e *kink bands* em cristais de biotita (Foto.V.6). A datação K/Ar forneceu um valor de $573 \pm 13 \text{ Ma}$, com $\%K = 7,47$ e $\text{Ar}^{40}_{\text{rad}} = 195,41 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$.

Segundo Cordani (1980), as idades obtidas pelo método K/Ar são sempre consideradas "idades mínimas" por representarem o tempo decorrido desde que o mineral atingiu temperaturas inferiores à temperatura crítica, ou seja, aquela abaixo da qual a retenção de Ar na estrutura cristalina é completa (250 a 300°C para micas). No entanto, os dois valores obtidos são considerados como próximos à idade de formação dos pegmatitos, pois trata-se de corpos rochosos de pequenas dimensões que devem ter finalizado o processo de consolidação num intervalo de tempo relativamente curto em comparação, por exemplo, com corpos de dimensões batolíticas. Além disso, a amostra de biotita, apesar da deformação reconhecida, forneceu idade praticamente idêntica à da muscovita, esta sim indeformada. Estudos microtermométricos (item V.H) revelaram que após a recristalização observada na fotomicrografia V.7 houve ainda uma fase de fraturamento na presença de fluidos a temperaturas de 150-160°C (temperaturas mínimas de formação das inclusões fluidas), abaixo portanto da temperatura crítica para a retenção do Ar nas micas.

Relações de campo mostram que as ocorrências pegmatíticas ocupam fraturas verticais que, segundo Grossi Sad et al. (1982), seriam as estruturas mais recentes da região. As faixas de cisalhamento rúptil reconhecidas por Artur (1988) podem portanto ter sido as responsáveis tanto pela criação dos espaços aproveitados pelos pegmatitos como pela deformação neles reconhecida, uma vez que sua atuação estendeu-se supostamente até

500Ma.

Com relação aos eventos ígneos e tectono-metamórficos que afetaram a região, a intrusão dos pegmatitos de Socorro deu-se em período imediatamente posterior à formação dos granitóides de Morungaba, cuja idade média é estimada por Vlach (1985, 1993) em 600Ma; entre a formação do Complexo Granítico Socorro e dos pegmatitos observa-se um intervalo bem maior, pois os primeiros apresentam idades em torno de 650Ma (Campos Neto 1991).

As ocorrências de Socorro podem ser ainda contemporâneas a fases de migmatização do Ciclo Brasileiro, datadas entre 500 e 880Ma por Artur 1988.

V.H. Estudo de Inclusões Fluidas

O estudo de inclusões fluidas em minerais provenientes de corpos pegmatíticos representa uma oportunidade, muitas vezes única, de se obterem informações quanto às condições de pressão e temperatura reinantes durante a formação destas rochas, permitindo portanto a elucidação de questões ligadas à sua gênese, além de possibilitar o acompanhamento da evolução dos fluidos presentes no decorrer da consolidação de um determinado corpo, podendo esclarecer aspectos da seqüência de cristalização de suas unidades constituintes.

Esta técnica tem permitido estimar intervalos de temperatura de formação de pegmatitos simples entre 1000-800 e 500-350°C (Roedder 1992) e de pegmatitos portadores de elementos raros entre 750 e 450-400°C, com um intervalo de pressão para estes últimos de 4 a 1,5kbar (Cerny 1991a). Em ambos os casos, as temperaturas mais elevadas são obtidas em *melt inclusions*, representativas de um estágio magmático inicial, enquanto os valores mais baixos são fornecidos por inclusões aquosas ($\pm\text{CO}_2$) de baixa salinidade, cuja presença sugere a atuação de uma fase hidrotermal final.

Segundo Roedder (1984, 1992), a passagem entre estes dois estágios ocorreria de forma abrupta pela separação por imiscibilidade de um fluido altamente salino, cuja existência

seria atestada pela presença de inclusões altamente salinas (acima de 50% do eq. em peso de NaCl) com valores elevados de T_{ht} (acima de 500°C), como as observadas por Kosukhin (1978) em pegmatitos portadores de elementos raros.

Uma mudança gradual na composição dos fluidos presentes foi defendida por London (1986) a partir de seus estudos microtermométricos no Pegmatito Tanco (Canadá). O autor estudou o comportamento de inclusões preenchidas por uma solução aquosa de baixa salinidade e grande quantidade de sólidos de saturação, representados por cristais de albita, cookeíta, solução sólida pollucita - analcima, quartzo e uma espécie nova denominada diomignita ($Li_2B_4O_7$). O aquecimento a 470°C em cápsulas de Pt revelou que a esta temperatura a maioria dos cristais já havia se dissolvido; posterior resfriamento rápido deste material forneceu uma fase vítrea, líquido e vapor.

Para o autor, este tipo de inclusões seria a evidência do aprisionamento de um fluido silicatado denso, hidratado e rico em B e álcalis, composicionalmente intermediário entre uma fusão de composição granítica e um fluido hidrotermal aquoso, documentando desta maneira a transição entre condições magmáticas e hidrotermais.

No presente trabalho, o estudo das inclusões fluidas tinha como objetivo inicial a delimitação de intervalos de pressão e temperatura atuantes na formação dos corpos pegmatíticos de Socorro, de modo a permitir a sua classificação de acordo com os tipos de pegmatitos propostos por Ginsburg et al. (1979 *apud* Cerny 1982a). A evolução interna dos corpos pegmatíticos e a sua influência sobre as rochas encaixantes também seriam abordadas através da análise de amostras provenientes de diferentes unidades internas e de pontos localizados na encaixante a distâncias crescentes a partir do contato.

Dentre as ocorrências da região de Socorro, optou-se por concentrar os trabalhos no pegmatito da Pedreira Remina devido à boa exposição do corpo e da rocha encaixante, esta última explorada por meio de galerias transversais que facilitaram a coleta de amostras em quatro pontos localizados a 0; 0,4; 0,8 e

1,2m a partir do contato. No pegmatito foram coletadas uma amostra na zona de parede e duas no núcleo, sendo uma de quartzo leitoso e outra de quartzo rosa.

Precedendo os trabalhos de petrografia e mapeamento das inclusões, amostras de quartzo do núcleo na forma de grãos foram observadas ao microscópio, revelando-se propícias ao estudo microtermométrico por apresentarem inclusões em tamanho e quantidade satisfatórios.

Confeccionadas as lâminas petrográficas e as seções bipolidas das sete amostras selecionadas, iniciou-se a análise microscópica que, por sua vez, acusou a existência de dificuldades não detectadas pelo estudo prévio de grãos. Nas amostras provenientes do pegmatito constatou-se, além da intensa deformação dos minerais, que a grande maioria das inclusões dispunha-se em trilhas, sendo portanto de origem secundária. Na rocha encaixante, o tamanho diminuto das inclusões inviabilizou os trabalhos com o equipamento disponível.

