

BR 93 31129
INIS- BR--3115

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**GEOLOGIA E PETROLOGIA DO DISTRITO
ALCALINO DE LAGES, SC**

Luiz Fernando Scheibe

Orientador: Prof. Dr. Celso de Barros Gomes

TESE DE DOUTORAMENTO

Área de Concentração: Mineralogia e Petrologia

**São Paulo
1986**

Para Erni Scheibe, meu pai:
um homem lúcido.

SUMÁRIO

i

	Página
AGRADECIMENTOS	xiii
RESUMO	xv
ABSTRACT	xvii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 2 - METODOLOGIA	4
2.1. Trabalhos de campo	4
2.2. Petrografia	5
2.3. Análise química de rochas	6
2.4. Análise química de minerais	6
2.5. Geocronologia e estudos isotópicos	10
CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA	12
3.1. Rochas alcalinas leucocráticas	13
3.2. Rochas ultrabásicas alcalinas	19
3.3. Carbonatitos e rochas associadas	21
3.4. Brechas vulcânicas e kimberlitos	22
3.5. Geofísica	23
CAPÍTULO 4 - PETROGRAFIA	31
4.1. Rochas alcalinas leucocráticas	32
4.1.1. Fonolitos de diques	32
4.1.2. Analcita traquitos	35
4.1.3. Fonolitos	39
4.1.4. Fonolitos porfiríticos	46
4.1.5. Nefelina sienitos porfiríticos	50
4.2. Rochas ultrabásicas alcalinas	57
4.2.1. Olivina melilitos	59
4.2.2. Nefelinitos	62
4.3. Carbonatitos e rochas associadas	68
4.4. Brechas de chaminé e kimberlitos	70
CAPÍTULO 5 - QUÍMICA MINERAL	76
5.1. Minerais das Rochas Alcalinas	76
5.1.1. Feldspatos	76
5.1.2. Nefelinas	78

	ii
5.1.3. Piroxênios	81
5.1.4. Pectolitas	90
5.1.5. Olivinas	92
5.1.6. Melilitas	92
5.1.7. Flogopitas e Biotitas	97
5.2. Minerais das Brechas	105
5.2.1. Granadas	106
5.2.2. Ilmenitas	109
5.2.3. Piroxênios	113
CAPÍTULO 6 - QUÍMICA DAS ROCHAS	120
6.1. Elementos maiores e menores	120
6.2. Elementos traços	142
CAPÍTULO 7 - GEOCRONOLOGIA E RELAÇÕES ISOTÓPICAS	163
7.1. Resultados K/Ar	165
7.2. Resultados Rb/Sr	170
7.3. Relações isotópicas	175
CAPÍTULO 8 - PETROGÊNESE	180
8.1. Condicionamento tectônico	181
8.1.1. Estudos anteriores	181
8.1.2. Os grandes blocos estruturais de Santa Catari- na	183
8.1.3. A distribuição das rochas alcalinas no distri- to de Lages	186
8.2. Seqüência evolutiva	187
8.2.1. Considerações preliminares	187
8.2.2. As rochas alcalinas como produto do fraciona- mento e os diagramas de subtração	189
8.2.3. As rochas ultrabásicas alcalinas de Lages:mag- ma mantélico primário ou produto de fraciona- mento de magma parental nefelinítico?	190
8.2.4. As rochas alcalinas leucocráticas e os diagra- mas de subtração	200
8.2.5. O sistema residual da petrogênese e o sistema residual peralcalino: rochas miasquíticas e agpaíticas	202
8.2.6. Os elementos menores e traços e as tendências da cristalização	206

	iii
8.2.7. Razões isotópicas e o local de origem dos magmas	207
8.3. Considerações finais	208
BIBLIOGRAFIA	211

LISTA DE FIGURAS

iv

Página

Figura 1	- Localização do Distrito Alcalino de Lages e das demais ocorrências de rochas alcalinas do Brasil Meridional, em relação com os limites da bacia do Paraná	2
Figura 2	- As rochas alcalinas de Lages, SC, no diagrama $SiO_2 \times (Na_2O + K_2O)$	33
Figura 3	- As rochas alcalinas leucocráticas de Lages SC, no diagrama $Q'(F')$ - ANOR	34
Figura 4	- Composição de nefelinas no sistema nefelina-kalsilita-quartzo	80
Figura 5	- Diagrama $Mg-(Fe^{2+}+Mn+Fe^{3+}-Na)-Ca$ de piroxênios e olivinas de rochas alcalinas de Lages, SC....	84
Figura 6	- Diagrama $Mg-(Fe^{2+}+Mn)-Na$ de piroxênios de rochas alcalinas de Lages, SC, e linhas de tendência de piroxênios de diferentes localidades	87
Figura 7	- Variação da composição química, referida à mudança na coloração de um cristal de salita titanífera	89
Figura 8	- Diagrama $Fe^{2+}-Al-Mg$ (Ferro-soda-melilita e ferro-akermanita-soda-melilita-akermanita) de melilitas de Lages, SC, e campos de variação das melilitas vulcânicas e plutônicas	96
Figura 9	- Diagrama $Mg-(Fe^{2+}+Mn)-(Ti+Al^{VI})$ de micas trioctaédricas de rochas alcalinas de Lages, SC...	100
Figura 10	- Diagrama $Al_2O_3 \times TiO_2$ para micas trioctaédricas de rochas de Lages, SC, e campos de variação das micas dos kimberlitos	102
Figura 11	- Relação $Ti \times OSO$ na fórmula estrutural de micas trioctaédricas de Lages, SC, e as linhas mostrando possíveis substituições	104
Figura 12	- Variação da composição de granadas de brechas de Lages, SC	108
Figura 13	- Composição de ilmenitas de brechas de Lages, SC	112
Figura 14	- Variação da composição de piroxênios de brechas de Lages, SC	117
Figura 2	- As rochas alcalinas de Lages, SC, no diagrama $SiO_2 \times (Na_2+ K_2O)$	127

Figura 3 - As rochas alcalinas leucocráticas de Lages, SC, no diagrama Q'(F') - ANOR	128
Figura 15 - Variação dos teores de Fe ₂ O ₃ em relação aos de Al ₂ O ₃ nas rochas alcalinas leucocráticas de Lages, SC	133
Figura 16 - Variação dos teores de Na ₂ O em relação aos valores da soma CaO + FeO nas rochas alcalinas leucocráticas de Lages, SC	134
Figura 17 - Variação dos teores de K ₂ O e Na ₂ O nas rochas alcalinas de Lages, SC	137
Figura 18 - Diagrama triangular AFM (em peso) para as rochas alcalinas de Lages, SC	139
Figura 19 - Diagrama de variação dos óxidos de elementos maiores em relação à porcentagem em peso de SiO ₂ para as rochas alcalinas de Lages, SC	141
Figura 20 - Diagrama de variação de elementos menores e traços (em ppm) em relação à porcentagem em peso de SiO ₂ para as rochas alcalinas de Lages, SC	143
Figura 21 - Variação do K vs Rb (ppm) para as rochas alcalinas de Lages, SC	144
Figura 22 - Variação do Na vs Rb (ppm) para as rochas alcalinas de Lages, SC	146
Figura 23 - Variação do Ca vs Sr (ppm) para as rochas alcalinas de Lages, SC	148
Figura 24 - Variação do K vs Sr (ppm) para as rochas alcalinas de Lages, SC	149
Figura 25 - Variação do K vs Ba (ppm) para as rochas alcalinas de Lages, SC	151
Figura 26 - Variação de Sr vs Ba (ppm) para as rochas alcalinas de Lages, SC	152
Figura 27 - Variação do La vs Y (ppm) para as rochas alcalinas de Lages, SC	159
Figura 28 - Diagrama de variação do F e Cl (ppm) e do S (%) em relação à porcentagem em peso de SiO ₂ para as rochas alcalinas de Lages, SC	161
Figura 29 - Histograma das idades das rochas alcalinas de Lages, SC, dataças pelo método K/Ar.....	167
Figura 30 - Diagrama isocrônico de rocha total dos fonolitos da S. da Chapada, Lages, SC	173
Figura 31 - Composição do carbono e oxigênio de carbonatitos e rochas associadas, Fazenda Varela, Lages, SC..	179

Figura 32 - Contexto geotectônico do complexo alcalino de Lages, SC	184
Figura 33 - Diagrama de subtração Al_2O_3 vs SiO_2 para as rochas alcalinas de Lages, SC	193
Figura 34 - Diagrama de subtração CaO vs SiO_2 para as rochas alcalinas de Lages, SC	194
Figura 35 - Diagrama de subtração CaO vs MgO para as rochas alcalinas de Lages, SC	195
Figura 36 - Diagrama de subtração Na_2O vs K_2O para as rochas alcalinas de Lages, SC	196
Figura 37 - Diagrama de subtração MgO vs SiO_2 para as rochas alcalinas de Lages, SC	197
Figura 38 - Quadro sinóptico da derivação das rochas alcalinas do Distrito de Lages	209

LISTA DE TABELAS

vii

Página

Tabela 1	- Brechas de chaminé e kimberlitos locados no mapa geológico 1:100.000 - Lages, SC	27
Tabela 2	- Composição modal aproximada de amostras dos nefelina sienitos porfiríticos de Lages, SC ...	52
Tabela 3	- Mineralogia e paragênese das rochas alcalinas leucocráticas de Lages, SC	58
Tabela 4	- Composição modal aproximada de olivina melilitos e olivina melteigito de Lages, SC	59
Tabela 5	- Mineralogia e paragênese das rochas ultrabásicas alcalinas de Lages, SC	67
Tabela 6	- Composição molecular (%) aproximada de feldspatos de rochas alcalinas de Lages, SC	77
Tabela 7	- Composição química e coordenadas no sistema Neks-Qz de nefelinas de rochas alcalinas de Lages, SC	79
Tabela 8	- Composição química de piroxênios de rochas alcalinas de Lages, SC	82
Tabela 9	- Composição química de pectolitas de fonolitos de Lages, SC	91
Tabela 10	- Composição química de olivinas de rochas ultrabásicas alcalinas de Lages, SC	93
Tabela 11	- Composição química de melilitas de olivina melilitos de Lages, SC	94
Tabela 12	- Composição química de flogopitas e biotitas de rochas alcalinas de Lages, SC	98
Tabela 13	- Composição de granadas de brechas "kimberlíticas" de Lages, SC	107
Tabela 14	- Composição de ilmenitas de brechas "kimberlíticas" de Lages, SC	110
Tabela 15	- Composição de piroxênios escuros (PxE) de brechas "kimberlíticas" de Lages, SC	114
Tabela 16	- Composição de piroxênios claros (PxC) e ortopiroxênio (OPx) de brechas "kimberlíticas" de Lages, SC	115
Tabela 17	- Comparação de teores e proporções moleculares entre diferentes tipos de piroxênio	118
Tabela 18a	- Composição química (elementos maiores e menores, em %) e norma CIPW de rochas alcalinas de Lages, SC (analcita traquito e fonolitos)..	121

Tabela 18b - Composição química (elementos maiores e menores) e norma CIPW de rochas alcalinas de Lages, SC (fonolitos porfiríticos)	122
Tabela 18c - Composição química (elementos maiores e menores) e norma CIPW de rochas alcalinas de Lages, SC (nefelina sienitos porfiríticos)	123
Tabela 18d - Composição química (elementos maiores e menores) e norma CIPW de rochas alcalinas de Lages, SC (olivina melteigito, nefelinitos, olivina melilitos, brechas e carbonatito)	124
Tabela 19 - Composição química (elementos menores e traços, em ppm) de rochas alcalinas de Lages, SC	125
Tabela 20 - Dados analíticos e idades K/Ar para rochas alcalinas de Lages, SC	166
Tabela 21 - Dados analíticos Rb/Sr em nefelina sienitos porfiríticos e em fonolitos da Serra da Chapada (Rocha total) em Lages, SC	171
Tabela 22 - Composição isotópica de carbonatitos e rochas associadas, Fazenda Varela, Lages, SC	178

LISTA DE FOTOS

ix

Página

Foto 1 - A face leste do morro do Tributo, vista desde a estrada Índios-Palmeira. No plano intermediário, cuevas sustentadas por rochas sedimentares sobreelevadas	15
Foto 2 - O fonolito do Tributo, com egirina centimétrica e envoltório de alteração argilosa	15
Foto 3 - Contato intrusivo dos fonolitos da serra da Chapada nas rochas sedimentares endurecidas e perturbadas	16
Foto 4 - Detalhe da foto anterior, mostrando a estreita faixa de fonolito vítreo, alterado, e o elevado grau de fraturamento e alteração desta rocha junto ao contato	16
Foto 5 - Frente de lavra de bauxita (jazida Momm) resultante da alteração dos fonolitos porfiríticos da Farinha Seca	20
Foto 6 - Exposição do olivina melilitito explorado para brita, a leste do Cerro Alto de Cima. O intemperismo ressalta heterogeneidades que não são normalmente visíveis na rocha fresca	20
Foto 7 - Veios anastomosados de carbonatito ankerítico escuro cortam a brecha feldspática em bloco rolado da Fazenda Varela	24
Foto 8 - Contacto da brecha do Cerro Alto de Baixo (IV) com as rochas sedimentares encaixantes, atribuídas ao Grupo Itararé.	24

Fotomicrografia 1 - Xenocristais de biotita e piroxênio com coroa de cristalitos de egirina, em fonolito afanítico com textura em feltro	36
Fotomicrografia 2 - Textura bostonítica no analcita traquitto. Ripas de feldspato com analcita e egirina intersticial. Cavidade preenchida por carbonato na porção direita da foto, e microfenocristais de nefelina alinhados obliquamente, no canto esquerdo	36
Fotomicrografia 3 - Cristais esqueléticos de egirina englobando poiquiliticamente a matriz de feldspato e nefelina dos fonolitos	42
Fotomicrografia 4 - Cristais esqueléticos de pectolita englobando poiquiliticamente a matriz de feldspato e nefelina dos fonolitos. Egirina acicular cresce radialmente a partir de centro comum, na esquerda	42
Fotomicrografia 5 - Lamelas com secção retangular de murmanita, em posição de máxima absorção. Na matriz de nefelina e feldspato, a pectolita destaca-se também pela maior refringência	44
Fotomicrografia 6 - Zonalidade em fenocristal de feldspato com borda irregular de recrescimento, evidenciada pela continuidade da geminação Carlsbad, e que engloba poiquiliticamente feldspatos, nefelina e egirina da matriz	49
Fotomicrografia 7 - Alteração de fenocristal de nefelina a analcita e preenchimento de microfraturas por gibbsita (com birrefringência maior) em fonolito porfirítico parcialmente bauxitizado da serra da Farinha Seca	49
Fotomicrografia 8 - Xenocristal de biotita, corroído, com inclusões de opacos orientadas segundo a clivagem, e de apatita, feldspato alcalino e espinélio. Circundado por espessa coroa de micrólitos de egirina, no contato com a matriz do fonolito porfirítico. Sobre a biotita, dois fenocristais de sodalita idiomorfa, com muitas inclusões de opacos	51
Fotomicrografia 9 - Xenocristal de anfibólio sódico, corroído, e com coroa de egirina. Inclui apatita e feldspatói de. Bem evidenciada, também, a fina matriz do fonolito porfirítico	51

Fotomicrografia 10 - Zonalidade em fenocristal de salita, com coroa de egirina no contato com a matriz, fanerítica fina, do nefelina sienito porfirítico	56
Fotomicrografia 11 - Secção basal xenomórfica de flogopita-biotita (no centro e borda, respectivamente) no nefelina sienito porfirítico 3	56
Fotomicrografia 12 - Melilita subidiomórfica com "peg texture," incluída em flogopita e englobando opacos e perovskita. Com relevo intermediário, grãos de olivina do olivina melilitito	61
Fotomicrografia 13 - Idem, mostrando zonalidade da melilita, mais birrefringente nas bordas do que no centro	61
Fotomicrografia 14 - Fenocristal de olivina em reação com a matriz de nefelinito porfirítico, resultando flogopita e opacos. Nas fraturas, alteração incipiente a serpentinas	65
Fotomicrografia 15 - Nódulo no kimberlito Pandolfo, constituído por clinopiroxênio, plagioclásio (An > 70%) e granada clara, com espessa borda quelifítica	73
Fotomicrografia 16 - Brecha constituída por "lapilli" com centro de olivina idiomórfica e de carbonato, em matriz vítrea e microcristalina	73

LISTA DE PRANCHAS

xii

Página

Prancha 1 - Analcita traquito, Fonolitos da Chapada, Fonolito porfirítico da serra da Farinha Seca e Nefelina sienito porfirítico do Cerro Alto de Cima	37
Prancha 2 - Corte em bloco de brecha vulcânica com matriz clara, carbonatada, e grande predominância de fragmentos de rochas basálticas, algumas delas tipicamente amigdalóides, como as da parte inferior da foto.....	75

Nos anos de gestação do presente trabalho, a orientação, a crítica, o auxílio, a cobrança, a discussão, o estímulo, a hospitalidade, a amizade e o carinho tiveram papéis relevantes não só no sentido de que o mesmo pudesse ser realizado, mas também para que o fazê-lo fosse, árduo embora, repleto de momentos de alegria.

Da companhia constante nos trabalhos de campo do garimpeiro Janjão — O Sr. João Lemos da Silva, descobridor do carbonatito e dos kimberlitos de Lages — à orientação permanente do Prof. Dr. Celso de Barros Gomes, coordenador de tantos estudos das rochas alcalinas brasileiras, um grande número de pessoas e de entidades contribuiu de uma ou de outras formas, sendo por isso merecedoras da gratidão do autor:

- O Departamento de Geociências do Centro de Ciências Humanas da UFSC, pela permissão para o afastamento e tolerância no desenvolver da tese;

- O Programa PICD/CAPES, por bolsa de estudos durante o afastamento;

- O Instituto de Geociências da USP, pela permissão de uso dos equipamentos e instalações, em especial os laboratórios de petrografia e confecção de lâminas delgadas, o de microssonda eletrônica, e os do Centro de Pesquisas Geocronológicas, a biblioteca e a secretaria do DMP — e todos os que trabalham nesses setores, pela carinhosa hospitalidade e eficiente colaboração em todas as tarefas ali desempenhadas;

- A Divisão de Laboratórios da Geologia e Sondagens Ltda., GEOLAB, pela execução das análises químicas de rochas;

- A Financiadora de Estudos e Projetos - FINEP - por assistência financeira através do Processo 53.85.0327.02, referente ao projeto "Investigação Petrológica e Geoquímica de Maciços Alcalinos Brasileiros", coordenado pelo Prof. Dr. Celso de Barros Gomes;

- Os desenhistas Osmar M. Coelho e Marcelo Vieira Nascimento, o fotógrafo Jaime de Souza Marcos, o datilógrafo João Inácio Müller e os gráficos Jaime Alves da Silva e equipe, pela apresen-

tação e impressão das figuras, fotos e texto;

- Outros companheiros de jornadas no planalto lageano: Juarrês, Sandra, Roberto Chaves, Marchetto, Admar, Mariano, Paulo Amorim, Issa, Formoso, Sônia, Cristina, Valeton, Danni, Biondi, Rosa, Donald, Gilberto, Darcy, Celso, Lúcio, Gianbosco, Mabel, Excelso...; a equipe de mapeamento de janeiro/79; Eládio, o "Fio", Oscar, Ivo...; e ainda os companheiros na esperança; Plátano, Oswaldo, Lodovico, José Barbosa...

- Os colegas e os professores do curso de Pós-Graduação em Geociências do IG-USP, pela orientação, a crítica, o auxílio...

Em mapa geológico na escala de 1:100.000 estão representadas as principais áreas dos 50 Km² de afloramentos das rochas alcalinas leucocráticas, rochas ultrabásicas alcalinas, carbonatitos e brechas vulcânicas intrusivos nas camadas sedimentares gondwânicas e com idades restritas a um pequeno intervalo que caracterizam o Distrito Alcalino de Lages.

As rochas alcalinas leucocráticas constituem os corpos maiores e compreendem analcita traquitos, fonolitos (agpaíticos) e nefelina sienitos porfiríticos (miasquíticos), na porção sudeste, e fonolitos porfiríticos, mais a noroeste do distrito. As rochas ultrabásicas alcalinas são olivina melilititos e olivina nefelinitos, geralmente ricos em flogopita, que ocorrem como diques ou formando a matriz de brechas vulcânicas. Estas estão distribuídas por todo o distrito, e pelo menos quatro apresentam mineralogia indicativa de caráter kimberlítico. Os carbonatitos da Fazenda Varela têm composição ankerítica, com muita barita e synchisita, e são intrusivos em brechas feldspáticas resultantes da fenitização de rochas sedimentares.

