

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

PEGMATITOS DO COMPLEXO ALCALINO DE PEIXE - GOIÁS

Tese Apresentada por

JOSÉ PEDRO DE AZEVEDO MARTINS

como requisito parcial à obtenção do grau em

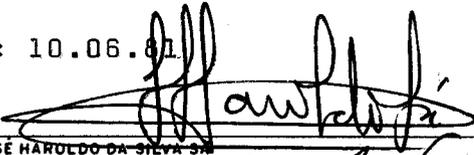
MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOLOGIA

Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Geofísicas e Geológicas da
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 10.06.81



JOSE HAROLDO DA SILVA SR





Comitê de Tese

A Jane

AGRADECIMENTOS

Expressamos aqui os nossos agradecimentos a todos aqueles que contribuíram para a realização deste trabalho e em especial:

Ao Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará que pelo seu suporte material e humano proporcionou meios para o pleno desenvolvimento deste trabalho.

Ao Programa Trópico Úmido do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq, pelo apoio financeiro oferecido.

Ao Professor José Haroldo da Silva Sá, como orientador, a quem devemos todo o direcionamento das pesquisas até a sua conclusão e elaboração final desta dissertação.

Aos Professores José Seixas Lourenço, Coordenador do NCGG, e Raimundo Netuno Nobre Villas, Coordenador do Curso de Pós-Graduação, que apoiaram e estimularam a realização deste trabalho e em particular a este último, juntamente com o Professor Carlos Alberto Ribeiro Albuquerque pelas discussões a nível técnico-científico que muito contribuíram para algumas das conclusões aqui tiradas.

Ao colega Ronaldo Lima Lemos, com o qual realizamos a maioria das pesquisas na área, pelas discussões levadas a efeito no decorrer destas e pelos inúmeros dados obtidos por este, para a sua tese e que nos foram gentilmente cedidos.

Aos srs. José Lopes de Almeida, João Marinheiro, Alvíno de Oliveira, João Lima, Luis Lopes e Antonio e a sra. Maurina por todo um clima de amizade criado por estas pessoas durante os trabalhos de campo.

Aos alunos de Graduação do Curso de Geologia da UFPa Beatriz Fanha, Mário Giust, João de Deus e Roberto "Bacuri" dos Santos pela grande colaboração prestada durante os nossos trabalhos.

A todos os colegas do Departamento de Geologia da UFPa e do Curso de Pós-Graduação do NCGG pelo apoio, estímulo e um clima geral de amizade e discussão que acompanhou o desenvolvimento dos trabalhos.

E a todas as pessoas que direta ou indiretamente contri
buiram para a realização deste trabalho e em particular a Jane.

LISTA, DE ILUSTRAÇÕES

<u>FIGURAS</u>	Pag	
1.1	Mapa de Localização da Área Pesquisada	4
3.1	Mapa geológico da Região do Complexo Alcalino de Peixe	21
4.1	Mapa de Distribuição dos Tipos de Pegmatitos da Região do Complexo Alcalino de Peixe	39
4.2a	Diagrama de Frequência das Direções dos Corpos de Pegmatitos Sieníticos (55 medidas)	41
4.2b	Diagrama de Frequência das Direções dos Corpos de Pegmatitos Graníticos (80 medidas)	41
4.3	Mapa de Ocorrência dos Tipos de Pegmatitos da Área de Complexo de Peixe, Mostrando Limites Aproximados de Distribuição Espacial dos Pegmatitos	66
4.4b	Relações Na-K em K-feldspatos dos Pegmatitos Sienítico e dos Pegmatitos Graníticos	69
5.1	Esquema Comparativo dos Pegmatitos da Área do Complexo Alcalino de Peixe, com o Modelo Paragenético de Fersman (1931)	81
6.1	Localização das Áreas de Ocorrência dos Depósitos Primários e Secundários de Zircão e Corindon	86

FOTOS

1.1	Vista parcial do centro da área mostrando em primeiro plano, terrenos de rochas alcalinas, com topografia relativamente suave e com uma cobertura vegetal típica de cerrado. No fundo alinham-se serras de quartzitos do Grupo Serra da Mesa	6
1.2	Vista da região central do vale do Rio das Almas destacando-se topograficamente os morros menores de rochas alcalinas, em primeiro plano, e ao fundo as serras formadas por rochas do Grupo Serra	

	da Mesa	6
3.1	Afloramento de nefelina-sienito gnaissé mostrando o bandamento entre faixas claras (feldspatos e feldspatóides) e faixas escuras (biotita, feldspatos e feldspatóides)	22
3.2	Granito pegmatóide com cristais de mica (muscovita) apresentando um aspecto textural entrelaçado	31
4.1	Pequenos veios de pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio e biotita encaixados em nefelina-sienito gnaisses	42
4.2	Aspecto de pegmatito sienítico, mineralizado à ilmenita. A porção escavada corresponde a um bolsão de biotita e ilmenita	46
4.3	Pegmatito sienítico com alanita e monazita, mostrando a zona marginal com textura orientada(1), zona intermediária (2) e zona central (3)	48
4.4	Aspecto da zona central de um pegmatito mineralizado com alanita e monazita, onde se destaca a associação de alanita (escuro) e feldspato (claro)	49
4.5	Aspecto textural microscópico de um pegmatito sienítico, evidenciando a substituição de plagioclásio pela microclina (nicóis cruzados, aumento 40 x)	50
4.6	Sericita em um cristal de K-feldspato de pegmatito sienítico (nicóis cruzados, aumento 40 x).	51
4.7	Cristal de plagioclásio de um pegmatito sienítico com feição textural microscópica tipo "kink bands" (nicóis cruzados, aumento 40 x)	53
4.8	Cristal de plagioclásio de um pegmatito sienítico mostrando texturas de deformação - "kink bands", "banding" e microfraturamento (nicóis cruzados, aumento 40 x)	54
4.9	Amostra da zona central de um pegmatito sienítico mineralizado à monazita e alanita. A porção	

	a esquerda é formada de feldspatos (F) e à direita vê-se u'a massa de monazita (M) penetrada por vênulas de alanita (preto) e apatita (branco)...	55
4.10	Feição microscópica da zona central de um pegmatito sienítico, mostrando a associação de plagioclásio (P) e alanita (A) (nicóis cruzados, aumento 10 x)	56
4.11	Relações texturais entre monazita (M), alanita (Al) e apatita (Ap) nos pegmatitos sieníticos. Observa-se vênulas de alanita e apatita penetrando a monazita (nicóis cruzados, aumento 10 x)	57
4.12	Detalhe da foto anterior, mostrando a vênula de alanita (escuro) dentro da monazita (nicóis paralelos, aumento 10 x)	57
4.13	Zona central de um pegmatito granítico, mostrando o núcleo de quartzo (Q) com inclusões de massas de pertita (P)	61
4.14	Cristal de berilo, na forma de prismas hexagonal, incluso em quartzo da zona central de um pegmatito granítico	64
6.1	Cristais de zircão disseminados em nefelina-sienítico gnaisses. Trata-se da forma primária de ocorrência do zircão	85
6.2	Cristais de corindon, na variedade azul safira, provenientes de depósitos secundários	89
6.3	Variedades transparentes de zircão, em cristais idiomórficos, provenientes de depósitos secundários	90
6.4	Cristal de zircão mostrando zoneamento interno e fraturamento radial	90

TABELAS

2.1	Quadro Geológico do Centro-Norte de Goiás	13
3.1	Composição Química das Rochas do Complexo Alcalino de Peixe (Lemos, 1981)	26

3.2	Composição Química dos Granitos Pegmatóides do Complexo Alcalino de Peixe	33
4.1	Classificações Comparativas de Pegmatitos	38
4.2	Análises Químicas de K-feldspatos dos Pegmatitos Sieníticos e Graníticos	70
4.3	Análises Químicas de Biotitas dos Pegmatitos Sie níticos e Graníticos	71
4.4	Análises Químicas de Muscovita, Anfibólio (Arfved sonita) e Granada de alguns Pegmatitos Graníti cos	74

QUADRO

4.1	Classificação dos Pegmatitos da Área do Complexo Alcalino de Peixe	37
-----	---	----

S U M Á R I O

	Pag
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	iv
RESUMO	1
ABSTRACT	2
1 INTRODUÇÃO	3
1.1 <u>Características da Área Estudada</u>	3
1.1.1 Localização, Extensão e Acesso	3
1.1.2 Drenagem, Vegetação e Clima	5
1.1.3 Relevo	5
1.2 <u>Metodologia de Trabalho</u>	7
1.3 <u>Objetivos</u>	9
2 GEOLOGIA REGIONAL	10
2.1 <u>Trabalhos Anteriores</u>	10
2.2 <u>Síntese da Geologia Regional</u>	12
2.2.1 Complexo Basal Goiano	12
2.2.2 Sistema de Dobramentos Uruaçuano (Grupos Araí e Serra da Mesa)	14
2.2.3 Cobertura Dobrada Bambuí	16
2.2.4 Rochas Magmáticas	16
3 GEOLOGIA DA ÁREA	20
3.1 <u>Complexo Alcalino de Peixe</u>	20
3.2 <u>Grupo Serra da Mesa</u>	27
3.3 <u>Enclaves de Xistos</u>	29
3.4 <u>Granitos Pegmatóides</u>	30
3.5 <u>Pegmatitos</u>	32
3.6 <u>Relação Entre as Rochas da Área</u>	32

4	OS PEGMATITOS	36
4.1	<u>Definições</u>	36
4.2	<u>Classificação dos Pegmatitos</u>	36
4.2.1	Pegmatitos de Composição Sienítica	40
4.2.2	Pegmatitos de Composição Granítica	58
4.3	<u>Distribuição e Relações Entre os Pegmatitos</u>	65
4.3.1	Distribuição Espacial dos Pegmatitos	65
5	GÊNESE E EVOLUÇÃO DOS PEGMATITOS	76
5.1	<u>Teorias Sobre a Gênese dos Pegmatitos</u>	76
5.2	<u>Considerações Sobre a Gênese dos Pegmatitos da Área do Complexo Alcalino de Peixe</u>	78
5.3	<u>Evolução dos Pegmatitos</u>	79
6	DEPÓSITOS DE ZIRCÃO E CORINDON	84
6.1	<u>Depósitos Primários</u>	84
6.2	<u>Depósitos Secundários</u>	87
6.3	<u>Considerações Genéticas e Econômicas</u>	88
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	92
8	ANEXOS	97

RESUMO

Na região da bacia do rio das Almas, município de Peixe, centro-norte de Goiás, ocorre um complexo de rochas alcalinas gnaissificadas, constituído de nefelina-sienitos, sienitos e granitos. Este complexo ocupa o núcleo de um braquianticlinal, com o eixo principal estendendo-se por mais de 30 km na direção submeridiana e cujos flancos são formados por xistos e quartzitos do Grupo Serra da Mesa.

Associados a estas rochas ocorrem granitos pegmatóides de caráter pós-tectônico e vários corpos de pegmatitos que apresentam uma distribuição espacial zonada e a grande maioria exhibe um zoneamento interno tanto mineralógico como textural.

Estudos mineralógicos, petrográficos e geoquímicos associados às relações de campo, indicaram duas gerações distintas de pegmatitos: pegmatitos sieníticos - constituídos de plagioclásio, K-feldspatos, biotita, ilmenita, alanita, monazita, apatita, zircão e pegmatitos graníticos - constituídos de K-feldspatos, plagioclásio quartzo, biotita, moscovita, anfibólio, granada, berilo. Os resultados das pesquisas mostraram que estes corpos estão geneticamente relacionados aos respectivos eventos magmáticos que geraram as rochas alcalinas e os granitos pegmatóides.

Os dados obtidos indicam ainda, que estes eventos magmáticos se desenvolveram em períodos de tempo diferentes: o magmatismo alcalino de evolução pré-Uruaçuana e o magmatismo granítico que se desenvolveu na fase pós-tectônica do ciclo Uruaçuano. O complexo alcalino e os pegmatitos sieníticos foram afetados na fase principal de metamorfismo e deformação do Grupo Serra da Mesa.

Ocorrem ainda na região, depósitos primários de zircão e corindon, disseminados nas rochas alcalinas, em teores que chegam localmente a 5% da rocha; e depósitos secundários (coluvionares e aluvionares), que podem apresentar concentração destes minerais em teores da ordem de até 30%. A semelhança física e cristalográfica dos constituintes destes depósitos, associadas as relações de campo, indicaram que os depósitos coluvionares e aluvionares derivaram daqueles primários, por processos de intemperismo e concentração residual.

ABSTRACT

In the region of the Almas River, northern State of Goiás, occurs a gneissoid alkaline complex formed by nepheline-syenite, syenite, quartz-syenite and granite. This complex is the core of a brachyanticline whose major axis has more than 30 km along the submeridian direction and whose flanks are composed of schists and quartzites of Serra da Mesa group (1.1 - 1.2 b.y. old, Uruaçuano cycle).

Posttectonic pegmatoid granites and several pegmatites are associated with that complex. These pegmatites are zoned and the majority shows both mineralogical and textural internal zoning.

Mineralogical, petrological and geochemical studies completed with field observations showed that there are two distinct pegmatite generations: syenitic pegmatites consisting of plagioclase, K-feldspar, biotite, and zircon; and granitic pegmatites composed of K-feldspar, plagioclase, quartz, biotite, muscovite, amphibole, garnet and beryl. The analysis of these data indicated that these bodies are genetically related to the magmatic events that generated both the alkaline rocks and the pegmatoid granite at different periods of time. The granitic magmatism was developed in the posttectonic phase of the Uruaçuano cycle.

In this region there are disseminated primary zircon and corindon deposits associated with the alkaline rocks as well as secondary (alluvial and colluvial) deposits of these minerals derived from the primary bodies by weathering and residual concentration processes.

1 INTRODUÇÃO

1.1 Características da Área Estudada

1.1.1 Localização, Extensão e Acesso

Este trabalho foi desenvolvido na região da bacia do rio das Almas, afluente do Tocantins, norte da Serra Dourada, compreendendo parte dos municípios de Peixe e Parana no centro-oeste do Estado de Goiás. A área pesquisada é de aproximadamente 500 km², limitada pelas coordenadas geográficas 12^o45' e 13^o00' de latitude de sul e 48^o30' e 48^o40' de longitude oeste (fig. 1.1).

Os trabalhos concentram-se, principalmente, na área de influência da bacia hidrográfica do rio das Almas por ser a região onde há maior ocorrência de pegmatitos mineralizados com monazita, alanita, berilo, muscovita, ilmenita niobífera e depósitos secundários de zircão e corindon. Estas mineralizações constituem o principal objeto de estudo neste trabalho.

Trata-se de um distrito mineral relacionado ao complexo Alcalino de Peixe e rochas associadas, onde os minerais acima citados constituem os potenciais econômicos mais importantes da área. A muscovita de pegmatitos e a grafita associada à xistos circunvizinhos ao complexo, já ocuparam posição destacada na produção mineral da região. Zircão, monazita, alanita e berilo são hoje extraídos por métodos de garimpagem.

Os depósitos estudados estão concentrados numa faixa de aproximadamente 50 km de comprimento por 10 a 15 km de largura com direção geral de NNE-SSW, acompanhando o comportamento dos grandes elementos geológicos regionais.

A área dista cerca de 500 km de Brasília e 1.400 km de Belém. Seu acesso principal é feito pela rodovia Belém-Brasília que fica a oeste da área. A partir desta rodovia atinge-se a área por três caminhos diferentes, que são feitos por rodovias estaduais não pavimentadas, a partir das cidades de Gurupi, Alvorada ou Santa Tereza. O trecho mais longo é o de Santa Tereza, que perfaz aproximadamente 260 km e o mais curto é a partir de Alvorada num total aproximado de 150 km.

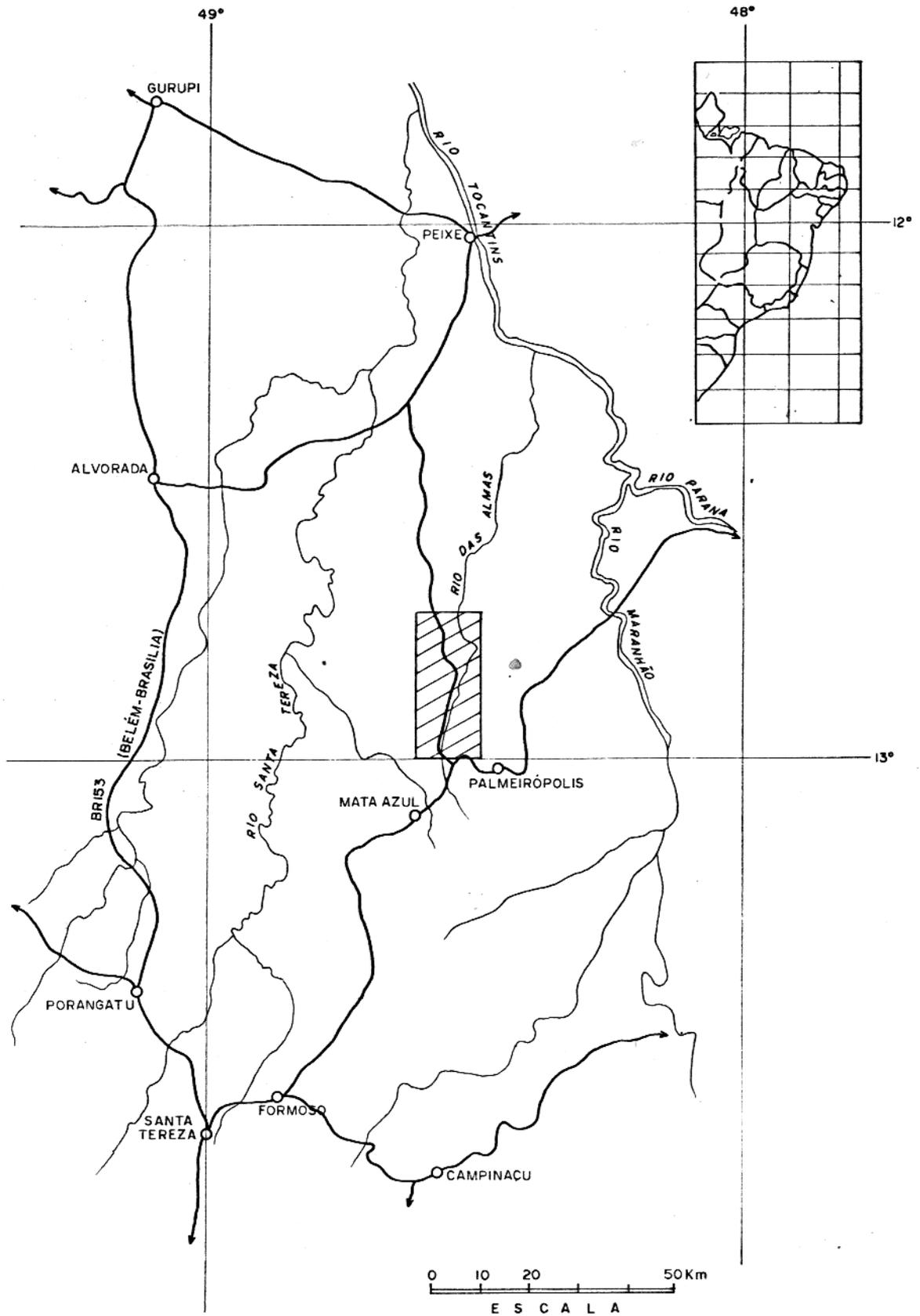


FIG. 1.1- MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA PESQUISADA

1.1.2 Drenagem, Vegetação e Clima

Trata-se de uma região de nascentes, onde predomina rios de fluxo rápido, em cujos leitos encontra-se principalmente cascalho grosseiro com ocasionais bancos marginais de areia e muito raramente depósitos de argila.

Como já referido anteriormente, trata-se da região da bacia hidrográfica do rio das Almas que apresenta larguras de até 15 m, cortando a região aproximadamente no sentido N-S denudando o núcleo de um braquianticlinal. Esta bacia é formada por pequenos córregos com grande competência.

As margens destes cursos de água são tomadas por uma vegetação de pequeno a médio porte, atingindo alturas máximas de 15 m, e por arbustos menores tornando-a densa e, muitas vezes, de difícil penetração. Este tipo de vegetação, denominado de mata de galeria, sobressai-se tanto no campo como em fotografia aérea. Outro tipo de vegetação presente, que é o principal e mais representativo da região, é formado por árvores e arbustos típicos do cerrado, geralmente esparsas, e cercadas por uma vegetação de gramíneas, sendo de fácil penetração (foto 1.1).

O clima da região apresenta duas estações distintas: uma chuvosa, que vai de novembro a março e outra com baixo índice de pluviosidade que ocorre entre os meses de abril e outubro. A precipitação média anual fica em torno de 1.750 mm. Na estação seca ocorrem as temperaturas mais baixas na região, nunca inferiores a 18°C. As temperaturas mais altas coincidem com as épocas chuvosas.

Segundo a classificação climática de Koeppen, o clima da região é do tipo AW.

1.1.3 Relevo

O relevo da região foi esculpido sobre grandes estruturas dobradas, anticlinais e sinclinais, cujos eixos apresentam um acentuado arqueamento à altura da área pesquisada. Os flancos destas dobras formam hoje, as maiores elevações com altitudes entre 800 e 1000 m, constituindo grandes serras alongadas alinhadas semi-paralelamente e orientadas segundo a direção NNW-SSW. Suas cristas são formadas por rochas mais resistentes (quartzí



Foto 1.1 - Vista parcial do centro da área mostrando em primeiro plano, terrenos de rochas alcalinas, com topografia relativamente suave e com uma cobertura vegetal típica de cerrado. No fundo alinham-se serras de quartzitos do Grupo Serra da Mesa.



Foto 1.2 - Vista da região central do vale do Rio das Almas destacando-se topograficamente os morros menores de rochas alcalinas, em primeiro plano, e ao fundo as serras formadas por rochas do Grupo Serra da Mesa.

tos), responsáveis pela persistência das altas cotas (foto 1.1).

A porção sul da área é limitada por duas destas serras, cujas altitudes variam entre 850 e 1032 m, formando os flancos de um grande anticlinal com mergulho para sul. A região central, que representa o núcleo do braquianticlinal erodido, é ocupada pelo vale do rio das Almas.

O vale do rio das Almas apresenta uma topografia relativamente suave onde se distingue áreas planas, que correspondem geralmente a depósitos coluviais e aluviais, e morros onde afloram rochas do Complexo Alcalino (foto 1.2). Estes morros apresentam uma distribuição aleatória com forma normalmente alongada e eixos maiores orientados entre as direções $N15^{\circ}W$ e $N15^{\circ}E$, e podem estar separados por vales bem agudos ocupados pelos afluentes do rio das Almas.

Outra feição morfológica característica da área são os morros marginais às grandes serras, constituídos por rochas graníticas do tipo Serra da Mesa (com referência às rochas graníticas do núcleo da estrutura de Serra da Mesa, situada à Sudeste da área aqui abordada). Suas distribuições adjacentes às serras, formam uma topografia escalonada, marginal e interna ao vale do rio das Almas.

1.2 Metodologia de Trabalho

A metodologia de trabalho constou de dois conjuntos de atividades: trabalhos de campo e trabalhos de laboratório.

Os trabalhos de campo desenvolveram-se em diferentes etapas de observação. Na primeira etapa foi realizado o mapeamento geológico da área, cujos resultados estão sintetizados em forma cartográfica (fig. 3.1). Estes trabalhos tiveram como apoio a utilização de fotografias aéreas, na escala de 1:60.000, imagens de radar nas escalas de 1:50.000, 1:100.000 e 1:250.000 e carta topográfica das folhas Jaú e Mata Azul na escala de 1:100.000, elaboradas pela Diretoria de Serviço Geográfico do Ministério do Exército.

A segunda etapa constou de mapeamento e estudo detalhado das mineralizações existentes na área, procurando-se definir seus elementos composicionais, geométricos, estruturais, texturais e

de relacionamento com as rochas encaixantes. Algumas destas mineralizações consideradas de maior significado geológico e econômico, são aqui apresentadas, também, em forma cartográfica (ver anexos).

Em uma terceira etapa de trabalho procurou-se obter maiores informações quanto a distribuição das mineralizações, através de prospecção em sedimentos de correntes dos córregos da área.

Os trabalhos de campo desenvolveram-se em períodos de 3 a 4 semanas, de julho de 1978 a julho de 1980, totalizando cerca de 100 dias de campo.

Os trabalhos de laboratório constituíram de análises químicas e mineralógicas tais como:

- estudo petrográfico em seções delgadas de rochas e minerais com vista a identificação das fases minerais presentes, texturas, microestruturas e suas relações.

- análises químicas de minerais e rochas efetuadas através de fluorescência de raio X, para Si, Al, Fe, Ti, Ca, K e P utilizando-se os padrões internacionais do USGS (AGV1, GSP-1, G-2, QLO-1, RGM-1, STM-1, SCO-1, SDC-1, BHVO-1 e CRPG Mica-Fe e Mica-Mg). Para análise de elementos maiores foram preparadas pastilhas fundindo-se as amostras pulverizadas com tetraborato de lítio.

- análises químicas de minerais e rochas por espectroscopia de absorção atômica com aberturas processadas através de métodos de fluorização das amostras, com ácidos perclórico e fluorídrico para a determinação de sódio e manganês, e com a mistura de ácidos sulfúrico e fluorídrico para o magnésio.

- análises mineralógicas por difratometria de raios X para a identificação de alguns minerais e determinação mais precisa das associações. Os minerais dos pegmatitos, aqui analisados, foram separados mecanicamente de forma manual, tarefa de fácil desenvolvimento devido as dimensões consideráveis dos mesmos, com exceção daqueles de dimensões reduzidas como topázio e columbita-tantalita que foram separados, juntamente com os minerais pesados de porções feldspáticas, com a utilização de Bromofórmio.

- as determinações dos teores relativos das moléculas de anortita (An) e albita (Ab) dos plagioclásios foram realizadas

pelos métodos óticos de Michel-Levy e Schuster e algumas destas foram comparadas com análises por micro-sonda obtidas por Lemos (1981).

- estudo microscópico de identificação e contagem de minerais pesados nos concentrados dos sedimentos de correntes e de porções de pegmatitos, nas frações 0,25 - 0,5 mm, 0,75 - 1 mm, 2 - 5 mm.

1.3 Objetivos

O presente trabalho teve por objetivo caracterizar as mineralizações da área do Complexo Alcalino de Peixe, principalmente os pegmatitos, em termos da composição mineralógica, tipos e formas de ocorrências, distribuição e suas relações com as rochas associadas.

Através do levantamento das características geológicas e mineralógicas e com apoio em dados de composição química, procurou-se estabelecer as prováveis linhas genéticas e evolutivas desses depósitos, e suas situações dentro de um contexto de evolução geológica regional.