Uma das premissas para a aplicação do método microtermométrico é a não modificação da densidade e composição dos fluidos após o seu aprisionamento, havendo um consenso quanto à inadequação de material deformado devido à possibilidade de escape desses fluidos.

O estudo de amostras de veios de quartzo de regiões tectonicamente perturbadas permitiu a Kerrich (1976) concluir que a T_{ht} varia com o grau de deformação da amostra, ou seja, domínios não deformados apresentariam inclusões primárias em grande quantidade, as quais forneceria T_{ht} consistentes, enquanto o desenvolvimento de feições típicas da atuação de esforços (extinção ondulante, recristalização) seria acompanhado pela diminuição no número de inclusões e aumento nos valores de T_{ht} , os quais apresentariam ainda grande dispersão.

Segundo Wilkins & Barkas (1978), o processo de recristalização do quartzo hospedeiro teria como efeito a eliminação das inclusões do centro dos subgrãos formados. Os fluidos aí presentes seriam então concentrados nas bordas destes subgrãos, constituindo novas inclusões interdigitadas de morfologia irregular.

No entanto, os experimentos de Bakker (1992) com amostras de quartzo contendo inclusões sintéticas de $H_2O + CO_2$ indicam que a atuação de esforços pode modificar a composição dos fluidos sem alterar a morfologia das inclusões, causando o escape preferencial de H_2O através de descontinuidades na estrutura cristalina do mineral hospedeiro, de modo a enriquecer o fluido resultante em CO_2 .

Estendendo-se estas observações a inclusões naturais, isto é, com sais dissolvidos além de $H_2O + CO_2$, conclui-se que a deformação do mineral hospedeiro pode levar à modificação das características originais das inclusões presentes, resultando em salinidades e densidades variáveis, o que explica a dispersão nos valores de T_{ht} relatada por Kerrich (1976).

Tendo sido identificada a atuação de processos de deformação sobre o corpo pegmatítico selecionado para os estudos microtermométricos, procurou-se determinar os efeitos desta deformação sobre as inclusões fluidas presentes, na tentativa de encontrar inclusões primárias pouco modificadas em suas características originais.

Com esta finalidade, foi selecionada a amostra de quartzo leitoso do núcleo do pegmatito, que submetida a exame petrográfico e mapeamento permitiu o reconhecimento de domínios caracterizados por deformação em intensidade variável e grupos de inclusões distintos (Foto.V.7 e Fig.V.14): as porções onde a recristalização foi mais intensa, com desenvolvimento de inúmeros subgrãos, foram denominadas de "quartzo I", enquanto faixas com leve extinção ondulante receberam a denominação de "quartzo II".

Nas áreas de recristalização mais intensa (quartzo I), as inclusões fluidas são em quantidade muito pequena, ocorrendo no centro de subgrãos e apresentando morfologia bastante irregular. Quando aquecidas fornecem valores de T_{ht} muito dispersos e apresentam em alguns casos evidências de *necking down*, ou seja, divisão da inclusão original em outras menores por recristalização do hospedeiro. Este processo, se atuante após o surgimento de cristais de saturação, por exemplo, pode resultar em proporções entre as fases presentes diferentes das do fluido inicial. Neste domínio observam-se ainda, nas bordas dos

subgrãos, minúsculas inclusões interdigitadas de morfologia bastante irregular, muitas vezes monofásicas. As feições deste domínio são portanto muito semelhantes às descritas por Wilkins & Barkas (1978) e que decorrem da destruição das inclusões por recristalização do mineral.

Nas porções de quartzo II as inclusões são em maior número e possuem características de origem primária, ou seja, não apresentam nenhuma ligação com planos de fratura, podendo ocorrer isoladas ou constituir grupos de não mais que cinco indivíduos (Foto.V.19a). À temperatura ambiente podem ser compostas por uma fase aquosa + vapor ou fase aquosa + $\text{CO}_2\text{liq.}$ + $\text{CO}_2\text{gas.}$, motivo pelo qual foram divididas em inclusões bifásicas e trifásicas isoladas.

- Fig.V.14. Representação esquemática de amostra de quartzo com deformação de intensidade variável: áreas de intensa recristalização - quartzo I - e áreas com leve extinção ondulante - quartzo II. Aham-se representados ainda grupos de inclusões isoladas de aspecto primário em quartzo II e trilhas de inclusões secundárias.

Submetidas a resfriamento, ambas apresentaram valores de T_{eut} muito dispersos (Tab.V.7), o que sugere a presença de

fluidos com composições variáveis em termos de íons presentes (Tab.II.1). O resfriamento provocou a formação de um cristal de saturação birrefringente e de hábito prismático, cuja dissolução ocorreu dentro de um intervalo de temperatura bastante amplo. No entanto, devido à inclinação da curva no diagrama de fases NaCl + H₂O (Fig.II.1), a salinidade encontrada para os valores extremos da T_{dissol} aproxima-se de 25%.

A homogeneização do CO₂ nas inclusões trifásicas deu-se tanto para o líquido como para o crítico, neste último caso a temperaturas próximas a 28°C, sugerindo a presença de outros componentes no sistema além do CO₂ que, quando puro, apresenta o ponto crítico a 31,1°C. A Espectroscopia Raman confirmou a presença de N₂. A T_fCO₂, que também poderia dar indicações da pureza do CO₂, não pôde ser observada devido à pequena quantidade da substância.

Por fim, as medições de T_{ht} forneceram valores muito dispersos, reproduzindo as obsevações de Kerrich (1976).

tipo de inclusão	T _{eut}	T _{fg}	T _{clat}	T _{dissol}	T _h CO ₂	T _{ht}
bifásicas isoladas em quartzo II	-48 a -26	-7,0 a -4,0	-	14 a 30	-	80 a 230
trifásicas isoladas em quartzo II	-42 a -28	-	4,0 a 5,8	22 a 30	26 a 29	130 a 220
bifásicas em trilhas	-34 a -32	-5,5 a -5,0	-	10 a 26	-	150 a 160
trifásicas em trilhas	-36 a -32	-	6,0 a 6,5	18 a 20	27,5 a 28	150 a 160

Tab.V.7. Resultados microtermométricos de inclusões fluidas do pegmatito da Pedreira Remina (em °C). Os valores para as inclusões em trilhas representam o intervalo de maior concentração dos dados; para as inclusões isoladas são apresentados os valores mínimo e máximo observados, sem intervalo de concentração (para a T_{dissol} das inclusões bifásicas em trilhas também estão representados os valores mínimo e máximo).

