

## RESUMO

O maciço alcalino de Itapirapuã, de forma irregular e alongada para NW, ocupa área aproximada de 4 km<sup>2</sup> e encontra-se inteiramente encaixado em extensa massa de composição granítica.

Do ponto de vista petrográfico, compõe-se êle exclusivamente de rochas insaturadas, predominando nefelina sienitos, portadores ou não de granada titanífera (variedade melanita), sôbre as demais variedades litoógicas. Alcalinas básicas, representadas por biotita melteigito e melanita malignito, formam, juntamente com wollastonita-melanita-nefelina sienito, pulaskito e cancrinita mariupolito (têrmos petrográficos enriquecidos, respectivamente, em cálcio, potássio e sódio), as rochas de menor distribuição geográfica dentro da província. Tinguaitos, ocorrendo provavelmente como pequenos diques verticais, são encontrados no interior e fora do maciço, enquanto que veios irregulares de carbonatitos, cortando nitidamente as rochas nefelínicas, foram assinalados na sua parte central. Cobrindo área de alguns metros quadrados, afóra na região sul do maciço alcalino uma zona de brecha magmática, associada principalmente a nefelina sienitos. Um corpo de magnetita granular e idiomórfica, tendo em profundidade a forma de um funil, está presente na extremidade meridional da intrusão e vem sendo explorado comercialmente por parte da Companhia de Cimento Portland Maringá de Itapeva.

Quanto à composição mineralógica, verifica-se que nefelina (e produtos de alteração) e ortoclásio peritítico são os principais minerais félsicos das rochas

do maciço, enquanto que piroxênios (soda-augita, egrina-augita e egrina) constituem, ao lado da melanita, os ferromagesianos mais importantes. Como acessórios mais comuns foram reconhecidos: magnetita, titanita e apatita.

As principais características químicas das rochas de Itapirapuã consistem na pobreza em sílica e magnésio, abundância em cálcio, álcalis e voláteis e concentrações elevadas em V, Nb, Y, Cu e Ba.

A análise dos diversos diagramas de variação química parece apontar a cristalização fracionada como o fator preponderante na formação das rochas alcalinas de Itapirapuã. Os traçados das diferentes curvas obtidas correspondem, em linhas gerais, aos que dever-se iam esperar do processo de cristalização fracionada de um magma de composição basáltica. Processos envolvendo assimilação de calcário e material crostral sílico, metassomatose e ação de voláteis parecem também ter contribuído para a gênese dessas rochas.

Evidências mineralógicas e químicas são indicativas de que a encaixante granítica foi afetada, na zona de contato com o corpo alcalino, por processos de fenitização.

Uma primeira análise comparativa aponta Jacupiranga, Serrote e Anitápolis, dentre as nacionais, e Iron Hill e Magnet Cove, ambas nos Estados Unidos da América, e Iivaara, na Finlândia, dentre as estrangeiras, como as províncias alcalinas que mais se assemelham mineralógica e petrográficamente à de Itapirapuã.

## ABSTRACT

The alkaline rock complex of Itapirapuã covers an area of approximately 4 km<sup>2</sup>, with irregular shape, and elongated NW-SE. It was intruded in a large body of granitic rocks.

The alkaline intrusion consists exclusively of undersaturated rocks, predominantly nepheline syenites with variable amounts of titaniferous garnet (melanite). Basic alkaline varieties are less abundant and are represented by biotite melteigite and melanite malignite. Wollastonite-melanite-nepheline syenite, pulaskite and cancrinite mariupolite were also formed and correspond to petrographic varieties enriched, respectively, in calcium, potassium and sodium. Tinguaites, which probably occur in small vertical dikes, cut the alkaline as well as the surrounding granitic rocks. Irregular carbonatite veins clearly intersect the nepheline syenites in the central part of the complex. In the southern part of the alkaline body a magmatic breccia forms an outcrop of only a few square meters, consisting mainly of nepheline syenites. A funnel shaped ore body composed of idiomorphic granular magnetite is being exploited near the southern margin of the alkaline complex.

The main felsic mineral constituents of the alkaline rocks are nepheline, with its alteration products cancrinite, sodalite and a mineral aggregate, and perthitic orthoclase. The ferromagnesian minerals are represented principally by pyroxenes (soda-augite, aegirine-augite and aegirine) as well as melanite. The crystallization sequence of the pyroxenes, as

suggested by optical and chemical data, was: soda-augite → aegirine-augite → aegirine. The more common accessories are magnetite, titanite and apatite. Accidental minerals are biotite, wollastonite, pectolite, fluorite, eucolite, pyrite, pyrrhotite, calcite, and minerals A and B. Calcite and zeolites occur as alteration products.

The chemical composition of the alkaline rocks from Itapirapuã is characterized by the lack of silica and magnesium, high content of calcium, alkalis and volatile constituents, as well as notable concentrations of V, Nb, Y, Cu and Ba.

An analysis of the different variation diagrams seems to indicate that fractional crystallization was the prevailing rock forming process at Itapirapuã. In a general way the curves show a trend that would be expected to correspond to the fractionation of a basaltic magma. However, assimilation of limestone and sialic crustal material, as well as metasomatic processes and the action of volatiles also may have taken place.

Mineralogical and chemical evidences indicate that the contact zone of the enclosing granitic rocks was subjected to fenitization processes.

The alkaline rock intrusion of Itapirapuã shows similarities to the Brazilian occurrences of Jacupiranga, Serrote and Anitápolis. Iron Hill and Magnet Cove in the USA and Ivaara, Finland, also have many mineralogical and petrographical features in common with Itapirapuã.

## INTRODUÇÃO

O distrito a'calino de Itapirapuã situa-se na região sul do Estado de São Paulo (coordenadas geográficas aproximadas: latitude  $24^{\circ}40'S$  e longitude  $49^{\circ}15' W. G.$ ) e seu acesso é feito pela cidade de Itapeva, da qual dista aproximadamente 130 quilômetros (Fig. 1). Seu reconhecimento geológico deu-se em 1958, em decorrência dos trabalhos realizados na região pelo engenheiro José Epitácio Passos Guimarães, do Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo, com o propósito de estudar uma ocorrência de magnetita localizada nas imediações da barra do rio Itapira-

primeiras amostras com que nos dispussemos a iniciar êste estudo foram coletadas pelo engenheiro José Epitácio Passos Guimarães, que as colocou à nossa disposição.

Nossa primeira visita ao local da ocorrência realizou-se em novembro de 1963, em companhia do Prof. Geraldo C. Melcher e geóloga Brigitte S. Melcher, e teve por objetivo coletar amostras de carbonatitos, dadas como existentes no interior do corpo a'calino (Passos Guimarães, 1960). Por sugestão do Prof. Rui Ribeiro Franco, ex-diretor do



Fig. 1 — Mapa esquemático indicando a localização da área investigada.

puã. Em agosto de 1959, sob a supervisão do citado engenheiro, a Companhia de Cimento Portland Maringá, com sede na cidade de Itapeva, SP, procedeu à execução do primeiro programa de pesquisa na área, consistindo no levantamento magnetométrico e trabalhos de perfuração, complementados pela abertura de vários poços e trincheiras. As

Departamento de Mineralogia e Petrologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, que vendo na variação lito'ógica presente neste maciço e no caráter inédito de seu estudo, elementos suficientes para justificar a execução de uma pesquisa minuciosa na área, o autor deu início, nos meses de janeiro e fevereiro de

1964, a um programa de reconhecimento geológico que levaria à elaboração de trabalho, principalmente de natureza mineralógica-petrológica, a ser apresentado como assunto de sua futura Tese de Doutorado junto à Cadeira de Petrologia da referida Faculdade. Nos trabalhos de campo empreendidos, contamos com a participação do sr. Carlos Rotta, então aluno do Curso de Geologia desta Faculdade. Valemo-nos também de fotografias aéreas da região (Cruzeiro do Sul, vôo 1962) e fôlhas topográficas planimétricas, (PROSPEC, 1954), ambas na escala de 1:25000. Contudo, face aos inúmeros obstáculos encontrados, refletidos no relevo fortemente acidentado da região, na ausência de meios de comunicação e na intensa cobertura vegetal ali existente, restringimos nossas atividades à tarefa precípua de delimitação da área ocupada pelo corpo alcalino e de executar um programa de coleta sistemática de amostras no seu interior, ten-

do para isso percorrido todos os leitos dos rios e córregos que drenam a área, com o propósito de caracterizá-lo petrográficamente da forma mais completa possível.

A interpretação petrogenética do maciço alcalino de Itapirapuã constituiu o objetivo primordial deste trabalho. Para alcançá-la, procurou-se estudar o comportamento geoquímico das rochas e minerais da província, contando-se para isso com dados químicos referentes aos elementos principais e aos elementos traços, bem como com as informações coligidas no decurso do trabalho de levantamento geológico da região. Especial atenção foi dada aos constituintes do grupo dos piroxênios e granadas, face à sua importância na evolução das rochas do maciço. Procurou-se também, do ponto de vista petrográfico, geológico e químico, realizar breve estudo comparativo entre esta província alcalina e outras congêneres.

## GEOLOGIA

### Aspectos gerais

As rochas alcalinas afloram em área ocupada quase totalmente por um batólito granítico que se estende para NE desde o Estado do Paraná até as proximidades da estrada que liga Itapeva a Apiaí (Fig. 2) e por metassedimentos, de idade provável pré-cambriana, pertencentes ao Grupo Açungui. Na região êsses metassedimentos compõem-se predominantemente de filitos e muscovita xistos, com transições para quartzitos e calcários, mais ou menos magnesianos, passando a calcoxistos. Em razão de sua importância econômica, as rochas carbonáticas têm merecido especial atenção por parte da maioria dos pesquisadores que trabalhou na região. Como foge ao objetivo desta pesquisa estudo pormenorizado da geologia regional, evitamos aqui discorrer sobre a longa série de trabalhos realizados nessa parte do vale do rio Ribeira e limitamo-nos, tão somente, a tecer algumas considerações com base nos dados coligidos por Melcher e Johnson (1957) e, mais recentemente, por Melfi *et al.* (1965).

As feições mineralógicas e texturais dos metassedimentos regionais apontam o caráter epizonal do metamorfismo que os afetou, possibilitando assim enquadrá-los dentro da fácies dos xistos verdes de Turner e Verhoogen (1960). Entretanto, rumando de oeste para este, verifica-se aumento progressivo do grau de metamorfismo dessas rochas, culminando com o desaparecimento dos termos carbonáticos e transformação gradual das epimetamórficas, de natureza pelítica, em migmatitos e gnaisses (Melfi *et al.*, 1965, p. 471). Do ponto de vista estrutural, verifica-se ainda, segundo êstes Autores, que a direção dominante dos planos de xistosidade das rochas metassedimenta-

res é NE-SW, com mergulho variável, porém mais freqüente para NW.

Recortando indistintamente os tipos litológicos da região aparecem representantes de um magma básico (diabásios) na forma de pequenos diques.

O maciço alcalino de Itapirapuã, de forma irregular e alongada para NW, localiza-se nas imediações da barra do rio que lhe empresta o nome, ocupando área aproximada de 4 quilômetros quadrados (Fig. 3). Do ponto de vista petrográfico, compõe-se êle exclusivamente de rochas insaturadas, sendo o tipo litológico dominante, nefelina sienitos, portadores ou não de granadas titaníferas (variedade melanita). Rochas alcalinas básicas, representadas por biotita melteigito e melanita malignitos, constituem juntamente com wollastonita-melanita-nefelina sienito, pulaskito e cancrinita mariupolito (têrmos petrográficos enriquecidos, respectivamente, em cálcio, potássio e sódio), as rochas de menor distribuição geográfica dentro da província. Tinguaitos estão presentes no interior e fora do maciço, tendo mesmo sido encontrados a vários quilômetros de distância do corpo. Ocorrem, provavelmente, na forma de pequenos diques verticais, dirigidos para NW e de espessura decimétrica. Carbonatitos, na forma de veios irregulares, de alguns centímetros de largura, e cortando nitidamente os nefelina sienitos, ocorrem na parte central do corpo rochoso, enquanto que uma zona de brecha magmática, associada principalmente aos nefelina sienitos de granulação fina a média, aflora na sua parte sul, cobrindo área de algumas dezenas de metros quadrados. Um corpo de minério de ferro constituído de magnetita granular e idiomórfica está presente na extremidade

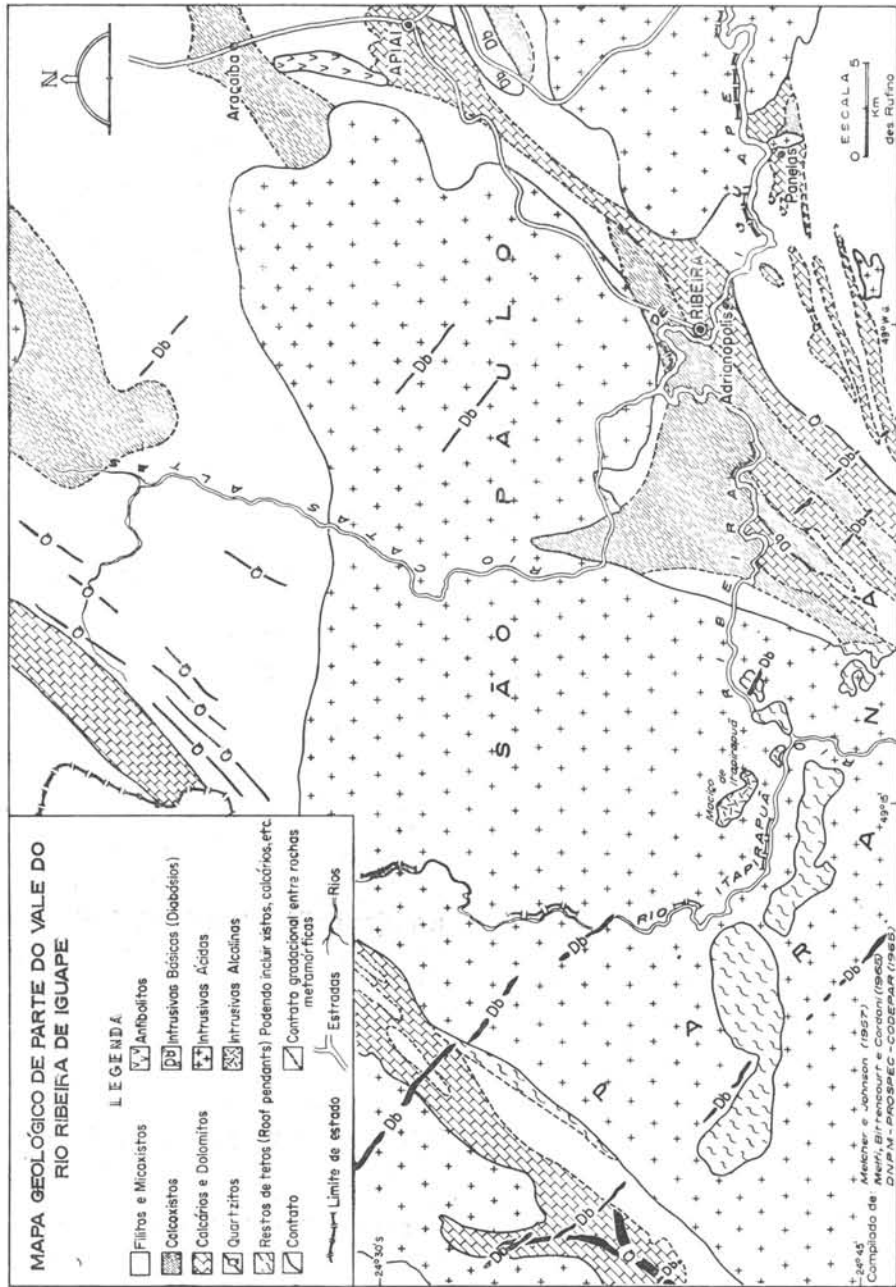
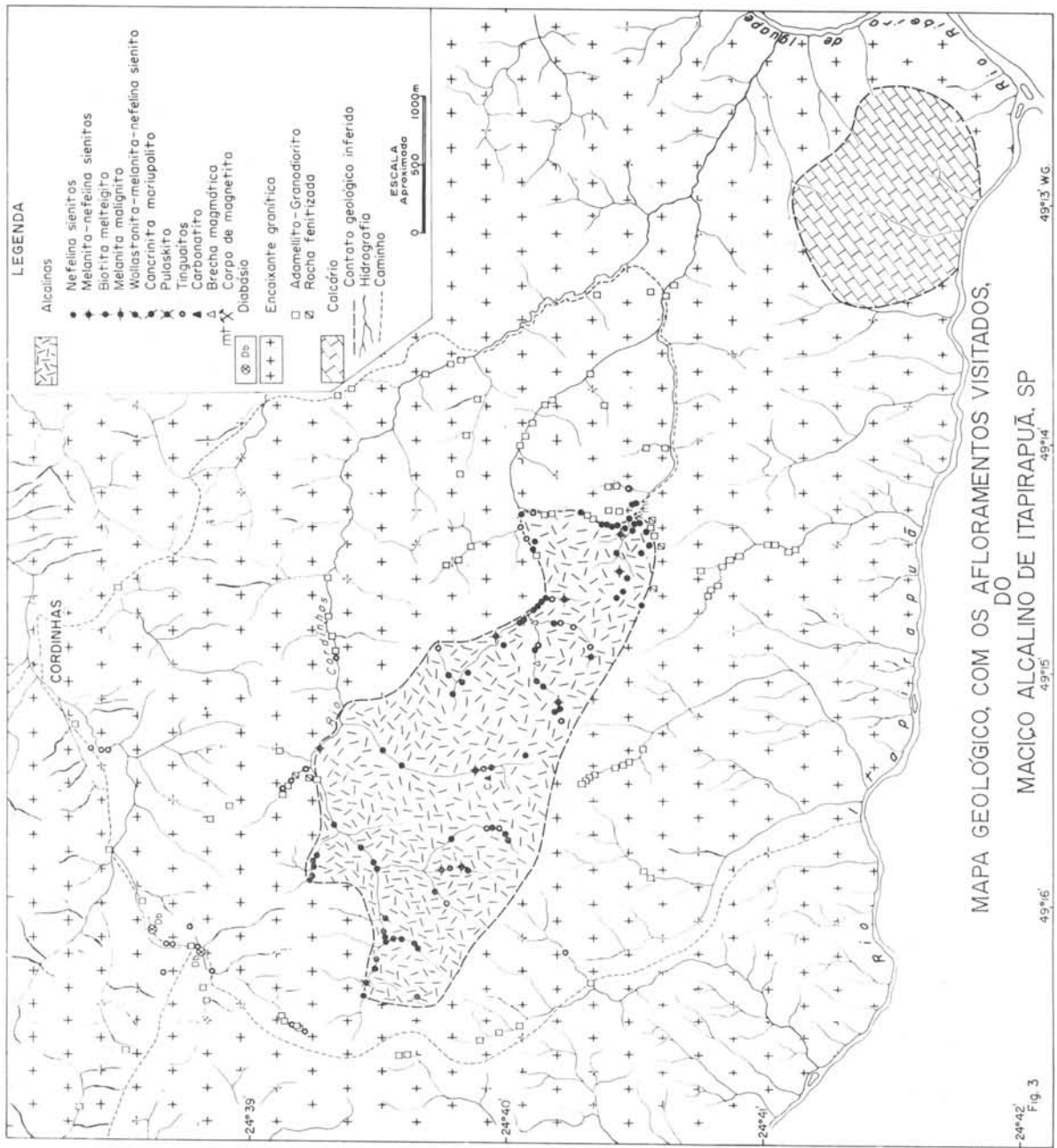


Fig. 2 — Mapa geológico regional simplificado.



sul do maciço e vem sendo objeto de exploração comercial por parte da Companhia de Cimento Portland Maringá (Fotos 1 e 2). Sua forma em profundidade, segundo Passos Guimarães (1960), lembra a figura de uma cornucópia com eixo voltado para SW. Os dados coligidos por este Autor, em programa de pesquisa na área, permitiram estimar para esse corpo reservas de minério de ferro da ordem de 215.700 toneladas.

O estudo geocronológico do maciço, pelo método potássio-argônio, foi realizado por Gomes e Cordani (1965), tendo sido executadas datações em quatro variedades litológicas do distrito, admitidas como representantes de fases diferentes no seu curso de evolução petrogenética. As rochas selecionadas foram: um biotita melteigito, dois nefelina sienitos e um tinguaito, respectivamente, amostras 1, 12, 14 e 19 da Fig. 4. O biotita melteigito teve sua idade determinada em biotita; o tinguaito em rocha total, dada a impossibilidade de separação dos seus constituintes minerais, e os nefelina sienitos em feldspato alcalino e piroxênio.

Com exceção da idade do piroxênio da amostra 14 (164 milhões de anos), tida como anômala por Gomes e Cordani (1965), todas as outras rochas apresentaram valores essencialmente concordantes, admitido o erro analítico, dando sido executadas datações em quatro permitindo com isto incluir esta província, dentro da escala de tempo geológico (Kulp, 1961), no Cretáceo superior.

Dentro do quadro cronológico das rochas alcalinas do Brasil (Amaral *et al.*, 1967), o maciço de Itapirapuã (*cf.* histograma da Fig. 5) ocupa posição singular e intermediária à dos dois grupos, cujas idades estão compreendidas nos intervalos de 51-82 e 122-133 milhões de anos, estabelecidos por esses Autores.

#### Rochas vizinhas do corpo alcalino

Intrusivas ácidas, metassedimentos de composição carbonática e intrusivas básicas constituem, em ordem de abundância, as rochas que ocorrem nas imediações do corpo alcalino e que estão

representadas no mapa geológico preliminar da Fig. 3.

#### Adamellito-Granodiorito

Uma extensa massa intrusiva de composição mineralógica variável, passando de adamellito a granodiorito, constitui a encaixante do corpo alcalino. A forma dessa massa é irregular, alongada para NE e seus contatos, aparentemente, são discordantes da direção geral da xistosidade dos metassedimentos regionais (Melfi *et al.*, 1965, p. 461). Localmente, pode mostrar foliação, evidenciada pela isorientação, quer dos minerais ferromagnesianos, quer dos cristais maiores de feldspatos potássicos; o reduzido número de medidas que se conseguiu obter tornou impraticável qualquer tentativa de estabelecer a tendência dessa feição estrutural. Quanto à textura, assemelha-se consideravelmente às rochas graníticas das circunvizinhanças da cidade de São Paulo, que receberam a denominação genérica de "granito Pirituba" por Moraes Rego (1933). Ela é holocristalina, "porfiróide", com os cristais maiores de microclínio atingindo dimensões centimétricas e massa fanerítica hipidiomórfica, de granulação média a grossa. Por vezes, essas rochas exibem feições texturais e mineralógicas, representadas pelo fraturamento dos grânulos e posterior preenchimento dessas fraturas por minerais de formação secundária, indicativas de incipiente ação cataclástica, sendo tal fato observado mais intensamente na zona de contato com o corpo alcalino.

Os principais constituintes dessas rochas são: plagioclásio (albita a oligoclásio), microclínio, quartzo, biotita e hornblenda. Epidoto e clorita são os produtos de alteração mais comuns dos minerais ferromagnesianos; contudo, não é rara a formação de epidoto às expensas do plagioclásio. Como minerais acessórios foram identificados: apatita, titanita, zircão, opacos (magnetita e piritita) e allanita. Estas rochas contêm, nas imediações do corpo alcalino, feldspatos potássicos e álcali-cálcicos em proporções equivalentes e, conseqüentemente, composição adamellitica de conformidade com a classificação petrográfica adotada por Williams *et al.*, (1954, p.121).





Foto 1 — Vista geral mostrando a jazida de magnetita de Itapiapuã. Ao fundo a vila operária.



Foto 2 — Vista parcial mostrando uma das frentes de trabalho.

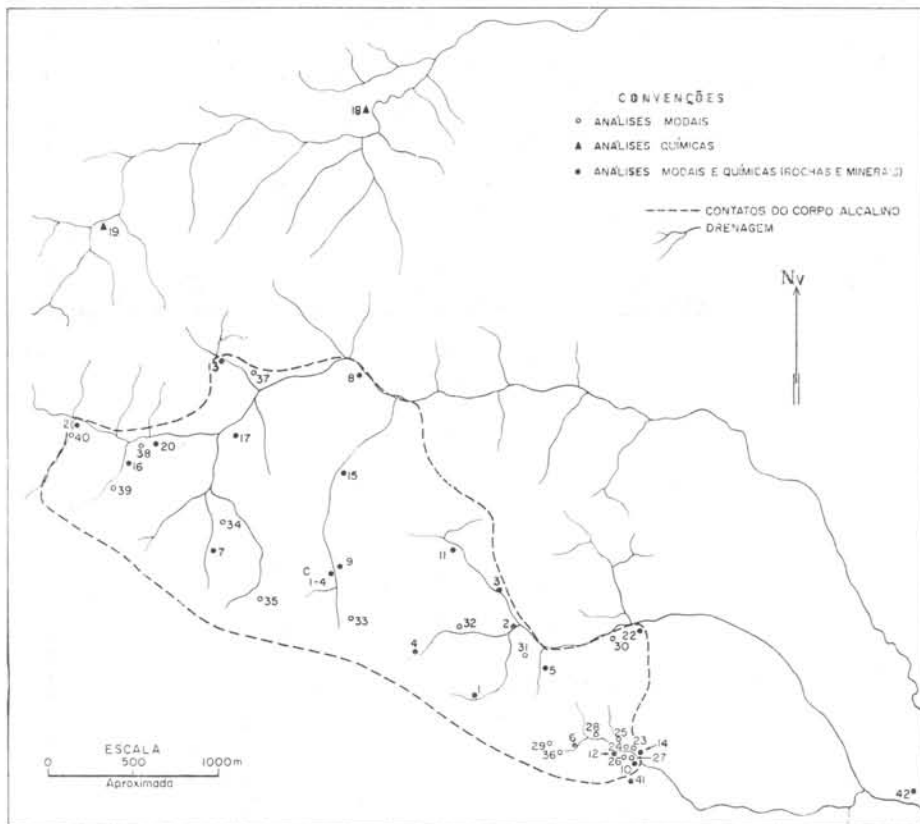


Fig. 4 — Mapa mostrando a localização das amostras estudadas.

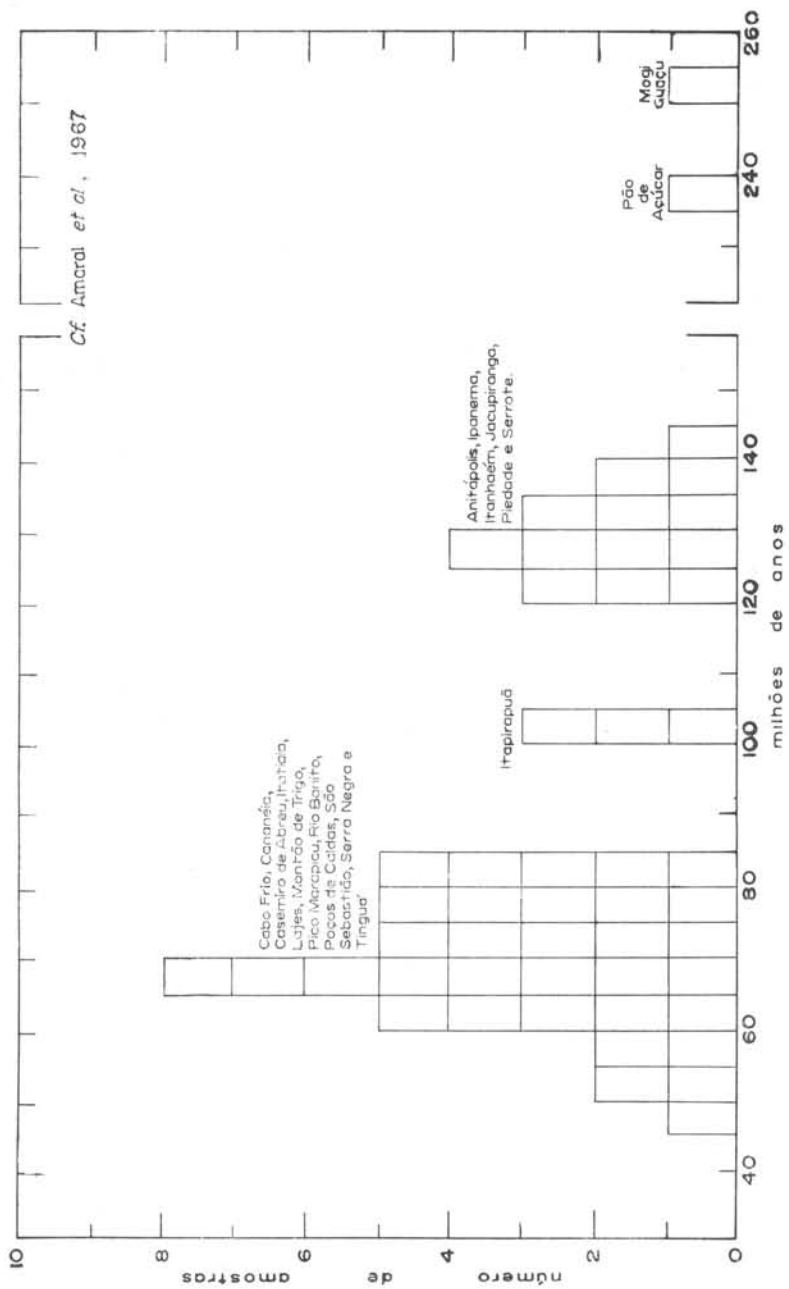


Fig. 5 — Histogramas de idades radiométricas das províncias alcalinas brasileiras.

## Calcários

Um corpo de calcário compacto, de granulação média a grossa, existente junto à barra do rio Itapirapuã, está representado na parte sul do mapa geológico da Fig. 3. Sua forma é ligeiramente alongada, com as dimensões máxima e mínima alcançando aproximadamente 1,6 km e 1,2 km e encontra-se encaixado no maciço granítico, parecendo mesmo corresponder a um "roof pendant". Xenólitos de rochas calcárias, ou mesmo de calcoxistos, têm sido observados em outros pontos da região (Melcher e Johnson, 1957) e o mapa geológico regional da Fig. 2, na parte correspondente ao Estado do Paraná, mostra idênticas estruturas a pequenas distâncias do local em questão. Do ponto de vista mineralógico, esse calcário não apresenta qualquer particularidade especial, sendo constituído quase que exclusivamente de minerais carbonáticos (calcita) e opacos (pirita, hematita e mais raramente grafita) na forma de acessórios.

Na borda SW desse corpo foram encontrados blocos irregulares, deslocados, de calcoxistos e muscovita xistos, representando provavelmente pequenas

intercalações de composição pelítica dentro do pacote metassedimentar.

## Diabásios

Na área abrangida pela Fig. 3, foram observados dois diques de diabásio, verticais, orientados próximo a N45W. Constituem pequenos corpos, com largura não superior a 2 metros e extensão de algumas dezenas de metros. Exibem textura subofítica, granulação variável de fina a média e composição mineralógica idêntica à dos numerosos diques encontrados em vários pontos da região por Melcher e Johnson (1957). Suas feições texturais e mineralógicas guardam também total concordância com as características gerais dos diabásios existentes no sul do Brasil e que vem sendo objeto de estudos por parte de diversos pesquisadores nacionais. Plagioclásio, de composição labradorítica, e piroxênios (augita e mais subordinadamente pigeonita) são seus minerais essenciais, aparecendo apatita, opacos (magnetita e ilmenita, por vezes, intercrescidos) como principais acessórios. Hornblenda comum e clorita, como produtos de alteração dos piroxênios, são freqüentes, ocupando as partes marginais e preenchendo zonas de fraturas desses minerais.

## MINERALOGIA

### Introdução

As características mineralógicas das rochas alcalinas de Itapirapuã, refletindo em traços gerais deficiência em sílica e excesso em sódio, potássio e cálcio, guardam sensíveis semelhanças com as de províncias congêneres mundiais e, de modo particular, com as ocorrências de Magnet Cove e Iron Hill, respectivamente, nos Estados de Arkansas e Colorado, Estados Unidos da América e de Iivaara, no distrito de Kuusamo, na Finlândia.

A observação dos histogramas de composição mineralógica da Fig. 6, construídos a partir de 38 análises modais de rochas do distrito (Tabelas Ia, Ib, XV, XVI e XVIII), indica que feldspatóides, incluindo os produtos de alteração da nefelina, constituem, ao lado dos feldspatos, o principais minerais félsicos, enquanto que os diversos membros da série dos piroxênios formam, juntamente com as granadas, os ferromagnesianos mais importantes. Dêsse total analisado, verifica-se também que feldspatos e piroxênios somente não foram encontrados em duas variedades petrográficas (representação no histograma em hachuras), respectivamente, amostras 1 e 33 da Fig. 4. A primeira corresponde ao biotita melteigito e a segunda a um sienito trazendo cancrinita em lugar de nefelina e contendo biotita como principal mineral máfico. Observa-se ainda no histograma competente que uma das rochas estudadas, o pulaskito (Am. 21 da Fig. 4), apresenta em sua composição mais de 80% de feldspatos. O primeiro histograma das granadas (Fig. 6), elaborado em escala idêntica à dos demais, tem na classe modal 0-10% aproximadamente 87% das amostras analisadas. Já o segundo, com novo intervalo de distribuição para as classes, mostra claramente

que quase 40% das rochas estudadas não contém granada na moda (representação no histograma em hachuras).

Como minerais acidentais dessas rochas serão descritos, ao lado dos piroxênios e granadas citados acima e, entre outros, biotita, wollastonita e pectolita. Informações sobre os acessórios e acidentais serão fornecidas, sempre que possível, com a máxima quantidade de pormenores a fim de caracterizá-los do ponto de vista mineralógico.

### Metodologia

Processos de separação, visando obter concentrados minerais de alta pureza para as análises químicas, consistiram da utilização do separador eletromagnético, aparelho modelo Frantz, e solução de Clerici. Esta foi empregada principalmente na separação de piroxênios e granadas. Na separação eletromagnética, as amostras de minerais foram trabalhadas preferencialmente na fração 0,088-0,053 mm (peneiras: 170-270 "mesh") e somente duas delas, correspondendo aos piroxênios 16a e 13a, necessitaram maior redução da granulação (fração: 0,053-0,043 mm; peneiras: 270-325 "mesh") a fim de que se obtivesse total liberação dos grânulos. Maior rendimento na separação dos constituintes félsicos e máficos foi obtido com o aparelho funcionando nas seguintes condições: intensidade de corrente de 0,45 A, inclinação lateral de 22° e frontal de 20°.

As granadas tiveram seus pesos específicos determinados pelo método do picnômetro, usando-se a técnica descrita por Holmes (1920, p. 29) e picnômetro de 10 cc de capacidade.

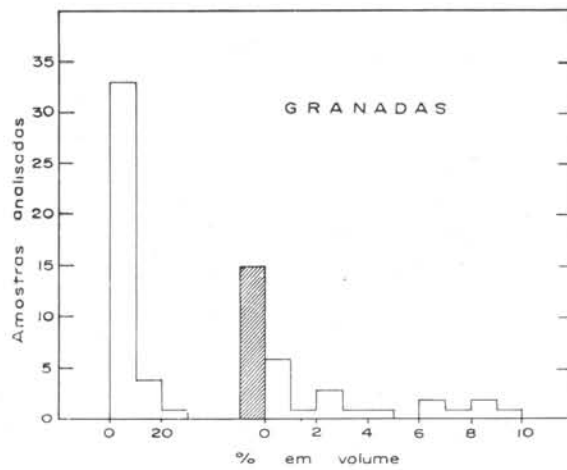
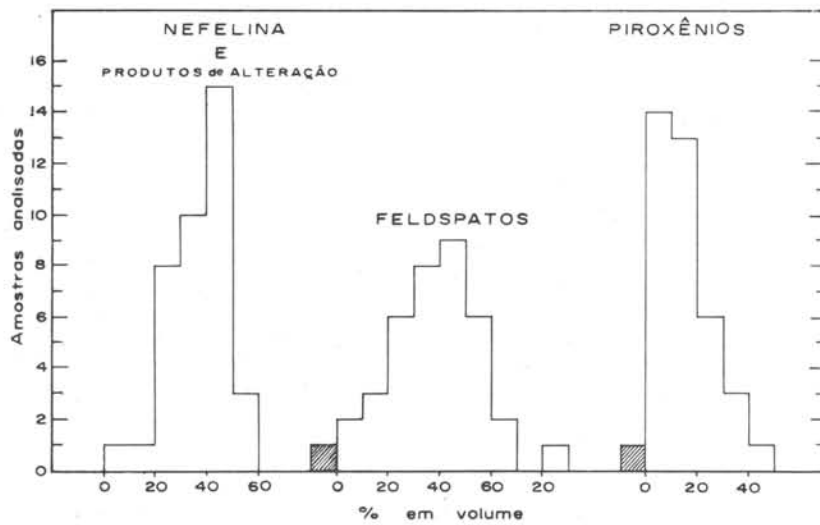


Fig. 6 — Histogramas de composição mineralógica (representação em hachuras para as amostras desprovidas do correspondente mineral).

TABELA Ia

Análises modais

	Biotita		Melanita		Melanita nefelina sienitos								Nefelina sienitos											
	Melteigito	Malignito			1	2	3	4	5	6	7	8	9	25	34	10	11	12	13	14	15	16		
Feldspato alcalino	—	5,8	47,4	25,6	14,2	18,5	29,9	26,6	39,9	38,5	15,3	33,4	50,6	47,8	40,9	54,3	64,5	43,3						
Albita (An <sub>0-5</sub> )	—	—	—	—	tr	tr	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	10,2	—	—	—	7,0	
Nefelina	23,5	34,7	2,8	8,6	25,6	25,5	42,6	20,6	35,3	43,2	33,5	11,6	28,5	17,2	13,0	33,0	20,1	20,8						
Agregado	9,4	6,4	15,9	26,5	17,5	19,4	5,1	—	—	—	7,6	2,8	2,4	5,7	0,4	0,5	—	—						
Cancrinita	2,5	tr	4,4	2,1	6,3	8,7	0,8	13,0	1,1	1,1	tr	14,6	12,2	21,7	9,7	2,6	5,5	8,1						
Piroxênio	46,1	31,0	3,2	19,2	25,4	18,3	13,3	17,6	11,9	9,4	30,3	31,9	3,5	6,3	24,1	5,2	7,2	19,1						
Melanita	0,3	14,9	22,6	15,1	8,3	7,1	6,0	14,4	8,5	6,8	9,4	—	2,5	0,4	—	4,3	2,0	—						
Titanita	5,4	4,6	—	0,6	0,7	1,8	0,1	1,8	1,5	0,6	2,4	0,5	0,1	0,2	0,2	0,1	0,5	1,3						
Magnetita	3,6	—	—	—	—	—	—	—	1,2	—	0,3	tr	—	0,5	—	—	—	0,1						
Apatita	2,2	1,4	—	1,8	0,8	0,4	0,5	0,5	0,6	0,4	1,1	tr	—	tr	tr	—	tr	0,1						
Calcita	—	—	1,4	0,5	0,2	0,2	1,6	—	—	—	—	0,2	0,2	0,1	—	—	0,2	—						
Biotita	7,0	—	—	—	—	tr	—	5,2	—	—	tr	0,7	—	tr	—	—	—	—						
Pectolita	—	—	—	—	0,7	—	—	—	—	—	—	4,3	—	—	—	—	—	—						
Fluorita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
Sericita	—	tr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
Clorita	—	—	—	—	—	—	—	tr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
Zeólitas	—	—	2,2	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—						
Mineral A	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	tr	1,3	—	—	—	0,1						
Mineral B	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
Mineral C	—	1,4	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
Eucolita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	tr	—	—	—	—	—	0,2	—						
Feldspatos:	0:100	14:86	65:35	41:59	22:78	26:74	38:62	44:56	52:48	46:54	27:73	54:46	54:46	51:49	69:31	60:40	72:28	63:37						
Feldspatóides																								
Félsicos:																								
Máficos	35:65	47:53	73:27	63:37	64:36	72:28	78:22	60:40	76:24	84:16	56:44	62:38	94:6	92:8	74:26	90:10	90:10	79:21						

TABELA Ib

Análises modais

Nefelina sienitos

	17	23	24	26	27	28	29	30	31	32	33	35	36	37	38	39	40
Feldspato alcalino	37,3	47,1	59,0	20,4	64,6	49,0	47,2	49,2	30,2	45,7	55,3	37,9	37,0	35,8	50,4	27,2	22,6
Albita (An <sub>0-5</sub> )	8,6	tr	0,2	tr	tr	—	tr	0,1	—	—	—	—	tr	5,4	0,5	tr	—
Nefelina	21,8	34,6	18,3	43,6	15,2	22,4	37,7	36,1	30,5	40,3	—	10,7	37,7	25,7	19,0	53,2	21,3
Agregado	—	1,5	8,1	2,0	2,5	3,7	0,9	1,2	0,7	0,2	0,4	7,1	0,7	0,4	—	—	—
Cancrinita	9,6	4,4	7,8	3,8	6,3	13,7	4,9	6,2	9,1	0,7	28,9	28,7	7,2	11,0	0,8	tr	1,9
Piroxênio	20,9	10,9	5,9	28,5	9,2	9,1	7,3	4,0	25,8	11,1	—	8,3	14,9	18,7	29,1	13,6	19,2
Melanita	—	—	—	0,2	—	0,1	0,1	2,0	tr	1,7	—	—	—	—	—	—	—
Titanita	1,3	—	tr	1,0	tr	0,8	tr	0,4	2,6	0,2	—	0,8	1,4	0,5	0,1	1,7	2,9
Magnetita	—	0,1	0,5	—	1,8	0,5	—	—	—	0,1	1,0	1,7	—	—	tr	0,2	2,2
Apatita	0,1	tr	tr	0,2	tr	—	tr	—	0,1	tr	—	—	0,1	0,2	—	0,1	0,9
Calcita	—	1,3	0,2	—	0,4	—	—	—	0,2	—	8,4	2,0	—	tr	—	0,8	8,1
Biotita	—	tr	—	—	tr	tr	—	—	—	—	6,0	2,8	—	tr	—	3,2	6,0
Pectolita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fluorita	0,1	tr	—	—	—	0,2	tr	—	tr	—	—	—	0,1	tr	—	—	—
Sericita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Clorita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zeólitas	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14,9
Mineral A	—	—	—	0,3	—	0,4	1,9	0,8	0,8	—	—	—	0,9	2,3	—	—	—
Mineral B	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mineral C	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	tr	—
Eucolita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Feldspatos:	59:41	54:46	63:37	29:71	73:27	55:45	52:48	53:47	44:56	53:47	65:35	45:55	45:55	53:47	71:29	34:66	43:57
Feldspatóides																	
Félsicos:																	
Máficos	77:23	88:12	93:7	70:30	89:11	89:11	91:9	93:7	71:29	87:13	85:15	84:16	83:17	78:22	71:29	80:20	61:39



Os índices de refração foram obtidos pelo método de imersão, utilizando-se fonte de luz de sódio para piroxênios, granadas e feldspatos e de luz branca para os demais constituintes minerais. Os valores conseguidos estão sujeitos a erros da ordem de  $\pm 0,002$  para os minerais de índice inferior a 1,80 e de  $\pm 0,005$ , quando superior. As birrefringências, quando fornecidas, foram calculadas diretamente a partir dos índices de refração. Os ângulos entre os eixos ópticos foram medidos numa platina universal de 4 eixos, marca Leitz, o mesmo sucedendo com os ângulos de máxima extinção inclinada dos piroxênios. Estes foram sempre determinados em cristais geminados com o auxílio da técnica preconizada por Turner (1942, pp. 571-583), estimando-se a precisão dessas medidas em  $\pm 1^\circ$ . Os resultados fornecidos para o 2V dos minerais foram obtidos diretamente na platina, ou por meio de projeção estereográfica, dependendo apenas do valor desses ângulos. A precisão dessas determinações pode ser tomada, em linhas gerais, como sendo da ordem de  $\pm 2^\circ$ .

Os minerais carbonáticos dos carbonatitos foram identificados por meio de ensaios químicos ("staining"), segundo o tratamento proposto por Warne (1962).

Os parâmetros da cela unitária das granadas foram calculados pelo Prof. José Vicente Valarelli, da Cadeira de Mineralogia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, usando um método analítico que se baseia em dados do retículo recíproco (Gomes *et. al.*, em preparação). Cada  $a_0$  obtido representa a média ponderada dos valores fornecidos em cada raia do diagrama, tendo como fator de ponderação os índices milerianos. Foram calculados também, os erros médios da média ponderada, que afetam os parâmetros. A precisão das medidas é de  $\pm 0,002$ .

As fórmulas químicas dos piroxênios, expressas na base de 6 átomos de oxigênio, foram computadas segundo Hess (1949, p. 625) e as normas moleculares de acordo com o sistema CIPW (condensado em Johannsen, 1939, I, pp. 83-99). A relação atômica

Na+K: Mg: Fe foi determinada de conformidade com o método proposto por Carmichael (1962, p. 93) e, subsequentemente, modificado por Aoki (1964, p. 1210). Para o seu cálculo, Na foi combinado com  $Fe^{3+}$  visando formar a molécula de Ac (acmita), enquanto que o Na destinado ao Al para a composição da molécula de Jd (jadeíta) foi excluído. Ao último termo da relação, Fe, corresponde a soma de  $Fe^{2+} + Mn + (Fe^{3+})$ , em que  $Fe^{3+}$  constitui o excesso, se existente, de ferro trivalente sobre Na + K.

As fórmulas químicas das granadas, expressas na base de 24 átomos de oxigênio, foram calculadas segundo as sugestões propostas por Deer *et al.* (1963, I, pp. 91-92), que considera que Ti substitui  $Fe^{3+}$  e, conseqüentemente, ocupa o grupo  $R_2O_3$  desses minerais. Al, como é usual na estrutura de silicatos, foi distribuído entre o grupo  $R_2O_3$  e  $RO_2$  e somente em duas amostras, 20b e 39b, mostra-se insuficiente, completando com Si o valor teórico de 6,00 átomos por fórmula unitária da posição Z. Nestes dois casos, Ti foi interpretado como substituto de ambos,  $Fe^{3+}$  e Si. Para o cálculo das porcentagens moleculares dos componentes da série, procurou-se, face às dificuldades resultantes do conhecimento inexato do papel desempenhado pelo Ti na estrutura desses minerais, utilizar todo o cálcio disponível preferencialmente na formação da molécula da andradita.

Com o propósito de facilitar a leitura deste trabalho, foi atribuído aos minerais analisados química ou radiocristalograficamente o mesmo número de referência, gravado nas amostras de rochas das quais foram extraídos, acrescido das letras *a*, *b*, *c* e *d*, quando designando, respectivamente, piroxênios, granadas, feldspatos e nefelina.

#### Feldspatóides

#### Nefelina

E' o mineral mais importante do grupo e, dentre as rochas estudadas, somente não foi identificado nas amostras 22 e 33, quando então cancrinita parece

ter-se formado em seu lugar. Macroscopicamente, sua cor é variável, passando de branca a cinza, muito embora variedades de coloração rósea não sejam raras. Ao microscópio, usualmente é xenomórfico-granular. Nas rochas porfiríticas, é componente comum da matriz. Contudo, ocorre também como fenocristal, especialmente em rochas de granulação fina, mostrando então formas geométricas regulares e caracterizadas principalmente pelo desenvolvimento de prismas curtos fechados por pinacóide basal. São freqüentes inclusões líquidas, gasosas, ou mesmo de minerais, caso particular das acículas de piroxênio em algumas rochas de granulação fina. Às vezes, dispõem-se em arranjos concêntricos ou concordantes com as faces dos cristais.

Nas lâminas examinadas, a nefelina exibe sinais indiscutíveis de alteração, provavelmente de natureza hidrotermal. Cancrinita e um agregado mineralógico composto de várias espécies minerais (ver Tabela II) são os dois produtos resultantes.

#### Cancrinita

É o principal produto de alteração da nefelina, estando presente nas 38 análises modais de rochas alcalinas levadas a efeito e, em duas delas (Am. 22 e 33), parece estar ocupando o lugar da nefelina. Macroscopicamente, distingue-se dos demais constituintes da rocha por sua cor amarela característica. Evidências mineralógicas e estruturais, por exemplo, formação de cancrinita nas bordas e ao longo de fraturas dos cristais de nefelina (Fotomicrografia 1), indicativas da transformação de nefelina em cancrinita, foram observadas na maioria das amostras estudadas. Cancrinita é sempre xenomórfica e foi encontrada, quer formando cristais isolados, quer integrando o agregado mineralógico resultante da decomposição de nefelina. Na amostra 22, relativa a um cancrinita sienito portador de albita como feldspato dominante (mariupolito, segundo a classificação de Johannsen, 1938, IV, p. 211), a cancrinita, a julgar pelas suas relações com os demais constituintes da rocha —

ocupa os interstícios dos cristais de piroxênio e albita — parece ter sido o último mineral a se cristalizar. Enquanto esta rocha mostra-se praticamente inalterada, o mesmo não sucede com a amostra 33, onde o teor de calcita secundária ascende a cerca de 8,4% de seu volume. A cancrinita do mariupolito representaria um constituinte primário da rocha, enquanto que a cancrinita da amostra 33 seria de natureza secundária. A presença de cancrinita primária já é de há muito citada na literatura, tendo sido verificada, entre outros, por von Ecker-mann (1948) em juvitos, melanita juvitos e cancrinita juvitos do complexo alcalino da Ilha de Alno, Suécia.