Os resultados aqui obtidos acrescentam uma parcela de informação para o conhecimento científico das mineralizações da área pesquisada, ao mesmo tempo em que mostram um desdobramento de interesse prático no que refere a potencialidade econômica daquelas mineralizações.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Trabalhos Anteriores

Datam de 1894 as primeiras observações sobre a geologia da região, feitas por Eugen Hussak, em seu trabalho "Geologia do Planalto Central Brasileiro" onde este autor observa a quase inexistência de rochas ferríferas nos quartzitos da Serra Dourada, cidade de Goiás e Serra dos Pirineus. Comenta, ainda, sobre a presença de rochas básicas em São José do Tocantins, atual Niquelândia (in Fuck e Marini, 1978).

Posteriormente, a região foi estudada por vários pesquisadores que abordaram aspectos relacionados com a estratigrafia e geologia regional (Rego, 1936; Guimarães, 1958, 1964), geomorfologia (King, 1956), e ocorrências minerais (Leonardos, 1938; Guimarães, 1958).

A partir da década de 60, com o desenvolvimento de trabalhos geológicos regionais sistemáticos e com o apoio de dados geocronológicos, surgem alguns modelos geológico-tectônicos para a região central de Goiás.

Almeida (1967 a) admite quatro ciclos tectono-orogênicos para a região central de Goiás. Os dois primeiros atingiram rochas do Complexo Basal, o terceiro, representado pelo Ciclo Uruaçuano, corresponderia a evolução do eugeossinclíneo Araxá e um último ciclo, representado pelo miogessinclíneo Brasília, corresponderia ao Grupo Canastra como um estágio intermediário, e ao Grupo Bambuí num estágio mais tardio. Em 1968, o mesmo autor considera as estruturas Araxáides e Brasilídes como resultado de eventos entre as plataformas Guaporé e São Francisco a 700 ou 800 m.a., com a imposição de duas faixas de dobramentos Paraguai Araguaia e Brasília (Almeida, 1967 b).

Angeiras (1968) reconhece duas unidades no Maciço Intermediário de Goiás Central: O Complexo Basal (anterior a 1200 m.a.) e o Grupo Araxá. Para este autor, há a possibilidade deste maciço ter sido o post-país dos geossinclíneos Paraguai-Araguaia e Brasília, num modelo duplo de simetria centrífuga. Considera o Grupo Araxá como um representante do ciclo orogênico imediatamente anterior aos miogessinclíneos Baikalianos.

Os trabalhos de mapeamento geológico do Projeto Brasília-

Goiás (DNPM/PROSPEC S.A) levaram Barbosa et alii (1969) a reconhecerem para a região central de Goiás, as seguintes unidades estratigráficas: Pré-Cambriano Indiferenciado; Grupo Araxá; Grupo Bambuí. Estes autores propuseram ainda uma evolução tectônica para a região, a partir da imposição de um geossinclíneo sobre o Pré-Cambriano Indiferenciado, com vulcanismos básico-ultrabásicos, intrusões tardi-orogênicas, em estado sólido, nas rochas já metamorfisadas do Grupo Araxá. Posteriormente se estabelece a Bacia Araí, cujos sedimentos foram dobrados e metamorfisados no ambiente termodinâmico do fácies xisto verde e que se mantiveram como "esteios rígidos" durante a sedimentação e orogênese Bambuí. Para os autores, a orogênese Bambuí, se deu em duas etapas, a primeira muito branda responsável pelo acúmulo de sedimentos molássicos (Formação Três Marias), seguida pela franca etapa de dobramentos de todo o grupo Bambuí.

Costa e Angeiras (1971) reconhecem seis zonas isópicas na região do Brasil central, que tiveram seu desenvolvimento em fases multicíclicas distribuídas, de leste para oeste, em zona cratônica, zona pericratônica, zona miogeossinclinal, zona sub-geossinclinal, zona eugeossinclinal e embasamento pré-brasiliano.

Marini et alii (1974) em trabalhos de pesquisa desenvolvidos pelo Projeto Serra Dourada (DNPM/UnB), fazem um amplo levantamento de dados geológicos, cujos resultados foram cartografados em mapas geológicos na escala 1:50.000, constando de importante acervo de dados da região em torno da Serra Dourada, abrangendo aspectos geomorfológicos, petrográficos e de recursos minerais da região.

Schobbenhaus et alii (1975) admitem a possibilidade dos Grupos Araxá e Araí serem de idades aproximadamente sincrônicas, ou seja, o Grupo Araí poderia representar um fácies marginal do sistema de dobramentos Araxá.

Marini et alii (1976) e Marini et alii (1977) propõem uma modificação na estratigrafia da região central de Goiás baseados nos dados de campo obtidos no Projeto São Félix. Introduzem a Formação Cachoeira das Éguas para designar os paragneisses que circunscrevem os granitos Serra da Mesa. Propõem também a modificação do termo Grupo Araxá para Grupo Serra da Mesa assumindo que aqueles metassedimentos, na região central de Goiás, não apresentam as mesmas características litológicas daqueles defini

dos às proximidades de Araxá. Além disso, argumentam que os da dos geocronológicos de Hasui e Almeida (1970), Almeida (1971), Almeida et alii (1976), Cordani e Hasui (in Schobbenhaus et alii, 1975) dão suporte à nova interpretação.

Ainda no âmbito do Projeto São Félix, Fuck e Marini (1979) criam uma nova unidade estratigráfica, a Formação Tincunzal, na serra homônima, que foi correlacionada anteriormente à Formação Cachoeira das Éguas (Marini et alii, 1978). A Formação Tincunzal é constituída de micaxistos grafitosos com intercalações de me tarcósios, quartzitos, localmente rochas vulcânicas, exibindo me tamorfismo do fácies xisto verde e está situada entre o embasamento cristalino e o Grupo Araxá.

Do ponto de vista da geologia econômica regional, a maioria dos trabalhos restringe-se aos cadastramentos de ocorrências minerais dos projetos Brasília-Goiás e Serra Dourada e à breves referências aos depósitos minerais relacionados com os maciços máfico-ultramáficos, com os granitos tipo Serra da Mesa, com o Complexo Alcalino de Peixe e com pegmatitos.

2.2 Síntese da Geologia Regional

A evolução geológica da região central de Goiás é ainda um tema bastante complexo e controvertido. De uma maneira geral a sequência lito-estratigráfica regional pode ser resumida conforme mostrado na tab. 2.1, compreendendo 3 unidades: Complexo Basal Goiano; Sistema de Dobramentos Uruaçuanos (Grupos Serra da Mesa e Araí) e Cobertura Dobrada Bambuí. Regionalmente distribuem-se corpos de rochas graníticas, alcalinas, granitos pegmatóides e pegmatitos.

2.2.1 Complexo Basal Goiano

Ao conjunto de rochas que compõem o embasamento da região centro-norte de Goiás, Almeida (1968) denomina de Complexo Basal Goiano e Barbosa et alii (1969) posicionam no Pré-Cambriano Indiferenciado.

Em termos geotectônicos esta unidade foi referida como Maciço Intermediário de Goiás (Costa e Angeiras, 1971) e como Maci

PROTEROZOICO SUPERIOR	<p>COBERTURA DOBRADA (Grupo Bambuí)</p>	
PROTEROZOICO MÉDIO	<p>Magmatismo pós-tectônico (Granitos pegmatóides e pegmatitos graníticos)</p> <p>Metamorfismo e dobramento (fase principal)</p> <p style="padding-left: 40px;">ascensão e deformação dos corpos graníticos e alcalinos</p> <p>Sedimentação dos Grupos Araí e Serra da Mesa</p> <p>Megmatismo granítico-alcalino (Pegmatitos sieníticos)</p>	CICLO URUAQUANO
ARQUEANO E PROTEROZOICO INFERIOR	<p>COMPLEXO BASAL GOIANO</p> <p>Gnaisses, migmatitos, granitos</p> <p>Complexos básico-ultrabásicos</p>	

BASEADO EM: BARBOSA et alii (1969), MARINI et alii (1974), SCHOBENHAUS et alii (1975)

TABELA 2.1- QUADRO GEOLÓGICO DO CENTRO-NORTE DE GOIÁS

ço Central de Goiás (Almeida et alii, 1976), descrito como uma unidade de composição heterogênea formada por gnaisses básicos, kinzigitos, charnoquitos e granulitos, com idades superiores a 2,6 b.a., e de porções de metassedimentos do fácies anfibolito intensamente migmatizadas.

Este conjunto de rochas que compõe uma grande unidade geotectônica de idade arqueana (Hasui e Almeida, 1970), apresenta também idades mais jovens, refletindo a atuação posterior de vários ciclos de deformações e metamorfismo (Marini et alii, 1977).

2.2.2 Sistema de Dobramentos Uruaçuano (Grupos Araí e Serra da Mesa).

Em trabalhos realizados no planalto de Araxá, Minas Gerais, Barbosa (1955) descreve um complexo metamórfico Pré-Cambriano constituído de xistos verdes, filitos, migmatitos e quartzitos, que foi dividido, em caráter provisório, nas unidades Araxá e Canastra. Posteriormente, a área de abrangência dos metassedimentos Araxá foi amplamente estendida pelo centro do Brasil até a região centro-norte de Goiás e sul do Pará, caracterizados inicialmente como série e depois como grupo (Barbosa, 1963; Barbosa et alii, 1966, 1969, 1970).

Na região central de Goiás, Barbosa et alii (1969) correlacionam os metamorfitos do fácies anfibolito, ali existentes, ao Grupo Araxá da região do Triângulo Mineiro. Na região a leste daqueles metamorfitos, descrevem metassedimentos do fácies xisto verde, denominados de Grupo Araí, que recobrem discordadamente restos do Grupo Araxá e são cobertos pelo Grupo Bambuí. Para os autores, a sedimentação do Grupo Araí iniciou-se após a deformação e metamorfismo do Grupo Araxá. Schobbenhaus et alii (1975) levantam a hipótese do Grupo Araí representar um fácies marginal do sistema de dobramentos Araxá.

Para a região central de Goiás Marini et alii (1976, 1977) propõem a denominação de Grupo Serra da Mesa, com seção tipo na borda da serra de mesmo nome, em substituição a extensão do Grupo Araxá naquela região, com base em diferenças litológicas e interpretação de dados geocronológicos. A contemporaneidade dos Grupos Serra da Mesa e Araí é apoiada em dados geocronológicos de Hasui et alii (1980) indicando idades (Rb/Sr) de 1,2 b.a. para

rochas do Grupo Araí e de 1,1 b.a. para o Grupo Serra da Mesa.

Em vista do que foi exposto, pode-se estabelecer que o quadro geotectônico da região central de Goiás inclui uma faixa de dobramentos desenvolvida no ciclo Uruaçuano, representada pelos Grupos Serra da Mesa e Araí, constituídos, respectivamente, por metassedimentos dos fácies anfibólito e xisto verde.

- Grupo Serra da Mesa

Compreende duas unidades com as seguintes características:

a) uma unidade basal constituída de micaxistos com grana da, estauroлита, cianita, cordierita e intercalações de quartzitos, xistos grafitosos e anfibólito xistos.

b) uma unidade superior constituída de calco-xistos com muscovita e localmente biotita, lentes de mármores (algumas silicosas e sacaróides) e intercalações de quartzitos.

Na definição de grupo Serra da Mesa, Marini et alii (1977) mantêm as unidades acima, porém excluíram as rochas básico-ultra básicas, granitos, granodioritos, tonalitos e sienitos alcalinos considerados por Barbosa et alii (1969) como pertencentes ao Grupo Araxá. Para Marini et alii (1977), embora essas rochas estejam intimamente associadas ao Grupo Serra da Mesa, a inclusão neste grupo é inapropriada por serem rochas plutônicas e de idades controvertidas.

- Grupo Araí

O Grupo Araí foi definido por Cartner-Dyer e Menegueso (in Barbosa et alii, 1969) que o dividiram em duas formações:

a) Formação Arraias (a unidade inferior) constituída de quartzitos finos a grosseiros com intercalações de metapelitos, tendo na sua porção mais basal metaconglomerados intraformacionais e, localmente, vulcanitos basalto-andesíticos.

b) Formação Traíras que é predominantemente pelítica e composta por calco-filitos e filitos com intercalações de calcário impuro, metassiltitos e alguns níveis de quartzitos médios a grosseiros, localmente ferríferos.

Os Grupos Araí e Serra da Mesa apresentam estilos estruturais semelhantes, caracterizados principalmente por uma sucessão de antiformais e sinformais com eixos meridianos e sub-meridianos

e planos axiais mergulhando para oeste. Rochas graníticas e alcalinas geralmente estão alojadas nos núcleos dos antiformais, neste caso, constituindo estruturas do tipo braquianticlinais. São comuns as falhas de empurrão com planos em atitudes semelhantes às dos planos axiais dos dobramentos.

2.2.3 Cobertura Dobrada Bambuí

Na região central de Goiás, às proximidades da Serra Dourada, o Grupo Bambuí é pobremente representado, em termos de extensão areal, pela Formação Paraopeba (Barbosa et alii, 1969) a qual não ocorre na área do Complexo Alcalino de Peixe. Constitui-se principalmente de filitos quartzosos rítmicos e quartzitos, com esporádicas e restritas lentes de mármore.

O metamorfismo das rochas do Grupo Bambuí é do fácies xisto verde com paragênese que correspondem geralmente a zona da clorita.

Na região central de Goiás, o Grupo Bambuí mostra dobramentos coerentes com aqueles dos grupos Araí e Serra da Mesa, embora com menor intensidade. O contato da Formação Paraopeba sobre o Grupo Serra da Mesa é, via de regra, horizontalizado (Marini et alii, 1977).

2.2.4 Rochas Magmáticas

Neste grupo são incluídas rochas magmáticas bem distintas, compreendendo desde corpos básico-ultrabásicos (maciço de Canabrava), corpos graníticos (Serras da Mesa, Dourada, do Encosto e Branca), rochas alcalinas (Complexo Alcalino de Peixe), granitos pegmatóides e pegmatitos.

Tendo em vista o contexto litológico que diz respeito aos objetivos deste trabalho, serão abordadas apenas as rochas magmáticas de composição granítica e alcalina.

- Granitos

Barbosa et alii (1969) referem-se a estas rochas como dos manteados cujo posicionamento é explicado "pela ação da gra

vidade centrífuga de Ramberg (1966), atuando em porções de mas sas continentais de densidade contrastante". Para aqueles pesqui sadores, os domos da região central de Goiás resultariam da remo bilização de materiais do embasamento durante o período de defor mação e metamorfismo do ciclo Uruaçuano. Tais argumentos são a poiados pela concordância da foliação entre os granitos e as ro chas envolventes, e pela presença de auréolas externas de pegma titos.

Marini et alii (1974) referem-se a estes corpos como sen do intrusões graníticas sintectônicas no Grupo Serra da Mesa, ten do sofrido, numa fase tardia quando já completamente consolida dos, movimentos diastróficos positivos em várias etapas, origi nando as estruturas atuais. Os autores distinguem dois episódios: intrusão sintectônica no ciclo Uruaçuano e ascensão após o dobra mento e falhamento do Grupo Bambuí.

A mineralogia destas rochas mostra essencialmente quartzo, K-feldspatos, plagioclásio (oligoclásio-andesina), hornblenda e biotita, com variações no que se refere ao máfico predominante. No granito Serra da Mesa predomina hornblenda e no granito Serra Dourada a biotita (Marini et alii, 1974). Acessoriamente são des critos epidoto, apatita, alanita, fluorita, zircão, cassiterita e opacos. Macroscopicamente são rochas de granulação média com tonalidade variando de rosa a cinza clara, exibindo frequentemen te uma orientação, sobretudo nas zonas da borda, o que induz a serem descritos como granitos-gnaisses.

Essas rochas são tratadas por Hasui et alii (1980) como corpos magmáticos pré-Brasilianos, cujas idades (Rb/Sr) conven cionais situam-se entre 1,2 e 1,6 b.a., sendo referidas a uma isócrona de 1550 m.a.

- Rochas Alcalinas

Essas rochas formam um corpo complexo que ocupa o núcleo do braquianticlinal da bacia do alto Rio das Almas, descrita pe la primeira vez por Barbosa et alii (1969) como liechtfeldito com nefelina, albita-oligoclásio, biotita passando a clorita e microclina.

Posteriormente, Marini et alii (1974) levantaram a possi bilidade deste corpo como um todo, tratar-se de uma intrusão al

calina composta por vários tipos petrográficos, tais como granitos pegmatóides, monzonitos alcalinos, liechtfeldito e outros. Descreveram a mineralogia das rochas alcalinas mencionando, esencialmente, plagioclásio (An₃₂), microclina, biotita verde, nefelina e, acessoriamente, muscovita, cancrinita, epidoto, calcita e zeólitas.

Semelhantemente aos corpos graníticos descritos anteriormente, este complexo alcalino acha-se conformado às estruturas regionais mostrando-se orientado internamente. É referido à mesma isócrona (1550 m.a.) dos granitos (Hasui et alii, 1980).

- Granitos Pegmatóides

Marini et alii (1974) descreveram na região do Projeto Serra Dourada, corpos graníticos de granulação extremamente grossa, estrutura pegmatítica, caráter nitidamente intrusivo, que denominaram de granitos pegmatóides. São corpos intrusivos nos xistos Serra da Mesa, nos granitos pré-Brasilianos e nas rochas alcalinas do Complexo de Peixe.

Para Marini et alii (1974) a maior frequência destas rochas às proximidades dos corpos graníticos pré-Brasilianos e o fato de não mostrarem evidências de terem sofrido metamorfismo, indicam uma origem pós-tectônica, "representando talvez líquidos residuais de cristalização do magma ácido que deu origem, em fase sintectônica, aos corpos graníticos".

De acordo com os autores acima citados, os granitos pegmatóides são constituídos de quartzo, feldspato e mica, principalmente a muscovita e quantidades acessórias de turmalina, berilo, granada, biotita e tantalita.

- Pegmatitos

A região central de Goiás, principalmente às proximidades dos corpos intrusivos pré-Brasilianos, é cortada com relativa abundância por corpos pegmatíticos de dimensões variadas (Barbosa et alii, 1969; Schobbenhaus et alii, 1975; Marini et alii, 1974).

Esses corpos estão amplamente distribuídos em toda a região, encaixando-se em várias unidades litológicas tais como nos corpos graníticos, nos metassedimentos do Grupo Serra da Mesa, no

Complexo Alcalino de Peixe, chegando a cortar o maciço máfico-ultramáfico de Canabrava. Não foram encontrados cortando as rochas do Grupo Bambuí (Marini et alii, 1974).

Mineralogicamente têm composição equivalente às rochas graníticas da região, porém alguns deles contêm concentrações econômicas de berilo, turmalina, mica, topázio, esmeralda, tantalita e ametista.

Barbosa et alii (1969) referem-se aos corpos pegmatíticos encaixados nas rochas do Complexo Alcalino de Peixe, onde são citados zircão cor de melão, corindon industrial, ilmenita niobífera, rutilo, muscovita, microclina e raramente turmalina. Estes autores admitem que os depósitos coluvionares de zircão e corindon, do vale do Rio das Almas, são derivados destes corpos pegmatíticos.

3 GEOLOGIA DA ÁREA

Fundamentalmente, a área pesquisada é constituída por rochas do Complexo Alcalino de Peixe, xistos e quartzitos do Grupo Serra da Mesa, granitos pegmatóides e corpos pegmatíticos que cortam as demais rochas. Estruturalmente, trata-se de um braqui anticlinal com extensão longitudinal superior a 30 km e eixo com direção NNS-SSW, em cujo núcleo se aloja o Complexo Alcalino (fig. 3.1).

3.1 Complexo Alcalino de Peixe

O Complexo Alcalino de Peixe é formado por um conjunto de rochas gnaissificadas definindo um corpo de forma alongada, constituído essencialmente por nefelina-sienito gnaisses, sienitos e quartzo-sienitos gnaisses e granitos tipo Serra da Mesa (fig. 3.1).

- Nefelina-Sienito Gnaisses

Floor (1974) define gnaisses alcalinos como rochas leucocráticas, metamórficas, metassomáticas ou ígneas, tendo feldspato como constituinte essencial e caracterizadas por uma ou mais das seguintes feições texturais:

- a) aparência bandada devido a alternância de bandas com diferentes composições mineralógicas;
- b) aparência foliada devido a alternância de minerais claros e escuros dentro de um mesmo tipo de rocha;
- c) orientação paralela a subparalela de uma ou mais espécies minerais.

As rochas da porção central do Complexo Alcalino de Peixe localmente apresentam-se bandadas, com faixas leucocráticas onde predominam feldspatos e feldspatóides e bandas mesocráticas a melanocráticas com predominância de biotita (foto 3.1). Em outros locais essas rochas apresentam-se sem bandamentos, mas com uma visível orientação planar dada pela disposição da biotita. Essa foliação mostra direção que oscila entre N15°W e N15°E, praticamente concordante com os lineamentos estruturais do Complexo Al

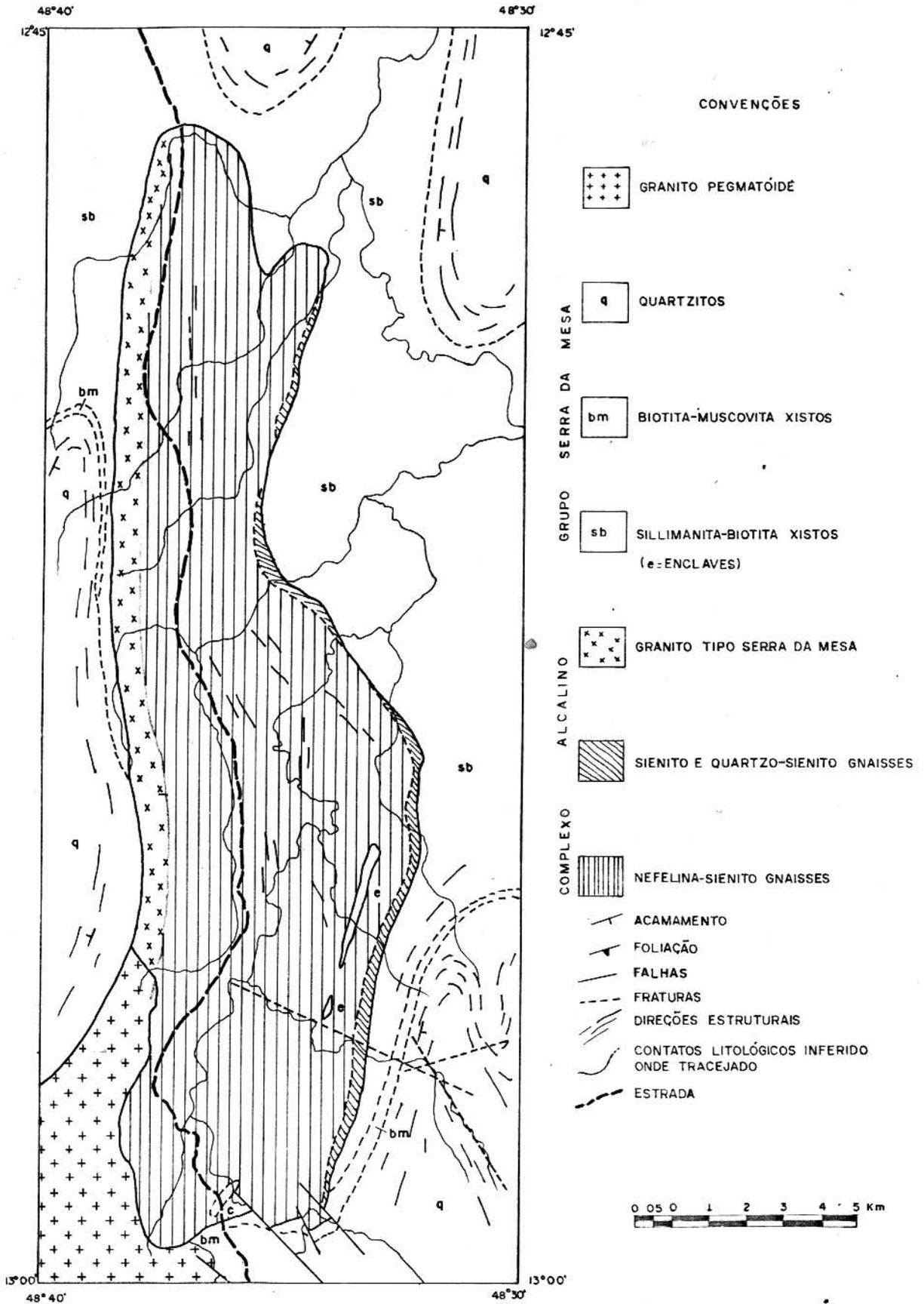


FIG. 3.1- MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DO COMPLEXO ALCALINO DE PEIXE.



Foto 3.1 - Afloramento de nefelina-sienito gnaisse mostrando bandamento entre faixas claras (feldspatos e feldspatóides) e faixas escuras (biotita, feldspatos e feldspatóides).

calino como um todo.

Dentre as rochas alcalinas do Complexo de Peixe distin guem-se três tipos petrográficos principais (Lemos, 1981), que de acordo com a classificação de Streckeisen (1976), enquadram-se de uma maneira geral na classe nefelina-sienito.

O primeiro tipo, o mais abundante, ocupa a porção mais central do complexo. É essencialmente formado por albita (An_{4-5}) microclina, nefelina e biotita, e apresenta como minerais aces sórios zircão, muscovita, corindon, crancrinita, sodalita e zeólitas.

O segundo tipo ocorre em posição mais externa com relação as rochas anteriormente descritas, sendo constituído por albita (An_{7-11}), nefelina, biotita e rara microclina. Os acessórios são praticamente os mesmos do tipo anterior, com quantidades relati vamente mais elevadas de muscovita.

O terceiro tipo é de caráter intermediário tanto no que diz respeito a composição do plagioclásio e quantidades de nefe lina, quanto ao seu posicionamento espa cial.

As rochas do primeiro tipo são as que predominam no Com plexo Alcalino de Peixe, ocupando os outros dois tipos posições locais e restritas. Suas texturas são predominantemente grano blásticas com tipos mais poiquiloblásticos nas rochas da borda. Microscopicamente observa-se com frequência deformação mecânica como maclamento lamelar, desenvolvimento de "kink bands", encur vamento na geminação do plagioclásio e evidências de recristali zação, como contatos intergranulares do tipo "ponto tríplice" e plagioclásio do tipo peristerita.