Algumas considerações podem ser feitas portanto com relação às inclusões presentes no quartzo II. Apesar da pequena intensidade da deformação neste domínio, os dados microtermométricos acima permitem supor a atuação do processo

descrito por Bakker (1992), ou seja, escape preferencial de água e conseqüente modificação das características originais dos fluidos, explicando a grande faixa para os valores de T_{dissol} e T_{ht} . No entanto, valores diferentes de T_{eut} geralmente representam presença de espécies iônicas diversas, numa situação não investigada por Bakker, pois o autor utilizou-se de inclusões contendo apenas $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Algumas explicações possíveis seriam escape preferencial de alguns íons juntamente com a água ou presença de soluções aquosas com composições diferentes (pouco provável, pois as variações às vezes ocorrem entre inclusões dispostas lado a lado).

Cortando indistintamente tanto quartzo I como quartzo II (Fig.V.14), portanto formadas após o processo de recristalização, ocorrem ainda trilhas de inclusões bifásicas aquosas e trilhas de inclusões trifásicas aquo-carbônicas.

A comparação dos valores de T_{eut} (Tab.V.7), semelhantes nas inclusões bifásicas e trifásicas em trilhas, com dados de sistemas já conhecidos fornecidos na literatura (Tab.II.1) permite supor a presença de soluções contendo $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{FeCl}_2$ ou $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{MgCl}_2$, cujas T_{eut} são respectivamente $-37,0$ e $-35,0^\circ\text{C}$, sendo o primeiro sistema o mais compatível com as presenças de biotita, magnetita e ilmenita no pegmatito.

O processo de resfriamento também provocou nessas inclusões em trilhas a formação de um sólido de saturação birrefringente de hábito prismático, cujas T_{dissol} (Tab.V.7) forneceram salinidade em torno de 25% de NaCl por comparação com o diagrama da figura II.1.

A presença de CO_2 nas inclusões trifásicas, confirmada através da Espectroscopia Raman, dá-se em pequena quantidade a julgar pelas relações volumétricas V_{CO_2}/V_t sempre inferiores a 10%. Além de CO_2 , a Espectroscopia Raman possibilitou também a detecção de N_2 . Novamente a T_{fCO_2} não pôde ser medida.

No entanto, os valores encontrados para T_{ht} dessas inclusões ($150-160^\circ\text{C}$) são muito baixos para o ambiente de uma intrusão pegmatítica, e representam provavelmente fenômenos hidrotermais tardios. Apenas para ilustrar a utilização do programa de computação FLINCOR (Brown 1989), foram obtidas a

composição dos fluidos e as isócoras para essas inclusões secundárias (Anexo 7). As inclusões bifásicas são constituídas por solução aquosa de densidade variando entre 1,190 e 1,194g/cm³, enquanto as trifásicas forneceram densidade de 1,135g/cm³.

Inclusões sólidas também foram observadas e puderam ser divididas em três tipos, descritos abaixo:

. tipo r: o mais abundante, corresponde a inclusões de um mineral de hábito acicular, provavelmente rutilo, dispostas caoticamente por toda a amostra (Foto.V.19b);

. tipo m: prováveis *melt inclusions* de aspecto globular preenchidas por material birrefringente homogêneo, tendo sido constatada a presença de bolha em apenas duas ocasiões (Foto.V.19b). Aquecidas estas duas inclusões, observou-se que as bolhas diminuíram gradativamente de tamanho sem mudar de posição e desapareceram completamente a 256,2 e 365,4°C. Durante todo este processo o aspecto do material birrefringente não sofreu alterações. Outras inclusões do mesmo tipo mas sem bolha foram aquecidas até temperaturas mais elevadas, porém a fusão desses sólidos, que forneceria a temperatura mínima de aprisionamento das inclusões, não pôde ser completamente estabelecida pois, devido à limitação imposta pelo equipamento utilizado, foi possível o aquecimento apenas até 575°C. No entanto, a esta temperatura observaram-se modificações (aumento da rugosidade nas paredes das inclusões) que já indicam a ocorrência do processo de fusão, o qual completar-se-ia provavelmente a temperaturas não muito superiores a 600°C.

. tipo s: também de aspecto globular, estas inclusões são preenchidas por um agregado de material birrefringente (Foto.V.19c), e guardam semelhanças com inclusões hipersalinas, onde o volume de sólidos de saturação excede em muito a fase aquosa.

Como conclusões dos estudos microtermométricos podemos dizer que a plena caracterização da evolução interna do Pegmatito

Remina não pôde ser levada a efeito devido à atuação de eventos deformacionais que, alterando as características das inclusões primárias (isoladas em quartzo II), inviabilizaram o tratamento matemático dos dados para a obtenção de intervalos de pressão e temperatura reinantes durante a consolidação do corpo.

No entanto, os tipos de inclusões encontradas podem ser relacionados a estágios dessa evolução interna. As inclusões sólidas do tipo m documentariam o estágio magmático, caracterizado pela presença de uma fusão silicática, enquanto as do tipo s e as aquosas e aquo-carbônicas isoladas representariam, respectivamente, uma solução altamente salina e um fluido aquoso com ou sem CO₂.

Considerando-se que estes três tipos correspondem a inclusões primárias, a sua ocorrência na mesma amostra parece indicar que, conforme o exposto por Roedder (1992), a evolução do fluido pegmatítico, desde a fusão silicática até as fases hidrotermais, ocorre bruscamente através de processos de exsolução. No entanto, o número de inclusões sólidas dos tipos m e s observadas foi muito pequeno para permitir uma afirmação mais segura.

Outro aspecto que deve ser analisado com cautela é a presença das inclusões primárias aquosas e aquo-carbônicas. Sua ocorrência é tida como evidência de um estágio predominantemente hidrotermal, ou seja, com uma fusão silicática e uma fase aquosa individualizada, conforme modelo de evolução proposto por Jahns & Burnham (1969). No entanto, no corpo pegmatítico investigado faltam evidências da existência de grandes volumes desta fase fluida, como cavidades miarolíticas, unidades internas de substituição ou metassomatismo da rocha encaixante.

Portanto, é possível que no Pegmatito Remina a individualização da fase aquosa tenha ocorrido apenas localmente, por exemplo na forma de gotículas que não chegaram a coalescer para constituir uma fase consideravelmente volumosa, talvez como decorrência do caráter pouco hidratado da fusão pegmatítica inicial.