As determinações dos índices de refração de vários exemplares de cancrinita revelaram valores extremos  $N_o = 1,512$  e  $N_e = 1,495$  (Am. 22) até  $N_o = 1,522$  e  $N_e = 1,501$  (Am. 29). A birrefringência, calculada a partir desses dados, é de 0,017 a 0,021. A aplicação desses valores no gráfico de variação óptico-química da série cancrinita-vishnevitita de Deer *et al.* (1963, IV, p. 316) permite verificar que esses minerais situam-se no campo das cancrinitas e cancrinitas-sulfáticas, contendo aproximadamente 10 a 35% da molécula de vishnevitita.

#### Agregado

O agregado microcristalino, referido anteriormente, constitui-se de vários minerais, a saber: nefelina, analcita, cancrinita, calcita, muscovita, sodalita, thomsonita (?) e variedades de hidronefelinas. Usualmente, agregado e cancrinita individualizada estão presentes na mesma lâmina. Todavia, há amostras que são portadoras apenas de um deles (ver Tabelas Ia e Ib). Comumente a transformação da nefelina se processou por completo, conservando o agregado apenas a antiga forma externa dos cristais. Em algumas rochas, foram reconhecidos remanescentes desses minerais (Fotomicrografia 2), e ainda passíveis de identificação microscópica. Do ponto de vista óptico, o agregado se comporta, ora como material isotrópico, ora como anisótropo, sendo possível no segundo caso

identificar-se, face à alta birrefringência, a presença de cristais de cancrinita e calcita.

Seis difratogramas de cristais de nefelina, em vários estádios de decomposição e representados na Fig. 7, foram executados com o propósito de identificar todos os constituintes formados a partir da alteração desse mineral. Para esse trabalho, utilizamos as fichas de descrição mineralógica fornecidas pela "American Society for Testing Materials" (ASTM, 1965). Os resultados obtidos possibilitaram a elaboração da Tabela II, na qual são fornecidos, para cada amostra examinada, os valores de  $d$ ,  $I$  (estimado visualmente) e o mineral correspondente. O exame desta tabela permite verificar que, excluídas as raiais da nefelina, as demais correspondem às principais espécies minerais descritas na literatura como resultantes da alteração de nefelina. A amostra X é, dentre as estudadas, a que se encontra em fase mais avançada de transformação. Apresenta porém, em linhas gerais, a mesma composição mineralógica das demais. Observa-se também que os valores de  $d$ , correspondentes às variedades de hidronefelinas (produtos sintéticos), estão presentes nas seis amostras examinadas. Tal fato é particularmente interessante porque parece contradizer as conclusões alcançadas por Edgar (1965, p. 987), em estudo da composição mineralógica de produtos de alteração de nefelina, sobre a possível inexistência de nefelinas hidratadas como espécies naturais.

#### Sodalita

Ocorre em alguns tinguaitos da província, quer como constituinte individualizado, quer substituindo cristais de nefelina. No primeiro caso, forma cristais maiores, alcançando até 7 mm de comprimento. Macroscopicamente, sua presença foi notada em razão da cor azul característica. Medidas realizadas acusaram para o índice de refração ( $n$ ) valores compreendidos entre 1,487 e 1,484, correspondendo, respectivamente, às amostras 19 e 18 da Fig. 4.

#### Feldspatos

Excluindo-se o biotita melteigito, todas as variedades litológicas do distrito apresentam feldspatos em sua composição, ora como grânulos equidimensionais, ora formando cristais maiores em rochas de granulação média a grossa e, principalmente, naquelas de granulação fina, caso particular dos tinguaitos. Em geral, mostram-se intercrescidos, originando preferencialmente estruturas micropertíticas e mesmo pertíticas, observação válida para o tipo dominante. Plagioclásio albitico ocorre subordinadamente, quer como fase mineralógica das estruturas acima, quer formando indivíduos isolados.

No presente trabalho, empregou-se o termo feldspato alcalino, a exemplo de Deer *et al.* (1963, IV, p. 1), para designar as variedades contendo sódio-potássio e potássio em sua composição, excluindo-se portanto desse grupo a albita.

#### Feldspato alcalino

Ortoclásio, com baixo teor em soda, é o feldspato presente nas rochas da província e ocorre indistintamente nas variedades intrusivas e hipoabissais. Na maioria das vezes, apresenta hábito placóide, paralelo à face (010), e mais raramente, alongado segundo o eixo cristalográfico  $a$ , sendo este último mais frequente nos nefelina sienitos de granulação grossa. A cor é variável, predominando, contudo, tonalidade claras como o branco e o branco-acinzentado. Variedades cinza-escuro e mesmo róseas não são de todo raras. Ao microscópio, é incolor, mostrando sempre nas rochas intrusivas indícios de alteração, enquanto que nas variedades hipoabissais tem como feição característica a extrema limpidez. Em geral, gemina-se segundo a lei de Carlsbad e, por vezes, segundo Baveno, enquanto que a fase sódica da pertita o faz conforme a lei da albita. Por vezes, mostra-se poiquilítico, sendo nefelina, piroxênio, granada e titanita as inclusões mais comuns. Suas dimensões são variáveis, passando de poucos milímetros, nas rochas tinguaiticas, a vários centímetros, nos nefelina sienitos de granulação grossa. Foram encontradas tô-

TABELA II

Análises de Raios X de produtos de alteração de nefelina

1 d			14 d			15 b		
d(A)	I(est.)	Mineral	d(A)	I(est.)	Mineral	d(A)	I(est.)	Mineral
8,1	20	HnI	8,4	20	Hn I ?	8,2	10	Hn I
6,3	25	So	6,3	25	So	6,3	10	So
5,5	20	An	5,6	20	An	5,6	10	An
4,68	50	Ca	4,98	20	Ne ?	4,98	10	M
4,32	20	Ne	4,31	35	Ne+Hn II	4,62	20	Ca
4,19	45	Ne	4,18	75	Ne	4,32	20	Ne
4,14	30	Th ?	3,84	100	Ne+Hn II	4,18	40	Ne
3,84	70	Ne+HnII	3,77	25	Ne+ ?	3,84	50	Ne+Hn I
3,75	20	Ne+ ?	3,63	25	So	3,77	30	Ne+ ?
3,66	50	An+So	3,43	75	Ne	3,63	20	So
3,64	60	So	3,18	25	Ne	3,45	20	An
3,62	60	Ca	3,04	30	Ct	3,31	20	M
3,44	25	An	3,00	100	Ne	3,27	60	Ne
3,33	20	M	2,88	55	Ne	3,23	100	Ca
3,28	55	Ne	2,57	35	Ne	3,04	10	Ct
3,23	65	Ca	2,49	25	Ne	3,00	50	Ne
3,17	20	Ne	2,39	25	Ne	2,88	30	Ne
3,07	20	Ne	2,34	50	Ne	2,73	10	Hn II
3,01	100	Ne	2,31	30	Ne	2,58	20	Ne
2,88	40	Ne	2,12	20	Ne	2,50	20	Ne
2,80	60	An+ ?	2,09	20	Ne	2,40	10	Ne
2,78	25	An+ ?	1,98	15	Ne	2,35	30	Ne
2,74	25	Hn II	1,69	15	Ne	2,31	20	Ne
2,71	30	Ca	1,62	15	Ne	2,19	10	Ne
2,63	20	Hn I ?	1,56	20	Ne	2,16	15	An
2,58	30	Ne				2,12	10	Ne
2,56	25	M				2,09	15	Ne
2,50	25	Ne				1,93	15	Ne
2,43	25	An				1,88	10	Ne
2,40	20	Ne				1,79	15	Ne
2,35	25	Ne				1,69	10	Ne
2,31	20	Ne				1,62	10	Ne
2,25	20	Ne				15,6	20	Ne
2,09	20	Ne						
1,93	15	Ne						
1,89	10	Ne						
1,84	20	Ne						
1,80	20	Ne						
1,70	20	Ne						
1,62	15	Ne						
1,56	15	Ne						

\* Amostra coletada junto à ocorrência 3 (ver Fig. 4).

22 b		
d(A)	I(est.)	Mineral
10,0	40	M
6,3	55	So
5,6	55	An
5,0	30	M
4,84	25	An
4,64	55	Ca
4,33	35	Ne+Ca
4,19	100	Ne
4,13	35	Th ?
3,84	80	Ne+Hn II
3,64	80	So
3,43	65	An
3,34	35	M
3,27	60	Ne
3,21	65	Ca
3,01	75	Ne
2,93	40	An
2,88	70	Ne
2,73	35	Hn II
2,69	25	An
2,62	25	Hn I ?
2,58	30	Ne
2,56	40	M
2,50	40	Ne
2,40	25	Ne
2,35	35	Ne
2,31	25	Ne
2,25	20	An
2,16	20	An
2,09	25	Ne
2,01	20	M
1,80	15	Ne
1,56	30	Ne

29 b		
d(A)	I(est.)	Mineral
8,7	20	Hn I ?
8,3	20	Hn I
8,0	20	Hn I
6,3	25	So
5,6	25	An
5,3	20	Hn I
4,98	20	Ne
4,62	20	Ca
4,31	40	Ne+HnII
4,17	75	Ne
3,38	100	Ne+Hn II
3,76	25	Ne+
3,61	35	So
3,42	20	An
3,26	75	Ne
3,21	25	Ca
3,04	30	Ct
3,00	100	Ne
2,92	20	An
2,88	70	Ne
2,79	15	An
2,72	15	Ca
2,58	35	Ne
2,49	30	Ne
2,40	25	Ne
2,34	45	Ne
2,30	30	Ne
2,16	15	An
2,12	15	Ne
2,09	25	Ne
1,98	15	Ne
1,93	15	Ne
1,89	15	Ne
1,79	15	Ne
1,69	10	Ne
1,61	15	Ne
1,56	20	Ne

Amostra X *		
d(A)	I(est.)	Mineral
10,0	45	M
8,5	15	Hn I
7,7	15	Hn I
5,0	20	M
4,19	10	Ne
3,84	10	Ne+Hn II
3,35	50	M
3,31	50	M
3,29	50	Ne
3,01	100	Ne
2,00	10	M

#### ABREVIACÕES

Ca = Cancrinita  
 Ct = Calcita  
 Hn I = Hidronefelina I  
 Hn II = Hidronefelina II  
 Hn III = Hidronefelina III  
 An = Analcita  
 M = Muscovita  
 Ne = Nefelina  
 So = Sodalita  
 Th = Thomsonita

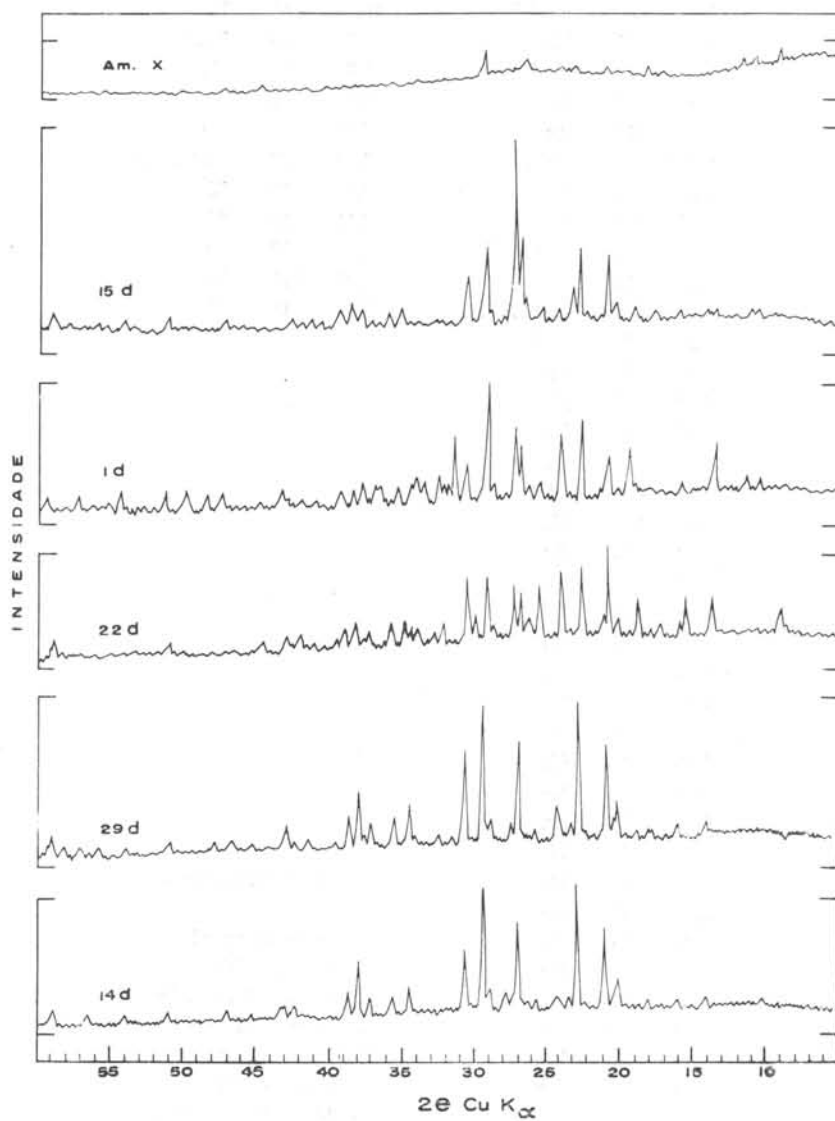


Fig. 7 — Difratomogramas de nefelina e seus produtos de alteração.

das as gradações entre um material intensa e grosseiramente exsolvido e outro quase homogêneo, do ponto de vista óptico. Alguns destes cristais possuem em suas partes centrais regiões menos demisturadas que as bordas.

Informações ópticas de 5 exemplares de feldspatos, extraídos das amostras 4, 11, 14, 15 e 19 e fornecidas na Tabela III, juntamente com os teores de  $K_2O$  e  $Na_2O$  dos quatro primeiros, permitem classificar êsses minerais como ortoclásio-micropertítico segundo Tuttle (1952) e Mackenzie e Smith (1955). Com exceção do valor do 2V da amostra 19c (feldspato de tinguaito), pouco maior do que o das demais, não se registraram variações significativas das propriedades investigadas, estando aquelas, em geral, situadas dentro do campo de erro experimental. Utilizando-se o diagrama de variação de Tuttle (1952), que expressa composição do feldspato alcalino em termos das moléculas de Or e Ab e ângulo entre os eixos ópticos, estima-se a molécula do primeiro em aproximadamente 67 a 77%. Usando-se contudo, o diagrama de Tuttle (1952), que relaciona a composição com a variação dos índices de refração, observa-se que a porcentagem da molécula de Or é maior, apresentando como valores extremos 90 e 100%. Resultados discrepantes, quando utilizados os dois diagramas, têm sido noticiados na literatura e são atribuídos, em sua maior parte, às limitações do segundo gráfico. Deer *et al.* (1963, IV, p. 61) são de

TABELA III

Dados químicos e ópticos de feldspatos					
	4c	11c	14c	15c	19c
$K_2O$	13,30	14,35	11,93	14,17	—
$Na_2O$	2,61	1,77	1,26	0,43	—
$N_x$	1,519	1,519	1,518	1,519	1,520
$N_y$	1,523	1,523	1,522	1,523	1,525
$N_z$	1,525	1,525	1,524	1,525	1,527
2V (-)	58°	53°	56°	56°	72°
X:a	6,5	6,0	6,5	6,0	7,0

opinião que estimativas da composição de feldspatos alcalinos, a partir do diagrama de variação com os índices de refração, devem ser tomadas tão somente como meras aproximações. A composição do

feldspato da amostra 19c, quando usado o gráfico de variação do ângulo entre os eixos ópticos, acusa valor aproximado de 57% para a molécula de Or. A pequena porcentagem da molécula de Ab dos feldspatos das outras variedades intrusivas está igualmente evidenciada pelo baixo teor em  $Na_2O$  desses minerais, como o demonstram as análises químicas parciais da Tabela III.

### Plagioclásio

O plagioclásio das rochas de Itapirapuã é praticamente albita pura, com a molécula de anortita alcançando valor não superior a 5%. Quando individualizados, os cristais apresentam dimensões variáveis, tendo como valores extremos 0,10 e 0,45 mm. Ao microscópio, diferem do feldspato alcalino pela sua maior limpidez e presença constante da geminação segundo a lei da albita. Sua forma é tabular segundo (010). Em alguns nefelina sienitos são relativamente abundantes (até 10% da composição modal), contudo, na maioria das vezes, estão presentes em quantidade bem menor, representando apenas a fase sódica dos ortoclásios pertíticos e micropertíticos.

### Piroxênios

Os piroxênios formam, ao lado das granadas, os minerais ferromagnesianos mais importantes das rochas de Itapirapuã. Estão presentes na quase totalidade das amostras estudadas, exibindo comumente formas próprias. Constituem aparentemente uma série única de clinopiroxênios, cujos membros principais, a julgar pelas propriedades ópticas e dados químicos, são: soda-augita, egirina-augita e egirina.

Análises químicas, incluindo elementos traços, de dez amostras extraídas de rochas da província estão contidas na Tabela IV, enquanto suas normas moleculares estão expostas na Tabela V. As fórmulas químicas desses minerais, expressas na base de 6 átomos de oxigênio, constam da Tabela VI.

A nomenclatura adotada para os piroxênios sódicos é a de Tröger (1965, p. 64), que consiste em estabelecer os

TABELA IV

Análises químicas: Piroxênios

% Pêso	Soda- augita			Egirina-augitas					Egirina	
	1a	2a	6a	7a	14a	12a	16a	17a	13a	22a
SiO <sub>2</sub>	48,15	49,19	50,01	48,81	49,24	49,72	50,68	50,82	50,48	51,35
TiO <sub>2</sub>	1,35	1,01	0,55	0,70	0,60	0,45	0,99	0,60	0,60	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,07	3,02	1,97	2,16	2,00	2,19	3,18	2,52	2,88	2,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,66	10,01	12,34	13,03	16,92	17,72	18,43	20,32	23,72	28,66
FeO	5,40	7,45	7,37	6,81	9,92	8,02	6,32	4,85	3,62	2,24
MnO	0,24	0,41	0,64	0,62	0,71	0,50	1,06	0,97	0,76	tr
MgO	11,61	6,62	5,72	5,00	1,95	2,50	2,37	2,32	1,52	0,10
CaO	20,02	19,40	16,01	18,27	11,93	11,05	9,32	8,26	5,70	1,25
Na <sub>2</sub> O	2,30	3,40	5,20	4,72	6,72	7,42	7,52	8,37	10,81	12,66
K <sub>2</sub> O	0,34	0,24	0,20	0,52	0,24	0,24	0,54	0,48	0,21	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,59	0,10	0,18	0,21	0,23	0,31	0,14	0,14	0,16	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	0,07	0,05	0,19	0,17	0,01	—	0,19	0,18	0,17
Total	99,81	100,92	100,72	101,04	100,63	99,04	100,55	99,65	100,64	99,95
ppm										
Ga	16	17	14	13	46	20	30	30	22	38
Cr	96	20	nd	16	nd	nd	nd	nd	nd	2
V	230	360	260	200	400	280	400	340	154	44
Nb	30	70	16	50	40	16	108	116	166	114
Ni	62	8,8	6	14	12	8	14	10	8	4
Ce	32	22	30	10	30	22	18	16	18	8
Cu	8	6	22	18	28	22	26	24	95	32
Sc	26	18	nd	8	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Zr	760	1260	1120	720	2400	1240	1920	2400	2600	2400
Y	30	94	38	38	66	20	22	36	36	nd
La	nd	nd	nd	nd	100	nd	nd	nd	196	nd
Sr	960	1160	920	800	600	800	500	280	420	230
Pb	nd	16	32	30	40	20	76	40	40	nd
Ba	96	112	90	160	40	52	52	68	46	120

Analistas: Elementos principais — Sílvia Lourdes Moro (I. P. T.).

Elementos traços — Cláudio Vieira Dutra (I. T. I.).

TABELA V

Normas moleculares: Piroxênios

Or	2,22	1,11	1,11	—	1,11	1,11	3,34	2,73	—	1,11	
Ab	4,19	9,43	0,52	—	3,24	1,82	10,22	5,75	—	5,63	
Lc	—	—	—	2,18	—	—	—	—	0,87	—	
Ne	7,95	2,84	4,54	4,54	3,35	4,40	1,56	1,99	7,38	2,49	
Ac	0,46	12,47	30,95	27,72	41,58	46,66	44,35	54,05	68,38	82,70	
Wo	36,42	26,22	27,49	22,97	20,30	19,02	15,20	14,15	10,67	2,20	
Di	En	29,00	16,50	14,30	12,50	4,90	6,20	5,90	5,80	3,80	0,20
fs	3,17	8,05	12,41	9,64	16,63	13,46	9,50	8,45	7,13	2,24	
Wo	4,99	13,92	5,68	14,15	4,41	3,83	4,06	2,90	—	0,35	
Cs	—	—	—	0,52	—	—	—	—	0,86	—	
Ns	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,73	
Mt	7,89	8,12	2,32	4,87	3,48	2,32	4,41	2,32	—	—	
Il	2,58	1,98	1,06	1,37	1,06	0,91	1,82	1,06	1,06	2,13	
H <sub>2</sub> O	0,67	0,17	0,23	0,40	0,40	0,32	0,14	0,33	0,34	0,29	
Total	99,54	100,85	100,61	100,86	100,46	100,05	100,50	99,59	100,49	99,78	



TABELA VI

Fórmulas químicas dos piroxênios analisados (na base de 6 átomos de oxigênio)

		1a	2a	6a	7a	14a	12a	16a	17a	13a	22a
Z	Si	1,830	1,865	1,932	1,889	1,930	1,939	1,943	1,996	1,938	1,975
	Al	0,119	0,108	0,040	0,070	0,049	0,037	0,071	0,038	—	—
	Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	0,018	0,032
	Al	0,064	0,026	0,049	0,028	0,042	0,063	0,071	0,066	0,129	0,097
	Fe <sup>3+</sup>	0,162	0,284	0,354	0,378	0,496	0,517	0,529	0,590	0,684	0,826
	Fe <sup>2+</sup>	0,171	0,234	0,234	0,220	0,324	0,260	0,202	0,155	0,155	0,072
	Mn	0,007	0,017	0,021	0,021	0,023	0,016	0,034	0,032	0,025	—
WXY	Mg	0,662	0,375	0,329	0,290	0,115	0,145	0,136	0,135	0,087	0,006
	Ca	0,814	0,787	0,657	0,756	0,501	0,461	0,382	0,341	0,235	0,022
	Na	0,169	0,250	0,386	0,353	0,510	0,559	0,559	0,627	0,804	0,941
	K	0,016	0,011	0,009	0,025	0,012	0,012	0,025	0,023	0,009	0,007
	Ti	0,039	0,029	0,016	0,021	0,016	0,014	0,027	0,016	—	—
Z		1,95	1,97	1,97	1,96	1,98	1,98	2,01	2,00	1,96	2,01
WXY		2,10	2,01	2,05	2,09	2,04	2,05	1,97	1,98	2,09	2,00
% Al em Z		6,1	5,5	2,0	3,6	2,5	1,9	3,5	1,9	—	—
% Ti em Z		—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	1,6

## % Atômica

Ca	44,9	46,4	41,2	45,4	34,3	32,9	29,7	27,2	20,5	5,3
Mg	36,4	22,1	20,6	17,4	7,9	10,4	10,6	10,8	7,6	0,6
Fe*	18,7	31,5	38,2	37,2	57,8	56,7	59,7	62,0	71,9	94,1
Na +	16,2	28,8	37,7	41,6	51,7	55,1	58,7	64,6	75,0	91,4
Mg	66,0	41,4	35,1	31,9	12,0	15,5	15,0	14,8	9,6	0,7
Fe'	17,8	29,8	27,2	26,5	36,3	29,4	26,3	20,6	15,4	7,9
% mol. Eg	16	26	35	38	50	52	53	59	68	83

Fe\* = Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup> + MnFe' = Fe<sup>2+</sup> + Mn + (Fe<sup>3+</sup>)

campos de soda-augita, egirina-augita e egirina, compreendidos, respectivamente, nos limites 0-25%, 25-75% e 75-100% da molécula de Eg (egirina).

Dadas as divergências de terminologia existentes para a série dos piroxênios sódicos, vimo-nos obrigados neste trabalho a apresentar a composição desses minerais, ora em termos da molécula de Eg (egirina), ora em termos da molécula de Ac (acmita). Contudo, cabe destacar que em ambos os casos iremos nos referir a uma mesma espécie mineralógica, cuja composição teórica pode ser expressa pela fórmula química Na Fe<sup>3+</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>.

## Soda-augita

Soda-augita foi identificada em uma única variedade litológica do distrito, o biotita melteigito (Am. *la*), aparecendo, ora na forma de fenocristal, ora como componente de sua massa fundamental. Sua coloração é esverdeada clara, algo pardacenta, o hábito prismático e as dimensões variáveis, passando de fração de milímetros (0, 20-0, 30 mm), quando integrante da matriz, até cerca de 1,80 mm, quando presente na forma de fenocristal. Cristais zonados (Fotomicrografia 3), com as bordas dos indivíduos apresentando-se mais fortemen-

TABELA VII

Propriedades ópticas de piroxênios

	1a	2a	6a	7a	14a	12a	16a	17a	13a	22a
$N_y$	1,713	1,722	1,735	1,736	1,757	1,762	1,764	1,765	1,782	1,797
$2V$	55(+)	80(+)	90°	90°	82(-)	82(-)	81(-)	72(-)	70(-)	64(-)
$X:c$	45°	30°	21°	18°	13°	11°	12°	7°	5°	5°
<b>X</b>	a) verde-pardacento	a) pardo-esverdeado	verde	verde	verde-escuro	verde	verde-escuro	verde	verde	verde-claro
<b>P</b>	b) verde	b) verde								
<b>I</b>										
<b>e</b>										
<b>o</b>	a) pardo-amarelado	a) pardo-amarelado								
<b>c</b>										
<b>r</b>										
<b>Y</b>	b) verde-pardacento	b) verde-claro	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-oliva	verde-claro	verde	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-pardacento
<b>o</b>										
<b>i</b>										
<b>s</b>										
<b>m</b>	a) pardo	a) pardo								
<b>o</b>	b) pardo-amarelado	b) pardo-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-pardacento
<b>Z</b>	a) pardo	a) pardo	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-pardacento
<b>núcleo; b) borda.</b>	b) pardo	b) pardo	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-amarelado	verde-pardacento

te coloridas são bem freqüentes. O pleocroísmo é mais intenso nas bordas dos cristais, sendo neste caso  $X > Y > Z$ . Em razão da estrutura zonada, estabeleceu-se dois padrões de côres (Tabela VII), o primeiro referente ao núcleo dos cristais e o segundo relativo às suas partes marginais. De modo geral, X varia de verde-pardacento a verde, Y de pardo-amarelado a verde-pardacento, enquanto que Z é pardo. Geminação segundo (100) foi observada em pouquíssimos grânulos. Os valores determinados para algumas de suas constantes ópticas constam da Tabela VII e são os seguintes:  $N_y = 1,713$ ;  $X:c = 45^\circ$  e  $2V (+) = 55^\circ$ . Medidas determinadas nas partes marginais dos cristais zonados acusaram valores mais altos para o ângulo entre os eixos ópticos e o índice de refração e menores para o ângulo de máxima extinção inclinada, com X vibrando mais próximo da clivagem. Tais fatos indicam que as bordas desses piroxênios são de egirina-augita.

O exame da análise química (Am. 1a da Tabela IV) permite verificar que, ao lado dos teores comparativamente elevados em cálcio e magnésio e baixos em ferro trivalente e sódio, o mineral mostra-se altamente aluminoso e algo deficiente em sílica. Esta deficiência em Si (Tabela VI) é, em parte, compensada pelo Al que ocupa cêrca de 6,1% do grupo Z. Quanto aos elementos traços, observa-se que a soda-augita distingue-se dos demais piroxênios da série em virtude do seu conteúdo mais alto em Cr, Ni, Sc e Co e, em geral, mais baixo em Cu, Zr e Nb.

#### Egirina-augita

Egirina-augita é o membro mais comum da série, sendo encontrado em quase tôdas as rochas examinadas, formando indivíduos zonados ou não. A côr é verde, em tonalidades claras e escuras e as dimensões variáveis, tendo como valores limites 0,02 mm (tinguaítos) e 3,0 cm (nefelina sienitos de granulação grossa). Ocorrem normalmente como prismas. De hábito acicular são freqüentes nos tinguaítos e fibrorradial em alguns nefelina sienitos de granulação fi-

na. O pleocroísmo é marcante e sua fórmula  $X > Y > Z$ . As côres variam de pardo-esverdeado a verde-garrafa para X, pardo-amarelado a verde para Y e pardo a amarelo-esverdeado para Z. Os cristais não homogêneos ostentam freqüentemente núcleo verde circundado por um manto de coloração mais viva e de composição mais egirínica. Na amostra 2a, em virtude da estrutura zonada, procurou-se distinguir, a exemplo do sucedido com a soda-augita, dois padrões de côres (Tabela VII); um dizendo respeito ao centro dos cristais e outro às suas bordas. As medidas ópticas obtidas indicam, segundo o diagrama de variação da série de Tröger (1956, p. 64), que êsses minerais possuem composição muito variável, tendo como termos extremos as amostras 2a e 13a, portadoras, respectivamente, de 25 e 65% da molécula de Eg. Os dados obtidos integram a Tabela VII e os valores limites são os seguintes:  $N_y = 1,722$  a  $1,782$ ;  $X:c = 30^\circ$  a  $5^\circ$  e  $2V = 80^\circ (+)$  a  $70^\circ (-)$ .

As análises químicas de egirina-augitas, amostras 2a até 13a da Tabela IV, mostram variações regulares e antipáticas para os seus teores de ( $Na_2O$  e  $Fe_2O_3$ ) e ( $CaO$  e  $MgO$ ). Tal fato é melhor evidenciado nas porcentagens crescentes e decrescentes de seus minerais normativos, acmita, wollastonita e enstatita (Tabela V), sendo êstes dois últimos componentes da molécula de diopsídio. As porcentagens da molécula de Eg desses minerais, obtidas a partir do número de íons de  $Fe^{3+}$  por fórmula unitária (Tabela VI), guardam razoável concordância com os valores conseguidos diretamente no diagrama de variação óptica da Fig. 9. Quanto aos elementos traços, verifica-se que, com exceção de Zr, Nb e Sr, os demais não apresentam variações marcantes que possibilitem estabelecer relações, quer entre si, quer envolvendo os elementos principais.

#### Egirina

Egirina, contendo 82,7% da molécula de  $NaFe^{3+}Si_2O_6$ , foi identificada numa única rocha do distrito, o cancri-

nita mariupolito (Am. 22a). Seu hábito é prismático, por vezes fibrorradial, os cristais individuais situando-se ao redor de 0,25 mm. A côr é verde e ao microscópio exibe, ao lado de idiomorfismo parcial, pleocroísmo não muito intenso em X = verde-claro, Y = verde-pardacento e Z = pardo-claro. Geminção (100) é rara e a dispersão ( $r > v$ ) moderada. Suas propriedades ópticas (Tabela VII) são  $N_y = 1,797$ ; X:c =  $5^\circ$  e  $2V$  (—) =  $64^\circ$ . A estes dados corresponde, segundo Tröger (1956, p. 64), um mineral com cêrca de 78% da molécula de Eg (Fig. 9). Este valor revela-se similar ao obtido diretamente da análise química e fornecido acima.

Do ponto de vista químico, tem como feição distintiva os teores marcantes em  $Na_2O$  e  $Fe_2O_3$ , que refletem a elevada porcentagem da molécula de Ac (82,7%, Tabela V). Cabe ressaltar também a pobreza do mineral em manganês, constituindo-se tal fato, muito provavelmente, o fator responsável pelo seu fraco pleocroísmo.

#### Granadas

As granadas constituem um dos minerais acidentais mais comuns das rochas de Itapirapuã, e informações sobre a frequência com que ocorrem já foram dadas na parte introdutória do presente capítulo. Macroscopicamente, têm côr preta, porém, quando examinados ao microscópio êsses minerais mostram coloração castanha, em tonalidades claras e escuras. As dimensões variam dentro das classes 0,20-0,46 mm e 0,15-0,85 cm, sendo que no segundo caso, frequentemente, exibem estrutura poiquilítica, tendo como inclusões os demais constituintes da rocha, em especial, piroxênios e titanita. Idiomorfismo parcial, ou mesmo completo, isotropia, alto índice de refração, ao lado da estrutura zonada (Fotomicrografia 4), são as suas feições microscópicas mais características. Esta estrutura é quase sempre evidenciada pela variação nas tonalidades de pardo que se observam nas diferentes zonas do cristal. Tais alternâncias em granadas ricas em cálcio e ferro trivalente têm sido interpretadas como resultantes do seu

conteúdo variável em titânio, enquanto que Zedlitz (1935) considerou-as como devidas ao titânio e ferro presentes no mineral em diferentes estádios de oxidação.

Foram executadas análises químicas, incluindo elementos traços, de 7 exemplares extraídos de rochas do distrito e os resultados são fornecidos na Tabela VIII em ordem decrescente do teor de óxido de titânio. As fórmulas químicas, expressas na base de 24 átomos de oxigênio, integram a Tabela IX, juntamente com os dados relativos a índices de refração ( $n$ ), pêso específico ( $D$ ) e parâmetro da cela unitária ( $a_0$ ). De acôrdo com a nomenclatura proposta por Zedlitz (1933, pp. 225-226) — que subdivide as granadas portadoras de titânio, nas variedades melanita e schorlomita, estabelecendo os valores limites de 0-15% e superior a 15%  $TiO_2$ , respectivamente, para o primeiro e segundo mineral — e, considerando os teores apresentados pelas amostras examinadas, verifica-se que estas situam-se tôdas no campo da melanita dêsse Autor.

À exceção do óxido de titânio, todos os demais óxidos parecem não revelar variações significativas nos vários exemplares pesquisados. O fato da relação  $RO_2:R_2O_3:RO$  mostrar-se um pouco distante dos valores teóricos 3:2:3, citados na literatura como característicos do grupo das granadas, é interpretado como resultante, entre outros, de dois fatores: a) como já referido, falta de conhecimento da posição exata de Ti na estrutura dêsses minerais, e b) presença de impurezas, representadas principalmente pelos teores de  $Na_2O$  e  $K_2O$ . A presença da molécula da andradita, correspondendo a aproximadamente 90% da granada, serve para bem realçar a sua natureza cálcio-férrica.

O exame da Tabela IX permite também observar que Ti está presente no grupo  $RO_2$  tão somente em duas amostras analisadas (Am. 20b e 39b) quando então ocupa, em ordem, cêrca de 5 e 0,4% do grupo referido. A presença de Ti no grupo de  $RO_2$ , amostra 20b, pode ser atribuída ao elevado teor de titânio do mineral, enquanto que na

TABELA VIII

Análises químicas: Granadas

% Pêso	20b	2b	9b	32b	3b	4b	39b
SiO <sub>2</sub>	31,31	32,68	32,93	33,31	35,32	34,19	33,55
TiO <sub>2</sub>	8,72	6,97	6,59	5,88	4,75	4,56	4,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,18	3,58	3,00	2,81	1,89	2,26	1,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,27	23,05	25,18	23,95	25,66	26,30	25,35
FeO	2,11	2,42	2,32	2,08	2,77	2,07	2,89
MnO	0,24	0,26	0,22	0,15	0,26	0,25	0,01
MgO	0,81	0,74	0,37	0,94	0,65	0,54	0,89
CaO	31,16	30,08	29,16	30,61	28,58	29,70	30,91
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,52	0,62	0,45	0,96	1,05	0,21
K <sub>2</sub> O	0,09	0,13	0,16	0,01	0,04	0,12	0,46
Total	100,26	100,43	100,55	100,08	100,88	101,04	100,46
ppm							
Ga	23	24	8	26	30	23	22
Cr	24	20	20	12	20	8	22
V	720	740	800	900	840	880	840
Nb	500	260	490	440	148	220	360
Ni	40	38	38	42	40	46	42
Co	nd	nd	12	nd	nd	nd	nd
Cu	3	4	26	2	3	2	3
Sc	20	19	nd	18	18	18	18
Zr	1900	2300	2600	3400	2900	2900	1640
Y	420	640	220	460	500	460	230
La	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sr	134	360	230	140	108	164	96
Pb	8	nd	32	30	10	8	30
Ba	56	52	100	48	40	56	48

Analistas: Elementos principais — Raphael Hypólito (D.M.P.). Elementos traços — Cláudio Vieira Dutra (I.T.I.).

As granadas 32b e 39b foram extraídas de veios cortando as amostras 32 e 39.

amostra 39b parece decorrer mais do seu baixo teor em Al.

As propriedades físicas determinadas dão para êsses minerais os valores extremos seguintes:  $n = 1,890$  e  $1,905$ ,  $D = 3,713$  a  $3,785$  e  $a_0 = 12,064$  a  $12,095$  (Tabela IV).

Foram feitas tentativas com o propósito de correlacionar o conteúdo de titânio dessas granadas com as suas constantes físicas  $n$ ,  $D$  e  $a_0$ . As relações encontradas para o índice de refração e peso específico não permitiram que se extraíssem quaisquer informações, todavia, o mesmo não sucedeu com a referente ao parâmetro da cela unitária. A conclusão obtida a partir do diagrama da Fig. 8, indicando que  $a_0$  e titânio com-

portam-se nesses minerais como variáveis diretamente proporcionais, é idêntica àquela preliminarmente alcançada por Zedlitz (1933, p. 236) e, mais tarde, por êle mesmo confirmada (Zedlitz, 1935, p. 71) em estudo mais completo sôbre o assunto.

Quanto à espectrografia, nota-se que os diversos exemplares analisados não mostram, entre si, variações marcantes para quaisquer dos elementos traços pesquisados (Tabela VIII). Contudo, o exame dos dados obtidos permite, de imediato, destacar os teores elevados em V, Sc, Nb, Zr e Y dêsses minerais. Um quadro comparativo, contendo as composições médias das 7 amostras de Itapirapuã e de 11 da província

TABELA IX

Fórmulas químicas das granadas analisadas (na base de 24 átomos de oxigênio)

		20b	2b	9b	32b	3b	4b	39b
RO <sub>2</sub>	Si	5,277	5,444	5,495	5,561	5,849	5,683	5,635
	Al	0,424	0,556	0,505	0,439	0,151	0,317	0,342
	Ti	0,299	—	—	—	—	—	0,023
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al	—	0,143	0,076	0,101	0,227	0,121	—
	Fe <sup>3+</sup>	2,932	2,876	3,143	3,006	3,178	3,270	3,206
	Ti	0,803	0,869	0,821	0,731	0,585	0,568	0,564
	Mg	0,202	0,190	0,090	0,230	0,318	0,140	0,222
	Fe <sup>2+</sup>	0,293	0,340	0,320	0,290	0,377	0,289	0,403
RO	Mn	0,030	0,030	0,030	0,020	0,040	0,040	—
	Na	0,081	0,160	0,200	0,100	0,298	0,338	0,060
	Ca	5,621	5,365	5,215	5,481	5,064	5,284	5,564
	K	0,020	0,020	0,040	—	—	0,010	—
RO <sub>2</sub>		6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		3,735	3,888	4,040	3,838	3,990	3,959	3,770
RO		6,247	6,105	5,895	6,121	6,097	6,101	6,349

## Porcentagem molecular

Andradita	91,4	90,6	92,2	91,0	89,8	91,8	89,9*
Piropo	3,3	3,2	1,6	3,8	2,8	2,4	3,6*
Almandina	4,8	5,7	5,7	4,8	6,7	5,0	6,5*
Espessartita	0,5	0,5	0,5	0,4	0,7	0,7	—

## Propriedades físicas

n	1,905	1,900	1,900	1,890	1,890	1,895	1,895
D	3,766	3,737	3,762	3,785	3,713	3,745	3,720
a <sub>0</sub> (°A)	12,095	12,082	12,077	12,086	12,065	12,064	12,066

\* Porcentagens Andradita = 91,5; Piropo = 5,5 e Almandina = 3,0) calculadas em função da quantidade de alumina disponível.

TABELA X

Composição química (elementos traços) de granadas

ppm	1	2
Ga	22	10
Cr	18	10
V	817	2000
Nb	345	200
Ni	41	10
Co	nd	10
Cu	6	30
Sc	16	20
Zr	2520	1500
Y	418	300
Sr	176	2000
Pb	17	0
Ba	60	200

1. Média de 7 análises. Itapirapuã.
2. Média de 11 análises. Magnet Cove, Arkansas, E. U. A. (Erickson e Blade, 1963, p. 66).

de Magnet Cove nos Estados Unidos da América, é dado na Tabela X e os resultados indicam que as primeiras se apresentam mais enriquecidas em Zr, Nb e Y e menos em V, Sr e Ba.

## Outros minerais acidentais

Ao lado dos piroxênios e granadas tratados anteriormente, serão descritos ainda como constituintes acidentais dessas rochas os seguintes minerais: biotita, wollastonita, pectolita, fluorita, eucolita, pirita, pirrotita e calcita, além dos minerais A e B, ambos de natureza desconhecida (ver Tabelas Ia e Ib).

## Biotita

Biotita ocorre nas variedades litológicas de Itapirapuã (ver Tabelas Ia e

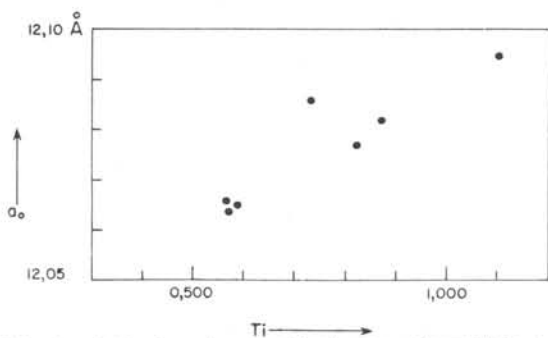


Fig. 8 — Relação entre o parâmetro da cela unitária e a proporção atômica de Ti nas granadas de Itapirapuã.

Ib), ora na matriz equigranular das rochas de granulação média, ora formando fenocristais (1,10-1,80 mm) em matriz de granulação fina (0,15-0,30 mm), caso particular das amostras 1 e 8, quando então chega a alcançar até 7% da moda. Macroscopicamente, a cor é escura e, quando presente como fenocristal, o mineral exibe hábito placóide com contornos aproximadamente hexagonais. Ao microscópio, ostenta forte pleocroísmo com X (amarelo-alaranjado) < Y = Z (castanho escuro). Os resultados obtidos para o índice de refração  $N_z$  das amostras 1 e 8 foram, respectivamente, 1,643 e 1,655. O ângulo axial desses minerais varia entre os seguintes valores:  $2V$  (—) =  $22^\circ$  e  $2V$  (—) =  $17^\circ$ . Parece tratar-se, a julgar pelo acentuado pleocroísmo, da variedade titanífera de biotita, descrita como *wodanita* por Tröger (1956, p. 82).

#### Wollastonita

Wollastonita foi reconhecida tão somente na amostra 20, onde representa 8,4% de seu volume. O mineral tem hábito tabular paralelo à face (100) e alongado segundo o eixo cristalográfico *b*. Macroscopicamente a cor é branca e microscópicamente incolor; o tamanho dos constituintes situa-se ao redor de 0,90 mm. Geminação múltipla segundo (100) é muito comum. Suas constantes ópticas são  $N_x = 1,618$ ,  $N_y = 1,630$  e  $N_z = 1,632$ ;  $2V$  (—) =  $37^\circ$  e  $N_z - N_x = 0,014$ . Por estes dados e de acôr-

do com o diagrama de variação de Bowen *et al.* (1933), que relaciona índices de refração com as percentagens das moléculas de  $CaSiO_3$  e  $FeSiO_3$ , verifica-se que o mineral em questão é, praticamente, wollastonita pura.

#### Pectolita

Pectolita foi identificada ao microscópio numa única rocha da província — um nefelina sienito de granulação muito fina (Am. 10) — e ocupa 4,3% do seu volume. Parece também estar presente na amostra 5. O mineral é incolor e tem hábito acicular, alongado segundo *b*. Comumente se dispõe em arranjos radiais, com o comprimento dos indivíduos não indo além de 0,15 mm. Foi observada geminação (100) em alguns cristais. Algumas de suas propriedades ópticas foram determinadas e os valores obtidos são os seguintes:  $N_z = 1,635$  e  $2V$  (+) =  $55^\circ$ .

#### Fluorita

Fluorita está presente em alguns nefelina sienitos da província na forma de grânulos isolados, ou então, em pequenos agregados prontamente reconhecíveis microscópicamente em razão do seu caráter isotrópico, relêvo negativo e, sobretudo, de sua coloração violeta em manchas.

#### Eucolita

Eucolita foi reconhecida nas rochas de Itapirapuã, única e exclusivamente, ao longo de um pequeno veio cortando a amostra 13. À vista desarmada, exibe cor vermelho característica; em secção delgada, contudo, mostra-se levemente róseo até incolor. Ocorre na forma de pequenos cristais, aproximadamente equidimensionais, tendo como principal feição distintiva fraco pleocroísmo com O (carmim) > E (pardo-amarelado a incolor). Alguns cristais são zonados. O mineral é uniaxial negativo e os seus ín-

dices de refração e birrefringência são os seguintes:  $N_o = 1,641$ ,  $N_e = 1,631$  e  $N_o - N_e = 0,010$ . Estes valores correspondem à variedade eucolita da série eudialita-eucolita de Tröger (1956, p. 23).

#### Pirita

Pirita ocorre em algumas rochas tinguáicas da província (entre outras na amostra 19) na forma de pequenos cristais cúbicos, de cor amarelo e dimensões milimétricas. Sua presença parece estar ligada a processos de alteração hidrotermal. É visível mesmo à vista desarmada.

#### Pirrotita

Pirrotita foi vista tão somente nas amostras de carbonatito quando aparece em cristais informes, de cor amarelo-bronzeado característica.

#### Calcita

Calcita, nas amostras estudadas e na condição de mineral de cristalização tardia, ocorre apenas nos carbonatitos da província. Nestas rochas, o mineral é granular, de cor branco a branco-acinzentado, em dimensões variáveis desde 1,5 a 3,0 mm. Ao microscópio é xenomórfico e, freqüentemente, portador de geminação múltipla segundo (0112). Os índices de refração medidos são  $N_o = 1,661$  a  $1,665$ , o que equivale dizer, de acordo com o diagrama de variação de Kennedy (1947, p. 561), que se trata, praticamente, de calcita pura. Processos de coloração ("staining"), por meio de ensaios químicos, demonstraram, em concordância com o exame óptico, que calcita é o único mineral carbonático dessas rochas.

#### Mineral A

Mineral A foi observado sempre em porcentagens diminutas, em algumas variedades petrográficas do maciço. Apresenta hábito alongado, comumente formas prismáticas regulares e comprimento máximo de 0,5 mm (Fotomicrografia

5). Foram reconhecidas duas direções de clivagem, sendo uma paralela e a outra transversal ao seu alongamento. A cor, ao microscópio, varia de verde-amarelado a amarelo levemente esverdeado; o relevo é alto, a birrefringência baixa e a cor de interferência anômala, em tonalidades azul e cinza-azulado. O mineral é biaxial positivo; o ângulo entre os eixos ópticos é moderado e a extinção é inclinada, X vibrando no sentido do alongamento. Secções rômbricas foram reconhecidas e geminação simples é comum. A julgar pelas relações exibidas com os demais constituintes primários da rocha parece pertencer à última fase de cristalização.

#### Mineral B

Mineral B, presente na forma de uns poucos grânulos disseminados na rocha, foi encontrado na província, única e exclusivamente, na amostra 23 (Fotomicrografia 6). Apresenta forma alongada, com clivagem paralela ao seu alongamento e pleocroísmo perceptível, nas cores verde-amarelado e amarelo-esverdeado, observadas, respectivamente, ao longo e a  $90^\circ$  do seu alongamento. O relevo é alto, o mesmo sucedendo com a birrefringência. O mineral é biaxial negativo, 2V grande e o plano dos eixos ópticos paralelo à direção de clivagem. A elongação é negativa e a dispersão fraca com  $v > r$ .