Na microsonda eletrônica foram analisados feldspatos; nefelinas de alta e baixa temperaturas; clinopiroxênios com forte zonação devida à variação nos teores de diopsídio e hedembergita; egirina-augitas e mangano-pectolitas de cristalização tardia nos fonolitos; olivinas magnesianas e melilitas magmáticas nas rochas ultrabásicas alcalinas. Um estudo mais abrangente das flogopitas mostrou que as dos olivina melilititos e olivina nefelinitos são respectivamente semelhantes às micas dos kimberlitos e dos lampróitos; as dos nefelina sienitos porfiríticos às dos lamprófiros calcoalcalinos; e que ocorrem altos teores de BaO e TiO₂, correspondendo a um enriquecimento extremo desses elementos nas soluções finais de cristalização da rocha. As granadas, ilmenitas e clinopiroxênios de algumas brechas de chaminé apresentam características compatíveis com uma origem kimberlítica.

As análises químicas de 33 amostras de rocha total confirmam a definição dos tipos petrográficos, mas os índices agpaíticos, quase sempre inferiores à unidade, não refletem adequadamente as variações mineralógicas entre as variedades alcalinas leucocráticas. Dentre estas, os fonolitos porfiríticos têm comportamen

to químico anômalo, sugerindo condições diversas de cristalização. Tanto os fonolitos porfiríticos como os fonolitos, por outro lado, mostram acentuada dicotomia quanto aos teores de Na_2O .

Análises apenas parciais indicam tendência dos teores das terras raras leves e pesadas de declinar dos termos básicos para os mais evoluídos, mantendo-se aproximadamente constante a relação La/Y , exceto para poucas amostras dos fonolitos, analcita traquito e um fonolito porfirítico. Teores elevados de terras raras leves nas rochas ultrabásicas alcalinas são interpretados como indicadores de diferenciação.

Onze novas idades K/Ar de amostras de nefelina sienitos porfiríticos, fonolitos porfiríticos, fonolitos, rochas ultrabásicas alcalinas e de brechas de chaminé, somadas às seis anteriormente conhecidas, apontam para uma concentração entre 65 e 75 Ma, com a moda em torno dos 70 Ma. Uma isócrona de referência Rb/Sr fornece no entanto uma idade de 82 ± 6 Ma para os fonolitos da Chapada, cujo caráter agpaítico sugere formação posterior à dos nefelina sienitos porfiríticos. Razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ entre 0,705 e 0,706 são consideradas compatíveis com uma origem mantélica subcontinental, sem evidências de contaminação crustal.

A localização do Distrito Alcalino de Lages está governada pelo levantamento de um grande bloco crustal limitado a norte pelo alinhamento de Corupá, e a sul, pelo do Rio Ergano; no interior desse bloco, a maioria dos afloramentos se concentra segundo uma faixa de direção $\text{N } 60^\circ \text{E}$.

Um modelo petrogenético desenvolvido com base em diagramas de subtração e levando em conta as características geológicas, petrográficas, mineralógicas e petroquímicas das rochas alcalinas de Lages compreende fusão parcial limitada, com contribuição de CO_2 , do manto superior previamente metassomatizado, numa região submetida a descompressão. Da cristalização fracionada dos líquidos parentais nefeliníticos resultariam as rochas ultrabásicas alcalinas; frações carbonatadas imiscíveis dariam origem aos carbonatitos, e os líquidos residuais evoluiriam por cristalização fracionada formando as rochas alcalinas leucocráticas miasquíticas e as agpaíticas. Os kimberlitos e demais brechas de chaminé resultariam de atividade vulcânica final, com alta proporção de voláteis.

A 1:100,000 geological map shows the main outcrops, covering about 50 Km², of the leucocratic alkaline rocks, ultrabasic alkaline rocks, carbonatites and volcanic breccias which intruded the Gondwanic sedimentary rocks within a short time interval and characterize the Alkaline District of Lages.

The leucocratic alkaline rocks form the largest bodies and consist of analcite trachytes, phonolites (agpaitic) and porphyritic nepheline syenites (miaskitic) in the southeast and porphyritic phonolites in the northwest. The ultrabasic alkaline rocks are olivine melilitites and olivine nephelinites, usually rich in phlogopite, which occur as dikes or as the matrix in volcanic breccias. These breccias are distributed over the whole district, and at least four of them have a kimberlitic character, as indicated by their mineralogy. The Fazenda Varela carbonatites intruded fenites (feldspathic breccias) and consist of heterogeneous bodies made up mostly of ankerite, barite, K-feldspar and synchisite.

Analyses with the microprobe were done on feldspars; high and low temperature nephelines; strongly Di-Hd-zoned clinopyroxenes, late-crystallized aegirine-augites and manganopectolites from the phonolites; high-Mg olivines and magmatic melilitites from the ultrabasic alkaline rocks. A more comprehensive survey on the phlogopites showed that those from the olivine-melilitites and olivine-nephelinites are similar, respectively, to those from kimberlites and lamproites; those from the porphyritic nepheline syenites, to those from the calc-alkaline lamprophyres, and those from an auto-brecciated nephelinite are very BaO - and TiO₂ - rich, indicating extreme enrichment of these elements in the late-crystallizing liquids. The garnets, ilmenites and clinopyroxenes from some pipe-breccias show characteristics compatible with a kimberlitic origin.

Chemical analyses of 33 whole-rock samples confirm the petrographic classification, but the agpaitic indexes, mostly below 1.0, do not reflect the mineralogical variations of the leucocratic alkaline rocks adequately. Among these rocks, the porphyritic phonolites display an accentuated dichotomy with respect to Na₂O content.

Partial REE analyses indicate that the light as well as the heavy rare earth contents decrease from the basic to the more evolved rocks, the La/Y ratio remaining approximately constant, except for a few phonolites, the analcite-trachyte and one porphyritic phonolite. High contents of light rare earths in the ultrabasic alkaline rocks are interpreted as indicative of differentiation.

Eleven new K/Ar ages from porphyritic nepheline syenites, porphyritic phonolites, ultrabasic alkaline rocks and pipe-breccias, together with six already available ages, show a major concentration in the range 65 to 75 Ma, with a mode at ca. 70 Ma. But one Rb/Sr whole-rock reference isochron diagram gives an age of 82 ± 6 Ma for the agpaitic phonolites of the Serra da Chapada, which are considered younger than the miaskitic porphyritic nepheline syenites. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of 0.705-0.706 are compatible with a subcontinental mantelic origin, devoid of crustal contamination.

The localization of the Alkaline District of Lages was governed by the uplift of a larger crustal block limited to the north by de Corupá and to the south by the Rio Engano lineaments; within this block, most of the outcrops are concentrated along a N60E trend.

A petrogenetic model based on subtraction diagrams and taking into consideration the geologic, petrographic, mineralogic and petrochemical characteristics of the alkaline rocks of Lages consists of limited partial melting with CO_2 contribution of the previously metasomatized upper mantle, in a region submitted to decompression. The ultrabasic alkaline rocks would result from the fractional crystallization of the nephelinitic parental liquids; immiscible carbonated fractions would give rise to the carbonatites, and residual melts could evolve by fractional crystallization, thus generating the miaskitic and agpaitic leucocratic alkaline rocks. Kimberlites and other pipe-breccias would result from terminal volcanic activity with a high proportion of volatiles.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O Distrito Alcalino de Lages compreende um expressivo número de corpos intrusivos ao nível das camadas sedimentares gondwânicas, expostas num grande domo em que afloram desde o Grupo Itararé até a Formação Botucatu. Enquanto quase todos os demais complexos alcalinos do Brasil Meridional ocupam posição periférica à área atual de afloramentos das rochas sedimentares da Bacia do Paraná, Lages se situa mais internamente, numa área que seria, não fosse a ação dos processos endógenos, ainda hoje recoberta pelas lavas da Serra Geral (Fig. 1).

Mercê dessa circunstância, as rochas ali aflorantes apresentam características peculiares, em especial texturas e estruturas que bem atestam a pequena profundidade em que ocorreram as intrusões.

A área de afloramento de diversos maciços individuais do distrito supera a área total de muitas outras ocorrências alcalinas já investigadas, no Brasil, com razoável grau de detalhamento, e apesar da relativa homogeneidade de cada um desses maciços, é fora de dúvida que os estudos anteriores na região não fizeram justiça à extensão, ao número e à diversidade dos tipos petrográficos ali representados.

Neste contexto, o tema do presente trabalho impôs-se ao autor como seqüência natural das pesquisas ali realizadas desde o início da década de setenta, com a confirmação da ocorrência de carbonatitos da Fazenda Varela, a que se seguiram estudos sobre

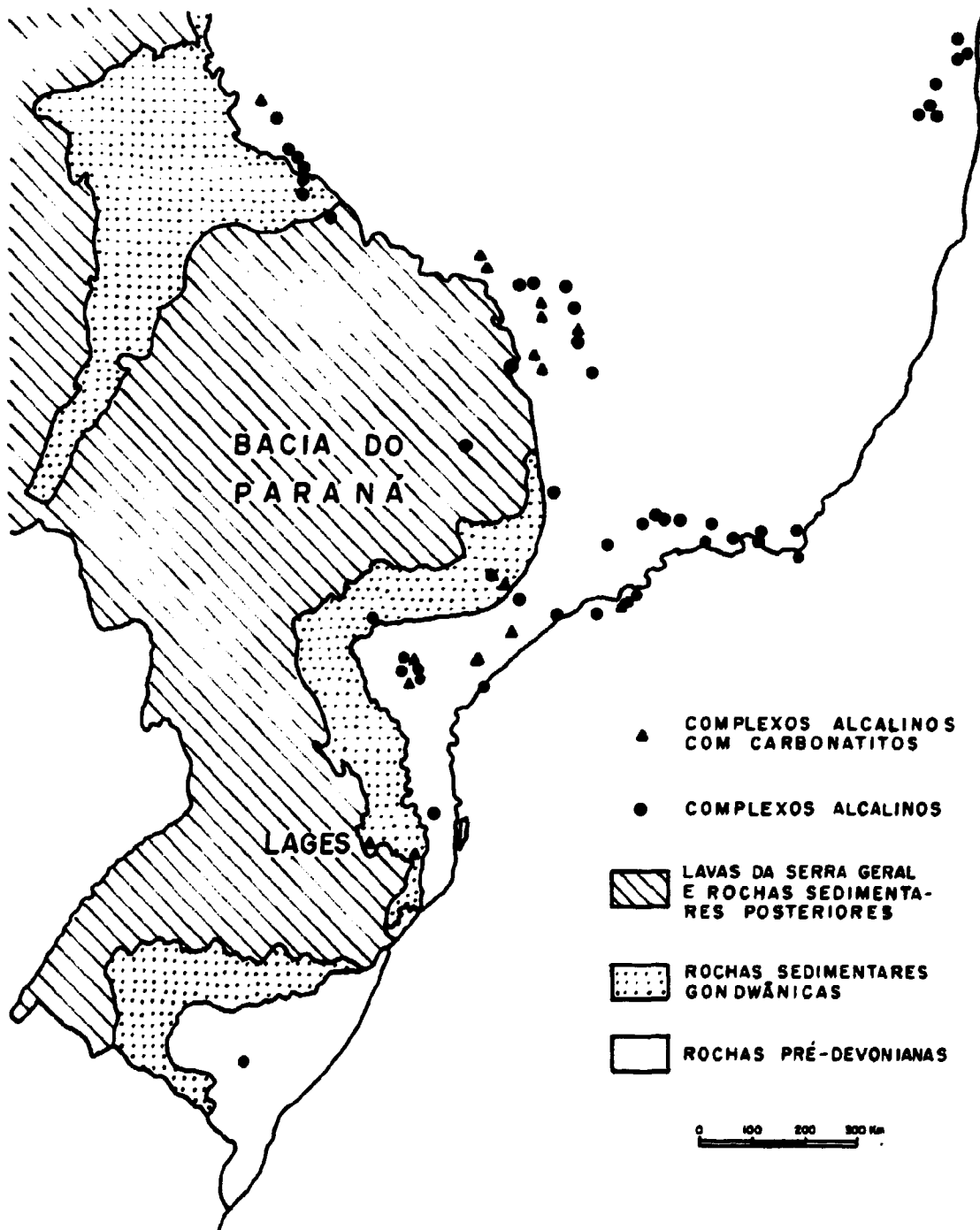


Fig. 1 - Localização do Distrito Alcalino de Lages e das demais ocorrências de rochas alcalinas do Brasil Meridional, em relação com os limites da bacia do Paraná (adaptado de Ulbrich e Gomes, 1981).

o possível caráter kimberlítico das brechas de chaminé.

Assim como a escolha do tema, a metodologia do trabalho executado é reflexo das condições objetivas criadas com o auxílio de pessoas e entidades da região, e daquelas posteriormente oferecidas no Instituto de Geociências da USP. Mesmo essa metodologia, no entanto, não foi explorada em toda sua potencialidade, de forma que as descrições petrográficas, mineralógicas e petroquímicas, e em especial as interpretações petrogenéticas ora apresentadas, ficam ainda muito aquém dos estudos que o vasto e complexo Distrito Alcalino de Lages está a merecer.

CAPÍTULO 2

METODOLOGIA

"Os métodos não preexistem à pesquisa nem são um fruto recolhido posteriormente pela meditação sobre os êxitos obtidos. Os métodos são a própria pesquisa no seu exercício eficaz."

A.V. Pinto (1979)

2.1. Trabalhos de campo

Embora alguns aspectos particulares da região tenham merecido atenção anterior do autor, em especial os carbonatitos da Fazenda Varela (Scheibe, 1979), o trabalho de coleta sistemática de dados de campo para a elaboração deste estudo teve início efetivo em janeiro de 1979, quando se encetou campanha de mapeamento, com auxílio dos professores Sandra M. A. Furtado e Roberto B. Chaves, da Universidade Federal de Santa Catarina, e de 14 estudantes de geologia das últimas séries da UNISINOS, da UFRGS e da UFPr. Constou de interpretação de fotos aéreas nas escalas de 1:60.000 (USAF, 1966) e 1:25.000 (Cruzeiro do Sul, 1957), e caminhamentos para marcação "in loco" dos contatos das ocorrências de rochas alcalinas com as rochas sedimentares e para coleta de amostras representativas dos corpos de rochas alcalinas. Em 15 dias de campo foram cobertos 464 km², abrangendo principalmente as porções central e sul do Domo de Lages; e coletadas acerca de 280

amostras, sobretudo de rochas alcalinas. Os trabalhos complementares de mapeamento foram facilitados pela obtenção de novas fotos aéreas, na escala de 1:25.000 (Cruzeiro do Sul, 1979), e contaram sempre com a inestimável colaboração do Sr. João Lemos da Silva (o "Janjão"), de Lages; foram realizados em 1979, 1980 e 1981, e abrangeram, embora com menor grau de detalhe, todo o restante da área do domo. Os dados de campo foram transferidos para a base topográfica da folha SG-22-Z-C-V (LAJES), do IBGE, na escala de 1:100.000 (1973), e somados aos dados constantes dos mapas elaborados por Guazelli e Feijó (1:100.000, 1970) para a PETROBRÁS e por Szubert e Vergara (1:25.000, 1975) para a SUDESUL, o que permitiu a elaboração do mapa e secção geológica na escala de 1:100.000, anexos.

2.2. Petrografia

De todas as amostras obtidas, num total superior a 400, foram selecionadas por consideradas mais representativas cerca de 90; secções delgadas dessas rochas foram examinadas em microscópio polarizante LEITZ, binocular. Para facilitar a distinção entre feldspatóides e/ou analcita e feldspatos alcalinos, utilizou-se a técnica da coloração com azul de metileno, descrita, entre outros autores, por Heinrich (1965). Em alguns casos, fizeram-se medidas de índices de refração, mediante comparação com líquidos de "n" conhecido, para identificação de minerais separados do total da rocha. Apenas em algumas amostras de rochas, faneríticas e porfiríticas, foi possível a análise modal, total ou dos fenocristais, realizada com contador de pontos automático e usando-se a técnica descrita por Chayes (1949), com número de pontos por amostra superior a 1500; os dados obtidos foram utilizados na classificação ou como orientação para a classificação dos diversos tipos petrográficos, feita com base nas características químicas e conseqüente composição normativa (Streckeisen e Le Maître, 1979), sendo esta calculada segundo o método de Niggli (Barth, 1962) para a maioria das 33 amostras submetidas à análise química de rocha total.

2.3. Análise química de rochas

Para cada uma dessas amostras, foram feitas determinações num total de 50 elementos, na Divisão de Laboratórios (GEOLAB) da Geologia e Sondagens Ltda., Belo Horizonte, sob a supervisão do Dr. Cláudio V. Dutra, empregando-se as técnicas analíticas:

SiO_2 , Al_2O_3 , Fe total, MgO , CaO , P_2O_5 e TiO_2 foram analisados por fluorescência de raios X, em equipamento de fabricação Rigaku, o mesmo sucedendo com Th, Rb, S e Cl, a diferença residindo no fato de que no primeiro caso as amostras foram todas fundidas em tetraborato de lítio e, no segundo, o pó apenas prensado.

As terras raras e os demais elementos traços foram determinados por meio de espectrografia óptica de emissão, usando-se um espectrógrafo Jarrell-Ash com montagem Ebert.

Na_2O , K_2O , MnO , As e Li (limite de sensibilidade de 1 ppm) foram dosados por absorção atômica.

Outras metodologias empregadas consistiram de via úmida convencional (titulação com permanganato de potássio) para FeO, fluorimetria (dissolução com $\text{HF}+\text{HNO}_3$) para U_3O_8 , técnica de eletrodo de íon específico para F e evolução de CO_2 e medida do volume de gás para CO_2 .

2.4. Análise química de minerais

Fenocristais de rochas representativas, bem como constituintes da matriz, tiveram sua composição química determinada com o auxílio da microsonda eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, de fabricação ARL (Applied Research Laboratories), modelo EMX-SM, equipada com três espectrômetros dispersivos e três pares de cristais (LiF/ADP , LiF/ADP e LiF/RAP). Os dados obtidos foram registrados automaticamente em uma teletipo acoplada ao conjunto, sendo as determinações efetuadas em secções delgadas polidas, cobertas por uma película de carbono em metalizador automático de fabricação Bendix.

As condições de instrumentação comumente utilizadas foram as seguintes: potencial de aceleração, 15 KV; corrente de amostra, 0,02-0,03 μA ; tempo de integração nos contadores, 10", e

diâmetro do feixe eletrônico, aproximadamente 1μ . Para análise dos feldspatos e feldspatóides, empregou-se tempo de integração menor, de 4", a fim de minimizar os efeitos de volatilização dos álcalis (Na, K).

O controle do fator flutuação (drift) foi feito por meio de leitura periódica dos padrões: nos casos em que a variação da contagem foi maior que 3%, fez-se uso da correção, tanto através do programa de computação SLAVE, de uso interno, como, nos casos de cálculo mediante computador programável, portátil, com o emprego da fórmula

$$\% \text{ Óxido} = \frac{\text{Corrente padrão}}{\text{Corrente amostra}} \times \text{contagem na amostra} - B \times \text{fator}$$

sendo

$$\text{fator} = \frac{\% \text{ Óxido no padrão}}{\text{contagem no padrão} - B}$$

A radiação de fundo (background, B) foi sempre corrigida, e o fator tempo morto (dead time) mantido negligenciável por contagens abaixo do limite permissível de 5000/segundo.

Os dados analíticos foram ainda corrigidos para os fatores absorção de massa, número atômico e fluorescência secundária, segundo o método de Bence e Albee (1968), mediante o uso do programa de computação BETA, de uso interno.

A exatidão (accuracy) dos resultados coligidos varia com a concentração do elemento presente na fase mineral investigada, estimando-se o erro em torno de 3% para os maiores e de 5% para os menores. Por outro lado, os valores relativos à reprodutibilidade (precision), refletindo mais as condições operacionais, situam-se ao redor de 1%.

Os resultados apresentados nas diversas tabelas representam, para a maioria das amostras, a média aritmética de 60 leituras (30 na porção central e 30 na borda dos grãos), tomadas 3 a 3 em 10 cristais diferentes da amostra. Os perfis de variação composicional dos piroxênios foram feitos segundo linha de pontos com equidistância de 20μ , usando-se um "step scan attachment". Para melhor orientar o trabalho quantitativo, foi realizada análise qualitativa de biotitas, com feixe eletrônico estático, e emprego

do registrador Moseley (X-Y).

Os principais minerais estudados foram piroxênios, olivinas, flogopitas, melilitas, pectolitas, feldspatos e nefelinas; adicionalmente, dois cristais de ilmenita e três de granada provenientes do kimberlito Janjão foram também analisados.

Minerais de amostras de concentrados obtidos por peneiração de material kimberlítico coletado "in situ", ou em cursos d'água da região, tiveram também sua composição química determinada em microsonda eletrônica por técnicos do Setor de Petrografia do Departamento de Pesquisas Tecnológicas da Cia. Vale do Rio Doce, em Belo Horizonte, sob a responsabilidade do geólogo Luis Rodrigues A. Garcia, sendo os resultados colocados à nossa disposição pelo geólogo Admar Barcelos da Silva, da Cia. Brasileira de Metalurgia e Mineração - CBMM. Para esse trabalho foi utilizado um equipamento JEOL, modelo JXA-50A, com potencial de aceleração de 15 KV, corrente de amostra de cerca de 3×10^{-8} A e feixe com aproximadamente 1μ de diâmetro. Também neste caso foram feitas correções para "background", "dead time" e efeito matriz, de acordo com o método de Bence e Albee (1968).