VI. CONCLUSÕES

A feição mais característica das ocorrências pegmatíticas da região de Socorro estudadas neste trabalho é a sua mineralogia bastante simples, composta principalmente de microclínio, plagioclásio e quartzo. Alguns dos minerais acessórios presentes - biotita, óxidos de Fe, Ti, U, Nb e minerais de terras raras - já revelam a pouca evolução destes corpos, fato que é ainda reforçado pela quase ausência de minerais portadores de elementos raros - apenas berilo e turmalina em pequena quantidade, sem espodumênio, polucita, lepidolita, dentre outros - e pela geoquímica de elementos traços em feldspatos potássicos e micas.

Os teores em elementos indicadores de grau de fracionamento nos minerais dos corpos pegmatíticos de Socorro sobrepõem-se aos valores encontrados em veios pegmatóides gerados por anatexia em terrenos migmatíticos e em corpos mais simples dentro de campos portadores de elementos raros.

Por estas características, poder-se-ia atribuir estas ocorrências à classe de pegmatitos de máxima profundidade, formados diretamente por anatexia e sem relação com corpos graníticos. No entanto, o mecanismo de intrusão - aproveitamento de falhas pré-existentes resultando em corpos tabulares discordantes com a encaixante - indica condições rúpteis possíveis apenas em profundidades não muito elevadas, enquanto as alterações causadas pela intrusão do Pegmatito Remina na sua encaixante revelam ainda grau de metamorfismo mais ameno (fácies anfibolito baixo) do que aquele estimado para a formação dos pegmatitos de máxima profundidade. Além disso, a presença de berilo em algumas das ocorrências evidencia um certo fracionamento, ainda que pequeno, não descrito em pegmatitos abissais.

Estas evidências ambíguas sugerem portanto a inclusão dos pegmatitos de Socorro na classe de pegmatitos micáceos ou de grande profundidade, onde a origem a partir de anatexia ou diferenciação é geralmente obscura.

É possível que esses corpos sejam o produto da

diferenciação de granitóides tipo Morungaba, que não resultaram em pegmatitos mineralizados em elementos raros pois o granito-fonte não teria os atributos de um granito fértil (cálcio-alcalino, marginalmente peraluminoso X peraluminoso).

As relações espaciais com o granito-fonte, seja ele o próprio Morungaba ou outro corpo não aflorante, podem ter sido mascaradas pelo aproveitamento de falhas pré-existentes.

Quanto às idades K/Ar obtidas, estas permitem a correlação tanto com os granitóides de Morungaba (600Ma) quanto com fases de migmatização (500 a 880Ma).

VII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J. H. 1966. Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **30**:159-189.
- ARTUR, A. C. 1988. *Evolução Policíclica da Infra-Estrutura da Porção Sul do Estado de Minas Gerais e Regiões Adjacentes do Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado. IGc-USP, 231 p. Inédito.
- ARTUR, A. C. & WERNICK, E. 1986. Interpretação geotectônica de alguns aspectos do Embasamento Cristalino do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Estado de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais... Goiânia, SBG*. v. 3, p.1285-1295.
- BAKKER, R. J. 1992. On modifications of fluid inclusions in quartz. *Geologica Ultraiectina*, **94**:1-188.
- BARTON, M.D.; STAUDE, J.-M.; SNOW, E.A.; JOHNSON, D.A. 1991. Aureole systematics. In: **KERRICK, D.M.** (ed.). *Contact metamorphism*. Reviews in Mineralogy, v. 26, p. 723-847.
- BRISBIN, W. C. 1986. Mechanics of pegmatite intrusion. *Amer. Mineral.*, **71**:644-651.
- BROWN, P. E. 1989. FLINCOR: a fluid inclusion data reduction and exploration program (abstract). **Second Biennial Pan-American Conf. on Research on Fluid Inclusions. Prog. with Abstract.** 14.
- BROWN, W. L.; PARSONS, I. 1989. Alkali feldspars: ordering rates, phase transformations and behaviour diagrams for igneous rocks. *Mineral. Mag.*, **53**:25-42.

- CAMERON, E. N.; JAHNS, R. H.; McNAIR, H.; PAGE, L. R. 1949. Internal structure of granitic pegmatites. *Econ. Geol., Monograph 2*.
- CAMPOS NETO, M. C. 1985. Evolução do Pré-Cambriano paulista e regiões adjacentes. In: SIMP. REG. GEOL., 5, São Paulo, 1985. Atas ... São Paulo, SBG-NSP, p.561-585.
- CAMPOS NETO, M. C. 1991. *A Porção Ocidental da Faixa Alto Rio Grande: Ensaio de Evolução Tectônica*. Tese de Doutorado. IGc-USP, 210p. Inédito.
- CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A. S. 1983. Evolução estrutural brasileira do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: SIMP. REG. GEOL., 4, São Paulo, 1983. Atas ... São Paulo, SBG-NSP, p.61-78.
- CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R.; VASCONCELOS, A.C.B. 1984a. A Nappe de Cavalcamento Socorro (SP-MG). In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984, Anais... Rio de Janeiro, SBG, p.1809-1822.
- CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R. 1984b. Os granitóides da região de Bragança Paulista. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984, Anais... Rio de Janeiro, SBG., p. 2854-2868.
- CAMPOS NETO, M. C.; PERROTA, M. M.; PELOGGIA, A. U. G. 1990. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG). In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. Anais ... Natal, SBG, v.6, p.2615-2630.
- CARVALHO, F. M. S. & ATENCIO, D. 1993. Informatização do Laboratório de Difractometria de Raios X do Instituto de Geociências da USP. *Boletim IG-USP*, Publicação Especial número 6. I Workshp de Informática do IG-USP, p.5-8.

- CERNY, P. 1975. Alkali variations in pegmatitic beryl and their petrogenetic implications. *N. Jb. Miner. Abh.*, **123**:198-212.
- CERNY, P. 1982a. Petrogenesis of granitic pegmatites. In: CERNY, P. (ed.). *Granitic Pegmatites in Science and Industry*. Mineralogical Association of Canada. p.405-461 (Short Course Handbook, 8).
- CERNY, P. 1982b. Anatomy and classification of granitic pegmatites. In: CERNY, P. (ed.) *Granitic Pegmatites in Science and Industry*. Mineralogical Association of Canada. p. 1-39 (Short Course Handbook, 8).
- CERNY, P. 1990. Distribution, affiliation and derivation of rare-element granitic pegmatites in the Canadian Shield. *Geol. Rund.*, **79**:183-226.
- CERNY, P. 1991a. Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geosc. Can.*, **18**:49-67.
- CERNY, P. 1991b. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? *Precamb. Res.*, **51**:429-468.
- CERNY, P.; SMITH, J. V.; MASON, R.A.; DELANEY, J.S. 1984. Geochemistry and petrology of feldspar crystallization in the Vezna Pegmatite, Czechoslovakia. *Can. Mineral.*, **22**:631-651.
- COLLINS, P. L. F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, **74**:1435-1444.
- CORDANI, U. G. 1980. Fundamentos de interpretação geocronológica. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Camboriú, 1980. *Boletim ... Camboriú, SBG*, v.6, p.4-22.