- Sienitos e Quartzo-Sienitos Gnaisses

Essas rochas ocupam posições mais restritas no complexo e compreendem uma estreita faixa descontínua, com menos de 300 m de largura, e direção geral N-S bordejando os nefelina-sienito gnaisses pelo lado leste (fig. 3.1). O quartzo-sienito é observa do na parte mais externa, formando a borda do complexo, em conta to com os xistos vizinhos. O contato entre esta faixa de sieni tos e quartzo-sienito gnaisses com os nefelina-sienitos gnaisses do núcleo, é de natureza gradativa, sendo evidenciado pela colo ração dessas rochas que diferem fundamentalmente dos nefelina-si

enitos gnaisses. Enquanto essas apresentam uma tonalidade cinza tendendo levemente para o azul, os sienitos e quartzo-sienito-gnaisses são de tonalidade cinza clara rosada. Sienitos e quartzo-sienitos gradam entre si e a passagem de um para o outro é de difícil observação.

São rochas de textura altamente orientada com bandamento mais escasso, sendo a orientação realçada pelo anfibólio que constitui o máfico principal, tanto no sienito gnaisse quanto no quartzo-sienito gnaisse. Essa foliação apresenta uma orientação geral semelhante àquela dos nefelina-sienitos gnaisses.

São constituídos essencialmente por microclina, plagioclásio, anfibólio e quartzo. Como constituintes acessórios são observados, em ordem de abundância, alanita, zircão, biotita, monazita, zeólita e opacos.

A microclina e o plagioclásio ocorrem normalmente em cristais anedrais comumente em contato do tipo "ponto tríplice". O plagioclásio de composição na faixa de albita-oligoclásio (An₉₋₁₂) pode apresentar sinais de deformação mecânica do tipo encurvamento da geminação ("bending").

O anfibólio é do tipo ferrohastingsita em forma de cristais anedrais e subedrais frequentemente associado a alanita e zircão.

O quartzo ocorre comumente em cristais anedrais, sendo raro nos tipos mais sieníticos, onde aparece tanto na forma de pequenas inclusões nos feldspatos como em cristais intergranulares, apresentando extinção ondulante. Sua frequência aumenta para a borda do complexo, a medida que se entra no domínio dos quartzo-sienitos.

A biotita é também de caráter intergranular, aumentando de teor para a borda do complexo, sendo mais frequente nos quartzo-sienitos onde constitui, junto com ferrohastingsita, o máfico principal.

A textura destas rochas é principalmente granoblástica mas, não raro, encontra-se texturas poiquiloblásticas desenvolvidas nas rochas quartzo-sieníticas.

- Granito tipo Serra da Mesa

Essas rochas ocorrem na borda oeste do complexo, formando

uma faixa contínua com extensão de aproximadamente 20 km e largura máxima de 1 km (fig. 3.1). Têm expressão morfológica através de morros adjacentes a serra de quartzitos do Grupo Serra da Mesa, dando uma feição escalonada à topografia do lado ocidental da área pesquisada.

O contato dessas rochas com os nefelina-sienito gnaisse ocorre quase sempre no fundo de pequenos vales, que normalmente se acham preenchidos por material transportado. Essa situação impediu uma observação precisa quanto a passagem dos nefelina-sienitos gnaisse para o granito tipo Serra da Mesa.

Os granitos tipo Serra da Mesa apresentam um caráter textural orientado, evidenciado pela disposição do anfibólio que constitui o máfico predominante. Essa foliação tem um comportamento concordante com aquele apresentado pelas outras rochas do complexo, com uma direção sub-meridiana mergulhando em torno de 30° a 40° para oeste. São rochas com tonalidade rosa avermelhada e de granulação média e o bandamento é praticamente imperceptível, notado apenas em alguns locais devido a um leve aumento no conteúdo dos máficos. São constituídos essencialmente de quartzo, K-feldspato, plagioclásio e anfibólio.

O K-feldspato é o mineral predominante, estando muitas vezes pertitizado, apresentando normalmente dupla macla albita-periclina e levemente alterado à sericita. O plagioclásio é de composição albita-oligoclásio e encontra-se normalmente formando contatos do tipo ponto tríplice com o quartzo. A muscovita ocorre de forma intersticial, principalmente entre cristais de feldspatos. O quartzo ocorre em cristais anedrais com evidências de deformação mecânica como extinção ondulante e leve caráter biaxial. O anfibólio é do tipo ferrohastingsita e forma cristais anedrais orientados.

Dentre os minerais acessórios tem-se, além da muscovita, a biotita e o zircão como predominantes, ocorrendo ainda a alantita. A biotita encontra-se levemente cloritizada.

- Feições Geoquímicas do Complexo Alcalino

Na tabela 3.1 são apresentadas as análises químicas das rochas do Complexo Alcalino de Peixe, cujos resultados são compatíveis com as composições mineralógicas e suas variações.

Tabela 3.1 - Composição Química das Rochas do Complexo Alcalino de Peixe (Lemos, 1981)

% EM PESO	1	2	3	4	5	6	7	8	9	MN
SiO ₂	73,78	72,80	66,15	61,55	58,12	57,89	55,79	54,93	56,87	55,38
TiO ₂	0,09	0,02	0,33	0,43	0,05	0,02	0,19	0,24	0,07	0,66
Al ₂ O ₃	11,88	13,16	15,38	16,29	23,34	22,78	21,74	23,95	22,60	21,30
Fe _{total} *	1,28	3,00	4,67	7,30	2,88	4,08	6,41	4,81	3,95	4,42
MnO	0,97	0,06	0,11	0,21	0,09	0,13	0,16	0,10	0,10	0,19
MgO	1,69	0,03	0,07	0,05	0,05	0,01	0,01	0,08	0,03	0,57
CaO	0,88	0,79	1,65	2,10	1,24	0,62	0,41	1,67	1,04	1,98
Na ₂ O	4,56	2,14	4,04	4,56	10,05	10,35	5,86	9,45	9,05	8,84
K ₂ O	3,99	6,24	5,91	6,25	3,11	3,91	7,43	3,25	4,82	5,34
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,05	0,09	0,07	0,03	0,03	0,03	0,03	0,19
TOTAL	98,24	98,28	98,36	98,85	99,00	99,82	98,03	98,51	98,52	98,87

1 e 2 - Granitos Tipo Serra da Mesa

3 - Quartzo-Sienito Gnaiss

4 - Sienito Gnaiss

5 a 8 - Nefelina-Sienito Gnaiss

Ferro total como Fe₂O₃

9 - Média para 11 Nefelina Sienitos do Complexo Alcalino de Peixe, analisados por Lemos (1981)

MN - Média de Nockolds (1954) para Nefelina Sienitos

O teor de sílica varia entre 73% no granito tipo Serra da Mesa, 66% a 62% nos quartzo-sienito e sienito, até valores da ordem de 55% nos nefelina-sienitos.

Os teores de álcalis nas rochas que formam o núcleo do Complexo (nefelina-sienitos gnaisses) chegam a valores da ordem de 13%, enquanto que para as rochas de bordo, esses caem até valores de 8%. Comportamento análogo é observado para o alumínio que apresenta teores da ordem de 23% nas rochas do centro, caindo para 12% nos granitos tipo Serra da Mesa.

As biotitas das rochas do Complexo Alcalino apresentam de uma maneira geral teores em magnésio da ordem de 1%, com valores mais elevados, sendo encontrados naquelas que ocorrem em rochas próximas aos enclaves de xistos, de 22 a 24% (Lemos, 1981).

Do ponto de vista petroquímico, as rochas alcalinas representadas pelos nefelina-sienitos gnaisses se enquadram dentro da classe miasquítica e apresentam quimismo normal comparável a média das rochas nefelina-sieníticas apresentadas por Nockolds (1954) (Tabela 3.1).

Lemos (1981) obteve, através de análises petroquímicas e petrográficas, evidências que indicam para os nefelina-sienito-gnaisses do Complexo Alcalino de Peixe uma origem ígnea.

3.2 Grupo Serra da Mesa

Este grupo se acha representado na área pesquisada por três tipos litológicos principais: silimanita-biotita xisto; biotita-muscovita xisto e quartzitos (fig. 3.1).

Essas rochas distribuem-se em torno do Complexo Alcalino, formando os flancos do braquianticlinal erodido, com expressão morfológica através de serras alongadas, em cujas cristas afloram quartzitos. As associações mineralógicas encontradas neste agrupamento de rochas metassedimentares indicam que foram metamorfisadas em ambiente de fácies anfibólito.

O Grupo Serra da Mesa foi datado na região da borda oeste do maciço de Canabrava, onde se definiu uma isócrona Rb/Sr de 1.150 m.a. e uma idade K/Ar de 530 m.a. (Hasui et alii, 1980). Na região de Uruaçu, o grupo Serra da Mesa foi datado (Rb/Sr) em

550 m.a., cujo significado é interpretado, pelos citados autores, como evento de rejuvenescimento isotópico.

- Silimanita-biotita xistos

Este tipo litológico está sendo considerado como pertencente ao Grupo S. Mesa pelo fato de apresentar uma ligeira semelhança litológica com o tipo que o superpõe, e por não terem sido observadas as relações de contato entre eles, de modo que pudessem definir melhor suas relações. Acreditamos haver possibilidade deste representar uma unidade mais antiga que o Grupo S. Mesa, devendo, pois, ser melhor estudado em trabalhos futuros.

Ocupam a posição mais basal do grupo Serra da Mesa em contato com o Complexo Alcalino em quase toda a sua extensão. Geralmente apresentam-se muito intemperizados com uma coloração avermelhada e com finas lentes brancas de silimanita. Os planos de foliação acompanham a estrutura regional, geralmente com direções N15°E a N15°W com mergulhos para oeste de 40-50° e para leste de 60-80°.

Seus minerais essenciais são silimanita, biotita e quartzo encontrando-se ainda granada, grafite, feldspatos caulinizados e raramente magnetita. A silimanita ocorre em finas lâminas na forma de microcristais aglomerados e como porfiroblastos de tamanho de até 1 cm, orientados segundo a lineação geral da rocha. A granada ocorre na forma de porfiroblastos que podem atingir dimensões de até 1 cm de diâmetro, geralmente nas amostras com mais biotita. A grafite é o acessório mais abundante nesse tipo litológico, onde ocorre esparsamente, podendo formar níveis com maiores concentrações. Em alguns desses níveis tiveram um desenvolvimento marcante, chegando a formar expressivos depósitos de grafite. Onde ocorre enriquecimento em níveis de grafite, observa-se que o solo toma uma coloração cinza escura.

Em alguns lugares a porção basal dessa rocha é ocupada por uma estreita faixa quartzo-feldspática cujas características texturais e mineralógicas permitem classificá-la como gnaiss. Possui uma espessura aparente que varia entre 10 e 50 m e uma foliação com atitude semelhante àquela apresentada pelos silimanita-biotita xistos. Constitui-se de quartzo, feldspatos e biotita com o desenvolvimento de bandas bastantes regulares e ricas

em biotita. Como minerais acessórios ocorrem granada e grafite, este último em quantidades relativamente altas, concentradas em níveis preferenciais e na forma de pequenos nódulos na massa quartzo-feldspática.

- Biotita-muscovita xistos

Essa unidade, posicionada logo acima da unidade anteriormente descrita, geralmente aflora à meia encosta das serras que limitam o vale do Rio das Almas. Sua expressão areal é restrita, limitando-se a duas estreitas faixas que acompanham a estrutura regional nas suas porções oeste e sudeste (fig. 3.1).

A mineralogia destas rochas constitui-se essencialmente de biotita e muscovita, e quantidades menores de quartzo. Acessoriamente encontram-se granada, silimanita e magnetita.

- Quartzitos

Essas rochas constituem a sequência superior do Grupo Serra da Mesa, na área aqui abordada, formando as partes mais elevadas das serras e mostrando um comportamento estrutural análogo àquele das litologias subjacentes.

Na porção mais basal essa unidade é formada por um quartzito micáceo, onde a muscovita ocorre em concentrações significativas. Na parte intermediária, níveis conglomeráticos são frequentemente observados, contendo seixos que chegam a atingir 1 cm de diâmetro. A porção do topo é constituída por um quartzito mais puro, com granulação variando de média a grossa, e com alguns níveis relativamente ricos em opacos. A silimanita ocorre como acessório nas porções basal e intermediária.

3.3 Enclaves de Xistos

No domínio das rochas alcalinas ocorrem duas faixas alongadas de xistos, uma no lado oeste com direção N-S e comprimento que varia de 4 a 5 km e largura em torno de 500 m, e outra no extremo sul, com direção aproximadamente NE-SW e comprimento entre 2 a 3 km (fig. 3.1).

As rochas que formam essas faixas, inclusas nas rochas al

calinas, constituem essencialmente um silimanita-biotita xisto com variadas proporções relativas de biotita e silimanita. Em quantidades menores encontram-se quartzo e corindon e, acessoriamente, cordierita, cianita, rutilo e granada. Localmente a silimanita aparece formando lentes maciças com dimensões de dezenas de centímetros.

No extremo norte da faixa oeste, a concentração de corindon nesses enclaves é bastante elevada, chegando a quantidades equivalentes as de silimanita e biotita, formando cristais alongados que são conhecidos na região como "rabo de tatu".

3.4 Granitos Pegmatóides

Ocupam principalmente o extremo sul da área de pesquisa, formando um grande corpo com dezenas de quilômetros quadrados de extensão areal (fig. 3.1). Morfologicamente são bem característicos, pois formam morros mais ou menos arredondados com encostas totalmente desprovidas de vegetação.

São rochas que apresentam uma granulação altamente variada, predominando uma textura extremamente grossa onde os cristais atingem dimensões de até dezenas de centímetros. Texturas média a fina ocorrem em porções mais ou menos dispersas das partes mais grosseiras. Essas rochas foram descritas por Marini et alii (1974) como granitos pegmatóides, devido as suas características composicionais e texturais.

No geral essas rochas não apresentam indícios de metamorfismo embora, muito localmente, sejam verificadas texturas orientadas. Quando observadas ao microscópio, as porções de granulação mais fina apresentam texturas com indícios incipientes de deformação mecânica, tais como fraturamentos dos cristais e ondulações suaves da geminação do plagioclásio.

A composição mineralógica dos granitos pegmatóides constitui-se essencialmente de quartzo, microclina, plagioclásio, muscovita, biotita e, acessoriamente, hornblenda, granada, turmalina (afrisita) e berilo.

As micas, principalmente a muscovita, formam aspectos texturais muito peculiares, adotando hábitos em forma de malha, ou



Foto 3.2 - Granito pegmatóide com cristais de mica (muscovita) apresentando um aspecto textural entrelaçado.

seja, as palhetas, com dimensões que vão de 5 a 10 cm, jazem na massa feldspática de forma caótica e entrelaçada (foto 3.2). In tercrescimento gráfico quartzo-feldspático também é observado nas porções de bordo. O plagioclásio é do tipo oligoclásio (An_{11-15}) em cristais quase sempre geminados segundo a lei da albita-periclina. A granada ocorre em cristais fraturados e com inclusões de quartzo, atingindo dimensões de até 3 cm de diâmetro, muitas vezes concentradas em "leitos", mais ou menos definidos, nas porções de granulação fina a grosseira.

No conjunto, o corpo de granitos pegmatóides mostra-se discordante com relação a estrutura regional e contém xenólitos tanto das rochas alcalinas quanto dos xistos Serra da Mesa, sendo observados principalmente nas zonas de bordo próximas do contato com aquelas rochas.

Na tabela 3.2 são apresentados dados de análises químicas das porções finas dos granitos pegmatóides.

3.5 Pegmatitos

Estes corpos de rocha serão o principal objeto de estudo do capítulo seguinte e, neste item, são mencionados apenas com o objetivo de completar o quadro geológico da área pesquisada.

Estão amplamente distribuídos em todas as unidades litológicas descritas, e podem ser classificados em dois grupos que se distinguem principalmente em termos composicionais: pegmatitos graníticos e pegmatitos sieníticos. Esses últimos localizam-se, com exclusividade, dentro do complexo alcalino, enquanto que os pegmatitos graníticos estão encaixados em qualquer uma das unidades litológicas já mencionadas.

3.6 Relação Entre as Rochas da Área

Como já mencionado no capítulo anterior, os granitos das serras da Mesa, do Encosto e Dourada e o Complexo Alcalino de Peixe mostram estruturações semelhantes e estão posicionados dentro de um mesmo contexto geológico, ou seja, ocupam o núcleo de estruturas braquianticlinais e são envolvidos pelos metassedi

Tabela 3.2 - Composição Química dos Granitos Pegmatóides do Complexo Alcalino de Peixe

% EM PESO	ALP-G1	ALP-G2	ALP-G3	ALP-G4	ALP-G5	MN
SiO ₂	69,60	69,70	69,60	70,40	71,10	73,86
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,20
Al ₂ O ₃	17,78	17,61	16,61	17,20	16,11	13,75
MnO	0,12	0,20	0,18	0,03	0,06	0,05
Fe _{total} *	0,76	0,76	0,81	0,47	0,85	1,91
MgO	0,01	0,06	0,12	0,03	0,09	0,11
CaO	0,60	0,61	0,52	0,41	0,53	0,72
Na ₂ O	4,16	4,20	5,10	4,00	3,87	3,51
K ₂ O	6,29	6,20	6,30	6,70	6,46	5,13
P ₂ O ₅	0,31	0,30	0,31	0,29	0,25	0,14
TOTAL	99,64	99,64	99,57	99,54	99,34	-

Rb (ppm)	387	376	374	424	457	-
Sr (ppm)	37	42	27	30	35	-
Ba (ppm)	135	130	134	135	134	-

MN - Média dos Alkali Granitos (Nockolds, 1954)

* Ferro total como Fe₂O₃

mentos do Grupo Serra da Mesa.

As datações geocronológicas obtidas por Hasui et alii (1980) mostram que os granitos e o Complexo Alcalino de Peixe são referidos a uma isócrona Rb/Sr de 1550 m.a., enquanto que o metamorfismo do Grupo Serra da Mesa foi datado em 1100 m.a. Esses resultados indicam que os granitos e o Complexo Alcalino são anteriores ao ciclo Uruaçuano ao qual se relaciona o metamorfismo e deformação do Grupo Serra da Mesa. Nesse esquema de evolução considera-se que aquelas rochas magmáticas se alojaram em condições anorogênicas, no período que separa o ciclo Transamazônico (1.8 a 2.0 b.a.) do ciclo Uruaçuano (1.0 a 1.2 b.a.). Esse quadro geotectônico é bastante compatível com o Complexo Alcalino, uma vez que estes corpos de rochas são tipicamente formados em ambiente plataformal (Stanton, 1972).

Por outro lado, os granitos e o Complexo Alcalino - estão conformados às estruturas regionais, em íntima associação com os metassedimentos do Grupo Serra da Mesa, o que pode sugerir tratar-se de corpos sintectônicos do ciclo Uruaçuano.

Embora não sejam muito claras as relações entre o Complexo Alcalino e as rochas do Grupo Serra da Mesa, algumas evidências factuais tais como a ausência de contatos transicionais, a inexistência de segmentos de rochas alcalinas e pegmatitos sieníticos dentro do Grupo Serra da Mesa, indicam que aquele complexo deve ser anterior às rochas circundantes.

Nesta linha de raciocínio, o Complexo Alcalino de Peixe é anterior ao tectonismo Uruaçuano, tendo-se alojado, inicialmente no embasamento do Grupo Serra da Mesa. Os enclaves de xistos, mencionados anteriormente, podem representar xenólitos ("roof pendants") desse embasamento, ou porções do Grupo Serra da Mesa.

A posição atual do Complexo Alcalino de Peixe poderia ser explicada por um mecanismo de ascensão (Barbosa et alii, 1969), na fase sintectônica do ciclo Uruaçuano, o que pelo menos em parte contribuiu para a deformação das rochas sobrejacentes ao mesmo tempo em que atuavam esforços tectônicos e metamorfismo, responsáveis pela estruturação regional e o desenvolvimento de foliação nas rochas do Complexo Alcalino.

Como um caráter totalmente discordante em relação as estruturas regionais, aparecem os granitos pegmatóides no sul da

área pesquisada, contendo xenólitos tanto das rochas alcalinas como dos metassedimentos do Grupo Serra da Mesa. No mapeamento realizado por Marini et alii (1974), é observado que corpos dessa natureza não aparecem cortando os metassedimentos do Grupo Bambuí que é a unidade proterozóica mais jovem, com idade entre 650 e 850 m.a. (Hasui et alii, 1980). Tal fato, associado as observações para a área do Complexo Alcalino de Peixe, situa a formação destes corpos em período posterior à fase principal do ciclo Uruaçuano, que dobrou e metamorfoisou o Grupo Serra da Mesa.

Regionalmente, não são conhecidos corpos graníticos com idade de formação no ciclo Brasileiro. Hasui et alii (1980) referem-se, de modo não conclusivo, ao granito de Barrolândia (isócrona Rb/Sr, preliminar, com 620 m.a.) e ao granitóide de Porto Nacional (isócrona Rb/Sr de 560 m.a.); nesse último "é possível que se trate de idade de rejuvenescimento".

Assim sendo, pode-se admitir que os granitos pegmatóides constituem manifestações magmáticas da fase pós-tectônica do ciclo Uruaçuano.

Idades K/Ar (450-460 m.a.) obtidas em micas provenientes do Complexo Alcalino de Peixe, dos xistos Serra da Mesa e de alguns pegmatitos representam o último evento térmico que atuou sobre as rochas regionais.

Os pegmatitos existentes na área, como já foi mencionado, são divididos em dois grupos, cujas origens e tempo de formação estão relacionados com as rochas do Complexo Alcalino e com os granitos pegmatóides, conforme discutido no capítulo 4.

4 OS PEGMATITOS

4.1 Definição

Jahns (1955) define pegmatitos como "rochas holocristalinas que apresentam, pelo menos em parte, uma granulação muito grosseira, tendo como maiores constituintes minerais aqueles encontrados tipicamente em rochas ígneas, mas com a característica de apresentarem extremas variações texturais, especialmente no que se refere ao tamanho dos grãos".

Neste trabalho, o termo pegmatito é empregado, de acordo com a definição de Jahns para designar os corpos de composição granítica e sienítica, de textura fundamentalmente grosseira, com forma tabular ou como bolsões irregulares, encaixados concordante ou discordantemente nas rochas do Complexo Alcalino de Peixe e do Grupo Serra da Mesa.

4.2 Classificação dos Pegmatitos

Na literatura geológica sobre os pegmatitos, vários são os critérios empregados para classificá-los, tais como: composições química e mineralógica, estrutura interna, tamanho, forma, relação com as rochas encaixantes, textura e gênese.

Landes (1933) propôs uma classificação baseada nas composições mineralógica e química, tal qual é feita na petrologia para rochas ígneas: pegmatitos ácidos, intermediários e básicos.

De acordo com critérios de composição e distribuição mineralógica e textural, Cameron et alii (1949) classificaram vários pegmatitos, de distritos dos Estados Unidos, em zonados e não zonados. As diferentes zonas estão arrançadas concêntrica em relação a uma zona mais central denominada de núcleo do pegmatito.

Autores como Gevers et alii (1937), Heinrich (1953) e Varlamoff (1960) utilizaram para classificação, o posicionamento espacial dos corpos pegmatíticos, em relação ao corpo ígneo a que estão associados, denominando-os pegmatitos interiores, marginais e exteriores, caso estejam, respectivamente, dentro, na margem ou fora deste corpo. Observaram ainda, uma ampla variação mineralógica que ocorre entre os pegmatitos de acordo com o seu posiciona

mento e que efeitos hidrotermais são mais intensos nos corpos mais exteriores. Este fenômeno é relacionado com a concentração de muitos minerais de importância econômica.

Fersman (1931) classificou os pegmatitos segundo critérios de origem e evolução a partir da composição. De acordo com estes critérios distinguem-se pegmatitos de cristalização direta e pegmatitos com substituição metassomática. Ginzburg (1960) adotou a classificação de Fersman e acrescentou critérios que relacionam as composições química e mineralógica com a profundidade de formação, destacando o papel geoquímico dos álcalis no decorrer da evolução do processo pegmatítico.

As idéias de Fersman influenciaram decisivamente a concepção e classificação de muitos outros autores como Varlamoff (1972) e Nedumov (1964), que associaram critérios de composições química e mineralógica com a evolução do processo pegmatítico. Na tabela 4.1 são mostradas, de modo comparativo, as classificações dos autores acima citados.

Neste trabalho os pegmatitos da área do Complexo Alcalino de Peixe são considerados em dois grupos: os pegmatitos sieníticos e os pegmatitos graníticos, segundo critérios de composição mineralógica, em analogia, com as rochas ígneas equivalentes.

Partindo desta caracterização, esses dois grupos foram subdivididos em tipos de acordo com as associações minerais presentes, o que permitiu individualizar cada um dos tipos conforme mostrado no quadro abaixo:

Quadro 4.1 - Classificação dos Pegmatitos da Área do Comp. Alcal. de Peixe

PEGMATITOS SIENÍTICOS	- Pegmatitos com plagioclásio, K-feldspato e biotita
	- Pegmatitos com plagioclásio, K-feldspato, biotita e ilmenita
	- Pegmatitos com plagioclásio, K-feldspato, biotita, alanita e monazita
PEGMATITOS GRANÍTICOS	- Pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio (arfvedsonita)
	- Pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e granada
	- Pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio, quartzo, muscovita, afrisita e berilo.