#### Minerais acessórios e de alteração

#### Magnetita

Magnetita é o acessório mais importante das rochas alcalinas de Itapirapuã e sua presença foi também notada nos carbonatitos da província. Nos vários exemplares examinados, aparece sempre em quantidades pequenas, não superior a 3,6% da moda, e comumente na forma de cristais idiomórficos de reduzido tamanho. Na extremidade sul do maciço, contudo, esses cristais têm dimensões centimétricas e, em geral, exibem hábito octaédrico bem desenvolvido. Nesta parte do corpo da rocha, o mineral se con-



centrou em grandes quantidades, dando como produto final massa compacta de 215.700 toneladas de minério de ferro e que hoje vem sendo explorado comercialmente. Análises químicas (Passos Guimarães, 1960) acusaram valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (todo o ferro está expresso na forma trivalente) variáveis de 92,1 a 94,6% para amostras médias representativas de 2.500 toneladas de minério. As impurezas encontradas foram  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$  e, em menor quantidade,  $\text{SiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Estes dados permitiram ao referido Autor concluir que magnetita contendo baixa porcentagem da molécula de titanomagnetita é o constituinte proeminente dêsse depósito mineral. Apatita, presente em quantidade mínima, é o principal mineral a ela associada. Têm sido observados em algumas partes do corpo de minério e, em particular, nas imediações de zonas de fraturas, produtos de alteração da magnetita, representados provavelmente por material de natureza limonítica. A associação de corpos de magnetita às rochas eruptivas alcalinas já é de há algum tempo conhecida na literatura geológica, citando-se entre outros o trabalho realizado por Leinz (1940) na região de Ipanema.

#### Titanita

Titanita, na quase totalidade das rochas examinadas, é o acessório mais abundante. Em algumas delas, caso especial das amostras 1 e 2, sua quantidade é expressiva, chegando mesmo a alcançar até 5,4% da moda. O mineral é idiomórfico, exibindo ao microscópio coloração parda, em tonalidades claras e escuras. Foram observadas secções rômbricas características em número apreciável de lâminas. Frequentemente, ocorre como cristal isolado, contudo, por vezes, aparece na forma de pequenos agregados em associação com outros minerais, sobretudo, com piroxênios e com granadas.

#### Apatita

Apatita é acessório constante das rochas de Itapirapuã, onde chega a fazer, com exceção dos carbonatitos, até

cêrca de 2,2% da composição modal (Am. 1). Comumente, ocorre como grânulos isolados, em geral límpidos, arredondados e de dimensões reduzidas. Todavia, nos carbonatitos, apresenta-se na forma de pequenos agregados e com porcentagem modal, no caso particular da amostra C-4c, de 19,4% da rocha (Tabela XX). Os índices de refração determinados em exemplar extraído desta amostra deram os seguintes valores:  $N_o = 1,633$  e  $N_e = 1,630$ ; birrefringência  $N_o - N_e = 0,003$ . Estes dados indicam (cf. Tröger, 1956, p. 27) tratar-se de uma flúor-apatita comum.

Como constituintes secundários foram reconhecidos, ao lado dos produtos de decomposição da nefelina descritos anteriormente, os seguintes minerais: calcita, zeólitas, sericita, clorita e o mineral C, de natureza ainda desconhecida.

#### Calcita

Calcita, como produto de alteração, está presente nessas rochas na forma de constituinte isolado, ou então, na condição de componente do agregado mineralógico resultante da decomposição da nefelina. No primeiro caso, é xenomórfica e encontra-se sempre preenchendo fraturas e espaços intergranulares. Em geral, parece ter-se originado às expensas dos minerais ferromagnesianos, a saber, piroxênios e granadas e, subordinadamente, nefelina. Como integrante do agregado, o reconhecimento da calcita ao microscópio nem sempre é possível, face à granulação muito fina e ao aspecto sujo e granuloso do conjunto.

#### Zeólitas

Zeólitas, representados por natrólita e/ou thomsonita, são encontrados em algumas variedades litológicas do distrito na forma de agregados fibrorradiais. Excepcionalmente, é o caso especial da amostra 40, podem ocupar até 14,9% de seu volume. A impraticabilidade de melhor caracterização decorre da presença de impurezas, provavelmente de natureza limonítica, nêles disseminadas. Sericita e Clorita

Sericita e clorita ocorrem na forma de minúsculas palhetas; contudo, enquanto que o primeiro associa-se aos feldspatos, dos quais provém, ocupando indistintamente as partes centrais e periféricas dos cristais, o segundo está ligado intimamente aos cristais de piroxênios, sendo em geral encontrado em suas bordas.

### Mineral C

Mineral C, de hábito fibroso e parafacento, é observado em algumas rochas da região. É, provavelmente, de natureza secundária, visto que em tôdas as lâminas onde foi reconhecido encontra-se ao lado de minerais de alteração e, em especial, daqueles resultantes da decomposição da nefelina.

### Seqüência de cristalização

#### Feldspatóides

A nefelina cristalizou cedo em tôdas as variedades petrográficas da província, quer na forma de fenocristais, caso dos tinguaitos e também de outras rochas de granulação fina, quer como componente de sua matriz. Nos estádios finais de cristalização, o mineral foi em geral substituído por cancrinita. Sodalita aparece como mineral tardio e em raras rochas da região. Sua presença está ligada invariavelmente a cristais de nefelina, dos quais se originou.

#### Feldspatos

A ausência de dados químicos, aliada às dificuldades de determinação da composição dos feldspatos alcalinos a partir de constantes ópticas, tornam problemáticas quaisquer conclusões a respeito do curso de cristalização. Não obstante, tentou-se investigar o comportamento desses minerais valendo-se das porcentagens normativas das moléculas de Ab, An e Or das várias rochas da província. As deduções tiradas, se bem que revelando apenas tendências gerais, parecem apontar no sentido de um enriquecimento da fase sódica nos estádios finais de cristalização desses minerais.

Tal assertiva parece concordar com as variações ópticas encontradas, dando aos feldspatos das rochas tinguaiticas valores mais altos para o ângulo entre os eixos ópticos e, conseqüentemente, porcentagem mais elevada da molécula de Ab, segundo o diagrama de variação de Tuttle (1952).

### Piroxênios

As variações ópticas observadas em cristais zonados de piroxênios, refletindo a composição mais augítica do núcleo desses indivíduos e a maior riqueza na molécula de Eg em suas partes marginais, guardam concordância com as sucessivas modificações químicas que teriam se verificado no decurso da cristalização. Os dados químicos disponíveis, obtidos de 10 análises químicas desses minerais, e as informações ópticas coligidas, indicam claramente que, nas rochas alcalinas de Itapirapuã, a cristalização dos piroxênios processou-se na seguinte seqüência: soda-augita → egrina-augita → egrina. O gráfico da Fig. 9, que relaciona a molécula de Eg dos piroxênios, expressa pelo número de íons de  $Fe^{3+}$  por fórmula unitária, e suas constantes ópticas, mostra a sucessão dos diferentes termos da série. Observa-se neste diagrama que o índice de refração ( $N_y$ ), o ângulo de máxima extinção inclinada ( $X:c$ ) e o 2V variam linearmente.

A variação de Ca, Mg e Fe nestes minerais — onde  $Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$  — pode ser acompanhada na curva 1 da Fig. 10, ao lado de curvas correspondentes aos piroxênios da intrusão de Skaergaard (Brown, 1957; Brown e Vincent, 1963) e rochas alcalinas do distrito de Morotu, Sakhalin (Yagi, 1953). De imediato chama a atenção, o comportamento discordante dos piroxênios das rochas calco-alcalinas e alcalinas, variando estes últimos no sentido de maior enriquecimento em Fe, em detrimento de Ca e Mg. Os piroxênios das rochas de Itapirapuã, todos projetados abaixo da linha diopsídio-hedenbergita, têm o curso evolutivo, em seus estádios iniciais, quase paralelo à essa linha, passando dos

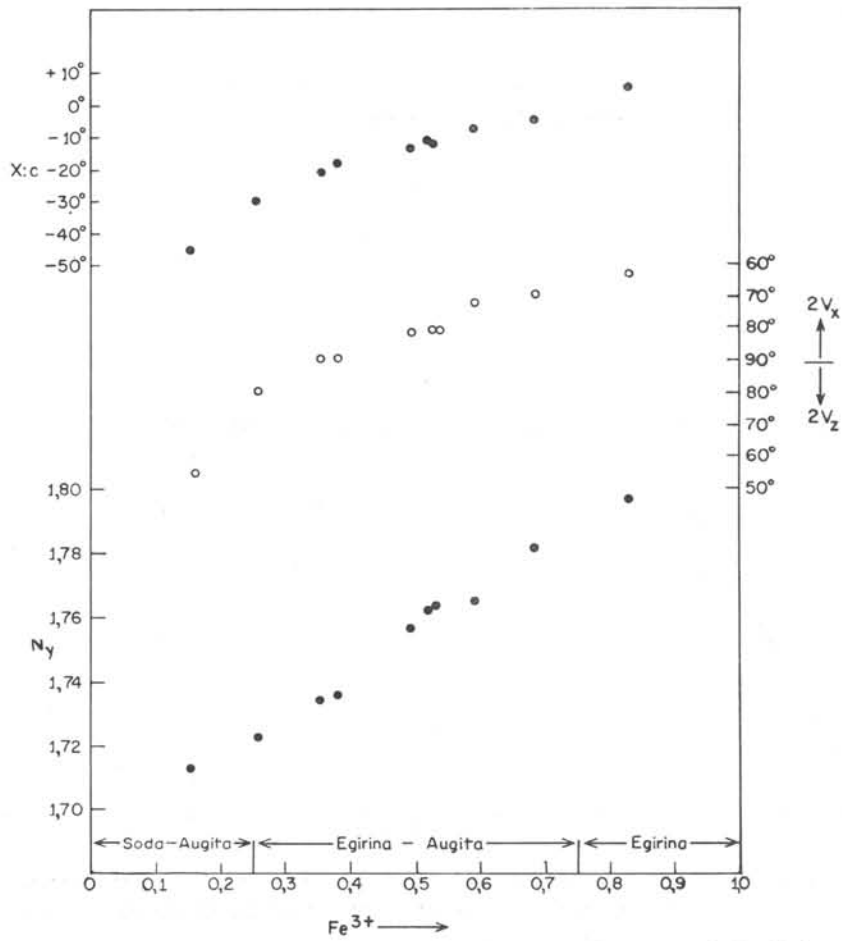


Fig. 9 — Gráfico relacionando a molécula de Egirina com as propriedades ópticas dos vários termos da série dos piroxênios de Itapirapuã.

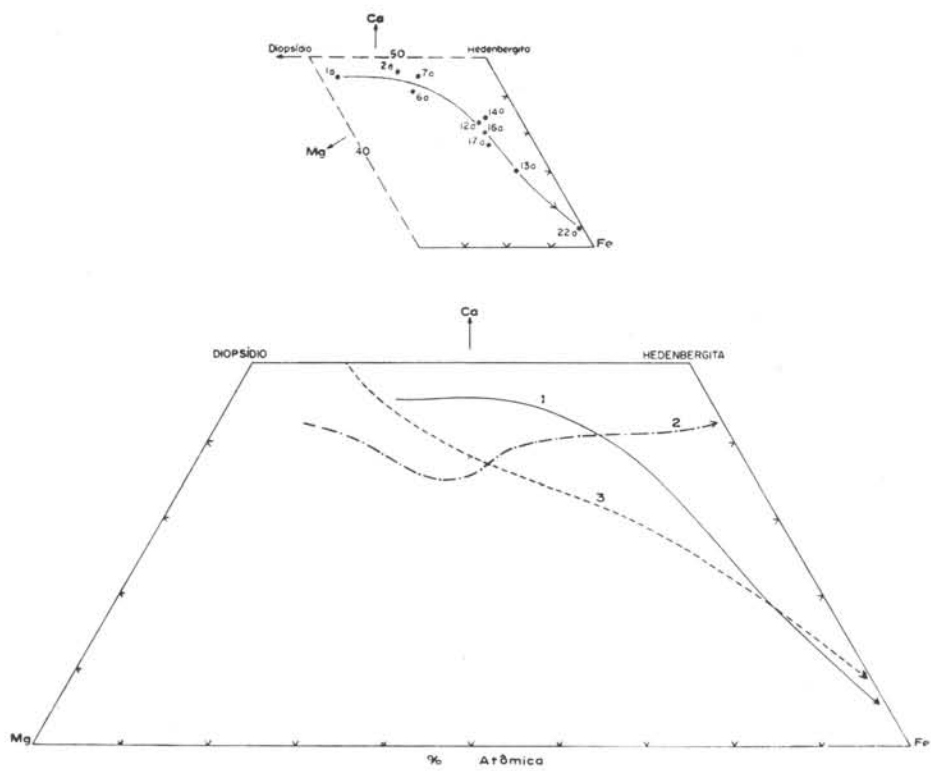


Fig. 10 — Diagrama Ca:Mg:Fe para clinopiroxênios. 1, sentido de cristalização dos piroxênios de Itapirapuã; 2, dos piroxênios de Skaergaard e 3, dos piroxênios de Morotu.

têrmos mais ricos aos mais pobres na molécula de Di. Após esta fase, exibem enriquecimento pronunciado em Fe e, em contrapartida, empobrecimento em Ca e mais ainda em Mg, culminando na série com um membro quase desprovido de magnésio.

Apreciação mais completa da seqüência evolutiva desses piroxênios é conseguida com a curva 1 do diagrama triangular Na + K: Mg: Fe da Fig. 11. Nêle a molécula de Ac, que desempenha papel importante no estágio final da cristalização, é representada pelo vértice Na + K. Além das curvas dos piroxênios de Itapirapuã, de Skaergaard e Morotu, constam também desse diagrama os campos de composição de clinopiroxênios sódicos (campo A) e cálcicos (campo B) estabelecidos por Aoki (1964, p. 1210) e, separando-os uma extensa região de imiscibilidade sob condições ígneas (campo C). A análise da Fig. 11 permite concluir que o curso de cristalização dos piroxênios das rochas calco-alcalinas de Skaergaard (curva 2) é bem distinto dos demais, efetuando-se totalmente dentro do campo de variação dos piroxênios cálcicos. Nota-se também que as curvas indicando o sentido de cristalização dos piroxênios das rochas alcalinas, têm comportamento muito similar, parecendo que as pequenas deflexões apresentadas redundam, principalmente de diferenças nos teores em FeO.

Os piroxênios, objeto deste estudo, ocupam duas zonas distintas dentro do diagrama triangular Na + K: Mg: Fe. Na primeira (campo C), correspondendo à região de imiscibilidade, estão concentrados a soda-augita (Am. 1a) e três exemplares portadores de baixa porcentagem da molécula de Ac (Am. 2a, 6a, e 7a), enquanto que na segunda (campo A), área de composição dos piroxênios sódicos, situam-se as demais amostras investigadas. As relações existentes entre os membros sucessivos da série, evidenciadas pelo seu curso de cristalização e pelos dados ópticos obtidos, indicam que esses minerais formam solução sólida contínua. A existência de solução sólida entre clinopiroxênios ricos em Ca-Mg e

ricos em Na-Fe<sup>3+</sup> foi primeiramente suspeitada por Vogt (1924) e mais tarde confirmada por Yagi (1958 e 1962), graças a estudos experimentais levados a efeito no sistema binário acmita-diopsídio. Mais recentemente, Yagi (1966) divulgou resultados de estudos sobre equilíbrio de fases neste sistema, com especial referência à estabilidade de egirinas e/ou egirina-augitas naturais, colocando em dúvida a existência da região de imiscibilidade de Aoki (1964), não evidenciada no intervalo de temperatura estudado.

O grupo Z dos clinopiroxênios investigados (ver Tabela VI) é ocupado por Si e Al<sup>IV</sup>, à exceção de dois membros da série (Am. 13a e 22a), onde Ti está presente nas porcentagens de 0,9 e 1,6. Contudo, as proporções de Al<sup>IV</sup> são variáveis, alcançando valor máximo (6,1%) na amostra 1a de soda-augita. O papel desempenhado por Al<sup>IV</sup> e Ti no grupo Z dos clinopiroxênios de rochas ígneas tem despertado a atenção de vários pesquisadores, merecendo destaque especial os trabalhos executados por Kushiro (1960) e Le Bas (1962). Estes Autores, baseando-se em dados estatísticos, concluíram que os piroxênios estudados em rochas traquíticas e basálticas alcalinas têm maior proporção de alumina (Al<sup>IV</sup>) na posição tetraédrica estrutural do que os correspondentes minerais da série toleítica calco-alcalina e que a proporção desse elemento decresce durante o processo de cristalização magmática. Lamentavelmente, porém, os piroxênios sódicos foram omitidos desses trabalhos. Todavia, em face das considerações teóricas formuladas por Kushiro (1960, pp. 552-553) sobre os fatores que controlam a substituição Si-Al, buscou-se encontrar uma relação entre essas variáveis para os piroxênios aqui estudados, sendo o diagrama da Fig. 12 o resultado dessa tentativa. Neste, verifica-se que a concentração de Si nos piroxênios investigados aumenta com o curso de cristalização, enquanto que o conteúdo de Al total cresce em sentido oposto. Esta conclusão é coincidente com a observada na cristalização dos piroxênios das intrusões magmáticas de

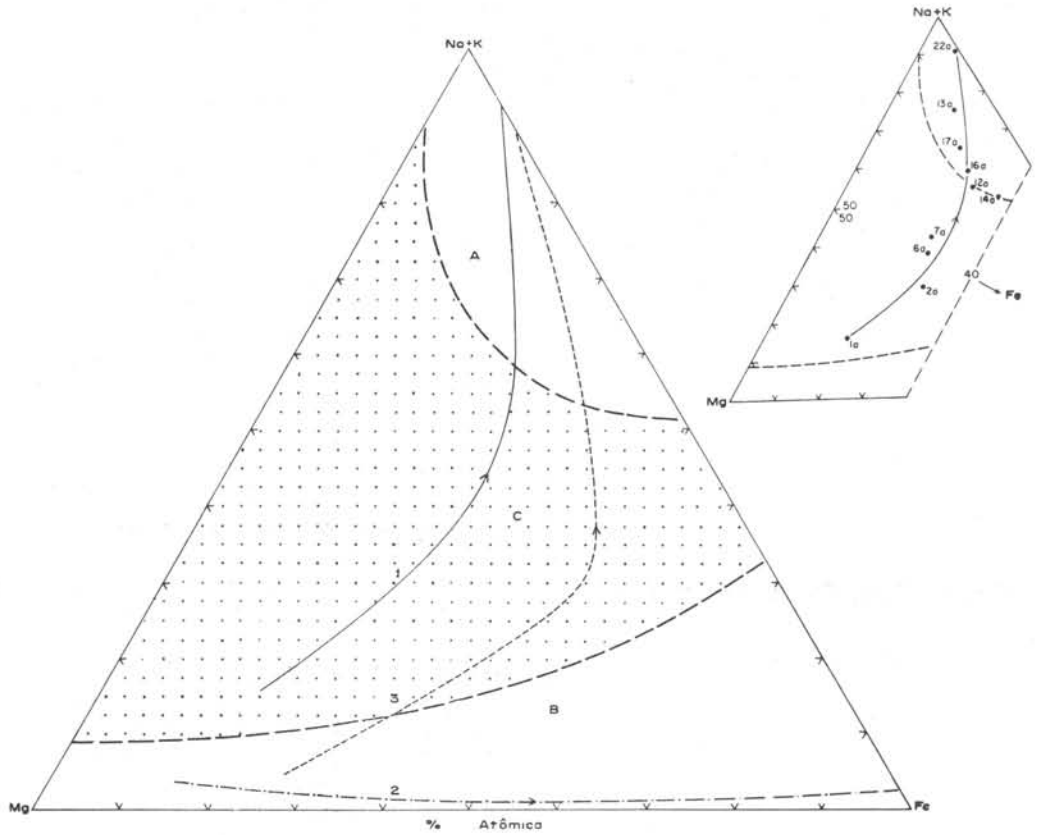


Fig. 10 — Diagrama Ca:Mg:Fe para clinopiroxênios. 1, sentido de cristalização dos piroxênios de Itapirapuã; 2, dos piroxênios de Skaergaard e 3, dos piroxênios de Morotu.

Onde se lê Fig. 10 — Diagrama Ca:Mg:Fe para .....  
 Leia-se:

Fig. 11 — Diagrama Na+K:Mg:Fe para clinopiroxênios. A, campo dos piroxênios sódicos; B, campo dos piroxênios cálcicos e C, região de imiscibilidade (cf. Aoki, 1964) 1, sentido de cristalização dos piroxênios de Itapirapuã; 2, dos piroxênios de Skaergaard e 3, dos piroxênios de Morotu.

Skaergaard (Brown, 1957; Brown e Vincent, 1963), Stillwater (Hess, 1949), Black Jack (Wilkinson, 1957) e Atumi (Kushiro, 1959). Já Al e Ti (totais), como demonstrado na Fig. 13, compor-

leíticas e rochas alcalinas trazendo ou não feldspatóides na composição. Ti ocupa a posição estrutural Z dos piroxênios investigados unicamente em dois membros da série (Am. 13a e 22a) e a sua pre-

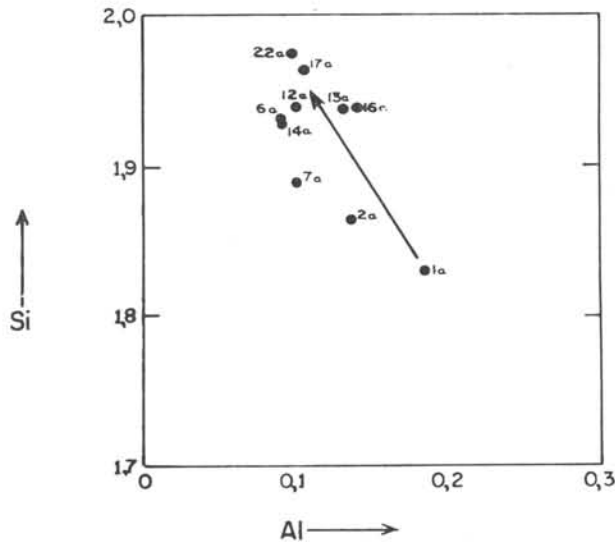


Fig. 12 — Relação entre as proporções atômicas de Si e Al nos piroxênios de Itapirapuã.

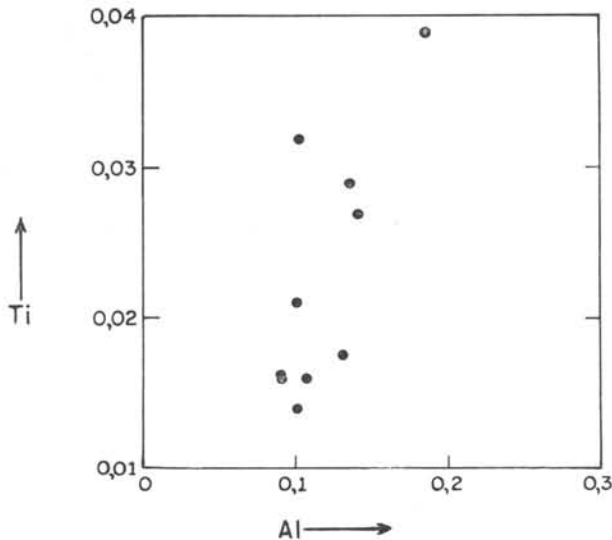


Fig. 13 — Relação entre as proporções atômicas de Ti e Al nos piroxênios de Itapirapuã.

tam-se como variáveis diretamente proporcionais. O crescimento da proporção de Ti com o aumento de Al total (e mesmo de  $Al^{IV}$ ) constitui, segundo Kushiro (1960, p. 550) e Le Bas (1962, p. 280), característica comum a rochas to-

sença nesse grupo, de conformidade com Brown (1957, p. 518), parece decorrer nesses minerais muito mais do teor elevado em Na + K que do conteúdo em titânio.

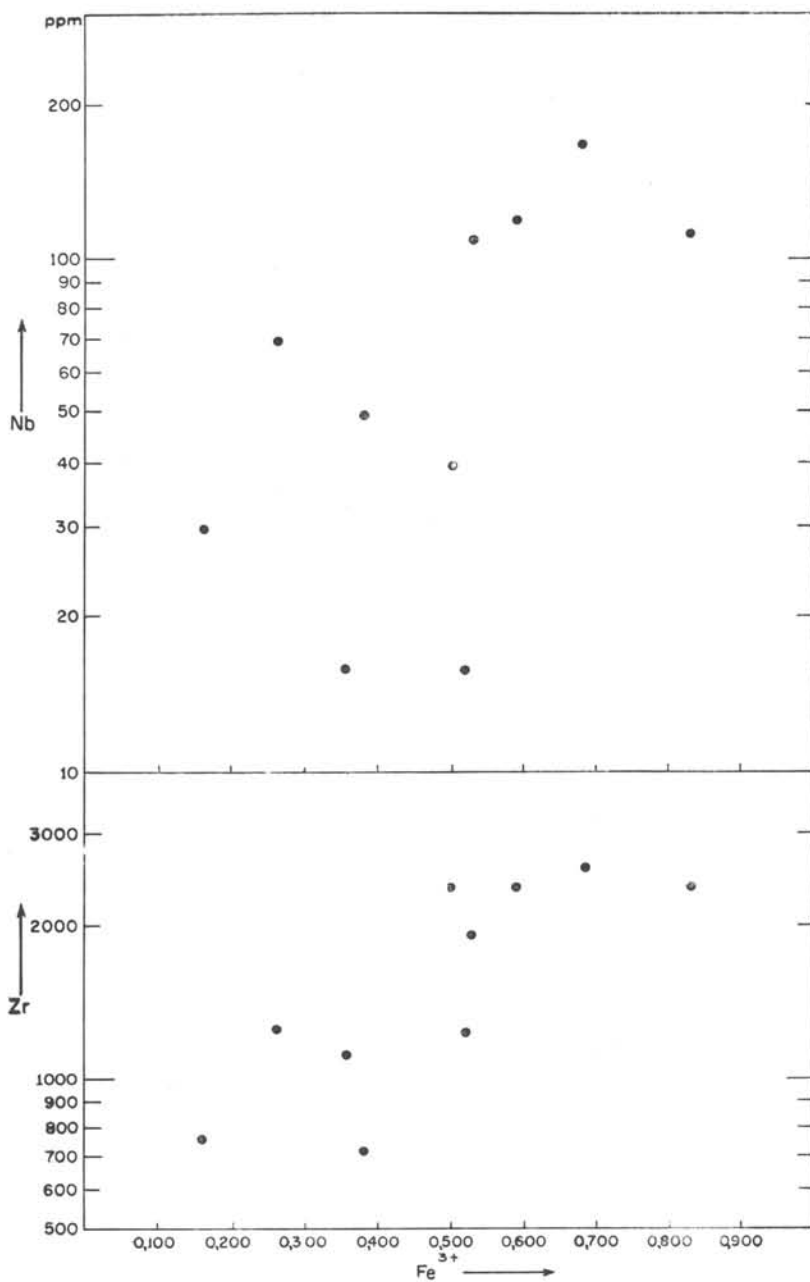


Fig. 14 — Gráfico reunindo a molécula de Egirina, expressa pela proporção atômica de Fe<sup>3+</sup>, e os conteúdos em Nb e Zr dos piroxênios de Itapirapuã.



Variações regulares dos teores dos vários elementos traços nos componentes da série somente foram notadas para Zr, Nb e Sr e o gráfico da Fig. 14 indica que os dois primeiros elementos, Zr de forma mais convincente que Nb, crescem

diretamente com a porcentagem da molécula da Eg desses piroxênios. Já Sr se comporta de maneira diversa a Zr e Nb e parece decrescer com o aumento dessa molécula (Fig. 15).

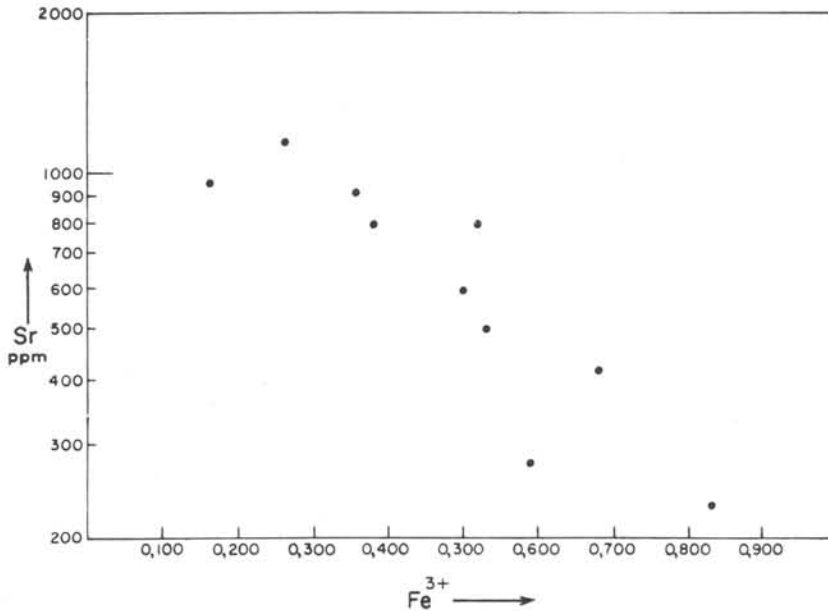


Fig. 15 — Gráfico reunindo a molécula de Egirina, expressa pela proporção atômica de Fe<sup>3+</sup>, e o conteúdo em Sr dos piroxênios de Itapirapuã.

### Granadas

As evidências texturais encontradas nas rochas nefelínicas portadoras de melanita parecem indicar que estes minerais são de substituição, tendo-se formado principalmente às expensas de titanita e piroxênios. Conclusão análoga foi alcançada por King (1965, p. 89) em estudo sobre as rochas alcalinas, da série melteigito-ijolito-urtito, existentes na parte oriental de Uganda. Variações na composição das granadas titaníferas foram observadas por este Autor ao longo do seu curso de cristalização, levando, nos seus estádios finais, à transformação total de melanita em andradita. Ainda conforme King (1965, p. 89), esta seqüência é evidenciada em secção delgada pela mudança de cor do mineral que passa de quase opaco a castanho translúcido.

A existência de estrutura zonada nas melanitas de rochas de Itapirapuã levou-nos a estudar, o mais detidamente pos-

sível, o comportamento desses minerais com o propósito de estabelecer sua seqüência de cristalização. Para isso, foram executadas 7 análises químicas, incluindo elementos traços, de exemplares mineralógicos extraídos de rochas da região. Os resultados coligidos acham-se representados na Tabela VIII. Nesta, verifica-se que o teor de titânio decresce nos minerais analisados de 8,72 a 4,49%, no que é seguido por uma diminuição nos valores do parâmetro da cela unitária de 12,095 a 12,064 Å. O exame das análises químicas obtidas parece indicar que a cristalização magmática desses minerais processou-se, em traços gerais, de conformidade com o esquema delineado acima, sem contudo, ter conduzido à formação de andradita em sua fase final. Merece destaque, dentro da sucessão de membros dessa série, a amostra 32b, formada ao longo de veios cortando as rochas nefelínicas, em razão do teor elevado em titânio.

## PETROGRAFIA

### Introdução

No presente capítulo são estudadas as principais feições mineralógicas e texturais das variedades petrográficas do distrito alcalino de Itapirapuã. Tendo em vista a melhor caracterização desses tipos litológicos, procurou-se, sempre que possível, confrontá-los, sob o ponto de vista químico, com rochas semelhantes, recorrendo-se, seja a análises individuais, seja a composições médias referidas na literatura. Os vários grupos de rochas serão descritos segundo a ordem adotada no mapa geológico da Fig. 3.

A definição adotada para *rochas alcalinas* é a de Shand (1943). Para a classificação petrográfica valeu-se sobretudo do sistema proposto por Johannsen (1939), procurando-se contudo, sempre que possível, evitar o emprêgo de nomes raros e pouco utilizados na literatura. Com idêntico propósito, utilizou-se também o critério de classificação de rochas, com base em minerais-prefixos, recorrendo-se para tanto aos seus constituintes acidentais.

O termo *melteigito* foi aplicado, no sentido proposto por Brögger (1921), a uma rocha da série urtito-ijolito-melteigito, contendo menos de 50% de nefelina ou de seus produtos de alteração. Empregou-se o termo *malignito*, dada a inexistência na literatura de alusão a um nome, para um nefelina sienito, portador de melanita, e contendo mais de 50%, em volume, de minerais ferromagnesianos e cuja relação feldspatos: feldspatóides é de aproximadamente 14:86. Esta designação não confere estritamente com a definição adotada por Johannsen (1939), mas se acomoda a várias outras encontradas na literatura.

Para a classificação dos *carbonatitos*, adotou-se a nomenclatura proposta por von Eckermann (1948, p. 13), recorrendo-se aos minerais-prefixos quando os constituintes não-carbonáticos es-

tão presentes nas rochas em quantidade superior a 10%.

Ao processo de alteração metassomática das encaixantes por efeito de intrusões alcalinas, usou-se a expressão *fenitização*, empregada por Brögger (1921, p. 17). Os produtos resultantes de Itapirapuã, embora apresentando várias evidências de terem sido submetidos à ação desse processo, têm composição química e mineralógica diferentes das exibidas pelos fenitos daquele Autor, razão pela qual optou-se pelo emprêgo da expressão *fenitizado*, acrescida ao termo litológico, para melhor caracterizá-los petrograficamente.

Com o objetivo de facilitar a leitura deste trabalho, aos não familiarizados com a nomenclatura das rochas alcalinas, elaborou-se, a exemplo de von Eckermann (1948, pp. 14-15) dois diagramas (Fig. 16) em que a composição das rochas, expressa pela porcentagem em peso dos seus principais constituintes minerais, é dada de forma esquemática. Deve ser frisado, entretanto, de conformidade com aquele Autor, que as linhas retas ao longo das quais se processa a gradação de uma determinada associação mineralógica à sua vizinha têm um sentido puramente esquemático, não representando qualquer limite de diferentes fases mineralógicas. Frise-se igualmente, que nenhuma secção dos diagramas constitui obrigatoriamente uma composição de rocha observada.

### Metodologia

Tôdas as amostras coletadas no interior do corpo alcalino foram examinadas ao microscópio, num total aproximado de 120 secções delgadas.

As rochas analisadas quimicamente, em número de 24, tiveram seus pesos específicos determinados com o auxílio

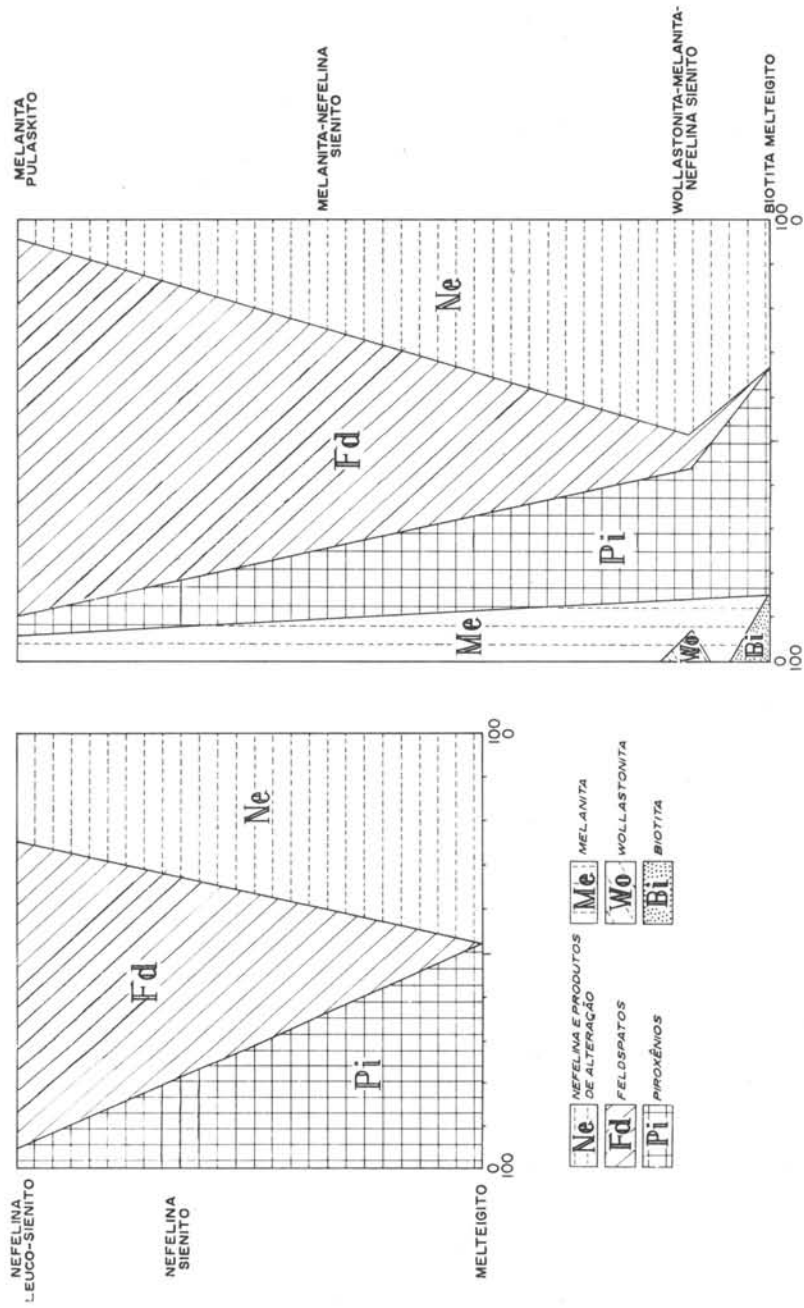


Fig. 16 — Diagrama de nomenclatura.

do densímetro de Stöe, de conformidade com o procedimento descrito por La Touche (1908, p. 21).

As análises modais, em número de 38, foram calculadas pelo método do contador de pontos (Chayes, 1949), sendo os totais de pontos obtidos em cada secção delgada superiores a 1000, na quase totalidade das amostras estudadas. Os resultados alcançados, como já referido no capítulo anterior, estão contidos nas Tabelas Ia, Ib, XV, XVI e XVIII, e expressos em porcentagens volumétricas. As amostras 18 e 19, relativas aos tinguaios analisados quimicamente, não tiveram calculadas suas modas em razão da granulação finíssima dessas rochas.

As normas moleculares foram calculadas pelo método CIPW, condensado em Johannsen (1939, I, pp. 83-99), optando-se pela formação de calcita em lugar de cancrinita para tôdas as rochas portadoras de CO<sub>2</sub>. A abreviação adotada para os minerais normativos corresponde à empregada originalmente pelos idealizadores do método.

#### Nefelina sienitos

Estas rochas, excluído o fato de serem as mais abundantes, apresentam também maior distribuição geográfica, estando presentes, praticamente, em tôdas as partes do corpo. A variedade representativa do grupo (Fotomicrografia 7) tem cor cinza claro e textura hipidiomórfica de granulação fina (média: 0,61 mm), sendo freqüentes, contudo, variações texturais e tipos de granulação média (1,22 a 1,50 mm) e grossa (acima de 3 mm). Foram também observadas rochas inequigranulares, com cristais maiores de feldspato alcalino e nefelina, atingindo os primeiros até 5 cm em sua maior dimensão (Am. 14 e 24).

Em geral, feldspatos e feldspatóides, em proporções variadas e tendo como valores extremos 29:71 (Am. 26) e 73:27 (Am. 27), constituem seus principais componentes, ocupando de 70% a 90% das rochas (Tabelas Ia e Ib). Ortoclásio pertítico e micropertítico, com presença subordinada de albita, representam o grupo dos feldspatos, enquanto que nefelina, cancrinita e sodalita o gru-

po dos feldspatóides. Os piroxênios são os minerais ferromagnesianos mais comuns e, não obstante exibam certa mudança de composição (molécula de Eg variando aproximadamente de 50 a 65%), a julgar por seus dados ópticos e químicos, situam-se todos no campo da egrina-augita de Tröger (1956). Biotita, perfazendo por vêzes até 6% da rocha (Am. 33 e 40), forma, juntamente, com melanita, pectolita (Am. 10), fluorita, eucolita, minerais A e B, os seus constituintes acidentais. Dentre os acessórios, titanita, apatita e magnetita merecem destaque, ocorrendo como produtos de alteração o agregado mineralógico resultante da decomposição de nefelina, bem como calcita, mineral C e minerais do grupo das zeólitas.

Do ponto de vista químico, os nefelina sienitos de Itapirapuã, representados por uma composição média de 8 análises (Tabela XI), distinguem-se de rochas similares por seu teor relativamente mais alto em álcalis e baixo em sílica, resultando essas diferenças provavelmente de sua maior riqueza em feldspatos e feldspatóides. Quanto às outras características químicas, mostram-se comparáveis às várias composições médias de rochas congêneres, referidas na literatura e reproduzidas na tabela citada.

#### Melanita-nefelina sienitos

Estas rochas, a exemplo das anteriores, exibem distribuição irregular dentro do corpo alcalino. Texturalmente, têm como feição característica a presença de um "fabric" inequigranular em que os cristais maiores de feldspato alcalino, alcançando dimensões centimétricas (caso particular da Am. 3, onde atingem até 3 cm de comprimento), exibem estrutura poiquilítica (Fotomicrografia 8), com melanita, piroxênios e titanita como inclusões. A massa fundamental é de granulação fina, variando de 0,14 mm (Am. 8) a 1,0 mm (Am. 4).

Do ponto de vista mineralógico, diferem dos nefelina sienitos normais pela presença, em quantidade apreciável (acima de 5%), de melanita na moda (Fotomicrografia 9), assim como de um

TABELA XI

Composição química de nefelina sienitos

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	51,85	54,63	53,50	52,54	55,38
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,86	0,83	1,22	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,97	19,89	20,07	21,21	21,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,77	3,37	3,19	2,56	2,42
FeO	0,85	2,20	2,06	2,66	2,00
MnO	0,12	0,35	0,19	0,19	0,19
MgO	0,24	0,87	1,00	1,02	0,57
CaO	2,79	2,51	2,88	3,26	1,98
Na <sub>2</sub> O	8,75	8,26	7,98	7,73	8,84
K <sub>2</sub> O	7,22	5,46	5,53	5,86	5,34
H <sub>2</sub> O	1,05	1,35	1,82	1,48	0,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,25	0,23	0,32	0,19
CO <sub>2</sub>	0,57	—	0,35	0,86	—
S	0,09	—	0,01	—	—
Total	99,84	100,00	99,64	100,91	99,83

1. Média de 8 análises. Itapirapuã.
2. Média de 43 análises. (Day, 1933, p. 14).
3. Média de 34 análises. (Johannsen, 1938, IV, p. 91). Contém 0,17 de Cl.
4. Média de 72 análises: tipo miasquítico. (Gerasimovskii, 1956, p. 496).
5. Média de 80 análises. (Nockalds, 1954, p. 1024).

maior teor em máficos (Tabelas Ia e Ib). A melanita tem composição variável dentro desse grupo de rochas, com o teor em TiO<sub>2</sub> passando de 4,56 a 6,59, enquanto que os piroxênios, de natureza egirina-augita, contêm em sua composição de 25 a 50% da molécula de Eg. Biotita é o acidental mais importante, chegando a ocupar até 5,2% de seu volume (Am. 8). Como acessórios e secundários estão presentes os mesmos minerais dos nefelina sienitos normais.

Quimicamente, quando confrontados com rochas semelhantes (Tabela XII), média de 3 análises de Magnet Cove (Erickson e Blade, 1963, p. 61) e de 2 análises da Ilha de Alnö (von Eckermann, 1948, p. 50), os melanita-nefelina sienitos de Itapirapuã contêm, dada a maior constância e riqueza de melanita na moda, teores consideravelmente mais elevados em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e TiO<sub>2</sub>.

TABELA XII

Composição química de melanita-nefelina sienitos

	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	45,81	48,54	47,54
TiO <sub>2</sub>	1,20	0,76	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,84	20,01	20,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,50	3,92	4,36
FeO	1,39	2,02	2,89
MnO	0,22	0,31	0,27
MgO	1,42	0,75	0,83
CaO	9,44	5,71	6,75
Na <sub>2</sub> O	7,39	8,08	7,20
K <sub>2</sub> O	5,72	6,39	6,49
H <sub>2</sub> O	1,29	1,68	0,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,61	0,16	0,39
CO <sub>2</sub>	0,70	1,04	0,47
S	0,08	0,03	0,06
Total	99,61	99,40	99,52

1. Média de 7 análises. Itapirapuã.
2. Média de 3 análises. Magnet Cove, Arkansas, E.U.A. (Erickson e Blade, 1963, p. 61).
3. Média de 2 análises. Ilha de Alnö, Suécia. (von Eckermann, 1948, p. 50).

### Biotita melteigito

Presente na extremidade sul do corpo, borda W, (Am. 1 da Fig. 4) exhibe textura porfirítica e índice de coloração alto, com os minerais máficos ocupando aproximadamente 65% de seu volume (Fotomicrografia 10). Fenocristais de biotita, atingindo dimensão máxima de 0,5 cm, são vistos imersos em massa fundamental hipidiomórfica de granulação fina (0,30 mm). Quanto à composição mineralógica (Tabela Ia), nefelina e seus produtos de alteração (cancrinita e agregado) representam os constituintes claros, enquanto que piroxênio soda-augita é o ferromagnésiano mais importante. Cite-se, ainda, ao lado da expressiva quantidade de biotita na moda (7%), o elevado teor de titanita na rocha, correspondendo aproximadamente a 5,4% de seu volume. Como acessórios, em ordem de abundância, foram identificados magnetita e apatita.

As peculiaridades químicas do biotita melteigito de Itapirapuã, reflexos da

TABELA XIII

Composição química de melteigitos

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	40,9	40,64	38,3	41,90
TiO <sub>2</sub>	2,75	2,24	4,19	2,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,1	10,58	14,8	12,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,05	4,18	5,37	6,41
FeO	4,55	4,18	6,95	4,32
MnO	0,23	0,28	0,23	0,22
MgO	3,82	6,47	6,85	5,45
CaO	13,5	19,91	12,06	16,60
Na <sub>2</sub> O	7,13	4,75	2,80	5,10
K <sub>2</sub> O	2,26	1,86	3,81	2,66
H <sub>2</sub> O	1,06	0,41	3,71	0,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,61	1,91	0,62	1,24
CO <sub>2</sub>	0,47	2,08	—	0,82
S	—	0,05	—	—
Total	99,44	99,54	99,69	100,00

1. *Biotita melteigito*. Itapirapuã.
2. *Biotita melteigito*. Melteig, Fen district, Norway (Brögger, 1921). Citação em Johannsen (1938, IV, p. 330).
3. *Biotita melteigito*. Ilha da Trindade (Almeida, 1961, p. 146).
4. *Média de 9 análises*. (Nockolds, 1954, p. 1028).

maior quantidade de nefelina e também da natureza provavelmente mais sódica de seu piroxênio, residem nos teores altos em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Na<sub>2</sub>O e baixos em CaO e MgO (Tabela XIII), comparativamente a rochas congêneres mundiais.

### Melanita malignito

O melanita malignito forma, a exemplo do biotita melteigito, um único afloramento de rocha estudado, este localizado na parte sul, borda E, do corpo (Am. 2 da Fig. 4). Ostenta textura inequigranular (Fotomicrografia 11) e alto índice de coloração, ocupando os máficos mais de 50% da rocha. Fenocristais de piroxênios e cristais maiores de feldspato alcalino e nefelina, com dimensões máximas de 0,4 cm, destacam-se em uma matriz macroscopicamente escura, hipidiomórfica de granulação fina (0,13 mm). Estrutura poiquilítica, com nefelina, piroxênio e melanita como inclusões, tem no feldspato alcalino o cristal hospedeiro mais freqüente. Nefelina e agregado resultante de sua composição são seus constituintes félsicos, guardando feldspatos e feldspatóides uma relação aproximada de 14:86 (Tabela Ia). Piroxênio, de composição egirina-augita e portador de baixa proporção (25%) da molécula de Eg, constitui, juntamente com a melanita, contendo 6,97% de TiO<sub>2</sub>, os minerais ferromagnésianos dominantes. É particularmente interessante, a exemplo do verificado com o biotita melteigito descrito, o elevado teor de titanita idiomórfica na rocha, totalizando cerca de 4,6% de seu volume. O mineral acessório reconhecido foi apatita e como produto de alteração, ao lado do agregado citado acima, está presente o mineral C, este de hábito fibroso e natureza desconhecida, representando, provavelmente, um outro mineral de alteração da nefelina.

Dada a definição extremamente ampla do termo petrográfico malignito, caracterizando para muitos Autores sienitos melanocráticos portadores ou não de feldspatóides, tornou-se problemática qualquer análise comparativa entre a amostra brasileira e congêneres mundiais.

Não obstante tal dificuldade, procedeu-se à elaboração da Tabela XIV na qual a composição química da rocha de Itapirapuã está relacionada a uma composição média de 25 análises de malignitos (Nockolds, 1954, p. 1024), bem como a duas outras de melanita malignitos provenientes das localidades de Kruger na Colúmbia Britânica e de Assynt na Escócia, e citadas em Johannsen (1938, IV, p. 117). O exame dessa tabela possibilita a verificação de que, a exceção de MgO, todos os demais óxidos mostram teores muito variáveis entre si; contudo, parecem ser significativas as porcentagens mais elevadas em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e TiO<sub>2</sub> da amostra brasileira, consequência da maior quantidade de melanita em sua moda.