- CORREIA NEVES, J. M. 1981. *Pegmatitos Graníticos: Morfologia, Mineralogia, Geoquímica, Gênese e Metalogênese*. Trabalho apresentado para concurso a Professor Titular do IG-UFMG, 251p. Inédito.
- CORREIA NEVES, J. M.; MONTEIRO, R. L. B. P.; DUTRA, C. V. 1984. Composição química de berilos pegmatíticos do Brasil e seu significado petrológico e metalogenético. *Rev. Bras. Geoc.*, **14**:137-146.
- EBERT, H. 1955. Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. *Relatório Anual do Diretor, DGM-DNPM, Rio de Janeiro*, p.79-89.
- EBERT, H. 1968. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. bras. Ciênc.*, **40**:215-229 (Suplemento).
- ERCIT, T. S. 1994. The geochemistry and crystal chemistry of columbite-group minerals from the granitic pegmatites, southeastern Grenville Province, Canadian Shield. *Can. Mineral.*, **32**:421-438.
- ETCHEBEHERE, M. L. C.; MAEYAMA, O.; SILVA, R. B. 1985. Pegmatitos do Estado de São Paulo: características geológicas e aspectos econômicos. In: SIMP. REG. GEOL., 5, São Paulo, 1985. Atas... São Paulo, SBG, p.411-425.
- EWING, R. C. 1975. The crystal chemistry of complex niobium and tantalum oxides. IV. The metamict state: discussion. *Amer. Mineral.*, **60**:728-733.
- EWING, R. C.; EHLMANN, A. J. 1975. Annealing study of metamict, orthorhombic, rare earth, AB₂O₆-type, Nb-Ta-Ti oxides. *Can. Mineral.*, **13**:1-7.

- EWING, R. C.; SNETSINGER, K. G.; BUNCH, T. E. 1977. Euxenite from Ampangabé, Madagascar. *Can. Mineral.*, **15**:92-96.
- FOORD, E. E. 1982. Minerals of tin, titanium, niobium and tantalum in granitic pegmatites. In: CERNY, P. (ed.). *Granitic Pegmatites in Science and Industry*. Mineralogical Association of Canada. p.187-328 (Short Course Handbook, 8).
- FOWLER, A. D.; DOIG, R. 1983. The age and origin of Grenville Province uraniferous granites and pegmatites. *Can. Journ. Earth Sci.*, **20**:92-104.
- FUJIKAWA, K. 1985. Inclusões fluidas: métodos usuais de estudo e aplicações. *Contribuições à Geologia e à Petrologia*. Núcleo de Minas Gerais, SBGM, p.29-44.
- GOLDSMITH, J. R.; LAVES, F. 1954. The microcline-sanidine stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **5**: 1-19.
- GROSSI SAD, J.H.; BARBOSA, A. L. M.; PAIVA, J. A. M.; ROLIM, V. K.; PINTO, C.P. 1982. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Socorro, São Paulo, Brasil*. GEOSOL, 2v. Belo Horizonte.
- HAMA, M.; ALGARTE, J. P.; KAEFER, L. Q.; ARTUR, A. C. 1979. Idades Rb/Sr e K/Ar na região sul de Minas Gerais e leste de São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 2, São Paulo, 1979. Atas... São Paulo, SBG, v.1, p.71-86.
- HANSON, S. L.; SIMMONS, W. B.; WEBBER, K. L.; FALSTER, A. V. 1992. Rare-earth element mineralogy of granitic pegmatites in the Trout Creek Pass District, Chaffee County, Colorado. *Can. Mineral.*, **30**:673-686.
- HARALYI, N.H. 1964. Uma nova zona de feldspato-quartzo, em São Paulo. *Minas, Miner. Metal.*, **40** (238): 181-182.
- HASUI, Y.; OLIVEIRA, M. A. F. 1984. *Província Mantiqueira - Setor*

- Central. In: Almeida, F. F. M. e Hasui, Y. (coord.), O Pré-Cambriano do Brasil. Edgard Blucher, São Paulo.
- HAWTHORNE, F. C.; CERNY, P. 1982. The Mica Group. In: **CERNY, P.** (ed.). *Granitic Pegmatites in Science and Industry*. Mineralogical Association of Canada. p.63-98 (Short Course Handbook, 8).
- HEIER, K. S.; TAYLOR, S. R. 1959a. Distribution of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb and Tl in southern Norwegian pre-cambrian alkali feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **15**: 284-304.
- HEIER, K. S.; TAYLOR, S. R. 1959b. Distribution of Ca, Sr and Ba in southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **17**:286-304.
- JAHNS, R. H. 1953. The genesis of pegmatites. I. Ocurrence and origin of giant crystals. *Amer. Mineral.*, **38**:563-598.
- JAHNS, R. H. 1955. The study of pegmatites. *Econ. Geol.*, Fiftieth Anniversary Volume - Part II, p.1025-1130.
- JAHNS, R. H. 1982. Internal evolution of granitic pegmatites. In: **CERNY, P.** (ed.). *Granitic Pegmatites in Science and Industry*. Mineralogical Association of Canada, p.293-327 (Short Course Handbook, 8).
- JAHNS, R. H.; BURNHAM, C. W. 1969. Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Econ. Geol.*, **64**(8): 843-864.
- JANASI, V. A.; ULBRICH, H. H. G. J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precamb. Res.*, **51**:351-374.
- KERRICH, R. 1976. Some effects of tectonic recrystallization on

- fluid inclusions in vein quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **59**: 195-202.
- KNECHT, T.; BARRETO, C. M. 1948. Notas sobre algumas ocorrências de feldspato e quartzo no Município de Socorro. *I. G. G. (Revista)*, **6**(3): 251-252.
- KOSUKHIN, O. N. 1978. Low-temperature melt inclusions in the quartz of chambered pegmatites. *Sov. Geol. Geophys.*, **18**:56-61.
- LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journ. Volcan. Geoth. Res.*, **14**:169-186.
- LONDON, D. 1986. Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments. *Amer. Mineral.*, **71**:376-395.
- LONDON, D. 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Can. Mineral.*, **30**:499-540.
- LONDON, D.; HERVIG, R. L.; MORGAN, G. B. IV 1988. Melt-vapor solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: experimental results with Macusani glass at 200MPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**:360-373.
- LONDON, D.; MORGAN, G. B.; HERVIG, R. L. 1989. Vapor-undersaturated experiments with Macusani glass+H₂O at 200MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **102**:1-17.
- MARCIANO, V. R. P. R. O. 1985. *Contribuição ao Estudo da Mineralogia e Geoquímica de Pegmatitos da Região de Governador Valadares, MG*. Dissertação de Mestrado. IGc-USP,

198p. Inédito.