Tabela 4.1 - Classificações Comparativas de Pegmatitos

FASE	B	C	D	E	F	G	H
	TEMPERATURA TIPOS	TEMPERATURA TIPOS	TEMPERATURA TIPOS	TEMPERATURA TIPOS	TEMPERATURA TIPOS	TEMPERATURA TIPOS	TEMPERATURA TIPOS
FERSMAN (1931)	800°C 1	700°C 2	600°C 3	500°C 4	500°C 5	500°C 6	400°C 7, 8, 9
	NOME	PEGMATITOS COMUNS COM ALANITA E MONAZITA	PEGMATITOS COM MINERAIS DE BORO E FLUOR	PEGMATITOS COM MINERAIS DE FLUOR E BERILO	PEGMATITOS COM MINERAIS DE SÓDIO E LÍTIO	PEGMATITOS COM FOSFATOS DE MANGANÊS	FASE PNEUMATOLÍTICA - HIPOTERMAL, VEIOS COM W, AU, Ag
GINSBURG (1960)	1	2	3	4	5	6	7
	TIPOS	TIPOS	TIPOS	TIPOS	TIPOS	TIPOS	TIPOS
GINSBURG (1960)	NOME	PEGMATITOS DE CRISTALIZAÇÃO PRIMÁRIAS (SEM SUBSTITUIÇÃO)	TIPOS DE TRANSIÇÃO	TIPOS DE TRANSIÇÃO	TIPOS DE TRANSIÇÃO	TIPOS DE TRANSIÇÃO	TIPOS DE TRANSIÇÃO
	CRISTALIZAÇÃO	Co I II III IV V VI	Co I II III IV V VI	Co I II III IV V VI	Co I II III IV V VI	Co I II III IV V VI	Co I II III IV V VI
GINSBURG (1960)	SUBSTITUIÇÃO						
	MINERAIS E ELEMENTOS	TERRAS RARAS	MUSCOVITA	BERILO	CASSITERITA, TANTALITA - COLUMBITA	LÍTIO	CÉSIO
VARLAMOFF (1948-1971)	ESPÉCIES	I - PEGMATITOS COM BIOTITA	II - COM DUAS MÍCAS	III - PEGMATITOS COM MUSCOVITA	IV - VEIOS DE QUARTZO COM MUSCOVITA	IV - VEIOS DE QUARTZO COM MUSCOVITA	IV - VEIOS DE QUARTZO COM MUSCOVITA
	TIPOS	1	2	3	4	5	6
VARLAMOFF (1948-1971)	MINERAIS	PEGMATITOS COM BIOTITA E TURMALINA, ESTRUTURAS ORFÍCAS DE QUARTZO E FELDSPATO.	PEGMATITOS COM BIOTITA E TURMALINA, ESTRUTURAS ORFÍCAS DE QUARTZO E FELDSPATO.	MUSCOVITA, BIOTITA, TURMALINA, BERILO	PEGMATITOS ZONADOS FREQUENTEMENTE COM NÚCLEO DE QUARTZO, AMFIBOL, EPIDÓTIO, MICROCLINA, ALBITA, CASSITERITA E TANTALITA-COLUMBITA.	PEGMATITOS FORTEMENTE ALBRITIZADOS C/ ESPODUMÊNIO, MUSCOVITA, LEPIDOLITA, BERILO, CASSITERITA E TANTALITA-COLUMBITA.	VEIOS DE QUARTZO COM CRISTAIS DE MICROCLINA ALBRITIZADOS, COM MUSCOVITA E CASSITERITA.
	CARACTERÍSTICOS						
MEDUKOV (1964)	TIPOS	I	II	III	IV	V	VI
	MINERAIS	VEIOS DE QUARTZO - PLAGIÓCLÁSIO COM QUANTIDADES VARIÁVEIS DE MICROCLINA COM BIOTITA TURMALINA, ALBITA, BERILO E TALCO - NIÓBIOS	VEIOS DE QUARTZO - PLAGIÓCLÁSIO - MICROCLINA E PLAGIÓCLÁSIO - ALBITA - MICROCLINA - ALBITA - MICROCLINA - QUARTZO - BERILO - NIÓBIOS - TALCO - NIÓBIOS - TALCO - NIÓBIOS	VEIOS DE QUARTZO - ALBITA - ESPODUMÊNIO - QUARTZO - PEGMATITOS COM ESPODUMÊNIO - ALBITA - MICROCLINA - QUARTZO - BERILO - NIÓBIOS - TALCO - NIÓBIOS	VEIOS COM ESPODUMÊNIO - ALBITA - QUARTZO E MICROCLINA, MUSCOVITA, CASSITERITA, TANTALITA, NIÓBIOS E BERILO	VEIOS COM ESPODUMÊNIO - ALBITA - QUARTZO E MICROCLINA, MUSCOVITA, CASSITERITA, TANTALITA, NIÓBIOS E BERILO	VEIOS COM ESPODUMÊNIO - ALBITA - QUARTZO E MICROCLINA, MUSCOVITA, CASSITERITA, TANTALITA, NIÓBIOS E BERILO
MEDUKOV (1964)	CARACTERÍSTICOS						

Segundo Schneiderhöhn (1961) e Varlamoff (1954-1972), in Sá (1977).

4.2.1 Pegmatitos de Composição Sienítica

Ocorrem principalmente na porção central da área, encaixados exclusivamente nas rochas do Complexo Alcalino de Peixe (fig. 4.1). Têm forma predominantemente lenticular, mas com frequência também aparecem sob a forma de bolsões. São corpos de pequenas dimensões, raramente ultrapassando 2 m de largura, com poucas dezenas de metros de comprimento. Podem apresentar um zoneamento interno, tanto textural como mineralógico, normalmente com um aumento dos cristais para o centro do corpo.

O posicionamento espacial desses corpos mostra uma direção preferencial, submeridiana, coincidente com a orientação da estrutura regional (fig. 4.2 a). Além do fato deste grupo de pegmatitos se encaixar com exclusividade nas rochas alcalinas, distingue-se do outro grupo pela ausência de quartzo e pelos visíveis efeitos de deformação interna.

Conforme já mencionado acima, as associações minerais desse grupo de pegmatitos permitiram individualizar os seguintes tipos:

- Pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio e biotita

Dentre os pegmatitos sieníticos estudados na área, esses são os mais abundantes constituindo corpos de espessura bastante reduzida, não superior a 0,5 m e muitas vezes podem ser descritos como veios feldspáticos altamente fraturados (foto 4.1). Suas melhores exposições são encontradas nos cortes de estrada.

Esses corpos apresentam, via de regra, zoneamento textural e mineralógico incipientes, podendo-se distinguir, em alguns casos, três zonas: marginal, intermediária e central, caracterizadas a partir de uma variação, da borda para o centro, na granulação dos minerais que compõem esses pegmatitos. Na maioria desses corpos, as zonas intermediária e central formam uma única zona.

Neste trabalho, utiliza-se o termo zona marginal para designar a porção externa dos pegmatitos correspondendo as zonas da borda e da parede, que na maioria das vezes são de difícil individualização.

A zona marginal, que a grosso modo representa 1/10 da espassura do pegmatito, é caracterizada por uma textura fina e pela

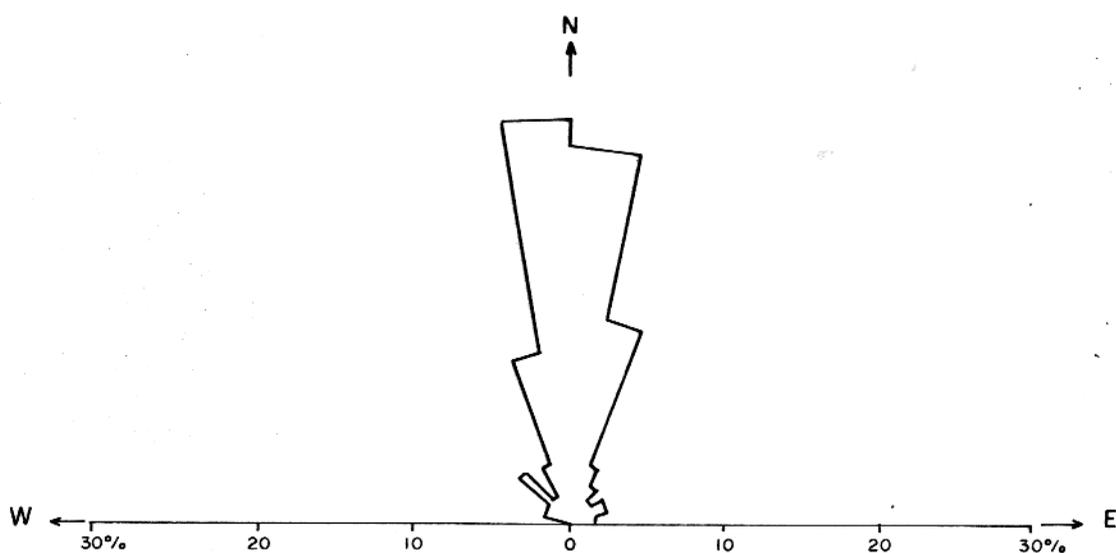


FIG. 4.2a. - DIAGRAMA DE FREQUÊNCIA DAS DIREÇÕES DOS CORPOS DE PEGMATITOS SIENÍTICOS (55 MEDIDAS).

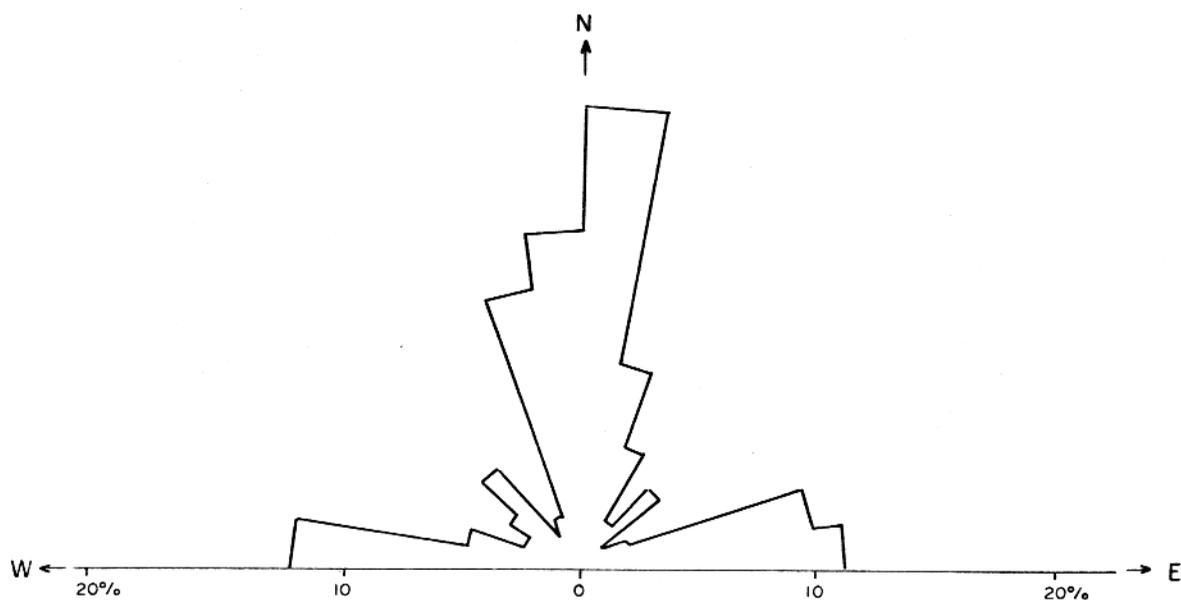


FIG. 4.2b - DIAGRAMA DE FREQUÊNCIA DAS DIREÇÕES DOS CORPOS DE PEGMATITOS GRANÍTICOS (80 MEDIDAS)



Foto 4.1 - Pequeno veio de pegmatito com K-feldspato, plagioclásio e biotita encaixados em nefelina sienito gnaisses.

grande concentração de biotita, geralmente orientada.

A zona intermediária, a mais espessa desses pegmatitos, a apresenta uma granulação grosseira (centimétrica) constituída fundamentalmente por microclina, plagioclásio e alguma biotita.

A zona central é caracterizada principalmente pelo aparecimento de K-feldspato pertitizado. Confunde-se texturalmente com a zona intermediária e ocorre apenas nos corpos de maiores dimensões.

Além do K-feldspato, plagioclásio e biotita que constituem a mineralogia essencial dos corpos, encontra-se como acessórios zircão, muscovita e calcita.

O K-feldspato representado pela microclina, é encontrado em toda a extensão do pegmatito e, nas zonas mais centrais, chegam a atingir dimensões da ordem de 5 cm, ocorrendo em cristais anedrais. Nas porções mais finas, foi observado, microscopicamente, contato do tipo ponto tríplice entre grãos de microclina ou com plagioclásios. Os cristais de K-feldspato apresentam-se fraturados e com inclusões de zircão e biotita na zona marginal.

O plagioclásio, de composição An_{9-12} , ocorre em todas as zonas desses pegmatitos. Apresentam evidências de deformação mecânica como "kink bands", encurvamento da geminação ("banding"), geminação mecânica (Spry, 1969) e inclusões de zircão e biotita, esta última principalmente na zona marginal.

A biotita apresenta pleocroísmo verde pálido a intenso, raramente marron. Ocorre principalmente na zona marginal e, mais raramente, na zona intermediária, como inclusões nos feldspatos e na forma intergranular.

O zircão é um acessório relativamente comum nesses pegmatitos, sendo observado apenas em dimensões microscópicas na forma de cristais anedrais inclusos na massa feldspática, e distribuído em todas as zonas. A muscovita também é um acessório comum, ocorrendo na forma intersticial e como alterações sericíticas nos feldspatos, com dimensões microscópicas. Mais raramente encontrase calcita, com dimensões microscópicas, ocupando os interstícios entre os minerais.

Especialmente, estes corpos estão distribuídos em toda a extensão do Complexo Alcalino de Peixe, encaixados exclusivamente

nos nefelina-sienito gnaissés (fig. 4.1).

- Pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio, biotita e ilmenita.

Nesse grupo de pegmatitos predomina a forma de bolsões ir regulares, ocorrendo mais raramente como lentes alongadas. Suas maiores dimensões atingem algumas dezenas de metros de comprimento e poucos metros de largura.

As condições gerais de afloramentos dificultaram uma obser vação mais precisa do comportamento espacial dos corpos, entretan to a direção predominante alinha-se meridianamente (fig. 4.2a).

Os pegmatitos desse grupo ocorrem em áreas bem restritas na parte norte do Complexo Alcalino de Peixe. São em número apro ximado de duas dezenas de corpos formando um pequeno campo de pegmatitos sieníticos mineralizados à ilmenita (fig. 4.1). A en caixante desses corpos é um nefelina-sienito gnaisse, com notá veis quantidades acessórias de corindon.

Constituem-se essencialmente de microclina, plagioclásio, biotita, ilmenita e quantidades acessórias de zircão, alanita e monazita. Esses últimos foram detectados pela análise de minerais pesados de porções semi-intemperizadas do pegmatito.

A microclina aparece em cristais anedrais fraturados for mando, junto com os plagioclásios, a grande massa mineral desses corpos. O plagioclásio é do tipo albita-oligoclásio (An_{8-15}), e frequentemente apresenta geminação mecânica e um encurvamento do maclamento albita. A biotita pode ocorrer na forma intergranular ou constituindo bolsões alongados, com placas que chegam a atin gir dezenas de centímetros. Associada a esses bolsões aparecem massas de ilmenita, raramente formando cristais facetados. São concentrações maciças de ilmenita, com um teor de nióbio relativa mente elevado, que levou Barbosa et alii (1969) a denominarem-na de ilmenita niobífera. O alto teor de nióbio na ilmenita foi cons tatado semiquantitativamente, no presente trabalho, através de picos espectrais elevados em gráficos obtidos por fluorescência de raios-X.

Esses pegmatitos apresentam um zoneamento textural e mine ralógico, com granulação fina nas bordas e um aumento gradual pa ra o centro do corpo. Com bases texturais e mineralógicas foram

distinguidas: zona marginal, zona intermediária e zona central.

A zona marginal, com espessura de alguns centímetros, apresenta uma textura fina e é composta fundamentalmente por microclina, plagioclásio e biotita.

A zona intermediária ocupa a maior porção destes corpos, com textura mais grosseira, constituída de microclina, plagioclásio e biotita disseminada, com cristais de microclina que podem atingir dimensões em torno de 10 cm.

A zona central fica caracterizada pela presença de bolsões alongados de biotita e concentrações maciças de ilmenita associadas. As massas de ilmenita e biotita comumente apresentam-se encurvadas e com estrias de deformação. Os bolsões de biotita podem situar-se nas partes centrais dos corpos ou aproximar-se bastante da zona marginal, mas sempre envolvidos por feldspatos da zona intermediária. Os bolsões de biotita têm espessuras que variam entre 10 cm e 1,0 m e as massas de ilmenita, individualmente, podem pesar muitas dezenas de quilogramas.

Esses pegmatitos têm sido intermitentemente explorados por garimpeiros para a extração de ilmenita (foto 4.2).

- Pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio, biotita, alantita e monazita.

Esse grupo de pegmatitos foi considerado o mais importante do ponto de vista econômico, dado o seu conteúdo mineralógico. Ocorre principalmente em uma faixa com direção N-S na porção centro-oriental da área, mas raras ocorrências são registradas fora desse "trend" principal (fig. 4.1). Individualmente esses corpos possuem direção preferencial N-S mergulhando tanto para oeste como para este, predominando o primeiro caso, com valores que vão de 30° a 90°.

As dimensões são muito variadas, desde pequenos corpos com 30 cm de espessura até corpos maiores que chegam a 2 m. Apresentam ramificações formando inúmeros corpos menores em torno de um corpo maior.

Esses corpos estão encaixados nas rochas alcalinas, que localmente apresentam dupla foliação, uma paralela às bordas do corpo pegmatítico, evidenciada pela disposição de biotitas em volta



Foto 4.2 - Aspecto de pegmatito sienítico, mineralizado à ilmenita. A porção escavada corresponde a um bolsão de biotita e ilmenita.

desses, persistindo por alguns metros na encaixante e outra representada pela foliação regional. Nesses, a exemplo do que ocorre às margens do córrego Fundo, a foliação regional, bem desenvolvida em todo o Complexo Alcalino, discorda e secciona aquela foliação mostrada ao redor de alguns pegmatitos.

Nesses pegmatitos pode-se distinguir uma estrutura interna zonada, com evidentes variações texturais e mineralógicas que caracterizam as zonas marginal, intermediária e central (Foto 4.3).

A zona marginal apresenta uma granulação fina e é constituída por microclina, plagioclásio e biotita, esta última com uma marcante orientação.

A zona intermediária apresenta granulação mais grosseira, com cristais da ordem de 0,5 a 2,0 cm e é constituída essencialmente por microclina, plagioclásio e biotita e, acessoriamente, monazita e alanita.

A zona central é caracterizada por uma granulação que chega a atingir até 15 cm de diâmetro, sendo constituída principalmente por microclina pertitizada e plagioclásio. Nessa zona concentra-se monazita e alanita em quantidades que podem ter significado econômico (Foto 4.4). Essa zona compreende ainda, em alguns corpos, bolsões ou lentes de biotita geralmente contíguas às porções ricas em monazita e alanita.

A mineralogia principal desses corpos é formada por microclina, plagioclásio, pertita, micropertita, biotita e quantidades menores de alanita e monazita. Acessoriamente encontram-se apatita, zircão, ilmenita, molibdenita, calcita, muscovita e fluorita.

Os feldspatos formam a grande massa desses corpos em cristais de dimensões que atingem cerca de 10 cm. São morfologicamen-te anedrais e apresentam dois tipos de contatos intergranulares : irregular, com indícios de possível substituição do plagioclásio pelo K-feldspato (Foto 4.5); e ponto tríplice característico de recristalização metamórfica. O K-feldspato é do tipo microclina e na zona central aparece pertitizado. Apresenta alterações à sericita, esta em cristais ligeiramente orientados (Foto 4.6).

O plagioclásio é de composição albita-oligoclásio (An_{8-14}), apresentando valores de anortita mais baixos para o centro do corpo. Aparecem geminados pela lei da albita e maclamento de deformação. A grande maioria dos cristais geminados apresenta indícios



Foto 4.3 - Pegmatito sienítico com alanita e monazita, mostrando a zona marginal com textura orientada (1), zona intermediária (2) e zona central (3).



Foto 4.4 - Aspecto da zona central de um pegmatito mineralizado com alanita e monazita, onde se destaca a associação de alanita (escuro) e feldspato (claro).



Foto 4.5 - Aspecto textural microscópico de um pegmatito sienítico, evidenciando a substituição de plagioclásio pela microclina (nicóis cruzados, aumento 40 x).

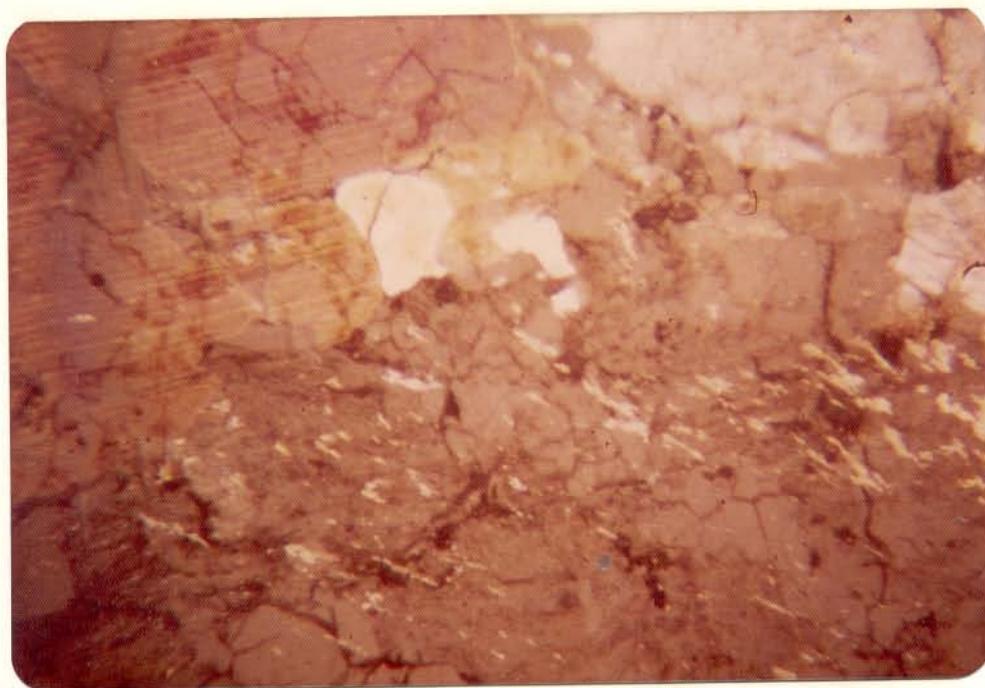


Foto 4.6 - Sericita em um cristal de K-feldspato de pegmatito sienítico (nicóis cruzados, aumento 40 x)

de deformação como "kink bands" e encurvamento dos planos de geminação (Fotos 4.7 e 4.8).

A biotita ocorre em palhetas e placas por todo o corpo pegmatítico, em dimensões desde microscópica até dezenas de centímetros, com um pleocroísmo que varia do verde ao marron muito parecido ao pleocroísmo das biotitas dos nefelina-sienito gnaisses. Ocorre tanto disseminada na massa feldspática como em concentrações monominerálicas formando bolsões e lentes irregulares na zona central, às vezes se aproximando da zona marginal. As lentes e bolsões de biotitas podem atingir espessuras de até 50 cm, e, neste caso, não mostram orientação interna diferindo da biotita presente na zona marginal que mostra marcante orientação paralela ao contato do pegmatito com as rochas alcalinas.

A monazita é um dos acessórios mais comuns ocorrendo em massas cristalinas nas zonas intermediária e central associada à alanita e apatita (Fotos 4.9 e 4.10). Formam cristais subedrais e anedrais geralmente fraturados, que chegam a atingir cerca de 10 cm de diâmetro. Concentrações maiores são encontradas nos pegmatitos localizados no sul do complexo. A alanita e a apatita ocorrem em forma venular preenchendo fraturas nos cristais de monazita e feldspatos e, em alguns casos, mostram evidências de substituição da monazita e feldspatos pela alanita (Fotos 4.9, 4.11 e 4.12).

Nesse tipo de pegmatitos observa-se que aqueles situados mais ao norte (fig. 4.1) apresentam maiores concentrações de alanita, a qual aparece em agregados cristalinos maciços nas zonas intermediária e central associada aos feldspatos (Foto 4.3 e 4.4).

Apatita e molibdenita ocorrem na zona central em quantidades reduzidas associadas à monazita, alanita e feldspatos. A molibdenita, que aparece em quantidades bem menores, forma palhetas milimétricas normalmente inclusas na alanita. O zircão aparece como inclusão na massa feldspática em cristais euedrais de dimensões microscópicas não superiores a 0,5 mm.

Em alguns desses pegmatitos, a associação de alanita, monazita e apatita forma uma pequena faixa individualizada, em contato brusco com a massa feldspática. São vênulas com dimensões não superiores a 5 cm, com frequentes inclusões de feldspatos (Foto 4.10).

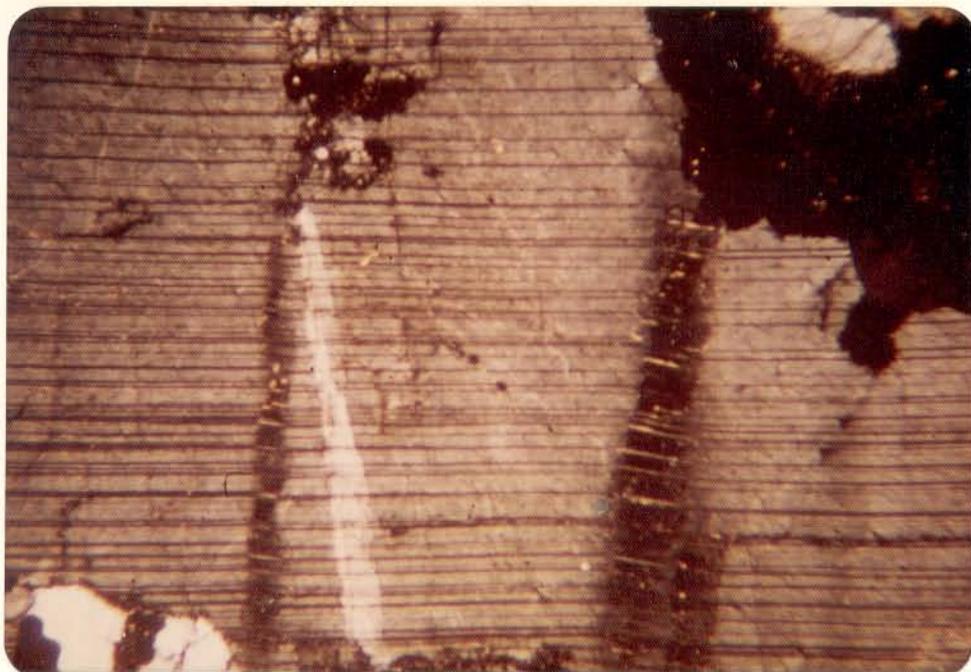


Foto 4.7 - Cristal de plagioclásio de um pegmatito sienítico com feição textural microscópica tipo "kink bands" (nicóis cruzados, aumento 40 x).