TABELA XIV  
Composição química de malignitos

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	43,4	50,49	45,06	47,42
TiO <sub>2</sub>	2,15	0,92	1,25	1,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,7	15,83	20,95	16,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,70	6,11	6,23	5,68
FeO	1,99	3,04	2,84	5,16
MnO	0,27	0,11	—	0,25
MgO	3,24	3,38	3,31	3,35
CaO	12,4	7,99	8,32	6,99
Na <sub>2</sub> O	6,96	3,12	3,51	7,67
K <sub>2</sub> O	3,47	6,86	4,09	3,50
H <sub>2</sub> O	1,41	1,49	4,28	1,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,93	0,42	0,66	0,71
CO <sub>2</sub>	0,27	0,07	—	0,22
S	0,15	—	—	—
Total	101,04	99,83	100,50	100,00

1. *Melanita malignito*. Itapirapuã.
2. *Melanita malignito*. Kruger, British Columbia. (Daly, 1912). Citação em Johannsen (1938, IV, p. 117).
3. *Melanita malignito*. (Ledmorito). Ledmore River, Assynt, Scotland (Shand, 1910). Citação em Johannsen (1938, IV, p. 117).
4. *Média de 25 análises*. (Nockolds, 1954, p. 1024).

#### Variedades enriquecidas

##### Wollastonita-melanita-nefelina sienito

Esta rocha, representando um único afloramento situado na região setentrio-

nal do corpo (Am. 20 da Fig. 4), forma, juntamente com o cancrinita mariupolito e pulaskito, as variedades petrográficas enriquecidas da província. No presente caso, este enriquecimento foi em cálcio, que é evidenciado pela abundância de wollastonita e melanita na composição modal e pelo aparecimento, em quantidades apreciáveis, de wollastonita e ortossilicato de cálcio(os) como componentes normativos, perfazendo os 2 pares de minerais, em ambos os casos, mais de 20% da rocha (Tabela XV). Sua textura é hipidiomórfica, de granulação fina (0,90 mm), e a côr é predominantemente rósea, não obstante a rocha se apresente em geral salpicada de manchas brancas e pontos negros, causados pela presença macroscópica de cristais prismáticos de wollastonita e de grânulos equidimensionais de melanita. Do ponto de vista mineralógico, ao lado da presença de melanita e wollastonita (Fotomicrografia 12), caracteriza-se ainda por possuir uma relação feldspatos: feldspatóides muito baixa, da ordem de 14:86, e por conter em sua composição um piroxênio, de natureza egirina-augita, trazendo aproximadamente 30% da molécula de Eg. Apatita e magnetita constituem os seus minerais acessórios, enquanto que calcita forma com o agregado os produtos de alteração.

Quimicamente, tem como feição marcante o caráter fortemente insaturado, refletido na presença de nefelina, leucita, perovskita e ortossilicato de cálcio na análise normativa, e a extrema riqueza em cálcio como frisado acima. Uma busca cuidadosa, com o propósito de encontrar rochas sieníticas mineralógica e quimicamente comparáveis à amostra de Itapirapuã, revelou-se infrutífera. Quanto à espectrografia, verifica-se que os valores obtidos para os elementos detectados situam-se indistintamente dentro do campo de variação para as diferentes rochas da região. Talvez seja merecedor de ligeiro reparo, o comportamento do elemento Y, a julgar pelo teor superior ao da quase totalidade das amostras investigadas.

TABELA XV

## Wollastonita-melanita-nefelina sienito

% Pêso	Composição química		Norma		Análise	
	ppm		molecular		modal	
SiO <sub>2</sub>	41,3	Be 7,2	Lc	19,18	Feldspato	
TiO <sub>2</sub>	1,85	Ga 25	Ne	29,82	Alcalino	9,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,2	Cr 5	Ac	4,62	Nefelina	54,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,53	V 220	Wo	6,73	Agregado	2,7
FeO	1,43	Mo 7	Di	Fs —	Piroxênio	8,2
MnO	0,24	Nb 110	En	5,80	Melanita	13,8
MgO	2,32	Sn nd	Wo	8,64	Magnetita	tr.
CaO	17,2	Ni 10	Cs	12,30	Apatita	1,4
Na <sub>2</sub> O	7,14	Co 7,5	Hm	5,92	Calcita	1,6
K <sub>2</sub> O	4,18	Cu 110	Il	3,26	Biotita	tr.
H <sub>2</sub> O+	0,32	Sc 6,8	Pf	0,20	Wollastonita	8,4
H <sub>2</sub> O-	0,12	Zr 340	Ap	2,69	Feldspatos:	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,19	Y 124	Pr	0,18	Feldspatóides	14:86
CO <sub>2</sub>	0,29	La 170	Cc	0,60	Siálicos:	
S	0,11	Sr 560	H <sub>2</sub> O	0,44	Máficos	67:33
Total:	100,34	Pb nd	Total:	100,38	Coefficiente	
		Ba 320			Agpático:	0,74
					Pêso específico:	2,92

Analistas: Elementos principais — Silvia Lourdes Moro (I. P. T.).  
Elementos traços — Cláudio Vieira Dutra (I. T. I.).

## Cancrinita mariupolito

Esta rocha está representada dentro do maciço alcalino por um afloramento localizado na sua extremidade E (Am. 22 da Fig. 4). Sua textura é hipidiomórfica de granulação fina (0,26 mm) e a cor branca, por vezes, algo amarelada como resultado da presença de cristais de cancrinita (Fotomicrografia 13). Do ponto de vista mineralógico, tem como característica marcante a ausência de nefelina e feldspato alcalino em sua composição, formando-se cancrinita e um plagioclásio, de natureza albitica, em seu lugar (Tabela XVI). A cancrinita é sempre informe e ocorre ocupando os interstícios dos cristais de piroxênio e plagioclásio. Este possui hábito ripiforme e mostra-se comumente geminado segundo

a lei da Albita. O piroxênio tem composição situada no campo da egrina de Tröger (1956) e é portador, a julgar pelos dados químicos obtidos, de 83% da molécula de Eg. Dos acessórios comuns às demais rochas da província, somente titanita foi reconhecida, enquanto que no grupo dos minerais acidentais e de alteração estão presentes: melanita, mineral A, fluorita e calcita.

O cancrinita mariupolito de Itapira-puã, quando confrontado com as demais variedades litológicas da província, tem como feições químicas distintivas os teores elevados em Na<sub>2</sub>O (reflexo da presença de 53% de albita na sua moda e da natureza sódica do piroxênio) e Ga, e o conteúdo muito baixo em V. Uma análise comparativa, reunindo a composição da rocha investigada com aquelas re-



TABELA XVI

## Cancrinita mariupolito

% Pêso	Composição química		Norma		Análise	
	ppm		molecular		modal	
SiO <sub>2</sub>	55,4	Be 10	Or	16,12	Albita (An <sub>3</sub> )	53,0
TiO <sub>2</sub>	0,35	Ga 45	Ab	53,81	Nefelina	tr.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,0	Cr 1,4	An	0,28	Agregado	tr.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,08	V 18	Ne	17,98	Cancrinita	33,7
FeO	0,40	Mo 4,3	Wo	0,23	Piroxênio	12,3
MnO	0,17	Nb 154	Di En	0,20	Melanita	0,5
MgO	0,10	Sn 6,3	Fs	—	Titanita	tr.
CaO	1,52	Ni 1,5	Mt	0,58	Calcita	0,3
Na <sub>2</sub> O	10,3	Co 1,5	Hm	5,68	Fluorita	tr.
K <sub>2</sub> O	2,72	Cu 68	Il	0,61	Mineral A	0,2
H <sub>2</sub> O+	1,50	Sc nd	Pr	0,18	Feldspatos:	
H <sub>2</sub> O-	0,14	Zr 590	Cc	2,40	Feldspatóides	61:39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	Y 13	H <sub>2</sub> O	1,64	Siálicos:	
CO <sub>2</sub>	1,06	La 170	Total:	99,71	Máficos	87:13
S	0,11	Sr 680			Coeficiente	
Total:	100,09	Pb 41			Agpático:	0,65
		Ba 3600			Pêso específico:	2,67

Analistas: Elementos principais — Silvia Lourdes Moro (I. P. T.).  
Elementos traços — Cláudio Vieira Dutra (I. T. I.).

ferentes ao beckelita mariupolito da região de Mariupol, Rússia (citação em Johannsen, 1938, IV, p. 213) e uma composição média de 9 análises dada por Nockolds (1954, p. 1024), é apresentada na Tabela XVII. O seu exame permite verificar a existência de grande semelhança nos dados químicos fornecidos e as pequenas diferenças encontradas, teor maior em CO<sub>2</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e menor em Na<sub>2</sub>O da amostra de Itapirapuã, podem ser interpretadas como resultante da maior presença de cancrinita, em lugar de nefelina, e egrina nesta rocha.

## Pulaskito

Pulaskito é a rocha mais potássica da província, decorrendo tal fato da sua extraordinária riqueza em feldspato alcalino, cerca de 83,3%, como se vê na análise modal fornecida na Tabela XVIII. Ao lado desse fato, representa também dentre os têrmos petrográficos analisados

TABELA XVII

	Composição química de mariupolitos		
	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	55,4	54,66	56,47
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,29	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,0	22,61	21,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,08	4,10	3,37
FeO	0,40	1,64	1,44
MnO	0,17	0,16	0,15
MgO	0,10	0,18	0,33
CaO	1,52	1,08	1,50
Na <sub>2</sub> O	10,3	12,32	11,63
K <sub>2</sub> O	2,72	2,13	2,21
H <sub>2</sub> O	1,64	0,62	0,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	—	0,08
CO <sub>2</sub>	1,06	—	0,24
S	0,11	—	—
Total	100,09	99,79	99,89

1. *Cancrinita mariupolito*. Itapirapuã.
2. *Beckelita mariupolito*. Mar de Azov, Mariupol. Rússia. (Morozewicz, 1902). Contém 0,2 de beckelita. Citação em Johannsen (1938, IV, p. 212).
3. *Média de 9 análises*. (Nockolds, 1954, p. 1024).

TABELA XVIII

		Pulaskito					
% Pêso	Composição química		Norma		Análise		
	ppm		molecular		modal		
SiO <sub>2</sub>	56,2	Be	7,2	Or	68,39	Feldspato	
TiO <sub>2</sub>	0,52	Ga	37	Ab	2,62	Alcalino	83,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,3	Cr	nd	Ne	9,09	Nefelina	4,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,89	V	140	Ac	5,08	Agregado	0,6
FeO	1,72	Mo	5	Wo	2,55	Cancrinita	0,3
MnO	0,15	Nb	560	Di En	2,20	Piroxênio	3,1
MgO	0,89	Sn	nd	Fs	—	Melanita	3,7
CaO	3,03	Ni	4,7	Wo	1,86	Titanita	0,5
Na <sub>2</sub> O	2,96	Co	nd	Mt	4,64	Magnetita	2,5
K <sub>2</sub> O	11,6	Cu	34	Il	0,91	Calcita	1,1
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,23	Sc	5	Cc	1,60	Biotita	0,4
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25	Zr	400	H <sub>2</sub> O	1,48	Fluorita	tr.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	Y	230	Total	100,42	Clorita	tr.
CO <sub>2</sub>	0,72	La	nd			Feldspatos:	
S	*	Sr	480			Feldspatóides	94:6
Total:	100,56	Pb	nd			Siálicos:	
		Ba	3500			Máficos	87:13
						Coefficiente	
						Agpático:	0,89
						Pêso específico:	2,67

Analistas: Elementos principais — Glória Berenice C.T.C. Brazão da Silva (L.P.M.).  
Elementos traços — Cláudio Vieira Dutra (I. T. I.).

e contendo feldspatos em sua composição, a variedade portadora da mais alta relação feldspatos: feldspatóides, aproximadamente 94:6. Quanto à textura, comporta-se como a maioria das rochas da região, em que tem sido observado comumente um "fabric" hipidiomórfico de granulação fina 0,30 mm (Fotomicrografia 14). A sua cor é branco-acinzentado. A exemplo do wollastonita-melanita-nefelina sienito e cancrinita mariupolito, aflora num único ponto do interior do corpo alcalino, este localizado na sua extremidade norte (Am. 21 da Fig. 4). Mineralogicamente, à exceção da abundância em feldspato alcalino, pouco tem

de distintivo, sendo os seus minerais acidentais, acessórios e de alteração, comuns à quase totalidade das rochas investigadas do distrito.

Do ponto de vista químico, o pulaskito difere das demais rochas de Itapirapuã em razão do seu conteúdo muito alto em K<sub>2</sub>O, como evidenciado não só na própria análise química, mas também na composição normativa. Quanto à composição espectrográfica, excetuando Nb e Y cujos teores determinados estão acima dos obtidos para as rochas da região, todos os elementos detectados acusaram valores situados dentro do campo de variação dessas rochas.

## Tinguaítos

Estas rochas, como demonstra o mapa geológico da Fig. 3, estão presentes no interior e fora do maciço alcalino. No segundo caso, as evidências de campo indicam que sua intrusão processou-se na forma de pequenos diques verticais, de poucos decímetros de espessura. Contudo, na parte interna do corpo, não foram localizados afloramentos "in situ" de tinguaítos e os pontos assinalados no mapa geológico referem-se apenas aos locais, em geral situados nos leitos de córregos, onde os blocos dessas rochas foram encontrados. Esses blocos são prontamente reconhecidos no campo em razão de sua cor cinza-esverdeado, maior resistência à ação intempérica e seu formato arredondado ou mesmo discóide. Quando removidas as crostas de alteração que os capeiam, verifica-se que essas rochas têm cor verde. Foram reconhecidas, em todas as seções delgadas estudadas, textura tinguaítica (Fotomicrografia 15) evidenciada pela presença de cristais aciculares de piroxênios dispostos caóticamente no interior da rocha, e porfirítica. Esta última caracteriza-se pela presença de fenocristais, com dimensões variáveis entre 1,50 e 2,25 mm, de nefelina e feldspato alcalino e, subordinadamente de piroxênios, imersos em massa fundamental de granulação finíssima (0,02 e 0,05 mm). A proporção de minerais ferromagnesianos nessas rochas, como indicado pelos constituintes normativos máficos das amostras 18 e 19 (ver Tabela XXIV) parece situar-se ao redor de 10%. Feldspato alcalino, em geral muito límpido e geminado segundo a lei de Carlsbad, e nefelina são os minerais claros e piroxênios, o ferromagnesiano dominante. O feldspato, a julgar pelos dados ópticos da amostra 19c (Tabela III), corresponde a um ortoclásio portador de aproximadamente 40% da molécula de albita ( $Ab_{93}An_{07}$ ). Magnetita e, mais raramente, titanita formam no grupo dos acessórios e cancrinita, sodalita, calcita e, por vezes, zeólitas constituem os produtos de alteração da nefelina. Pirita, visível macroscopicamente e exibindo forma cú-

bica bem desenvolvida, tem sido encontrada disseminada em algumas dessas rochas, o mesmo sucedendo com sodalita.

Quimicamente, os tinguaítos da província de Itapirapuã, representados por uma composição média de 2 análises, não exibem diferenças marcantes a ponto de distingui-los prontamente de composições médias de rochas similares extraídas da literatura e reproduzidas na Tabela XIX.

## Carbonatitos

Carbonatitos, na forma de veios irregulares, cortam os nefelina sienitos (Fotos 3 e 4) e foram encontrados num único local dentro do corpo alcalino. Ocupam aproximadamente sua parte central. Esses veios, em geral com poucos centímetros de largura, mostram-se, por vezes, portadores de pequenos fragmentos de dimensões centimétricas das rochas encaixantes. A sua área de exposição é muito reduzida, parecendo limitar-se a uns poucos afloramentos observados numa encosta de morro de acentuado declive e difícil acesso face à intensa cobertura vegetal existente.

Possuem textura sacaróide, granulação média (1,5 a 3,0 mm) e composição mineralógica simples (Tabela XX), caracterizada, principalmente, pela presença de calcita (único constituinte carbonático identificado) e ortoclásio corroído, este em proporções variadas, como seus minerais essenciais, ao lado de apatita, magnetita e pirrotita como acessórios (Fotomicrografia 16). Nefelina, melanita e zircão estão presentes na condição de minerais acidentais. Foram observadas nessas rochas concentrações de apatita e a análise modal de uma delas (C-4c) acusou aproximadamente 20% desse mineral.

O exame da Tabela XX, contendo as análises modais executadas, possibilita verificar que, excetuando a amostra C-2, todas as demais apresentam em sua composição mais de 10% de ortoclásio, levando-nos a classificá-las petrográfica-



Foto 3 — Veios irregulares, de poucos centímetros de largura (côr branca), de carbonatito cortando nefelina sienitos (côr cinza), de granulação média.

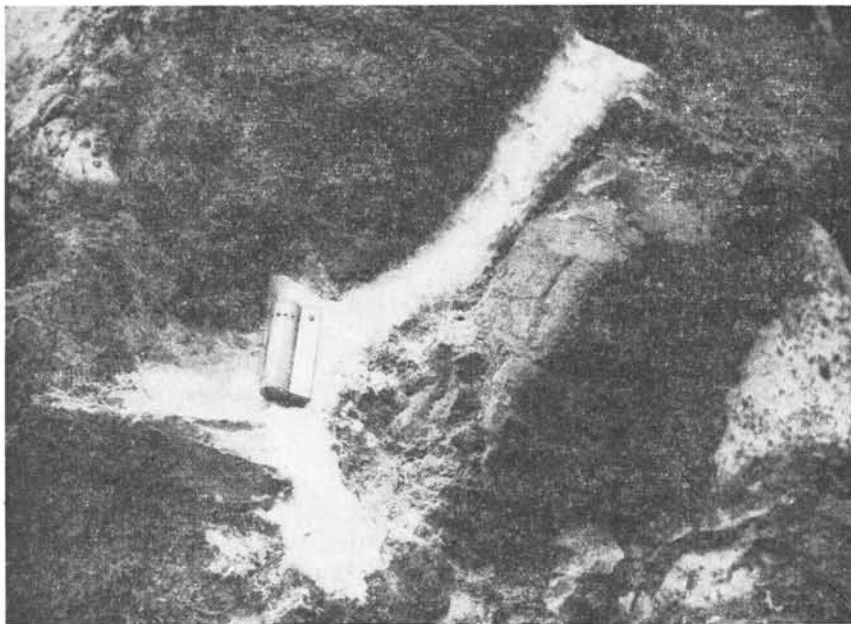


Foto 4 — Veios irregulares, de poucos centímetros de largura (côr branca), de carbonatito cortando nefelina sienitos (côr cinza), de granulação média.

TABELA XIX

## Composição química de tinguaitos

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	52,75	52,85	53,10	55,02	52,11
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,33	*	0,36	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,05	19,44	19,07	20,42	18,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,34	4,82	5,57	3,06	3,53
FeO	1,51	0,57	—	1,82	1,72
MnO	—	0,37	*	0,22	0,25
MgO	0,15	0,13	0,17	0,59	0,35
CaO	1,46	2,53	1,33	1,67	3,68
Na <sub>2</sub> O	10,03	8,87	9,41	8,63	10,22
K <sub>2</sub> O	6,31	7,96	6,84	5,38	4,06
H <sub>2</sub> O	0,78	0,85	3,98	2,77	4,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,04	*	0,06	0,13
CO <sub>2</sub>	1,66	0,13	0,10	—	0,32
S	—	0,04	—	—	—
Total	99,80	100,36	99,57	100,00	99,77

1. *Média de 2 análises.* Itapirapuã.
2. *Tinguaito.* Magnet Cove, Arkansas, E.U.A. (Erickson e Blade, 1963, p. 41).
3. *Tinguaito.* Rio de Janeiro, Brasil (Rosenbusch, 1898). Citação em Johannsen (1938, IV, p. 148).
4. *Média de 15 análises.* (Daly, 1933, p. 27).
5. *Média de 2 análises.* Toror Hills, Uganda (Hytönen, 1959, pp. 83 e 92).

TABELA XX

## Análise modais: Carbonatitos

	Calcita	Feldspato	Apatita	Opacos	Outros *
A	50,9	45,4	—	2,8	0,9
C - 1 B	28,7	69,6	1,2	0,1	0,7
C	71,4	28,5	—	—	0,1
C - 2	99,3	—	—	0,7	—
A	62,6	35,3	0,3	0,1	1,7
C - 3 B	54,8	35,7	7,7	0,9	1,0
C	38,0	60,5	0,3	0,4	0,7
A	84,6	14,3	0,7	0,4	—
C - 4 B	81,5	15,9	1,3	0,4	0,9
C	45,5	34,9	19,4	0,2	—
Média	61,7	34,0	3,1	0,6	0,6
Variação	28,7-99,3	0-69,6	0-19,4	0-2,8	0-1,7

\*Estaño incluídos: nefelina, melanita e zircão (?).

Amostras analisadas quimicamente: C-1A, C-2, C-3A e C-4C.

mente, segundo as sugestões propostas por von Eckermann (1948, p. 13), como *ortoclásio sovito*. A amostra C-4c, com ortoclásio e apatita em quantidade superior a 10%, seria classificada, adotando-se idêntico critério, como *apatita-ortoclásio sovito*.

Análises químicas para elementos traços de 4 amostras de carbonatitos estão representadas na Tabela XXI, juntamente com o valor médio determinado para cada elemento. Examinando-se es-

sa tabela verifica-se que os resultados obtidos, para cada elemento, guardam razoável concordância entre si, excluindo-se eventualmente os teores mais elevados em Nb e Ba da amostra C-1. Os valores médios acima citados, quando comparados com os correspondentes aos de 22 amostras de rochas alcalinas do distrito, mostram-se comumente inferiores, exceção feita aos elementos Cr, Cu, Sr e Ba (ver Tabelas XXVa e XXVb).

TABELA XXI

Análises químicas (elementos traços) dos carbonatitos de Itapirapuã

ppm	C-1	C-2	C-3	C-4	Variação	Média
Be	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	15	11	13	11	11-15	12,5
Cr	12	16	14	20	12-20	15,5
V	32	36	48	34	32-48	37
Mo	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Nb	320	106	93	93	93-320	153
Sn	4,7	7,8	6,3	6,3	4,7-7,3	6,3
Ni	1,6	1,5	1,5	1,5	1,5-1,6	1,5
Co	4,3	4,7	nd	nd	0-4,7	2,2
Cu	140	80	140	90	80-140	112
Sc	nd	10	nd	nd	0-10	2,5
Zr	23	24	20	20	20-24	22
Y	36	58	58	46	36-58	49
La	300	400	420	420	300-420	385
Sr	1600	1340	1400	1300	1300-1600	1410
Pb	24	28	28	17	17-28	24
Ba	3200	1520	1800	1460	1460-3200	1995

Analista: Cláudio Vieira Dutra (I.T.I).

Um quadro comparativo reunindo a média de 4 análises de carbonatitos de Itapirapuã, juntamente com a composição do carbonatito de Magnet Cove (Erickson e Blade, 1963, p. 35), a composição média de 53 análises do maciço de Kaiserstuhl (van Wambeke, 1964, p. 97) e as composições "média" é "típica" de Gold (1966, no prelo) constitui a Tabela XXII. A simples observação dessa tabela mostra que uma análise completa das várias composições fornecidas é extremamente difícil, senão mes-

mo impraticável, dado o fato de alguns elementos traços não terem sido determinados em tôdas as análises e também em virtude do limite de sensibilidade tomado para cada elemento ser em geral diferente nas análises consideradas. Contudo, uma apreciação de largos traços parece indicar que os elementos Cr, V, Co, Ni, Zr, Sr, Ba e Mo estão menos concentrados nos carbonatitos de Itapirapuã que nos demais, enquanto que o inverso parece ter ocorrido com Cu.

TABELA XXII

Análises químicas (elementos traços) de carbonatitos

ppm	1	2	3	4	4a
Be	nd	1	*	4,4	5
Ga	12,5	—	*	2,6	2,4
Cr	15,5	—	18	66	102
V	37	200	150	94	105
Mo	nd	10	20	59	64
Nb	153	—	620	*	*
Sn	6,3	*	20	1,1	2,5
Ni	1,5	—	5	17,5	32,4
Co	2,2	—	14	21,5	18,8
Cu	112	10	17	30,3	88
Sc	2,5	—	*	11	10
Zr	22	10	43	925	461
Y	49	40	45	137,8	113,7
La	385	300	800	*	*
Sr	1410	5000	6500	6800	7500
Pb	24	—	55	54	27
Ba	1995	—	5000	3600	4000

1. Média de 4 análises. Itapirapuã.
2. Carbonatito. Magnet Cove, Arkansas, E.U.A. (Erickson e Blade, 1963, p. 35).
3. Média de 53 análises. Kaiserstuhl, Alemanha Ocidental (van Wambeke, 1964, p. 97).
4. Composição química "média". (Gold, 1956, no prelo).
5. Composição química "típica". (Gold, 1956, no prelo).

### Brecha magmática

Uma zona brechada aflora na parte sul do corpo e parece cobrir área de algumas dezenas de metros quadrados. Macroscopicamente, distinguem-se fragmentos, em geral arredondados, de dimensões decimétricas, ocupando, numa estimativa muito grosseira, cêrca de 30 a 40% do volume da rocha (Fotos 5 e 6). Os fragmentos têm comumente a mesma côr da matriz, cinza em tonalidades claras e escuras e cinza-esverdeado, e a sua pronta distinção no campo decorre muito mais do intemperismo diferencial atuante nas rochas, do que qualquer outro fator. Por vêzes, na zona de contato fragmentos/matriz, as rochas exibem coloração muito diversa do restante, em geral levemente avermelhada, sendo tal fato resultante da infiltração neste local de soluções corantes de natureza ferruginosa e de origem secundária. À vista desarmada, fragmentos e matriz parecem ter a mesma composição mineralógica, esta correspondendo à dos sienitos nefelínicos

da região. Isto, contudo, nem sempre se verifica e há amostras em que os fragmentos são praticamente uniminerálicos e constituídos, ora de feldspato alcalino, ora de ferromagnesianos biotita e piroxênio. Não foram encontrados blocos da rocha granítica que serve de encaixante ao corpo alcalino. Da mesma forma, não foram reconhecidos fragmentos de brecha, o que nos leva a acreditar na existência de uma única fase cataclástica. Conclusão análoga foi alcançada por Penalva (1962, p. 119) em seu trabalho sôbre a brecha magmática do Itatiaia.

Do ponto de vista microscópico, fragmentos e matriz, excetuando aqueles de composição uniminerálica, não mostram diferenças marcantes quanto à mineralogia. Feldspato alcalino, nefelina — e seus produtos de alteração — piroxênios e granada são seus componentes essenciais, ocorrendo subordinadamente biotita, titanita, magnetita e apatita. Feições texturais indicativas da ação de esforços dinâmicos foram encontradas, in-

distintamente em fragmentos e matriz, em tôdas as lâminas investigadas. Dentre essas, merece destaque a presença constante de fraturas e fissuras nos grânulos das rochas, ao lado de seu preenchimento por minerais secundários, em especial os de

natureza carbonática: extinção ondulante em feldspatos e outros minerais; encurvamento de linhas de clivagem e estrias de geminação, etc. Não foram encontrados quaisquer vestígios indicativos da presença de estrutura fluidal nessas rochas.



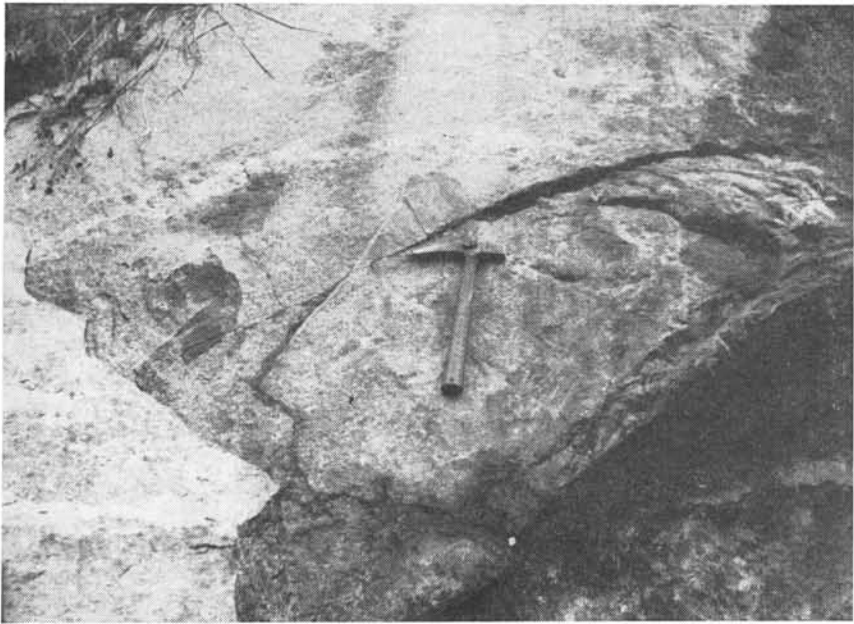


Foto 5 — Afloramento de brecha magmática.

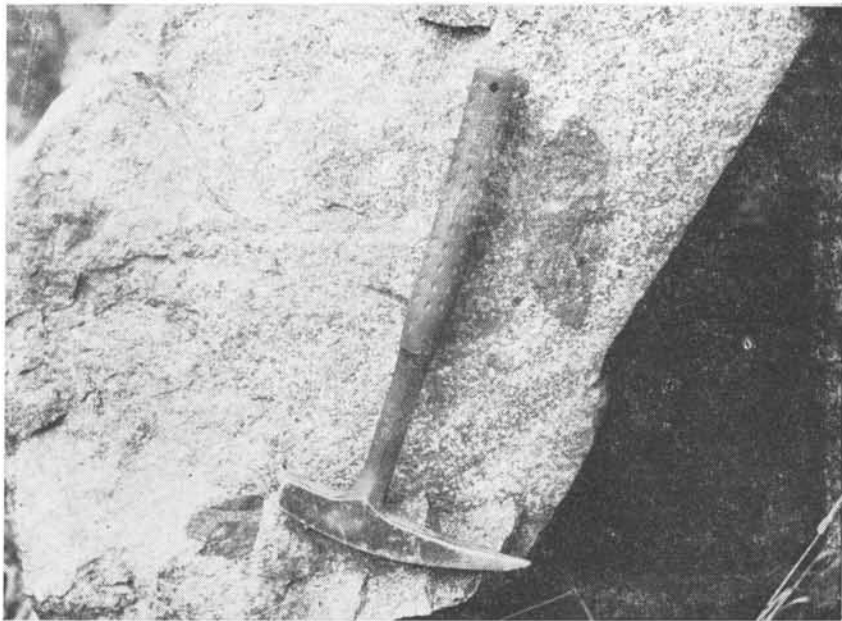


Foto 6 — Afloramento de brecha magmática.

## GEOQUÍMICA

### Introdução

As análises químicas das rochas da província, com exceção das relativas ao wollastonita-melanita-nefelina sienito, cancrinita mariupolito e pulaskito anômalos, estão agrupadas nas Tabelas XXIII a XXVb, com base nas associações mineralógicas presentes e em ordem crescente do índice félsico de Simpson (1954), enquanto que suas normas moleculares, calculadas segundo o método CIPW, integram a Tabela XXIV. Essas análises, recalculadas para 100% com subtração de água total, acham-se representadas nas Tabelas XXVa e XXVb na forma catiônica, com os valores expressos em partes por milhão, ao lado de dados espectrográficos obtidos para 17 elementos traços e também de relações diversas reunindo os seus componentes principais e menores. Constam igualmente dessas tabelas, os valores encontrados para o pêso específico das rochas investigadas.

Como características químicas gerais dessas rochas destacam-se: a pobreza em sílica, abundância em cálcio, álcalis e voláteis, aliadas às concentrações elevadas em V, Nb, Cu, Y e Ba. A riqueza em álcalis é prontamente realçada pelo valor do seu índice "agpaítico" (Ussing, 1911). Esta relação, reunindo o conteúdo total de sódio e potássio pelo teor de alumínio ( $Na + K/Al$  das Tabelas XXVa, XXVb, etc.), varia de 0,58 a 0,89, tendo como valor médio, 0,72. Os índices "agpaíticos" obtidos (inferiores ao valor mínimo de 1,2 estabelecido para as rochas "agpaíticas") formam ao lado das feições mineralógicas, as evidências indicativas, segundo Gerasimovskii (1956) e Sörensen (1960), do caráter tipicamente "miasquítico" das rochas que compõem o maciço.

O grau de alcalinidade da província de Itapirapuã foi estabelecido, de conformidade com Peacock (1931, p. 54), a

partir do diagrama de variação da Fig. 17. Nêle verifica-se que o índice álcali-cálcico é de aproximadamente 43,5, o que possibilita incluir essa ocorrência dentro da série alcalina daquele Autor (*cf.* Peacock a série é denominada alcalina quando o índice é inferior a 51), ou então, na série hiperálcalina de Almeida (1961, p. 166. Este Autor acrescentou às quatro classes de séries eruptivas de Peacock (1931), uma quinta classe, a das séries hiperálcalinas, cujo índice álcali-cálcico não excede a 46. Comparando-se os valores conseguidos por Freitas (1947, p. 108) e Almeida (1955, p. 134; 1961, p. 166), respectivamente, 46,4, 45,2 e 44,0, para os índices álcali-cálcicos das rochas da Ilha de São Sebastião, Arquipélago Fernando de Noronha e Ilha de Trindade com aquêlo citado acima, verifica-se ser Itapirapuã, dentre as províncias nacionais até o presente momento investigadas, a mais fortemente alcalina.

Em traços gerais, os diagramas foram elaborados segundo o esquema formulado por Nockolds e Allen (1953). Contudo, dado o caráter fortemente alcalino das rochas da província, empregamos como base de projeção, o índice félsico de Simpson (1954), expresso pela relação

$$F = \frac{(Na + K) \times 100}{Na + K + Ca}$$

em lugar do índice de Larsen adotado por aquêles Autores. Os dados utilizados na construção dos vários diagramas foram extraídos das Tabelas XXVa e XXVb.

O gráfico da Fig. 18, reunindo pêso específico e índice félsico das rochas investigadas, mostra que a densidade decresce regularmente com o aumento do índice de Simpson (1954). Uma rápida verificação permite notar que, dentro da

TABELA XXIII

Análises químicas

% Pêso	Biotita		Melanita		Melanita-nefelina sienitos					Nefelina sienitos					Tinguaitos									
	melteigito	malignito			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
SiO <sub>2</sub>	40,9	43,4	44,4	47,5	45,7	44,2	46,3	48,1	49,0	49,8	50,1	48,0	53,6	53,9	53,6	52,8	53,0	53,0	52,5					
TiO <sub>2</sub>	2,75	2,15	1,28	1,00	1,07	1,50	1,00	1,00	0,93	0,55	0,44	0,37	0,50	0,12	0,24	0,60	0,35	0,58	0,35					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,1	17,70	16,5	17,5	18,8	18,0	17,3	19,2	20,2	21,0	21,6	22,7	19,7	24,0	21,1	21,4	24,3	21,6	22,5					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,06	6,70	7,68	7,37	4,08	7,34	7,98	4,23	5,80	6,22	3,45	1,55	5,19	2,67	4,35	4,02	2,69	1,35	3,33					
FeO	4,55	1,99	1,95	0,60	1,81	1,60	1,75	1,61	0,40	0,71	0,79	1,03	0,80	1,30	0,44	1,24	0,51	2,16	0,87					
MnO	0,23	0,27	0,29	0,21	0,24	0,28	0,22	0,13	0,14	0,21	—	0,07	0,20	—	0,10	0,19	0,18	—	—					
MgO	3,82	3,24	1,69	0,24	1,76	1,65	1,50	1,28	0,89	—	0,47	0,42	0,63	0,21	—	0,10	0,10	0,12	0,18					
CaO	13,5	12,40	11,40	9,31	9,22	8,64	7,20	6,55	6,05	4,00	3,87	3,59	2,51	2,20	2,55	1,90	1,69	1,69	1,24					
Na <sub>2</sub> O	7,13	6,96	6,72	6,20	8,96	8,76	7,54	7,32	6,50	8,63	9,37	11,30	9,05	7,80	6,21	8,18	9,50	10,40	9,67					
K <sub>2</sub> O	2,26	3,47	4,40	6,76	4,68	4,13	6,25	7,45	7,91	6,81	7,23	7,00	6,46	5,97	9,68	7,16	7,44	6,88	5,75					
H <sub>2</sub> O+	0,95	1,00	2,24	1,63	1,70	0,45	0,37	1,00	0,60	2,04	0,32	2,54	0,55	0,56	0,71	0,24	0,32	0,84	0,32					
H <sub>2</sub> O-	0,11	0,41	0,92	0,43	0,41	0,03	0,09	0,01	0,10	0,30	0,12	0,26	0,03	0,18	0,10	0,05	0,05	0,29	0,11					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,61	0,93	0,96	0,07	0,67	0,61	0,67	0,35	0,35	0,08	0,19	0,14	0,17	0,21	0,43	0,12	0,05	0,29	0,32					
CO <sub>2</sub>	0,47	0,27	0,39	1,08	0,90	0,90	0,98	0,75	0,30	0,11	1,12	1,16	0,69	0,56	0,50	0,06	0,33	1,43	1,90					
S	—	0,15	—	—	—	0,33	0,03	0,06	0,10	0,13	*	0,43	0,11	*	0,03	0,02	0,02	*	*					
Total	99,44	101,44	100,82	99,80	100,00	98,42	99,18	99,05	99,27	100,59	99,07	100,56	100,19	99,68	100,04	98,08	100,53	100,63	99,04					

(\*) não dosado;

(—) não encontrado

Analistas: Glória Berenice C. T. C. Brazão da Silva (L. P. M.) — Amostras: 1, 3 a 5 e 12.

Silvia Lourdes Moro (I. P. T.) — Amostras: 2, 6 a 10, 13, 15 a 17.

Benedito Alves Ferreira (I. G. G.) — Amostras: 11, 14, 18 e 19.

TABELA XXIV

Norma molecular

	Biotita	Melanita	Melanita-nefelina sienitos							Nefelina sienitos							Tinguaitos				
	melteigito	malignito	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Or	12,51	13,62	26,13	40,03	21,13	24,46	27,80	29,47	42,26	40,03	38,09	25,58	38,36	35,56	57,27	42,81	43,92	40,59	33,92		
Ab	—	—	2,62	2,10	—	1,31	—	—	—	5,24	—	—	12,84	27,25	6,03	15,20	9,43	14,15	32,49		
An	5,28	6,67	1,95	—	—	—	—	—	2,50	—	—	—	—	7,23	1,11	0,28	1,67	—	—		
Lc	0,65	5,45	—	—	5,23	—	6,98	11,34	3,49	—	3,71	12,21	—	—	—	—	—	—	—		
Ne	32,66	31,81	29,25	26,69	38,06	36,78	29,54	30,96	29,82	35,22	38,34	42,32	28,26	21,02	25,14	29,25	38,34	31,81	19,03		
Nc	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,85	2,86	
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,94	—	—	—	—	—	—	3,16
Ac	—	—	—	—	5,08	4,16	8,32	4,16	—	2,31	7,39	4,16	10,16	—	—	—	—	—	—	3,70	—
Ns	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,93	—	—	—	—	—	—	1,59	—
Wo	11,02	9,40	4,87	0,70	5,10	4,76	4,29	3,71	2,55	—	1,39	1,97	1,86	—	—	—	0,23	0,23	—	—	
Di	En	9,50	8,10	4,20	0,60	4,40	4,10	3,70	3,20	2,20	—	1,20	1,00	1,60	—	—	0,20	0,20	—	—	
Fs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,92	—	—	—	—	—	—	—	
Fo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,35	—	—	—	—	0,21	0,40
Ol																					
Fa	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,25	—
Wo	9,63	10,67	14,50	15,43	9,86	9,40	6,26	7,19	6,67	8,00	3,71	2,32	1,51	—	2,44	3,60	1,67	—	—		
Mt	7,42	0,34	3,25	—	3,25	0,46	3,25	2,55	—	0,93	1,16	—	1,60	3,71	0,93	2,78	1,16	—	1,86		
Hm	—	6,48	5,44	7,36	0,16	5,60	2,88	0,96	5,76	4,80	0,16	—	0,48	0,16	3,68	2,08	1,92	—	2,08		
Il	5,17	4,10	2,43	1,67	2,13	2,89	1,98	1,82	0,84	1,06	0,91	0,76	0,91	0,30	0,46	1,22	0,61	1,06	0,61		
Pf	—	—	—	0,27	—	—	—	—	0,83	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Ap	3,70	2,02	2,35	—	1,68	1,34	1,68	0,67	0,67	—	—	—	—	—	—	1,01	—	—	0,67	0,67	
Pr	—	0,30	—	—	—	0,60	—	0,12	0,18	0,24	—	0,36	0,12	—	—	—	—	—	—	—	
Cc	1,10	0,60	0,90	2,50	2,00	2,00	2,30	1,70	0,70	0,20	2,50	2,70	1,60	1,30	1,10	—	0,70	2,40	1,60		
H <sub>2</sub> O	1,06	1,41	3,16	1,96	2,11	0,48	0,46	1,02	0,70	2,34	0,44	2,80	0,58	0,74	0,81	0,29	0,37	1,13	0,43		
Total	99,70	100,97	101,05	99,31	100,19	98,34	99,46	98,87	99,22	100,37	98,56	100,03	99,88	99,56	99,98	97,94	100,22	100,41	99,11		

TABELA XXVa

Análises químicas

S	ppm	Biotita	Melanita	Melanita-nefelina sienitos								
		melteigito	malignito	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Si <sup>4+</sup>	194.10 <sup>3</sup>	203.10 <sup>3</sup>	212.10 <sup>3</sup>	226.10 <sup>3</sup>	218.10 <sup>3</sup>	211.10 <sup>3</sup>	219.10 <sup>3</sup>	229.10 <sup>3</sup>	232.10 <sup>3</sup>		
	Al <sup>3+</sup>	87.10 <sup>3</sup>	94.10 <sup>3</sup>	89.10 <sup>3</sup>	95.10 <sup>3</sup>	102.10 <sup>3</sup>	97.10 <sup>3</sup>	93.10 <sup>3</sup>	104.10 <sup>3</sup>	108.10 <sup>3</sup>		
	Ti <sup>4+</sup>	17.10 <sup>3</sup>	13.10 <sup>3</sup>	8.10 <sup>3</sup>	6.10 <sup>3</sup>	6.10 <sup>3</sup>	9.10 <sup>3</sup>	6.10 <sup>3</sup>	6.10 <sup>3</sup>	6.10 <sup>3</sup>		
	Fe <sup>3+</sup>	36.10 <sup>3</sup>	47.10 <sup>3</sup>	55.10 <sup>3</sup>	53.10 <sup>3</sup>	29.10 <sup>3</sup>	52.10 <sup>3</sup>	57.10 <sup>3</sup>	30.10 <sup>3</sup>	41.10 <sup>3</sup>		
	Mg <sup>2+</sup>	23.10 <sup>3</sup>	19.10 <sup>3</sup>	10.10 <sup>3</sup>	1.10 <sup>3</sup>	11.10 <sup>3</sup>	10.10 <sup>3</sup>	9.10 <sup>3</sup>	8.10 <sup>3</sup>	5.10 <sup>3</sup>		
	Fe <sup>2+</sup>	36.10 <sup>3</sup>	15.10 <sup>3</sup>	15.10 <sup>3</sup>	5.10 <sup>3</sup>	14.10 <sup>3</sup>	13.10 <sup>3</sup>	14.10 <sup>3</sup>	13.10 <sup>3</sup>	3.10 <sup>3</sup>		
	Na <sup>+</sup>	54.10 <sup>3</sup>	52.10 <sup>3</sup>	51.10 <sup>3</sup>	47.10 <sup>3</sup>	68.10 <sup>3</sup>	66.10 <sup>3</sup>	57.10 <sup>3</sup>	55.10 <sup>3</sup>	49.10 <sup>3</sup>		
	Ca <sup>2+</sup>	98.10 <sup>3</sup>	89.10 <sup>3</sup>	83.10 <sup>3</sup>	68.10 <sup>3</sup>	67.10 <sup>3</sup>	63.10 <sup>3</sup>	52.10 <sup>3</sup>	48.10 <sup>3</sup>	44.10 <sup>3</sup>		
	K <sup>+</sup>	19.10 <sup>3</sup>	29.10 <sup>3</sup>	37.10 <sup>3</sup>	57.10 <sup>3</sup>	40.10 <sup>3</sup>	35.10 <sup>3</sup>	52.10 <sup>3</sup>	63.10 <sup>3</sup>	66.10 <sup>3</sup>		
3	Be <sup>2+</sup>	nd	11	10	11	7,2	9,3	5,8	6,5	8		
3	Ga <sup>3+</sup>	18	22	22	27	21	11	37	30	34		
1	Cr <sup>3+</sup>	96	5	15	10	12	6	13	9	7,4		
3	V <sup>3+</sup>	168	230	270	400	180	172	156	200	200		
1	Mo <sup>4+</sup>	11	nd	17	12	12	12	6	6,8	7,8		
10	Nb <sup>5+</sup>	170	200	104	180	133	630	155	225	190		
3	Sn <sup>4+</sup>	19	25	19	24	9,5	7,8	28	14	14		
1	Ni <sup>2+</sup>	60	11	11	18	8	8	8,6	3	3,1		
1	Co <sup>2+</sup>	13	13	7,8	3	7,4	6,3	6	5,2	4,7		
0,3	Cu <sup>2+</sup>	150	160	60	48	140	150	150	80	80		
1	Sc <sup>3+</sup>	26	8,6	nd	nd	nd	2,5	nd	4	3,2		
10	Zr <sup>4+</sup>	340	500	740	830	370	345	280	370	410		
10	Y <sup>3+</sup>	62	115	124	280	54	90	48	49	58		
30	La <sup>3+</sup>	420	420	220	nd	180	220	160	136	68		
10	Sr <sup>2+</sup>	920	700	760	570	840	740	640	590	490		
5	Pb <sup>2+</sup>	38	38	19	17	43	110	36	34	51		
5	Ba <sup>2+</sup>	380	2000	1200	3200	2800	5400	3000	4800	3200		
	Ga x 1000/Al	0,21	0,23	0,25	0,28	0,21	0,11	0,40	0,29	0,31		
	Cr x 1000/Mg	4,1	0,26	1,4	7,1	1,1	0,59	1,4	1,1	1,5		
	V x 1000/Mg	7,2	12,1	25,9	285,7	16,7	17,2	17,3	25,0	40,0		
	Ni x 1000/Mg	2,6	0,58	1,1	12,8	0,74	0,80	0,95	0,37	0,62		
	Co x 1000/Mg	0,56	0,68	0,75	2,1	0,68	0,63	0,66	0,65	0,94		
	Sc x 1000/Mg	1,1	0,44	—	—	—	0,51	—	0,51	0,59		
	Fe/Mg	3,1	3,3	6,8	41,0	4,0	6,5	7,9	5,4	8,8		
	Cr x 1000/Fe	1,3	0,08	0,21	0,17	0,27	0,09	0,18	0,21	0,17		
	V x 1000/Fe	2,3	3,7	3,8	7,0	4,1	2,6	2,2	4,6	4,5		
	Co x 1000/Fe	0,18	0,21	0,11	0,05	0,17	0,09	0,08	0,12	0,11		
	Sc x 1000/Fe	0,36	0,14	—	—	—	0,08	—	0,09	0,07		
	Y x 1000/Ca	0,63	1,3	1,5	4,1	0,80	1,4	0,92	1,0	1,3		
	Sr x 100/Ca	0,94	0,79	0,91	0,84	1,2	1,2	1,2	1,2	1,1		
	Sr x 100/Ca + K	0,78	0,48	0,63	0,45	0,78	0,75	0,61	0,53	0,44		
	Ba x 100/K	2,0	3,5	3,2	5,6	7,0	12,0	5,8	7,6	4,8		
	Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup>	42,8	38,4	41,7	35,2	26,9	36,9	37,1	25,4	26,8		
	Alk	43,3	49,6	52,2	63,9	66,4	57,4	58,1	70,0	69,9		
	Mg	13,9	12,0	6,1	0,9	6,7	5,7	4,8	4,6	3,3		
	Na + K/Al	0,58	0,59	0,67	0,74	0,72	0,72	0,80	0,77	0,71		
	Pêso específico	0,91	2,91	2,83	2,76	2,71	2,80	2,78	2,78	2,77		
	(Na+K) x 100/Na+K+Ca	42,6	47,4	51,5	60,6	61,5	61,6	67,7	71,3	72,5		

(S) limite de sensibilidade; (nd) não detectado; (—) não encontrado;