MARTIN, R. F. 1982. Quartz and the feldspars. In: **CERNY, P.** (ed.) *Granitic Pegmatites in Science and Industry*. Mineralogical Association of Canada. p.41-62. (Short Course Handbook, 8).

MENDES, J. C.; SVISERO, D. P. 1993. Aspectos mineralógicos e geoquímicos dos berilos do Pegmatito do Cruzeiro, São José da Safira, Estado de Minas Gerais. In: SIMP. CRATON SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, p.366-368.

MIYASHIRO, A. 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. London, George Allen & Unwin Ltd., 492p.

MORGAN, G. B.; LONDON, D. 1987. Alteration of amphibolitic wallrocks around the Tanco rare-element pegmatite, Bernic Lake, Manitoba. *Amer. Mineral.*, **72**: 1097-1121.

NICHOLLS, J.; CRAWFORD, M. L. 1985. Fortran programs for calculation of fluid properties from microthermometric data on fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **11**:614-645.

O'BRIENT, J. D. 1986. Preservation of primary magmatic features in subvolcanic pegmatites, aplites and granites from Rabb Park, New Mexico. *Amer. Mineral.*, **71**:608-624.

ORTEGA, M. M. A.; ALI, P. F. H.; RAMOS, J. D. M.; HUERTAS, M. G. 1993. The feldspars of the Sierra Albarrana granitic pegmatites, Cordoba, Spain. *Can. Mineral.* **31**:185-202.

PERROTTA, M. M. 1991. *A Faixa Alto Rio Grande na Região de São Gonçalo do Sapucaí, MG*. Dissertação de Mestrado. IGC-USP, 158p. Inédito.

PUFFER, J. H. 1975. Some North American iron-titanium oxide bearing pegmatites. *Amer. Journ. Sci.*, **275**:708-730.

- RIBBE, P. H. 1983. Aluminum-silicon order in feldspars; domain textures and diffraction patterns. In: **RIBBE, P. H.** (ed.), *Feldspar Mineralogy*. Reviews in Mineralogy, v.2, p.21-55.
- RILEY, G. H. 1970. Isotopic discrepancies in zoned pegmatite, Black Hills, South Dakota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**:713-725.
- ROBERTSON, J. A. 1978. Uranium deposits in Ontario. In: **KIMBERLEY, M. M.** (ed.). *Uranium deposits: their mineralogy and origin*. Mineralogical Association of Canada, p. 229-280 (Short Course Handbook, 3).
- ROEDDER, E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, v.12. 646p.
- ROEDDER, E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**:5-20.
- SHEARER, C. K.; PAPIKE, J. J.; LAUL, J. C. 1985. Chemistry of potassium feldspars from three zoned pegmatites, Black Hills, South Dakota: Implications concerning pegmatite evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**:663-673.
- SHEARER, C. K.; PAPIKE, J. J.; LAUL, J. C. 1987a. Mineralogical and chemical evolution of a rare-element granite-pegmatite system: Harney Peak Granite, Black Hills, South Dakota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**:473-486.
- SHEARER, C. K.; PAPIKE, J. J.; REDDEN, J. A.; SIMON, S. B.; WALKER, R. J.; LAUL, J. C. 1987b. Origin of pegmatitic granite segregations, Willow Creek, Black Hills, South Dakota. *Can. Mineral.*, **25**:159-171.
- SHEARER, C. K.; PAPIKE, J. J.; JOLLIFF, B. L. 1992. Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak granite-pegmatite system, Black Hills, South Dakota. *Can.*

Mineral., **30**:785-809.

- SHEPHERD, T. J.; RANKIN, A. H.; ALDERTON, D. H. M. 1985. *A Practical guide to Fluid Inclusions Studies*. Blackie, 239p.
- SMITH, J. V. 1974. *Feldspar minerals: Crystal structure and physical properties*. New York, Springer-Verlag, v.1, 627p.
- STEACY, H. R.; KAIMAN, S. 1978. Uranium minerals in Canada: their description, identification and field guides. In: **KIMBERLEY, M. M.** (ed.). *Uranium deposits: their mineralogy and origin*. Mineralogical Association of Canada, p. 107-140 (Short Course Handbook, 3).
- STEWART, D. B.; RIBBE, P. H. 1983. Optical properties of feldspars. In: **RIBBE, P. H.** (ed.), *Feldspar Mineralogy*. Reviews in Mineralogy, v.2, p.121-139.
- STEWART, D. B.; WRIGHT, T. L. 1974. Al/Si order and simmetry of natural alkali feldspars, and the relationship of strained cell parameters to bulk composition. *Soc. Franc. Mineral. Crist. Bull.*, **97**:356-377.
- VARLAMOFF, N. 1972. Central and west african rare-metal granitic pegmatites, related aplites, quartz veins and mineral deposits. *Mineral. Deposita*, **7**:202-216.
- VASCONCELLOS, A. C. B. C. 1988. *O Grupo Andrelândia na Região a Norte de Ouro Fino, MG*. Dissertação de Mestrado. IGc-USP, 199p. Inédito.
- VLACH, S. R. F. 1985. *Geologia, Petrografia e Geocronologia das Regiões Meridional e Oriental do Complexo de Morungaba, SP*. Dissertação de Mestrado. IG-USP, 253p. Inédito.
- VLACH, S. R. F. 1993. *Geologia e Petrologia dos Granitóides de Morungaba, SP*. Tese de Doutorado. IGc-USP, 414p. Inédito.

- VLACH, S. R. F.; JANASI, V. A.; VASCONCELLOS, A. C. B. C. 1990. The Itu Belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late brasiliano granitoids in the states of São Paulo and Paraná, southern Brazil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990, *Anais ... Natal, SBG*, v.4, p.1700-1711.
- WATKINSON, D. H.; MAINWARING, P. R. 1976. The Kulyk Lake monazite deposit, northern Saskatchewan. *Can. Journ. Earth Sci.*, **13**:470-475.
- WERNICK, E. 1967. *A Geologia da Região de Amparo, Leste do Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado, FFCL de Rio Claro, 235p. Inédito.
- WERNICK, E. 1978. Contribuição à geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. *An. Acad. bras. Ciênc.*, **50**:337-352.
- WILKINS, R. W.; BARKAS, J. P. 1978. Fluid inclusions, deformation and recrystallization in granite tectonites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**: 293-299.
- WINKLER, H. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Traduzido da 4ª edição por Carlos Burger Jr. Porto Alegre, Ed. Edgard Blucher, 257p.
- YARDLEY, B. W. D. 1989. *Introdução à petrologia metamórfica*. Traduzido por Reinhardt Fuck. Ed. Universidade de Brasília, 340p.