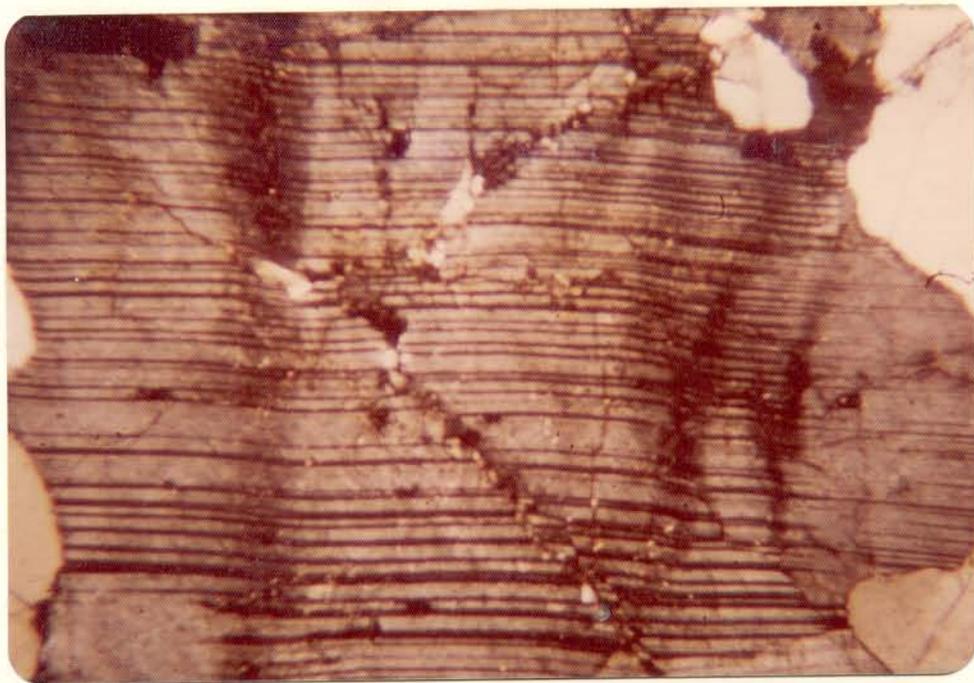


Foto 4.8 - Cristal de plagioclásio de um pegmatito sienítico mostrando texturas de deformação - "kink bands", "banding" e microfraturamentos (nicóis cruzados, aumento 40 x).

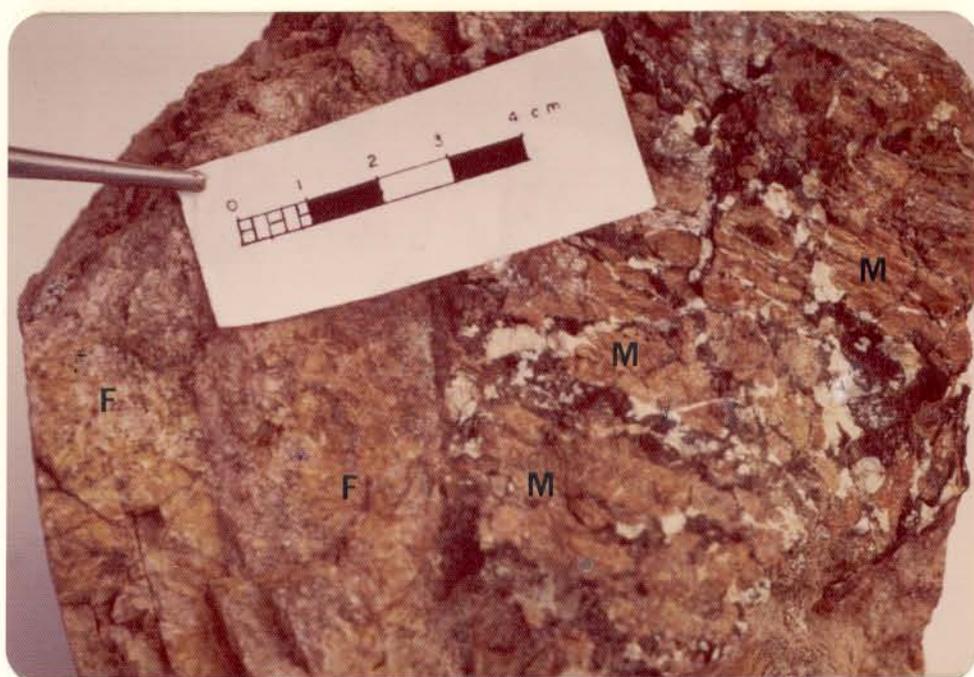
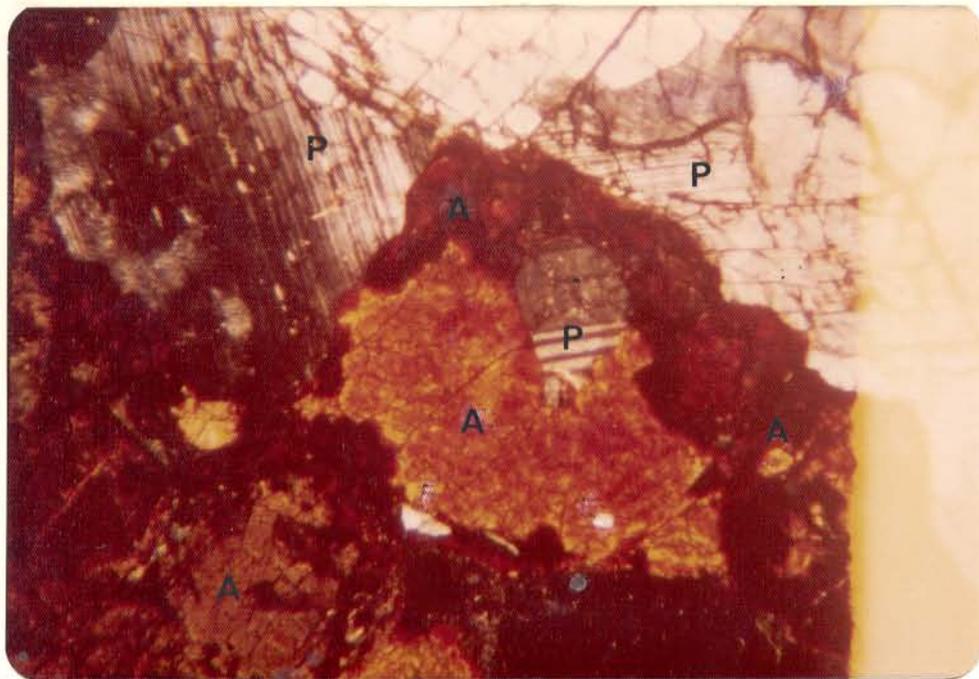


Foto 4.9 - Amostra da zona central de um pegmatito científico mineralizado à monazita e alanita. A porção a esquerda é formada de feldspatos (F) e à direita vê-se u'a massa de monazita (M) penetrada por vênulas de alanita (preto) e apatita (branco).



4.10 - Feição microscópica da zona central de um pegmatito sienítico, mostrando a associação de plagioclásio (P) e alanita (A) [nicóis cruzados, aumento 10 x]

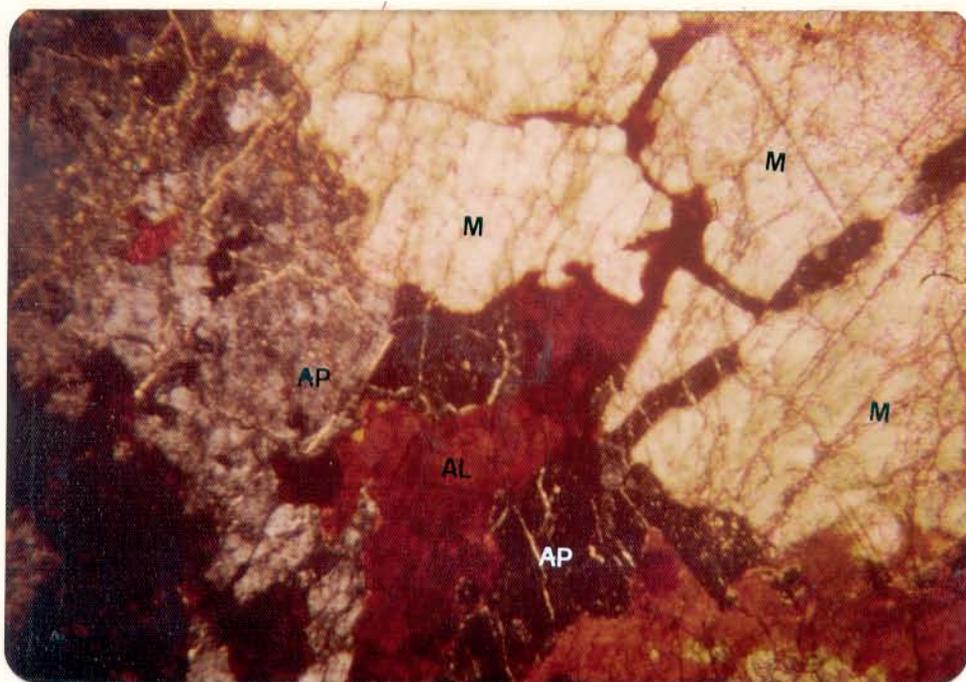


Foto 4.11 - Relações texturais entre monazita (M), alunita (Al) e apatita (Ap) nos pegmatitos sieníticos. Observa-se vênulas de alunita e apatita penetrando a monazita (nicóis cruzados, aumento 10 x).

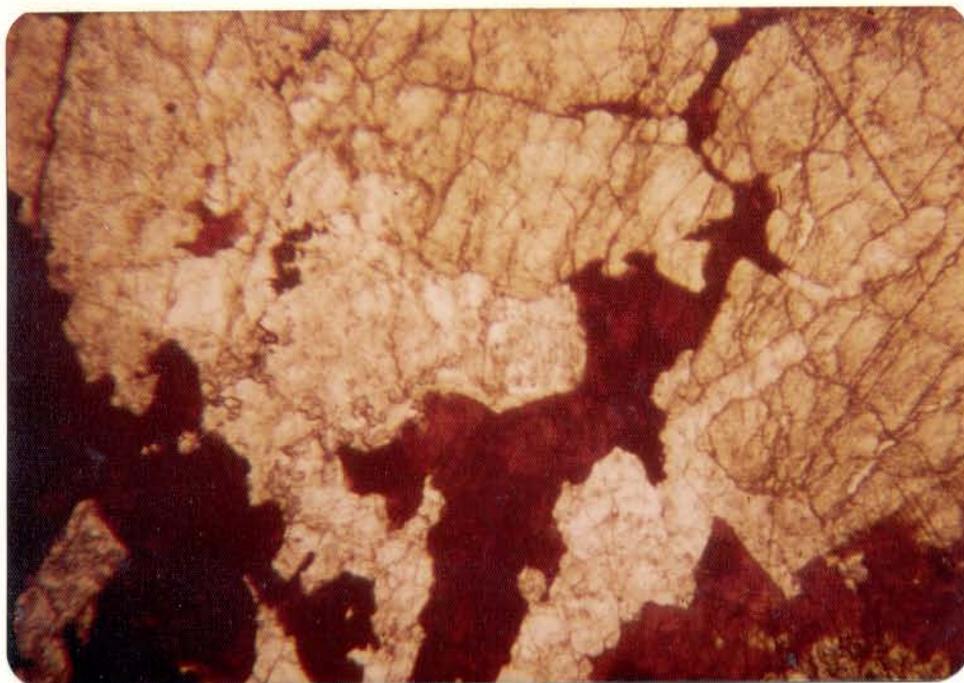


Foto 4.12 - Detalhe da foto anterior, mostrando a vênula de alunita (escuro) dentro da monazita (nicóis paralelos, aumento 10 x).

A muscovita é comum nestes pegmatitos como alteração dos feldspatos, ocorrendo intersticialmente ou na forma de microinclusiones (Foto 4.6). Fluorita e calcita foram encontradas em corpos que ocorrem na porção norte do complexo. Geralmente ocupam fraturas e clivagens de outros minerais, formando pequenos agregados irregulares ou finas vênulas na massa feldspática.

Esses pegmatitos têm sido explorados de modo intermitente por garimpeiros para a extração de monazita e alanita.

4.2.2 Pegmatitos de Composição Granítica

São os pegmatitos mais abundantes na região do Complexo Alcalino de Peixe. Cortam todas as unidades litológicas da área, em quase todas as direções, com predominância para a orientação sub-meridiana, principalmente aqueles encaixados nos xistos Serra da Mesa (fig. 4.2b). Formam corpos de composição essencialmente granítica, nos quais o quartzo é o mineral diagnóstico para diferenciar esses corpos daqueles de composição sienítica. Apresentam dimensões variadas, com uma espessura desde dezenas de centímetros até 3,0 m e um comprimento máximo observado em torno de 300 m.

Com base nas associações mineralógicas esses pegmatitos foram subdivididos em três tipos principais que são:

- . pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio;

- . pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e granada;

- . pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio, quartzo, muscovita, afrisita e berilo.

- Pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio, quartzo, anfibólio.

Ocorrem nas partes central e sul da área pesquisada, estando encaixados nos granitos pegmatóides e nas rochas alcalinas às proximidades destes.

Apresentam forma característica do tipo tabular com dimensões que variam de 1 a 3 m de largura e 20 a 100 m de comprimento.

Ocorrem em duas direções preferenciais, N-S e E-W.

Nesses pegmatitos são individualizados dois tipos texturais. O primeiro é de granulação média com textura fanerítica e quigranular, podendo ser descrito como "diques graníticos", dentro do qual são observados bolsões e lentes com textura pegmatítica e zoneamento textural. O outro tipo possui uma textura pegmatítica. Em ambos a composição mineralógica é a mesma, constituída essencialmente por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio (arfvedsonita), e como minerais acessórios a apatita, titanita, aegerina-augita, sericita e ilmenita.

Nos corpos de textura pegmatítica foi observado um notável zoneamento interno com as seguintes unidades texturais e mineralógicas:

- zona marginal, com granulação milimétrica, constituída principalmente de quartzo, microclina, plagioclásio, biotita e anfibólio, tendo uma espessura que varia de 10 a 30 cm.

- zona intermediária, caracterizada pela granulação grosseira, centimétrica, constituída de microclina pertitizada, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio. Esta zona compreende a maior porção desses pegmatitos, chegando a uma espessura em torno de 1,0 m e à medida que se aproxima do centro do corpo, passa a conter cristais de pertita e anfibólio bem maiores.

- zona central caracterizada pela presença de quartzo leitoso penetrado por grandes cristais de pertita e anfibólio (arfvedsonita), que podem definir verdadeiros núcleos de quartzo, ou se apresentar na forma de massas isoladas.

Os feldspatos compõem a maior parte desses corpos, comumente fraturados e em junção do tipo ponto tríplice. O plagioclásio (albita-oligoclásio, An_{9-12}) concentra-se preferencialmente na zona intermediária.

O anfibólio é do tipo arfvedsonita, ocorrendo em cristais prismáticos com dimensões que variam de poucos milímetros até 20 cm. Nos pegmatitos onde se desenvolvem núcleos de quartzo, a arfvedsonita aparece como pequenas inclusões aciculares dentro de quartzo. Em alguns "diques graníticos" foram observados cristais de aegerina-augita envolvidos por arfvedsonita.

Apatita, titanita e ilmenita aparecem muito raramente ape

nas nos "diques graníticos", em cristais anedrais e de dimensões milimétricas. A muscovita (sericita) ocorre principalmente como um produto de alterações dos K-feldspatos.

- Pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e granada

Ocorrem por quase toda a extensão da área pesquisa concentrados principalmente nas partes centrais (fig. 4.1). A grande maioria desses corpos encaixa-se nas rochas alcalinas e no Grupo Serra da Mesa, neste último aparecendo principalmente em suas unidades mais basais. Ocorrem, mais raramente, nos granitos pegmatóides.

São corpos de dimensões que atingem até 10 m de espessura por 100 a 200 m de comprimento. Ocorrem mais comumente na forma de bolsões, sendo também frequentes as formas lenticulares.

Um zoneamento interno textural e mineralógico é visível em quase todos os corpos, onde se distingue as seguintes unidades:

- zona marginal, caracterizada pela presença de intercrescimento gráfico de quartzo e feldspato e pela textura de granulação milimétrica. A espessura dessa zona pode chegar a 0,5 m nos corpos de maiores dimensões. É composta por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, quantidades menores de granada e, mais raramente, afrisita.

- zona intermediária, que é a zona de maior espessura, apresentando uma textura centimétrica que grada a tipos mais grosseiros da margem para o centro do corpo. É constituída por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita e granada. Mais raramente aparecem grafita, muscovita e magnetita.

- zona central, tendo uma espessura inferior a 1 m, é caracterizada por uma textura muito grosseira e pela presença de núcleos de quartzo associados a grandes cristais de pertita e biotita (Foto 4.13).

Em alguns corpos desse tipo não foi possível caracterizar um zoneamento mineralógico, mas observou-se a existência de um leve aumento no tamanho dos cristais da borda para o centro. A mineralogia é a mesma apresentada pelos corpos de estrutura zonada.



Foto 4.13 - Zona central de um pegmatito granítico, mostrando o núcleo de quartzo (Q) com inclusões de massas de perthita (P).

A microclina está presente em todas as zonas sendo que na zona central mostra-se muito pertitizada. O plagioclásio é do tipo albita-oligoclásio (An_{9-11}) e pode apresentar algumas evidências de deformação no seu maclamento principalmente naqueles corpos localizados nas proximidades das falhas ao sul da área. A biotita ocorre em toda a extensão do corpo, em cristais que variam de milimétricos a centimétricos, não maiores que 5 cm. Dentre os minerais essenciais, ela é a menos abundante.

Dentre os minerais acessórios se destaca a granada (almandina), que ocorre na zona marginal em dimensões milimétricas e na zona intermediária em cristais facetados na forma trapezoédrica, que chegam a atingir até 10 cm de diâmetro. Microscopicamente apresentam-se fraturadas com preenchimento destas fraturas por sericita e opacos.

A muscovita aparece em alguns pegmatitos, principalmente naqueles encaixados nos xistos, na parte mais interna da zona intermediária, em pequenos cristais com dimensões máximas de 3 cm.

Outros acessórios ocorrem mais raramente, com destaque para a grafite, que aparece como nódulos, principalmente na zona intermediária, associados aos feldspatos e biotita.

Alguns corpos maiores desse tipo provocam alterações nas rochas alcalinas em que se encaixam cujos cristais de nefelina são sericitizadas, associando-se à zeólitas. Essa alteração, de caráter marcante às vizinhanças desses corpos, é atribuída a processos desenvolvidos durante a colocação dos pegmatitos com liberação de fluídos e efeitos térmicos associados.

- Pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio, quartzo, muscovita, berilo e afrisita

Esse grupo de pegmatitos ocorre encaixado fundamentalmente nas rochas do Grupo Serra da Mesa e nas partes marginais do Complexo Alcalino de Peixe (fig. 4.1).

Suas dimensões variam de 3 a 10 m de espessura e comprimentos que podem atingir algumas centenas de metros. Quando encaixados nos xistos, apresentam um comportamento espacial concordante com a direção da foliação e quando encaixados nas rochas alcalinas têm orientações diversas, subordinadas aos fraturamentos dessas rochas, com mergulhos desde 15° até atitudes verticais.

Mineralogicamente esse grupo é constituído por microclina, plagioclásio, quartzo, muscovita, como minerais essenciais, e berilo, turmalina, topázio e minerais da série tantalita-columbita como acessórios. Em um dos pegmatitos classificados dentro desse grupo, encaixada em rochas alcalinas, foi observado uma reduzida quantidade de biotita.

Neste grupo de pegmatitos foi possível caracterizar as quatro zonas classicamente descritas nos pegmatitos zonados (Park Jr e MacDiarmid, 1970): zona da borda; zona da parede; zona intermediária e núcleo.

- zona da borda, de espessura reduzida, não superior a 5cm granulação milimétrica, composta fundamentalmente por quartzo, muscovita e turmalina negra. Em alguns corpos podem aparecer ainda feldspatos e berilo em quantidades mínimas.

- zona da parede, de granulação milimétrica a centimétrica, com uma espessura que varia de 5 a 10 cm. De um modo geral, os minerais acham-se distribuídos nessa zona, em posição perpendicular à borda do corpo, principalmente aqueles de forma prismática. É composta por muscovita, quartzo, plagioclásio, microclina, berilo e rara turmalina.

- zona intermediária, como nos demais grupos, é a zona mais espessa, perfazendo cerca de 70% dos corpos. Apresenta uma granulação grossa com cristais que chegam a atingir 0,5 m de diâmetro, principalmente nos corpos de maiores dimensões. Nessa zona predominam álcali-feldspatos e muscovita, esta última em notáveis concentrações. Ocorrem ainda quantidades menores de quartzo e acessoriamente berilo e turmalina. Concentrados de minerais pesados desta zona revelaram indícios de topázio e minerais da série tantalita-columbita.

- núcleo de quartzo, que corresponde à zona mais central desses corpos, na qual há um grande desenvolvimento de massas de quartzo que chegam a formar lentes de até 1 m de espessura. Nas bordas dessa zona o quartzo está associado a cristais de plagioclásio (An_{8-10}) e muscovita bem desenvolvidos. Inclusos nas massas de quartzo aparecem berilos azulados e esverdeados em dimensões que raramente chegam a atingir 5 cm de comprimento (Foto 4.14).

O plagioclásio forma cristais que chegam a 10 cm de diâme



Foto 4.14 - Cristal de berilo, na forma de prisma hexagonal, incluso em quartzo da zona central de um pegmatito granítico.

tro, principalmente na borda do núcleo de quartzo, associado a pertita e muscovita.

A muscovita ocorre por todo o corpo, em cristais que vão desde dimensões milimétricas, na zona da borda, até algumas dezenas de centímetros na zona intermediária. Nessa zona, algumas vezes, encontra-se concentrações de importância econômica desse mineral, principalmente nos pegmatitos de maiores dimensões.

O berilo é um acessório relativamente abundante nestes pegmatitos, nas variedades azul e verde, geralmente muito fraturado e os maiores exemplares ocorrem como inclusões no núcleo de quartzo.

A turmalina é relativamente escassa, ocorrendo nas variedades preta (afrisita) e verde escura, sendo esta última mais rara ainda. A afrisita localiza-se preferencialmente nas zonas da borda e da parede, enquanto que a variedade verde escura aparece na zona intermediária em cristais não superiores a 0,5 cm.

Topázio e minerais da série tantalita-columbita são bastante raros e foram encontrados em apenas dois pegmatitos. Foram determinados a partir de análises de minerais pesados, concentrados de porções feldspáticos da zona intermediária.

Em alguns pegmatitos desse tipo a distribuição zonada não é evidente, observando-se apenas um aumento na granulometria dos cristais da borda para o centro do corpo.

Este tipo de pegmatitos é correlacionado aqueles estudados por Marini et alii (1974) na região do Projeto Serra Dourada. Vale ressaltar que, na área do Complexo Alcalino de Peixe, estes pegmatitos foram, até recentemente, explorados por parimpeiros para a extração de muscovita e berilo.

4.3 Distribuição e Relações Entre os Pegmatitos

4.3.1 Distribuição Espacial dos Pegmatitos

Como já mencionado, os pegmatitos da área pesquisada apresentam uma distribuição seletiva. Os corpos pegmatíticos de composição sienítica encontram-se encaixados exclusivamente nas rochas alcalinas do Complexo de Peixe, enquanto que aqueles de composição granítica ocorrem em todas as unidades litológicas da área.

Examinando-se o mapa de localização dos diferentes tipos

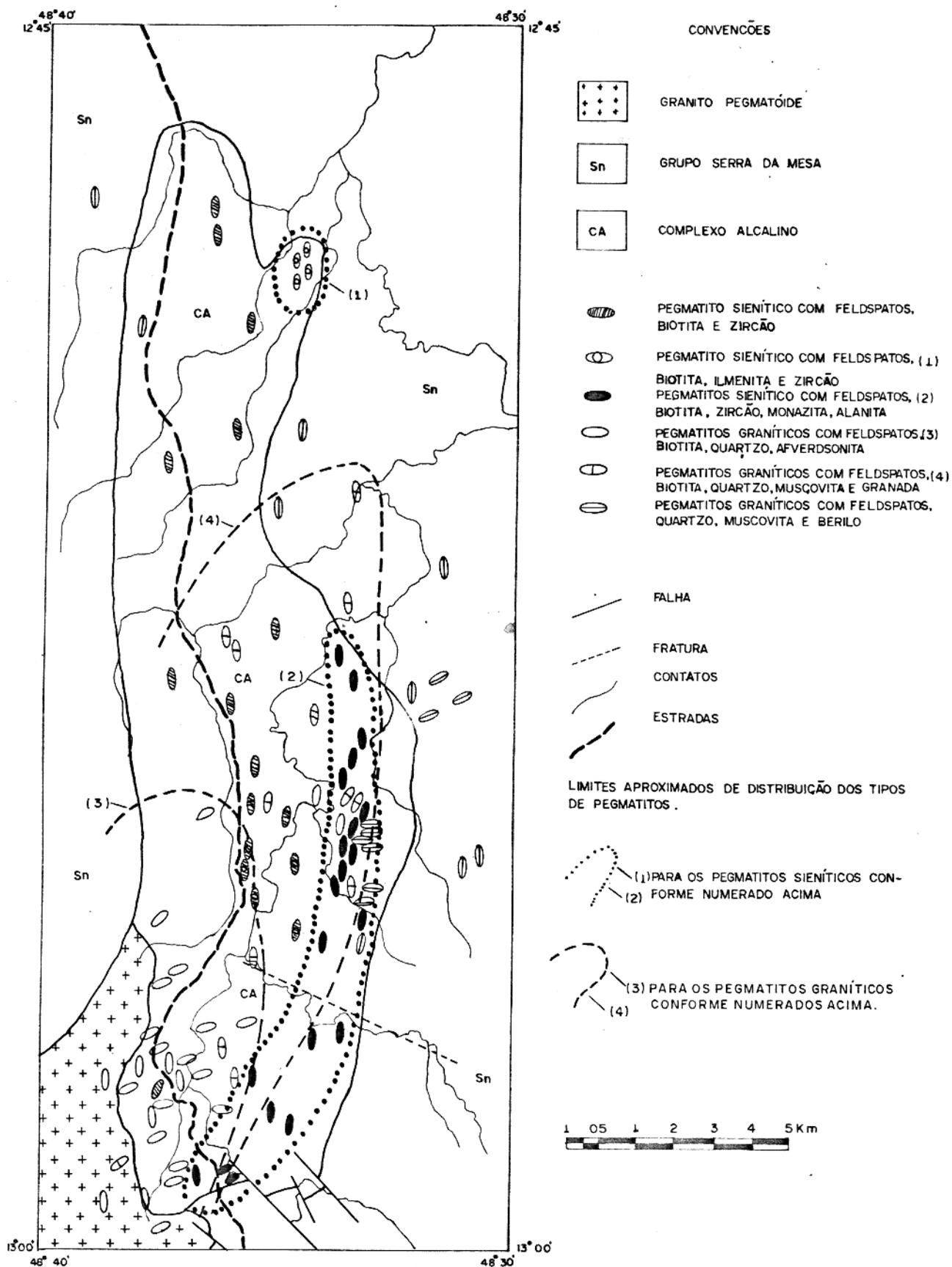


FIG. 4.3- MAPA DE OCORRÊNCIA DOS TIPOS DE PEGMATITOS DA ÁREA DE COMPLEXO DE PEIXE, MOSTRANDO LIMITES APROXIMADOS DE DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS PEGMATITOS.

de pegmatitos, constata-se que a distribuição espacial de cada um daqueles tipos se faz dentro de determinadas áreas preferenciais, sugerindo um zoneamento (fig. 4.3).