TABELA XXVb

## Análises químicas

S	ppm	Nefelina sienitos								Tinguaitos	
		10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	Si <sup>4+</sup>	236.10 <sup>3</sup>	237.10 <sup>3</sup>	229.10 <sup>3</sup>	251.10 <sup>3</sup>	254.10 <sup>3</sup>	252.10 <sup>3</sup>	252.10 <sup>3</sup>	247.10 <sup>3</sup>	248.10 <sup>3</sup>	248.10 <sup>3</sup>
	Al <sup>3+</sup>	113.10 <sup>3</sup>	116.10 <sup>3</sup>	123.10 <sup>3</sup>	105.10 <sup>3</sup>	123.10 <sup>3</sup>	112.10 <sup>3</sup>	116.10 <sup>3</sup>	129.10 <sup>3</sup>	115.10 <sup>3</sup>	121.10 <sup>3</sup>
	Ti <sup>4+</sup>	3.10 <sup>3</sup>	3.10 <sup>3</sup>	2.10 <sup>3</sup>	3.10 <sup>3</sup>	1.10 <sup>3</sup>	1.10 <sup>3</sup>	4.10 <sup>3</sup>	2.10 <sup>3</sup>	3.10 <sup>3</sup>	2.10 <sup>3</sup>
	Fe <sup>3+</sup>	44.10 <sup>3</sup>	24.10 <sup>3</sup>	11.10 <sup>3</sup>	36.10 <sup>3</sup>	19.10 <sup>3</sup>	31.10 <sup>3</sup>	29.10 <sup>3</sup>	19.10 <sup>3</sup>	9.10 <sup>3</sup>	24.10 <sup>3</sup>
	Mg <sup>2+</sup>	—	3.10 <sup>3</sup>	3.10 <sup>3</sup>	4.10 <sup>3</sup>	1.10 <sup>3</sup>	—	1.10 <sup>3</sup>	1.10 <sup>3</sup>	1.10 <sup>3</sup>	1.10 <sup>3</sup>
	Fe <sup>2+</sup>	6.10 <sup>3</sup>	6.10 <sup>3</sup>	8.10 <sup>3</sup>	6.10 <sup>3</sup>	10.10 <sup>3</sup>	3.10 <sup>3</sup>	10.10 <sup>3</sup>	4.10 <sup>3</sup>	17.10 <sup>3</sup>	7.10 <sup>3</sup>
	Na <sup>+</sup>	65.10 <sup>3</sup>	70.10 <sup>3</sup>	86.10 <sup>3</sup>	67.10 <sup>3</sup>	58.10 <sup>3</sup>	46.10 <sup>3</sup>	62.10 <sup>3</sup>	70.10 <sup>3</sup>	77.10 <sup>3</sup>	73.10 <sup>3</sup>
	Ca <sup>2+</sup>	29.10 <sup>3</sup>	28.10 <sup>3</sup>	26.10 <sup>3</sup>	18.10 <sup>3</sup>	16.10 <sup>3</sup>	18.10 <sup>3</sup>	14.10 <sup>3</sup>	12.10 <sup>3</sup>	12.10 <sup>3</sup>	9.10 <sup>3</sup>
	K <sup>+</sup>	57.10 <sup>3</sup>	61.10 <sup>3</sup>	59.10 <sup>3</sup>	54.10 <sup>3</sup>	50.10 <sup>3</sup>	81.10 <sup>3</sup>	61.10 <sup>3</sup>	62.10 <sup>3</sup>	57.10 <sup>3</sup>	48.10 <sup>3</sup>
3	Be <sup>2+</sup>	3,6	4	3,6	11	3,4	5	6,5	8,5	9,4	11
3	Ga <sup>3+</sup>	36	31	28	27	28	24	24	27	37	36
1	Cr <sup>3+</sup>	2,8	1,3	9	3,4	2,8	1,4	nd	1,4	1,3	1,3
3	V <sup>3+</sup>	164	76	70	80	70	108	84	88	44	54
1	Mo <sup>4+</sup>	7	5	6	5	6	7	4,3	4,3	15	8
10	Nb <sup>5+</sup>	155	62	25	180	31	50	175	190	150	180
3	Sn <sup>4+</sup>	16	4,6	4	24	4	4	6,3	9,5	4,7	6,3
1	Ni <sup>2+</sup>	6,5	2,7	2,4	5,2	2,7	2,8	3,1	3,1	3,2	4,7
1	Co <sup>2+</sup>	5	3,3	3,3	4	1,6	1,5	2,7	2,8	3,3	2,3
0,3	Cu <sup>2+</sup>	140	140	20	80	100	44	32	140	110	80
1	Sc <sup>3+</sup>	4	3,2	nd	6,6	2	3,2	nd	3,2	2,6	nd
10	Zr <sup>4+</sup>	500	250	150	870	240	200	350	450	440	630
10	Y <sup>3+</sup>	43	13	35	63	5,5	11	24	36	20	35
30	La <sup>3+</sup>	252	88	nd	460	68	68	nd	106	170	154
10	Sr <sup>2+</sup>	820	780	1000	620	740	570	560	570	370	540
5	Pb <sup>2+</sup>	142	19	19	43	13	51	17	34	83	83
5	Ba <sup>2+</sup>	3600	3200	3000	1080	320	3200	1200	1540	100	200
	Ga x 1000/Al	0,32	0,27	0,23	0,26	0,22	0,21	0,21	0,21	0,32	0,30
	Cr x 1000/Mg	—	0,45	3,5	0,85	2,1	—	—	2,3	1,9	1,2
	V x 1000/Mg	—	26,2	26,9	20,0	53,8	—	1400	146,6	62,9	49,1
	Ni x 1000/Mg	—	0,95	0,92	1,3	2,1	—	5,2	5,2	4,6	4,3
	Co x 1000/Mg	—	1,1	1,3	1,0	1,2	—	4,5	4,7	4,7	2,1
	Sc x 1000/Mg	—	1,1	—	1,7	1,5	—	—	5,3	3,7	—
	Fe/Mg	—	10,6	7,4	10,5	22,4	—	65,0	38,3	37,9	27,7
	Cr x 1000/Fe	0,06	0,04	0,47	0,08	0,09	0,04	—	0,06	0,05	0,04
	V x 1000/Fe	3,3	2,5	3,6	1,9	2,4	3,2	2,1	3,8	1,7	1,8
	Co x 1000/Fe	0,10	0,10	1,7	0,09	0,05	0,04	0,07	0,12	0,12	0,07
	Sc x 1000/Fe	0,08	0,10	—	0,21	0,07	0,94	—	0,14	0,10	—
	Y x 1000/Ca	1,5	0,46	1,3	3,5	0,34	0,61	1,7	3,0	1,6	3,9
	Sr x 100/Ca	2,8	2,8	3,8	3,4	4,6	3,2	4,0	4,7	3,1	6,0
	Sr x 100/Ca + K	0,95	0,89	1,2	0,77	1,1	0,57	0,74	1,2	0,53	0,94
	Ba x 100/K	6,3	5,3	5,0	1,7	0,64	3,9	2,0	2,5	0,17	0,41
	Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup>	28,9	18,6	11,5	25,4	21,0	21,1	23,8	14,6	16,4	20,0
	Alk	71,1	79,6	87,0	72,3	78,0	78,9	75,8	85,0	83,2	79,3
	Mg	—	1,8	1,5	2,3	1,0	—	0,4	0,4	0,4	0,7
	Na + K/Al	0,73	0,77	0,81	0,79	0,57	0,75	0,72	0,70	0,80	0,68
	Pêso específico	2,69	2,65	2,59	2,73	2,63	2,65	2,69	2,70	2,55	2,58
	(Na+K) x 100/(Na+K+Ca)	80,9	82,4	84,7	87,1	87,2	87,4	89,9	91,7	91,8	93,1

(S) limite de sensibilidade; (nd) não detectado; (—) não encontrado;

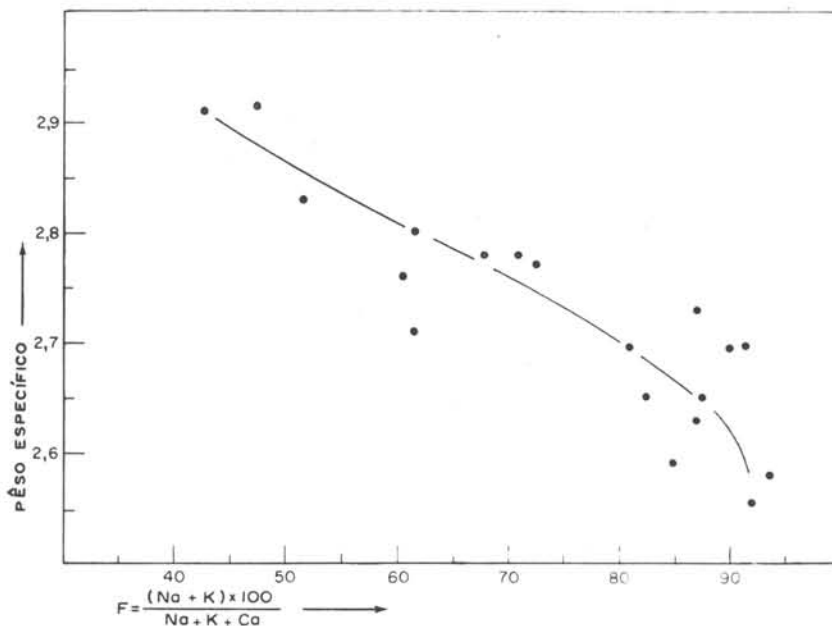


Fig. 18 — Gráfico relacionando o peso específico e o índice félsico (F) das rochas de Itapirapuã.

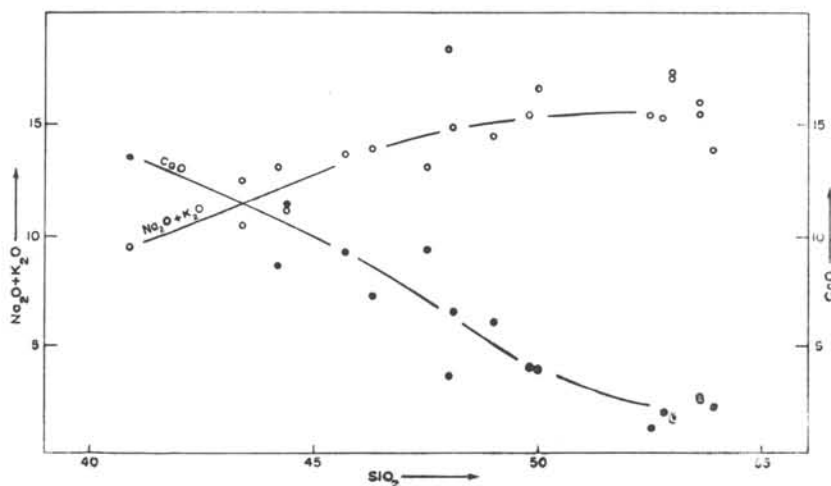


Fig. 17 — Índice álcali-cálcico das rochas alcalinas de Itapirapuã.

série estudada, o peso específico passa de um valor máximo de 2,91, no biotita melteigito e melanita malignito, a um mínimo de 2,55, no tinguaió.

O diagrama da Fig. 19 mostra a distribuição dos elementos traços, incluindo as médias aritméticas determinadas, para as rochas de Itapirapuã, à exceção

dos carbonatitos (A), de Magnet Cove, Arkansas, E.U.A. (B), alcalinas do Brasil (C), exclusive Itapirapuã e alcalinas mundiais (D). Os dados sobre as rochas de Magnet Cove e do Brasil foram extraídos, respectivamente, dos trabalhos de Erickson e Blade (1963) e Guimarães e Dutra (1962), excluindo-se,

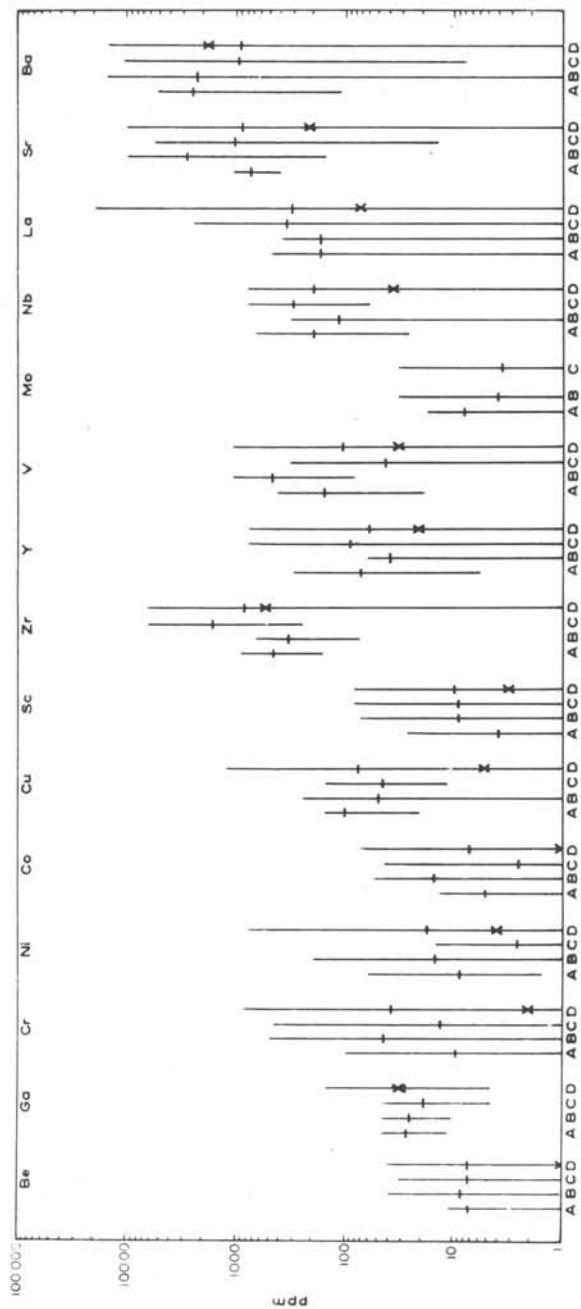


Fig. 19 — Gráfico mostrando a variação no conteúdo em elementos traços das rochas de Itapirapua (A), Magnet Cove (B), alcalinas brasileiras (C) e mundiais (D). Os valores médios, determinados para cada elemento, estão assinalados por um pequeno traço horizontal. Uma segunda média, obtida por Turekian e Wedepohl (1961) e representada por uma marca na forma de cruz, é fornecida para as rochas alcalinas mundiais.



contudo, dêste último os valores referentes às províncias oceânicas, visto que a totalidade dos dados existentes na literatura dizem respeito às alcalinas continentais. Os dados relativos às alcalinas mundiais foram compilados pelo autor do presente trabalho a partir das seguintes fontes: Butler (1954), Butler e Smith (1962), Degenhardt (1957), Erickson e Blade (1963), Gerasimovskii e Belyayev (1963a), Gerasimovskii e Belyayev (1963b), Gordon e Murata (1952), Guimarães e Dutra (1962), Heier (1964), Hewitt (1960), Siedner (1965), Temple e Grogan (1965), Turekian e Kulp (1956), Upton (1960), Yeremen-

ko, Walter e Klimenchuk (1963). Dois valores médios são fornecidos para as alcalinas mundiais, sendo o primeiro deles correspondente à média aritmética dada por Turekian e Wedepohl (1961; assinalada por uma marca na forma de cruz) e o segundo, referente à média conseguida por C.B.G., utilizando os dados que constam das fontes acima citadas. A precariedade dos dados utilizados por Turekian e Wedepohl (1961) levou o autor da presente obra a executar um trabalho compilativo com vistas à obtenção de um valor médio que melhor refletisse a concentração dos vários elementos nesse grupo particular de rochas.

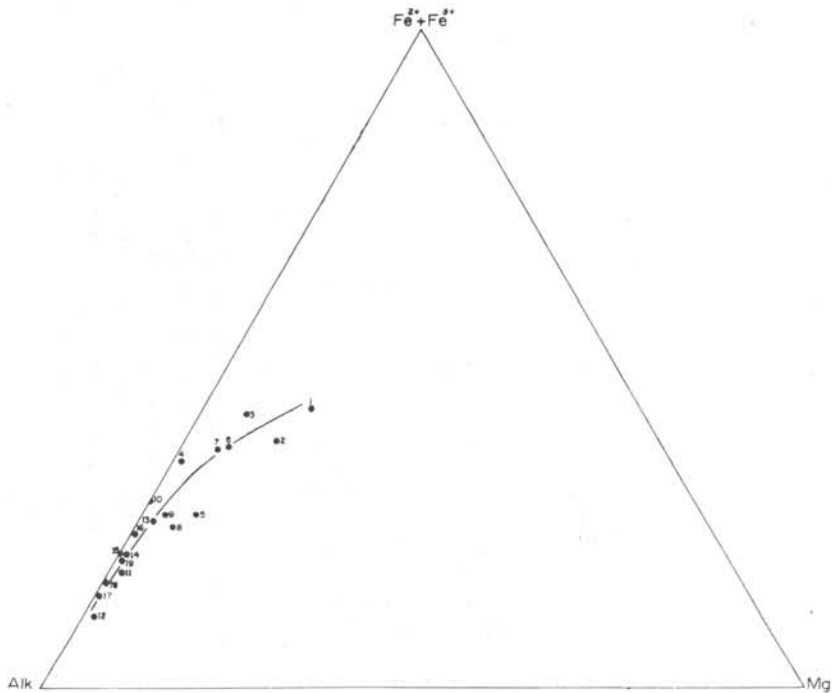


Fig. 20 — Diagrama de variação MFA para as rochas alcalinas de Itapirapuã.

O diagrama triangular  $Fe:Alk:Mg$ , onde  $Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+}$  e  $Alk = Na + K$  é dado na Fig. 20 e foi obtido a partir de dados contidos nas Tabelas XXVa e XXVb. A curva obtida, com a sua concavidade voltada para o vértice Mg, tem um comportamento caracterizado por acentuado enriquecimento em álcalis, em detrimento de ferro e mag-

nésio. O empobrecimento dêste último faz-se de maneira tão drástica, que chega a existir, dentro da província, rochas inteiramente desprovidas de magnésio.

Os diagramas de variação dos elementos principais, traços e algumas de suas relações com o índice félsico estão representadas nas Figs. 21 a 26. A análise do comportamento dos vários elemen-

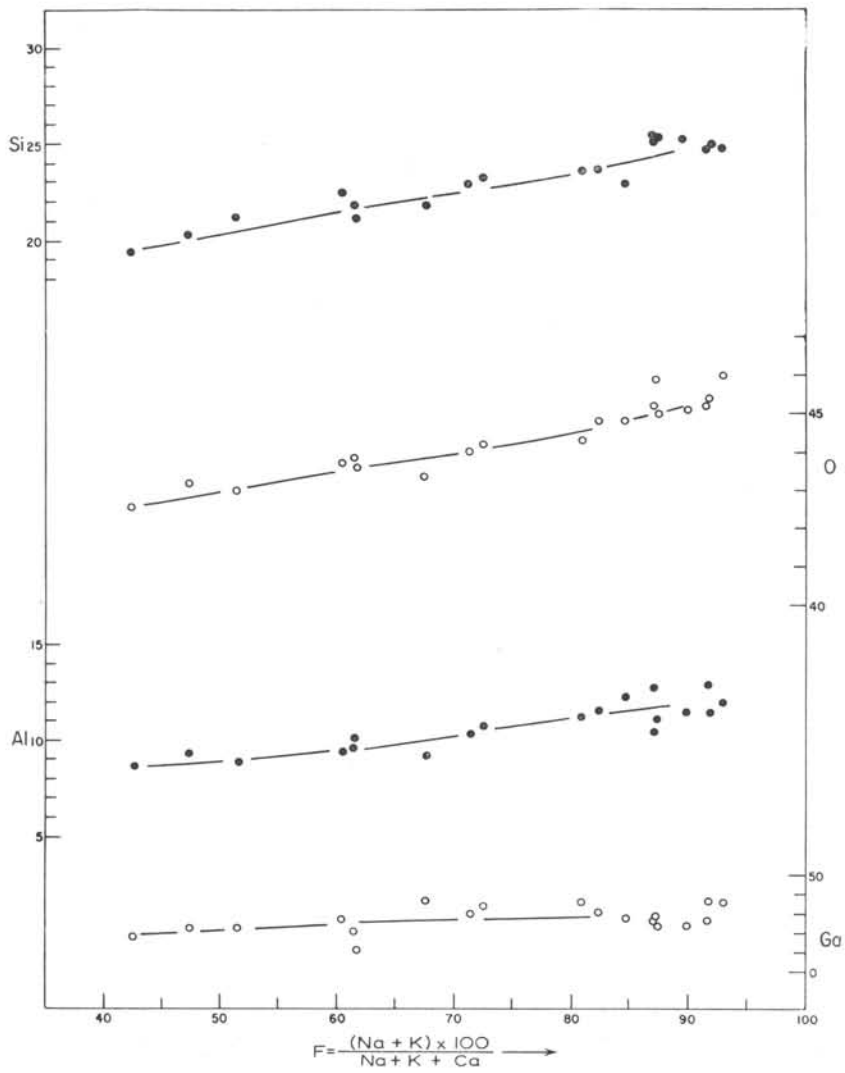


Fig. 21 — Diagramas de variação reunindo Si, Al, O e Ga e o índice félsico (F) de Simpson (1954). Elementos principais expressos em % em pês e elementos traços em ppm.

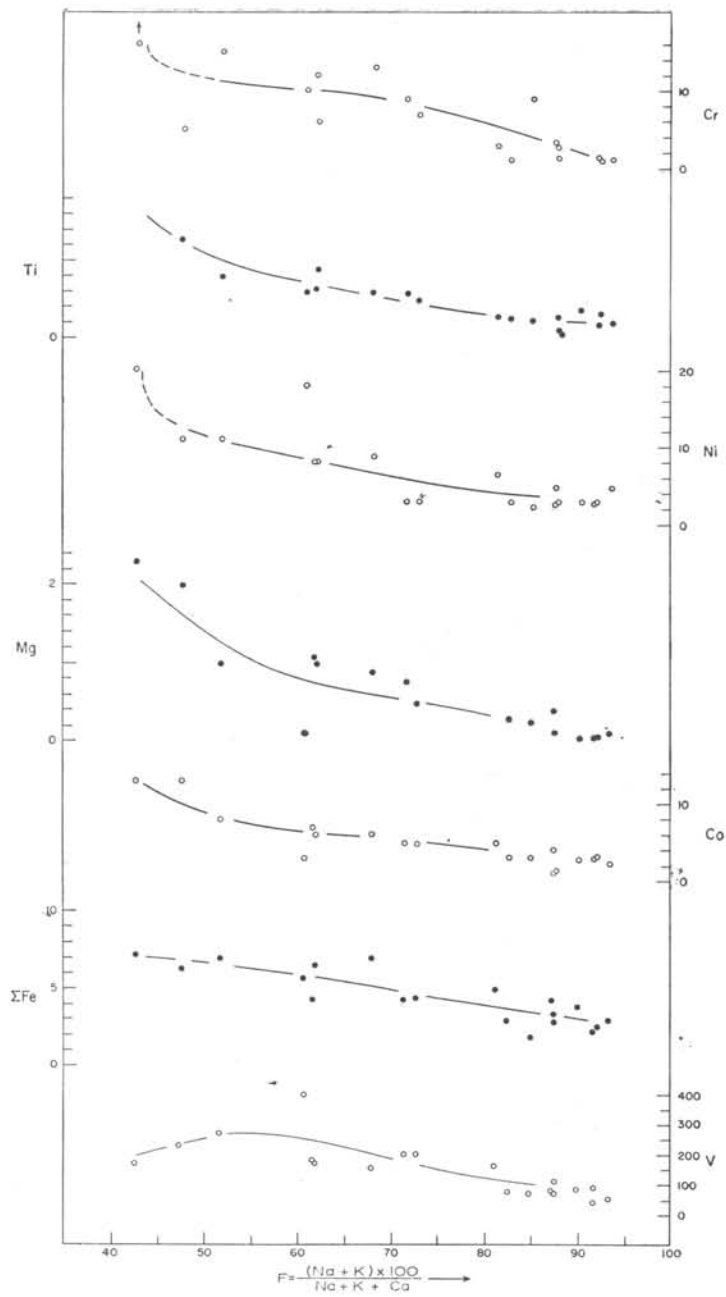


Fig. 22 — Diagramas de variação reunindo Ti, Mg,  $\Sigma$  Fe, Cr, Ni, Co e V e o índice félsico (F) de Simpson (1954). Elementos principais expressos em % em pêsos e elementos traços em ppm.

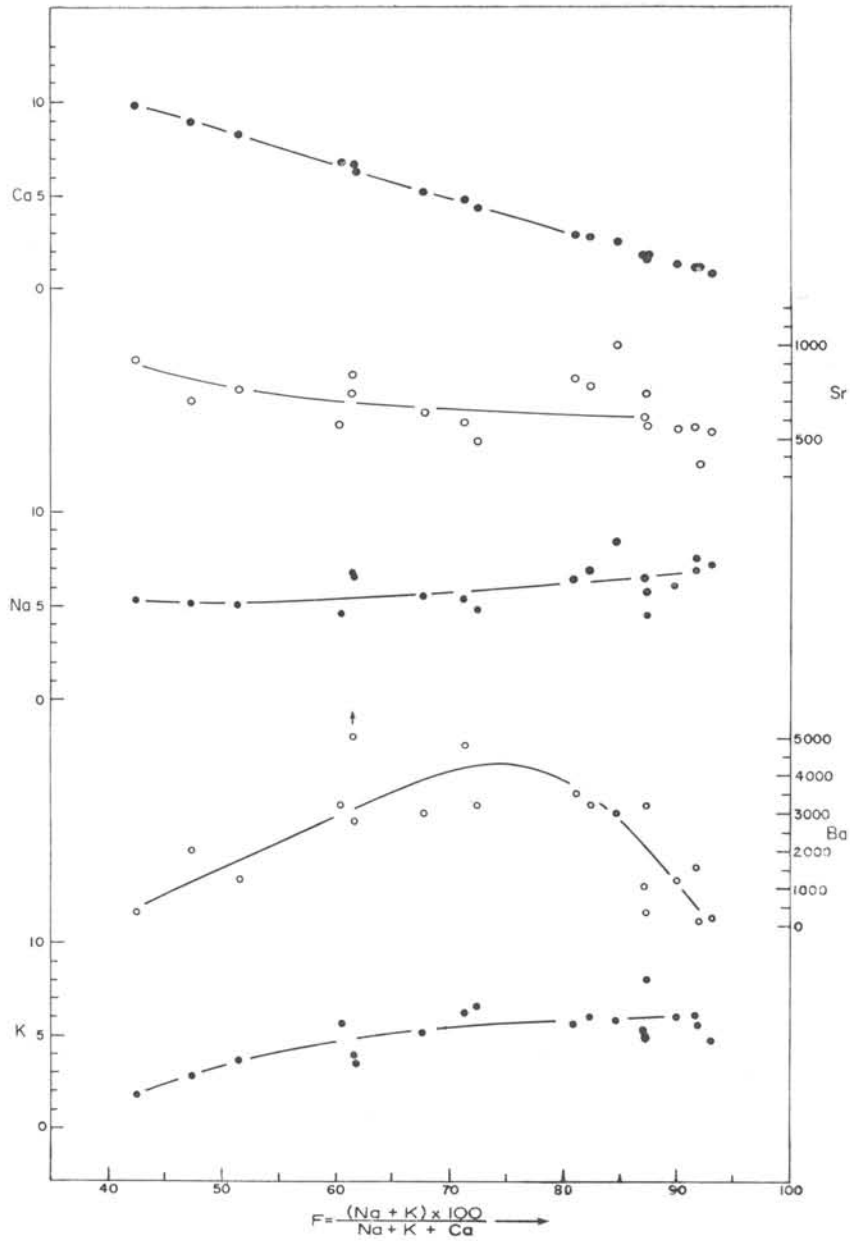


Fig. 23 — Diagramas de variação reunindo Ca, Na, K, Sr e Ba e o índice félsico (F) de Simpson (1954). Elementos principais expressos em % em peso e elementos traços em ppm.

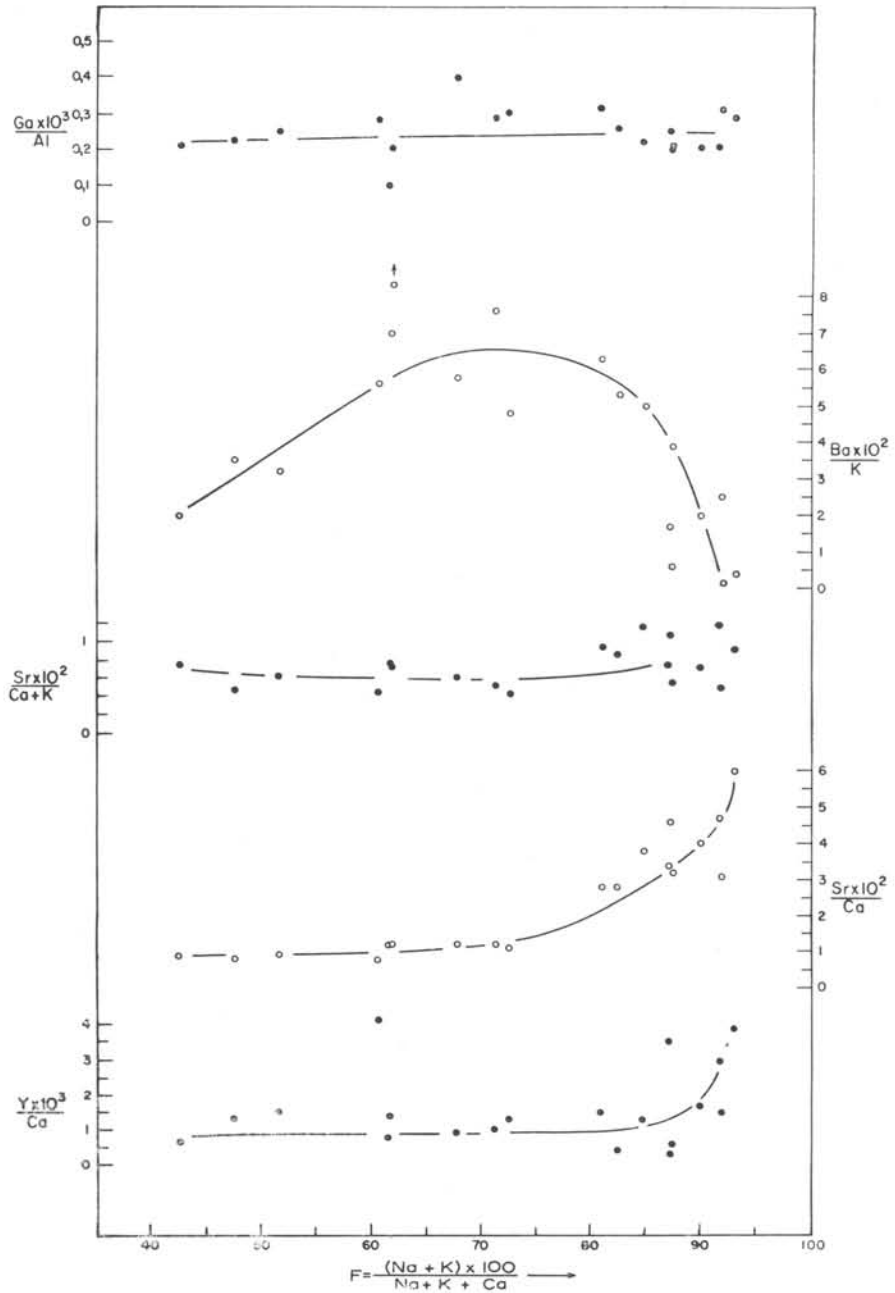


Fig. 24 — Diagramas de variação reunindo as relações entre elementos principais e traços e o índice félsico (F) de Simpson (1954). Todos os valores são dados em ppm.

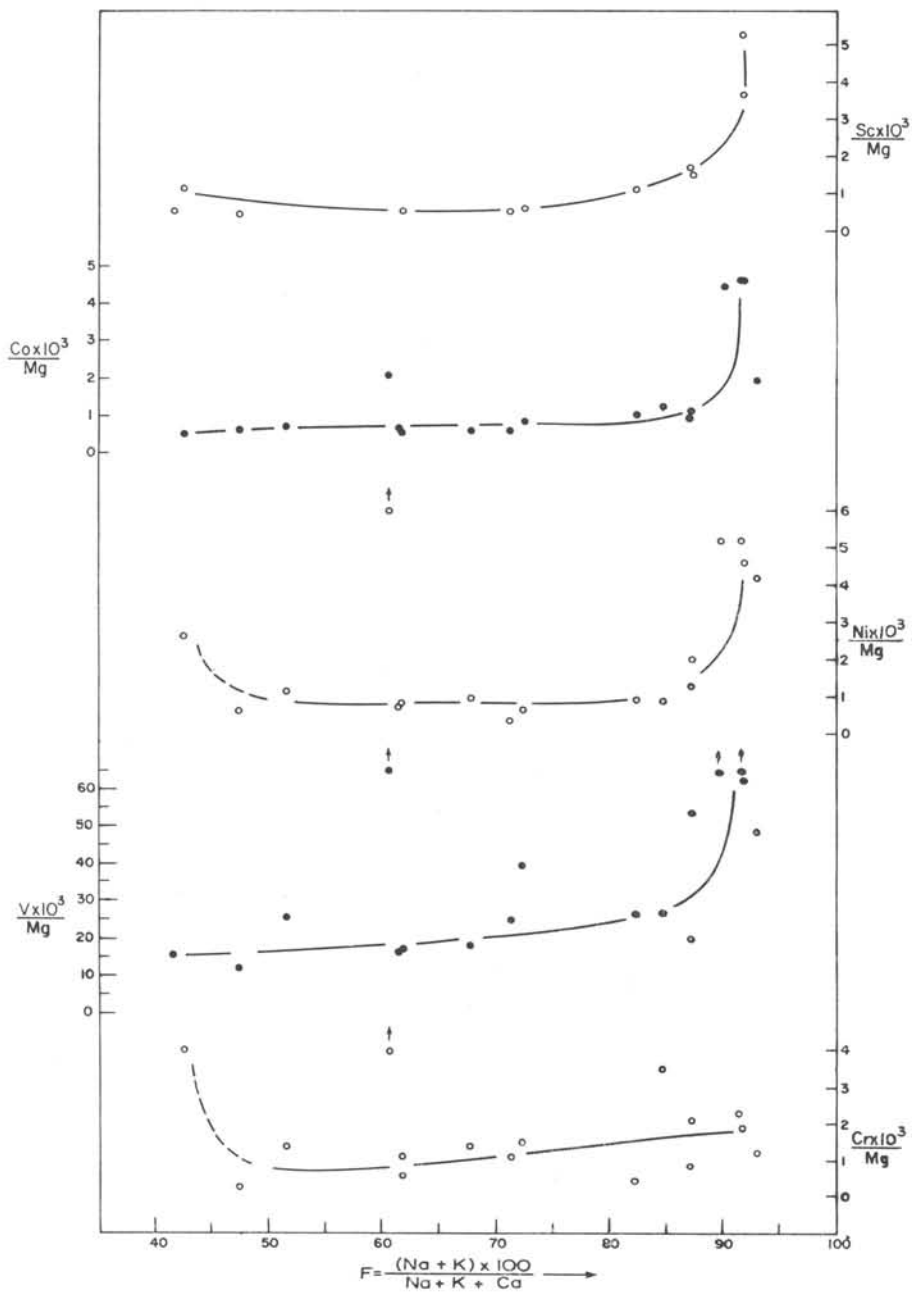


Fig. 25. — Diagramas de variação reunindo as relações entre elementos principais e traços e o índice félsico (F) de Simpson (1954). Todos os valores são dados em ppm.

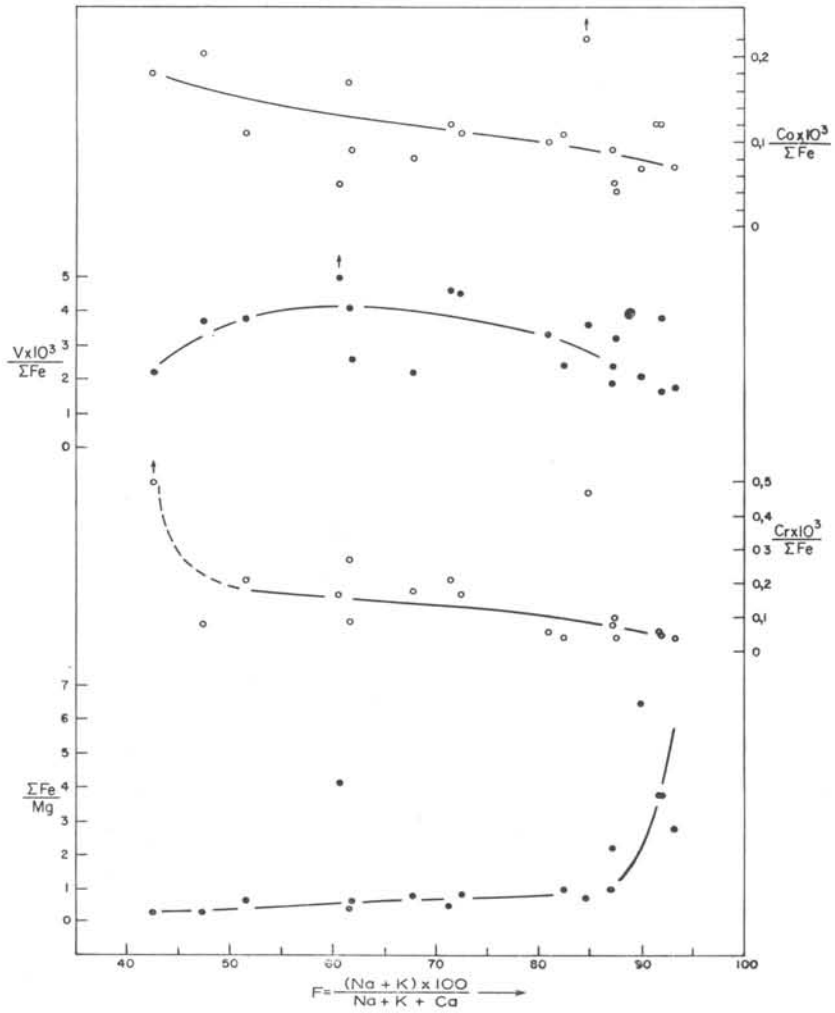


Fig. 26 — Diagramas de variação reunindo as relações entre elementos principais e traços e o índice félsico (F) de Simpson (1954). Todos os valores são dados em ppm.

tos, incluindo os dados relativos aos carbonatitos (Tabela XXI), será feita no item seguinte. Os valores fornecidos para raio iônico (em Angstrom), eletronegatividade e potencial de ionização (em volts), foram extraídos, respectivamente, dos trabalhos de Ahrens (1952), Gordy e Thomas (1956) e Moore (1958).

### Distribuição dos elementos

#### Silício e Oxigênio

Ambos os elementos crescem linearmente ao longo da série (Fig. 21), com a relação Si:O passando de 1:2, no extremo máfico da curva, a 1:1,8, na sua parte félsica. O conteúdo em O dessas rochas não é fornecido nas Tabelas XXVa e XXVb, todavia, pode ser obtido diretamente das mesmas, subtraindo-se de 100 a proporção total dos cátions presentes.

#### Alumínio e Gálio

A curva do alumínio (Fig. 21) mostra razoável paralelismo com as do silício e oxigênio, enquanto que a do gálio cresce, em sentido idêntico ao das demais, porém, de forma extremamente suave. A relação  $Ga \times 1000/Al$ , variável de 0,11 a 0,40 e tendo em 0,25 o seu valor médio, tem um comportamento praticamente horizontal através da série, como se vê na Fig. 24. O aumento progressivo na concentração de Ga, caminhando das rochas mais básicas às mais ácidas da província, favorece as conclusões alcançadas por Goldschmidt e Peters (1931), Shaw (1957), Borisenok (1959) e Siedner (1965), que advogam a idéia de que esse elemento é acumulada no curso da cristalização fracionada.

A coerência geoquímica entre os pares  $Ga^{3+}$  e  $Al^{3+}$  e  $Ga^{3+}$  e  $Fe^{3+}$ , como apontada por Taylor (1966, p. 181) e atribuída à similaridade dos valores do raio iônico ( $Ga^{3+} = 0,62$ ;  $Al^{3+} = 0,51$  e  $Fe^{3+} = 0,64$ ) e potencial de ionização ( $Ga^{3+} = 30,7$ ;  $Al^{3+} = 28,4$  e  $Fe^{3+} = 30,6$ ), leva-nos a acreditar que esse elemento está presente nas rochas de Itapirapuã associado principalmente a dois grupos de minerais: a) grupo félsico, constituído de feldspatos e feldspa-

tóides, quando então substitui a  $Al^{3+}$  e b) grupo máfico, representado por magnetita, piroxênios e granadas, quando então ocupa a posição do  $Fe^{3+}$ .

O campo de variação do gálio para as rochas analisadas de Itapirapuã é similar ao mostrado pelas rochas de Magnet Cove e situa-se dentro do estabelecido para as alcalinas mundiais (Fig. 19). Os teores médios de Ga obtidos deram os seguintes valores: 28 ppm para Itapirapuã (média aritmética de 22 análises) e 27 ppm para Magnet Cove, enquanto que as médias calculadas para as alcalinas mundiais acusaram 30 (cf. Turekian e Wedepohl, 1961) e 28 ppm (cf. dados por nós coligidos). O teor médio para as alcalinas brasileiras é de 18,5 ppm.

Teor médio em Ga dos carbonatitos de Itapirapuã, 12,5 ppm (Tabela XXI), é inferior ao dos demais grupos de rochas da província (ver Tabela XXVI). Tal fato não constitui surpresa face à natureza essencialmente carbonática do material residual. Nos carbonatitos,  $Ga^{3+}$  associa-se aos feldspatos e ocupa a posição do  $Al^{3+}$  na estrutura desses minerais. O conteúdo elevado em gálio das rochas de Itapirapuã (12,5 ppm), reflexo da presença de feldspatos (Tabela XX), situa-se acima dos valores fornecidos por Gold (1966) para a sua composição "média" e "típica" de carbonatitos, respectivamente 2,6 e 2,4 (Tabela XXII).

#### Titânio

A curva do titânio, após sofrer uma queda brusca no seu extremo máfico, mostra um decréscimo menos acentuado e regular com o aumento do índice félsico (Fig. 22). Titânio concentra-se, praticamente, em todos os minerais escuros existentes nessas rochas (titanita, piroxênios, magnetita, etc.) e especialmente nas granadas, variedade melanita, onde representa um dos seus principais componentes químicos.

#### Magnésio e Ferro

O teor em magnésio das rochas de Itapirapuã diminui à medida que o seu



índice félsico aumenta, o mesmo sucedendo com o conteúdo em ferro total (Fig. 22); contudo, enquanto a curva do ferro decresce de modo uniforme, a do magnésio o faz de forma distinta, tendo como característica principal um declive bem mais acentuado nos primeiros estádios de seu desenvolvimento. A relação Fe total/Mg, representada na Fig. 26, aumenta suave e progressivamente em direção ao extremo félsico da série até a altura do índice 85, quando então sofrendo forte curvatura termina por crescer bruscamente até o final. Essa inflexão, refletindo concentração relativa de Fe nos resíduos magmáticos e decorrente do conteúdo extremamente baixo em magnésio das rochas mais félsicas da série, vai se constituir numa feição comum à quase totalidade dos diagramas que tomam Mg como divisor de correlação.

#### Vanádio

De um teor inicial de 168 ppm, no biotita melteigito, este elemento cresce ao longo da série até atingir a concentração máxima de 400 ppm na altura do índice 60, quando então começa a decres-

cer regularmente até ao extremo félsico (Fig. 22). A relação  $V \times 1000/Fe$  total, dada na Fig. 26, comporta-se de forma similar à curva do V, ao passo que a  $V \times 1000/Mg$ , representada na Fig. 25, tem um traçado semelhante ao da curva Fe total/Mg. O comportamento do vanádio, caracterizado por um aumento progressivo nos primeiros estádios de evolução da série, é feição comum à quase totalidade das províncias que integram a série alcalina de Nockolds e Allen (1954). No presente caso, esse aumento é devido à cristalização de magnetita e melanita nas rochas mais básicas da província, acarretando, conseqüentemente, um empobrecimento contínuo no conteúdo de vanádio do magma. Nas fases mais avançadas de evolução da série, esse elemento associa-se principalmente aos minerais do grupo dos piroxênios. A concentração de vanádio, presente na forma  $V^{3+}$ , junto aos minerais citados resulta de sua grande afinidade química com  $Fe^{3+}$ , como evidenciado na semelhança de carga e raio iônico ( $V^{3+} = 0,74$ ;  $Fe^{3+} = 0,64$ ). Não obstante o maior raio iônico,  $V^{3+}$  tem eletronegatividade bem menor que a do  $Fe^{3+}$

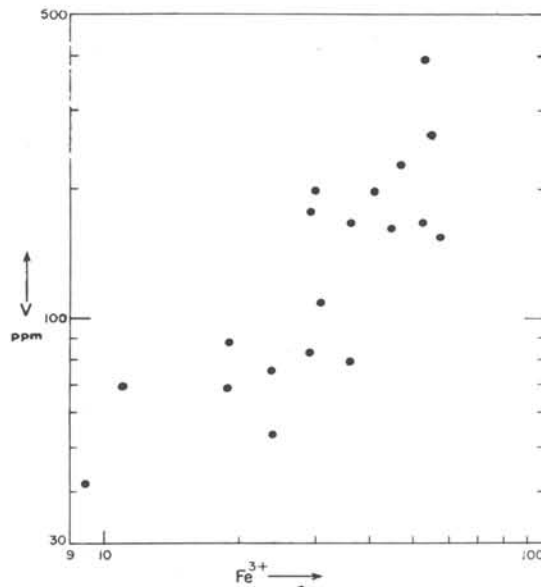


Fig. 27 -- Relação entre V  $Fe^{3+}$  nas rochas de Itapirapuã.

( $V^{3+} = 1,4$ ;  $Fe^{3+} = 1,8$ ), o que lhe possibilita ocupar a posição do  $Fe^{3+}$  na estrutura dos minerais. A coerência geoquímica entre  $V^{3+}$  e  $Fe^{3+}$  é demonstrada no diagrama de variação da Fig. 27.

O teor médio em V das rochas analisadas de Itapirapuã é da ordem de 145 ppm e portanto bem superior aos valores obtidos para as alcalinas brasileiras, 41 ppm, e alcalinas mundiais, 30 e 95 ppm, respectivamente, segundo Turekian e Wedepohl e dados por nós compilados. A maior abundância em vanádio das rochas da província de Magnet Cove sobre as demais está evidenciada no campo de variação desse elemento, representado na Fig. 19, onde o valor médio assinalado é de 425 ppm.

Vanádio está presente em pequena quantidade nos carbonatitos de Itapirapuã. O seu teor médio nessas rochas, da ordem de 37 ppm (Tabela XXI), mostra-se inferior aos valores encontrados para os demais grupos de rochas da província (ver Tabela XXVI). É consideravelmente menor que os valores obtidos, seja para as rochas dos distritos de Magnet Cove (200 ppm) e Kaiserstuhl (150 ppm), seja para a composição "média" e "típica" de Gold, em ordem 94 e 105 ppm (Tabela XXI).  $V^{3+}$  concentra-se nos carbonatitos junto à magnetita, onde ocorre substituindo a  $Fe^{3+}$ .

### Crômio

O comportamento do crômio, representado na Fig. 22, é marcado por um decréscimo constante, a princípio algo abrupto, indo-se dos termos mais básicos da série àqueles portadores de maior índice félsico. Traçado similar é exibido pela relação  $Cr \times 1000/Fe$  total (Fig. 26); já a relação  $Cr \times 1000/Mg$  (Fig. 25) mostra um rápido declínio no seu início, seguido de crescimento regular até o final da série. Um comportamento antagônico para as relações  $Cr/Fe$  total e  $Cr/Mg$  e idêntico ao presente caso foi também observado por Siedner (1965, p. 119) em seu estudo sobre a geoquímica das rochas do comple-

xo alcalino de Paresis no sudoeste da África.

Os valores quase idênticos do raio iônico ( $Cr^{3+} = 0,63$ ;  $Fe^{3+} = 0,64$ ), eletronegatividade ( $Cr^{3+} = 1,6$ ;  $Fe^{3+} = 1,8$ ) e potencial de ionização ( $Cr^{3+} = 31,0$ ;  $Fe^{3+} = 30,6$ ) sugerem que esses elementos ocorrem na natureza em associação íntima, sendo sua coerência geoquímica um fato amplamente aceito na literatura. Contudo, a distribuição de  $Cr^{3+}$  e  $Fe^{3+}$  nas rochas de Itapirapuã não mostra qualquer traço indicativo dessa coerência e o diagrama elaborado e não publicado apresenta uma grande dispersão nos pontos projetados. Siedner (1965, p. 119), defrontando-se com problema análogo, interpretou a ausência de linearidade no diagrama de variação desses elementos como resultante da oxidação imprevisível do ferro ferroso, mascarando por completo a relação  $Cr^{3+} - Fe^{3+}$ . A maior concentração de crômio nas rochas mais básicas da província é explicada pela faculdade desse elemento, dada a sua menor eletronegatividade, de ocupar a posição do  $Fe^{3+}$  na estrutura dos minerais (magnetita, melanita e piroxênios). Já o decréscimo contínuo no conteúdo de crômio ao longo da série resulta de sua tendência ao esgotamento no líquido magmático. Wager e Mitchell (1951, p. 184) mostraram que a concentração mais elevada em crômio das rochas da intrusão básica de Skaergaard está ligada principalmente aos piroxênios e, em menor escala, aos espinélios, e que os piroxênios ferríferos e magnetita de formação tardia são, praticamente, desprovidos desse elemento em sua composição, evidenciando o esgotamento precoce de Cr.