Algumas características relativas ao estudo de cada espécie mineral são fornecidas a seguir:

Feldspatos alcalinos

Os feldspatos foram analisados para K, Na e Ca, com o intuito de obter-se sua composição molecular. Na maioria das amostras observou-se grande variação composicional e os dados apresentados são médias de valores considerados representativos. Os padrões empregados foram ortoclásio (Or-1) para K, albita (Tiburron) para Na e bytownita (Crystal Bay) para Ca.

Feldspatóides, zeólitas e analcita

A microsonda eletrônica foi de grande valia para a análise de nefelinas e melhor caracterização da sodalita, natrolita e analcita. Para o caso da nefelina, foram calculados os componentes moleculares nefelina, kalsilita e quartzo, a partir dos valores de Na, K e Si. Os padrões empregados foram os mesmos dos feldspatos alcalinos para os elementos K, Na e Ca; albita (Tiburron) também para o Si e escapolita (17120) para o Cl.

Piroxênios

Para análise dos piroxênios, assim como para as dos demais minerais, os padrões escolhidos foram os que apresentam composição similar à das fases investigadas. Para os tipos mais cálcicos, foi utilizada augita (A-209) para Si, Al, Fe, Mg, Ca e Na, além de hornblenda (Kakanui) para Ti e K; para os tipos sódicos, egirina (17A) para Si, Fe, Mn, Ca e Na; augita (A-209) para Al e Mg; e hornblenda (Kakanui) para Ti e K.

Dos perfis analíticos efetuados foi selecionado o relativo ao cristal A da amostra 9 como representativo das variações encontradas em um único cristal dos piroxênios mais cálcicos (Fig. 7).

As proporções catiônicas de Mg, $Fe^{2+}+Mn$ e Na, extraídas da fórmula estrutural calculada na base de 6 átomos de oxigênio, foram utilizadas para expressar, respectivamente, os componentes moleculares diopsídio (Di), hedembergita (Hd) e acmita (Ac), possibilitando a locação no gráfico correspondente (Fig. 4). As determinações das proporções teóricas de Fe^{2+} e Fe^{3+} , a partir dos dados de FeO total obtidos na microsonda, foram feitas com o auxílio do programa de computação SILCAL (Ulbrich e Ulbrich, 1982).

A nomenclatura adotada para os piroxênios alcalinos segue Tröger (1979), que limita o campo das egirina-augitas ao intervalo de 20 a 75% do componente molecular acmita. Valores abaixo de 20% definem o membro soda-augita e superiores a 75% o termo egirina da série. A expressão "acmita" foi restringida ao componente teórico $NaFe^{3+}Si_2O_6$, em analogia com vários estudiosos desse grupo de minerais.

Olivinas

As olivinas de quatro rochas ultrabásicas foram estudadas, sendo sua fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigênios e o mineral expresso por seus componentes forsterita (Fo) e faialita (Fa). Os padrões utilizados foram olivina (4) para Si, Fe e Mg; augita (A-209) para Ca e Al; egirina (17A) para Mn; e hornblenda (Kakanui) para Ti.

Biotitas

Para a análise das biotitas o principal padrão foi a biotita "Universidade da Basileia", empregada para os elementos Si, Ti

(baixo teor), Al, Fe, Mg e K; a biotita nº 3 foi utilizada para Fe e Mn, enquanto que a benitoíta (San Benito) para Ba e Ti (alto). As amostras 12 e 27, cuja soma dos óxidos é relativamente baixa, foram submetidas a análise qualitativa, observando-se na primeira um pequeno pico para o Cr, e na segunda picos correspondentes possivelmente ao Na, Cr, Ni e Cu. As fórmulas estruturais foram calculadas com base em 22 átomos de oxigênio.

Anfibólios

Para o estudo de fenocristais de anfibólios (apenas dois nas amostras 7 e 8), foi utilizado como padrão hornblenda (Kakanui) para Si, Al, Fe, Ca, Mg, K e Na, sendo o Mn determinado com referência à egirina-augita (15B).

Melilitas

A definição dos termos da série das melilitas foi obtida por análise em que os padrões utilizados foram augita (A-209) para Al e Mg, bytownita (Crystal Bay) para Si e Na, hornblenda (Kakanui) para K, olivina (4) para Fe e apatita (Wilberforce) para Ca.

Pectolitas

O teor relativamente elevado em MnO, sugerido por índices de refração maiores que os esperados, foi confirmado pela análise química, na qual foram utilizados como padrões egirina-augita (16A) para Si, Fe, Mn e Na, e granada (ITO-2) para Ca.

2.5. Geocronologia e estudos isotópicos

Análises radiométricas foram executadas pelo autor no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, recorrendo aos métodos K/Ar (em concentrados de minerais isolados e em rocha total) e Rb/Sr (em rocha total).

Pelo método K/Ar foram determinadas idades para amostras de fonolito porfirítico e nefelina sienito porfirítico (2 e 8, feldspato + nefelina), nefelina sienito porfirítico (3, rocha total), fonolitos (10 e 24, rocha total), olivina melilitito (12, flogopita), kimberlito (XIII, flogopita) e brechas de chaminé (II, IV,

XII, XVII, flogopita). Descrição detalhada do método encontra-se em Amaral *et al.* (1966).

As constantes empregadas foram as seguintes:

$$\lambda_{\beta} = 0,4962 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{\epsilon} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\% \text{ át. K}^{40} \text{ em K total} = 0,1167$$

Outras análises disponíveis das rochas de Lages (Amaral *et al.*, 1967; Teixeira, 1969) foram recalculadas também para essas constantes.

As determinações Rb/Sr foram efetuadas em amostras de nefelina sienitos porfiríticos do Cerro Alto de Cima e de fonolitos (rocha total) da Chapada, obtendo-se para estes uma isócrona de referência para idade e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$.

As determinações foram feitas por fluorescência de raios X, confirmada pela técnica de diluição isotópica, tendo em vista os baixos teores de Sr apresentados por essas amostras; os erros experimentais situam-se em patamar inferior a 3%. As razões isotópicas $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ foram determinadas em espectrômetro de massa Varian Mat, modelo TH-5, com os erros analíticos inferiores a 0,3%. As relações $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ na amostra foram normalizadas para $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88} = 0,1194$, e as demais constantes empregadas no cálculo são:

$$\text{Rb}^{87} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}$$

$$\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87} = 2,59$$

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA

Com uma área total estimada em 2.100 km², a grande endentação da faixa de afloramentos de basalto que propicia a exposição das rochas gondwânicas e alcalinas no Domo de Lages é uma feição maior da geologia do sul brasileiro, conforme ressaltado por Maack (1947), Takeda (1958) e Loczy (1966, 1968), entre outros.

O mapa e secção geológica na escala de 1:100.000 anexos ao presente trabalho abrangem a porção principal desse domo, mostrando que rochas alcalinas leucocráticas, rochas ultrabásicas alcalinas, carbonatitos, kimberlitos e brechas vulcânicas, todos com idades restritas a um pequeno intervalo, embora aflorando em extensão reduzida, estão distribuídos por área aproximada de 1.200 km², caracterizando um distrito alcalino de magnitude pelo menos similar a diversas das províncias brasileiras propostas por Ulbrich e Gomes (1981).

O caráter dômico da área é evidenciado pela disposição concêntrica dos afloramentos de rochas gondwânicas, a partir dos derrames basálticos e dos arenitos da Formação Botucatu, que cercam a região pelos quadrantes norte, oeste e sul, culminando numa porção central em que rochas do Grupo Itararé afloram ao nível dos próprios derrames basálticos. O domo apresenta um alçamento da ordem de pelo menos 1.200 m, conforme se verifica pelos dados obtidos no poço 2-LA-1-SC, da Petrobrás, complementados por estimativas, constantes dos trabalhos de Northfleet *et al.* (1969), para a espessura total dos sedimentitos Rio do Rasto e Botucatu, na

área, à época em que se deram os deslocamentos. Uma série de domos menores, contidos na estrutura principal, é salientada pela drenagem regional.

Guazelli e Feijó (1970) colocaram em evidência o caráter também anelar e radial do amplo sistema de falhamentos inversos representados no mapa e secção geológica anexos, e que já fora descrito por Loczy (1966, 1968) como responsável por deslocamentos verticais da até 350 m.

Em trabalhos de pesquisa das ocorrências de bauxita, Szubert e Vergara (1975) enfatizaram a importância dos corpos de diabásio que ocorrem junto aos afloramentos mais setentrionais das rochas alcalinas.

As ocorrências constituintes do Distrito Alcalino de Lages representam níveis elevados de intrusão, sendo desconhecidas, até o momento, manifestações puramente extrusivas ou de formação profunda. Por outro lado, o Complexo Alcalino de Anitápolis não deve ser interpretado como representante destas últimas, numa extensão oriental do distrito, pois dele dista mais de 100 km e apresenta idade bem mais antiga.

De acordo com suas características petrográficas e sua forma de ocorrência, as rochas constituintes do distrito podem ser assim agrupadas:

- a) rochas alcalinas leucocráticas;
- b) rochas ultrabásicas alcalinas;
- c) carbonatitos e rochas associadas;
- d) brechas de chaminé e kimberlitos.

3.1. Rochas alcalinas leucocráticas

Apesar da grande área afetada pelas rochas alcalinas, a superfície total de afloramentos é pouco superior a 50 km². A grande maioria é representada pelas rochas deste primeiro grupo, dentre as quais se incluem fonolitos de diques, analcita traquitos e fonolitos, mais a sudeste, e fonolitos porfiríticos e nefelina sienitos porfiríticos, mais ao norte. O contato entre as camadas sedimentares do Guatá e do Passa Dois é o nível preferido por essas intrusões, o que confere ao conjunto um caráter anelar que tem sido ressaltado nas descrições anteriores do complexo. No ma-

pa ora apresentado fica no entanto bem evidenciada uma sensível concentração dos corpos maiores segundo uma faixa de direção nordeste, com largura da ordem de 10 km, à qual só são estranhas as principais ocorrências de fonolitos porfiríticos, diversas brechas de chaminé e os carbonatitos da Fazenda Varela.

Fonolitos

As principais ocorrências são o morro do Tributo, a serra da Chapada e a serra do Cadeado, além de diversos corpos menores nas proximidades.

O morro do Tributo, com diâmetro aproximado de 4 km e altitude total de 1220 m, é a principal elevação regional e, do seu topo "... tudo se descortina na área de Lages: três quadrantes pontilhados pela escarpa basáltica e o descampado do oriente aberto para o lado do mar" (Paiva, 1933). Em suas encostas, encontram-se ainda blocos de rochas sedimentares, com centenas de metros, consideradas pertencentes ao Grupo Guatã e que foram sobrelevadas pela intrusão (Foto 1).

Os fonolitos do Tributo têm como característica principal o grande desenvolvimento de cristais poiquilíticos de egirina, que chegam a formar manchas centimétricas nas porções centrais mais elevadas (Foto 2), enquanto que nos afloramentos mais próximos ao contato elas se apresentam escassamente milimétricas.

Os afloramentos de fonolitos, com pequeno desenvolvimento da egirina, continuam para sudeste do morro, entre as cotas 900 e 1.000 m; aparentemente, esta área poderia ter sido originalmente contígua ao morro, dela separando-se por falhamentos de direção nordeste.

A serra da Chapada, com 1.000 m de altitude, situa-se mais a sul, no limite entre as camadas Serra Alta e Terezina, num nível estratigráfico portanto superior. Os raros agregados visíveis de egirina são aqui submilimétricos. Nos cortes recentes da BR-282 observam-se os contatos laterais e superiores com os folhelhos também sobrelevados da Formação Serra Alta, intensamente endurecidos, e que cobrem ainda parcialmente a porção central da serra (Fotos 3 e 4). Tectônica rígida posterior ao alojamento é responsável por faixas métricas de milonitização, onde a rocha está totalmente alterada a argilo-minerais.

A serra do Cadeado, que atinge 1.080 m, consiste de um con-



Foto 1 - A face leste do morro do Tributo, vista desde a estrada Índios-Palmeira. No plano intermediário, cuestas sustentadas por rochas sedimentares sobreelevadas.



Foto 2 - O fonolito do Tributo, com egirina centimétrica e envoltório de alteração argilosa.

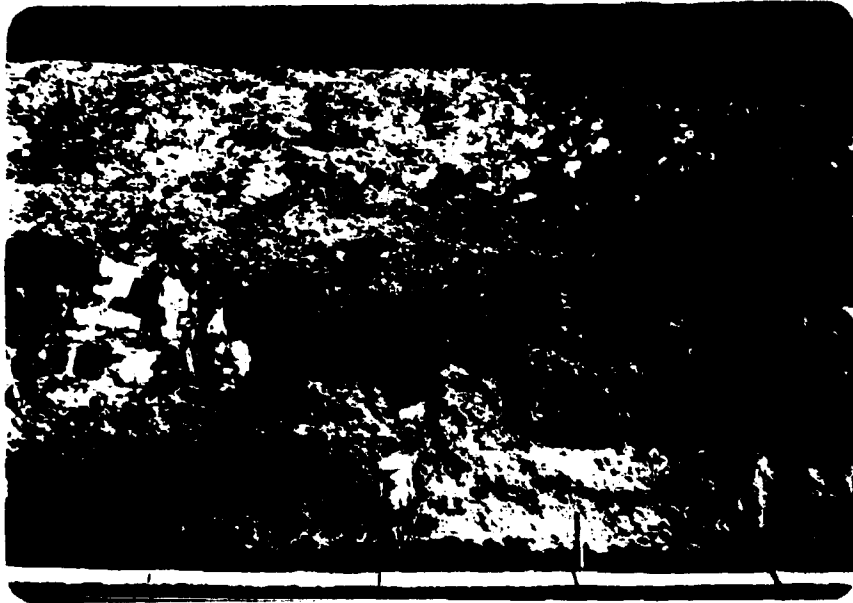


Foto 3 - Contato intrusivo dos fonolitos da serra da Chapada nas rochas sedimentares endurecidas e perturbadas, à esquerda e acima.



Foto 4 - Detalhe da foto anterior, mostrando a estreita faixa de fonolito vítreo, alterado, e o elevado grau de fraturamento e alteração desta rocha junto ao contato.

junto de afloramentos de fonolitos, ocupando grande extensão (11 km²) e que podem representar, como nos demais casos, não uma, mas várias intrusões, cuja forma individual é de difícil delimitação. Neste caso, como na maioria dos demais, as linhas de contato no mapa geológico 1:100.000 devem ser interpretadas portanto como simples linhas de contorno de áreas de ocorrência dos diversos tipos de rochas alcalinas.

Fonolitos de diques

Inúmeras intrusões menores de fonolitos ocorrem na região, desde corpos com algumas centenas de metros até diques com centímetros a decímetros de espessura, casos em que a granulação é extremamente fina e a cor muito escura: são os fonolitos de diques, que cortam tanto as rochas sedimentares como, ocasionalmente, as próprias rochas alcalinas, caso do Cerro Alto de Cima e do próprio morro do Tributo.

Analcita traquitos

A sul da serra do Cadeado foram individualizadas ocorrências de rochas com textura traquítica muito pronunciada e pequeno teor de quartzo normativo e ocasionalmente modal, denominadas de analcita traquitos. Em alguns locais estão presentes amígdalas preenchidas por hidrocarbonetos, possivelmente representando contaminação a partir da Formação Irati, que aflora nas proximidades.

Nefelina sienitos porfiríticos

Os nefelina sienitos porfiríticos constituem um dos maiores maciços, o do Cerro Alto de Cima (9 km², 1.040 m de altitude), que apresenta variação composicional interpretada como zoneamento no corpo intrusivo ou como evidência da existência de diversos corpos, cujos limites não foram precisados no campo. Este maciço contém intrusões de fonolito, semelhante às ocorrências dessa rocha encontradas mais ao sul.

Fonolitos porfiríticos

Os fonolitos porfiríticos ocorrem formando maciços de grande porte, como os da serra da Farinha Seca e do córrego dos Sete Passos, ou intrusões menores, como as da Colônia Faxinal, do cór-

rego da Farinha Seca, da Boa Vista e da Fazenda São Roque.

A serra da Farinha Seca, no extremo norte do círculo de ocorrências de rochas alcalinas leucocráticas, é uma extensa elevação com altitudes da ordem de 900 m e considerada, em trabalhos anteriores (e.g. Lindstaedt, 1972), como sustentada por um único dique com 17 km de extensão e espessuras entre 500 e 2.500 m. Guazzelli e Feijó (1970) já representaram, no entanto, a área como composta em grande parte por diabásios, e Szubert e Vergara, que trabalharam em detalhe as ocorrências de bauxita da Farinha Seca (Foto 5), mostraram que as alcalinas são também aqui corpos aproximadamente equidimensionais, que se alojaram rompendo não apenas as camadas sedimentares mas também uma ampla ocorrência de diabásios, possivelmente na forma de sill ao nível da Formação Irati, que praticamente desaparece nessa área.

No curso médio do córrego dos Sete Passos, ao norte do morro do Tributo, aparecem fonolitos porfiríticos intrusivos nos sedimentos do sub-Grupo Itararé. Os afloramentos esparsos e a superfície arrasada pela erosão impedem sua melhor caracterização, com a extensão em área em muito subestimada nos mapeamentos anteriores. Intrusivos no maciço, tem-se uma ocorrência na forma de cilindro de fonolitos, e um provável kimberlito, até agora definido apenas em função de seus minerais pesados e produtos de alteração, encontrados num afluente menor daquele córrego. A área de ocorrência desses fonolitos porfiríticos acha-se em contato direto, ao norte, com uma ampla mancha de diabásios, similares aos correlacionados à Formação Serra Geral em outras regiões.

Pelo menos três intrusões menores de fonolitos porfiríticos cortam mais uma vez os diabásios, na porção ocidental da serra da Farinha Seca, conhecida como Colônia Faxinal, apresentando também intensa bauxitização.

As ocorrências do córrego da Farinha Seca, a sul da serra do mesmo nome, eram anteriormente reunidas sob a denominação de serra do Lageadinho (Arioli, 1974), que não consta do mapa do IBGE; trata-se de um grupo de corpos com extensão de 1 a 2 km, separados por afloramentos de arenito de granulação grossa, atribuído ao Grupo Itararé, e que ajuda a sustentar a topografia, dificultando a interpretação fotogeológica.

Diversas outras ocorrências acham-se mapeadas, muitas delas com desenvolvimento de bauxitas, como as que se situam a noroeste

do carbonatito da Fazenda Varela, englobadas sob a designação genérica de Boa Vista, e as que completam o círculo das alcalinas leucocráticas, a oeste, na Fazenda São Roque, entre a BR-116 e a RFFSA.

3.2. Rochas ultrabásicas alcalinas

Sob esta denominação são reunidas rochas nefeliníticas e melilitíticas, muitas delas com características de lamprófiros, que afloram como diques ou formando a matriz de chaminés brechadas, nos poucos casos em que se fez possível uma determinação razoável de suas feições mineralógicas primárias.

Scorza (1965) descreveu amostras de olivina melilitito recolhidas por L. de Loczy, salientando o fato de serem rochas com melilita até então desconhecidas no continente brasileiro. Barbosa (1933) referiu-se a lamprófiros e augititos, coletados por Paiva no município de Lages.

Além das ocorrências da olivina melilitito citadas por Scorza (1965), algumas mesmo revisitadas, foram identificadas no decorrer deste trabalho outras cinco, dentre as quais merece destaque um extenso dique semi-anelar, a leste do Cerro Alto de Cima (am. 12), com cerca de 1 km de extensão e espessura da ordem de 50 m. Apresenta uma frente ampla de exposição por ter sido explorado como fonte de brita para pavimentação da estrada Índios-Palmeira, com a rocha ressaltando heterogeneidades mineralógico-texturais por efeito do intemperismo (Foto 6). É intrusivo nas rochas sedimentares do Irati e Serra Alta, contendo mesmo alguns xenólitos atribuídos àquela formação.

Outros diques ou corpos de pequena expressão foram reconhecidos a leste da estrada Lages-Tributo, cerca de 5 km a norte de Lages (OM-1); na rodovia Índios-Palmeira, 3 km a sul desta localidade (OM-2); e a sul da BR-282, 5 km a oeste de Índios (OM-3). A amostra 21 constitui aparentemente a matriz de uma chaminé brechada, que sustenta elevação circular a noroeste do morro da Chapada.

Duas outras chaminés são também visíveis nessa última área, a norte e oeste da Chapada (ams. 22 e 27, respectivamente). A amostra 22 representa um olivina melteigito, e a 27, com matriz



Foto 5 - Frente de lavra de bauxita (jazida Momm) resultante da alteração dos fonolitos porfiríticos da Farinha Seca.