FOTOGRAFIAS E FOTOMICROGRAFIAS

Foto.V.1. Prismas de turmalina orientados perpendicularmente ao contato entre zona intermediária e núcleo do Pegmatito Cláudio Bailone.

Foto.V.2. Galeria principal da Pedreira Remina, que segue o corpo pegmatítico, e, à direita da foto, uma das galerias secundárias que exploram a rocha encaixante.

1

2

Foto.V.3. Contato abrupto e retilíneo entre .pegmatito e rocha encaixante (Pedreira Remina).

Foto.V.4. Contato irregular entre o Pegmatito Remina (canto inferior esquerdo) e rocha encaixante.

Foto.V.5. Intercrescimento entre quartzo fumê e plagioclásio na zona de parede do Pegmatito Remina.

3

4

5

Foto.V.6. Amostra proveniente da zona de parede do Pegmatito Remina apresentando deformação intensa, com porfiroclastos de microclínio em meio a grãos de quartzo recristalizados.

Foto.V.7. Amostra de quartzo do núcleo do Pegmatito Remina, apresentando recristalização e extinção ondulante (esta última pouco visível na faixa mais clara no centro da fotomicrografia).

Foto.V.8. Cristal de magnetita da zona de parede do Pegmatito Remina (liso) apresentando substituição por hematita (gradeado).

6

7

8

Foto.V.9. Veios de ilmenita e magnetita cortando quartzo fumê e feldspato do Pegmatito Remina.

Foto.V.10. Ilmenita (canto superior esquerdo) com exsoluções de hematita; magnetita hematitizada (centro); e intercrescimento entre ilmenita (lisa, rosada) e magnetita.

Foto.V.11. Detalhe da fotomicrografia anterior, apresentando intercrescimento entre ilmenita (lisa) e magnetita hematitizada (gradeado).

9

10

11

Foto.V.12. Cristais tabulares de euxenita dispostos transversalmente a veios de ilmenita e magnetita cortando feldspato da zona intermediária do Pegmatito Remina.

Foto.V.13. Padrões de difração de raios X obtidos a partir de amostras de euxenita aquecidas a temperaturas de 600°C (a), 700°C (b) e 900°C (c), mantidas a estas temperaturas por 60, 30 e 60 minutos, respectivamente. Tempo de exposição na câmara de Guinier de 6h.

Foto.V.14. Veios de ilmenita e magnetita e dois cristais de uraninita (centro) parcialmente substituídos por uranofânio de cor amarela (fragmento de feldspato da Pedreira Remina).

12

13

14

Foto.V.15. Dois cristais de uraninita de hábito cúbico intercrescidos e completamente substituídos por uranofânio amarelo (Pegmatito Remina).

Foto.V.16. Rocha encaixante não afetada pela intrusão do Pegmatito Remina, apresentando a mineralogia original preservada onde observa-se ortopiroxênio, hornblenda, biotita avermelhada e opacos.

Foto.V.17. Rocha encaixante coletada a aproximadamente 0,4m do contato com o pegmatito, apresentando modificação da mineralogia inicial por efeito da intrusão, com anfibólio verde-azulado, biotita verde e cristal euédrico de epidoto no canto superior esquerdo.

15

16

17

Foto.V.18. Nível de titanita bordejando mineral opaco.

Foto.V.19. Inclusões observadas em quartzo do núcleo do Pegmatito Remina:
A. inclusões fluidas aparentemente primárias;
B. inclusão sólida birrefringente com bolha e inclusões sólidas aciculares;
C. inclusão sólida birrefringente de aspecto globular.

18

A

B

C

19

ANEXOS

d (Å)	I (%)	h k l
7,36	6	0 2 0
3,67	19	1 1 1
3,35	24	1 2 1
2,99	100	1 3 1
2,94	16	0 4 1
2,78	21	2 0 0
2,62	14	1 4 1
2,59	14	0 0 2
2,55	11	0 1 2
2,52	11	0 5 1
2,47	16	0 2 2
2,44	9	0 6 0
2,42	6	
2,31	5	1 1 2
2,20	5	2 4 0
2,18	3	0 6 1
2,11	6	1 3 2
2,04	8	1 6 1
1,913	8	1 7 0
1,894	11	2 0 2
1,869	11	2 1 2
1,823	17	2 2 2
1,769	11	0 6 2
1,728	11	1 8 0
1,712	6	0 1 3
1,678	2	1 6 2
1,638	13	3 4 0
1,627	11	0 3 3
1,561	11	3 4 1
1,484	14	3 1 2
1,458	2	2 0 3
1,434	3	2 2 3

Anexo 1: Padrão de difração de raios X para euxenita aquecida a 900°C durante 1 hora; indexado por comparação com a ficha 9-442, ICDD. Amostra proveniente da Pedreira Remina.

d (Å)	I (%)	h k l
3,16	100	1 1 1
2,73	35	2 0 0
1,93	26	2 2 0
1,65	22	3 1 1
1,57	7	2 2 2

Anexo 2. Padrão de difração de raios X para o mineral uraninita, indexado por comparação com a ficha 5-550, ICDD. Amostra proveniente da Pedreira Remina.

d (Å)	I (%)	h k l
4,80	12	1 1 0
4,67	18	0 1 1
4,18	20	$\bar{1}$ 1 1
4,09	16	1 0 1
3,49	46	0 2 0
3,30	56	2 0 0
3,09	100	1 2 0
2,98	19	2 1 0
2,86	37	$\bar{1}$ 1 2
2,44	14	1 1 2
2,25	10	$\bar{3}$ 0 1
2,18	22	0 3 1
2,12	20	$\bar{1}$ 3 1
2,04	10	1 3 1
1,963	16	2 1 2
1,872	18	1 0 3
1,792	12	0 2 3
1,692	16	$\bar{3}$ 1 3

Anexo 3: Padrão de difração de raios X para mineral do grupo da monazita, indexado por comparação com a ficha 11-556, ICDD. Amostra proveniente da Pedreira Cláudio Bailone.

d (Å)	I (%)	hkl
4,44	40	101
3,31	100	200
2,69	20	211
2,54	40	112
2,20	10	202
2,08	17	301
1,91	20	103
1,72	27	312

Anexo 4. Padrão de difração de raios x para o mineral zircão, indexado por comparação com a ficha 6-266, ICDD. Amostra proveniente da Pedreira Remina.