O teor médio em Cr para as rochas alcalinas analisadas de Itapirapuã, 9,3 ppm, é superior ao valor fornecido por Turekian e Wedepohl, 2 ppm, para as alcalinas mundiais e não muito discrepante daquele relativo às alcalinas brasileiras, 13 ppm (Fig. 19); contudo, situa-se muito aquém dos obtidos para as rochas de Magnet Cove, 43 ppm, e

alcalinas mundiais, 37 ppm, segundo os dados por nós coligidos.

O conteúdo médio em Cr dos carbonatitos de Itapirapuã, 15,5 ppm (Tabela XXI), é superior ao teor desse elemento para todas as rochas da província, à exceção do biotita melteigito. Esta comprovação, aliada ao fato de que a concentração desse elemento decresce de forma regular passando-se das variedades mais básicas às mais ácidas da série (Fig. 22), parece indicar que o comportamento do cromo nas rochas investigadas é anômalo. Anomalia no comportamento desse elemento, acarretando sua concentração em soluções residuais, foi primeiramente observada por Wager e Mitchell (1951, p. 183) em estudo sobre a geoquímica da intrusão básica de Skaergaard e discutida com pormenores por Ringwood (1955b, pp. 248-249). Segundo este Autor, o  $\text{Cr}^{3+}$ , assim como o  $\text{V}^{3+}$ ,  $\text{Sc}^{3+}$  e  $\text{Ni}^{2+}$ , visto que esses elementos podem também excepcionalmente concentrar-se em soluções residuais, tem seu comportamento no magma condicionado ao grau de polimerização do mesmo. Em magmas ricos em voláteis, os íons mencionados, ao lado do comportamento normal, podem vir a se concentrar junto às soluções residuais.

O teor médio em Cr dos carbonatitos de Itapirapuã (15,5 ppm) é inferior, à exceção do carbonatito de Magnet Cove, aos valores encontrados para as rochas de Kaiserstuhl (18 ppm) e composição química "média" e "típica" de Gold, respectivamente 66 e 102 ppm (Tabela XXII).

#### Níquel e Cobalto

Estes elementos seguem a sua distribuição normal, mostrando-se fortemente concentrados nas rochas básicas e presentes em quantidades muito pequenas nas rochas mais félsicas. Em detalhes, contudo, o comportamento do Ni parece diferir, em certos aspectos, daquele do Co (Fig. 22), onde a curva do níquel cai mais rapidamente no seu início que a correspondente ao cobalto. A cur-

va da relação  $\text{Co} \times 1000/\text{Mg}$ , constando também da figura anterior, é idêntica à do  $\text{Fe total}/\text{Mg}$ . A curva  $\text{Co} \times 1000/\text{Fe total}$ , dada na Fig. 26, comporta-se de forma antagônica às anteriores e tem como característica principal um decréscimo contínuo no sentido do extremo félsico da série.

$\text{Ni}^{2+}$  tem raio iônico intermediário ao do  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{2+}$  ( $\text{Ni}^{2+} = 0,69$ ;  $\text{Mg}^{2+} = 0,66$ ;  $\text{Fe}^{2+} = 0,75$ ), estando portanto apto a substituí-los nos retículos cristalinos, contudo, os valores do potencial de ionização ( $\text{Ni}^{2+} = 18,1$ ;  $\text{Fe}^{2+} = 16,2$  e  $\text{Mg}^{2+} = 15,0$ ) e eletronegatividade ( $\text{Ni}^{2+} = 1,8$ ;  $\text{Fe}^{2+} = 1,6$  e  $\text{Mg}^{2+} = 1,2$ ) sugerem que  $\text{Ni}^{2+}$  associa-se mais a  $\text{Fe}^{2+}$  do que a  $\text{Mg}^{2+}$ . Não obstante, verifica-se que essa assertiva não é inteiramente válida, visto que outras variáveis, como ponto de fusão dos óxidos e caráter iônico das ligações Ni-O e Fe-O, parecem também exercer influência marcante no comportamento desses elementos (Taylor, 1966, p. 173). Mais provavelmente, como foi apontado por Siedner (1965, p. 122),  $\text{Ni}^{2+}$  substitui a  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{2+}$  na estrutura dos minerais, mostrando apenas uma preferência estatística temporária por um ou outro, dependendo das condições físico-químicas prevaletentes.

A coerência geoquímica entre  $\text{Co}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$  nas rochas investigadas é destacada na Fig. 28.  $\text{Co}^{2+}$ , a julgar pelo tamanho do seu raio iônico ( $\text{Co}^{2+} = 0,72$ ), deveria mostrar uma associação mais íntima com  $\text{Fe}^{2+}$  do que  $\text{Mg}^{2+}$ , contudo, a covariação Co-Mg é mais forte (Sandell e Goldich, 1943; Nockolds e Mitchell, 1948; Siedner, 1965) e predomina sobre a Co-Fe, segundo Carr e Turekian (1961), na maioria das rochas ígneas.

O comportamento relativo do Ni e Co nas rochas de Itapirapuã, evidenciado na Fig. 29, é concordante com as conclusões gerais alcançadas por Wagner e Mitchell (1951, p. 189), e mais tarde confirmada por outros autores, de que a relação Ni/Co decresce de forma progressiva durante os estádios da diferen-

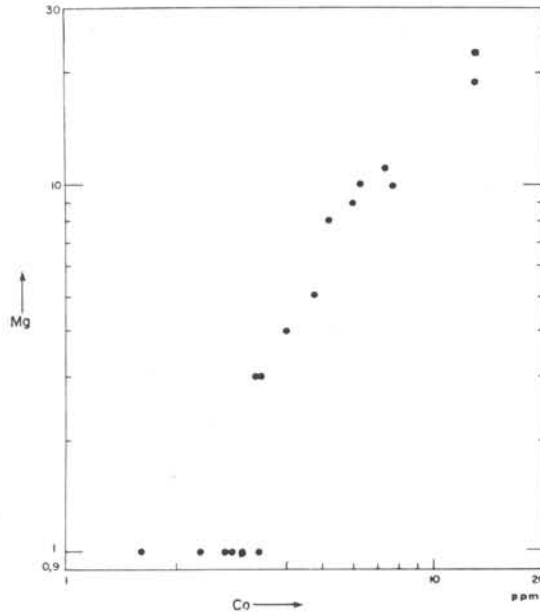


Fig. 28 — Relação entre Mg e Co nas rochas de Itapirapuã.

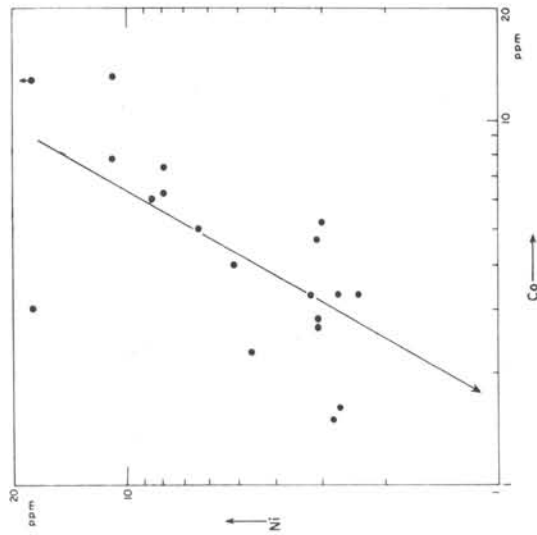


Fig. 29 — Relação entre Ni e Co nas rochas de Itapirapuã. A seta indica o comportamento da relação Ni/Co durante o fracionamento magmático segundo Taylor (1966, p. 172).

ciação magmática. Mais recentemente, Taylor (1966, p. 172) teve a oportunidade de enfatizar o comportamento dessa relação, valendo-se, então, de um gráfico no qual a curva representando Ni/Co tem um caráter decrescente e linear,

passando de rochas ultrabásicas a graníticas.

Nas rochas de Itapirapuã,  $Ni^{2+}$  parece mostrar maior afinidade química com  $Fe^{2+}$ , enquanto que  $Co^{2+}$  parece associar-se mais intimamente ao  $Mg^{2+}$ .

Esta interpretação é sugerida pela concentração desses elementos nos minerais do grupo dos piroxênios e granadas. Contudo, não deve ser excluída, face às considerações formuladas atrás, a possibilidade de substituição, em menor escala, de  $Mg^{2+}$  por  $Ni^{2+}$  e de  $Fe^{2+}$  por  $Co^{2+}$ . Além dos piroxênios e granadas, níquel e cobalto podem também concentrar-se em minerais opacos, como tem sido comprovado em outras províncias alcalinas.

Os valores médios em Ni e Co para as rochas analisadas de Itapirapuã (8,3 e 4,8 ppm), dados na Fig. 19, são inferiores aos encontrados para as rochas de Magnet Cove (14,3 e 14,5 ppm) e alcalinas mundiais, segundo o autor deste trabalho (17 e 7 ppm), e superiores aos das alcalinas brasileiras (2,6 e 2,5 ppm) e mundiais de Turekian e Wedepohl (4 e 1 ppm).

Os teores médios em Ni e Co dos carbonatitos de Itapirapuã, 1,5 e 2,2 ppm, são inferiores aos valores obtidos para os demais grupos litológicos do distrito (Tabela XXVI) e também menores que os valores encontrados para as rochas de Kaiserstuhl (5 e 14 ppm) e composição "média" (17,5 e 21,5 ppm) e "típica" (32,4 e 18,8 ppm) de Gold (Tabela XXII). Níquel e cobalto concentram-se nas rochas carbonatíticas nos minerais opacos, quando então parecem ocupar a posição do  $Fe^{2+}$ .

#### Escândio

Nas rochas de Itapirapuã, Sc está concentrado nos minerais do grupo das granadas e piroxênios e, subordinadamente, na biotita e opacos. A presença desse elemento ocupando as posições Mg-Fe de minerais ferromagnesianos é amplamente reconhecida na literatura em razão dos trabalhos de Oftedal (1943), Wager e Mitchell (1951) e Borisenko (1959) e resulta de sua grande afinidade química com magnésio e ferro bivalente.  $Sc^{3+}$  tem raio iônico ( $Sc^{3+} = 0,81$ ) superior ao do  $Mg^{2+}$  e  $Fe^{2+}$  ( $Mg^{2+} = 0,66$  e  $Fe^{2+} = 0,74$ ), entretanto, sua eletronegatividade ( $Sc^{3+} =$

1,3) é um pouco maior que a do  $Mg^{2+}$  ( $Mg^{2+} = 1,2$ ) e bem inferior a do  $Fe^{2+}$  ( $Fe^{2+} = 1,7$ ). Este último fator é indicativo, segundo Ringwood (1955a, p. 199), da maior tendência de  $Sc^{3+}$  associar-se a  $Fe^{2+}$  antes que a  $Mg^{2+}$ . Nos minerais de Itapirapuã,  $Sc^{3+}$  parece estar presente ocupando a posição do  $Fe^{2+}$  (ver Tabelas IV e VIII), contudo, não deve ser excluída a possibilidade, face às conclusões alcançadas por Nockolds e Mitchell (1948), daquele elemento estar também substituindo a  $Ti^{4+}$  nas granadas, e mesmo, na titanita. A relação  $Sc \times 1000/Mg$ , dada na Fig. 25, tem um comportamento mais ou menos horizontal ao longo da série, para crescer de forma brusca no extremo félsico da curva. Para a relação  $Sc \times 1000/Fe$  total não foi possível estabelecer-se qualquer comportamento face à dispersão mostrada pelos pontos projetados.

O teor médio em Sc das rochas alcalinas analisadas de Itapirapuã (3,8 ppm), apresentado na Fig. 19, mostra-se inferior, à exceção do referente às alcalinas mundiais de Turekian e Wedepohl (3 ppm), aos valores para as rochas de Magnet Cove (8,6 ppm), alcalinas brasileiras (8,4 ppm) e alcalinas mundiais conforme o autor deste trabalho (9,5 ppm).

Nos carbonatitos, Sc somente foi detectado na amostra C-2 e o teor é de 10 ppm. O conteúdo médio relativo às quatro amostras analisadas (2,5 ppm), mostra-se inferior aos valores fornecidos por Gold para a sua composição "média" e "típica", em ordem 11 e 10 ppm (Tabelas XXII). Escândio deve concentrar-se nos carbonatitos nos opacos, substituindo  $Fe^{2+}$  na estrutura desses minerais.

#### Ítrio

Nas rochas de Itapirapuã, Y concentra-se nos minerais cálcicos, em especial nas granadas e piroxênios e, subordinadamente, na titanita e apatita. A afinidade química existente entre  $Y^{3+}$  e  $Ca^{2+}$  decorre da semelhança de raio iônico ( $Y^{3+} = 0,92$  e  $Ca^{2+} = 0,99$ ). Tal

fato permite ao Y ocupar a posição do cálcio na estrutura dos minerais. A relação  $Y \times 1000/Ca$  é demonstrada na Fig. 24. Nela observa-se que a curva obtida mantém-se horizontal em quase todo o seu traçado, para na altura do índice félsico 85, a exemplo do sucedido com a quase totalidade das curvas que relacionam magnésio, crescer de forma abrupta até o final. Este comportamento da referida relação, com Y enriquecendo-se relativamente a Ca ao longo da série, é conseqüência do conteúdo mais baixo em cálcio das rochas de maior índice félsico da série. O comportamento do ítrio nas rochas examinadas assemelha-se, em traços gerais, ao do vanádio, tendo como característica marcante um maior enriquecimento nas rochas portadoras de melanita.

O teor médio em Y das rochas alcalinas analisadas de Itapirapuã, 70 ppm, é inferior ao valor fornecido por Guimarães e Dutra (1962) para as alcalinas do Brasil, 84 ppm (Fig. 19) e superior aos encontrados para as rochas de Magnet Cove, 30 ppm, e alcalinas mundiais de Turekian e Wedepohl, 20 ppm, e do autor desta obra, 58 ppm.

O conteúdo em Y dos carbonatitos de Itapirapuã, alto em relação ao dos nefelina sienitos e tinguaitos, dando como valor médio 59 ppm (Tabela XXI), parece refletir um comportamento anômalo do elemento, pois ítrio deveria concentrar-se preferencialmente nos minerais cálcicos de cristalização inicial. Wickman (1943) sugeriu que dificuldades no equilíbrio de cargas forçaria Y, assim como as terras raras, a se enriquecerem nos magmas residuais. Ringwood (1955a, p. 200), contudo, procura explicar esse comportamento a partir das reações de eletronegatividade entre esses elementos. Segundo esse Autor, a diferença no valor da eletronegatividade ( $Y^{3+} = 1,2$  e  $Ca^{2+} = 1,0$ ), se bem que não muito grande, é suficiente para contrabalançar a influência da maior carga e, conseqüentemente, determinar o comportamento do elemento. Nas rochas

carbonáticas,  $Y^{3+}$  ocupa a posição do  $Ca^{2+}$  na estrutura da calcita e apatita.

O conteúdo médio em Y dos carbonatitos analisados de Itapirapuã (49 ppm) é similar aos fornecidos para as rochas de Magnet Cove e Kaiserstuhl, 40 e 45 ppm (Tabela XXII), e bem inferior aos dados por Gold para composição "média" e "típica", 137,8 e 113,7 ppm respectivamente.

#### Cálcio e Estrôncio

A curva do Ca (Fig. 23) descreve regularmente através da série à medida que aumenta o índice félsico. Já a curva do Sr, integrando a mesma figurado por minerais potássicos ( $K^+ = 1,33$ ), pois, ao lado de um declive mais suave, mostra também maior dispersão dos pontos projetados.  $Sr^{2+}$ , dado o tamanho do seu raio iônico ( $Sr^{2+} = 1,12$ ), pode ser admitido na estrutura de minerais cálcicos ( $Ca^{2+} = 0,99$ ), ou então, capturado por minerais potássicos ( $K^+ = 1,33$ ). Do ponto de vista teórico (Taylor, 1966, p. 154),  $Sr^{2+}$  deve mostrar um aumento com relação a  $Ca^{2+}$  no curso do fracionamento magmático. Este fenômeno, já comprovado por alguns pesquisadores (Nockolds e Mitchell, 1948; Wager e Mitchell, 1951), foi igualmente observado nas rochas de Itapirapuã (Fig. 24), com a relação  $Sr \times 100/Ca$  passando de um valor mínimo de 0,79, no melanita malignito, a um máximo de 6,0, no tinguaito da amostra 19. A ausência de interdependência direta entre  $Sr^{2+}$  e  $Ca^{2+}$  foi também notada nas rochas investigadas, a exemplo do sucedido nas intrusivas alcalinas que compõem o maciço de Lovozero (Península do Ko'a, Rússia). Este último fato foi interpretado por Gerasimovskii e Lebedev (1958, p. 703) como resultante, provavelmente, da substituição isomórfica de  $Ca^{2+}$  e  $K^+$  por  $Sr^{2+}$ . Parece vir a favor dessa explicação, o fato de que nos piroxênios de Itapirapuã, minerais praticamente desprovidos de potássio, a coerência geoquímica entre  $Sr^{2+}$  e  $Ca^{2+}$  está presente. A relação  $Sr \times 100/Ca + K$  (Fig. 24) exhibe um comportamento ho-

rizontal nas partes inicial e intermediária da curva, crescendo depois ligeiramente no final. Nas rochas de Itapirapuã,  $\text{Sr}^{2+}$  deve concentrar-se principalmente nos minerais cálcicos (granadas, piroxênios, cancrinita, titanita, apatita, etc.), caso em que ocupa a posição do  $\text{Ca}^{2+}$  nas suas estruturas e, subordinadamente, nos minerais félsicos portadores de potássio e, em quantidade muito pequeno, de cálcio em sua composição (feldspatos e feldspatóides), quando então pode estar substituindo a ambos,  $\text{K}^+$  e  $\text{Ca}^{2+}$ .

O campo de variação do Sr para as rochas alcalinas analisadas de Itapirapuã, excluindo-se os carbonatitos, cobre um intervalo relativamente pequeno, sendo os valores limites da ordem de 370 e 1000 ppm (Fig. 19). O teor médio obtido, 660 ppm, é um pouco inferior aos valores encontrados para as alcalinas brasileiras, 595 ppm, e alcalinas mundiais, conforme o autor deste trabalho, 872 ppm, e situa-se muito aquém da média das rochas de Magnet Cove, 2595 ppm. O valor apresentado por Turekian e Wedepohl, 200 ppm, é bem inferior às demais médias.

A concentração de Sr, assim como de Ba, em carbonatitos já é de há muito referida na literatura (von Eckermann, 1952; Higazy, 1954, etc.) e constitui, segundo Pecora (1956, pp. 1544-1545), uma das feições químicas características desse grupo de rochas. O teor médio em Sr para os carbonatitos analisados de Itapirapuã, 1410 ppm (Tabela XXI), é bem superior ao das demais rochas que docompõem o maciço, porém, é consideravelmente inferior aos valores encontrados para os carbonatitos de Magnet Cove (5000 ppm), Kaiserstuhl (6500 ppm) e carbonatitos de composição química "média" (6800 ppm) e "típica" (7500 ppm) de Gold (Tabela XXII). Nos carbonatitos, Sr associa-se principalmente aos minerais cálcicos (calcita e apatita), contudo, não deve ser excluída a possibilidade desse elemento estar também concentrado no feldspato alcalino.

## Potássio e Bário

A curva do K (Fig. 23) cresce no decurso da série à medida que aumenta o índice félsico. Já o comportamento do Ba, constando também da figura anterior, é marcado por um crescimento regular até a altura do índice 75, quando então passa a decrescer rapidamente até o extremo félsico da série. A relação  $\text{Ba} \times 100/\text{K}$  (Fig. 24) tem um traçado similar à curva do Ba, diferindo apenas no declive do extremo félsico da curva que se apresenta mais acentuado que na anterior. A relação  $\text{Ba}/\text{K}$  passa de um valor inicial de 2,0, no biotita melteigito, a um valor máximo de 7,6, no melanitanefelina sienito da amostra 8, terminando por alcançar um mínimo de 0,17, no tinguaito da amostra 18. A coerência química existente entre  $\text{K}^+$  e  $\text{Ba}^{2+}$  decorre da grande similaridade de seus raios iônicos ( $\text{K}^+ = 1,33$  e  $\text{Ba}^{2+} = 1,35$ ). Como corolário do princípio clássico da captura,  $\text{Ba}^{2+}$  tende a entrar na estrutura dos minerais potássicos de cristalização inicial, razão pela qual o seu teor nas rochas de Itapirapuã aumenta nas fases inicial e intermediária da série. Contudo, segundo Goldschmidt (1954, p. 251), após a utilização da maior parte do bário disponível, o líquido magmático remanescente, mesmo se ainda contendo potássio em sua composição, pode dar origem a membros pobres em bário na fase final de cristalização da série. Nas rochas de Itapirapuã,  $\text{Ba}^{2+}$  associa-se ao feldspato alcalino e nefelina e, provavelmente, à biotita nas rochas portadoras desse mineral.

O teor médio em Ba das rochas analisadas de Itapirapuã, 2256 ppm (Fig. 19), é superior às médias conseguidas para as rochas de Magnet Cove (2059 ppm), alcalinas brasileiras (874 ppm), alcalinas mundiais de Turekian e Wedepohl (1600 ppm) e alcalinas mundiais segundo o autor da presente obra (892 ppm). Os dados encontrados permitem deduzir que a relação  $\text{Ba}/\text{Sr}$  é maior nas rochas silicáticas de Itapirapuã que nas rochas de Magnet Cove. Este fato é in-

terpretado como decorrente de diferenças mineralógicas causadas pela maior abundância de feldspatos em relação a máficos cálcicos nas rochas da primeira província.

Ba, a exemplo do Sr, parece estar igualmente concentrado nos carbonatitos de Itapirapuã. Contudo, o seu teor médio para essas rochas é da ordem de 1995 ppm (Tabela XXI) e, contrário ao sucedido com o Sr, é inferior ao apresentado pelas demais variedades petrográficas que compõem o maciço. No quadro comparativo dado na Tabela XXII, verifica-se que a média de Sr nos carbonatitos de Itapirapuã é bem menor que as fornecidas para as rochas de Kaiserstuhl (5000 ppm) e composição química "média" (3600 ppm) e "típica" (4000 ppm) fornecidas por Gold. Nos carbonatitos de Itapirapuã,  $Ba^{2+}$  deve concentrar-se nos feldspatos, ocupando a posição de  $K^{+}$  na estrutura desses minerais.

#### Sódio

A curva do Na (Fig. 23) cresce regular e moderadamente à medida que aumenta o índice félsico.

#### Zircônio

$Zr^{4+}$ , em razão da alta carga e raio iônico relativamente grande ( $Zr^{4+} = 0,79$ ) não entra com facilidade nos retículos cristalinos, podendo vir a formar nas soluções residuais uma fase mineralógica isolada, o zircão. Contudo, segundo Taylor (1966, p. 164), ele também ocorre substituindo, em maior ou menor grau, ao  $Ti^{4+}$  na estrutura de minerais silicáticos, e além disso acompanha o  $Ti^{4+}$  quando este elemento ocupa a posição do  $Fe^{3+}$ . Wager e Mitchell (1951, p. 192) são de opinião que  $Zr^{4+}$  aparentemente substitui o  $Ca^{2+}$  nas estruturas de piroxênio e apatita. O conteúdo em Zr das rochas de Itapirapuã não mostra quaisquer variações indicativas de um comportamento regular desse elemento ao longo da série investiga-

da. Este fato parece contradizer as conclusões alcançadas por Goldschmidt (1954, p. 424) e mais tarde confirmada por Chao e Fleicher (1960, p. 126) de que Zr se concentra no decurso da cristalização fracionada. Contudo, uma variação regular no teor em Zr é exibida pelos membros que compõem a série dos piroxênios dessas rochas, levando a um enriquecimento desse elemento nos termos mais egirínicos da série (Fig. 14). É provável que  $Zr^{4+}$  ocupe a posição do  $Ca^{2+}$  na estrutura desses minerais, como sugerido por Wager e Mitchell (1951), e que se acumule relativamente a cálcio no sentido da cristalização da série (soda-augita → agirina-augita → egirina). Nas rochas de Itapirapuã,  $Zr^{4+}$  concentra-se principalmente nos minerais do grupo das granadas e piroxênios, contudo, deve também estar presente, em menor quantidade, na titanita, apatita, etc. É possível, dado o alto conteúdo desse elemento nas granadas (ver Tabela VIII), que  $Zr^{4+}$  ocorra nesses minerais substituindo, quer a  $Ti^{4+}$ , quer a  $Ca^{2+}$ . Não foram reconhecidos cristais de zircão nas rochas investigadas, a despeito do teor relativamente elevado em Zr de algumas delas.

O teor médio em Zr das rochas analisadas de Itapirapuã, 436 ppm (Fig. 19), é superior ao das rochas de Magnet Cove, 206 ppm, e inferior aos valores de Turekian e Wedepohl, 500 ppm, e alcalinas mundiais segundo o autor deste trabalho, 786 ppm, e situa-se bem abaixo da média exibida pelas rochas alcalinas brasileiras, 1520 ppm.

O conteúdo em Zr nos carbonatitos analisados é muito baixo e consideravelmente menor que o das demais variedades petrográficas do maciço. O valor médio obtido, da ordem de 22 ppm (Tabela XXII), somente é maior que o valor apresentado pelo carbonatito de Magnet Cove, 10 ppm. Mostra-se um pouco inferior à média das rochas de Kaiserstuhl e muito aquém dos valores dados por Gold para a sua composição "média", 925 ppm, e "típica", 461 ppm. Do pon-



to de vista da concentração mineral,  $Zr^{4+}$  parece estar associado nas rochas carbonáticas à magnetita, quando então substitui a  $Ti^{4+}$  e  $Ca^{2+}$  na estrutura desses minerais.

### Nióbio

A coerência geoquímica entre  $Nb^{5+}$  e  $Ti^{4+}$ , decorrência da similaridade de raio iônico ( $Nb^{5+} = 0,69$  e  $Ti^{4+} = 0,68$ ) é fato amplamente aceito na literatura (Goldschmidt, 1954; Gerasimovskii, 1956), e níobio tem sido interpretado como substituindo o segundo elemento na estrutura de minerais portadores de titânio. Taylor (1966, p. 166) admite também a possibilidade de  $Nb^{5+}$  substituir a  $Sn^{4+}$ ,  $Zr^{4+}$  e  $Mo^{6+}$ , visto que os raios iônicos desses elementos ( $Sn^{4+} = 0,71$ ,  $Zr^{4+} = 0,79$  e  $Mo^{6+} = 0,70$ ) são comparáveis. Em razão do valor elevado do seu potencial iônico ( $Nb^{5+} = 7,25$ ), Nb pode estar presente nas frações magmáticas formando complexos do tipo  $(NbO_4)^{3-}$ . Esses complexos, em consequência de seu maior tamanho, quando comparados com o  $(SiO_4)^{4-}$ , não são prontamente aceitos na estrutura dos silicatos e tendem a se acumular no líquido residual (Ringwood, 1955b, p. 247). Em Itapirapuã, não se registraram variações significativas no conteúdo de Nb das rochas que integram a série investigada. Contudo, parece que os piroxênios da província guardam uma relação direta entre o conteúdo de Nb e a sua natureza egirínica. Essa relação (Fig. 14), se bem que não muito convincente, parece indicar que a concentração de Nb aumenta diretamente com a porcentagem da molécula de egirina desses minerais. Nas rochas de Itapirapuã, Nb concentra-se preferencialmente nas melanitas e, subordinadamente, nos membros da série dos piroxênios e titanita.

A média em Nb das alcalinas analisadas de Itapirapuã, 182 ppm (Fig. 19), está acima das relativas às rochas de Magnet Cove, 109 ppm, e alcalinas mundiais de Turekian e Wedepohl, 35 ppm,

e bem abaixo do valor médio encontrado para as rochas brasileiras, 178 ppm. Mostra-se, todavia, praticamente idêntica à média por nós obtida para as rochas alcalinas mundiais, 180 ppm.

O conteúdo em Nb dos carbonatitos analisados de Itapirapuã (Tabela XXI), com um teor médio de 152 ppm, mostra-se inferior aos valores médios conseguidos para os vários grupos litológicos da província, à exceção dos nefelina sienitos (ver Tabela XXVI). O teor em Nb dos carbonatitos analisados, especialmente da amostra C-1A, parece ser muito elevado face à composição mineralógica dessas rochas. Contudo, é bem possível que, ao lado da magnetita e melanita, existam nessas rochas outros minerais, na condição de acessórios, portadores de níobio. Pecora (1956, p. 1545) chama a atenção para a frequência da concentração de minerais niobíferos (pirocloro, columbita, perovskita e outros) em carbonatitos, levando mesmo à formação de depósitos economicamente aproveitáveis, como é o caso de Araxá (Brasil), Fen (Noruega), Kaiserstuhl (Alemanha Ocidental), etc. e inúmeras ocorrências situadas no continente africano. Deans (1966, p. 369) menciona a existência de 25 ocorrências de carbonatitos ricos em níobio espalhados entre Damaraland no sudoeste da África, parte oriental do Transvaal e norte de Uganda. No quadro comparativo da Tabela XXII, verifica-se que a média em Nb dos carbonatitos de Itapirapuã, 153 ppm, é inferior àquela das rochas da província de Kaiserstuhl, 620 ppm. Lamentavelmente, porém, Gold não fornece dados para o Nb na sua composição "média" e "típica".

### Lantânio

A associação das terras raras com cálcio e, por vezes, com estrôncio, é muito característica de minerais de rochas alcalinas. Esta associação pode ser explicada (cf. Gerasimovskii, 1956, p. 501) pela substituição diadócica de  $Ca^{2+}$  e  $Sr^{2+}$  por terras raras, dada a se-

melhança de seus raios iônicos  $\text{Ca}^{2+} = 0,99$ ;  $\text{Sr}^{2+} = 1,12$ ;  $\text{Y} = 0,92$  e  $\text{Ce}^{3+} = 1,07$ ). Semenov (1958), estudando a relação entre a composição das terras raras e composição e estrutura dos minerais de rochas, chegou à conclusão que os minerais portadores de Sr, Ba e K são usualmente seletivos para o “grupo do cério” (lantânio a európio), os minerais ricos em Zr, Sc e Fe são seletivos para o “grupo do ítrio” (gadolínio a lutécio, incluindo ítrio), enquanto que os minerais de Ca, face ao tamanho intermediário de seu raio iônico, têm comportamento complexo.  $\text{La}^{3+}$ , em razão de sua maior eletronegatividade ( $\text{La}^{3+} = 1,14$  e  $\text{Ca}^{2+} = 1,0$ ), concentra-se relativamente a  $\text{Ca}^{2+}$  no decurso da cristalização fracionada (Ringwood, 1955a, p. 200), chegando mesmo a se enriquecer nas soluções residuais. O comportamento do lantânio em Itapirapuã é marcado por uma alta concentração desse elemento nas rochas iniciais da série, biotita melteigito e melanita malignito, decrescendo depois essa concentração no grupo dos melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos, para depois novamente crescer nos tinguaitos e carbonatitos (ver Tabelas XXI e XXVI). Nas rochas analisadas,  $\text{La}^{3+}$  parece estar associado à titanita e apatita, ocupando a posição do  $\text{Ca}^{2+}$  na estrutura desses minerais. O conteúdo elevado desse elemento nas amostras 1 e 2 (biotita melteigito e melanita malignito) é reflexo da abundância dos minerais citados (ver análises modais da Tabela Ia). O La foi também detectado e, provavelmente, substituindo o Ca, em duas amostras dos piroxênios estudados (Am. 13 e 14), sendo os teores obtidos (Tabela IV), em ordem, 196 e 100 ppm.

O teor médio em La das rochas analisadas de Itapirapuã, da ordem de 160 ppm (Fig. 19), é idêntico ao valor encontrado para a província de Magnet Cove, mostrando-se contudo, bem inferior às médias das alcalinas brasileiras, 327 ppm, e alcalinas mundiais segundo o autor deste trabalho, 288 ppm. A média aritmética fornecida por Turekian e

Wedepohl, 70 ppm, está muito abaixo dos demais valores.

A concentração de lantânio em carbonatitos tem sido observada por vários pesquisadores (Higazy, 1954; Olson *et al.*, 1954; van Wambeke, 1964, etc.) e constitui, segundo Pecora (1956), uma característica química comum desse grupo de rochas. A afinidade química existente entre o  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{La}^{3+}$  é, mais uma vez, o fator responsável pela presença desse último elemento na estrutura dos minerais cálcicos, apatita e, em menor escala, na calcita.

A média em La dos carbonatitos de Itapirapuã, 385 ppm (Tabela XXII), está um pouco acima daquela relativa às rochas de Magnet Cove, 300 ppm, e bem abaixo da referente aos carbonatitos de Kaiserstuhl, 800 ppm. Gold não fornece dados para esse elemento em sua composição “média” e “típica” de carbonatitos.

#### Cobre

Este elemento, apresentado nas Tabelas XXVa e XXVb sob forma de  $\text{Cu}^{2+}$ , pode também estar presente nas rochas ígneas como  $\text{Cu}^+$ . Em geral,  $\text{Cu}^{2+}$  liga-se a  $\text{Fe}^{2+}$ , enquanto  $\text{Cu}^+$  mostra maior afinidade para com  $\text{Na}^+$ . Estas associações são explicadas pela similaridade dos raios iônicos desses elementos ( $\text{Cu}^{2+} = 0,72$  e  $\text{Fe}^{2+} = 0,74$ ;  $\text{Cu}^+ = 0,96$  e  $\text{Na}^+ = 0,97$ ). A ligação Cu-O tem caráter mais covalente que as ligações Na-O e Fe-O visto que os valores da eletronegatividade de cobre são maiores que os relativos ao sódio e ferro ( $\text{Cu}^{2+} = 2,0$  e  $\text{Fe}^{2+} = 1,65$ ;  $\text{Cu}^+ = 1,8$  e  $\text{Na}^+ = 0,9$ ), e tal fato, segundo Ringwood (1955a, p. 196), leva à acumulação desse elemento (Cu) nas soluções magmáticas residuais. Nas rochas de Itapirapuã (ver Tabela XXVI), Cu se comporta de forma irregular dentro da série investigada, passando de um valor inicial de 150 ppm, na biotita melteigito, a 160 ppm, no melanita melteigito, para depois decrescer nos melanita nefelina sienitos (101 ppm) e nefelina sienitos (87 ppm) e terminar aumentando nas rochas tinguaiticas (95

ppm). A associação de  $\text{Cu}^{2+}$  com  $\text{Fe}^{2+}$  é sugerida pela presença do primeiro elemento na composição das granadas (Tabela VIII), enquanto que  $\text{Cu}$  ( $\text{Cu}^{2+}$  e/ou  $\text{Cu}^+$ ) pode ocorrer associado a  $\text{Fe}^{2+}$  e/ou  $\text{Na}^+$  nos piroxênios, visto que êsses minerais são sódicos e ferrosos em sua composição. Não deve ser excluída a possibilidade de  $\text{Cu}^+$  concentrar-se também nos minerais félsicos (feldspatos e feldspatóides) das rochas da província, ocupando a posição do  $\text{Na}^+$ .

O teor médio em  $\text{Cu}$  das rochas alcalinas analisadas de Itapirapuã é de 96 ppm e, como pode ser visto na Fig. 19, situa-se acima dos valores fornecidos para as rochas de Magnet Cove (46 ppm) e alcalinas mundiais de Turekian e Wedepohl (5 ppm).

A concentração do  $\text{Cu}$  nas rochas carbonáticas é muito elevada e o teor médio obtido, 112 ppm (Tabela XXI), somente é inferior aos valores fornecidos para o biotita melteigito e melanita malignito (Tabela XXVI). O cobre, presente na forma  $\text{Cu}^{2+}$ , parece estar associado nos carbonatitos aos minerais opacos, magnetita e pirrotita, quando então substitui a  $\text{Fe}^{2+}$  na estrutura dêsses minerais.

O conteúdo médio em  $\text{Cu}$  dos carbonatitos de Itapirapuã, a exemplo do sucedido com as rochas silicáticas, é bem superior às demais médias obtidas. Os valores fornecidos para essas rochas são os seguintes: Magnet Cove (10 ppm), Kaiserstuhl (17 ppm) e composição química "média" (30,3 ppm) e "típica" (88 ppm) de Gold (Tabela XXII).

### Berílio

$\text{Be}^{2+}$ , em razão do pequeno tamanho, está presente nos magmas parcialmente na forma de  $(\text{BeO}_4)^{6-}$ . Êste grupo, de carga elevada, deveria ser prontamente aceito na estrutura dos silicatos (*cf.* Ringwood, 1955b, p. 247). Contudo, tal fato não se verifica, visto que  $\text{Be}$  tende a se concentrar nas soluções magmáticas residuais (Sandell, 1952, p. 211). A explicação para ês-

se fato, dada por Ringwood (1955b, p. 247), é que em virtude da baixa carga do  $\text{Be}$ , a ligação  $\text{Be-O}$  é instável às temperaturas magmáticas. Assim,  $\text{Be}^{2+}$  poderá ocorrer parcialmente na condição de íon livre. Se consideradas as similares existentes entre  $\text{Be}^{2+}$  e  $\text{Si}^{4+}$ , mesmo número de coordenação com respeito ao oxigênio, semelhança de raio iônico ( $\text{Be}^{2+} = 0,35$  e  $\text{Si}^{4+} = 0,42$ ) e de eletronegatividade ( $\text{Be}^{2+} = 1,5$  e  $\text{Si}^{4+} = 1,8$ ), não é difícil explicar a substituição na estrutura dos silicatos do tetraedro  $(\text{SiO}_4)^{4-}$  pelo  $(\text{BeO}_4)^{6-}$ . Todavia, o fator primordial que dificulta a captura de  $\text{Be}$  pelos silicatos é a diferença de cargas existentes entre  $\text{Si}^{4+}$  e  $\text{Be}^{2+}$ , visto que no momento da substituição há necessidade da entrada de um elemento com carga elevada a fim de que o equilíbrio eletrostático seja mantido. A alta concentração de  $\text{Be}$  nos minerais das rochas que se consolidaram nos estágios finais decorre exatamente da presença de cátions de alta valência ( $\text{Nb}$ ,  $\text{Zr}$ , terras raras, etc.), ou então, da presença de ânions de baixa valência como  $(\text{OH})^-$  e  $\text{F}^-$ . Êstes fatores favorecem a entrada de  $\text{Be}$  nos retículos cristalinos. As rochas de Itapirapuã não exibem qualquer evidência indicativa de acumulação dêsse elemento ao longo da série investigada. A substituição diadoquica de  $\text{Si}^{4+}$  por  $\text{Be}^{2+}$ , ou mesmo de  $\text{Al}^{3+}$  por  $\text{Be}^{2+}$ , pode ter ocorrido nos minerais dessas rochas ao longo de todo o processo de diferenciação. Beus (1956, p. 518) admite a possibilidade de substituição diadoquica heterovalente entre  $\text{Si}^{4+}$  e  $\text{Be}^{2+}$  em presença de cátions de alta valência para os principais minerais das rochas ígneas (feldspatos, nefelina, piroxênios, anfibólios, etc.). Erickson e Blalde (1963, p. 65) verificaram a presença dêsse elemento na quase totalidade dos minerais existentes nas rochas da província de Magnet Cove. Observaram também que  $\text{Be}$  tende a se concentrar mais nos minerais secundários que nos primários.

À exceção da média fornecida por Turekian e Wedepohl para as alcalinas

mundiais (1 ppm), os teores médios em Be das diferentes rochas que integram a Fig. 19 são praticamente idênticos. Os valores obtidos foram os seguintes: 7,2 ppm para as rochas de Itapirapuã, 8,4 ppm para as rochas de Magnet Cove, 7,2 ppm para as alcalinas brasileiras e 7,3 ppm para as alcalinas mundiais segundo os dados por nós coligidos.

Be não foi detectado nos carbonatitos de Itapirapuã e a Tabela XXII mostra que a concentração desse elemento nesse tipo de rochas é muito pequena. O valor mais elevado para as médias apresentadas é de 5 ppm e corresponde ao da composição "típica" de Gold.

#### Molibdênio

Em geral assume-se que esse elemento ocorre nas rochas ígneas na forma de  $\text{Mo}^{4+}$ , entretanto, outras valências ( $3+$ ,  $5+$  e  $6+$ ) são igualmente esperadas. As análises dos minerais mais comuns das rochas ígneas demonstram que Mo pode ocorrer em proporções espectrograficamente significativas em feldspatos, piroxênios, anfibólios, biotita e especialmente em magnetita-ilmenita (Kuroda e Sandell, 1954, p. 47). Este fato é explicado pela facilidade de  $\text{Mo}^{4+}$ , dada a similaridade dos raios iônicos ( $\text{Mo}^{4+} = 0,70$ ;  $\text{Al}^{3+} = 0,51$ ;  $\text{Fe}^{3+} = 0,64$  e  $\text{Ti}^{4+} = 0,68$ ), de substituir a  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  e  $\text{Ti}^{4+}$  nos retículos dos cristais. Segundo Taylor (1966, p. 167), Mo está presente no líquido magmático, quer na forma de íons livres, quer formando complexos do tipo  $(\text{MoO}_4)^{4-}$ . Estes complexos, em razão do maior tamanho quando comparados com  $(\text{SiO}_4)^{4-}$ , tendem a se acumular nas soluções magmáticas residuais (cf. Ringwood, 1955b, p. 253). Vinogradov *et al.* (1958, p. 597), estudando o comportamento desse elemento em rochas ultrabásicas, básicas, intermediárias e ácidas, concluíram que o conteúdo de Mo dessas rochas varia diretamente com o teor em  $\text{SiO}_2$ , passando de um valor mínimo de 0,23 ppm a um máximo de 1,6 ppm. O conteúdo em Mo das rochas de

Itapirapuã não apresenta variações marcantes, indo dos termos mais básicos aos mais ácidos da série.  $\text{Mo}^{4+}$  pode estar concentrado nas rochas investigadas nos minerais félsicos (feldspatos e feldspatóides), substituindo ao  $\text{Al}^{3+}$  e/ou nos minerais máficos (piroxênios, granadas, magnetita, etc.), quando então estaria ocupando a posição de  $\text{Fe}^{3+}$  e  $\text{Ti}^{4+}$  na estrutura desses minerais.

O teor médio obtido para as alcalinas analisadas de Itapirapuã, 7,7 ppm, apresentado na Fig. 19, é um pouco superior aos valores encontrados para as rochas de Magnet Cove, 3,8 ppm, e alcalinas mundiais segundo o autor desta obra, 2,5 ppm. A média aritmética fornecida por Turekian e Wedepohl, 0,6 ppm não está representada na figura referida.

Mo, a exemplo do sucedido com Be, não foi detectado nos carbonatitos de Itapirapuã. Contudo, o quadro comparativo da Tabela XXII permite notar que esse elemento pode estar presente nesse tipo de rochas em proporções significativas, haja visto os teores médios, 59 e 64 ppm, fornecidos por Gold, respectivamente, para a sua composição química "média" e "típica".

#### Chumbo

Chumbo está presente nas estruturas dos silicatos principalmente como  $\text{Pb}^{2+}$ . Em razão de possuir raio iônico intermediário ao do  $\text{K}^+$  e  $\text{Ca}^{2+}$  ( $\text{Pb}^{2+} = 1,20$ ;  $\text{K}^+ = 1,33$  e  $\text{Ca}^{2+} = 0,99$ ), seria esperado ocorrer em minerais potássicos (feldspatos alcalinos, feldspatóides, etc.) e cálcicos (plagioclásios, apatita, etc.). De acordo com as regras de Goldschmidt, Pb deveria ocupar a posição do K nos minerais potássicos de cristalização inicial, contudo, segundo Taylor (1966, p. 185), a ligação Pb-O é muito mais covalente que a ligação K-O, o que leva à acumulação do primeiro elemento (Pb) nas soluções residuais.  $\text{Pb}^{2+}$ , dada a sua maior carga e caráter mais covalente da ligação Pb-O em relação a Ca-O, deve concentrar-se rela-

tivamente a  $\text{Ca}^{2+}$  durante a cristalização fracionada. A coerência geoquímica entre Pb e K nas rochas ígneas foi primeiramente defendida por Sandell e Goldich (1943). Todavia, nas rochas de Itapirapuã, essa coerência parece não existir e uma possível explicação para isso reside no fato de que Pb, além de substituir a K na estrutura dos feldspatos alcalinos e nefelina, ocorre também ocupando a posição do Ca na estrutura dos minerais do grupo das granadas e piroxênios. A presença de  $\text{Pb}^{2+}$  substituindo diadôquimicamente a  $\text{Ca}^{2+}$  na estrutura de piroxênios foi admitida por Zlobin e Gorsnkova (1961, p. 120) em seu estudo sobre o comportamento do chumbo e zinco nas rochas do maciço de Sandyk, Rússia.

O comportamento do Pb na série investigada, principalmente se considerados os teores médios para os diferentes grupos petrográficos da província (Tabela XXVI), tem como característica primordial o maior enriquecimento desse elemento nas rochas tinguaiticas, o que viria a favor da idéia defendida por Gerasimovskii e Newmeyanova (1960, p. 704) de que esse elemento se enriquece no sentido da cristalização fracionada.

O teor médio em Pb das rochas alcalinas analisadas de Itapirapuã, da ordem de 42 ppm, situa-se muito acima dos valores fornecidos para as alcalinas mundiais de Turekian e Wedepohl, 12 ppm, e rochas do maciço alcalino de Lovozero na Rússia, 14,6 ppm (Gerasimovskii e Nesmeyanova, 1960) e mostra-se um pouco inferior à média de 58 ppm estabelecida por Zlobin e Gorshkova (1961) para as rochas do distrito alcalino de Sandyk, Rússia.

Chumbo concentra-se em pequena quantidade nos carbonatitos analisados de Itapirapuã, sendo o conteúdo médio obtido, 24 ppm (Tabela XXVI).  $\text{Pb}^{2+}$  parece estar presente nas rochas carbonatíticas associado aos feldspatos alcalinos, quando então substitui  $\text{K}^+$ , e à apatita, caso em que ocupa a posição do  $\text{Ca}^{2+}$  na estrutura desse mineral.

A média conseguida para essas rochas, 24 ppm, é menor que as encontradas para as rochas de Kaiserstuhl, 55 ppm, e composição "média" de Gold, 54 ppm, e muito similar àquela da composição "típica" desse Autor, 27 ppm (Tabela XXII).

#### Estanho

$\text{Sn}^{++}$ , de raio iônico (0,71) comparável ao do  $\text{Fe}^{3+}$  e  $\text{Ti}^{4+}$  (respectivamente 0,64 e 0,68), substituiria a esses elementos (cf. Taylor, 1966, p. 184) na estrutura de minerais máficos. O comportamento do estanho nas rochas ígneas é contudo, muito mais complexo. O seu alto potencial iônico ( $i = 5,63$ ) favoreceria à formação do líquido magmático de complexos do tipo ( $\text{SnO}^+$ ), que por sua vez não seriam aceitos na estrutura dos silicatos face às dificuldades de tamanho e, conseqüentemente, se acumulariam nas soluções residuais (cf. Ringwood, 1955b, p. 247). O comportamento do Sn nas rochas a'calinas de Itapirapuã, quando analisados os valores médios obtidos para os vários grupos litológicos da província (Tabela XXVI), tem como característica principal uma diminuição gradativa da concentração desse elemento passando-se dos termos mais básicos aos mais ácidos da série. Nas rochas analisadas, Sn deve estar associado aos minerais portadores de ferro e/ou titânio em sua composição, portanto, aos piroxênios, granadas, titanita, magnetita, etc.

O teor médio em Sn das rochas analisadas de Itapirapuã é de 11,4 ppm. A julgar pelos dados fornecidos por Turekian e Wedepohl para os vários grupos de rochas ígneas: rochas ultrabásicas: 0,5 ppm; rochas basálticas: 1,5 ppm; rochas graníticas pobres em cálcio: 1,5 ppm e rochas graníticas ricas em cálcio: 3,0 ppm, verifica-se que as rochas alcalinas de Itapirapuã (alcalinas em geral?) estão enriquecidas nesse elemento.

Nos carbonatitos de Itapirapuã,  $\text{Sn}^{4+}$  deve estar concentrado principal-

mente na magnetita, ocupando a posição do  $\text{Fe}^{3+}$  na estrutura desse mineral. O conteúdo médio em Sn dessas rochas, 6,3 ppm (Tabela XXII) é superior aos

valores obtidos por Gold, respectivamente, 1,1 e 2,5 ppm para a composição "média" e "típica".