Foto 6 - Exposição do olivina melilitito explorado para brita, a leste do Cerro Alto de Cima. O intemperismo ressalta heterogeneidades que não são normalmente visíveis na rocha fresca.

semelhante, exibe tal grau de contaminação pelos fragmentos de rocha sedimentar contidos que a definição do tipo petrográfico é extremamente difícil. Olivina nefelinitos aparecem ainda como diques cortando sedimentos do Rio do Rasto, num córrego próximo ao viaduto da BR-282 sobre a RFFSA (am. 28), e rochas basálticas da Formação Serra Geral, nas cabeceiras do rio da Prata, afluente do rio Caveiras, correspondendo à mais oriental das ocorrências investigadas no Domo de Lages (am. 29). Um nefelinito (NE-1) sem olivina foi amostrado cerca de 4,5 km a NE da localidade de Índios.

3.3. Carbonatitos e rochas associadas

Os carbonatitos da Fazenda Varela, na porção centro-ocidental do Domo de Lages, foram descritos com algum detalhe em trabalho anterior (Scheibe, 1979), do qual extraíram-se os dados julgados relevantes para o presente estudo de conjunto do distrito.

Esses carbonatitos e as rochas associadas caracterizam-se por forte anomalia cintilométrica, que evidencia uma distribuição em área losangular, delimitada por falhamentos N-S e NE-SW; a área principal de ocorrência tem um diâmetro de cerca de 600 metros.

As rochas sedimentares da região, tidas como pertencentes ao Grupo Guatá, foram submetidas a processo de fenitização, de que resultou uma brecha feldspática que serve de encaixante aos carbonatitos.

A escavação de trincheiras e poços, bem como a execução de sondagens rotativas a diamante, permitiram a delimitação de um corpo aproximadamente tabular de carbonatito claro, relativamente homogêneo, com espessura da ordem de 20 m e que se estende pelo menos até 100 m de profundidade; nas proximidades desse corpo, a brecha feldspática encontra-se recortada por veios de carbonatito escuro, com espessura centimétrica a decimétrica (Foto 7), e diversas sondagens efetuadas no local cortaram sistematicamente misturas de carbonatito e brecha feldspática, com predomínio ora de um tipo petrográfico, ora de outro; a estrutura predominante sugere uma brechação muito intensa, com os carbonatitos, em diversas fases, cimentando e reagindo com a rocha silicatada, dominantemente feldspática, até substituí-la quase integralmente em

muitas porções.

3.4. Brechas vulcânicas e kimberlitos

Na antiga estrada de Curitibanos, dez quilômetros ao norte de Lages, Oliveira (1927, p.89-90) fez referência a um "dique aglomerado de rocha olivinítica com fenocristais de mica, piroxênio e magnetita, com pedaços de arenito vermelho, folhelho e outras rochas sedimentares", sugerindo tratar-se de um alnoíto: ao que tudo leva a crer, a brecha da Invernadinha (VI) localizada durante os trabalhos de campo de janeiro, 1979.

Paiva (1933, p.10) descreveu uma "brecha fonolítica contendo seixos de Rio do Rasto", na "fazenda de Zelo Ramos, perto dos Índios", correspondendo à brecha vulcânica a oeste da Chapada (XII) visível desde o traçado atual da BR-282.

Loczy (1968, fig. 5) mostrou a fotografia de uma "brecha tecto-vulcânica penetrada por dique decomposto de olivina melilito, próximo a Índios", aparentemente num corte da estrada, provavelmente refeito com os novos trabalhos na BR-282.

Arioli (1974) estudou uma anomalia radiométrica em corte da ferrovia, a norte de Correia Pinto (Br. Anomalia 7, XXXIV), reinterpretando como "brechas de colapso" ocorrências de material brechado anteriormente descritas como uma "zona de brecha associada a falhamento de direção N75°E". Outras duas chaminés, uma situada 200 m a sul da primeira (Br. Anomalia 7-Sul, XXXV) e outra "localizada a sul da Estação Tributós" (?) foram também classificadas como "*breccia pipes*" por esse autor.

A primeira referência à ocorrência de kimberlitos na região foi registrada por Scheibe (1978), e deveu-se ao trabalho do garimpeiro João Lemos da Silva, o "Janjão", responsável também, a partir de então, pela localização de numerosas outras brechas vulcânicas e de pelo menos duas prováveis ocorrências de kimberlito, um no Pandolfo, a oeste de Lages, e outro no córrego dos Sete Passos, na porção central do Domo. Uma quarta ocorrência, a do rio Caveiras, no extremo sudeste da região estudada, é inferida pela presença de minerais típicos (ilmenita, piropo) no seu curso, a partir de depressão circular com cerca de 100 m de diâmetro, em área na qual o rio corre encaixado, com largura de pou-

cos metros, nos arenitos do Botucatu.

No kimberlito Janjão (XIII), situado a norte de Lages, no bairro Guarujá, foram realizados levantamentos magnetométrico, radiométrico e gamaespectrométrico (Svisero *et al.*, 1985), cuja interpretação revelou uma diatrema irregular com polaridade reversa cujas dimensões principais são 50 x 190 m. Um dique vertical a subvertical, de características geofísicas semelhantes mas com polaridade normal e largura de cerca de 10 m, trunca e, aparentemente, introduz um rejeito destal de cerca de 10 m no corpo principal. Esse dique é intrusivo nos sedimentos da Formação Rio do Rasto, sendo muito grande a proporção de rochas sedimentares entre os fragmentos por ele englobados.

A grande maioria das brechas vulcânicas reconhecidas até o momento corta também o Rio do Rasto, embora ocorram brechas cortando o arenito Botucatu ou as formações sedimentares inferiores (Foto 8) e até sils de diabásio. Essas estruturas enquadram-se perfeitamente no conceito de *diatrema*, tal como adotado, por exemplo, por Lorenz *et al.* (1970, p.12): "estruturas semelhantes a chaminés preenchidas por rochas da área brechadas, quase sempre misturadas com materiais magmáticos juvenis".

A Tabela 1 permite identificar cada brecha por um algarismo romano, no mapa geológico 1:100.000, e dá um resumo das principais características de campo de cada uma.

3.5. Geofísica

O projeto aerogeofísico Ponta Grossa-Criciúma foi executado em 1971 pela Cia. Brasileira de Geofísica para o Departamento Nacional da Produção Mineral e Comissão Nacional de Energia Nuclear, abrangendo ampla faixa da qual faz parte a região em estudo.

Os dados referentes à aerocintilometria não são totalmente disponíveis para uma interpretação global. Em trabalhos de campo com auxílio de cintilômetro MICROLAB, verificou-se que a maior parte das anomalias constantes do mapa de localização de anomalias radiométricas no Domo de Lages, elaborado pela CPRM (Arioli, 1974), está relacionada aos corpos de rochas alcalinas leucocráticas, que apresentam cerca de 200 a 300 CPS, contra o limiar regional das rochas sedimentares, inferior a 100 CPS. Duas anoma-



Foto 7 - Veios anastomosados de carbonatito ankerítico escuro cortam a brecha feldspática em bloco rolado da Fazenda Varela.



Foto 8 - Contacto da brecha do Cerro Alto de Baixo (17) com as rochas sedimentares encaixantes, atribuídas ao Grupo Itararé. A faixa vertical amarela constitui provável conduto de um segundo episódio de brechação-fluidização.

lias mais expressivas correspondem aos carbonatitos da Fazenda Varela e a duas brechas de chaminé, a norte de Correia Pinto (XXXIV e XXXV). A área onde ocorrem os carbonatitos foi estudada pela CNEN e abandonada, atribuindo-se a radioatividade a teores anômalos de tório e a presença de carbonatos a diversas "fases de carbonatação" (Ramos e Maciel, 1974). As brechas de chaminé foram investigadas por Arioli (1974), que constatou altas relações Th/U, responsáveis por anomalias da ordem de 500 a 1500 CPS. Scheibe (1979) valeu-se de um levantamento radiométrico de detalhe para a delimitação das ocorrências de carbonatito na Fazenda Varela.

O levantamento aeromagnetométrico é considerado ostensivo, e foi tentada uma interpretação em caráter preliminar, sob a orientação do Prof. Dr. Nelson Ellert, do Departamento de Geologia Econômica e Geofísica Aplicada do IG-USP, de uma cópia das cartas isogâmicas correspondentes ao distrito alcalino de Lages (SG-22-Z-C-V-1, 2, 3 e 4).

A suscetibilidade magnética relativa das principais variedades petrográficas foi determinada em laboratório, obtendo-se a seguinte seqüência, das mais às menos magnéticas: basaltos e diabásios > olivina melititos > analcita traquitos > brecha do Mirante > nefelina sienitos porfiríticos \geq fonolitos \geq rochas sedimentares (arenitos e folhelhos). O contraste entre as rochas alcalinas leucocráticas e as sedimentares é quase nulo, dificultando as interpretações, ainda mais se se levar em conta a proximidade dos derrames basálticos e as diversas ocorrências de diabásio na região pesquisada.

A correspondência de anomalias positivas com ocorrências de diabásio ou de alcalinas ultrabásicas e de anomalias negativas com corpos leucocráticos é quase geral; na escala estudada, no entanto, só ocasionalmente pode ser observada alguma relação das brechas vulcânicas e kimberlitos com o comportamento dessas curvas.

Integrando informações de magnetometria, gravimetria e sísmica, alguns estudiosos têm determinado a espessura e a profundidade provável a que se situam as raízes ou as câmaras magmáticas profundas de corpos alcalinos. Seguin (1982) divulgou dados sobre a província Monteregiana, no Canadá, sugerindo que os corpos principais teriam uma forma de pires, análoga à de bolhas de óleo suspensas na água, com espessuras entre 600 a 1300 m, e diques e

sils alimentadores estendendo-se até profundidades da ordem de 35 km, onde estariam situados os bolsões originais do magma. Lazarenkov (1978) reuniu grande número de observações, acentuando que os complexos carbonatíticos possuem raízes profundas, que alcançam provavelmente o manto superior, e que o limite entre o embasamento e a cobertura sedimentar das áreas cratônicas seria a zona estrutural mais favorável à localização de câmaras magmáticas intermediárias, enquanto a descontinuidade de Mohorovicic seria sítio preferencial para os processos de assimilação e diferenciação, em parte responsáveis pela extrema variedade dos tipos petrográficos das rochas alcalinas.

Em Lages, observa-se que as principais exposições dos corpos alcalinos ocupam os níveis inferiores a intermediários da cobertura sedimentar, desde o Itararé até a Serra Alta, com as intrusões menores e em especial as brechas vulcânicas mostrando acentuada preferência pelos níveis superiores, do Rio do Rasto até o Botucatu.

Um esboço de perfil magnetométrico N-S, à altura das ocorrências do Cerro Alto de Cima e do Cadeado, sugeriu, por outro lado, uma possível continuidade desses corpos até profundidades da ordem de uma dezena de quilômetros.

TABELA 1

Brechas de chaminé e kimberlitos localizados no mapa geológico 1:100.000 - Lages, SC					
Número	Designação de campo	Localização	Dimensões	Descrição sucinta	Observações
I	Br. Guabiroba	Farinha Seca	Ø - 150 m	Depressão circular; alteração de ultrabásica, verde-azulada, contendo flogopita e fragm. arenitos e outras r. sedimentares.	
II	Br. Aristides	Correia Pinto Velho	Ø - 100 m	Elevação circular; fragm. angulares e ovóides mm a cm de r. basáltica e arenito, cristais de piroxênio, flogopita e opaco, tudo em matriz cinza amarelada, compacta, carbonatada.	Secção delgada LA/1/79/24. M/Ar flogopita.
III	Br. Fazenda Varela - 26	W carbonático	Ø - 400 m	Elevação circular; fragm. angulares cm a dm de r. basáltica homogênea e amigdalóide, arenitos e folhelhos endurecidos, em matriz esverdeada com carbonatos.	Secção delgada FV-26.
IV	Br. Cerro Alto de Baixo	C. Alto de Baixo	Ø > 60 m	Corte estrada; br. intrusiva em folhelhos Itararé. R. sedimentares, nefelina sienitos angulares, carbonato c/ apatita e nódulos de flogopita e piroxênios, em matriz escura, muito decomposta. Contato superior com r. sedimentar deformada.	Col. am. p ^o microsonda pesada. Secção delgada 35. Foto 8
V	X. Cór. Sete Passos	Cór. Sete Passos		Feição circular na foto; na drenagem abaixo da feição, barro arenoso esverdeado com flogopita, piroxênios, piropo, magnetita e ilmenita.	Microsonda pesada
VI	Br. Amola Faca	Cór. Amola Faca 500 m W BR-116	Ø > 100 m	Depressão circular; fragm. r. sedimentares (Irati) e r. basálticas, flogopita, piroxênios e magnetita, em matriz esverdeada.	Secções delgadas 36 e 37.
VII	Br. Invernadinha	Parada Invernadinha, NPSA		Leito do cór. Invernadinha. Blocos de r. sedimentares e cristais de flogopita e piroxênios em matriz cor cinza chumbo, alterada.	Secção delgada II-29. Alcôito Oliveira (1927)?
VIII	Br. Aviário	1.000 m NW Kimb. Janjão	Ø > 30 m	Escavação para construção aviário. Blocos r. sedimentares e cristais de flogopita em matriz argilosa vermelha, intensa alteração.	
IX	Br. Segunda	700 m NW Kimb. Janjão		Corte estrada. Fragm. r. sedimentares e cristais de flogopita em matriz argilosa vermelha, intensa alteração.	
X	Br. Chapada NW	NW Chapada	Ø - 100 m	Elevação circular; centro de oliv. melilitito e bordas com blocos de r. sedimentares recostas em matriz esverdeada com cristais de flogopita, piroxênios e olivinas.	Secção delgada, an. qca. e microsonda; Am. 27.
XI	Br. Chapada N	N Chapada	Ø - 100 m	Elevação circular; centro de oliv. melilitito e bordas com blocos de r. sedimentares recostas em matriz esverdeada com cristais de flogopita, piroxênios e olivinas.	Secção delgada, an. qca. e microsonda; Am. 28.
XII	Br. Chapada W	W Chapada	Ø - 80 m	Elevação circular; blocos de r. sedimentares recostas e fragm. de r. alcalinas em matriz afanítica verde escura com cristais de flogopita e piroxênios.	Secção delgada, an. qca. e microsonda; Am. 27.

TABELA 1 (CONT.)

XIII	K. Janjão	Rio Ponte Grande, bairro Guarujá	50 x 190 m	Margem do rio, depressão oval; blocos de r. sedimentares e fragm. de flogopita, piroxênios, magnetita, piropo, ilmenita e zircão em matriz argilosa muito alterada, azul-esverdeada "in situ" e amarelada quando seca. Garimpeiros reportam achado de diamante.	Trabalhou pesquisa para diamante. Geofísica. Microsonda pesados.
XIV	Br. BR-282	1,5 km E Índios	Ø > 30 m	Corte estrada; fragm. r. sedimentares e cristais flogopita em matriz argilosa vermelha, intensa alteração.	
XV	Br. Mirante	Mirante, 5 Km S de Índios	Ø - 150 m	Corte e jazida de material para estrada; feição circular na foto aérea. Fragm. angulares r. sedimentares, basálticas e outras (anortosito) e cristais cm de piroxênio, flogopita, magnetita e ilmenita, em matriz afanítica esverdeada, contendo carbonato. Isonação quanto ao tamanho dos fragm., sugerindo a existência de "canais de fluidização".	Secção delgada e an. qca.; An. J. Secção delgada nódulos.
XVI	Br. Penha	1 km NW cemitério		Corte estrada; fragm. r. sedimentares e cristais de flogopita em matriz argilosa vermelha, intensa alteração.	
XVII	Br. Cemitério	Cemitério Munic.	Ø - 100 m	Escavações no cemitério municipal; fragm. r. sedimentares, flogopita e piroxênio em matriz silicatada ou matriz argilosa verde escura.	Secção delgada II-73.
XVIII	Br. Plátano	Bairro Pandolfo	Ø - 60 m	Vale profundo; fragm. r. basáltica, maciça e amigdalóide, em matriz amarelada com carbonato. Nódulo de dunito.	Secções delgadas LA/07/79/1 e nódulo dunito.
XIX	K. Pandolfo	Bairro Pandolfo	Ø - 100 m	Cortes recentes para pesquisa; fragm. r. sedimentares e cristais de flogopita, piroxênio, ilmenita, magnetita, piropo, zirconita e coríndon (safira) em matriz argilosa muito alterada, verde-azulada "in situ". Nódulos.	Trabalhos pesquisa para diamante. Microsonda pesados. Secções delgadas nódulos.
XX	Br. Antena	Cabeceiras rio Carã	Ø - 50 m	Corte estrada; fragm. r. sedimentares e flogopita em matriz argilosa vermelha, intensa alteração.	
XXI	Br. Antena Alto	Cabeceiras rio Carã	Larg. - 20m	Corte estrada; br. como anterior, c/ dique de rocha máfica, alterada, na porção central.	
XXII	Br. Carã	Cabeceiras rio Carã	Ø - 100 m	Depressão circular; no riacho, blocos de brecha preta, compacta, densa, fragm. de r. básica e muitos cristais de olivina, alterada, em matriz preta, afanítica, com carbonato.	Secções delgadas, an. qca., An. J.

TABELA 1 (CONT.)

XXIII	Br. Copacabana	Bairro Copacabana		Na drenagem, grãos de piroxênio e flogopita em barro escuro semelhante ao das outras brechas.	
XXIV	Br. Rib. Conselho	Afl. margem direita do rio das Caveiras, E de Lages		Corte estrada; fragm. r. sedimentares e flogopita em matriz argilosa vermelha, intensa alteração.	
XXV	Br. Faz. Rincão	Antiga estrada Lages - São Joaquim	Ø - 30 m	Corte estrada; fragm. r. sedimentares e flogopita em matriz argilosa vermelha, intensa alteração.	
XXVI	Br. Parques das Pedras	Estr. p/ Pedra Branca	Larg. - 5 m	Corte estrada; fragm. r. sedimentares e flogopita em matriz argilosa de cor esverdeada.	
XXVII	k (?) Caveiras	Cabeceiras rio Caveiras	Ø - 100 m	Poço redondo no rio Caveiras, encaixado no Botucatu. Em panelas, logo a jusante, ilmenita e piroprop. Garimpeiros reportam diamantes.	
XXVIII	Br. Ipiranga	Bairro Ipiranga, margem esq. do Rib. Cará	Ø > 100 m	Área urbana; em encosta, cicatriz de escorregamento propicia afloramentos de br. c/ muita flogopita e piroxênios, além de fragm. angulares e arredondados de r. sedimentares; nódulos de r. básica/ultrabásica, alterada.	
XXIX	Br. Seminário	Margem esq. do Rib. Cará, terreno do Seminário Diocesano	Ø - 80 m	Escavação p/ campo de futebol evidencia br. esverdeada, blocos bem conservados c/ muita flogopita e piroxênios, além de fragm. angulares e arredondados de r. sedimentares, em matriz alcalina.	
XXX	Br. Morro do Juca	Próx. ao acesso Sul da BR-116	Ø > 30 m	Pequeno córrego corta barro muito azul com flogopita, piroxênios e poucos fragm. visíveis de r. sedimentares.	
XXXI	Br. Lamedor W	Cabeceiras do Rib. Lamedor, 10 km W de Índios.	Ø - 100 m	Estrada vicinal corta br. esverdeada, dura, contendo fragm. r. sedimentares e de basalto amigdalóide, além de xenocristais de flogopita e nódulos de piroxênio com até 5 cm. Nos concentrados de batedeira, granada vermelha e ilmenita, além de grande quantidade de areia negra, fina, de outras fontes.	Am. p/ microscopia eletrônica.
XXXII	Br. Lamedor E	100 m NE da Br. Lamedor W.	Ø - 30 m	No leito do riacho e em blocos rolados, br. semelhante à XXXI, c/grande quantidade de nódulos de piroxênio e de provável r. ultrabásica, muito alterada.	Am. p/ microscopia eletrônica.

TABELA 1 (CONT.)

XXXIII	Br. Rib. da Cutia	Rib. da Cutia, afl. margem esq. do rio das Caveiras	-	Blocos rolados de br. cinza média com flogopita, piroxênio e fragm. de basalto amigdalóide. No conc. de bateia, granada vermelha, ilmenita e provável cromo-diopsídio. Local inundado por barragem projeto truticultura.	Am. p ^o microsonda eletrônica.
XXXIV	Br. Anomalia 7 CNEN	Corte da RVPSC, 3 km a N da ponte s/ rio Tributo	Ø = 30 m	Sucção oval; seixos e matacões de arenito, siltito argiloso, argilito, r. ígnea (alcalina) argilizada e lateritas ferruginosas, em matriz pouco abundante de composição argilosa e rica em óxidos de Fe e Mn, semelhante à resultante da decomposição de diques alcalinos.	Descr. cf. Arioli, 1974. Anom. radiométrica da ordem de 500 a 1.500 CPS.
XXXV	Br. Anomalia 7 - Sul	200 m a sul da Br. Anomalia 7	Ø 20 x 50m	Predominam seixos de r. ígnea igual à anterior e de siltito cinza, além de fragm. de laterita ferruginosa; nenhum bloco de arenito observado. A matriz predomina sobre os fragm. de rocha.	Descr. cf. Arioli, 1974. Anom. radiométrica da ordem de 500 a 1.500 CPS.