Para o grupo dos pegmatitos sieníticos, verifica-se que aqueles portadores de ilmenita estão concentrados preferencialmente na região norte do Complexo Alcalino. Aqueles com mineralizações de monazita e alanita, ocorrem no lado leste do complexo formando uma faixa de direção norte-sul que se estende desde o extremo sul da área até a altura do Povoado Grafite. Os pegmatitos que ocorrem na metade sul desta faixa apresentam uma predominância de monazita sobre a alanita e naqueles que ocorrem na metade norte, a alanita predomina sobre a monazita. Os outros pegmatitos sieníticos estão distribuídos por toda a área do complexo alcalino.

Os pegmatitos graníticos encontram-se encaixados em todas as unidades litológicas da área, aparentemente definindo um zoneamento para os diferentes tipos, com relação ao granito pegmatóide (fig. 4.3). Assim, pode-se verificar que os pegmatitos graníticos com biotitas estão encaixados nos granitos pegmatóides e nas rochas alcalinas mais próximas. Aqueles com duas micas (biotita e muscovita), são encontrados nos granitos pegmatóides, nas rochas alcalinas e nas rochas mais basais do Grupo Serra da Mesa. Por último, os pegmatitos graníticos com muscovita distribuem-se pelas rochas do Complexo Alcalino e nos metamorfitos do Grupo Serra da Mesa, atingindo as posições mais distantes em relação ao granito pegmatóide.

Os trabalhos de Varlamoff (1958, 1970 e 1972), na região da África Central e Ocidental, mostraram uma zoneografia dos diferentes tipos de pegmatitos graníticos em relação ao plúton associado. Este autor mostrou que os pegmatitos com biotitas é que estão mais próximos do plúton, enquanto que os pegmatitos com muscovita estão mais distantes. Entre esses dois, em posições intermediárias ocorrem os pegmatitos a duas micas. Na concepção de Varlamoff, esta zoneografia reflete a origem e evolução dos pegmatitos.

Conquanto os diferentes tipos de pegmatitos da área estudada não cheguem a formar um agrupamento de tipos tão completo quanto aqueles descritos por Varlamoff, pode-se estabelecer uma correspondência dos tipos aqui estudados com os tipos de 1 a 4 do citado autor (Tab. 4.1).

4.3.2 Feições Geoquímicas ,

Os pegmatitos aqui estudados foram classificados em dois grupos principais (sieníticos e graníticos), com base nas suas características mineralógicas, que mostram notáveis equivalências com as rochas associadas, ou seja, os pegmatitos graníticos têm, praticamente, a mesma mineralogia dos granitos pegmatóides, enquanto que os pegmatitos sieníticos aproximam-se bastante, em termos composicionais, às rochas alcalinas.

Do ponto de vista geoquímico, esses dois grupos de pegmatitos também mostram diferentes concentrações de elementos característicos para cada um dos grupos. Assim, elementos como terras raras do grupo do cério, titânio, fósforo, zircônio e nióbio são característicos dos pegmatitos de composição alcalina (Routhier, 1963) e como já mostrado nas descrições anteriores, os pegmatitos sieníticos apresentam importantes concentrações de alanita, monazita, ilmenita niobífera, bem como quantidades significativas de apatita e zircão. Essa mineralogia, praticamente ausente nos pegmatitos graníticos, reflete o enriquecimento daqueles elementos nos pegmatitos sieníticos.

Outra diferença geoquímica importante foi verificada a partir de análises comparativas entre fases minerais idênticas presentes nos dois grupos de pegmatitos. Na tabela 4.2 e 4.3 são apresentados os resultados de análises químicas de K-feldspatos e biotita coexistentes, provenientes dos pegmatitos graníticos e pegmatitos sieníticos. Estas tabelas mostram teores de sódio bem mais elevado nas biotitas e K-feldspatos dos pegmatitos sieníticos que nos pegmatitos graníticos, enquanto que as quantidades de potássio são sempre maiores nos K-feldspatos e biotitas dos pegmatitos graníticos. Estrôncio e bário concentram-se preferencialmente nos pegmatitos sieníticos, enquanto que o rubídio tem mais afinidade por aqueles de composição granítica. Nas figuras 4.4a e 4.4b são mostradas graficamente as relações sódio e potássio nos K-feldspatos e biotitas analisados.

Examinando-se as figuras 4.4a e 4.4b pode-se definir domínios bem distintos com base na relação sódio-potássio, tanto para as biotitas quanto para os K-feldspatos provenientes dos dois grupos de pegmatitos. Verifica-se, ainda, valores mais elevados em sódio nas biotitas e K-feldspatos provenientes dos pegmatitos sieníticos. As razões Na/K são maiores nos feldspatos e biotitas dos pegmatitos sieníticos. Estes resultados são compatíveis com uma linha de raciocínio que associe, geneticamente, os pegmatitos sie

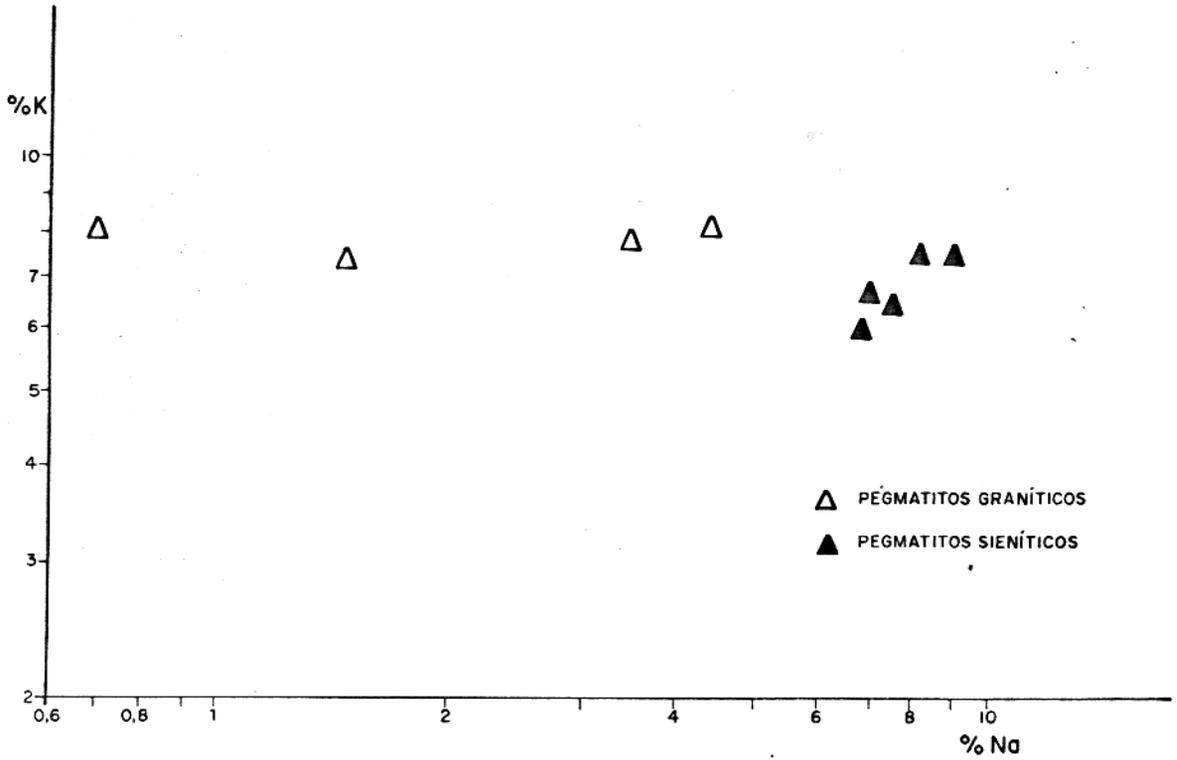


FIG. 4.4a - RELAÇÕES Na-K EM BIOTITAS DOS PEGMATITOS SIENÍTICOS E DOS PEGMATITOS GRANÍTICOS.

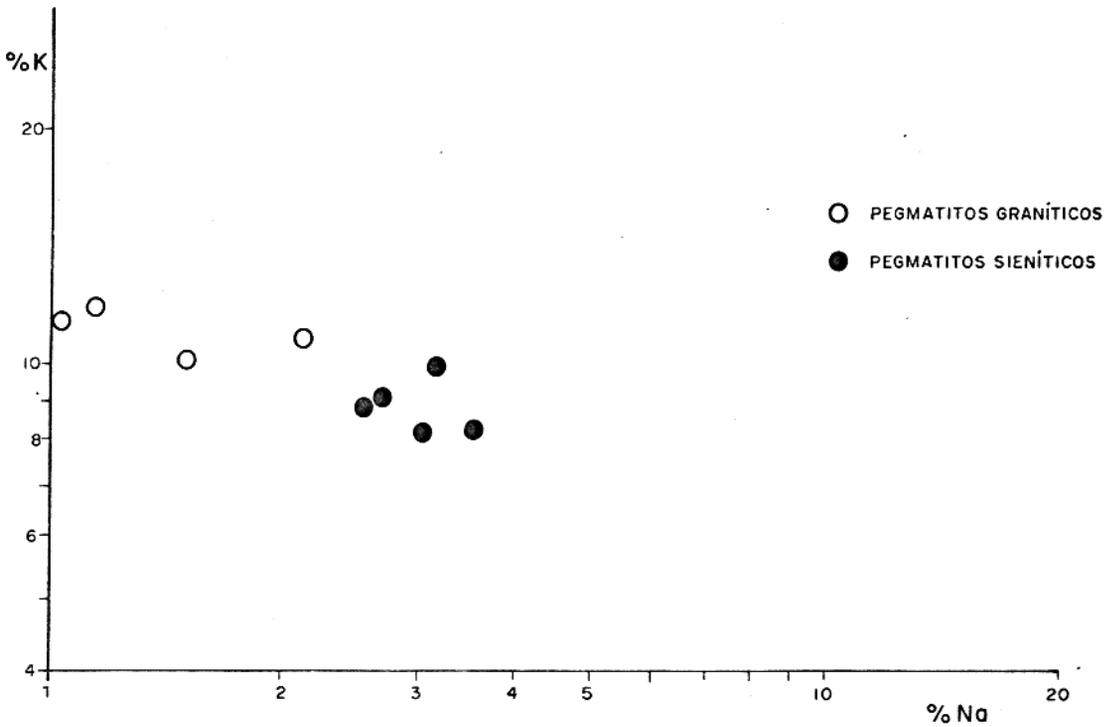


FIG. 4.4b - RELAÇÕES Na-K EM K-FELDSPATOS DOS PEGMATITOS SIENÍTICO E DOS PEGMATITOS GRANÍTICOS.

Tabela 4.2 - Análises Químicas de K-feldspatos dos Pegmatitos Sieníticos e Graníticos

FELDSPATOS DE PEGMATITOS SIENÍTICOS					FELDSPATOS DE PEGMATITOS GRANÍTICOS				
% EM PESO	FPS-1	FPS-2	FPS-3	FPS-4	FPS-5	FPG-1	FPG-2	FPG-3	FPG-4
SiO ₂	64,20	64,92	63,11	64,59	63,90	64,39	64,20	64,29	64,05
Al ₂ O ₃	20,12	20,30	19,21	19,63	20,45	19,83	19,05	19,45	19,05
Fe _{total} *	0,32	0,29	0,38	0,20	0,35	0,41	0,36	0,09	0,11
MnO	0,04	0,05	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,05	0,33
MgO	0,08	0,10	0,07	0,08	0,20	0,08	0,05	0,11	0,05
CaO	0,48	0,30	0,11	0,49	0,53	0,32	0,31	0,34	0,28
Na ₂ O	3,60	3,39	4,25	4,72	4,01	2,01	2,85	1,36	1,52
K ₂ O	10,86	10,75	11,89	9,90	9,80	12,43	12,85	13,72	14,33
P ₂ O ₅	ND	0,06	ND	0,05	ND	ND	ND	0,10	ND
TOTAL	99,44	99,16	99,04	99,67	99,26	99,48	99,69	99,51	99,72

K%	9,02	8,92	9,87	8,22	8,14	10,32	10,67	11,39	11,90
Na%	2,67	2,52	3,15	3,50	2,98	1,49	2,11	1,01	1,13
Rb (ppm)	400	340	700	610	430	820	830	870	920
Ba (ppm)	2300	1800	1200	2360	2480	1500	1670	1910	2150
Sr (ppm)	283	280	300	310	200	170	140	190	165
Na/K.10 ⁻³	296	282	319	426	366	144	198	89	95
Rb/K.10 ⁻⁴	44	38	71	74	53	79	78	76	77

ND - Não detectado

* Fe_{total} como Fe₂O₃

Tabela 4.3 - Análises Químicas de Biotitas dos Pegmatitos Sieníticos e Graníticos

BIOTITA DE PEGMATITOS SIENÍTICOS						BIOTITA DE PEGMATITOS GRANÍTICOS			
% EM PESO	BSP-1	BPS-2	BPS-3	BPS-4	BPS-5	BPG-1	BPG-2	BPG-3	BPG-4
SiO ₂	32,17	32,34	32,37	32,61	32,00	34,86	33,86	34,07	33,90
TiO ₂	0,96	1,32	1,62	3,36	2,59	0,92	0,94	0,92	0,94
Al ₂ O ₃	17,79	16,74	16,40	17,50	17,15	16,82	16,20	16,40	16,40
Fe _{total} *	28,82	29,08	28,10	25,10	25,83	31,60	32,40	30,70	29,80
MnO	0,52	0,48	0,61	1,54	1,46	1,46	0,07	0,07	0,95
MgO	6,67	7,44	7,50	4,69	5,29	2,14	3,06	3,37	2,86
CaO	0,06	0,34	0,42	0,06	0,06	0,08	0,04	0,08	0,08
Na ₂ O	1,03	0,94	0,95	1,22	1,12	0,20	0,47	0,10	0,60
K ₂ O	7,62	7,03	7,82	8,84	8,65	8,80	9,20	9,80	9,50
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,42	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02
TOTAL	95,73	95,72	96,21	96,93	95,15	96,72	06,27	95,54	95,05

K%	6,33	5,84	6,49	7,34	7,18	7,30	7,64	8,14	7,89
Na%	0,76	0,70	0,71	0,91	0,83	0,15	0,35	0,07	0,45
Rb (ppm)	656	379	1550	637	550	1324	1458	1650	1585
Ba (ppm)	NA	633	300	2158	2260	130	180	410	260
Sr (ppm)	NA	15	10	12	7	6	ND	5	6
Na/K.10 ⁻³	120	120	109	124	116	20	46	9	57
Rb/K.10 ⁻⁴	104	65	239	87	76	181	191	203	201

NA - Não analisado

ND - Não detectado

* Fe_{total} como Fe₂O₃

níticos com as rochas alcalinas e os pegmatitos graníticos com os granitos pegmatóides.

As relações Rb/K são comumente usadas com índice de diferenciação, considerando que nos processos magmáticos há um progressivo aumento desta relação, com os maiores teores de rubídio sendo verificados nos feldspatos e micas de pegmatitos (Mason, 1966). Esta relação é também usada como índice de diferenciação dentro do próprio processo pegmatítico (Correia Neves et alii, 1971; Sá, 1977). Para biotitas e feldspatos coexistentes em diferentes tipos de rochas, Lange et alii (1966) observaram que, com relação a razão K/Rb, valores mais baixos correspondem a temperaturas de cristalização mais baixas.

Na figura 4.5a e 4.5b estão plotados os valores das relações K-Rb/K para os K-feldspatos e biotitas coexistentes nos diferentes tipos de pegmatitos estudados, onde se verifica que os pegmatitos graníticos apresentam em geral valores maiores da razão Rb/K em relação aos pegmatitos sieníticos. Por outro lado, as variações dos valores Rb/K entre os pegmatitos sieníticos são maiores que entre os pegmatitos graníticos. Entretanto, deve ser mencionado que nestas considerações estão excluídos os pegmatitos graníticos não portadores de biotita (pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio, quartzo, muscovita, berilo, afrisita). Nesses, as muscovitas mostram um valor médio para a relação Rb/K de 485. No capítulo seguinte, são tecidas considerações sobre a evolução e diferenciação dos pegmatitos.

As biotitas dos pegmatitos sieníticos apresentam teores de magnésio altos com relação aqueles encontrados para as biotitas dos pegmatitos graníticos e com relação aos valores encontrados naquelas da maioria das rochas alcalinas do Complexo de Peixe (Lemos, 1981), mas de certa forma compatíveis com os teores daquelas que ocorrem em nefelina-sienito gnaisses às proximidades dos enclaves de xistos.

Na tabela 4.4 são apresentadas análises químicas de muscovita, anfibólios e granada de alguns pegmatitos graníticos. As muscovitas mostraram valores semelhantes aqueles obtidos por Heinrich e Levinson (1953) e Berggren (1940) para muscovitas de pegmatitos dos Estados Unidos e Suécia. A granada apresentou uma composição química semelhante ao membro almandina, comparada ao valor indicado por Deer et alii (1963). O anfibólio foi, em parte,

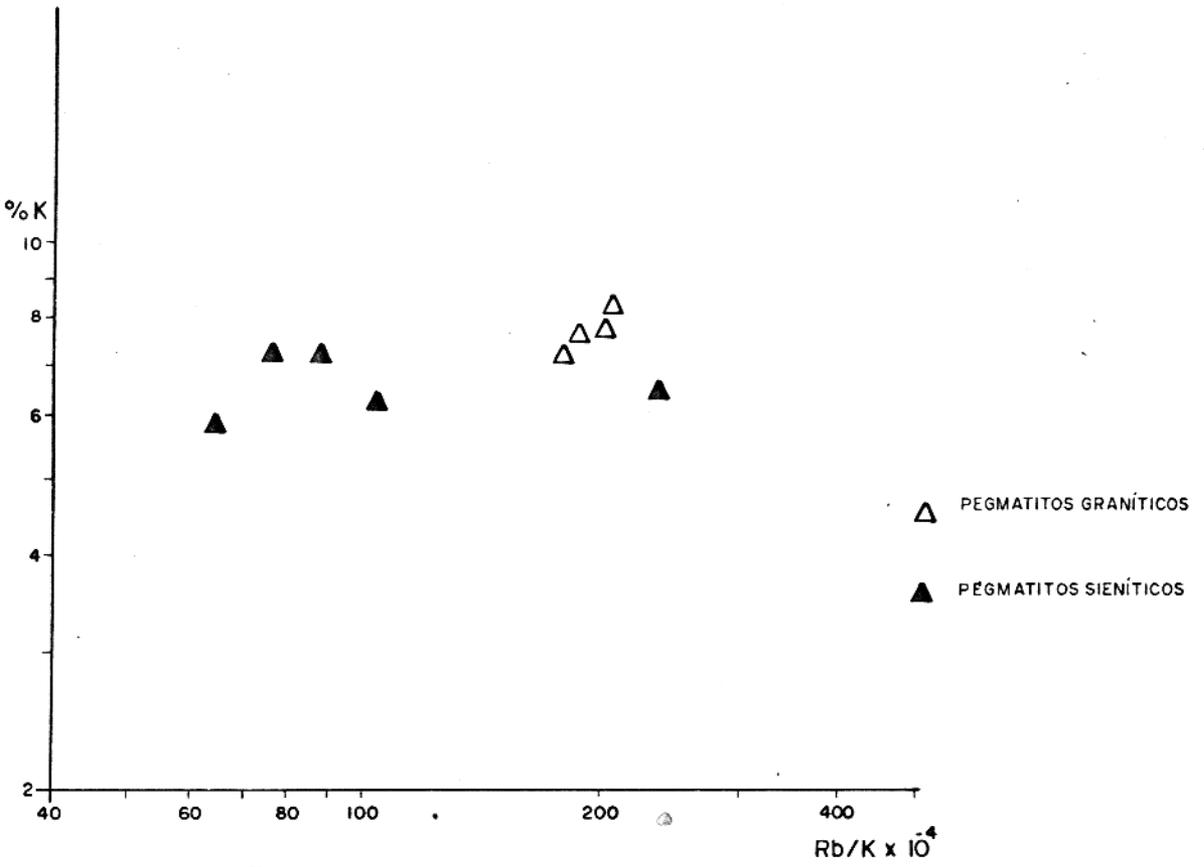


FIG. 4.5a - RELAÇÕES Rb/K-K EM BIOTITAS DOS PEGMATITOS SIENÍTICOS E GRANÍTICOS.

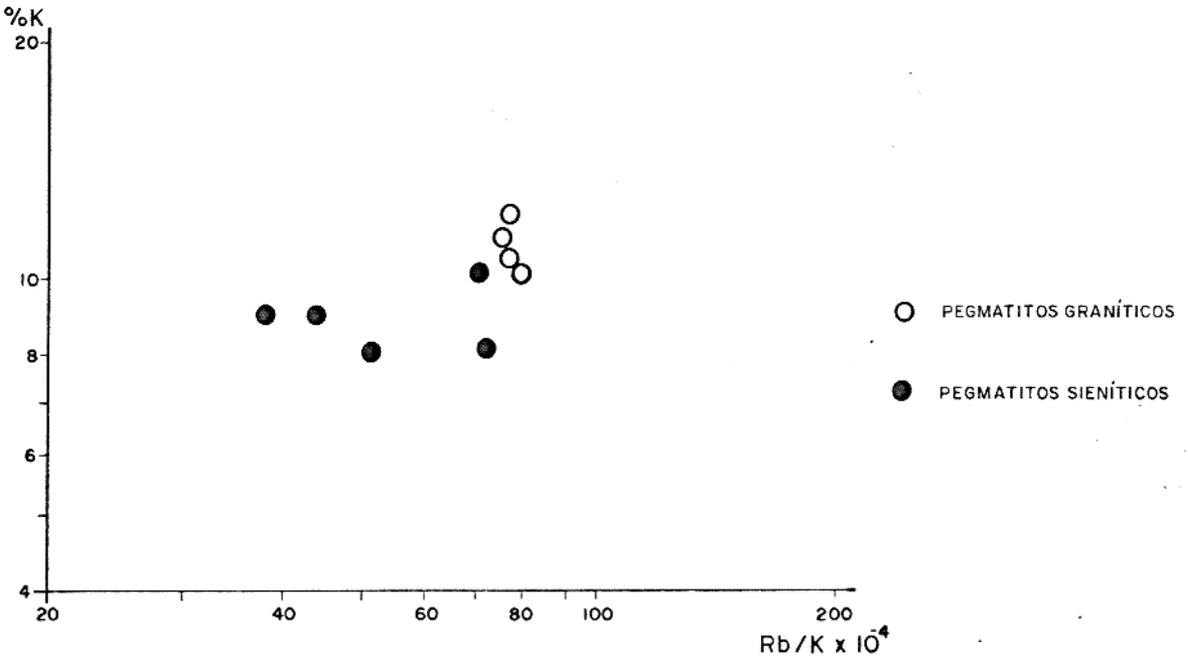


FIG. 4.5b - RELAÇÕES Rb/K-K EM K-FELDSPATOS DOS PEGMATITOS SIENÍTICOS E GRANÍTICOS.

Tabela 4.4 - Análises Químicas de Muscovita, Anfibólio (Arfvedsonita) e Granada de alguns Pegmatitos Graníticos.

% EM PESO	MUSCOVITA (6) (Média)	ANFIBÓLIO (5) (Arfvedsonita)	**	GRANADA (1) (Almandina)	***
SiO	45,85	45,04	46,55	36,00	38,03
TiO	0,07	0,75	0,38	0,02	ND
A O	35,20	0,91	1,42	20,15	22,05
Fe _{total} *	3,29	37,53	36,60	38,16	30,05
MnO	0,41	3,91	0,71	0,5	1,57
MgO	0,03	0,90	0,05	0,60	6,49
CaO	0,14	1,70	3,37	4,65	1,80
Na O	0,53	5,80	6,62	-	-
K O	10,02	1,19	2,47	0,12	-
P O	0,04	0,03	-	0,06	-
TOTAL	95,58	97,76	98,54	100,17	99,99

(5) - N^o de amostras analisadas

* Fe_{total} como Fe₂O₃

** Composição de uma arfvedsonita da Groelândia
(Gossner e Spielberger, 1929 in Deer et alii, 1963)

*** Composição de uma granada almandina (Engel e Engel, 1960)

caracterizado pelas suas propriedades óticas e, mais precisamente, pelas análises químicas, que indicaram tratar-se do membro arvedsonita.

5 GÊNESE E EVOLUÇÃO DOS PEGMATITOS

5.1 Teorias Sobre a Gênese dos Pegmatitos

A origem dos pegmatitos tem sido um assunto intensamente a bordado desde o fim do século XIX. Várias foram as teorias levan tadas que tentaram explicar a gênese desses corpos levando em con ta aspectos de sua evolução, tais como, feições estruturais, geo químicas, mineralógicas e espaciais.

São duas as principais correntes de idéias envolvidas na questão da gênese dos pegmatitos: magmáticas e metamórficas.

Para aquelas teorias que advogam uma origem magmática, a questão principal está na origem e condições físicas do fluido for mador do pegmatito e para aquelas teorias que advogam a origem metamórfica, o questionamento principal fica em torno das condi ções físico-químicas dos processos, dividindo-se em grupos que de fendem recristalização, substituição ou segregação através da di fusão de partículas, com ou sem a ação de fluidos não magmáticos (Jahns, 1955).

O modelo proposto por Fersman (1931) e que foi seguido por muitos pesquisadores, dentre os quais Ginzburg e Varlamoff, esta belece que os pegmatitos são produtos de cristalização de uma fu são residual silicatada, enriquecida em componentes voláteis como F, B, H₂O, CO₂, etc, que foi destacada das massas magmáticas durante o processo de solidificação. Nesse modelo, Fersman (op.cit.) esta belece ainda que a evolução do processo pegmatítico compreende duas etapas distintas, a primeira, de cristalização direta do mag ma residual, seguida de uma etapa de substituição parcial dos mi nerais previamente formados pela ação dos componentes voláteis, que durante o resfriamento tornaram-se altamente enriquecidos na fusão residual.

Os diversos processos propostos por vários pesquisadores pa ra diferentes distritos pegmatíticos do mundo são resumidos por Jahns (1955) nos seguintes grupos principais:

a) diferenciação metamórfica ou metassomatismo de rochas hospedeiras por fluidos de origem magmática ou metamórfica;

b) cristalização progressiva de um magma ou de um fluido magmático (com ou sem metassomatismo das rochas hospedeiras e com

ou sem reação entre a fase fluída e os sólidos previamente cristalizados. Esse processo pode ainda se desenvolver em um sistema fechado com ou sem mudanças posteriores para um sistema aberto; ou em sistema aberto;

c) substituição, por soluções pneumatolíticas ou hidrotermais, dos minerais de pegmatitos anteriormente formados. Neste caso a fonte geradora das soluções pode estar localizada tanto dentro como fora do sistema pegmatítico.