## PETROGÊNESE

As rochas alcalinas, face à singularidade de sua composição química e mineralógica, têm merecido a atenção de grande número de petrólogos, e trabalhos visando interpretar a sua gênese são encontrados com frequência na literatura geológica. De maneira geral, duas hipóteses vêm sendo invocadas pelos pesquisadores para explicar a sua origem: a) teoria de Daly-Shand (Daly, 1933; Shand, 1943 e Shand, 1955), cujo principal fundamento reside na dessilicificação de magma basáltico ou granítico por efeito de assimilação de material calcário seguido de diferenciação do magma contaminado resultante, e b) teoria de Bowen (Bowen, 1928 e Bowen, 1945), que advoga descendência das rochas alcalinas a partir da cristalização fracionada de um magma primário de composição basáltica.

Mesmo sem alimentar pretensões de solucionar, definitivamente, o problema da gênese das rochas alcalinas de Itapirapuã, julgamos necessário, em virtude dos dados alcançados no decurso deste trabalho, tecer algumas considerações quanto à sua origem. Acresce, porém, que não obstante o considerável avanço verificado nos últimos anos no campo da petrologia experimental, os aspectos críticos ligados à formação das rochas alcalinas ainda permaneceram insolúveis, fazendo com que as eventuais conclusões extraídas de qualquer estudo genético dessas rochas baseiem-se em maior ou menor intensidade, em considerações especulativas.

### Cristalização fracionada

A análise dos diversos diagramas de variação química, integrando as figuras descritas no capítulo anterior, parece a-

pontar a cristalização fracionada como um dos fatores atuantes na formação das rochas alcalinas de Itapirapuã.

Os traçados das diferentes curvas, refletindo o comportamento dos elementos principais e dos elementos menores, bem como suas relações concernentes ao índice de diferenciação félsica de Simpson (1954) nas rochas investigadas, correspondem, em traços gerais (cf. Bowen, 1928, pp. 96-110; Nockolds e Allen, 1954, pp. 253-276; Turner e Verhoogen, 1960, pp. 196-200 e Shaw, 1964, pp. 105-106) e, salvo algumas exceções, aos que se deveriam esperar do processo de cristalização fracionada de um magma de composição basáltica. As curvas crescentes em Si, Al, Na, K e Ga contra-põem-se as decrescentes em Fe (total), Mg, Ca Ti. Dentre os elementos traços Cr, Ni, Co e V estão concentrados nas rochas mais básicas da série, com V passando por um máximo nas partes iniciais da curva e com Cr e Ni parecendo cair mais rapidamente no seu início. O Sr decresce suavemente ao longo da série e o Ba, após alcançar concentrações mais elevadas na parte intermediária da curva, termina por cair bruscamente até o seu final. As relações Fe/Mg, Y/Ca e Sr/Ca crescem com o aumento do índice félsico, enquanto que as relações Cr/Fe e Co/Fe diminuem.

Evidência indicativa de cristalização fracionada pode também ser encontrada no diagrama triangular Fe: Alk: Mg da Fig. 20. Os pontos projetados neste diagrama exibem grande regularidade em sua distribuição, observando-se que a curva obtida tem, ao lado da concavidade voltada para o vértice Mg, uma orientação marcada por forte enriquecimento em álcalis, em detrimento de ferro e magnésio. Esse traçado parece comparável com o que se deveria esperar de

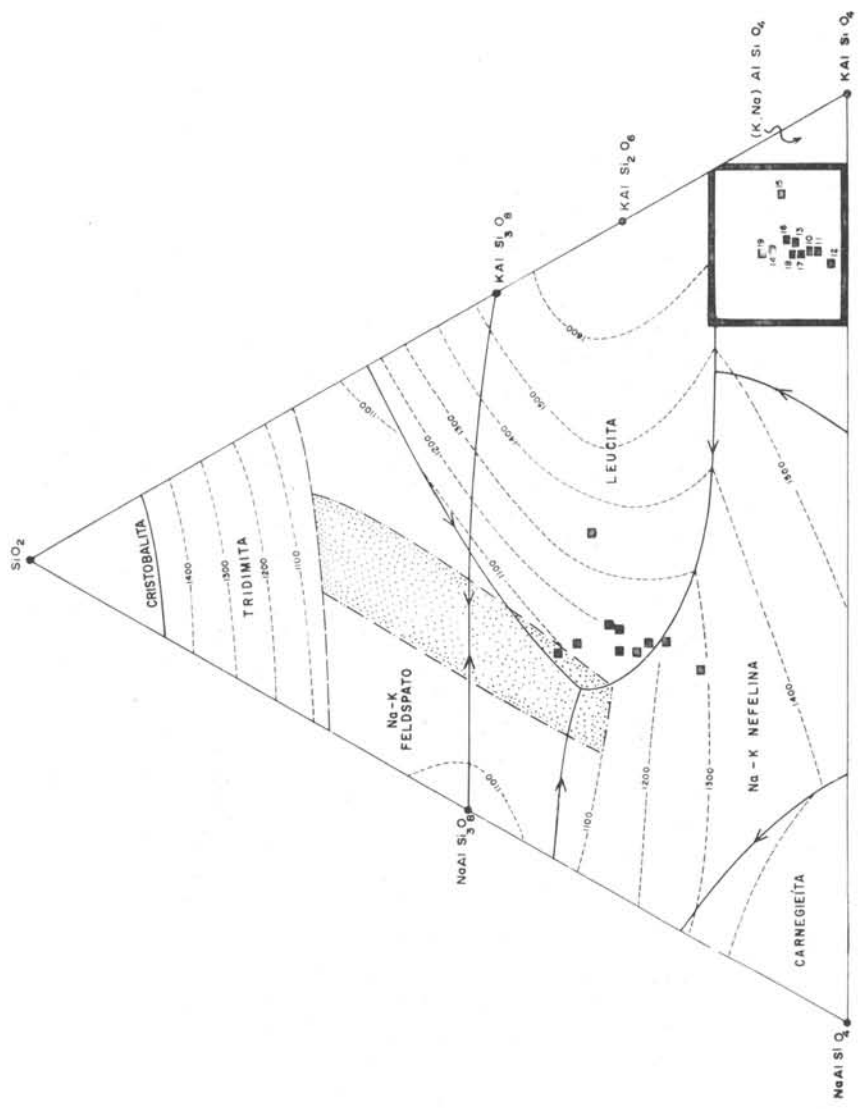


Fig. 30 — Vale de baixas temperaturas do sistema  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ;  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ;  $\text{SiO}_2$  com projeção das rochas residuais de Itapirapua.



uma seqüência de rochas fortemente diferenciadas.

Ao lado das feições apontadas acima ocorrem outras, de natureza mineralógica, representadas principalmente pela seqüência de cristalização dos piroxênios. Os diversos membros dessa série, passando de soda-augita a egrina, funcionam como verdadeiros indicadores do progressivo enriquecimento desses minerais em álcalis no curso de diferenciação da série.

Não obstante a cristalização fracionada tenha sido um dos processos atuantes, senão o principal processo de formação das alcalinas de Itapirapuã, ela em si não explica alguns aspectos ligados à formação dessas rochas, como: a) o comportamento anômalo de alguns elementos traços (La, Mo, Sn, Be e Cu) no transcorrer do processo evolutivo do maço, e b) o fato de que no diagrama ternário  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ :  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ :  $\text{SiO}_2$  (Fig. 30), sistema do "resíduo" petrogenético de Bowen (Bowen, 1937; Schairer, 1950), as rochas mais diferenciadas da província e portadoras de mais de 80% de minerais síalicos normativos, exclusive anortita e coríndon, em lugar de se localizarem dentro do vale de baixas temperaturas da superfície de fusão, como era lícito esperar-se de líquidos magmáticos residuais, estão situadas fora dele, à exceção do tinguaito da amostra 18. Este fato, refletindo o caráter marcadamente insaturado e a riqueza em álcalis dessas rochas, constitui forte indício quanto à existência de uma interação de processos na formação das eruptivas alcalinas de Itapirapuã.

#### A natureza do material primário

Tendo em vista as conclusões alcançadas por King (1965, p. 98) e King e Sutherland (1966, p. 123) sobre o magma gerador, de composição próxima aos *melteigitos/melanefelinitos*, das rochas alcalinas de Uganda e, considerando a posição ocupada pelo biotita melteigito de Itapirapuã nos diagramas de variação elaborados, tentamos deri-

var, por um processo normal de cristalização fracionada, todas as demais rochas da província a partir do biotita melteigito, recorrendo-se para tanto às composições médias fornecidas na Tabela XXVI e ao gráfico de adição-subtração idealizado por Bowen (1928, p. 76). Os resultados obtidos, contudo, constantes da Tabela XXVII, apontam a impraticabilidade dessa derivação face à composição mineralógica normativa do material removido, de formação improvável nas condições de cristalização natural.

O paralelismo que se verifica entre a distribuição dos vários termos de linhagem alcalina, bem estudada na literatura mundial, com a encontrada em Itapirapuã, constitui, ao lado da concentração elevada de alguns elementos traços nos termos petrográficos mais básicos da província, feições sugestivas de que essas rochas poderiam provir de um magma primário de composição basáltica. A crença de que o magma gerador das rochas alcalinas é de natureza basáltica vem sendo moderadamente defendida por Williams (1959), Erickson e Blade (1963) e Verwoerd (1966).

Se por um lado existem indícios apontando para determinada fonte geradora das rochas alcalinas, nada se conhece sobre o mecanismo do processo que leva à sua formação. Sabe-se tão somente que há uma aparente impossibilidade (cf. King e Sutherland, 1960, p. 717; Bailey e Schairer, 1966, p. 155) de obter-se magmas alcalinos fortemente insaturados, como é o caso dos melteigitos, por simples cristalização fracionada de magma basáltico. King (1965, p. 98), analisando mais detidamente o problema, vai mais além ao afirmar de forma enfática ser inviável que a derivação acima tome lugar por qualquer processo, ou combinação de processos, afetando um magma primário basáltico.

Rochas "miasquíticas", como as de Itapirapuã (ver p. 86), são frequentemente interpretadas na literatura (cf. Barth, 1962, pp. 200-201; Heier e Taylor, 1964, p. 200, e outros) como ten-

TABELA XXVI

Composição média das principais rochas de Itapirapuã

% Pêso	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	42,57	44,28	48,13	52,99	54,35
TiO <sub>2</sub>	2,86	2,19	1,15	0,41	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,76	18,06	18,87	22,45	22,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,27	6,84	6,58	3,85	2,41
FeO	4,74	2,03	1,44	0,87	1,55
MgO	3,98	3,30	1,33	0,24	0,15
CaO	14,05	12,65	8,64	2,85	1,50
Na <sub>2</sub> O	7,42	7,10	7,70	8,94	10,33
K <sub>2</sub> O	2,35	3,54	6,15	7,38	6,50
ppm					
Be	—	11	8,3	5,7	10,2
Ga	18	22	26	28	36
Cr	96	5	10,3	2,8	1,3
V	168	230	225	92	49
Mo	11	—	10,5	5,6	11,5
Nb	170	200	231	108	165
Sn	19	25	17	9	5,5
Ni	60	11	8,5	3,6	3,9
Co	13	13	5,8	3	2,8
Cu	150	160	101	87	95
Sc	26	8,6	1,8	2,8	1,3
Zr	340	500	478	376	535
Y	62	115	100	29	27
La	420	420	141	130	162
Sr	920	700	661	707	455
Pb	38	38	44	42	83
Ba	380	2000	3371	2142	150
Normas moleculares					
Or	—	6,95	24,18	43,37	38,36
Ab	—	—	—	8,64	11,53
An	5,28	6,95	—	—	—
Lc	10,90	11,12	10,25	—	—
Ne	34,08	32,38	33,51	35,69	37,49
Ac	—	—	2,77	0,92	0,91
Di	Wo 11,48	9,51	4,29	0,70	1,97
	En 9,90	8,20	3,70	0,60	0,40
	Fs —	—	—	—	1,72
Wo	15,43	13,80	14,04	5,22	1,16
Mt	6,69	0,23	1,39	1,62	0,46
Hm	0,48	6,72	4,64	2,40	—
Il	5,47	4,10	2,13	0,76	0,91
% Siálicos	50,26	57,40	67,94	87,70	87,38

1. *Biotita melteigito* (Am. 1).
2. *Melanita malignito* (Am. 2).
3. *Melanita-nefelina sienitos* (Am. 3 a 9).
4. *Nefelina sienitos* (Am. 10 a 17).
5. *Tinguitos* (Am. 18 e 19).

(Os números em parenteses correspondem aos das rochas das Tabelas XXIII a XXVb).

TABELA XXVII

Composição química e norma molecular do material a ser extraído do biotita melteigito para obter-se as demais rochas da série

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	39,4	39,3	38,5	38,7
TiO <sub>2</sub>	4,1	3,9	3,8	3,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,4	15,5	14,6	14,9
FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,1	11,1	12,1	12,0
MgO	5,3	5,6	5,4	5,2
CaO	16,6	17,3	18,4	18,2
Na <sub>2</sub> O	8,0	7,2	6,8	6,4
K <sub>2</sub> O	0,1	0,1	0,4	0,0
An	3,34	11,12	8,06	9,45
Lc	—	—	1,74	3,92
Ne	36,64	32,94	31,24	29,25
Di	Wo 15,31	15,78	15,20	14,44
	En 13,20	13,60	13,10	12,45
Fo	—	0,28	0,28	0,38
Wo	7,54	—	—	—
Cs	7,57	11,52	14,45	14,32
Mt	1,86	0,93	3,94	6,50
Hm	6,56	7,20	4,80	2,24
Il	7,90	7,45	7,14	6,99
% Removida	35	62	72	75

1. Material mínimo a ser removido para obter-se o melanita malignito.
2. Material mínimo a ser removido para obter-se a média dos melanita-nefelina sienitos.
3. Material mínimo a ser removido para obter-se a média dos nefelina sienitos.
4. Material mínimo a ser removido para obter-se a média dos tinguaitos.

gou à conclusão que as rochas ali existido sido formadas através da assimilação de calcário por meio de magma subalcalino. Este fato, aliado às considerações formuladas anteriormente neste capítulo, bem como a existência de calcário na região e nas imediações do maciço investigado, e a presença nas rochas alcalinas de mineralogia altamente enriquecida de minerais cálcicos, levou o autor a estudar a possibilidade de derivar as várias rochas da província a partir de um magma de composição olivina basalto, acrescido de material carbonático em proporções variadas. Os resultados alcançados mostraram-se contudo, pouco esclarecedores. Larsen (1942, pp. 39-43), interpretando a gênese do maciço alcalino de Iron Hill, Colorado, Estados Unidos da América, usou de idêntico recurso e che-

tentes deveriam ter-se originado a partir da cristalização fracionada de um magma basáltico, modificado pela assimilação em profundidade de material calcário. Não obstante assimilação possa contribuir para a formação das rochas alcalinas convém notar que, segundo Macdonald (1949, pp. 1581 e 1585), a simples adição de calcário ao magma basáltico, seguida de diferenciação do material contaminado resultante, não é suficiente para produzir rochas alcalinas de caráter fortemente insaturado.

Dos motivos expostos acima, somos levados a acreditar que diversos processos intervieram na formação das rochas que constituem o maciço de Itapirapuã. Assim, ao lado da cristalização fracionada, parece ter ocorrido ação de processos metassomáticos promovendo, seja a formação, dentro do corpo, de

variedades petrográficas enriquecidas em sódio, caso particular do cancrinita mariupolito, seja a formação de produtos alcalinizados (fentizados), nas imediações da zona de contato do maciço alcalino, junto às encaixantes de natureza granítica. Processos envolvendo assimilação de material carbonático muito possivelmente também contribuíram para a gênese das eruptivas de Itapirapuã e a abundância de minerais cálcicos nessas rochas, em especial no wollastonita-melanita-nefelina sienito, acrescido da presença de cálcios aflorando na região e à pequena distância do corpo alcalino (ver mapas das Figs. 2 e 3) podem ser interpretadas como feições sugestivas daquele fato. Assimilação de frações crostais sílicas podem também ter ocorrido na região de contato do corpo alcalino levando à formação de rochas altamente potássicas, como é o caso do pulaskito. Em adição a êsses processos, poder-se-ia ainda acrescentar o papel desempenhado pelos agentes voláteis no curso de evolução das rochas da província. A importância dos processos de emanação, como fator dominante na redistribuição dos elementos químicos no interior do magma, na formação de rochas alcalinas foi amp'amente considerada por Vlasov *et al.* (1966, pp. 589-592) em seu trabalho sôbre o maciço alcalino de Lovozero, na Península de Kola, Rússia. Nas rochas de Itapirapuã, a ação dos voláteis é evidenciada pela presença constante de cancrinita como mineral de alteração da nefelina, pela abundância de veios pegmatíticos cortando os nefelina sienitos e pela freqüência de concentrações uniminerálicas, comumente de dimensões centrimétricas, de piroxênio egirínico e biotita no corpo dessas rochas.

Os fatos apresentados levaram o autor a propor para o maciço alcalino de Itapirapuã uma interpretação genética baseada na cristalização fracionada de um magma primário de natureza basáltica, modificado pela interação dos seguintes processos: assimilação de cálcio e material crostal sílico, metassomatose e ação de agentes voláteis.

## Formação dos carbonatitos

Duas opiniões contrastantes envolvendo as relações genéticas entre rochas alcalinas/carbonatitos são citadas na literatura geológica. A primeira delas, defendida por Brögger (1921), von Ecker-mann (1948), Holmes (1950), etc., parte da suposição que o magma primário dos complexos alcalinos possui composição carbonática, enquanto que a segunda hipótese, apoiada por King (1949), King e Sutherland (1960), Tilley (1958) e outros, procura interpretar os carbonatitos como tendo sido formados a partir da consolidação de líquidos residuais do magma alcalino. A esta segunda hipótese correspondem comumente os modos de ocorrência dos corpos encontrados no campo. Um outro aspecto crítico ligado à gênese dessas rochas diz respeito à fonte do CO<sub>2</sub>. Na opinião de Verwoerd (1966, p. 197) há somente duas alternativas para a solução do problema: a) existência de carbono juvenil em quantidade suficiente na parte da crosta da terra ou manto onde os magmas são gerados e b) volume de CO<sub>2</sub> no magma primário aumentado por efeito de assimilação de material carbonático. Analisando detidamente a questão, com vistas ao estabelecimento do provável modo de origem dos carbonatitos sul africanos, Verwoerd (*op. cit.*, p. 202) chegou à conclusão que o magma basáltico pode conter carbono primário em proporção suficiente para satisfazer à formação dos carbonatitos. Todavia, faz-se necessário que êsse CO<sub>2</sub> venha a se concentrar nas frações residuais por efeito de diferenciação magmática em condições tais que impeça o seu escape.

A fonte de CO<sub>2</sub> para a formação dos carbonatitos de Itapirapuã poderia ser encontrada, quer junto ao magma basáltico primário, provavelmente o material gerador do complexo alcalino, quer junto ao cálcio vizinho, admitida a sua assimilação.

O modo de ocorrência dos carbonatitos de Itapirapuã, pequenos veios irregulares cortando os nefelinas sienitos,

demonstra de forma inescusável a sua formação tardia. O reconhecimento, ao microscópio, de cristais corroídos de feldspato alcalino circundados por calcita leva-nos a acreditar (*cf.* Kukhareno e Dontsova, 1964) de que o "emplacement" dessas rochas deu-se, pelo menos em parte, por substituição seletiva da rocha preexistente. Esse processo de carbonatização parece ter sido, segundo alguns Autores, o fator responsável pela formação dos carbonatitos (metacarbonatitos de conformidade com a terminologia de Verwoerd, 1965, p. 189) de vários distritos alcalinos (Goudini e Kruidfontein no continente sul africano; e de Fen na Noruega, etc.). A hipótese de formação de carbonatitos por substituição de rochas silicatadas, por efeito de soluções pneumatólitico-hidrotermais, vem sendo defendida por alguns pesquisadores russos, destacando-se entre eles: Kranch, Borodin, Kukhareno, etc.

A composição espectrográfica dos carbonatitos de Itapirapuã, caracterizada sobretudo por concentrações elevadas em Nb, Cu, La, Sr e Ba, parece apontar muito mais para uma formação metassomática dessas rochas, do que propriamente uma origem ligada à cristalização de um líquido magmático residual de composição carbonática. Esta interpretação é postulada tendo-se em vista a distribuição anômala de alguns elementos traços (Be, Ga, Mo, Sn e Pb), esperados, face ao seu comportamento químico teórico, de se acumularem no curso da diferenciação magmática.

#### Formação do corpo de magnetita

As inúmeras dificuldades comumente encontradas na distinção entre os depósitos originados por segregação magmática e os formados por processos de natureza hidrotermal, aliadas à pouca atenção que dispensamos ao estudo das reações texturais do minério de ferro, tornam problemáticas quaisquer tentativas de se estabelecer, de forma definitiva, a gênese do corpo de magnetita de

Itapirapuã. Entretanto, a associação íntima com rochas eruptivas de composição sienítica constitui, de conformidade com Park e MacDiarmid (1964, pp. 215-216), feição sugestiva de que a concentração de magnetita, situada na parte sul do maciço de Itapirapuã, deu-se por influência de processos de segregação magmática.

Face à limitação dos dados postos à nossa disposição, julgamos também prematuro emitir opinião definitiva sobre a cristalização da magnetita no corpo da rocha. Contudo, as dimensões centimétricas freqüentemente exibidas por esse mineral, refletindo maior fluidez do líquido magmático, parecem apontar no sentido de uma cristalização tardia para a magnetita. Da mesma forma, pouco se pode assegurar quanto ao mecanismo que levou a essa concentração de magnetita, podendo o mesmo ter-se dado por segregação gravitativa, imiscibilidade líquida ou mesmo "filter pressing". Problema análogo se verifica quanto ao modo de "emplacement" desse material, se consolidado "in loco" ou injetado.

#### Fenitização

Alterações metassomáticas das encaixantes, provocadas por soluções emanadas das rochas alcalinas, foram observadas nas bordas NE e SW do corpo, não obstante possam ter ocorrido em toda a extensão de sua zona de contato. A profunda alteração intempélica a que estão sujeitas as rochas da região, aliado ao intenso cisalhamento das encaixantes na zona de contato com o corpo alcalino, constituem os fatores responsáveis pelo número escasso de amostras frescas aí encontradas e tornam ainda impraticáveis quaisquer tentativas de delimitação da área afetada pela ação metassomática.

As várias evidências químicas e mineralógicas exibidas pelas rochas encaixantes, na região de contato com o maciço alcalino, são indicativas da existência de um processo de alteração que se identifica com o descrito e definido

originalmente por Brögger (1921, p. 171) e, mais tarde, estudado em todos os seus pormenores por von Eckermann (1948, p. 27), como *fenitização*. Contudo, em Itapirapuã, a ação dêsse processo parece ter sido incipiente e em lugar dos fenitos, como definidos pelo primeiro Autor, as rochas encaixantes ainda conservam quartzo, se bem que em menor percentagem, em sua composição.

Partindo-se do pressuposto que as rochas graníticas que servem de encaixante ao maciço alcalino tivessem originalmente e nas circunvizinhanças dêsse corpo composição uniforme, foram analisadas quimicamente duas amostras, a primeira coletada a uma distância aproximada de 1500 metros da zona de contato e a segunda dentro desta região (respectivamente, Am. 41 e 42 da Fig. 4), com o objetivo de se estabelecer as possíveis variações químicas e mineralógicas causadas nessas rochas pelo processo de fenitização. Os dados coligidos (Tabela XXVIII) são indicativos da existência de uma ação metassomática aditiva para os valores de alumina, ferro, magnésio, cálcio, sódio e fósforo e, em contraposição, uma subtrativa para os valores de sílica, titânio e potássio, no sentido da amostra localizada na zona de contato do maciço. Condicionadas a essas variações, processaram-se, em sentido idêntico e envolvendo principalmente os constituintes félsicos, mudanças consideráveis na composição mineralógica, acarretando diminuição progressiva dos teores de quartzo e microclínio e aumento do conteúdo de plagioclásio dessas rochas, passando-se de adamellito (rocha pouco afetada) para granodiorito (rocha fenitizada). Observou-se também que o teor de anortita do plagioclásio, determinado através de técnicas microscópicas e calculado a partir de normas moleculares, permaneceu praticamente constante nas duas amostras. Ao lado dessas transformações teve lugar uma nova alteração, de suma importância como feição indicativa de um metasomatismo aditivo de natureza sódico-férrica, transformando os minerais fer-

romagnesianos preexistentes, hornblenda verde comum e biotita, em anfibólio sódico (Fotomicrografias 17 e 18). Este mineral, de hábito acicular, formando comumente agregados fibrorradiais e que já havia sido identificado na amostra de adamellito ocorre no granodiorito fenitizado ocupando aproximadamente 3,6% em volume da rocha. Ao microscópio, destaca-se prontamente dado o seu caráter pleocróico com X = azul, Y = violeta e Z = incolor a amarelo. Sua birrefringência é muito baixa, fortemente anômala, 2V é próximo a 90° e a extinção quase paralela, com X no alongamento. O plano dos eixos ópticos é normal à face (010) e os índices de refração  $N_x = 1,672$  e  $N_z = 1,678$ . Com base na classificação de anfibólitos sódicos adotada por Heinrich (1965, p. 272), parece tratar-se de riebeckita. A presença de riebeckita em rochas fenitizadas tem sido observada em várias províncias alcalinas mundiais, merecendo destaque especial a de Anitápolis no Estado de Santa Catarina, recentemente descrita por Melcher e Coutinho (1966), onde o mineral atinge até 4,4 em volume da rocha. Em algumas amostras, essa ação metassomática resultou na formação de piroxênio sódico, em detrimento de anfibólio, a partir do mineral ferromagnésiano preexistente. Este piroxênio, a julgar por seus dados ópticos,  $N_y = 1,735$  a  $1,752$ , X: c = 10 a 15° e pleocroísmo marcante com X = verde, Y = verde amarelado e Z = amarelo esverdeado, tem composição situada no campo da egrina-augita, com aproximadamente 27 a 40% da molécula do primeiro. Além de formar-se às expensas da biotita, este mineral tem sido também identificado preenchendo zonas de fraturas de cristais pretéritos, bem como pequenos veios cortando a rocha fenitizada. Concomitantemente às modificações mineralógicas mencionadas, variações texturais ocorreram em resposta a esforços dinâmicos, provocando o aparecimento de feições cataclásticas, a saber, extinção ondulante do quartzo, fraturamento dos grânulos e encurvamento das linhas de clivagem dos feldspatos, etc.

TABELA XXVIII

## Adamellito e Granodiorito fenitizado

Composição química					Norma molecular				Análise modal			
% Pêso	41	42	ppm	41	42		41	42		41	42	
SiO <sub>2</sub>	70,4	60,0	Be	3,6	5,4	Qz	27,84	7,44	Quartzo	26,8	12,0	
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,16	Ga	14	22	Or	24,46	20,57	Microclínio	31,8	17,7	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,1	17,0	Cr	18	36	Ab	28,30	39,30	Oligoclásio			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	2,60	V	30	74	An	11,12	15,29	(An <sub>22</sub> e An <sub>28</sub> )	31,4	52,7	
FeO	1,80	3,38	Mo	nd	5	Wo	0,26	0,66				
MnO	tr.	tr.	Nb	8	25	Di	En	0,50	0,90	Biotita	6,4	8,9
MgO	0,89	2,11	Sn	4	9,5		Fs	0,81	1,63	Hornblenda	0,1	1,9
CaO	3,22	4,90	Ni	3,6	13		En	1,32	4,40	Riebeckita	0,2	3,6
Na <sub>2</sub> O	3,33	4,66	Co	5	10	Hy			Calcita	tr.	0,9	
K <sub>2</sub> O	4,16	3,48	Cu	140	140		Fs	1,39	3,71	Titanita	0,6	0,8
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,22	0,25	Sc	4	14	Mt	1,70	3,17	Opaco	0,7	0,9	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,25	Zr	230	340	Il	1,06	0,30	Epídoto	0,6	0,4	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,52	0,78	Y	9,5	40	Ap	1,34	1,68	Apatita	0,3	0,2	
CO <sub>2</sub>	tr.	0,15	La	88	180	Cc	—	0,30	Zircão	tr.	tr.	
S	*	*	Sr	390	490	H <sub>2</sub> O	0,42	0,50	Sericita	0,3	tr.	
Total	100,29	99,72	Pb	19	34				Clorita	—	tr.	
			Ba	1720	2860	Total	100,52	99,35	Allanita	0,1	tr.	

Analistas: Elementos principais — Benedito Alves Ferreira (I.G.G.).

Elementos traços — Cláudio Vieira Dutra (I.T.I.).

Sericitização dos cristais de feldspatos, consequência da hidratação parcial a que essas rochas foram submetidas, é frequente e constitui, ao lado das anteriores, feição característica dos primeiros estádios de fenitização (*cf.* von Eckermann, 1948, p. 29).

Do ponto de vista químico (elementos traços), verificou-se que, com exceção do cobre, cujo teor foi mantido, todos os demais elementos analisados tiveram seus valores majorados na amostra fenitizada em relação à inalterada.

Excluídas as variações de titânio e potássio (Tabela XXIX), as modificações químicas exibidas pelas rochas de Itapirapuã são concordantes, no seu sentido evolutivo, com as processadas nas encaixantes granodioríticas do maciço alcalino de Iivaara, Kuusamo, Finlândia (Lehijärvi, 1960, p. 27). Contudo, observa-se que na primeira ocorrência a porcentagem em pêso do material acres-

centado no transcurso de fenitização é um pouco menor que a removida, respectivamente, 9,32 e 11,45, enquanto que no distrito de Iivaara ocorre o inverso, com a porcentagem dos elementos adicionados alcançando 10,19 para 9,91 da subtraída. Ainda dentro dessa análise comparativa, qualquer explicação para os resultados discordantes obtidos para o potássio nas duas ocorrências, apresenta sérias dificuldades, visto que até o presente momento, o comportamento desse elemento durante a fenitização permanece discutível, face às conclusões antagônicas alcançadas por Brögger (1921, p. 173) e Saether (1957, p.23) em seus estudos na região de Fen, Noruega. O primeiro desses Autores observou que, ao lado da sílica, potássio tinha decrescido no decurso do processo, enquanto que sódio, alumina e cálcio tinham aumentado. Já Saether (1957) admitiu que, em contraposição ao decréscimo da sílica, teria havido aumento nos teores de

TABELA XXIX

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
<i>Itapiraçuã</i>										
Granodiorito femitizado	+ 60,0	+ 0,16	+ 17,0	+ 2,60	+ 3,38	+ 2,11	+ 4,90	+ 4,66	+ 3,48	+ 0,78
Adamellito	+ 70,4	+ 0,53	+ 14,1	+ 0,92	+ 1,80	+ 0,89	+ 3,22	+ 3,33	+ 4,16	+ 0,52
Diferença	- 10,4	- 0,37	+ 2,9	+ 1,68	+ 1,58	+ 1,22	+ 1,68	+ 1,33	- 0,68	+ 0,26
<i>Ivaara</i>										
Fenito	+ 63,19	+ 0,49	+ 16,52	+ 1,87	+ 1,35	+ 0,71	+ 2,59	+ 7,76	+ 4,42	+ 0,22
Granodiorito	+ 73,10	+ 0,15	+ 13,87	+ 0,64	+ 0,78	+ 0,43	+ 1,62	+ 4,49	+ 3,69	+ 0,07
Diferença	- 9,91	+ 0,34	+ 2,65	+ 1,23	+ 0,57	+ 0,28	+ 0,97	+ 3,27	+ 0,73	+ 0,15



sódio, potássio, alumina, cálcio e dióxido de carbono. Admitiu também que titânio, ferro e magnésio não sofreram qualquer transporte significativo durante o citado processo. Ao lado desse fato, convém igualmente frisar, segundo Melcher e Coutinho (1966, p. 67; transcrito de von Eckermann, 1948), que a natureza e intensidade das trocas metassomáticas podem diferir nas diversas ocorrências, pois dependem da composição inicial das rochas encaixantes, das soluções alcalinas, além de fatores físico-químicos ainda pouco investigados. Frise-se também que, em razão da heterogeneidade que em geral caracteriza os corpos de natureza metassomática e da precariedade dos dados que dispomos, não nos encontramos em condições de traçar um rumo definitivo para as mudanças químicas que teriam se processado nas rochas de Itapirapuã, assim que os comentários proferidos atrás devem ser tomados, tão somente, como primeira aproximação. Contudo, é particularmente interessante, face às conclusões apresentadas por McKie (1966, p. 293) em recente trabalho sobre o quimismo do processo de fenitização, que as variações químicas notadas nas amostras 41 e 42, em especial às relativas ao decréscimo de sílica e enriquecimento em alumina, cálcio, ferro e sódio, estão dentro do esquema geral de trocas metassomáticas estabelecido por aquele Autor.

#### Análise comparativa com ocorrências congêneres

##### Ocorrências brasileiras

A análise comparativa, reunindo as eruptivas alcalinas de Itapirapuã e outras do Brasil meridional, encontra sérias dificuldades em razão de dois aspectos: a) informações geológicas relativas às diversas ocorrências alcalinas brasileiras são comumente deficientes e b) observa-se carência quase total de dados químicos.

O maciço de Itapirapuã, face às suas particularidades mineralógico-petro-

gráficas, reflexos do caráter fortemente insaturado e da riqueza em cálcio e álcalis, ocupa posição singular entre as demais províncias alcalinas brasileiras. Contudo, alguns traços de identidade poderão ser encontrados entre essa ocorrência e as de Jacupiranga, Serrote e Anitápolis, tomando-se por base a associação mineralógico-petrográfica e a sua situação geológica.

Jacupiranga, Serrote e Anitápolis, a exemplo de Itapirapuã, são distritos alcalinos caracterizados por um conjunto de rochas marcadamente insaturadas, desprovidas ou não de feldspatos, e de composição variável passando de intermediárias a básicas e mesmo ultrabásicas. Têm ainda em comum a presença de carbonatitos, ocupando aproximadamente as suas partes centrais, além do fato da apatita existente nessas rochas dar origem por ação intempérica a concentrações de fosfato residual, que, eventualmente, caso de Jacupiranga e Serrote, podem apresentar interesse comercial.

Processos de fenitização, afetando a rocha encaixante de natureza granítica-granodiorítica, foram também reconhecidos em Anitápolis (Melcher e Coutinho, 1965) e Jacupiranga (Melcher, 1956). À semelhança do acontecido em Itapirapuã, o metassomatismo nesses distritos parece ter sido incipiente, limitando-se tão somente a provocar algumas modificações texturais e mineralógicas nas rochas encaixantes, sem ter contudo, conduzido à formação de fenitos como foram descritos originalmente por von Eckermann (1948). A julgar por informações ópticas, extraídas do estudo microscópico de minerais de rochas, a metassomatose em Anitápolis (*cf.* Melcher e Coutinho, 1965, p. 88) teve caráter pronuncialmente sódico. Todavia, a falta de dados químicos impede que se tenha uma caracterização mais completa do fenômeno, tornando conseqüentemente impraticável um confronto mais direto com o ocorrido nas rochas de Itapirapuã.

Quanto à gênese, pouco se pode dizer sobre os distritos de Jacupiranga, A-

nitápolis e Serrote, visto que eles até o presente momento, face à inexistência de dados químicos, não foram investigados do ponto de vista petrológico. Apenas algumas rápidas considerações foram formuladas por Melcher (1954, pp. 16-18) e Melcher e Coutinho (1966, pp. 87-91), sem ter contudo levado a uma conclusão definitiva sobre o assunto. Ocorrências estrangeiras

Um exame rápido da literatura mundial mostra a semelhança mineralógico-petrográfica existente entre a província de Itapirapuã e numerosas outras espalhadas pelo mundo, sobretudo, as localizadas no continente africano. Entretanto, merece registro especial a similaridade com os distritos alcalinos de Magnet Cove e Iron Hill, respectivamente, situados nos estados de Arkansas e Colorado dos Estados Unidos da América e de Iivaara no distrito de Kuusamo na Finlândia.

Mineralogicamente, essas ocorrências guardam perfeita identidade com as de Itapirapuã, ressaltando-se a riqueza de minerais cálcicos, sendo melanita um dos seus constituintes principais, e minerais insaturados, com nefelina e cancrinita em primeiro plano. Um número considerável de variedades petrográficas tem sido reconhecido nesses distritos, formando em geral dois grandes grupos: a) o grupo contendo feldspato em sua composição, incluindo os diversos tipos de sienitos, e b) o grupo desprovido desse mineral, correspondendo às rochas al-

calinas ultrabásicas (jacupiranguito e outras), às rochas da série dos ijolitos e aos carbonatitos.

Dessas três províncias, somente Magnet Cove não tem por encaixante rocha de composição granítica, estando o maciço circundado em toda sua extensão por rochas sedimentares paleozóicas, mostrando predominância local de folhelho, arenito e novaculito. Processos de fenitização apenas foram observados em Iivaara, tendo levado à formação, em estádios avançados, de sienitos insaturados. A analogia com o sucedido em Itapirapuã já foi debatida no sub-capítulo de Fenitização.

Quanto à gênese, pouco se pode dizer sobre Iivaara, visto que Lehijärvi (1960) em seu trabalho sobre o distrito não fornece muitos dados a esse respeito. Já Magnet Cove e Iron Hill foram exaustivamente discutidas do ponto de vista genético por Erickson e Blade (1963) e Larsen (1952). Enquanto os primeiros Autores advogaram para o complexo de Magnet Cove uma origem a partir da diferenciação e cristalização fracionada de um magma residual tendo a composição de um fonólito máfico, que por sua vez se derivou por cristalização fracionada de um magma regional insaturado de composição olivina basalto, esse último Autor acreditou que o maciço alcalino de Iron Hill formou-se pela reação de um magma basáltico com calcário, seguido de diferenciação magmática do material contaminado resultante.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

As considerações finais relativas ao estudo geoquímico e petrológico do maciço alcalino de Itapirapuã são as seguintes:

1. O corpo alcalino, de forma irregular e alongada para NW, ocupa área aproximada de 4 km<sup>2</sup> e encontra-se inteiramente encaixado em extensa massa de composição granítica.

2. Calcário metamórfico, pertencente ao Grupo Açungui, aflora na região e à pequena distância do maciço alcalino.

3. Histogramas de composição mineralógica indicam que feldspatóides, nefelina e seus produtos de alteração, constituem, juntamente com feldspatos, os principais minerais félsicos das rochas alcalinas, enquanto que os diversos membros da série dos piroxênios (soda-augita, egirina-augita e egirina) formam com a melanita (variedade de granada titanífera) os ferromagnesianos mais importantes. Como minerais acessórios foram reconhecidos: magnetita, titanita e apatita.

4. A cristalização dos piroxênios, evidenciada a partir de informações microscópicas e diagramas de variação química processou-se na seguinte seqüência: soda-augita → egirina-augita → egirina.

5. Do ponto de vista petrográfico, o distrito alcalino é constituído inteiramente de rochas insaturadas, predominando nefelina sienitos sobre as demais variedades. Melanita-nefelina sienitos, melanita malignito, biotita melteigito, pulaskito, cancrinita mariupolito e wolastonita-melanita-nefelina sienito, foram também reconhecidos.

6. Tinguaitos, ocorrendo provavelmente como pequenos diques, são encontrados no interior e fora do corpo alcalino.

7. Carbonatitos, ocupando aproximadamente as partes centrais do maci-

ço, estão presentes na forma de pequenos veios irregulares cortando os nefelina sienitos e parecem ter-se formado por substituição seletiva dessas rochas.

8. Uma brecha magmática, mostrando área de exposição de alguns metros quadrados, aflora na parte sul do maciço. A composição mineralógica de sua matriz e fragmentos é relativamente simples e corresponde à dos nefelina sienitos e melanita-nefelina sienitos. Não foram encontrados fragmentos da própria brecha o que leva a supor a existência de uma única fase cataclástica.

9. Um corpo de magnetita compacta, tendo em profundidade a forma de uma cornucópia, é encontrado na extremidade sul do maciço e vem sendo explorado comercialmente. Essa concentração de magnetita, provavelmente de cristalização tardia, parece ter-se dado por influência de segregação magmática, desconhecendo-se no entanto o mecanismo que levou à sua formação, bem como o seu modo de "emplacement".

10. As principais características químicas das rochas de Itapirapuã são: pobreza em sílica e magnésio, abundância em cálcio, álcalis e voláteis e concentrações elevadas em V, Nb, Y, Cu e Ba.

11. Os valores obtidos para os índices alcaíticos, juntamente com as feições mineralógicas, constituem as evidências indicativas do caráter "miasquítico" das rochas que compõem o maciço.

12. O índice álcali-cálcico da província de Itapirapuã, obtido a partir do diagrama de Peacock (1931), é aproximadamente 43,5, permitindo com isso incluí-la dentro da série alcalina desse Autor.

13. A análise dos diversos diagramas de variação química parece apontar a cristalização fracionada como um

dos fatores atuantes na formação das rochas alcalinas de Itapirapuã. Os traçados das diferentes curvas obtidas correspondem em traços gerais aos que se deveriam esperar do processo de cristalização fracionada de um magma de composição basáltica.

14. Processos envolvendo assimilação de calcário e material crosta silício, metassomatose e ação de voláteis parecem também ter contribuído para a gênese do maciço de Itapirapuã.

15. Evidências mineralógicas e químicas parecem indicar que a rocha encai-

xante do corpo alcalino foi afetado por processos de fenitização. Contudo, o produto resultante, se bem que mostrando sinais indiscutíveis de ação metassomática, ainda é portador de quartzo em sua composição.

16. Uma rápida análise comparativa aponta Jacupiranga, Serrote e Anitápolis, dentre as nacionais, e Iron Hill, Magnet Cove e Iivaara, dentre as estrangeiras, como as províncias alcalinas que guardam semelhanças mineralógicas e petrográficas com Itapirapuã.

## AGRADECIMENTOS

O presente trabalho tornou-se possível graças à colaboração prestada pelo Conselho Nacional de Pesquisas na forma de auxílio para os trabalhos de campo e de laboratório.

Consignamos os melhores agradecimentos aos Profs. Rui Ribeiro Franco e José Moacyr Vianna Coutinho pela orientação e colaboração dispensada no transcórre de nossas pesquisas, bem como pelo estímulo e amizade com que sempre nos distinguiram.

Aos químicos Benedito Ferreira Alves, Cláudio Vieira Dutra, Glória Berenice C. T. C. Brazão da Silva, Raphael Hypólito e Silvia Lourdes Moro somos imensamente gratos pela execução das análises químicas de rochas e minerais.

Deixamos também consignados os nossos melhores agradecimentos a Companhia de Cimento Portland Maringá, na pessoa do Dr. José Epitácio Passos Guimarães, pelas inúmeras facilidades concedidas no decorrer dos trabalhos de campo.

Ao Prof. Evaristo Ribeiro Filho, do Departamento de Geologia e Paleon-

tologia desta Faculdade, agradecemos a gentileza das fotomicrografias das seções delgadas. Ao Prof. Franco Levi, do mesmo Departamento, o nosso reconhecimento pelas sugestões apresentadas ao trabalho, no tocante à parte de Geoquímica.

Somos gratos ao colega Marcos Aurélio Farias de Oliveira pelo inestimável auxílio prestado nas várias etapas desta pesquisa.

À Srta. Maria Inês de Paiva a nossa gratidão pela valiosa ajuda dispensada, seja na revisão do texto, seja no trabalho de datilografia. Ao Sr. José Ponzichilli somos gratos pela elaboração das tabelas constantes desta obra, a execução dos cálculos radiocristalográficos, assim como a sua participação no trabalho de datilografia. Ao Sr. José Rufino agradecemos a eficiência e dedicação demonstrada na confecção das diversas figuras que ilustram o presente trabalho.

A todos que, direta ou indiretamente, prestaram sua colaboração, os nossos melhores agradecimentos.

## BIBLIOGRAFIA

- AHRENS, L. H. (1952) — The use of ionization potentials. Part I: Ionic radii of elements — *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 2, pp. 155-169.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1955) — *Geologia e Petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha* — *Div. Geol. Miner., Mon. XIII*, pp. 1-181.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1961) — *Geologia e Petrologia da Ilha de Trindade* — *Div. Geol. Miner., Mon. XVIII*, pp. 1-197.
- AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J. H. (1967) — Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil — *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 31, pp. 117-142.
- AOKI, K. (1964) — Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan — *Amer. Mineral.*, 49, pp. 1199-1223.
- ASTM (1965) — X-Ray power data file (American Society for Testing Materials).
- BAILEY, D. K. e SCHAIRER, J. F. (1966) — The system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  at 1 atmosphere, and the petrogenesis of alkaline rocks — *J. Petrol.*, 7, pp. 114-170.
- BARTH, T. F. W. (1962) — *Theoretical Petrology* — John Wiley and Sons, New York.
- BEUS, A. A. (1956) — The geochemistry of beryllium — *Geochemistry*, 5, pp. 511-531.
- BORISENKO, L. F. (1959) — On the distribution of scandium in igneous rocks from the example of some massifs of the Soviet Union. — *Geochemistry*, 7, pp. 770-777.
- BORISENOK, L. A. (1959) — Distribution of gallium in the rocks of the Soviet Union — *Geochemistry*, 1, pp. 52-70.
- BOWEN, N. L. (1928) — *The evolution of the igneous rocks* — Princeton University Press, Princeton.
- BOWEN, N. L. (1937) — Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous geology — *Amer. J. Sci.*, 33, pp. 1-21.
- BOWEN, N. L. (1945) — Phase equilibria bearing of the origin and differentiation of alkaline rocks — *Amer. J. Sci.*, 243-A, pp. 75-89.
- BOWEN, N. L., SCHAIRER, J. F., e POSNJAK, E. (1933) — The system  $\text{CaO}-\text{FeO}-\text{SiO}_2$  — *Amer. J. Sci.*, 26, pp. 193-284.
- BRÖGGGER, W. C. (1921) — *Die Eruptivegesteine des Kristianiagebietes. IV, Das Fengebiet in Telemarken, Norwegen* — *Vidensk. selsk skrifter, I. Mat.* — naturv. Klasse n<sup>o</sup> 9, Oslo.
- BROWN, G. M. (1957) — Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland — *Min. Mag.*, 31, pp. 511-543.
- BROWN, G. M. e VINCENT, E. A. (1963) — Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland — *J. Petrol.*, 4, pp. 175-197.
- BUTLER, J. R. (1954) — The geochemistry and mineralogy of rock weathering (2). The Nordmarka area, Oslo — *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 6, pp. 268-281.
- BUTLER, J. R. e SMITH, A. Z. (1962) — Zirconium, niobium and certain other trace elements — *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 26, pp. 945-953.
- CARMICHAEL, I. S. E. (1962) — Pantelleritic liquids and their phenocrysts — *Min. Mag.*, 33, pp. 86-113.
- CARR, M. H. e TUREKIAN, K. K. (1961) — The geochemistry of cobalt. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 23, pp. 9-60.
- CHAO, E. C. T. e FLEISCHER, M. (1960) — Abundance of zirconium in igneous rocks — *Rep. Int. Geol. Congr. XXI Session (Norden)*. Part I, pp. 106-131.