CAPÍTULO 4

PETROGRAFIA

Descrições de muitos dos principais tipos petrográficos que constituem o Distrito Alcalino de Lages são encontradas em diversos trabalhos anteriores, permitindo uma visualização preliminar das feições principais das ocorrências e ilustrando, por outro lado, as dificuldades impostas aos estudiosos do tema rochas alcalinas por sua grande variedade textural e mineralógica e, conseqüentemente, pela já proverbial variedade de opções classificatórias disponíveis.

A mesma rocha constituinte do morro do Tributo, por exemplo, foi sucessivamente classificada como "fonolitos passando em raros pontos a tinguaitos" por Barbosa (1933, p.15), "microfoiaíto" por Scorza (1965, p.235), e "microssienito nefelínico pórfiro" por Lindstaedt (1972, p.13).

A condição de alojamento praticamente subvulcânico conferiu às variedades do distrito características semelhantes às de rochas extrusivas, com texturas muito finas, que impedem muitas observações macroscópicas e, ao microscópio, dificultam na maioria dos casos a determinação da composição modal pelos métodos usuais, como a contagem de pontos.

O partido adotado no presente capítulo, já parcialmente divulgado por Scheibe *et al.* (1984), foi o de empregar, tanto quanto possível, as condições de ocorrência e as características mineralógicas e texturais observáveis à vista desarmada como critérios para uma primeira classificação, o que permitiu o estabe-

lecimento dos quatro grandes grupos citados no capítulo anterior, dos quais se trata com mais minúcias a seguir.

4.1. Rochas alcalinas leucocráticas

Estas rochas exibem grande variação textural, com termos afaníticos, microporfiríticos e faneroporfiríticos, o que possibilita a sua separação segundo as feições macroscópicas, de forma razoavelmente consistente com a textura e mineralogia visíveis ao microscópio e, mesmo, com as características mais expressivas da química global, representadas nos diagramas SiO_2 x $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, conforme utilizado por Cox *et al.* (1979), e $Q'(F')$ - ANOR, de Streckeisen e Le Maitre (1979) (Figs. 2 e 3).

4.1.1. Fonolitos de diques

Os fonolitos de diques são rochas afaníticas de cor verde escuro, que ocorrem como diques de pequena espessura ou como fácies de borda de corpos maiores. A proporção de fenocristais observáveis a olho nu é muito pequena, tratando-se geralmente de grãos submilimétricos de feldspato, o brilho vítreo na clivagem contrastando com o aspecto graxo da massa constituinte.

Ao microscópio, observa-se que essas rochas são constituídas por feldspatos alcalinos em ripas, muitas vezes geminadas segundo Carlsbad, orientadas subparalelamente, caracterizando uma textura traquítica. Englobam e contornam grãos equidimensionais de nefelina idiomórfica, por vezes mostrando franja de inclusões indicativa de superfície a partir da qual teria havido o recrescimento do mineral. O tamanho desses cristais, bem como da egirina, terceiro componente mais importante da rocha, é de 0,05 a 0,1 mm. As agulhas de egirina não têm orientação definida, dando aspecto de textura "em feltro" quando observada em luz natural, o que contrasta com a tendência geral dos feldspatos. Em alguns casos, elas se concentram na borda de xenocristais de piroxênio, incolor a levemente esverdeado, não pleocróico, zonado, do grupo do diopsídio, ou formam agregados ao redor de xenocristais de biotita, com até 1,5 mm, límpidos, com pleocroísmo intenso de amarelo palha a marrom-avermelhado (Fotomicrografia 1).

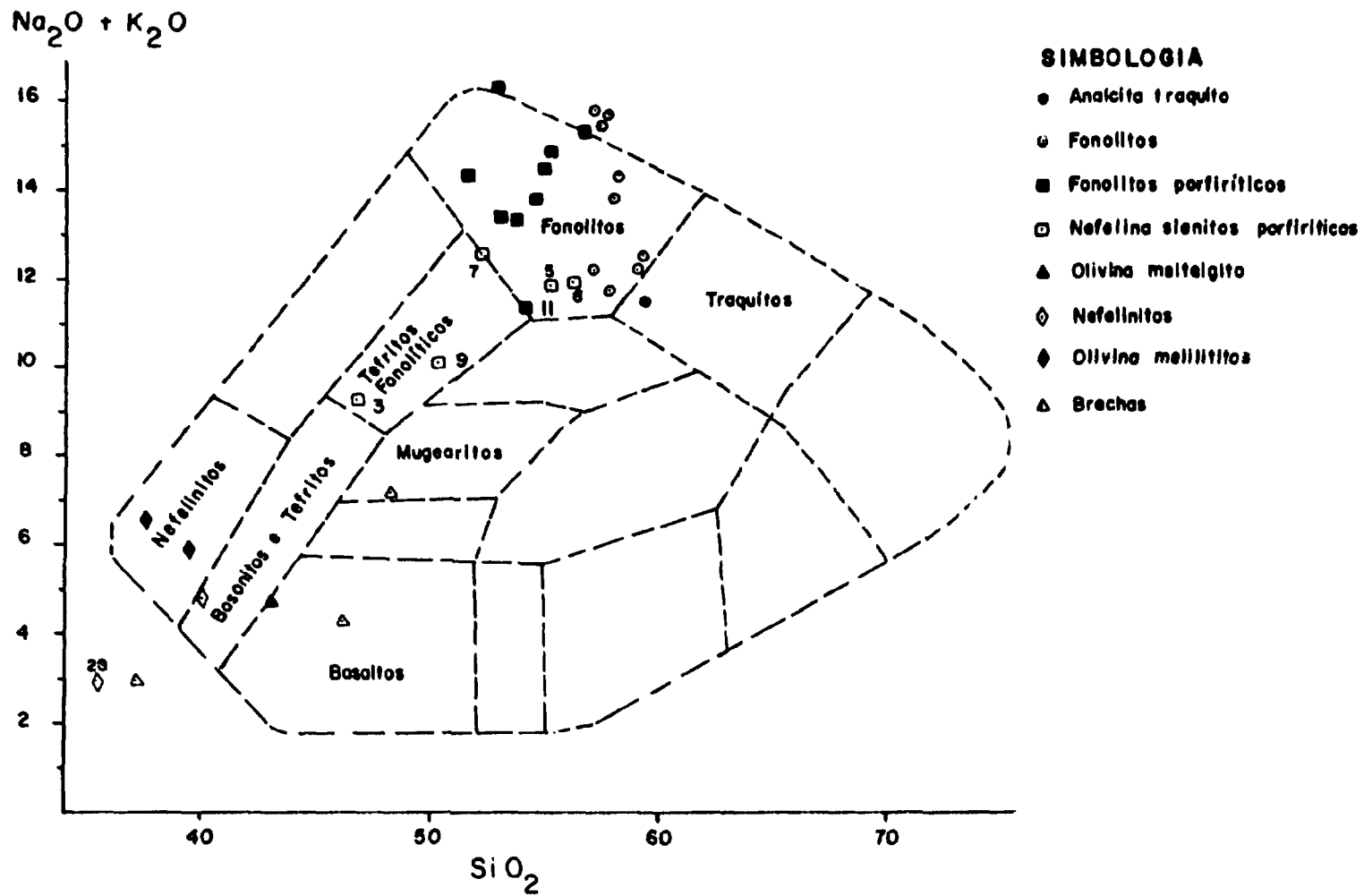


Fig. 2 - As rochas alcalinas de Lages, SC, no diagrama SiO₂ x (Na₂O + K₂O) (Cox et al., 1979).

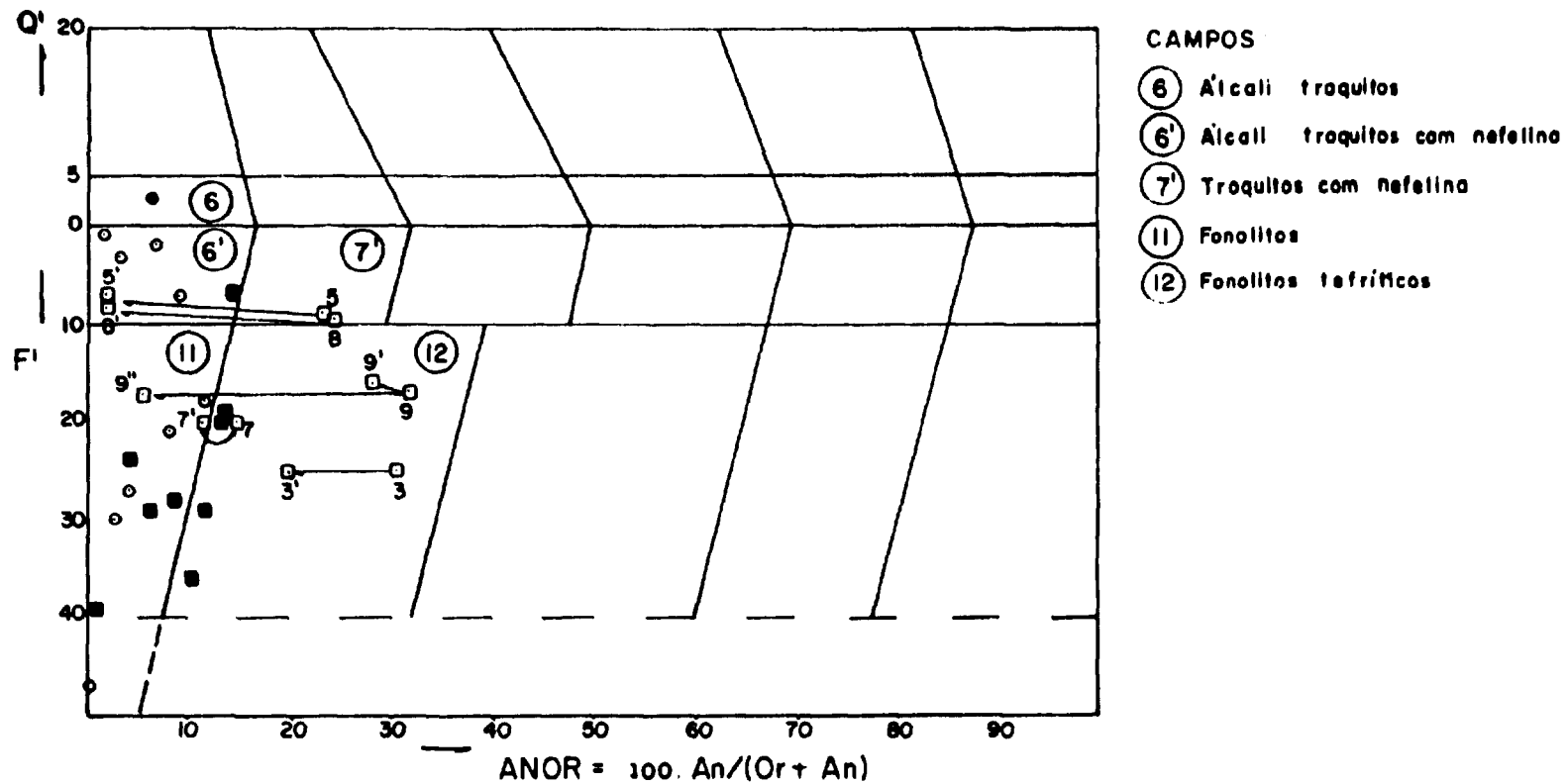


Fig. 3 - As rochas alcalinas leucocráticas de Lages, SC, no diagrama Q' (F') - ANOR (Streckeisen e Le Maitre, 1979). Os campos ⑥, ⑥', ⑦', ⑪ e ⑫ correspondem aproximadamente aos campos 6, 6', 7', 11 e 12 do diagrama modal QAFP. Símbolos como na Fig. 2.

Como fenocristais, ocorrem poucos grãos de feldspato alcalino, em ripas de 0,5 a 1,0 mm, com geminação Carlsbad, ou seções aproximadamente quadráticas, com geminações em cunha. Levemente zonado, mostra aspecto que sugere recrescimento, com a parte central arredondada, limitada por inclusões e a parte externa, poiquilítica, terminada por faces planas. O pequeno ângulo $2V$ sugere tratar-se de sanidina ou anortoclásio. Sodalita também forma fenocristais (1,5 mm) isótopos de contorno arredondado e aspecto sujo, devido a inclusões de material opaco.

Especialmente os fenocristais, mas também algumas faixas mais fraturadas, estão intensamente substituídos por natrolita, que se destaca por sua birrefringência pouco mais elevada e, em alguns casos, pela forma de cristalização, com extinção radial ou progressiva.

4.1.2. Analcita traquitos

Os analcita traquitos dos corpos menores a nordeste de Índios se caracterizam por apresentar brilho fosco e tato áspero, embora seja ainda impossível distinguir os minerais à vista desarmada. As cores dominantes correspondem a cinza e castanho-claro, sendo freqüentes feições de orientação, ressaltadas nas amostras parcialmente alteradas. Em alguns casos, junto ao rio dos Índios, ocorrem vesículas preenchidas por hidrocarbonetos gasosos ou por pixe, ou ainda mostrando-se apenas atapetadas por prováveis resíduos desses materiais (Prancha 1A).

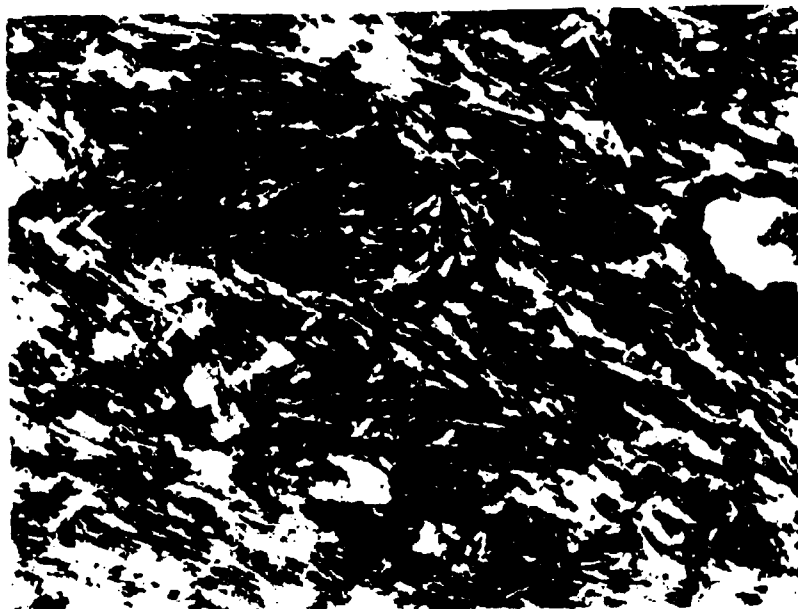
Ao microscópio, verifica-se que a rocha consiste principalmente de feldspato alcalino, em ripas bem desenvolvidas (0,5 mm de comprimento), formando uma trama em cujos interstícios aparecem analcita, piroxênios, nefelina, sodalita alterada e poucos opacos.

No conjunto, os feldspatos possuem uma orientação geral definida, caracterizando a textura como traquítica, mas no detalhe observa-se tendência a disposições radiais ou em plumas, à semelhança da textura típica dos bostonitos (Fotomicrografia 2). O feldspato encontra-se comumente geminado segundo Carlsbad, tem índice de refração inferior ao do bálsamo do Canadá e birrefringência moderada. A orientação dos grãos, seu pequeno tamanho e o as-



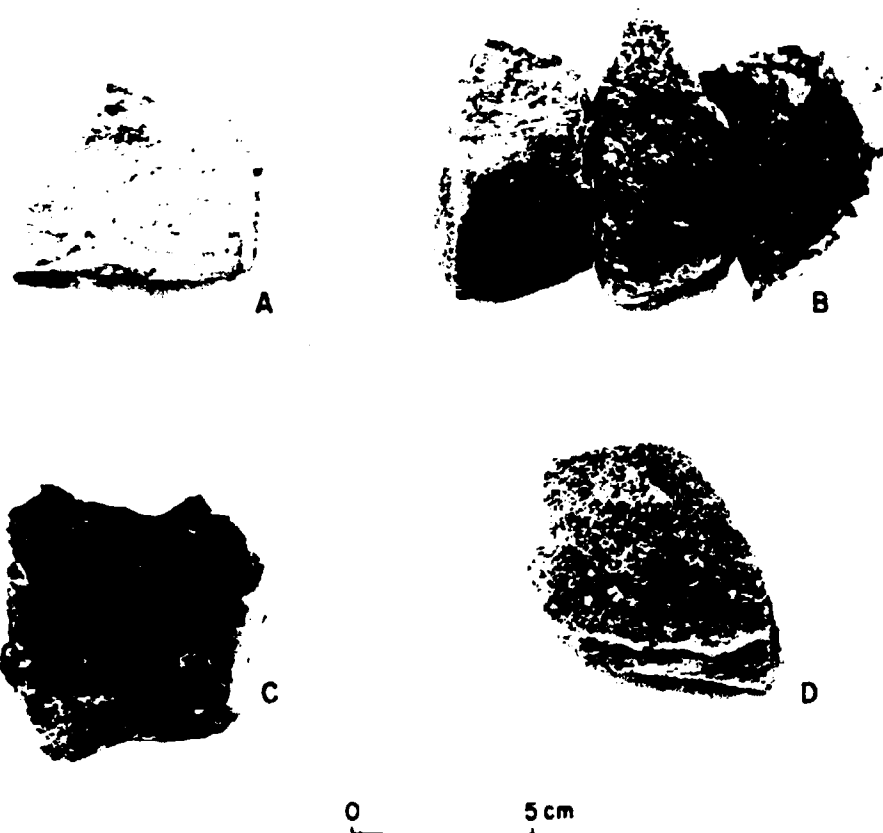
0,5 mm.

Fotomicrografia 1 - Xenocristais de biotita e piroxênio com coroa de cristalitos de egrina, em fonolito afanítico com textura em feltro, Pol //, filtro verde.



0,3 mm.

Fotomicrografia 2 - Textura bostonítica no analcita traquito. Ripas de feldspato com analcita e egrina intersticial. Cavidade preenchida por carbonato na porção direita da foto, e microfeno-cristais de nefelina alinhados obliquamente, no canto esquerdo. Pol. a 70°.



Prancha 1:

- A - Analcita traquito, pequeno corpo a nordeste de Índios. A rocha é áspera, e na parte central uma vesícula irregular é atapetada por material branco, pulverulento, possível resíduo de hidrocarbonetos.
- B - Fonolitos da Chapada, do Cadeado e do Tributo, mostrando os cristais cada vez maiores de egirina, em massa afanítica de feldspato e nefelina. A pectolita não é distinguida a olho nu.
- C - Fonolito porfirítico da serra da Farinha Seca. Fenocristais de feldspato e nefelina em matriz semelhante à dos fonolitos.
- D - Nefelina sienito porfirítico do Cerro Alto de Cima. Os pontos escuros são os fenocristais de salita, cerca de 13% nesta amostra.

pecto "sujo" conferido pela incipiente alteração e por inúmeras inclusões dos cristais dificultam a determinação exata de suas propriedades ópticas, mas algumas medições com o auxílio da platina universal indicam orientação e ângulo $2V_x - 50^\circ$ compatíveis com os do anortoclásio.

A nefelina ocorre como grãos equidimensionais mas xenomórficos, límpidos, com clivagem incipiente e em muitos casos com aspecto corroído. Esses acham-se substituídos em parte por material incolor, praticamente isótropo, de índice de refração mais baixo, provável analcita, que aparece também muito límpida, ocupando interstícios em cunha da trama de feldspatos.

A sodalita, também em parte alterada ou completamente substituída por analcita e carbonato, é equidimensional, hipidiomórfica, aparentemente de cristalização anterior à dos feldspatos, que se dispõem em curva ao seu redor.

Carbonato também ocorre preenchendo cavidades ou amígdalas da rocha, juntamente com a analcita, que neste caso se apresenta fracamente birrefringente, em zonas ou setores com orientação diversificada.

Os piroxênios dessas rochas formam uma série, passando desde grãos muito claros de diopsídio, com fraco pleocroísmo de verde claro a verde-amarelado, quase incolor, com birrefringência relativamente baixa ($\sim 0,015$) e ângulo de extinção da ordem de 45° , até cristais ou porções com pleocroísmo de verde intenso a amarelo-esverdeado forte, birrefringência mais elevada e com ângulo de extinção mais baixo, caracterizando termos da série egirina-augita. Essa variação pode se dar num único cristal, com zoneamento do centro para a borda, ou representar dois grupos de piroxênio numa mesma amostra; neste último caso, o diopsídio aparece como prismas curtos, idiomórficos ou corroídos, eventualmente com coroa de piroxênio egirínico, e a egirina-augita com formas mais alongadas, que sugerem grosso modo a orientação geral dos feldspatos.