Em recentes trabalhos experimentais, apoiados em observações de campo, Jahns e Burnham (1969) propõem um modelo genético evolutivo para os pegmatitos graníticos, segundo o qual os magmas pegmatíticos são caracterizados pela quantidade de água dissolvida, que é relativamente alta nas condições de pressão confinante existente. Para esses autores, o magma poderia ser formado tanto por fusões parciais de material da própria crosta, como por um líquido residual destacado de massa ígnea em processos de resfriamento, dando fases cristalinas anídras.

Para os pegmatitos litiníferos da região de Itinga-Araçá, Minas Gerais, Sá (1977) baseado em relações de campo, dados geocronológicos e feições geoquímicas, como as razões Rb/K e Cs/K encontradas entre os pegmatitos e granitos associados, advoga a origem desses pegmatitos como produto de fusão residual destacada do magma que originou os granitos da região, evoluindo por cristalização direta nas primeiras fases e com metassomatismo nas fases posteriores.

As diferentes correntes de idéias, como abordado por Sá (1977), normalmente são insuficientes para caracterizar todas as feições estruturais, geoquímicas, mineralógicas, espaciais e as diferentes variações destas em um mesmo distrito ou em diferentes distritos pegmatíticos no mundo. Segundo o autor, "há que se considerar os processos desenvolvidos ao longo de toda história da aqueles corpos, quando são admitidas influências de fatores que envolvem as condições e reações físico-químicas da massa pegmatítica, contribuições das rochas encaixantes, etc".

Portanto, verifica-se que determinados distritos pegmatíticos podem ter um desenvolvimento genético-evolutivo muito peculiar e que a aplicação das diferentes teorias devem levar em conta o arcabouço geológico do distrito como um todo, ou seja, os

processos que favoreceram o aparecimento dos corpos pegmatíticos e todos os processos que os afetaram tanto no decorrer de sua evolução como após a sua consolidação. Muitas vezes, os fatos observados podem estar sobre maneira relacionados a inúmeros e diferentes processos que afetaram as rochas em tempos diferentes.

5.2 Considerações Sobre a Gênese dos Pegmatitos da Área do Complexo Alcalino de Peixe

A interpretação dos resultados obtidos a partir dos levantamentos de campo, dos estudos petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e de outras informações disponíveis na literatura, permitem que sejam feitas as seguintes considerações:

a) os pegmatitos sieníticos constituem frações de magma que deu origem as rochas do Complexo Alcalino de Peixe, formados antes do desenvolvimento das rochas que constituem o Grupo Serra de Mesa e, portanto, anterior ao ciclo Uruaçuano, ou seja, o Complexo Alcalino e os pegmatitos sieníticos fizeram parte do embasamento deste grupo. De acordo com o esquema de evolução geológica proposto para a região (Barbosa et alii, 1969) e com apoio de dados geocronológicos, o Complexo Alcalino ascendeu durante a fase de deformação e metamorfismo do Grupo Serra da Mesa (ciclo Uruaçuano), sofrendo efeito desses processos. Esse modelo explica satisfatoriamente o fato dos pegmatitos sieníticos estarem encaixados exclusivamente nas rochas alcalinas e, outras feições observadas, tais como, a foliação e configuração espacial do Complexo Alcalino e a orientação e deformação interna dos pegmatitos sieníticos. Como já mostrado anteriormente, as características mineralógicas e geoquímicas dos pegmatitos sieníticos reforçam uma vinculação genética desses pegmatitos com as rochas do Complexo Alcalino.

b) os pegmatitos graníticos e granitos pegmatóides fazem parte do mesmo evento magmático, desenvolvido em fase pós-deformacional do grupo Serra da Mesa, correspondente a fase pós-tectônica do ciclo Uruaçuano. Como já foi citado em capítulos anteriores, os granitos pegmatóides e pegmatitos graníticos cortam todas as demais unidades litológicas da área e xenólitos de rochas do Complexo Alcalino e do Grupo Serra da Mesa foram encontrados nos gra

nitos pegmatóides. Os padrões estrutural e textural, tais como o caráter discordante, a inexistência de foliação e de deformação interna, caracterizam os granitos pegmatóides e pegmatitos graníticos como um evento pós-tectônico. A ausência desses corpos cortando rochas do Grupo Bambuí (Marini et alii, 1974), discutida em capítulos anteriores, limita esse evento magmático a períodos anteriores ao desenvolvimento desse grupo. A associação genética entre os pegmatitos graníticos e granitos pegmatóides é quase que inegável, tendo em conta suas similaridades mineralógicas, geoquímicas, estruturais, associação espacial e passagens transicionais de um termo para o outro.

5.3 Evolução dos Pegmatitos

A evolução do processo pegmatítico é expressa por uma sucessão de fases caracterizadas por feições geoquímicas típicas e pela formação de associações minerais específicas. O estudo da sequência de formação das paragêneses minerais permite estabelecer a evolução do processo pegmatítico (Ginzburg, 1960).

Comparando-se as associações mineralógicas que caracterizam os pegmatitos aqui estudados com as classificações evolutivas apresentadas na tabela 4.1, pode-se estabelecer que:

a) os pegmatitos da área do Complexo Alcalino de Peixe correspondem aos primeiros tipos de pegmatitos, dentro do esquema evolutivo daqueles autores, ou seja, aos tipos 1 a 4 de Fersman, Ginzburg e Varlamoff.

b) foram formados em temperaturas relativamente altas (acima de 500°C) e correspondem a tipos de pegmatitos de cristalização direta, ou seja, não apresentam as fases de substituição metassomática (albitização, etc.).

Apesar da evolução, relativa ao esquema clássico, restrita dos pegmatitos da área do Complexo Alcalino de Peixe, é possível distinguir entre eles elementos mineralógicos e geoquímicos que permitem estabelecer tipos evolutivos segundo os modelos já citados. Assim, são válidas as seguintes considerações:

a) com relação aos pegmatitos sieníticos

- foram formados a partir de porções silicáticas residuais do magma alcalino relativamente enriquecidas em elementos do gru

po das terras raras, zircônio, titânio, nióbio e fósforo, refletidos na formação de minerais tais como, zircão, monazita, alanita, ilmenita-niobífera e apatita, associados aos feldspatos e biotitas.

- essas fases mineralógicas formaram associações diferenciadas no tempo e no espaço devido a variações na composição química original do fluido pegmatítico durante a cristalização progressiva dos mesmos, a medida que variava a temperatura. As variações na composição original do fluido pegmatítico, podem ser relacionadas com as variações petroquímicas verificadas nas rochas do complexo alcalino (Lemos, 1981). Dentro desse esquema evolutivo pode-se explicar as concentrações preferenciais da mineralogia acessória nos diferentes tipos de pegmatitos sieníticos, bem como o zoneamento mineralógico e a paragênese de cada um deles. Por exemplo, a alanita cristalizou-se após a monazita e feldspatos, preenchendo fraturas nestes (fotos 4.4, 4.9 e 4.11).

- os teores de Magnésio encontrados para as biotitas destes pegmatitos (tabela 4.3) e aqueles encontrados para as rochas alcalinas (Lemos, 1981) circunvizinhos a estes sugerem uma contaminação do magma pegmatítico pelas rochas encaixantes durante sua evolução.

- as relações Rb/K dos pegmatitos sieníticos mostram um grau moderado de diferenciação entre eles, o que também pode ser associado a variações nas temperaturas de cristalização (Lange et alii 1966). Comparando-se com os esquemas evolutivos da Tabela 4.1, esses pegmatitos correspondem aos tipos 1 e 2 de Fersman (fig. 5.1).

b) com relação aos pegmatitos graníticos

- como já demonstrado, esses pegmatitos formaram-se a partir do magma que deu origem ao granito pegmatóide. As variações mineralógicas mostradas pelos pegmatitos que constituem esse grupo podem ser explicadas tanto por algumas variações composicionais no magma original, como por modificações do fluido pegmatítico no decurso de sua cristalização.

- a granada é um mineral relativamente comum na descrição de muitos pegmatitos graníticos, sendo que o termo almandina aparece nas primeiras fases de cristalização do fluido pegmatítico

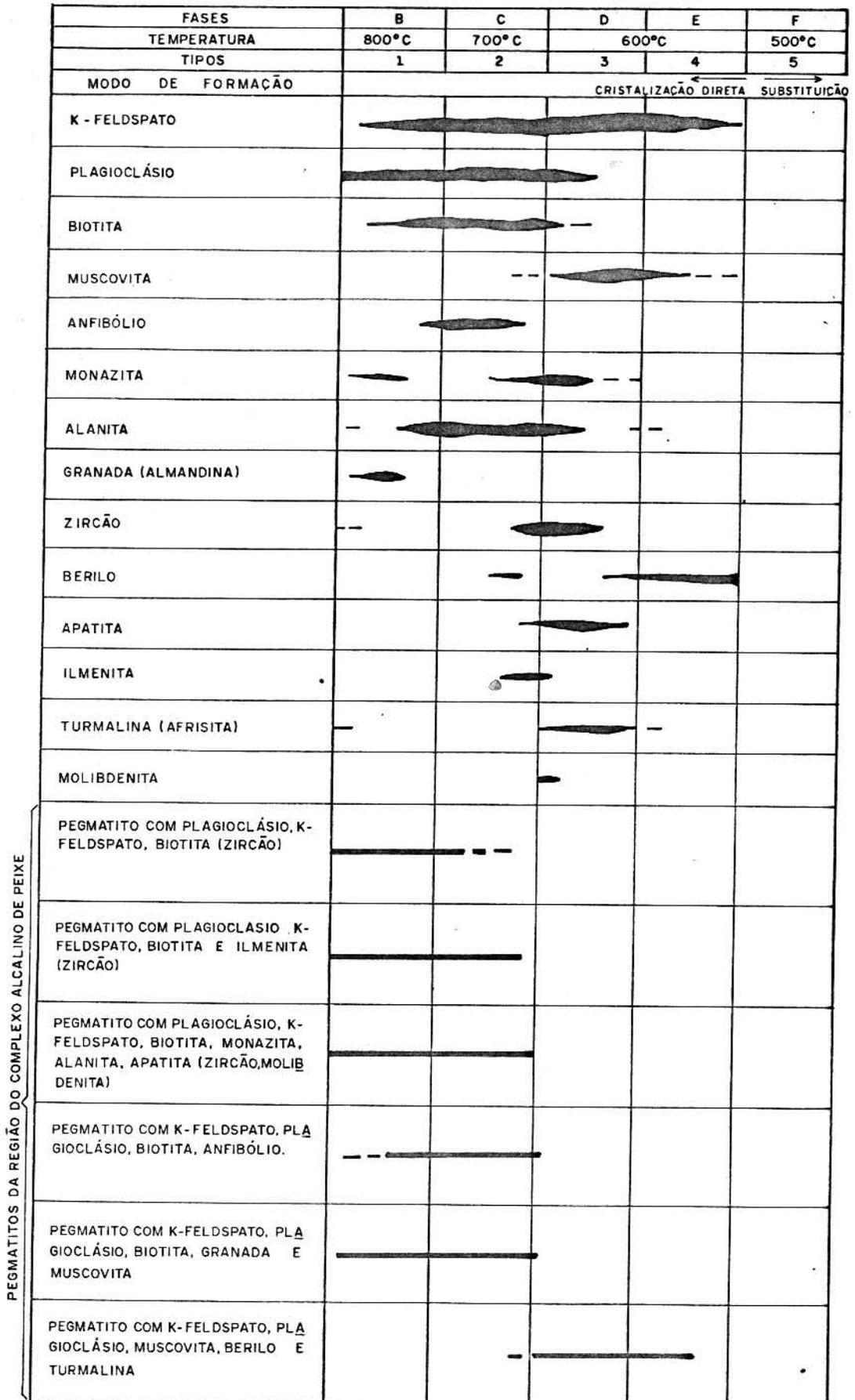


FIG. 5.1 - ESQUEMA COMPARATIVO DOS PEGMATITOS DA ÁREA DO COMPLEXO ALCALINO DE PEIXE, COM O MODELO PARAGENÉTICO DE FERSMAN (1931).

(Fersman, 1931). Na área do Complexo Alcalino de Peixe a granada é característica de um tipo de pegmatito granítico, em associação com feldspatos, biotitas e muscovita. Esta mesma associação mineralógica encontra-se em porções bem individualizadas dentro dos granitos pegmatóides, sugerindo que aqueles corpos com granada são os equivalentes pegmatíticos dessas porções do granito pegmatóide. De modo comparativo a reduzida quantidade de muscovita nesses pegmatitos limita sua faixa de evolução, restringindo-a as fases B e C (figura 5.1).

- a presença de arfvedsonita (anfibiólio sódico) em um dos tipos de pegmatitos graníticos, pode sugerir alguma contaminação com o material das rochas alcalinas, uma vez que o anfibiólio é um mineral raro nos pegmatitos graníticos. Sua ocorrência é sobretudo ligada às linhas de pegmatitos hídricos, embora este mineral, na forma de arfvedsonita ou riebeckita, possa aparecer nos pegmatitos dos granitos-sódios (Fersman, 1931). A associação mineralógica desses corpos situa o seu desenvolvimento nas fases B e C (fig. 5.1).

- os pegmatitos com K-feldspato, plagioclásio, quartzo, muscovita, berilo e turmalina representam, dentre os pegmatitos graníticos, os que tiveram o desenvolvimento mais tardio, em condições químicas e físico-químicas tais como baixo teor de ferro no magma residual que lhes deu origem e temperaturas relativamente mais baixas, que impossibilitaram a formação da biotita. A distribuição espacial desses pegmatitos a partir do corpo de granitos pegmatóides, corresponde a associações mineralógicas de temperaturas mais baixas. São os pegmatitos de mais baixa temperatura e os mais diferenciados, como pode ser deduzido pelos maiores valores da relação Rb/K (tabela 4.6). Associação mineralógica desse grupo corresponde a um desenvolvimento dentro das fases D e E (fig. 5.1).

- como já mencionado no capítulo anterior, os três tipos de pegmatitos que foram classificados, apresentam um certo zoneamento em relação ao granito pegmatóide, considerado como a fonte dos fluídos pegmatíticos. Esse zoneamento é compatível com as condições de formação e evolução dos pegmatitos graníticos como mencionado nos itens anteriores e resumidos na figura 5.1.

A partir das associações mineralógicas dos diferentes pegmatitos classificados neste trabalho, foi feita uma comparação

com a sequência paragenética do modelo de Fersman (1931), (fig. 5.1). Nesta figura resume-se a evolução dos pegmatitos aqui estudados a qual se mostra coerente com todos os dados de campo e de laboratório. Vale ressaltar que apesar de se tratar de um trabalho antigo (1931), onde os intervalos de temperatura foram fixados baseados em dados observacionais e indiretos, como a variação cristalográfica do quartzo (quartzo α a β) com a variação mineralógica, ambos presentes nos pegmatitos, estudos experimentais mais recentes sobre o campo de estabilidade da biotita e da muscovita (Eugster e Wones, 1962) mostram intervalos de temperatura, em torno de 700°C para a biotita e 600°C para a muscovita, coerentes com aqueles fixadas por Fersman.

6 DEPÓSITOS DE ZIRCÃO E CORINDON

Neste capítulo são abordados os depósitos de zircão e corindon que estão geneticamente relacionados com as rochas alcalinas do Complexo de Peixe. Conquanto o tema enfocado neste trabalho sejam os pegmatitos, foi considerado relevante tecer considerações sobre esses depósitos, tendo em conta o seu significado econômico e a estreita associação geográfica destes com o pegmatitos.

Zircão e corindon ocorrem normalmente como minerais acessórios das rochas do Complexo Alcalino, principalmente nos nefelina-sienitos gnaisses (foto 6.1), nos quais podem atingir localmente concentrações muito expressivas, medidas em quantidades percentuais dentro da rocha. O material proveniente da alteração intempérica das rochas alcalinas pode conter quantidades muito significativas desses minerais devido sua grande estabilidade sob condições desses processos.

Esses depósitos são encontrados na porção central da área de trabalho, para os quais distingue-se duas formas de ocorrências:

- depósitos primários
- depósitos secundários

6.1 Depósitos Primários

Esse tipo de depósito ocorre nas rochas alcalinas do Complexo, formando zonas alongadas de direção concordante com a foliação das rochas. Distingue-se duas zonas centrais maiores, uma na porção norte e outra na porção sul do complexo e zonas menores, laterais a estas (fig. 6.1).

Nessas zonas as concentrações de zircão e corindon são bastante variáveis, podendo atingir, localmente, até 5% da rocha. Como regra geral, há uma predominância de zircão sobre o corindon, com exceção de uma pequena zona localizada na mesopotâmia dos córregos Porteira e Argilim, onde o corindon predomina sobre o zircão, chegando a concentrações na rocha em torno de 10%.

Não foi observada nenhuma relação entre as concentrações de



Foto 6.1 - Cristais de zircão disseminados em nefelina-sienítico gnaisses. Trata-se da forma primária de ocorrência do zircão.

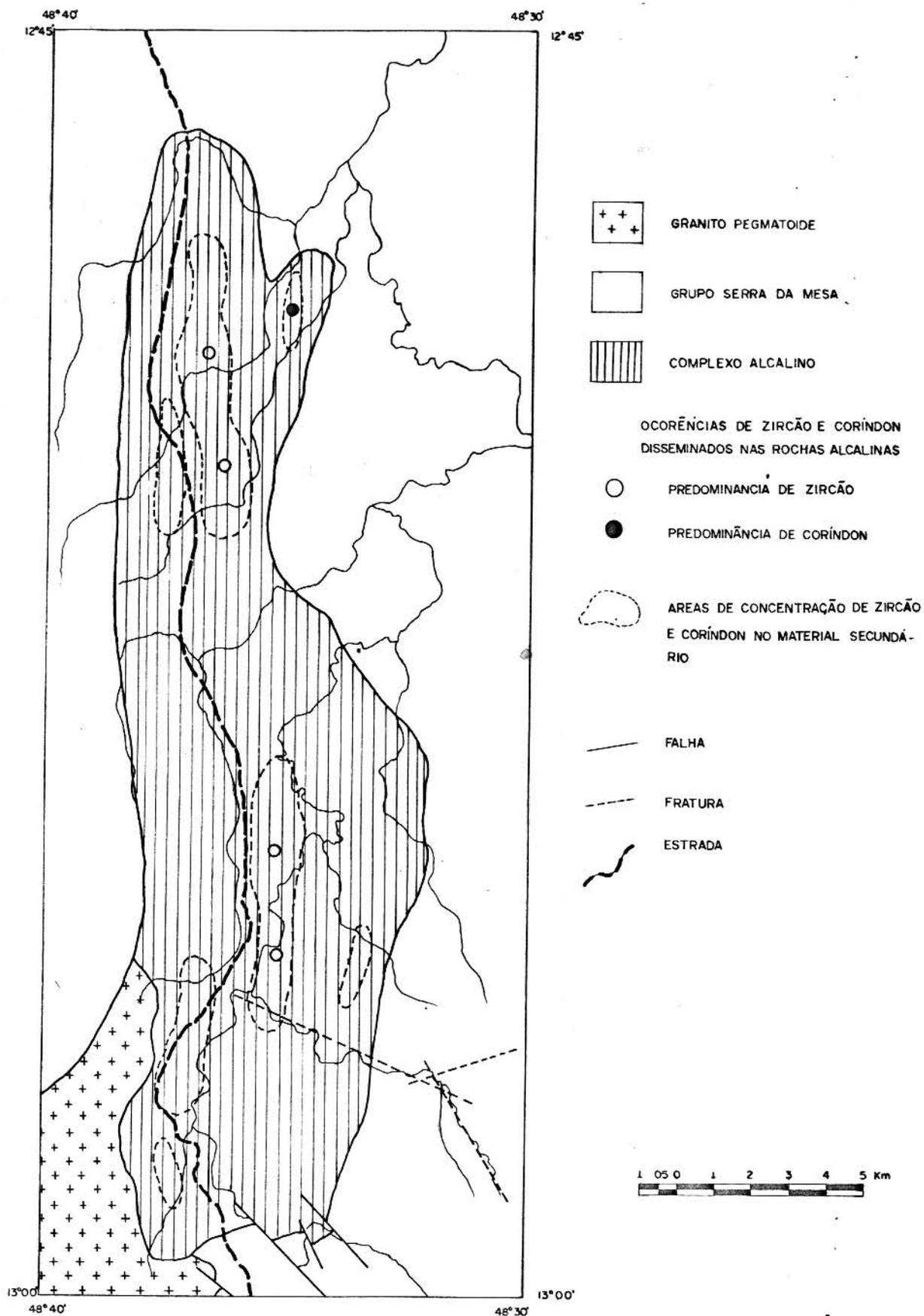


FIG. 6.1- LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE OCORRÊNCIA DOS DEPÓSITOS, PRIMÁRIOS E SECUNDÁRIOS DE ZIRCÃO E CORÍNDON.

zircão e corindon com o bandamento textural e mineralógico apresentado pelas rochas alcalinas. Estes minerais aparecem disseminados tanto em bandas leucocráticas e melanocráticas, como nas porções mais homogêneas de textura orientada dessas rochas. Ocorrem ainda, mais raramente, em pequenos veios de espessura não superior a 3 cm, tendo composição análoga aquela apresentada pelas rochas alcalinas, distinguindo-se apenas por um aspecto textural menos orientado, tamanho relativamente mais desenvolvido dos cristais e uma menor concentração de biotita.

O corindon forma cristais euedrais e subedrais em dimensões milimétricas até cerca de 5 cm. Sua coloração varia em tons de cinza azulado com alguns cristais apresentando tons mais fortes de azul safira. Quando euedrais, ocorrem na forma prismática hexagonal com uma variação da relação entre os eixos a e c, que produzem formas do tipo bastonete, barrica e placoide.

O zircão geralmente aparece em cristais euedrais com variadas formas cristalográficas e em dimensões que vão de milimétricas até cerca de 3 cm. As formas mais comuns nos cristais de menores dimensões são as bipirâmides tetragonais de primeira ordem e combinações de prismas de primeira ordem com terminações bipiramidais tetragonais. Ocorrem ainda nas mais variadas formas de combinações de prismas bipiramidais tetragonais, bem como em formas subedrais nos cristais de maiores dimensões. A coloração predominante dos cristais de zircão é marron avermelhada com variedades de tons claros incluindo vermelho claro, cinza esbranquiçado e amarelado.

Como já citado, o zircão aparece ainda de maneira primária nos pegmatitos sieníticos, em quantidades acessórias, e em dimensões microscópicas.

6.2 Depósitos Secundários

Esses depósitos apresentam-se em dimensões variadas, sendo que, em alguns locais, chegam a formar lentes de até 1,5 m de espessura por alguns metros de comprimento, afinando gradativamente para as bordas de acordo com a topografia do substrato rochoso. São depósitos de elúvio, colúvio e alúvio, formados pelo material proveniente da desintegração e desagregação química e física das rochas da área, e compostos fundamentalmente por fragmentos

de rochas e minerais nas mais diversas granulações, onde predominam os seixos.

Os principais depósitos desse tipo estão situados sobre as rochas alcalinas do Complexo, conforme indicado na fig. 6.1.

As formas e dimensões observadas nos cristais de corindon e zircão desses depósitos são essencialmente as mesmas dos depósitos primários. Excepcionalmente foram encontrados cristais com até 10 cm de diâmetro. Ocorrem ainda agregados maciços de zircão, desenvolvendo um hábito radial que chegam a alcançar 10 cm de diâmetro máximo. Vale ressaltar que foram encontrados alguns cristais de corindon azul (variedade safira) e zircão incolor transparente (fotos 6.2 e 6.3).

Os depósitos que apresentam as maiores concentrações destes minerais chegam a ordem de 30-40% e ocorrem na região do divisor de águas do rio das Almas e córrego Barreiro.

Em ambos os depósitos secundários e primários observou-se um alto grau de fraturamento no zircão e o desenvolvimento de planos de partição nos cristais de corindon. Foram observados, ainda, tanto no corindon como no zircão, um zoneamento interno refletido por uma variação na tonalidade do mineral (foto 6.4).

6.3. Considerações Genéticas e Econômicas

Conforme pode ser constatado das descrições anteriores, há uma estreita relação entre os depósitos primários e os secundários. Os cristais de zircão e corindon tem as mesmas características de cor, forma e tamanho em ambos os depósitos, ressaltando-se ainda as relações espaciais, ou seja, as concentrações secundárias de zircão e corindon praticamente coincidem com as zonas de rochas alcalinas que têm as maiores concentrações primárias destes minerais (fig. 6.1).

Como já mencionado, são muito reduzidas as quantidades de zircão nos pegmatitos e não foram encontrados cristais de corindon nestes corpos, podendo-se concluir que a formação dos depósitos de zircão e corindon tiveram origem a partir do material proveniente da desintegração física e química das rochas alcalinas do Complexo, ao contrário do que é proposto por Barbosa et alii (1969).



Foto 6.2 - Cristais de corindon, na variedade azul safira, provenientes de depósitos secundários.



Foto 6.3 - Variedades transparentes de zircão, em cristais idiomórficos, provenientes de depósitos secundários.



Foto 6.4 - Cristal de zircão mostrando zoneamento interno e fraturamento radial.

Como verificado, a distribuição de zircão e corindon independe das feições de metamorfismo e deformação, sugerindo que estes minerais formaram-se durante a fase de cristalização do magma que deu origem ao Complexo Alcalino de Peixe.

Finalmente, é oportuno chamar a atenção para o potencial econômico dos depósitos secundários de corindon e zircão, sobre tudo deste último, o qual vem sendo explorado por métodos de garripagem, que apresentam, como já citado, teores bem elevados. Estes depósitos tomam uma importância maior com as descobertas das variedades safira e zircão transparente em tonalidades incolor e vermelha.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F. de - 1967a - Observações sobre a Região Central de Goiás. Bol. Paranaense de Geociências 26:19-22.
- ALMEIDA, F.F. de - 1967b - Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Bol. da DGM/DNPM, 241:36 p.
- ALMEIDA, F.F. de - 1968 - Evolução Tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozoico Superior. Anais da Academia Brasileira de Ciências. 40 (suplemento):285-296.
- ALMEIDA, F.F. de - 1971 - Geocronological Division of the Pre-Cambrian of South America. Revista Brasileira de Geociências, 1(1):13-21.
- ALMEIDA, F.F. de; HASUY, Y.; BRITO NEVES, B.B. de - 1976 - The Upper Precambrian of South America. Bol. Instituto de Geociências da USP, 7:45-80.
- ANGEIRAS, A.G. - 1968 - A Faixa de Serpentinóis da Região Central de Goiás. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 40 (suplemento):129-136.
- BARBOSA, O. - 1955 - Guia das Excursões do IX Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte. SBG, Noticiário 3:3-5.
- BARBOSA, O. - 1963 - Geologia Econômica e Aplicada a uma parte do Planalto Central Brasileiro. Rio de Janeiro. PROSPEC/DNPM. 93 p.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.A.; GOMES, F.A.; HELMBOLD, R. - 1966 - Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da Área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro. Monografia DGM/DNPM, 19:93p.
- BARBOSA, O.; BATISTA, M.B.; DYER, R.L.; BRAUN, O.P.G.; SORIANO, C.R.; ARRUDA, M.; COTTA, J.C. - 1969 - Projeto Brasília-Goiás; Relatório Final. PROSPEC/DNPM, 1:225 p.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.R. - 1970 - Geologia da Região do Triângulo Mineiro. Bol. Div. Fom. Prod. Min. DNPM, 136:140 p.
- BERGGREN, T. - 1940 - Minerals of the Varatercisk Pegmatite; 15 analyses of the mica minerals and their interpretation. Geol. Förf. Förh. Stockholm, 62:182-198.