- CHAYES, F. (1949) — A simple point counter for thin-section analysis — *Amer. Mineral.*, 34, pp. 1-11.
- DALY, R. A. (1933) — *Igneous rocks and the depths of the Earth* — McGraw — Hill Book Co., Inc., New York.
- DEANS, T. (1966) — Economic mineralogy of carbonatite complexes in Carbonatites (Ed. O. F. Tuttle e J. G. Gittins). Interscience Publishers, London.
- DEGENHARDT, H. (1957) — Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Lithosphäre — *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 11, pp. 279-309.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. e ZUSSMAN, J. (1963) — Rock forming minerals. Vol. I (Ortho — and ring Silicates) e Vol. II (Chain Silicates), Longmans. Vol. IV (Framework Silicates) — John Wiley and Sons, Inc.
- ECKERMANN, H. v. (1948) — The alkaline district of Alnö Island — *Sverig. Geol. Undersök.*, Ser. Ca., 36, pp. 1-176.
- ECKERMANN, N. v. (1952) — The distribution of barium and strontium in the rocks and minerals of the syenite and alkaline rocks of Alnö Island — *Arkiv Mineral. Geol.*, 13, pp. 367-375.
- EDGAR, A. D. (1965) — The mineralogical composition of some nepheline alteration products — *Amer. Mineral.*, 50, pp. 978-989.
- ERICKSON, R. L. e BLADE, L. V. (1963) — Geochemistry and petrology of the Alkaline Igneous Complex at Magnet Cove, Arkansas — *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 425, pp. 1-93.
- FREITAS, R. O. de (1947) — *Geologia e Petrologia da Ilha de São Sebastião* — *Fac. Fil. Ci. Let.*, 85, *Geologia* nº 3, pp. 1-244.
- GERASIMOVSKII, V. I. (1956) — Geochemistry and mineralogy of nepheline syenite intrusions — *Geochemistry*, 5, pp. 494-510.
- GERASIMOVSKII, V. I. e BELYAYEV, Y. I. (1963a) — Chromium, nickel, vanadium and copper content of alkaline rocks, Kola Peninsula — *Geochemistry*, 1, pp. 22-34.
- GERASIMOVSKII, V. I. e BELYAYEV, Y. I. (1963b) — Manganese, barium and strontium in the alkaline rocks of the Kola Peninsula — *Geochemistry*, 12, pp. 1161-1174.
- GERASIMOVSKII, V. I. e LEBEDEV, V. I. (1958) — Proportions of strontium and calcium in rocks of the Lovozero massif — *Geochemistry*, 6, pp. 699-705.
- GERASIMOVSKII, V. I. e NESMEYANOVA, L. I. (1960) — Lead and zinc distribution in the rocks of the Lovozero, massif — *Geochemistry*, 7, pp. 704-708.
- GOLD, D. P. (1966) — The average and typical chemical composition of carbonatites — *Ind. Mineral.* (no prelo).
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1954) — *Geochemistry* — (Ed. A. Muir). Oxford University Press.
- GOLDSCHMIDT, V. M. e PETERS, C. L. (1931) — Zur Geochemie des Galliums — *Nachr. Ges. Wiss., Göttingen, Math. Phys. Kl., fachgruppe IV*, pp. 165-183.
- GOMES, C. B. e CORDANI, U. G. (1965) — Geocronologia do maciço alcalino de Itapirapuã, SP, Brasil — *An. Acad. Bras. Ci.*, 37, pp. 497-501.
- GOMES, C. B. DUTRA, C. V., HYPOLITO, R. e VALARELLI, J. V. — As granadas titaníferas das rochas alcalinas de Itapirapuã, SP, Brasil — (em preparação).
- GORDON, M. Jr. e MURATA, K. J. (1952) — Minor elements in Arkansas bauxite — *Econ. Geol.*, 47, pp. 169-179.
- GORDY, W. e THOMAS, W. J. O. (1956) — Electronegativities of the elements — *J. Chem. Phys.*, 24, pp. 439-444.
- GUIMARÃES, D. e DUTRA, C. V. (1962) — Contribuição à geoquímica das rochas alcalinas do Brasil — *Div. Fom. Prod. Mineral*, 112, pp. 47-70.
- HEIER, K. S. (1964) — Geochemistry of the nepheline syenite on Stjenöy, North Norway — *Norsk Geol. Tidsskr.*, 44, pp. 205-215.
- HEIER, K. S. e TAYLOR, S. R. (1964) — A note on the geochemistry of alkaline rocks — *Norsk Geol. Tidsskr.*, 44, pp. 197-204.

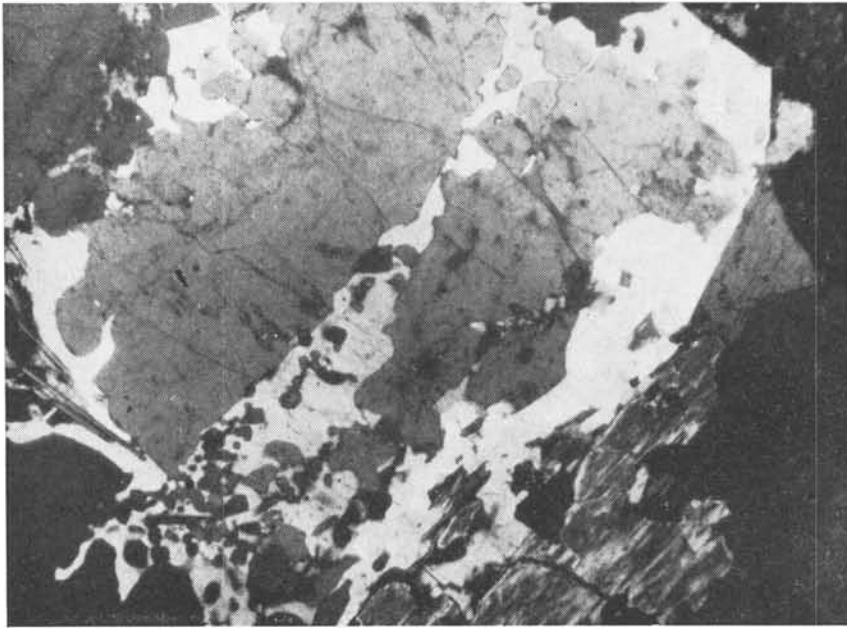
- HEINRICH, E. Wm. (1965) — Microscopic identification of minerals — McGraw Hill Book Co., New York.
- HESS, H. H. (1949) — Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes, Part I — Amer. Mineral., 34, pp. 621-666.
- HEWITT, D. F. (1960) — Nepheline syenite deposits of Southern Ontario — Ontario Dept. Mines, 69, p. 169.
- HIGAZY, R. A. (1954) — Trace elements of volcanic and ultrabasic potassic rocks of southwestern Uganda and adjoining parts of the Belgian Congo — Bull. Geol. Soc. Amer., 65, pp. 39-70.
- HOLMES, A. (1920) — Petrographic methods and calculations — Thomas Murby and Co., London.
- HOLMES, A. (1950) — Petrogenesis of katungite and its associates — Amer. Mineral., 35, pp. 772-792.
- HYTÖNEN, K. (1959) — On the petrology and mineralogy of some alkaline volcanic rocks of Toror Hills, Mt. Moroto, and Morulinga, north-eastern Uganda — Bull. Comm. Geol. Finlande, 184, pp. 75-132.
- JOHANNSEN, A. (1938 e 1939) — A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. I (2a. edição) e Vol. IV — University Chicago Press, Chicago.
- KENNEDY, G. C. (1947) — Charts for correlation of optical with chemical composition of some common rock-forming minerals — Amer. Mineral., 32, pp. 561-573.
- KING, B. C. (1949) — The Napak area of Southern Karamoja, Uganda — Uganda geol. Surv. Mem., 5.
- KING, B. C. (1965) — Petrogenesis of the Alkaline Igneous Rock Suites of the Volcanic and Intrusive Centres of Eastern Uganda — J. Petrol., 6, pp. 67-100.
- KING, B. C. e SUTHERLAND, D. S. (1960) — Alkaline rocks of Eastern and Southern Africa — Science Progress, 48, pp. 709-720.
- KING, B. C. e SUTHERLAND, D. S. (1966) — The carbonatites complexes of Eastern Uganda: in Carbonatites — (Ed. O. F. Tuttle e J. G. Gittins). Interscience Publishers, London.
- KUKHARENKO, A. A. e DONTSOVA, E. I. (1964) — A contribution to the problem of the genesis of carbonatites — Econ. Geol. USSR, 1, pp. 47-68.
- KULP, J. L. (1961) — Geologic time scale — Science, 133, pp. 1105-1114.
- KURODA, P. K. e SANDELL, E. B. (1954) — Geochemistry of molybdenum — Geochim. et Cosmoch. Acta, 6, pp. 35-63.
- KUSHIRO, I. (1959) — Preliminary note on alkali - dolerite of Atumi district, northern Japan — Japanese J. Geol. Geogr., 30, pp. 259-272.
- KUSHIRO, I. (1960) — Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks — Amer. J. Sci., 258, pp. 548-554.
- LA TOUCHE, T. H. D. (1908) — A specific gravity balance for large rock specimens — Nature, 77, p. 221.
- LARSEN, E. S. (1942) — Alkalic rocks of Iron Hill, Gunnison Country, Colorado — U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 197-A, pp. 1-64.
- LE BAS, M. J. (1962) — The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage — Amer. J. Sci., 260, pp. 267-288.
- LEHIJÄRVI, M. (1960) — The alkaline district of Iivaara, Kuusamo, Finland — Bull. Comm. Géol. Finland, 185, pp. 1-62.
- LEINZ, V. (1940) — Petrologia das jazidas de apatita de Ipanema — Div. Fom. Prod. Mineral, 40, pp. 1-52.
- MACDONALD, G. A. (1949) — Hawaiian petrographic province — Bull. Geol. Soc. Amer., 60, pp. 1541-1596.
- McKENZIE, W. S. e SMITH, J. V. (1955) — The alkali feldspars: I Orthoclase microperthites — Amer. Mineral., 40, pp. 707-732.
- McKENZIE, D. (1966) — Fenitization: in Carbonatites — (Ed. O. F. Tuttle e J. G. Gittins). Interscience Publishers, London.
- MELCHER, G. C. (1954) — Nota sobre o distrito alcalino de Jacupiranga, Estado de São Paulo — Div. Geol. Miner., No-



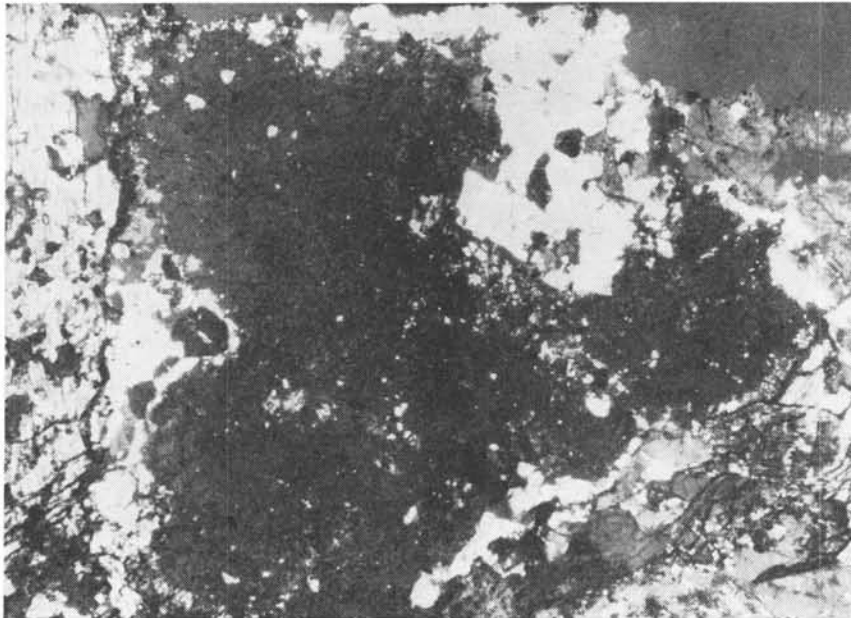
- tas Preliminares e Estudos, 84, pp. 1-20.
- MELCHER, G. C. e JOHNSON, R. F. (1957) — Geologia e depósitos minerais do vale do rio Ribeira de Iguape — Div. Fom. Prod. Mineral (inédito).
- MELCHER, G. C. e COUTINHO, J. M. V. (1966) Rochas alcalinas e carbonatito de Anitápolis, Estado de Santa Catarina — Soc. Bras. Geol., 15, pp. 59-93.
- MELFI, A. J. BITTENCOURT, I. e CORDANI, U. G. (1965) — Reconhecimento fotogeológico de parte do grupo Açungui — Bragantia, 24, pp. 447-474.
- MOORE, C. E. (1958) — Atomic Energy Levels — U. S. Nat. Bur. Standards Circ. 467, vol. 3.
- MORAES REGO, L. F. de (1933) — Contribuição ao estudo das formações prédevoneanas de São Paulo — Inst. Agron. Geogr. São Paulo, pp. 1-43.
- NOCKOLDS, S. R. (1954) — Average chemical composition of some igneous rocks — Bull. Geol. Soc. Amer., 65, pp. 1007-1032.
- NOCKOLDS, S. R. e ALLEN, R. (1953) — The geochemistry of some igneous rock series. Part I — Geochim. et Cosmoch. Acta, 4, pp. 105-142.
- NOCKOLDS, S. R. e ALLEN, R. (1954) — The geochemistry of some igneous rock series. Part II — Geochim. et Cosmoch. Acta, 5, pp. 245-285.
- NOCKOLDS, S. R. e MITCHELL, R. L. (1948) The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks: A study in relationship between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals — Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 61, pp. 533-575.
- OFTEDAL, I. (1943) — Scandium in biotite as a geologic thermometer — Norsk Geol. Tidsskr., 23, p. 202.
- OLSON, J. C. SHAW, D. R., PRAY, L. C. SHARP, W. N. e HEWETT, D. F. (1954) — Rare earth mineral deposits of the Mountain Pass District, San Bernardino County, California — U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 261.
- PARK, C. F. Jr. e MacDIARMID, R. A. (1964) — Ore Deposits — W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- PASSOS, GUIMARÃES, J. E. (1960) — Relatório sobre a jazida de magnetita de Itapirapuã, Município de Ribeira — (inédito).
- PEACOCK, M. A. (1931) — Classification of igneous rock series — J. Geol., 39, pp. 54-57.
- PECORA, W. T. (1956) — Carbonatites: A review — Bull. Geol. Soc. Amer., 67, 1537-1556.
- PENALVA, F. (1962) — Brecha magmática do Itatiaia — Soc. Bras. Geol., 11, pp. 117-122.
- RINGWOOD, A. E. (1955a) — The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization. Part I: The influence of electronegativity — Geochim. et Cosmochim. Acta, 7 pp. 189-202.
- RINGWOOD, A. E. (1955b) — The principles governing trace element behaviour during magmatic crystallization. Part II: The role of complex formation — Geochim. et Cosmoch. Acta., 7, pp. 242-254.
- SAETHER, E. (1957) — The alkaline rock province of the Fen area in southern Norway — Det. Kgl. Norske. Vid. Selsk. Skr., nº 1.
- SANDELL, E. B. (1952) — The beryllium content of igneous rocks — Geochim. et Cosmoch. Acta, 2, pp. 211-216.
- SANDELL, E. B. e GOLDICH, S. S. (1943) — The rarer metallic constituents of some American igneous rocks — J. Geol., 51, pp. 99-115. e 167-189.
- SCHAIRER, J. F. (1950) — The alkali-feldspar join in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ :  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ :  $\text{SiO}_2$  — J. Geol., 58, pp. 512-517.
- SEMENOV, E. I. (1958) — Relationship between composition of rare earths and composition and structures of minerals — Geochemistry, 5, pp. 574-586.
- SHAND, S. J. (1943) — Eruptive Rocks — Thomas Murby, (2a. edição).
- SHAND, S. J. (1945) — The present status of Daly's hypothesis of the alkaline rocks — Amer. J. Sci., 243-A, pp. 495-507.

- SHAW, D. M. (1957) — The geochemistry of gallium, indium and thallium: a review — *Physics and Chemistry of the Earth*, 2, pp. 164-211. Pergamon Press.
- SHAW, D. M. (1964) — Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines — Masson et Cie., Paris.
- SIEDNER, G. (1965) — Geochemical features of a strongly fractionated alkali igneous suite — *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 29, pp. 113-137.
- SIMPSON, E. S. W. (1954) — On the graphical representation of differentiation trends in igneous rocks — *Geol. Mag.*, 91, pp. 238-244.
- SÖRENSEN, H. (1960) — On the agpa'itic rocks — *Rep. Int. Geol. Congr. XXI Session (Norden)*. Part XIII, pp. 319-327.
- TAYLOR, S. R. (1966) — The application of trace element data to problems in petrology — *Physics and Chemistry of the Earth*, 6, pp. 133-213. Pergamon Press.
- TEMPLE, A. K. e GROGAN, R. M. (1965) Carbonatite and related alkalic rocks at Powderhorn, Colorado — *Econ. Geol.* 60, pp. 672-692.
- TILLEY, C. E. (1958) — Problems of alkali rockgenesis — *Quart. J. Geol. Lond.*, 113, pp. 323-357.
- TRÖGER, W. E. (1956) — *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale* — E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart (2a. edição).
- TUREKIAN, K. K. e KULP, J. L. (1956) — The geochemistry of Strontium — *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 10, pp. 245-296.
- TUREKIAN, K. K. e WEDEPOHL, K. H. (1961) — Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 72, pp. 175-192.
- TURNER, F. J. (1942) — Determination of extinction angles in monoclinic pyroxenes and amphiboles — *Amer. J. Sci.* 240, pp. 571-583.
- TURNER, F. J. e VERHOOGEN, J. (1960) *Igneous and metamorphic petrology* — McGraw Hill Book Co., New York (2a. edição).
- TUTTLE, O. F. (1952) — Optical studies on alkali feldspars — *Amer. J. Sci.*, Bowen vol., pp. 553-567.
- UPTON, B. G. (1960) — The alkaline igneous complex of Kûngnât Fjeld, South Greenland — *Medd. om Grönland*, 123, pp. 5-141.
- USSING, N. V. (1911) — Geology of country around Julianehaab, Greenland — *Medd. om Grönland*, 38, p. 376.
- VERWOERD, W. J. (1966) — South African carbonatites and their probable mode or origin — *Ann. Univ. Stellenbosch*, 41, ser. A (2), pp. 1-233.
- VINOGRADOV, A. P., VAINSHEIN, E. E. e PAVLENKO, L. I. (1958) — Tungsten and molybdenum in igneous rocks (as related to the geochemistry of tungsten) — *Geochemistry*, 5, pp. 497-509.
- VLASOV, K. A., KUZ'MENKO, M. Z. e ES'KOVA, E. M. (1966) — The Lovozero alkali massif — Hafner Publishing Company, New York.
- VOGT, J. H. L. (1924) — Nickel in igeous rocks — *Econ. Geol.*, 18, pp. 307-353.
- WAGER, L. R. e MITCHELL, R. L. (1951) The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma: A further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland — *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 1, pp. 129-208.
- WAMBEKE, L. v. (1964) — La géochimie des roches du Kaiserstuhl — EURATOM publication. EUR, 1827, d, f, e, pp. 93-192.
- WARNE, S. St. (1962) — A quick field or laboratory staining scheme for the differentiation of the major carbonate minerals — *J. Sed. Petrol.*, 32, pp. 29-38.
- WICKMAN, F. E. (1943) — Some aspects of the geochemistry of igneous rocks and of crystallization by differentiation — *Geol. Fören. Stockolm Förh.*, 65, pp. 371-396.
- WILKINSON, J. F. G. (1957) — The clinopyroxenes of a differentiated teschenite sill, near Gunnedah, New South Wales — *Geol. Mag.*, 94, pp. 123-134.
- WILLIAMS, C. E. (1959) — The origin of carbonatites and related alkaline rocks

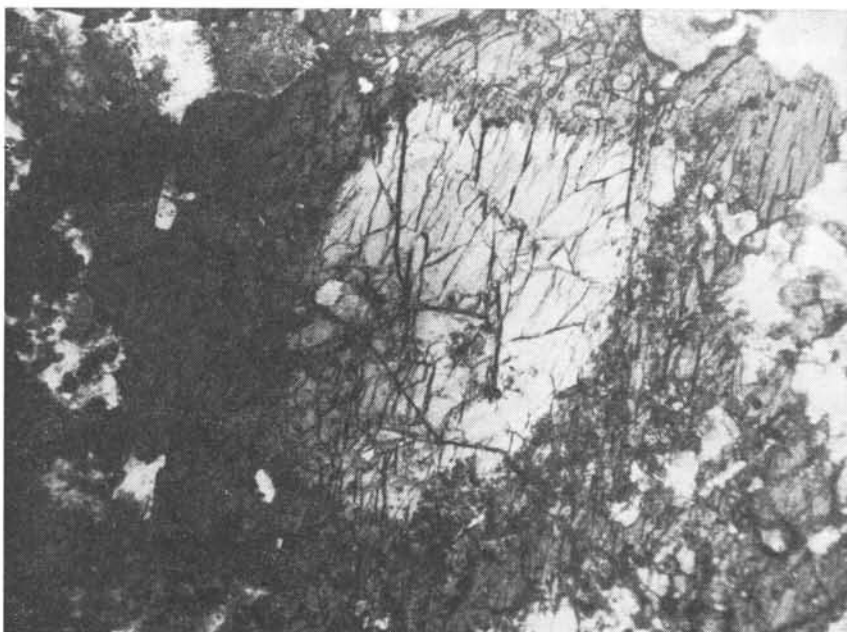
- Rec. geol. Surv. Uganda 1955-1956, pp. 9-31.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J. e GILBERT, C. M. (1954) — Petrography: An introduction to the study of rocks in thin section — W. H. Freeman and Co., San Francisco.
- YAGI, K. (1953) — Petrochemical studies on the alkalic rocks of the Morotu district, Sakhalin — Bull. Geol. Soc. Amer., 64, pp. 769-810.
- YAGI, K. (1958) — Synthetic pyroxenes of acmite-diopside system. — J. Min. Soc. Japan, 3, pp. 763-769.
- YAGI, K. (1962) — A reconnaissance of the systems acmite-diopside and acmite-nepheline — Carnegie Inst. Washington, Year Book 61, pp. 98-99.
- YAGI, K. (1966) — The system acmite-diopside and its bearing on the stability relations of the acmite-hedenbergite-diopside system — Amer. Mineral., 51, pp. 976-1000.
- YEREMENKO, G. K., WALTER, A. A. e KLIMENCHUNK, V. I. (1963) — On the distribution of gallium in alkalic rocks, Azov Region — Geochemistry, 2, pp. 145-150.
- ZEDLITZ, O. (1933) — Über titanreichen Kalkeisengranat II — Zentrabl. Min., A, 225-237.
- ZEDLITZ, O. (1935) — Über titanhaltige Kalkeisengranat II — Zentrabl. Min., A, p. 68-78.
- ZLOBIN, B. I. e GORSHKOVA, M. S. (1964) — Lead and zinc in alkalic rocks and their bearing on some petrological problems — Geochemistry, 4, pp. 317-328.



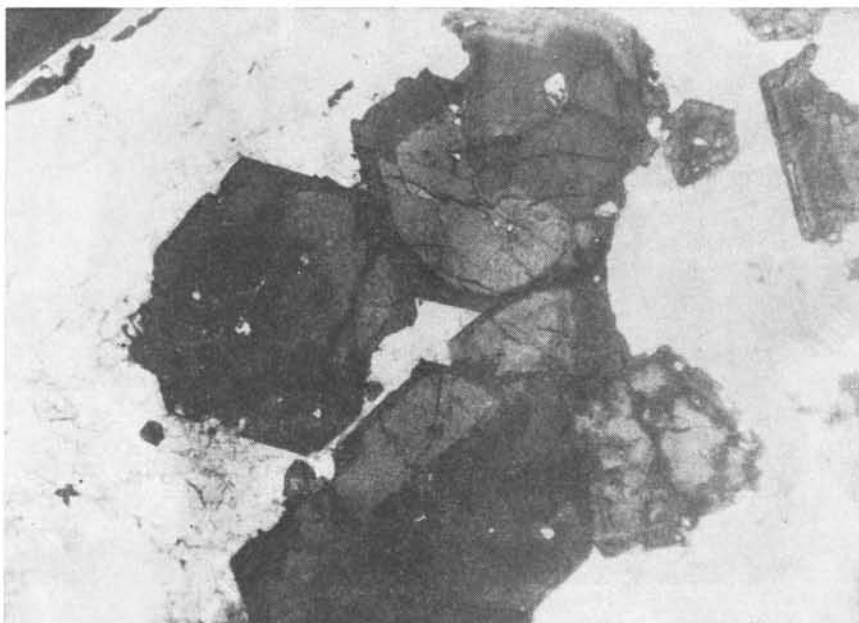
Fotomicrografia 1 — Cancrinita (branca) formando-se às expensas de nefelina (cinza). Cristal grande de egrina-augita, mostrando clivagem, na parte inferior da foto, lado direito. Nícois cruzados. Aumento: 40 X.



Fotomicrografia 2 — Agregado mineralógico semi-isotrópico (cinza escuro) resultante da alteração de nefelina. No seu interior veem-se pontos claros correspondentes à cancrinita e calcita (maior relêvo). Nas bordas do agregado, ainda aparecem remanescentes (branca) do antigo cristal de nefelina, bem como cancrinita (alguns pontos cinzentos) e calcita (grânulos de maior relêvo). Nícois sub-paralelos. Aumento: 40 X.



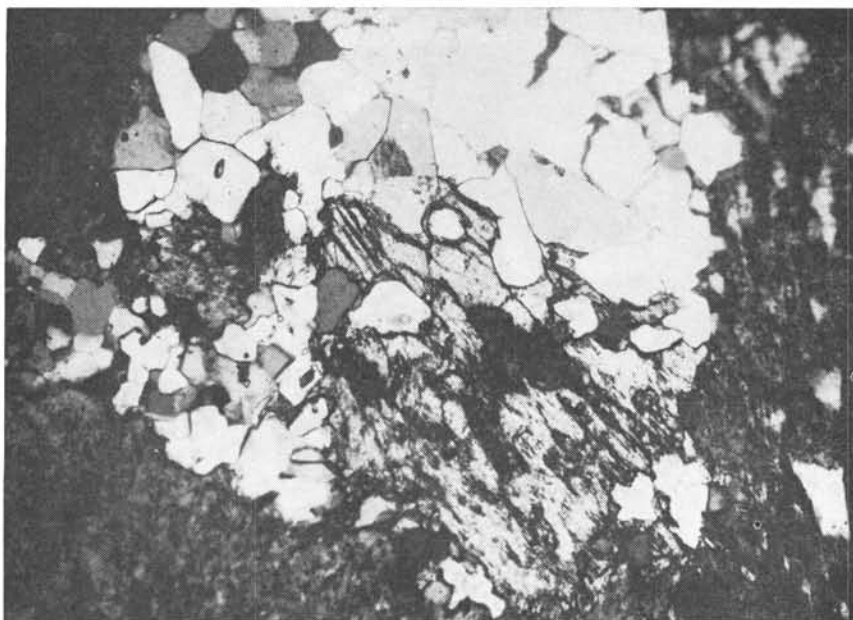
Fotomicrografia 3 — Cristal de piroxênio mostrando estrutura zonada. As partes centrais (cinza claro) correspondem à variedade soda-augita, enquanto que as bordas são de egrina-augita. Nicóis paralelos. Aumento: 20 X.



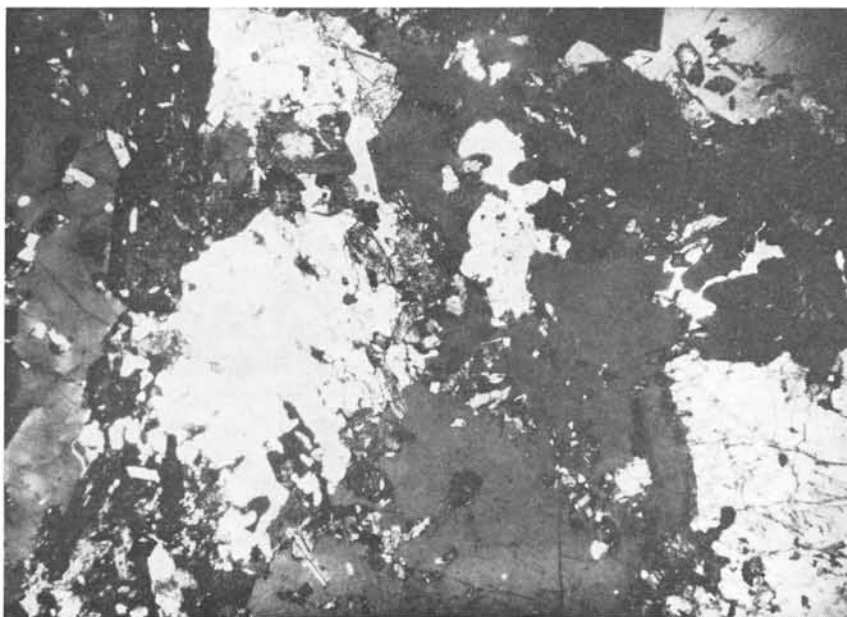
Fotomicrografia 4 — Cristais idiomórficos de granada mostrando estrutura zonada. Área branca, sem relevo, é composta de nefelina e feldspato alcalino. Nicóis paralelos. Aumento: 22,5 X.



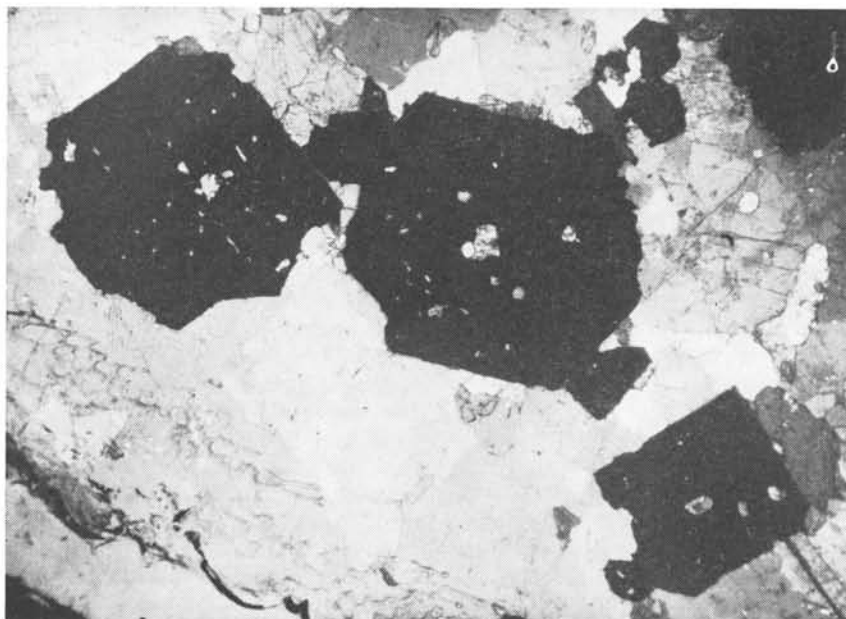
Fotomicrografia 5 — Mineral A, mostrando hábito alongado e geminação, imerso em cristais de cancrinita (branca). Lado esquerdo, parte inferior da foto, vê-se cancrinita (branca) formando-se a partir de nefelina (cinza médio e escuro). À direita da foto, cristais de feldspato alcalino (cinza) exibindo contornos regulares e, à esquerda, lado superior, cristais de egerina-augita. Nicóis cruzados. Aumento: 50 X.



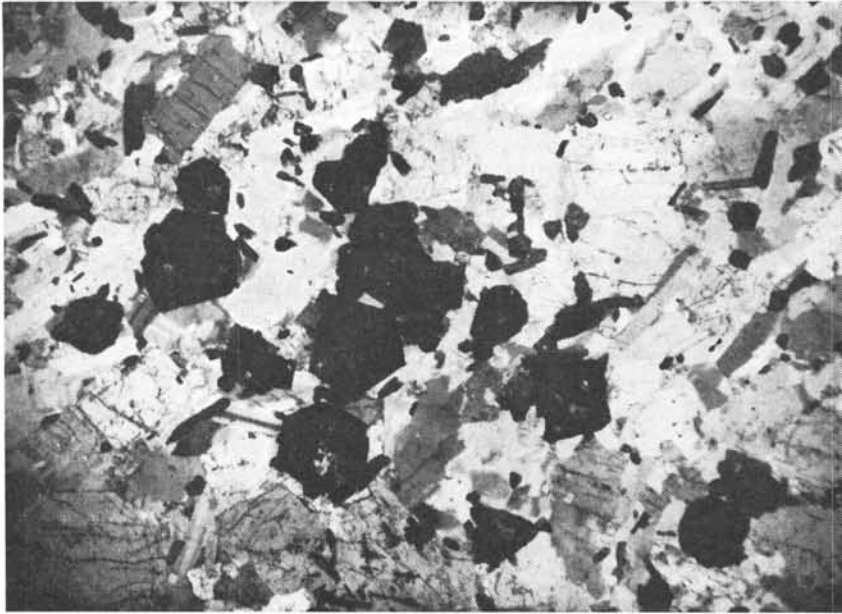
Fotomicrografia 6 — Mineral B. Cristal único mostrando clivagem e relêvo alto e em associação com grânulos de cancrinita (agregado branco a cinza, ocupando as partes centrais da foto) e feldspato alcalino (cinza escuro, cristais parcialmente alterados e distribuídos ao longo das partes marginais da foto). No interior do cristal do mineral B, vê-se mancha escura constituída de biotita. Nicóis cruzados. Aumento: 75 X.



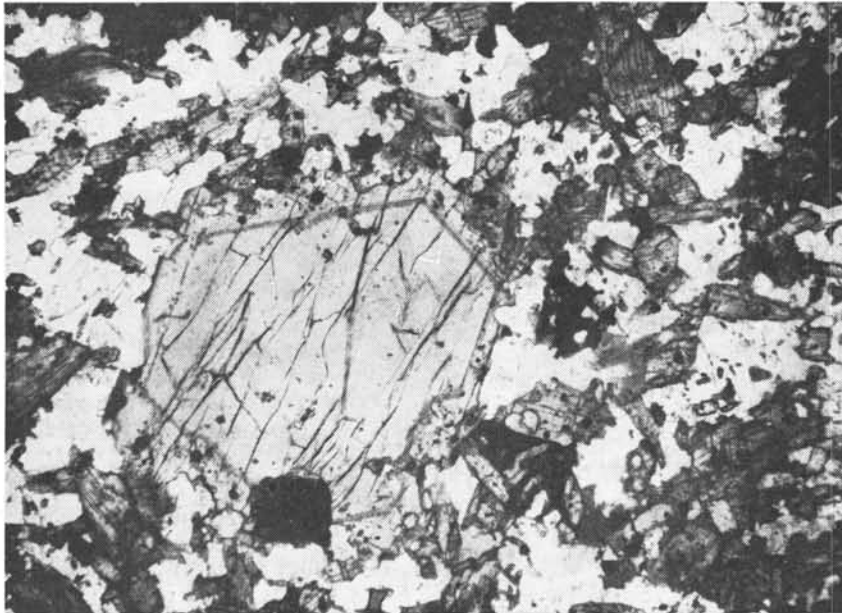
Fotomicrografia 7 — Nefelina sienito. Cristais de nefelina (branca a cinza claro) e cancrinita (formas irregulares esbranquiçadas) em associação com feldspato alcalino (cinza médio a escuro). Veem-se também cristais zonados de egrina-augita e de titanita (minerais idiomórficos de relêvo alto). Nicóis cruzados. Aumento: 20 X.



Fotomicrografia 8 — Cristais idiomórficos de granada mostrando estrutura poiquilitica. As inclusões são de nefelina e egrina-augita. Ao lado veem-se cristais de nefelina, feldspato alcalino e egrina-augita. Nicóis sub-paralelos. Aumento: 20 X.

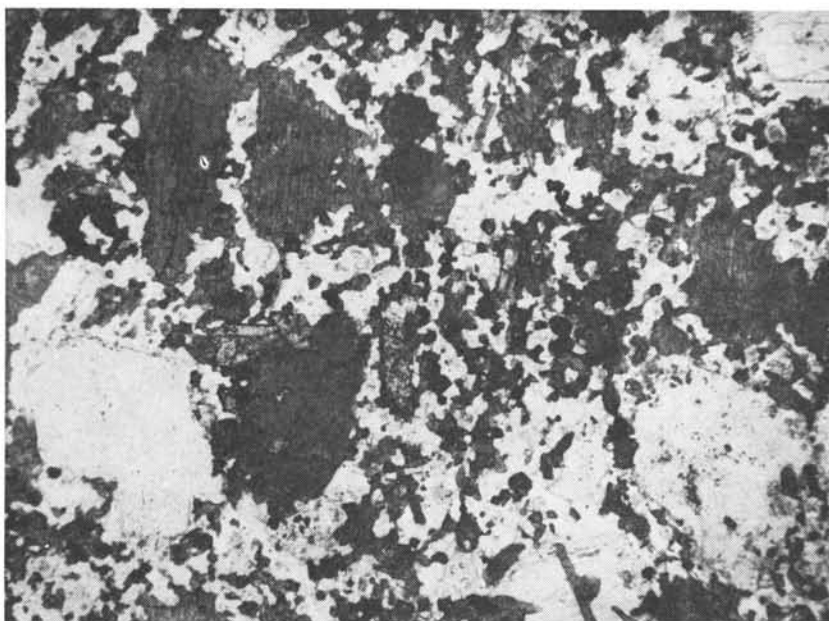


Fotomicrografia 9 — Melanita-nefelina sienito. Cristais idiomórficos de melanita associados à nefelina (branca a cinza médio) e feldspato alcalino ripiforme. Ao lado do hábito, a nefelina se distingue também do feldspato pelo maior grau de alteração ao longo de fraturas e clivagens. Nícois sub-paralelos. Aumento: 20 X.

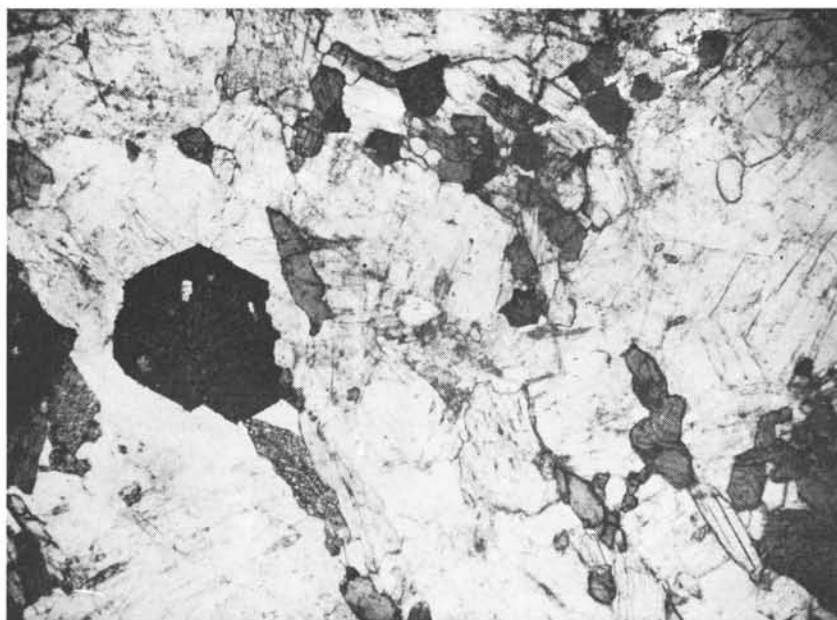


Fotomicrografia 10 — Biotita melteigito. Fenocristal zonado de soda-augita imerso em matriz constituída de soda-augita, nefelina e cancrinita (branca) e titanita (minerais idiomórficos de relêvo alto). Nícois paralelos. Aumento: 20 X.





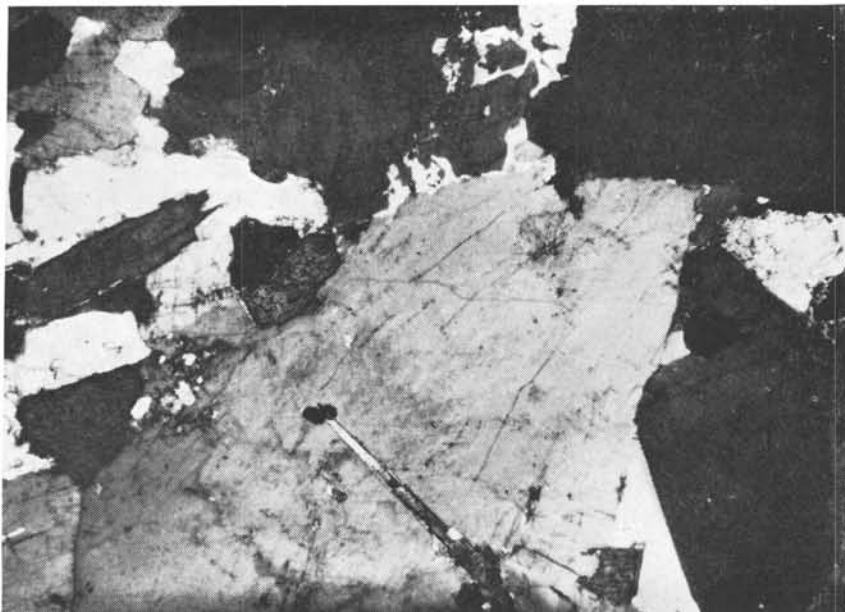
Fotomicrografia 11 — Melanita malignito. Cristais de melanita (grânulos pretos aproximadamente equidimensionais) e egrina-augita (cinza médio a escuro) em associação com nefelina (branca) e titanita idiomórfica (contorno losangular e relêvo alto). Nícois paralelos. Aumento: 20 X.



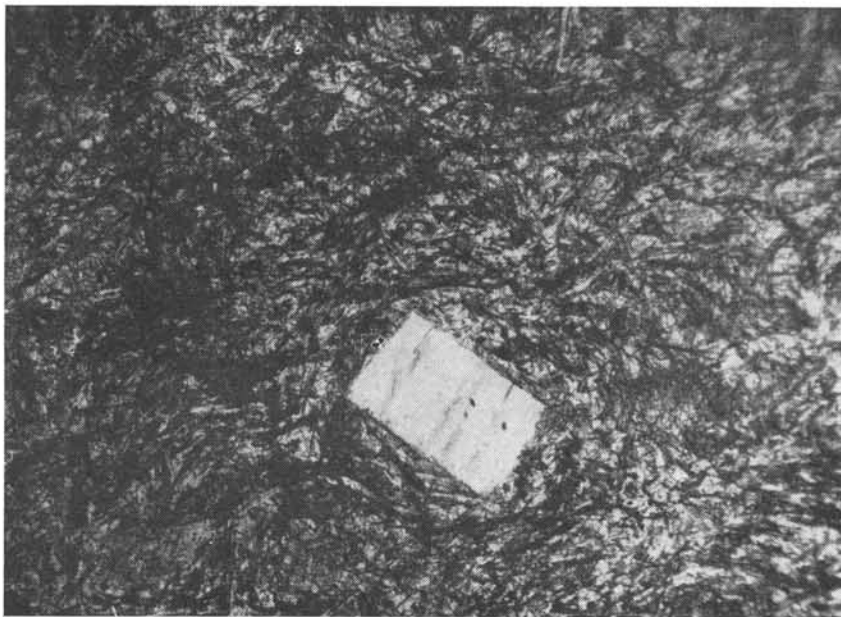
Fotomicrografia 12 — Wollastonita-melanita-nefelina sienito. Cristais idiomórficos de melanita (preta) associados à egrina-augita (cinza médio a escuro) e wollastonita (cinza claro, clivagem paralela ao alongamento e relêvo médio). O restante da rocha (cinza esbranquiçado) é constituído de nefelina e, em menor quantidade, de feldspato alcalino. Nícois paralelos. Aumento: 20 X.



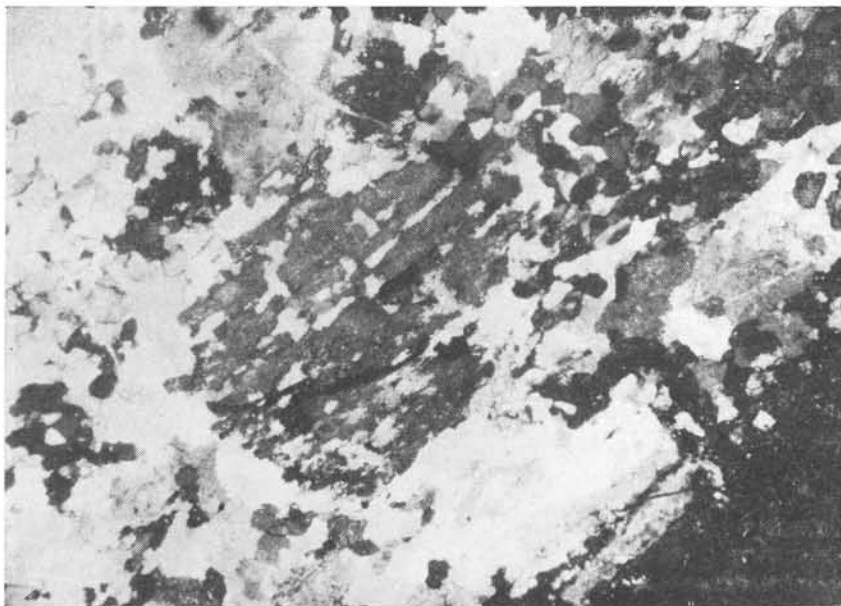
Fotomicrografia 13 — Cancrinita maripolito. Albite, de hábito rinfórrre e comumente geriraça (branca a cinza escuro), em associação com egirina (agregado fibrorradial ocupando aproximadamente as partes centrais da foto) e cancrinica (mineral xenomórfico de côr branca). Nicóis cruza los. Aumento: 20 X.



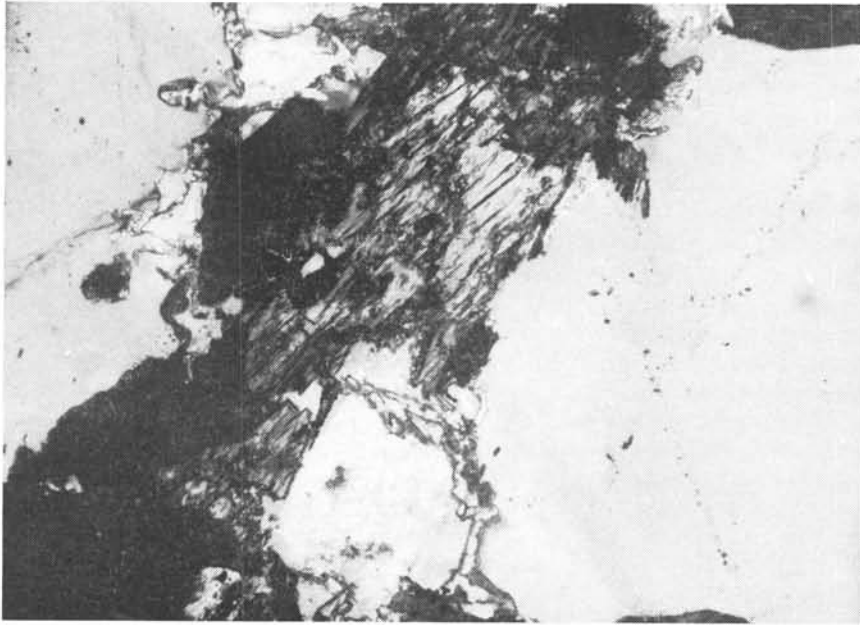
Fotomicrografia 14 — Pulaskito. Cristais de feldspato alcalino (cinza médio a escuro) associados à nefelina (cinza escuro, parte inferior da foto), cancrinica (branca, formando-se às expensas da nefelina) e egirina-augita (cinza escuro, minerais prismáticas zonados moctriando clivagem). Nicóis cruzados. Aumento: 20 X.



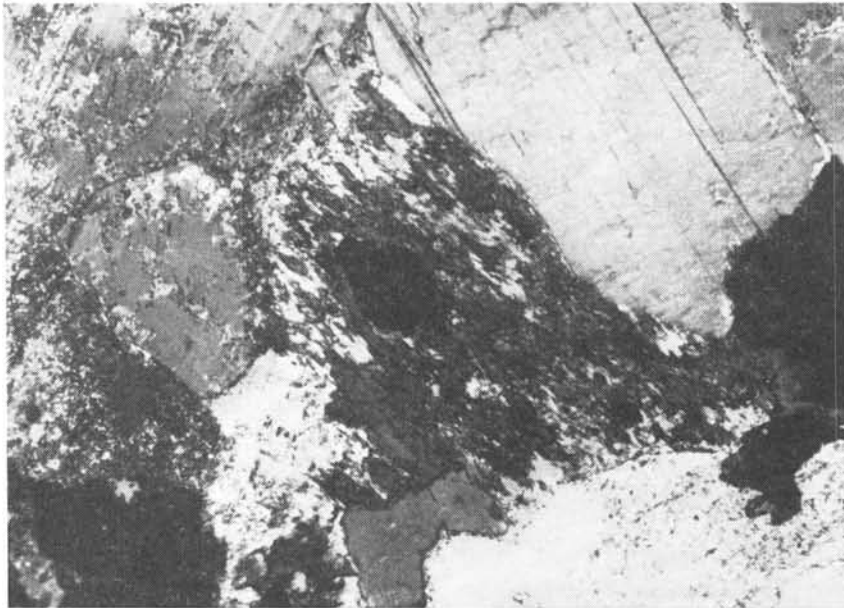
Fotomicrografia 15 — Tinguaito. Textura tinguaítica. Cristais aciculares de piroxênio dispersos caoticamente e associados a material de cor branca composto de cancrinita e feldspato alcalino. Vê-se também um fenocristal de nefelina mostrando contornos regulares. Nícleis paralelos. Aumento: 20 X.



Fotomicrografia 16 — Carbonatito. Cristal de feldspato alcalino (cinza escuro) sendo substituído por calcita (branca a cinza claro e relevo variável) nas suas partes marginais e ao longo das linhas de clivagem. Veem-se também cristais equidimensionais de apatita (cinza escuro e relevo alto). Nícleis cruzados. Aumento: 20 X.



Fotomicrografia 17 — Cristal de hornblenda com clivagem (cinza claro) sendo substituído nas suas partes marginais por riebeckita (cinza escuro). Ao lado aparecem quartzo e feldspato alcalino (cinza claro) e cristais de calcita (cinza médio com relevo variável). Nicóis cruzados. Aumento: 72 X.



Fotomicrografia 18 — Cristal de riebeckita (cinza escuro) formado-se às expensas de biotita (branca e cinza claro). Ao lado aparece um outro cristal de biotita, porém, inalterado. Nicóis cruzados. Aumento: 65 X.