Como acessório tem-se mineral opaco, com formas arredondadas e em geral associado aos piroxênios, estando virtualmente ausente nas porções exclusivamente feldspáticas da rocha; e bastonetes de apatita, também junto aos piroxênios e opacos. Nas amígdalas, além da analcita e carbonato, acha-se presente um mineral incolor, prismático, com birrefringência aparente da ordem de

0,020, biaxial com ângulo $2V_2$ muito baixo e alongação negativa, identificado como catapleíta, um silicato hidratado de zircônio e sódio.

A composição modal aproximada da rocha foi determinada por contagem de pontos, com auxílio da coloração dos feldspatóides e analcita: feldspato alcalino, ~70%; analcita (mais alguma sodalita remanescente), ~20%; piroxênio, ~6%; nefelina, ~3%; opaco+apatita, ~1%. Considerando a textura tipicamente traquítica, a posição no diagrama $SiO_2 \times Na_2O + K_2O$ e a composição normativa de uma dessas rochas (20), que permite situá-la na porção saturada do diagrama Q' (F') ANOR (Fig. 3), optou-se pela denominação analcita traquito para as mesmas.

4.1.3. Fonolitos

Os fonolitos que constituem o morro do Tributo, a serra da Chapada e a serra do Cadeado, bem como algumas intrusões menores, ao longo do curso do rio dos Índios, a norte da Chapada, e a que invade os nefelina sienitos porfiríticos do Cerro Alto, diferem dos analcita traquitos por exibirem fratura lisa e brilho graxo, esta consequência direta da maior abundância em nefelina. Praticamente não se reconhecem tonalidades castanhas nessas localidades, sendo a cor cinza a predominante, mosqueada pelos cristais escuros da egirina, submilimétricos na Chapada e no Cadeado, mas que no caso do Tributo crescem poiquiliticamente até atingir 1 cm ou mais (Prancha 1B). Afora a egirina, são raros os fenocristais, prismas submilimétricos de feldspato alcalino ressaltados pelas superfícies de clivagem.

Uma camada de alguns milímetros de material argiloso branco ou amarelado recobre geralmente essas rochas como resultado do intemperismo, sendo notável a nitidez do contraste entre a porção alterada e a sã, sem qualquer transição visível. A egirina permanece, pontilhando de negro também a massa alterada (Foto 2).

Em secção delgada, o reflexo imediato da maior proporção de nefelina presente se dá na textura, que passa de subtraquítica, nos termos com maior proporção de feldspatos, a granular hipidimórfica, poiquilitica quando a egirina ou a pectolita (só identificada no microscópio) estão mais desenvolvidas. O característico, aqui, são as secções retangulares ou hexagonais da nefeli-

na, freqüentemente idiomórficas, contornadas por ripas de feldspato sem qualquer orientação notável. Os fenocristais de feldspato são rasos, 1 ou 2 por secção, no máximo.

Essas características mineralógicas evidenciam a maior proporção de álcalis dessas rochas, que contêm em alguns casos coeficientes agpaíticos até iguais ou pouco superiores a 1 (Tabela 18).

O feldspato forma cristais tabulares, com 0,1 a 0,2 mm, sem terminações definidas, associados em crescimentos subparalelos ou mostrando zonalidade, em que a porção central possui birrefringência e índice de refração mais baixos que a externa. Alguns cristais de birrefringência e índice de refração mais altos estão maclados polissinteticamente segundo a lei da albita, mineral este que formaria também a parte mais externa dos cristais zonados, com núcleo mais rico em potássio. As condições do material impedem medições precisas também na microsonda, mas verificou-se para uma amostra (10) que a porção mais interna consiste de sanidina ou ortoclásio com An < 1%, Or - 85% e Ab - 15%, e a borda e os cristais maclados de albita com An < 1%, Or - 12% e Ab - 88%. Os poucos fenocristais (1-3 mm) são subidiomórficos, límpidos, com zonação irregular; o ângulo $2V$ é baixo e o plano dos eixos ópticos perpendicular ao alongamento dos cristais. Análises na microsonda indicam tratar-se de sanidina, com An - 0,2%, Or - 50% e Ab - 50%. A parte mais externa desses fenocristais tem composição semelhante à dos núcleos dos feldspatos da matriz, aqui considerados também como sanidina, em função do baixo ângulo $2V_x$, por vezes inferior a 10° . Alguns fenocristais acham-se parcialmente substituídos por natrolita.

A nefelina tende sempre a ser equidimensional (0,1 a 0,5 mm), idiomórfica ou subidiomórfica, com secção retangular do prisma curto ou hexagonal da base. Linhas de crescimento (zonalidade?), visíveis tanto em luz natural como com polarizadores cruzados, são perfeitamente regulares, embora a borda dos cristais se mostre irregular pela interação com outros grãos. Inclusões de micrólitos de outros minerais são muito comuns, por vezes acentuando as linhas de crescimento, em outras sem evidenciar regularidade de orientação. Grande porção deste mineral está preservada, mas ocorre alteração especialmente a natrolita e/ou cancrinita(?).

O piroxênio, terceiro componente em importância da rocha, é intensamente colorido, com secção basal pleocróica de amarelo

mel a amarelo-esverdeado, e prismática de verde escuro a verde-amarelado. A birrefringência, mascarada pela coloração do mineral, alcança cores de 2ª ordem, o sinal de alongação é negativo e o ângulo de extinção $X \wedge c$ muito baixo. Estas características indicam tratar-se de egirina, que ocorre nesses fonolitos na forma de prismas poiquilíticos ou mesmo esqueléticos, que englobam os demais minerais e atingem comprimentos de 0,5 a 20 mm (Fotomicrografia 3), os menores na Chapada e corpos menores, os maiores na porção mais central do morro do Tributo. Em alguns casos, a ocorrência é na forma de agregados radiados de fibras muito finas, em que é difícil senão impossível individualizar os cristais, que se interpenetram numa base única (Fotomicrografia 4).

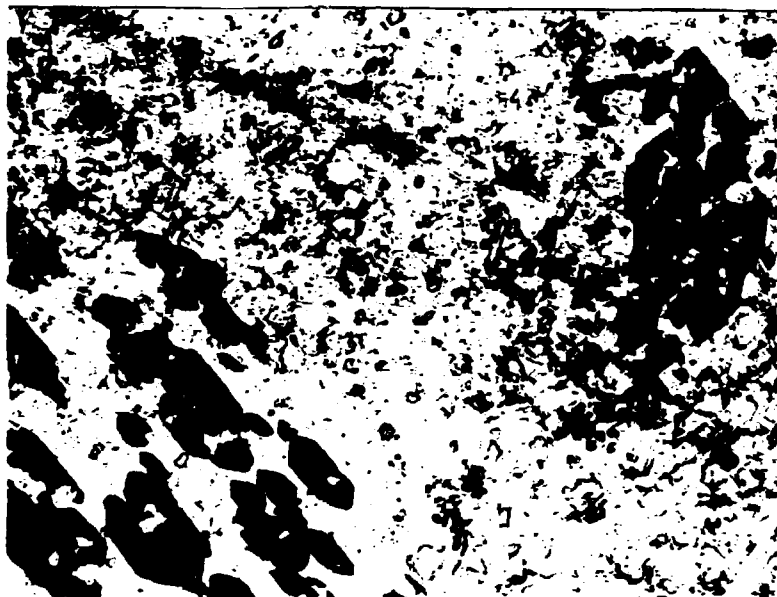
A pectolita, que aparece como mineral essencial ou acessório em praticamente todas as amostras dos fonolitos, tem hábito poiquilítico muito semelhante ao da egirina, indicando formação desses dois minerais nos estádios finais da cristalização. Incolor, distingue-se pela refringência e pela birrefringência (-0,03) bem maiores que dos feldspatos e nefelina, caracterizando-se ainda pela presença de duas clivagens a ângulo próximo de 90° , alongação positiva, extinção quase paralela e ângulo $2V_z$ da ordem de 45° (Fotomicrografia 4). A presença de Mn em quantidade apreciável é sugerida pelos índices de refração elevados (n_x , 1,65, n_z , 1,68) e confirmada pela análise em microsonda eletrônica.

Alguns cristais com tamanho da ordem de 0,1 mm, forma tendendo a hexagonal, isotropos, com baixo índice de refração e caracteristicamente contendo densa nuvem de inclusões de opacos, foram identificados como sodalita, também com auxílio de determinações (Na e Cl) na microsonda eletrônica.

Muitos espaços entre os minerais, e principalmente fraturas e cavidades, encontram-se preenchidos por analcita, muito límpida, isotropa a levemente birrefringente, e colorida de forma homogênea com azul de metileno.

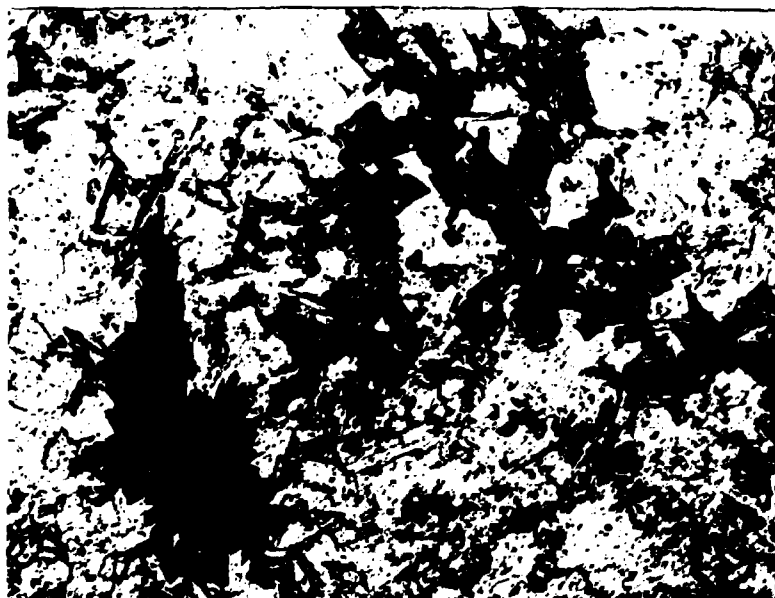
Zoisita, incolor, caracterizada pela alta refringência, extinção reta, alongação negativa e birrefringência anômala, se apresenta como prismas sem terminações definidas na matriz de rochas de Chapada; e clinozoisita, como cristais aciculares bem formados, incolores a amarelo limão, penetrando em cavidades preenchidas por analcita.

Como maior evidência do caráter mais agpáitico dessas ro-



0,5 mm

Fotomicrografia 3 - Cristais esqueléticos de egerina englobando poiquiliticamente a matriz de feldspato e nefelina dos fonolitos. Pol. //, filtro verde.



0,5 mm

Fotomicrografia 4 - Cristais esqueléticos de pectolita englobando poiquiliticamente a matriz de feldspato e nefelina dos fonolitos. Egerina acicular cresce radialmente a partir de centro comum, na esquerda. Pol. //, filtro verde.

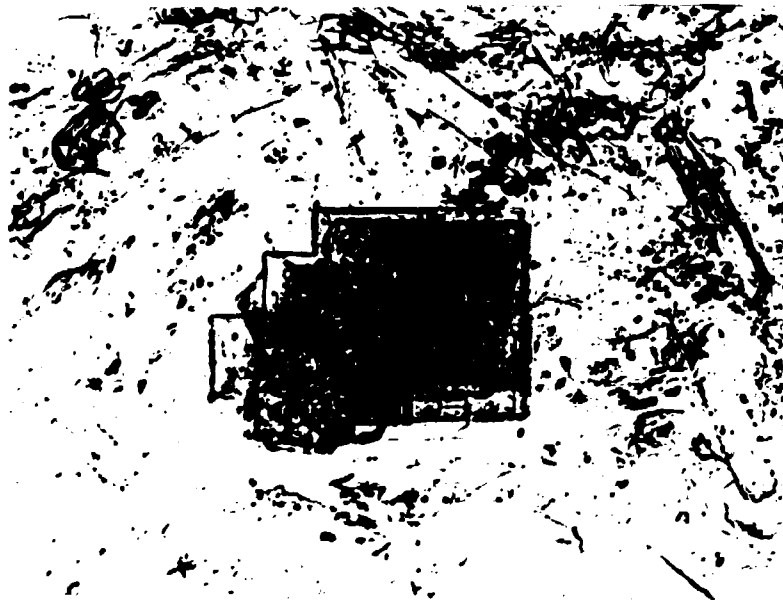
chas, ocorre acessoriamente um expressivo grupo de minerais de zircônio e/ou titânio, entre os quais foi possível identificar ao microscópio e com auxílio de determinações de índices de refração ou da microsonda eletrônica: eudialita-eucolita, ostrofilita, lâvenita, murmanita e neptunita.

Scorza (1965) mencionou a presença de astrofilita e provável rosebuschita em rocha do morro do Tributo (p.235) e a ocorrência provável de eucolita em amostra procedente da Chapada (p. 236). Mineral do grupo da eudialita-eucolita foi bem caracterizado no presente trabalho, por se apresentar com o típico pleocroísmo de rosa-amarelado a vermelho-azulado, na amostra 17, proveniente do morro do Tributo, mas aparece também de forma incolor, com relevo semelhante ao da pectolita, birrefringência baixa e caráter uniaxial, positivo, em outras amostras dessa mesma localidade.

Em poucas amostras da serra da Chapada, foi reconhecida a presença de astrofilita, com hábito acicular formando agregados em feixes com pleocroísmo de amarelo-esverdeado a dourado intenso, extinção praticamente paralela, alongação positiva e caráter óptico biaxial, positivo; são grãos muito pequenos, intercrescidos com egirina.

A lâvenita, outro mineral de zircônio, está presente na amostra 17 como prismas finos, com extinção oblíqua ($X \wedge c -20^\circ$), alongação negativa e birrefringência da ordem de 0,03 a 0,045; o pleocroísmo é em n_x amarelado a incolor, em n_y verde-amarelado a incolor, e em n_z amarelo-esverdeado claro (como vinho branco). A lâvenita ocorre principalmente junto à eudialita-eucolita.

O mineral de titânio mais comum nesse grupo de rochas é um termo da série lomonosovita-murmanita, provavelmente mais próximo desta última, conforme indicado pelo pleocroísmo intenso em tons de rosa-amarronado até marrom-avermelhado escuro. Apresenta hábito lamelar com mais duas direções de clivagem, que proporcionam secções basais praticamente quadráticas e pleocroísmo pouco acentuado (Fotomicrografia 5), enquanto as secções prismáticas, com extinção paralela e alongação positiva, têm pleocroísmo intenso, com absorção muito forte segundo n_z . O hábito lamelar dificulta medições desse índice maior face à posição dos fragmentos nos líquidos de imersão, mas os valores obtidos para n_x , da ordem de 1,71, são compatíveis com os da murmanita. Ocorre, muitas vezes, intercrescida com a pectolita, ou no interior de cristais deste



0,1 mm

Fotomicrografia 5 - Lamelas com secção retangular de murmanita, em posição de máxima absorção. Na matriz de nefelina e feldspato, a pectolita destaca-se também pela maior refringência. Pol. //.

mineral, o que indica cristalização quase concomitante.

Também freqüente é a neptunita, que aparece como minúsculos cristais de cor vermelha-amarronzada muito intensa, pleocroísmo muito fraco mas absorção maior paralela à alongação. O mineral exibe pelo menos uma direção de clivagem, extinção oblíqua, e índice n_x , da ordem de 1,70. O pequeno tamanho dos cristais, normalmente contendo fragmentos de outros minerais, dificulta medições precisas dos índices de refração, embora os dados acima sirvam para a sua caracterização, que foi confirmada por análise na microsonda eletrônica, obtendo-se, para a fórmula (Na, K) (Fe, Mn) $Ti Si_4 O_{12}$, fornecida por Klockmann e Ramdohr (1947), o seguinte resultado:

SiO ₂	57,42%
TiO ₂	14,46
FeO	8,54
MnO	6,66
MgO	0,44
CaO	0,02
Na ₂ O	7,49
K ₂ O	5,08
Total	100,11

Foram ainda identificadas em diversas amostras deste grupo a fluorita e a criolita, ambas mostrando índices de refração extremamente baixos. A fluorita é isótropa, com direções de clivagem bem definidas e, em alguns casos, coloração tipicamente arroxeada; a criolita, mineral comum às rochas apáíticas, é levemente birrefringente, fato de início observado pelo Prof. Dr. J.M.V. Coutinho em amostras por ele coletadas no morro do Tributo, e seu índice de refração é ainda mais baixo que o da fluorita, sendo apenas levemente superior ao da água: em função disso, não pode ser comparado com os líquidos usualmente empregados para medição. Ensaio na microsonda eletrônica, embora prejudicados pelo tamanho dos grãos e por discrepâncias acentuadas de valores em relação aos padrões utilizados, confirmaram que o mineral é constituído por Al, Na e F, em proporções compatíveis com a fórmula Na_3AlF_6 , da criolita.

Outros minerais acessórios presentes nessas rochas são a titanita, apatita e opacos, todos pouco freqüentes e em geral associados à egirina, e, no caso particular dos últimos, também no interior dos grãos de sodalita. Em pelo menos duas amostras, da

serra do Cadeado, foram também reconhecidos grãos de pirocloro, num dos casos, com marcada zonação.

Em rochas da serra da Chapada foi notada a presença de xenocristais de anfibólio azulado, provavelmente do grupo da arfvedsonita, em relação estreita com biotita. O mineral é pleocróico, cinza-amarronado escuro a marrom-avermelhado, e forma cristais únicos ou agregados, sempre com coroas de egirina, mostrando o desequilíbrio dessas fases com o magma de que cristalizaram os fonolitos.

O principal mineral de alteração dos fonolitos é a natrolita, que substitui parcial ou totalmente grãos de nefelina, feldspato alcalino e/ou sodalita, preenche fraturas na rocha, e chega em alguns casos a constituir quase a totalidade da matriz atual. Na amostra *IV-96-MI*, a matriz feldspática encontra-se bem preservada, mas a natrolita forma "coroas" ao redor dos fenocristais de nefelina, sugerindo uma substituição ou alteração concomitante à cristalização da matriz.

Em menor escala, observa-se alteração da nefelina a cancrinita, por vezes em conjunção com a formação de natrolita, também. Carbonatos ocorrem junto à massa de alteração de grãos de sodalita zeolitizada.

As proporções dos minerais em todas as amostras, segundo estimativa visual, são compatíveis com a denominação genérica de fonolitos, embora em um estudo mais detalhado talvez se possam verificar teores superiores a 10% de egirina (tinguaítos de Barbosa, 1933) ou de sodalita (sodalita fonolitos de Scorza, 1965) para algumas amostras isoladas.

4.1.4. Fonolitos porfiríticos

Os fonolitos porfiríticos se caracterizam por conter fenocristais milimétricos a centimétricos de feldspato alcalino e/ou nefelina, numa matriz afanítica de cor cinza, semelhante à descrita para o grupo anterior; fenocristais de piroxênio, quando presentes, são termos da série diopsídio-hedenbergita e ocorrem na forma de prismas curtos. O diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O}$ (Fig. 2) evidencia que o teor em sílica dessas rochas é sistematicamente menor que o dos fonolitos, o que, aliado à maior proporção de Ca

nos piroxênios, faz com que algumas amostras se situem, no diagrama Q' (F') - ANOR (Fig. 3), nas imediações da linha que separaria os fonolitos dos fonolitos tefríticos, mais ricos em anortita normativa.

Especialmente na serra da Farinha Seca, os fonolitos porfiríticos foram submetidos a acentuado processo de lixiviação, dando origem a reservas de minério bauxítico (cujo aproveitamento econômico vem sendo estudado) e reduzindo drasticamente as exposições de rocha fresca. A bauxitização também foi intensa na área da Fazenda São Roque, no limite oeste das ocorrências de alcalinas.

Ao microscópio, nota-se que a textura é porfirítica, intergranular, sendo a orientação de tipo traquítico apenas assinalada em algumas amostras. Os fenocristais tendem a se apresentar xenomórfica a subidiomórficamente, com tamanhos entre 0,3 e 10 mm, enquanto na matriz a ordem de grandeza é entre 0,01 e 0,05 mm, tal como nos fonolitos das ocorrências mais meridionais. Os minerais essenciais da matriz são feldspatos, nefelina e egrina; como fenocristais, feldspatos, nefelina, sodalita e salita constituem de 30 a 50% do volume da rocha. Titanita, apatita e opacos são os acessórios mais freqüentes, e o produto principal de alteração, a natrolita. Analcita, melanita, biotita, anfibólios, pectolita, zirconita, outros minerais de Zr-Ti, fluorita e clinzoisita têm sua presença restrita a algumas ou mesmo uma amostra, bem como carbonatos, cancrinita e gibbsita secundários.

Os fenocristais de feldspato são subidiomórficos a idiomórficos, tabulares geminados segundo Carlsbad ou equidimensionais com geminações complexas, com elementos em cunha; em alguns casos são zonados, do centro para a borda (Fotomicrografia 6). O ângulo $2V_X$ varia bastante, desde muito baixo até cerca de 60° . Observam-se linhas de recrescimento a partir de bordas arredondadas, salientadas por componentes da matriz. Esses fenocristais resistem mais à alteração que os feldspatos da matriz, não obstante se mostrem em vários espécimes intensamente zeolitizados, com formação de natrolita, e em outros com a superfície turva, sugerindo alteração a argilo-minerais. Em amostras relacionadas com as jazidas de bauxita, constata-se a alteração de feldspato para gibbsita, sem estádios intermediários visíveis.