d (Å)	I (%)	h k l
7,77	>100	0 2 0
6,67	19	1 0 0
6,12	16	1 1 0
5,06	20	1 2 0
4,90	10	$\bar{1}$ 0 2
4,57	17	1 1 2
4,09	10	$\bar{1}$ 2 2
3,87	>100	1 3 1
3,74	6	0 4 1
3,50	34	1 3 2
3,41	8	1 2 3
3,36	32	$\bar{1}$ 4 0
3,20	>100	0 2 4
3,04	22	0 5 1
2,98	12	0 4 3
2,82	22	0 5 2
2,78	11	2 2 2
2,58	38	0 5 3
2,36	3	2 1 4
2,19	7	$\bar{2}$ 3 4
2,16	5	$\bar{3}$ 1 1
2,13	6	$\bar{1}$ 2 6
2,08	7	3 1 2
2,01	5	3 3 1
1,97	5	1 5 5
1,94	15	$\bar{2}$ 0 6
1,87	11	$\bar{3}$ 3 3
1,86	5	2 2 6
1,80	8	3 2 4

Anexo 5. Padrão de difração de raios X para o mineral uranofânio β , indexado por comparação com a ficha 8-301, ICDD. Amostra proveniente da Pedreira Remina.

d (Å)	I (%)	h k l
7,98	>100	2 0 0
6,68	16	0 0 1
5,49	13	$\bar{2}$ 0 1
4,85	26	2 0 1
4,33	7	2 1 1
3,98	41	4 0 0
3,61	8	$\bar{4}$ 0 1
3,53	20	0 2 0
3,22	19	$\bar{4}$ 1 1
3,00	21	$\bar{1}$ 2 1
2,96	9	0 1 2
2,92	15	$\bar{2}$ 1 2
2,70	8	2 1 2
2,64	8	4 2 0
2,21	6	0 0 3
2,10	5	0 1 3

Anexo 6. Padrão de difração de raios X para o mineral uranofânio α , indexado por comparação com a ficha 8-442, ICDD. Amostra proveniente da Pedreira Remina.

ANEXO 7: Obtenção das isócoras para inclusões bifásicas e trifásicas em trilhas

O programa de computação FLINCOR (Brown 1989) permite obter, a partir dos dados fornecidos pelos trabalhos de microtermometria, as características dos fluidos presentes nas inclusões (composição, densidade) e os valores P x T a serem utilizados na construção de isócoras, ou seja, curvas de mesma densidade.

Inclusões bifásicas em trilhas

Pelo fato de não haver um intervalo de maior frequência para a T_{dissol} das inclusões bifásicas, foram obtidas duas isócoras utilizando-se os valores mínimo e máximo da T_{dissol} .

I. $T_{\text{dissol}} = 10^{\circ}\text{C}$

Dados microtermométricos:

- . $T_{\text{dissol}}: 10^{\circ}\text{C}$
- . $T_{\text{ht}}: 155^{\circ}\text{C}$ (média entre 150 e 160°C - Tab.V.6)

Parâmetros obtidos:

- . molalidade do NaCl: 6,108
- . fração molar de NaCl: 0,099
- . salinidade: 26,305% do eq. em peso de NaCl
- . densidade do fluido: **$1,194\text{g/cm}^3$**
- . valores P x T utilizados na construção da isócora a da figura A.1:

P(bar)	T ($^{\circ}\text{C}$)
2368	100
4997	200
7625	300
10254	400

II. $T_{\text{dissol}} = 26^{\circ}\text{C}$

Dados microtermométricos:

- . $T_{\text{dissol}}: 26^{\circ}\text{C}$
- . $T_{\text{ht}}: 155^{\circ}\text{C}$

Parâmetros obtidos:

- . molalidade do NaCl: 6,157
- . fração molar de NaCl: 0,100
- . salinidade: 26,462% do eq. em peso de NaCl
- . densidade do fluido: **1,190g/cm³**
- . valores P x T utilizados na construção da isócora b da figura A.1:

P (bar)	T (°C)
1888	100
4432	200
6977	300
9522	400

Inclusões trifásicas em trilhas

No caso de inclusões trifásicas ($\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CO}_2$), primeiramente são caracterizadas separadamente as fases CO_2 e $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$, para então ser obtida a isócora para o fluido total.

III. Fase CO_2

Dados microtermométricos:

- . $T_{\text{hCO}_2}: 27,5^{\circ}\text{C}$ (para o líquido)

Parâmetros obtidos:

- . pressão de vapor: 68,097bar
- . densidade do fluido (CO_2): $0,667\text{g/cm}^3$
- . valores P x T (não foi construída a isócora):

P(bar)	T (°C)
327	100
663	200
984	300
1297	400

IV. Fase $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$:

- . Dados microtermométricos:
- . T_{dissol} : 19°C (média entre 18 e 20°C)
- . T_{ht} : 155°C

Parâmetros obtidos:

- . molalidade do NaCl: 6,133
- . fração molar do NaCl: 0,099
- . salinidade: 26,385% do eq. em peso de NaCl
- . densidade do fluido ($\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$): $1,192\text{g/cm}^3$
- . valores P x T utilizados na construção da isócora c da figura A.1:

P(bar)	T (°C)
2094	100
4676	200
7257	300
9838	400

V. Fase $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$:

Dados microtermométricos:

- . molalidade: 6,0 (aproximada, por limitação do programa, do valor 6,133 obtido no item IV.)
- . T_{HCO_2} : 27,5°C (para o líquido)
- . V_{CO_2}/V_t : 0,10 (relação entre volume da fase CO_2 e volume total da inclusão, medida a $T = 30^\circ\text{C}$)

Parâmetros obtidos:

- . fração molar do H_2O : 0,8755
- . fração molar do CO_2 : 0,0299
- . fração molar do NaCl : 0,0946
- . salinidade: 25,9619% do eq. em peso de NaCl
- . densidade do fluido: **1,1335g/cm³**
- . valores P x T utilizados na construção da isócora d da figura A.1:

P (bar)	T (°C)
1413	100
3395	200
5376	300
7357	400

Analisando-se as isócoras resultantes na figura A.1, observa-se que a curva c, correspondente à fase aquosa das inclusões trifásicas, posiciona-se dentro da faixa definida pelas curvas a e b, representativas das inclusões bifásicas, o que permite supor que ambos os grupos podem ter sido formados pelo aprisionamento do mesmo fluido em estágios diferentes de evolução.

Considerando-se uma temperatura mínima de formação das inclusões bifásicas e trifásicas em trilhas igual a 155°C, obtêm-se pressões mínimas de 2,5 e 3,2-3,7kbar.

- Fig.A.1. Diagrama P x T e isócoras para as inclusões bifásicas em trilhas (a,b) e fase aquosa (c) e fluido total (d) das inclusões trifásicas em trilhas.