- CAMERON, E.N.; JAHNS, R.H.; McNAIR, A.H.; PAGE, L.R. - 1949 - Internal Structure of Granite Pegmatites. Econ. Geol. Mon. 2:115 p.
- CORREIA NEVES, J.M.; LOPES NUNES, J.E.; LUCAS, O.B. - 1971 - Mineralogy and Geochemistry of Pegmatites from Mozambique. Rev. de Cien. Geol. Lourenço Marques, 4(A):1-11.
- COSTA, L.A.M. da; ANGEIRAS, A.G. - 1971 - Geosinclinal Evolution in the Epy-Baykalian Plataform of Central Brazil. Geologische Rundschau, 60(2):1024-1050.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAM, J. - 1963 - Rock Forming Minerals; I. Chain Silicates; II. Ortho and Ring Silicates. London, Longmans. 2v.
- ENGEL, A.E.G.; ENGEL, C.G. - 1960 - Progressive Metamorphism and Granitization of the major Paragenesis, North-West Adirondack Mountains, New York; II. Mineralogy. Bull. Geol. Soc. Amer., 71(1):1-58.
- EUGSTER, H.P.; WONES, D.R. - 1962 - Stability Relations of the Ferruginous Biotite, Annite. J. Petrol. 3:82-125.
- FERSMAN, A.E. - 1931 - Les Pegmatites, leur Importance Scientifique e Pratique. Academie de Science de l'URSS, trad. Univ. Louvain, Belgique, 3 v.
- FLOOR, P. - 1974 - Alkaline Gnaisses. In: Sorensen, H. Ed. Alkaline Rocks. London, John Wiley & Sons. p. 124-142.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J. - 1978 - Projeto São Felix; relatório da área do eixo "A". Brasília, Deptº de Geol. da UnB. 83 p.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J. - 1979 - Projeto São Felix; Geologia da folha Córrego São Bento. Brasília, Deptº de Geol. da UnB. 49p.
- GEVERS, T.W.; PARTRIDGE, F.C.; JOUBERT, G.C. - 1937 - The Pegmatitic area of Orange River in Namaqualand. Deptº of Mines Geol. Survey South Afric, Memoir. 31:41-109.
- GINZBURG, A.I. - 1960 - Specific Geochemical Fratures of the Pegmatitic Process. I Cong. Geol. Internacional, Copenhagen XXI session, part 27:111-121.
- GUIMARÃES, D. - 1958 - Geologia Estratigráfica e Econômica do Brasil. Belo Horizonte. 450 p.

- GUIMARÃES, D. - 1964 - Geologia do Brasil. Rio de Janeiro, Div. Fom. Prod. Min. DNPM, Mem. 1:670 p.
- HASUY, Y.; ALMEIDA, F.F. de - 1970 - Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. Bol. da Soc. Bras. de Geol., 19(1):5-26.
- HASUY, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr, O.; TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K. - 1980 - Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado Geológico-Geotectônico. Anais do XXXI Cong. Bras. Geol., vol. 5. p. 2659-2676.
- HEINRICH, E.W. - 1953 - Zoning in Pegmatite Districts. Amer. Min. 38(1-2):68-87.
- HEINRICH, E.W.; LEVINSONSON, A.A. - 1953 - Studies in the Mica Group; Mineralogy of the rose muscovites. Amer. Min. 40:983-988.
- JAHNS, R.H. - 1955 - The study of Pegmatites. Econ. Geol., 50th Ann. Volume part II. p. 1025-1130.
- JAHNS, R.H.; BURNHAM, C.W. - 1969 - Experimental Studies of Pegmatites Genesis; I. A model for derivation and crystallization of granitic pegmatites. Econ. Geol. 64(8): 843-864.
- KING, L.R.C. - 1956 - Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. de Geog. 18(2):147-265.
- LANDES, K.K. - 1933 - Origin and classification of Pegmatites. Amer. Min., 18(2):33-56, 95-103.
- LANGE, I.M.; REYNOLDS, R.C.; LYONS, J.B. - 1966 - K-Rb ratios in Coexisting K-feldspars and Biotites from same New England Granites and metasediments. Chem. Geol., 1(4):317-322.
- LEMOS, R.L. - 1981 - Petrologia do Complexo Alcalino de Peixe; Tese de mestrado. UFPa-NCGG (em execução).
- LEONARDOS, O.H. - 1938 - Rutilo em Goiaz. Bol. Serv. Fom. Prod. Min. DNPM, 30:97p.
- LEONARDOS, O.H. - 1939 - Os depósitos Niquelíferos de Goias. Mineração e Metalurgia, 4(19):37-44.
- MARINI, O.J.; BARBOSA, G.V.; DARDENNE, M.A.; FARIA, A.; FUCK, A. 1974 - Projeto Serra Dourada; relatório final. Brasília. Dept^o de Geol., UnB/DNPM, 1(7):188p.

- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; FIGUEIREDO, A.N. de - 1976 - Projeto São Felix; relatório final. Brasília, Deptº de Geologia UnB/ELETRONORTE. 125 p.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENE, M.A.; FARIA, A. - 1977 - Contribuição à geologia do Pré-cambriano da Porção Central de Goiás. Rev. Bras. de Geoc. 7(4):304-324.
- MARINI, O.J.; LIBERAL, G.S.; REIS, L.T. dos; TRINDADE, C.A.H.; SOUZA, S.L. - 1978 - Nova Unidade Lito-estratigráfica do Pré-Cambriano do Estado de Goiás. XXX Cong. Bras. de Geol. Resumo das Comunicações, Bol. nº 1. p. 126-127.
- MASON, B. - 1966 - Principles of Geochemistry. 3rd ed. New York, John Wiley and Sons. 310 p.
- NEDUMOV, I.B. - 1964 - The processes of differentiation of Pegmatitic melt and the role of Tectonics in the Formation of Rare Metal Pegmatites. Intern. Geol. Cong. New Delhi, India 22 section part VI. p. 116-139.
- NOCKOLDS, S.R. - 1954 - Average Chemical Composition of Some Igneous Rocks. Bull. Geol. Soc. Amer. 65(10):1007-1032.
- PARK Jr., C.F.; MacDIARMID, R.A. - 1970 - Ore Deposits. 2 ed. California. W.H. Freeman and Company. 522p.
- RAMBERG, H. - 1966 - The Scandnavian Caledonides as Studies by Centrifuged Dynamics Models. Bull. Geol. Inst. of Univ. of Uppsala, 43:1-72.
- REGO, L.M. - 1936 - O Vale do Tocantins; Araguaia via de acesso natural ao centro do planalto brasileiro. Rio de Janeiro. Bol. Geog. 23p.
- ROUTHIER, P. - 1963 - Les Gesiments Métallifères; geologie et principes de recherche. Paris. Mason et cie, 2v. 1282 p.
- SÁ, J.H.S. - 1977 - Pegmatitos Litiníferos da Região de Itinga-Araçui, Minas Gerais; tese de mestrado. Inst. de Geoc. da USP. 112 p.
- SCHOBENHAUS, C.; RIBEIRO, C.; OLIVA, L. TAKANDHASHI, J.; LINDENMAYER, E.Z.; VASCONCELOS, J. - 1975 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; folha Goiás SD-22. Brasília, DNPM 113 p.
- SOUZA, A. - 1973 - Geologia e Geocronologia do Complexo de

Barro Alto; tese de doutoramento. São Paulo. F.F.C.L. de Rio Claro. 113 p.

SPRY, A. - 1969 - Metamorphic Texture. Oxford. Pergamon Press 350 p.

STANTON, R.L. - 1972 - Ore Petrology. New York. Mac Graw-Hill. 713 p.

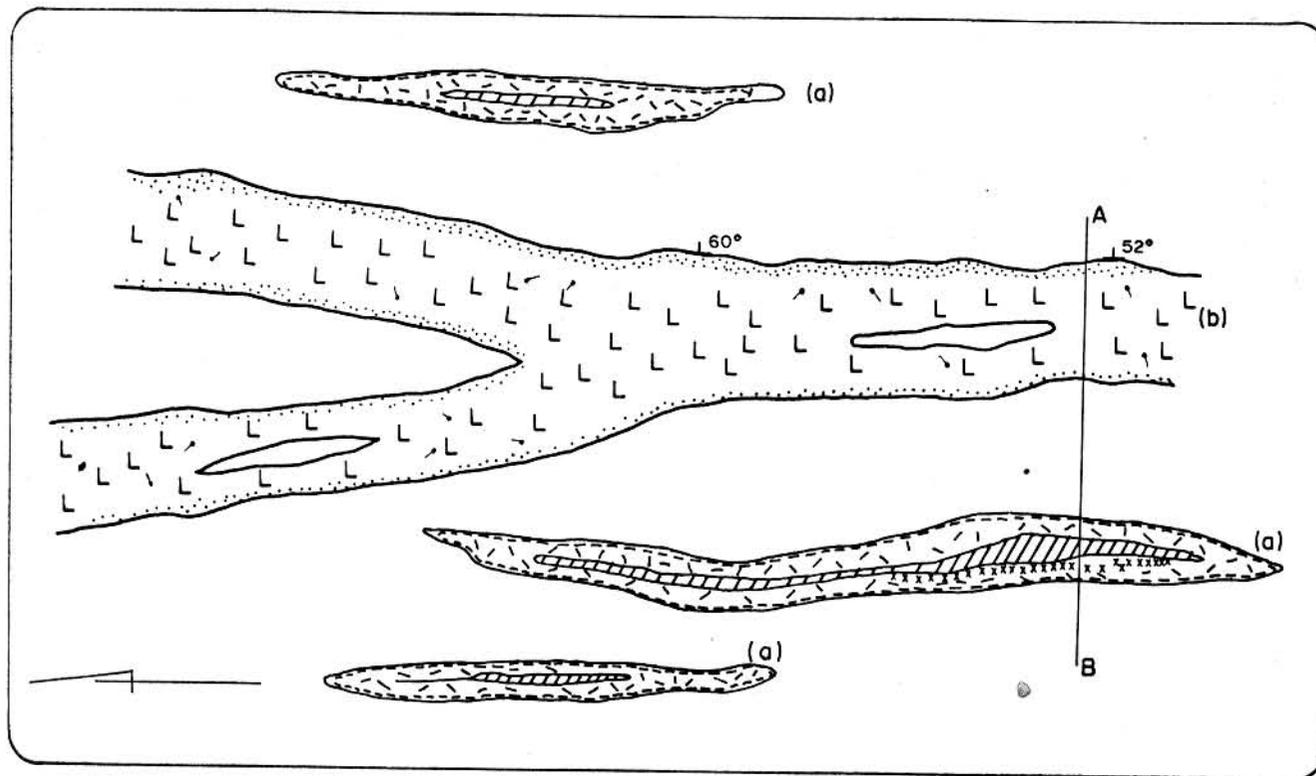
STRECKEISEN, A.L. - 1967 - Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. Neues Jb. Miner. Abh, 107:144-240.

VARLAMOFF, N. - 1960 - Relations Espaciales entre les Granites et les Pegmatites en Afrique Centrale. Ann. Soc. Geol. Belg. 84:153-162.

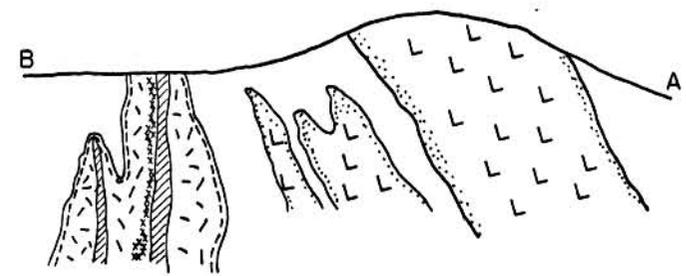
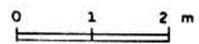
VARLAMOFF, N. - 1972 - Central and west African Rare-Metal Granitic Pegmatites, Related Aplites. Quartz Veins and Mineral Deposits. Mineralium Deposita, 7:202-216.

VORONTSOV, A.Ye.; LIN, N.G. - 1966 - Rubidium and Lithium in the Granitoids of the Bugul'min Complex (Eastern Sayans). Geoch. Intern., 3(6):1108-1116.

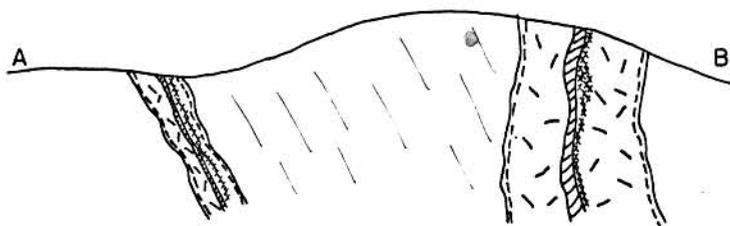
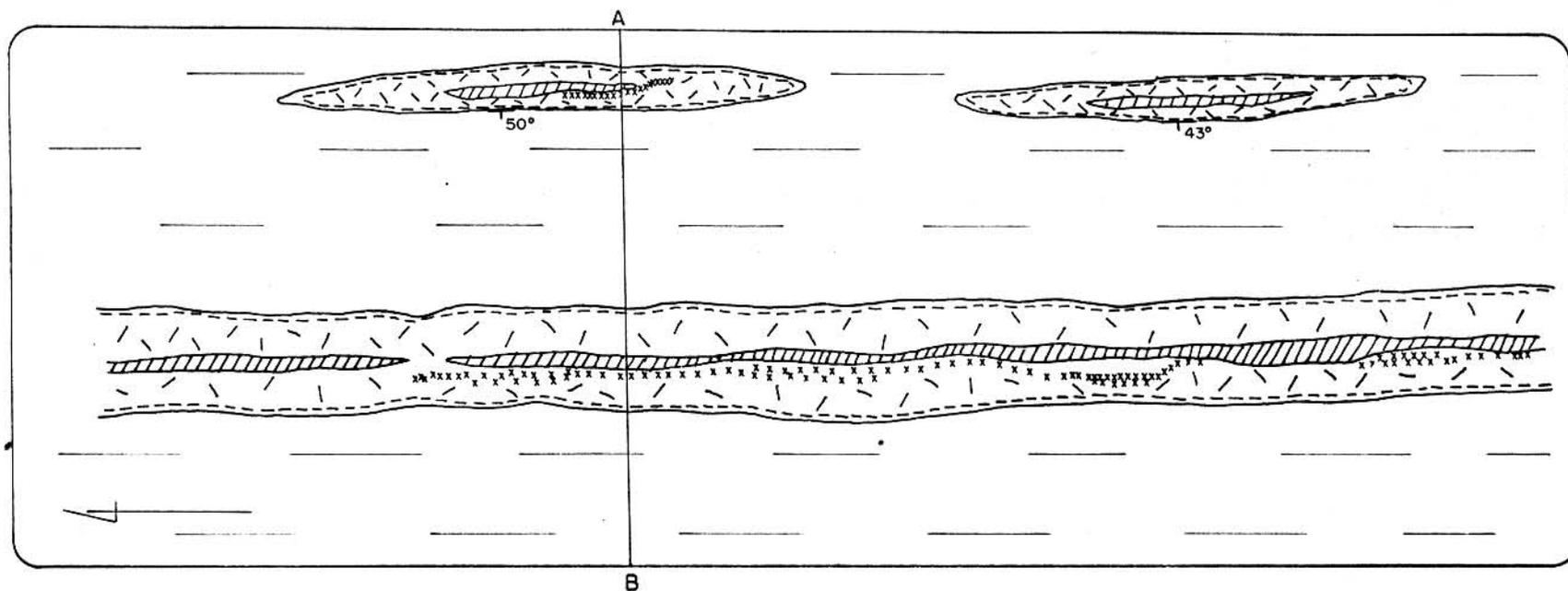
ANEXOS



- LEGENDA**
- ZONA MARGINAL COM FELDSPATOS, BIOTITA AFRISITA, QUARTZO E GRANULAÇÃO FINA.
 - ZONA INTERMEDIÁRIA COM FELDSPATOS, BIOTITA, AFRISITA, QUARTZO E GRANULAÇÃO GROSSEIRA.
 - NÚCLEO DE QUARTZO.
 - ZONA MARGINAL COM FELDSPATOS, BIOTITA GRANULAÇÃO FINA E TEXTURA ORIENTADA.
 - ZONA INTERMEDIÁRIA COM FELDSPATOS, BIOTITA E ZIRCÃO. GRANULAÇÃO GROSSEIRA.
 - ZONA DA BIOTITA
 - ZONA CENTRAL COM FELDSPATOS, BIOTITA, ALANITA, MONAZITA E GRANULAÇÃO GROSSEIRA.



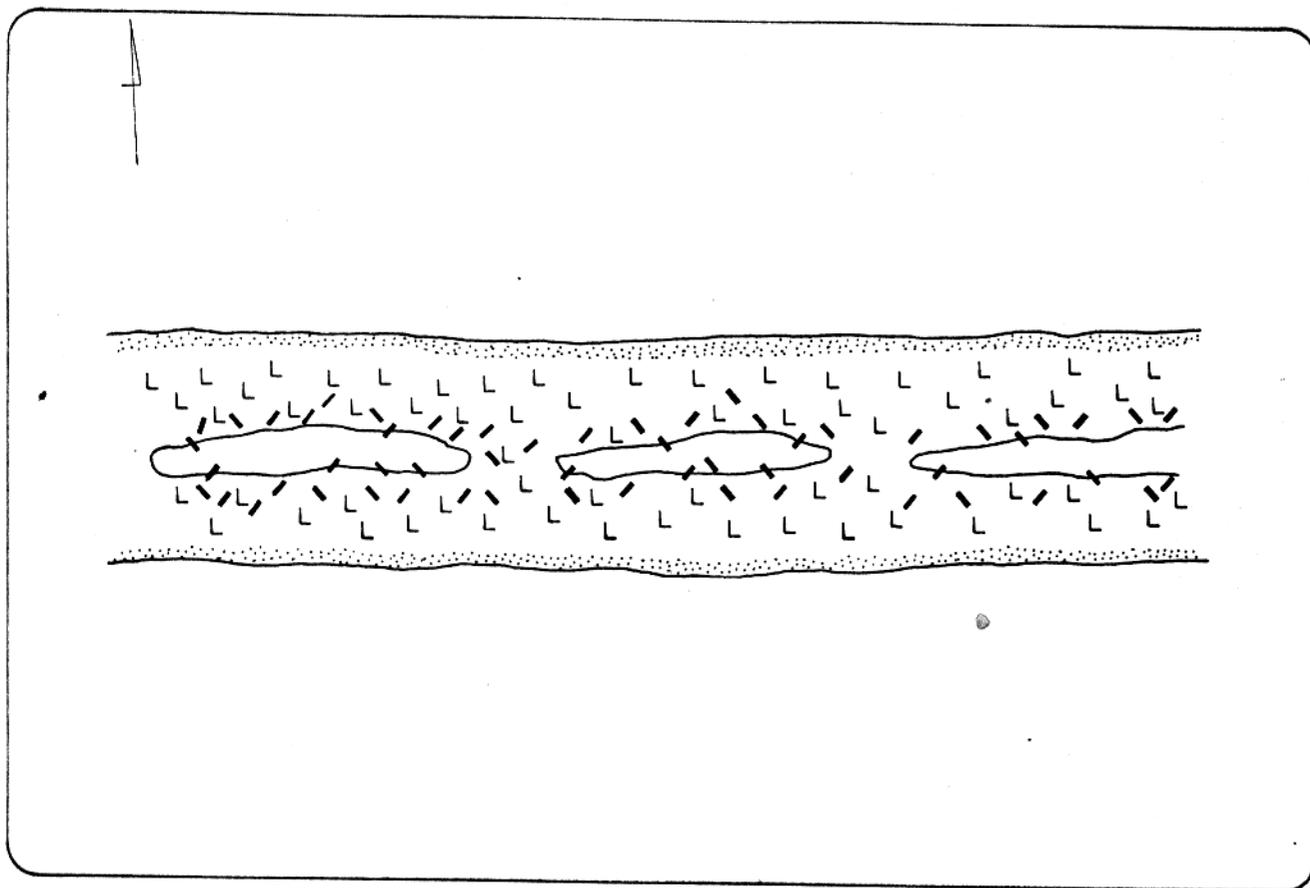
ANEXO 1- MAPAS E PERFIL ESQUEMÁTICO DE PEGMATITOS SIENÍTICOS(a) E GRANÍTICOS(b) DO GARIMPO DA PEDRA AMARELA.



LEGENDA

-  ZONA MARGINAL COM FELDSPATOS E BIOTITA. TEXTURA FINA E ORIENTADA
-  ZONA INTERMEDIÁRIA COM FELDSPATOS E BIOTITA. TEXTURA GROSSEIRA
-  ZONA DA BIOTITA
-  ZONA CENTRAL COM FELDSPATOS, BIOTITA, ALANITA E MONAZITA. TEXTURA GROSSEIRA.
-  ROCHA ALCALINÁ

ANEXO 2 - MAPAS E PERFIL ESQUEMATICO DE ALGUNS PEGMATITOS SIENÍTICOS DO GARIMPÓ DE PEDRA PRETA.



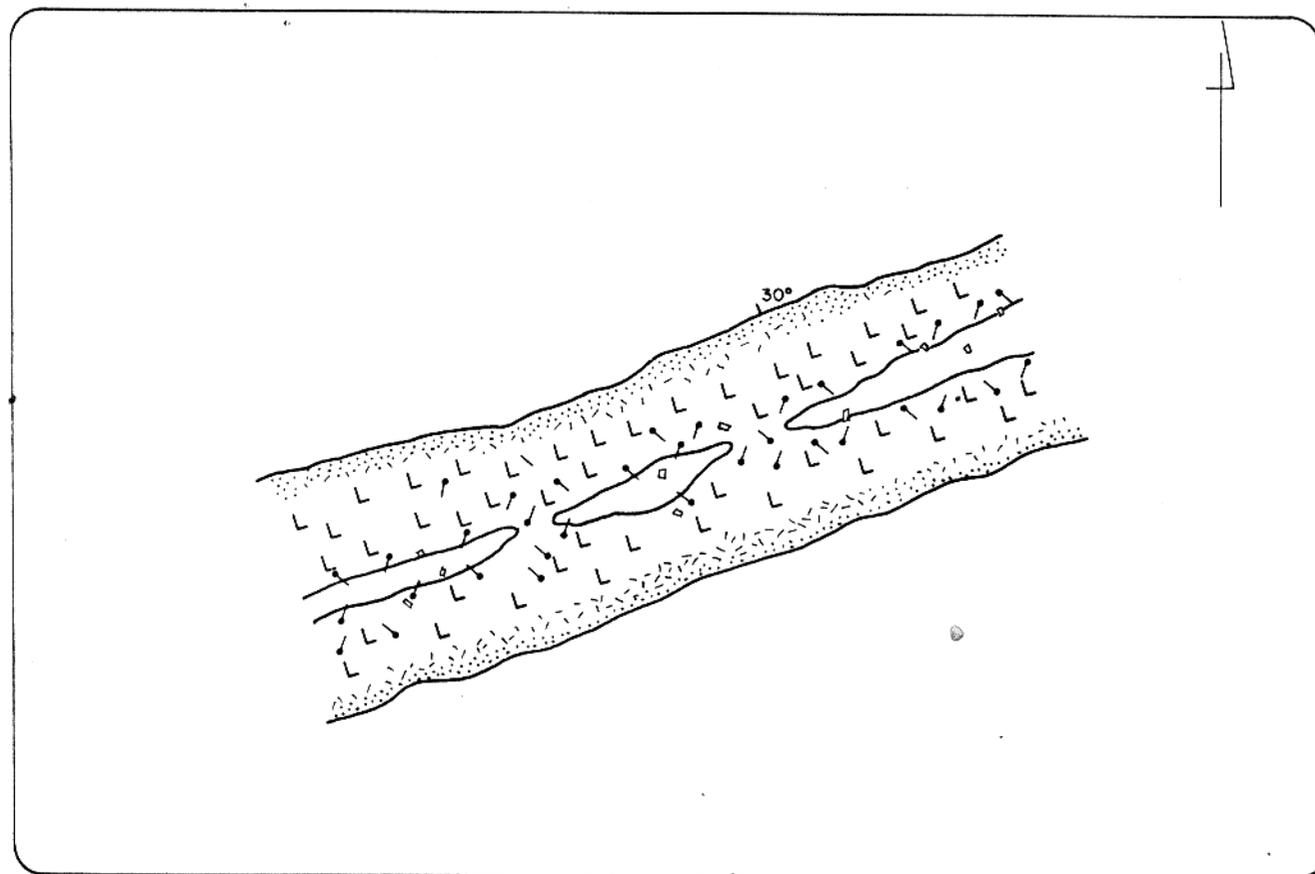
LEGENDA

 ZONA MARGINAL COM FELDSPATOS, BIOTITA, ARFVEDSONITA E QUARTZO. GRANULAÇÃO FINA.

 ZONA INTERMEDIÁRIA COM FELDSPATOS, BIOTITA, ARFVEDSONITA E QUARTZO. GRANULAÇÃO GROSSEIRA.

 NÚCLEO DE QUARTZO COM INCLUSÕES DE ARFVEDSONITA.

ANEXO 3 - MAPA ESQUEMÁTICO DE UM PEGMATITO COM ARFVEDSONITA.



LEGENDA

 ZONA DA BORDA COM QUARTZO MUSCOVITA E AFRISITA. GRANULAÇÃO MILIMÉTRICA.

 ZONA DA PAREDE COM QUARTZO FELDSPATOS, MUSCOVITA, AFRISITA E BERILO. GRANULAÇÃO MILIMÉTRICA E CENTIMÉTRICA

 ZONA INTERMEDIÁRIA COM FELDSPATO, MUSCOVITA, QUARTZO, AFRISITA E BERILO. GRANULAÇÃO CENTIMÉTRICA.

 AFRISITA

 BERILO

 NÚCLEO DE QUARTZO

ANEXO 4 - MAPA ESQUEMÁTICO DE UM PEGMATITO GRANÍTICO COM BERILO (GARIMPO "RABO DE TATU").