A nefelina ocorre como cristais idiomórficos isolados, ou formando grupos de cristais, por vezes em associação com feno-

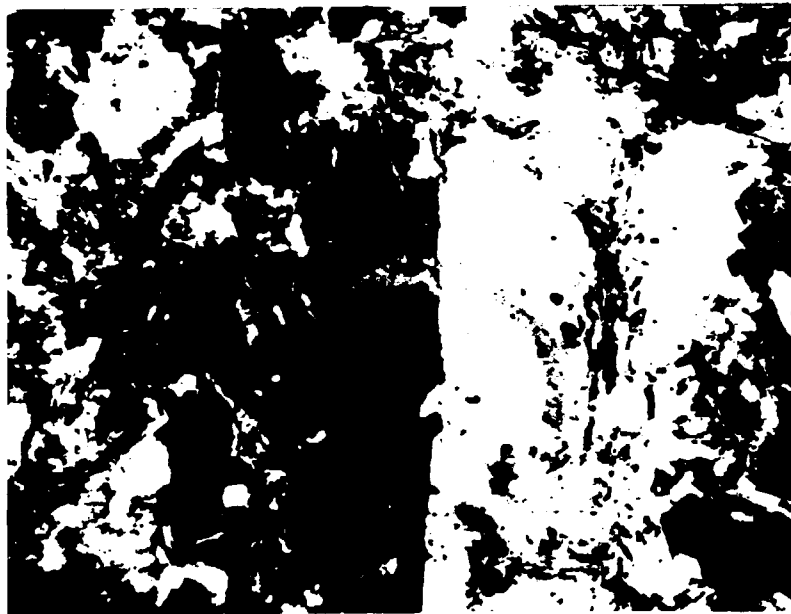
cristais de feldspato. Nas secções prismáticas, é bem marcada a clivagem basal, facilitando seu reconhecimento e acentuando linhas pelas quais progride com mais facilidade a alteração, também com formação de natrolita, que chega a substituir completamente os fenocristais e mesmo a grande maioria dos minerais da matriz em algumas das lâminas estudadas ao microscópio. Na amostra 2, que exibe granulação da matriz pouco mais grossa que a das demais, foi observada alteração das nefelinas a analcita, com preenchimento das fraturas por gibbsita (Fotomicrografia 7).

É característica desses fonolitos porfiríticos a presença de fenocristais de piroxênio, idiomórficos a subidiomórficos, zonados, com pleocroísmo de incolor e verde claro a verde-amarelado, e ângulo máximo de extinção $Z \wedge c$ mais freqüente da ordem de 39° , chegando a 43° em um caso. Tais piroxênios têm propriedades ópticas semelhantes aos dos nefelina sienitos porfiríticos, que foram analisados na microsonda, e revelaram composição da salita, supercálcica. Em muitos casos, esses fenocristais acham-se circundados por micrólitos de egirina, que também tem presença constante na matriz, dispersa ou formando agregados radiados, tal como nos fonolitos descritos anteriormente.

A sodalita apresenta forma arredondada, às vezes lobada, e com grande proporção de inclusões de opacos. Em alguns casos, a quantidade de inclusões é maior junto às bordas, em outros, na porção central dos cristais.

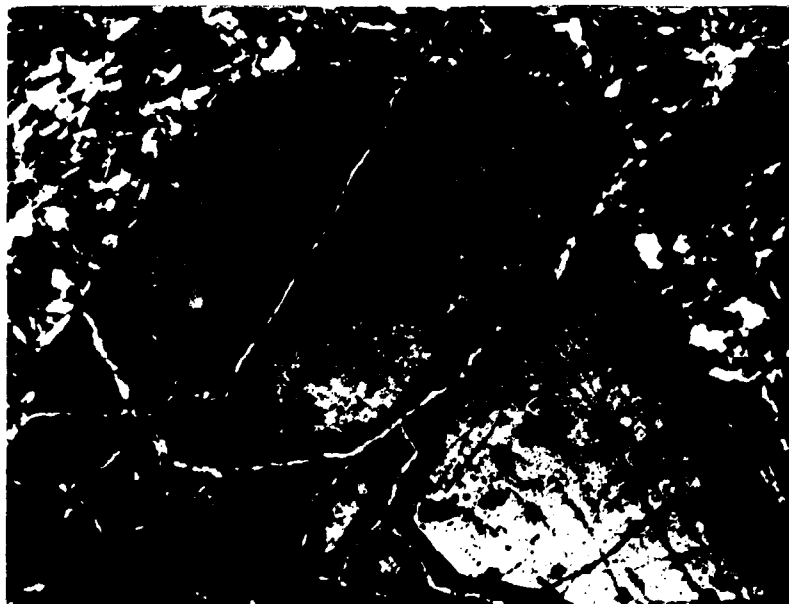
A titanita chega a representar 1% do volume da rocha, e ocorre como cristais idiomórficos de até 0,7 mm, preferencialmente junto aos fenocristais de piroxênio. Apatita é inclusão comum nos fenocristais, e também aparece dispersa na matriz ou como fenocristais corroídos, com muitas inclusões, e tamanho de até 2 mm. Os opacos não possuem forma característica e, ocasionalmente, apresentam coroa de micrólitos de egirina, tal como os piroxênios de geração antiga.

A analcita é vista preenchendo espaços entre os grãos de feldspato da matriz, ou como produto de alteração da nefelina, conquanto sua presença seja bem menos freqüente que nos fonolitos. O mesmo acontece com a pectolita e a fluorita, identificadas em apenas duas amostras, e com os minerais de Zr-Ti, que foram detectados em apenas três lâminas e dos quais foi possível reconhecer apenas a lamprofilita, em uma amostra, e a astrofilita, em



0,5 mm

Fotomicrografia 6 - Zonalidade em fenocristal de feldspato com borda irregular de recrescimento, evidenciada pela continuidade da geminação Carlsbad, e que engloba poiquiliticamente feldspatos, nefelina e egrina da matriz. Pol. \perp .



0,5 mm

Fotomicrografia 7 - Alteração de fenocristal de nefelina a analcita e preenchimento de microfraturas por gibbsita (com birrefringência maior) em fonolito porfirítico parcialmente bauxitizado da serra da Farinha Seca. Pol. a 45° .

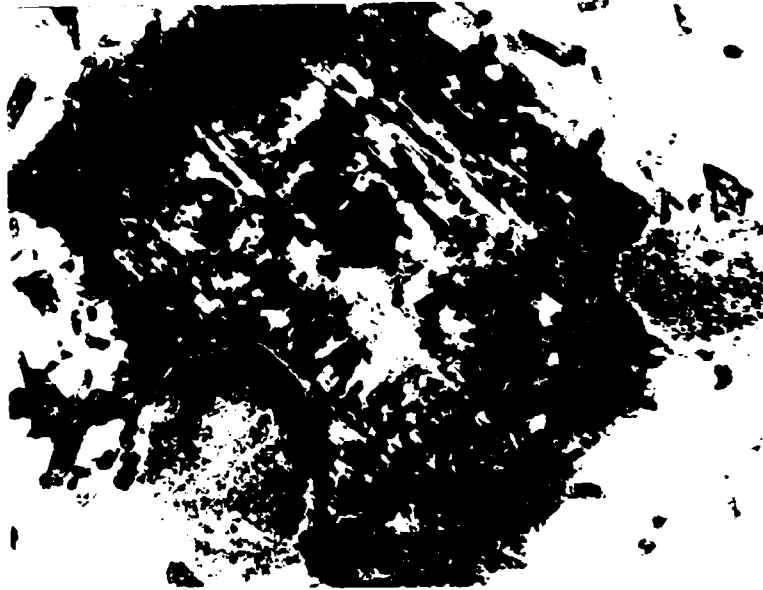
outra. A presença de zirconita foi assinalada em três amostras, e a da clinozoisita, com birrefringência levemente anômala, em apenas uma.

Melanita, biotita e um anfibólio ocorrem caracteristicamente como xenocristais, mostrando fenômenos de reação interna ou com a matriz, em graus variados. A melanita, com coloração marrom-avermelhada intensa, mostra-se normalmente circundada por uma coroa composta de opacos, titanita e egirina. A biotita ocorre, na amostra 13, na forma de grande cristal zonado, com pleocroísmo na parte central discreto em tons de amarelo-avermelhado, e na porção externa muito intenso, de amarelo palha até marrom-avermelhado; inclui minerais opacos — grandes na parte interna e pequenos, orientados segundo a clivagem, na parte externa —, bem como apatita, feldspato alcalino, nefelina e espinélio, e é circundada por espessa coroa de micrólitos não orientados de egirina (Fotomicrografia 8). Um xenocristal de anfibólio com 3 mm é visível na amostra 1: o seu pleocroísmo, em tons de verde-cinza a verde-amarronzado, é fraco, a birrefringência baixa (anômala) e mostra-se fortemente zonado. Suas características ópticas indicam tratar-se de mineral do grupo da arfvedsonita, (eckermanita ??) e inclui apatita e feldspatóide. A exemplo dos demais xenocristais, acha-se bordejado por micrólitos de egirina (Fotomicrografia 9).

Praticamente todas as amostras investigadas sofreram fenômenos de zeolitização, levando em alguns casos à intensa substituição dos minerais claros, tanto da matriz como fenocristais, por cristais tabulares, por vezes radiados, de natrolita. Por outro lado, essas rochas constituem também a matriz dos principais depósitos de bauxita da região de Lages, alguns com espessura da ordem de 20 metros; já nos fonolitos e nos nefelina sienitos porfiríticos, a alteração "in situ" não alcança espessuras superiores a uma dezena de centímetros e, como resultado, não se desenvolveu bauxita propriamente dita.

4.1.5. Nefelina sienitos porfiríticos

Os nefelina sienitos porfiríticos que formam o Cerro Alto e ocorrem subsidiariamente em Palmeira e no córrego da Farinha Seca têm uma matriz fanerítica, com grãos de 0,5 a 1,0 mm, e megacomponentes semelhantes aos dos fonolitos porfiríticos, com 5



0,2 mm

Fotomicrografia 8 - Xenocrystal de biotita, corroído, com inclusões de opacos orientadas segundo a clivagem, e de apatita, feldspato alcalino e espinélio. Circundado por espessa coroa de micrólitos de egrina, no contato com a matriz do fonolito porfirítico. Sobre a biotita, dois fenocristais de sodalita idiomorfa, com muitas inclusões de opacos. Pol //, filtro verde.



0,5 mm

Fotomicrografia 9 - Xenocrystal de anfibólio sódico, corroído, e com corca de egrina. Inclui apatita e feldspatóide. Bem evidenciada, também, a fina matriz do fonolito porfirítico. Pol //, filtro verde.

até 20 mm de dimensão maior. No diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Fig. 2), verifica-se que eles possuem menor teor em álcalis que os fonolitos porfiríticos, situando-se alguns no campo dos fonolitos tefríticos. As mesmas amostras contêm teores relativamente elevados de anortita normativa, que os colocam francamente nos campos dos traquitos com nefelina e dos fonolitos tefríticos do diagrama Q' (F') - ANOR (Fig. 3).

Scorza (1965) classificou essas rochas como "dancalitos", da família dos essexitos, aparentemente baseado na descrição petrográfica e influenciado pelo caráter zonado dos fenocristais de feldspato, que definiu de "plagioclásio zonar, com 25% a 15% An aproximadamente" (p.235). Lindstaedt (1972) contestou essa classificação, argumentando ser pequeno o teor de cálcio da rocha para permitir a formação de anortita. Determinações na microsonda indicam que esses feldspatos são alcalinos, com valor máximo de An da ordem de 3%. Como os teores de clinopiroxênio modal são muito elevados, o posicionamento nos diagramas e possivelmente a classificação do primeiro autor deveu-se à consignação do Ca e do Al desses piroxênios à anortita, no processo de cálculo da norma. Na composição modal aproximada, obtida em secções delgadas coloridas com azul de metileno, consideram-se virtualmente ausentes os plagioclásios cálcicos, o que permite que se classifique essas rochas como álcali-feldspato nefelina sienitos porfiríticos, de acordo com Streckeisen (1976), ou, mais abreviadamente, como nefelina sienitos porfiríticos.

TABELA 2

Composição modal aproximada de amostras dos nefelina sienitos porfiríticos de Lages, SC (% em volume)

Amostra	F.Alc. + Fóides*	Pirox.	Biot.	Apat.	Op.	Tit.
3	52,2	29,0	10,0	3,8	4,4	0,6
5	87,8	8,0		1,2	1,4	1,6
7	83,4	12,5	0,9	0,3	1,9	1,0
8	87,7	7,0		2,0	2,0	1,3
9	76,0	20,0		0,5	2,7	0,4

*Fóides = Nefelina + sodalita + analcita + natrolita e analcita secundárias.

A grande variação no conteúdo de piroxênios é responsável

por uma expressiva gradação na coloração dessas rochas, desde tonalidades cinza claro, passando por cinza médio, até preto-acinzentado na amostra 3, notando-se nesta, também, a expressiva quantidade de biotita.

Embora fanerítica, a textura dessas rochas guarda ainda grande semelhança com a dos fonolitos porfiríticos, quando observada ao microscópio: é porfirítica, intergranular, e nos minerais claros da matriz predomina o caráter tabular, por vezes até fracamente orientado.

Também na mineralogia as diferenças em relação aos fonolitos porfiríticos são mais quantitativas do que qualitativas: predominam, na matriz, os feldspatos alcalinos e nefelina, ocorrendo a egrina apenas em quantidades subordinadas; e como fenocristais, feldspatos alcalinos, nefelina, sodalita e salita supercálcica, aparecendo a biotita como componente importante em apenas uma amostra. Da mesma forma, os acessórios mais frequentes são a titanita, apatita, opacos e analcita, que também se acha presente como mineral secundário, junto com a natrolita, carbonatos e clorita. Xenocristais de anfibólio e biotita são aqui mais comuns, verificando-se também, em dois casos, a presença de melanita.

A feição mais marcante dos fenocristais de feldspato dessas rochas é a zonalidade, em cristais subidiomórficos, tabulares com macla Carlsbad, em geral exibindo bordas corroídas e franjas de recrescimento, em que assumem caráter poiquilítico pela inclusão de sodalita, titanita, opacos, apatita e, mais raramente, piroxênio e nefelina. Na matriz, o feldspato alcalino é tabular, com 0,5 mm de comprimento médio, formando uma malha não orientada, em cujos interstícios aparecem grãos xenomórficos de nefelina e de analcita. A feição de alteração mais comum consiste na presença de minerais argilosos, embora zeolitização também tenha sido assinalada.

As formas de ocorrência da nefelina também guardam semelhança com as dos fonolitos porfiríticos, quer nos megacristais, idiomórficos, com clivagem acentuada pela analcitezão e/ou natrolitização, como na matriz, onde se destaca dos demais minerais félsicos apenas pelo índice de refração.

Os piroxênios claros, zonados, ocorrem tanto como constituintes da matriz (0,1 mm) como na forma de fenocristais com até 2 mm de dimensão maior, e têm cor verde claro e verde-amarelado,

ângulos de extinção $Z \wedge c$ em torno de 39° e birrefringência máxima de 0,015, sendo freqüentes cores anômalas de interferência, em tons de azul berlim e castanho. O ângulo $2V_z$ é da ordem de 45° . Eles contêm inclusões de apatita, opacos, sodalita e titanita, mostrando, em alguns casos, estreita relação com xenocristais de anfibólio. Em lâminas mais espessas, como as utilizadas para análise na microsonda, a zonalidade é bem visível mesmo em luz natural, revelando-se por variações na intensidade da coloração, que nesse caso vai de verde claro, nas porções mais magnesianas, a verde escuro, nas partes mais ricas em ferro, geralmente as externas (Fotomicrografia 10). Algumas coroas ao redor dos megacristais ou micrólitos dispersos na matriz constituem termos egi-rínicos. Maiores detalhes sobre a química mineral desses piroxênios são dados no capítulo seguinte.

Sodalita em grãos arredondados, lobados, com muitas inclusões de opacos, por vezes nitidamente orientadas, aparece com 0,5 a 1,0 mm de tamanho, incluída em todos os minerais descritos acima. Acha-se quase totalmente alterada, com pequenas porções remanescentes apresentando forte catodoluminescência alaranjada e revelando teor elevado de cloro na microsonda eletrônica.

A biotita ocorre em quase todas as amostras, em associação com os anfibólios ou com os piroxênios na forma de raros grãos intensamente corroídos. Exibe pleocroísmo acentuado de vermelho-amarronado escuro a amarelo-róseo e até amarelo palha; em alguns casos, parece apresentar continuidade óptica com o piroxênio associado, como se houvesse reação entre eles. Constitui-se, juntamente com o anfibólio, em provável xenocristal, em desequilíbrio com o material principal que forma a rocha. Os xenocristais de anfibólio são intensamente coloridos, com pleocroísmo de marrom-esverdeado a marrom-avermelhado e a amarelo-amarronado; têm ângulo de extinção da ordem de 10° , $2V_x$ médio e, em alguns casos, mostram-se zonados. A coloração avermelhada sugere concentração elevada de titânio no mineral: análises de microsonda (ams. 7 e 8) indicam tratar-se de kaersutita, com teores ao redor de 4% de TiO_2 . Já a biotita (am. 7) é ainda mais titanífera, com conteúdos respectivamente, da ordem de 8 e 7% no centro e na borda dos cristais.

Na amostra 3, a biotita é componente essencial, ocorrendo dispersa na matriz, com dimensões ao redor de 0,3 mm, ou como megacomponentes, quando alcança até 5 mm. O pleocroísmo é intenso,

de marrom-avermelhado escuro até amarelo palha, quase incolor, e contém inclusões de opacos. Mostra-se também zonada, por vezes de forma recorrente com a mudança de tonalidades observada ao microscópio refletindo intensa variação nos teores de magnésio e ferro; ocorrem cristais com Mg:Fe > 2:1 no centro e < 2:1 na borda (nº de moléculas), o que caracteriza o núcleo como flogopita e a margem como biotita. Os teores de TiO₂ são altos tanto no centro como na borda (cerca de 5% e 6%, respectivamente), sendo responsáveis pela coloração avermelhada, como nos anfibólios descritos acima (Fotomicrografia 11).

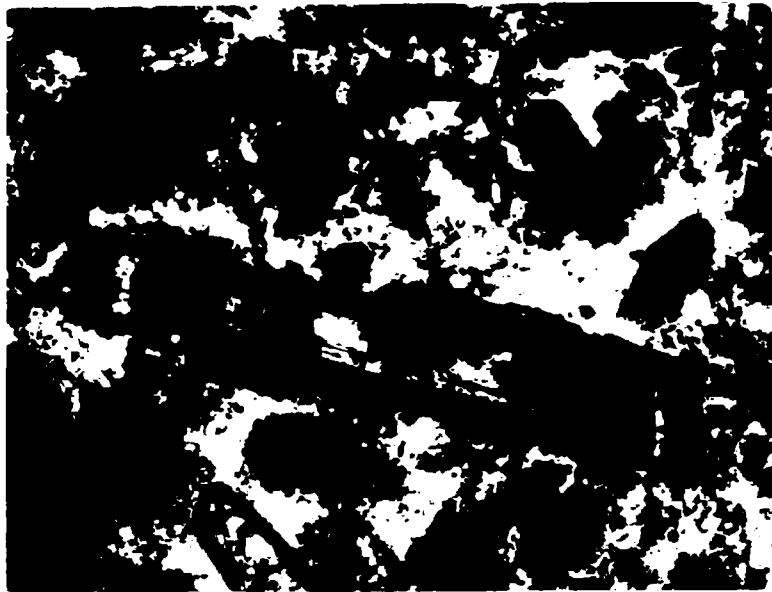
A titanita é idiomórfica, isolada ou junto aos piroxênios e opacos, ou totalmente xenomórfica no interior de verdadeiros invólucros de biotita e/ou de mineral opaco (am. ?). A apatita, em bastões com muitas inclusões e bordas corroídas, tem também a tendência de estar associada aos piroxênios e opacos; estes são xenomórficos, geralmente equidimensionais, e se apresentam por vezes alterados a leucoxênio, o que indica composição ilmenítica.

A analcita é fase mineralógica importante dessas rochas, aparentemente primária ao preencher os espaços entre os demais grãos da matriz, onde colore de forma muito homogênea com o azul de metileno, ou constituindo provável produto de alteração, quer dos feldspatos, quer da nefelina.

Os fenômenos de zeolitização parecem ter atingido essas rochas com menor intensidade, no entanto, a natrolita está também presente substituindo, parcial ou totalmente, minerais claros da matriz e alguns fenocristais. Carbonatos e cloritas aparecem também como produtos secundários.

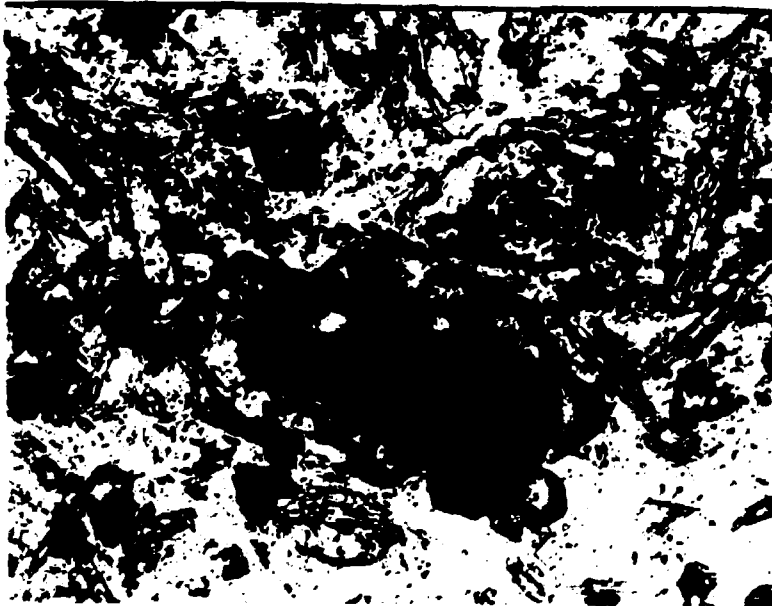
Alguns corpos com textura macroscopicamente semelhante à dos nefelina sienitos porfiríticos afloram em outras áreas, merecendo referência por suas particularidades.

A amostra 14 representa um corpo alongado, localizado entre a serra do Cadeado e o rio dos Índios, e tem como característica a grande proporção de fenocristais de feldspato alcalino, que lhe confere aspecto fanerítico. Suas feições químicas permitem situá-la junto aos fonolitos porfiríticos, fato confirmado pelos aspectos mineralógicos, onde há a destacar a ocorrência de xenocristais de melanita zonada envolvida por coroas de egirina; de anfibólio com pleocroísmo de castanho-esverdeado a verde-castanho muito intenso, quase preto, com ângulo de extinção de 12°, macla-



0,3 mm

Fotomicrografia 10 - Zonalidade em fenocristal de salita, com coroa de egerina no contato com a matriz, fanerítica fina, do nefelina sienito porfirítico. Pol //, filtro verde, secção espessa, metalizada.



0,1 mm

Fotomicrografia 11 - Secção basal xenomórfica de flogopita-biotita (no centro e borda, respectivamente) no nefelina sienito porfirítico. Pol. //, filtro verde.

do, $2V_x$ baixo, identificado como provável Fe-hastingsita, e também circundado por coroas de egirina ou cristais de egirina-augita; de biotita com pleocroísmo de verde a verde-escuro, quase preto; e de fluorita, roxa, em pequenos grãos sem forma definida.

A amostra 23, coletada na porção norte da serra da Chapada, constituída por fonolitos, tem matriz fanerítica e características químicas pouco diferentes dos fonolitos típicos, o que se manifesta, na mineralogia, pela presença de fenocristais de piroxênio com zonação desde termos mais diopsídicos no centro até egirínicos na borda, bem como de abundante formação de clinzoisita, que chega a constituir cerca de 5% da amostra. Foi também aqui constatada a presença de melanita e de fluorita. Estas características sugerem que a amostra pode representar um produto híbrido, ou mesmo um xenólito de rocha de granulação mais grossa que reagiu com o magma mais alcalino que deu origem aos fonolitos, no processo de consolidação destas rochas.

Um resumo das principais características dessas rochas leucocráticas consta da Tabela 3, extraída de Scheibe *et al.* (1984).

Dos nefelina sienitos porfiríticos aos fonolitos, passando pelos fonolitos porfiríticos, observa-se o desaparecimento dos fenocristais de salita, de cristalização inicial, e o aumento significativo da egirina e da pectolita, cristalizadas tardiamente. Essa modificação é acompanhada pelo surgimento do expressivo grupo de minerais agpaíticos dos fonolitos, indicativo de mudanças significativas da alcalinidade, além das condições físicas de cristalização.

Os pequenos corpos de analcita traquitos, com seus baixos teores de nefelina e presença de quartzo normativo (am. 20), indicam uma tendência à saturação em SiO_2 .

4.2. Rochas ultrabásicas alcalinas

Os dados de análise química, e mesmo o estudo microscópico dessas rochas, são em muitos casos prejudicados pelo seu caráter brechado, com a incorporação de substancial quantidade de fragmentos de material encaixante, em especial as sedimentares gondwânicas que afloram na maior parte do domo de Lages. A textura

TABELA 1

Mineralogia e Paragenese das Rochas Alcalinas Leucocráticas de Lagoa, SC

NEFELINA SIENITOS PORFIRIÓTIPOS	FONOLITOS PORFIRIÓTIPOS	FONOLITOS	ANALCITA TRAQUITOS
(Kersutita) Fx - xenocrístais corroídos	(Kersutita) Fx - xenocrístais corroídos	(Arfvedsonita) Fx - xenocrístais corroídos	(Opacos) Mfx - associados aos piroxênios
Flogopita-biotita Fx - xenocrístais corroídos; titaníferos, forte pleocroísmo, zonada	(Biotita) Fx - xenocrístais corroídos	(Biotita) Fx - xenocrístais corroídos	(Apatita) Mfx - associada aos piroxênios
Opacos Mfx - xenocrísticos, provável titanita	(Melanita) Fx - xenocrístais com cores de esfirina	(Opacos) Mfx - no interior da sodalita ou associados à esfirina	(Sodalita) Mfx - alterada a analcita
(Melanita) Mfx - zonada	Opacos Mfx - com cores de esfirina	(Titanita) Mfx - associada à esfirina	Diopeído Mfx - incluído a verde claro, até verde intenso e com água de extinção mais baixo, esfirina-avulso (?)
Titanita Mfx - idiomórfica, circundada por opacos de 2ª geração	Titanita Mfx - idiomórfica, junto ao clinopirrodênio	(Apatita) Mfx - associada à esfirina	Nefelina Mx - equidimensional, alterada a analcita
Apatita Mfx - idiomórfica, associada a cliropirrodênio e opacos	Apatita Mfx - incluída ou como xenocrístais corroídos, muitas inclusões	Sodalita Fx - arredondada, com muitas inclusões de opacos	Feldspato alcalino - ripas, textura traquítica e por vezes bastoclítica
Sodalita Fx - idiomórfica ou lobada, muitas inclusões de opacos, alterada	Sodalita Fx - lobada, muitas inclusões de opacos	Feldspato alcalino Fx - sanidina, zonada, alteração parcial a metrelita	Analcita - intersticial, triângular entre ripas do feldspato; também de alteração e preenchendo vesículas.
Saíta Fx - idiomórfica, zonada, mais escura nas porções mais ricas em hedenbergita	Saíta Fx - idiomórfica, zonada, com cores de esfirina	Feldspato alcalino Mx - tabular, orientação só perturbada pela nefelina, sanidina zonada até albíta	(Carbonato) - ex vesícula
Feldspato alcalino Fx - geminação Carlsbad; zonada, com margens recrescidas, incluindo outras minerais	Feldspato alcalino Fx - geminação Carlsbad ou complexa; zonada com margens recrescidas; alterado a zeólita e/ou gibbsite	Nefelina Mx - equidimensional, idiomórfica zonada	(Catapleita) - ex vesícula
Nefelina Fx - idiomórfica, isolada, clivagem basal bem desenvolvida	Nefelina Fx - idiomórfica, isolada, clivagem basal bem desenvolvida	(Clinozoisita) Mx - amarela limbo	
Feldspato alcalino Mx - tabular, sem orientação visível	Feldspato alcalino Mx - tabular, fortemente orientado (textura traquítica)	Esfirina Mx - esquelética, poliquilítica, dispersa ou com cristalização radial	
Nefelina Mx - idiomórfica e intersticial	Nefelina Mx - idiomórfica e intersticial, muito fina	Pectolita Mx - poliquilítica, com alto teor de MnO	
(Esfirina-esfirina-avulso) - microlitos dispersos ou cores nos xenocrístais de minerais máficos	Esfirina Mx - microlitos dispersos na matriz e cores nos xenocrístais máficos	Eudialita-eucolita Mx - orientada, incolor até com pleocroísmo rosa amarelado e vermelho acinzentado	
(Fluorita) Mx - rosa, preenche cavidade	(Pectolita) Mx - poliquilítica	(Reptonita) Mx - vermiculada escatada, xenocrística	
Analcita Mx - intersticial, límpida, tabular secundária	(Fluorita) Mx - incolor e rosa, nas cavidades	(Purmanita) Mx - lamelas quadradas com pleocroísmo forte, rosa a marrom	
Metrelita Mx - secundária, substitui sodalita, feldspato alcalino e nefelina	Analcita Mx - intersticial e também secundária a partir da nefelina	(Lavenita) Mx - prismas finos, pleocróicos em tons de amarelo	
(Carbonato) - secundário, substitui sodalita	Metrelita Mx - secundária, tabular, radial	(Astrofilite) - radial, intercrecida com esfirina	
	Gibbsite - alteração da nefelina e feldspato alcalino. Depósitos de bentonita	(Fluorita) - incolor, rosa	
		(Criclita) - leve birrefringência	
		Metrelita - secundária, substitui a nefelina e porções inteiras da matriz de rocha	

Minerais listados segundo a sequência de cristalização. Minerais principais em negrito; varze entre parênteses e comuns em parênteses.

Fx - xenocrístais
Mfx - microxenocrístais
Mx - matriz

afanítica ou muito fina, e o grau avançado de alteração, são também características freqüentes, já que os corpos possuem pequenas dimensões e os minerais se mostram pouco estáveis nas condições de superfície.

4.2.1. Olivina melilititos

Dentro desse quadro, avulta em interesse para o estudo dos olivina melilititos o dique a leste do Cerro Alto de Cima, cujas condições de afloramento permitem a obtenção de amostras frescas, com granulação média e sem contaminação aparente (am. 12). Trata-se de rocha preta, maciça, muito densa, em que se destacam pelo brilho grãos de mica escura com tonalidades por vezes bronzeadas.

Ao microscópio, observa-se que a textura é xenomórfica, granular, com grãos de 0,2 a 2 mm, e destaque para cristais maiores de flogopita poiquilítica. A composição mineralógica está expressa na Tabela 4.

TABELA 4

Composição modal aproximada de olivina melilititos e olivina melteigito de Lages, SC

	12	21	22
Melilita	26,1	18,8	
Olivina	17,4	10,3	7,8
Nefelina	10,5		25,0
Piroxênio	tr	}56,7*	46,0
Flogopita	33,2	tr	2,0
Opaco	6,8	3,6	5,8
Perovskita	2,3	0,6	0,7
Outros	3,7		12,7**

* Nefelina + piroxênio na matriz, em quantidades aproximadamente iguais.

**Apatita (2%), material isótropo e silicatos secundários microcristalinos, não identificados.

A melilita forma prismas alongados de base equidimensional, muito corroídos, com 0,2 até 1,5 mm de dimensão maior, cor amarela-amarronada clara e sem pleocroísmo visível. Mostra quase sempre um traço forte na porção central e, a partir dele, fraturas

transversais irregulares ("peg structure"). Com polarizadores cruzados nota-se zonação, com a birrefringência diminuída das bordas para o centro, quase isótropo. O sinal óptico é positivo. As inclusões mais comuns são de opacos, ocorrendo também algumas de perovskita (Fotomicrografias 12 e 13). Especialmente nas bordas e ao longo das fraturas, altera-se para silicatos fibrosos, criptocristalinos, esverdeados, de baixos índices de refração e birrefringência.

A olivina se apresenta em grãos arredondados, raramente com contorno hexagonal, com 0,5 a 2 mm. Bem preservada, mostra fraturamento tão acentuado que por vezes lembra as clivagens dos piroxênios. O ângulo $2V_X$ é muito alto. As inclusões principais são de minerais opacos, e a alteração, semelhante à da melilita, com a qual se confunde nos contatos.

A nefelina é xenomórfica, granular, límpida, apenas alterada nas bordas ou segundo a clivagem a material isótropo ou minerais argilosos.

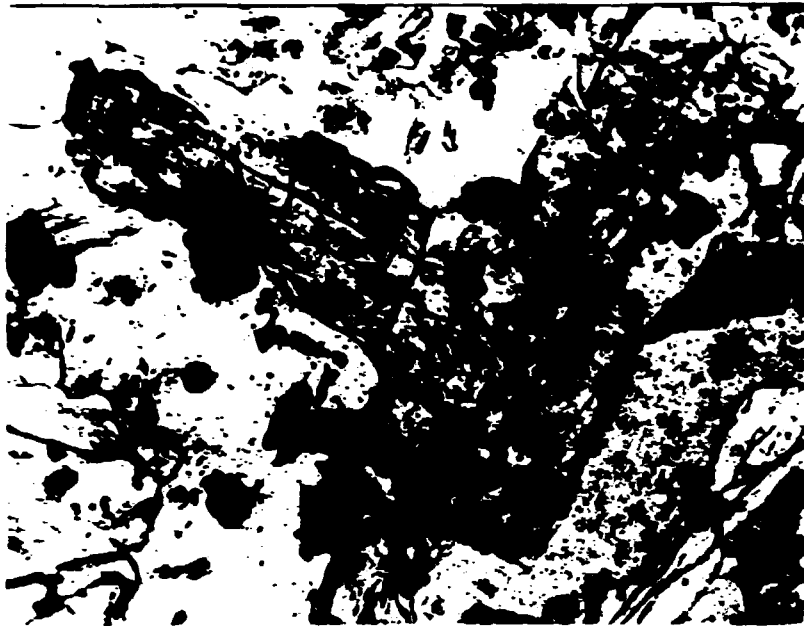
Um clinopiroxênio incolor a levemente esverdeado, associado à olivina ou formando cristais aparentemente corroídos pela ou intercrescidos com a flogopita, tem ocorrência apenas ocasional. Seu ângulo de extinção $Z \wedge c$ é maior que 35° e o $2V_Z$ alto, sendo a orientação óptica compatível com a do diopsídio.

O mineral volumetricamente mais expressivo é a flogopita, que ocorre em cristais poiquilíticos de até 5 mm, englobando todos os demais minerais, ou como cristais menores, com diâmetro de 0,1 mm. O pleocroísmo é pouco intenso, em tons de amarelo-amarronzado até amarelo palha, e a alteração pouco expressiva.

Minerais opacos representam componentes importantes, aparecendo incluídos em todas as demais fases mineralógicas; há seções triangulares, quadráticas, losangulares, sugerindo tratar-se de magnetita, mas mais comumente não exibem forma definida.

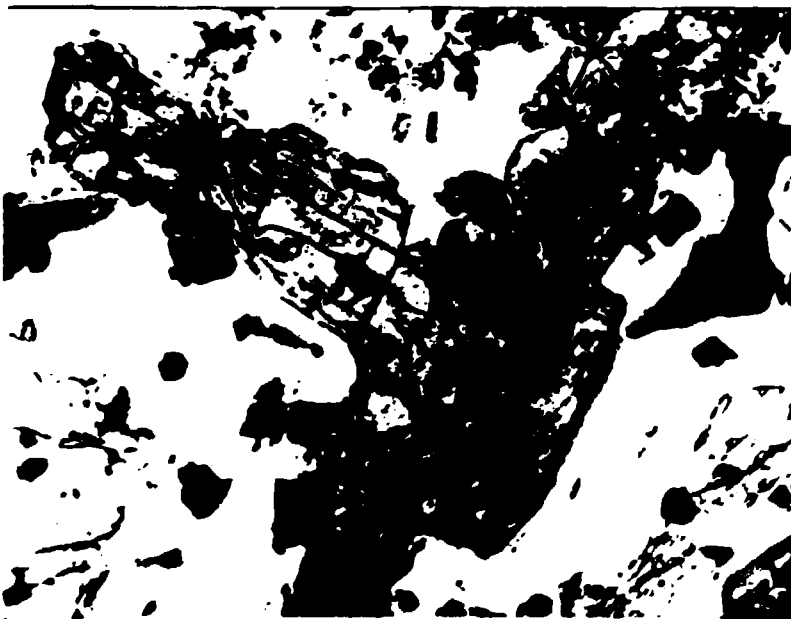
A perovskita aparece como grãos com 0,1 mm e formas irregulares a triangulares, aparentemente corroídos. Isótropa, distingue-se pela cor havana clara com luz convergente.

Uma pequena porcentagem de minerais de alteração da melilita e da olivina constituem o restante da rocha, que, não fora pelo teor de nefelina levemente superior a 10%, poderia ser classificada como um alnoíto, dentro do grupo dos lamprófiros.



[0,2 mm]

Fotomicrografia 12 - Melilita subidiomórfica com "peg texture", incluída em flogopita e englobando opacos e perovskita. Com relevo intermediário, grãos de olivina do olivina melilitito. Pol. //.



[0,2 mm]

Fotomicrografia 13 - Idem, mostrando zonalidade da melilita, mais birrefringente nas bordas do que no centro. Pol ⊥.

As amostras coletadas na localidade *OM-2* (S de Palmeira) têm características texturais muito semelhantes, mas diferem na condição de conservação: a olivina encontra-se muito alterada em serpentina azul-esverdeada e a melilita em silicatos criptocristalinos e material fibroso; a provável nefelina também se acha totalmente alterada, enquanto a flogopita é o único mineral a não exibir indícios de alteração.

A rocha de *OM-3* (S da BR 282) exibe textura levemente porfirítica, com matriz afanítica a fanerítica fina, e tem como constituintes: melilita, em bastões corroídos, com zonação; flogopita xenomórfica, castanha-avermelhada a amarela-castanha; nefelina intersticial; opaco xenomórfico, abundante; e perovskita. A olivina aparece também na matriz, mas principalmente como fenocristais, bem conservados.

O caráter porfirítico é mais acentuado em *OM-1* (N de Lages) em que estão presentes fenocristais de olivina, idiomórficos, bem conservados, e de melilita, idiomórficos, zonados, incluindo olivina, numa matriz composta de melilita, olivina e flogopita intersticial, xenomórfica, com pleocroísmo como as anteriores. Opaco e perovskita são os principais acessórios, ocorrendo também clinopiroxênio verde muito claro, em prismas muito pequenos, sem terminações definidas, na matriz.

Na amostra 21, coletada na chaminé brechada (NW da Chapada) a melilita, a olivina e a biotita mostram-se muito semelhantes às anteriores, formando fenocristais corroídos que são englobados por uma matriz muito fina, na qual se podem distinguir a nefelina, em grãos com 0,05 a 0,2 mm, com formas prismáticas ou hexagonais e incluindo piroxênio, que ocorre como micrólitos na matriz e só ocasionalmente mais cristalizado, atingindo 0,1 mm. É levemente pleocróico, tem birrefringência média e ângulo de extinção também médio, tratando-se possivelmente de um membro intermediário entre egirina e diopsídio. A proporção de opacos é também aqui considerável, e a presença de perovskita significativa, do ponto de vista de exclusão dos feldspatos.

4.2.2. Nefelinitos

Streckeisen (1980) sugeriu o nome "nefelinito" para as rochas extrusivas do campo 15C em que o feldspatóide principal é a

nefelina; no presente trabalho, essa terminologia foi adotada para rochas de ocorrência subvulcânica, cujas características texturais são semelhantes às de rochas extrusivas, exceção feita à representada pela amostra 22, que exhibe textura fanerítica média e cuja composição mineralógica (ver Tabela 4) seria compatível com a designação de olivina melteigito. Trata-se de uma rocha preta, densa, maciça, que constitui a matriz ou eventualmente um grande bloco contido na brecha de chaminé a norte da Chapada. A textura é granular hipidiomórfica, observando-se uma trama de prismas de piroxênio com olivina, flogopita, nefelina e porções isotrópicas e microcristalinas nos interstícios.

O mineral mais abundante é um clinopiroxênio claro, com pleocroísmo muito leve em tons de verde. Apresenta zonação, birrefringência até azul de 1ª ordem, ângulo de extinção $Z \wedge c$ 42° e $2V_z$ alto. A orientação óptica também é compatível com a do diopsídio. Megacristais de piroxênio têm até 2 mm, e incluem muitos opacos.

A nefelina é intersticial, xenomórfica, e consiste no único mineral félsico presente. Em alguns traços de clivagem mostra alteração a material incolor, isotrópico, de baixo índice de refração, provável analcita.

A olivina é idiomórfica a hipidiomórfica, em grãos com cerca de 0,5 mm e alteração quase inexistente.

Como acessórios, aparecem flogopita, opacos, perovskita e apatita. A flogopita é intersticial, por vezes graduando para material isotrópico, e tem pleocroísmo de amarelo-dourado intenso a castanho-rosado. Há uma proporção grande de opacos, normalmente xenomórficos, nos espaços entre os piroxênios e também em relação com o material isotrópico. A perovskita possui poucas formas definidas, sendo reconhecida pela cor castanha-rosada, alto índice de refração e caráter isotrópico. A apatita é também freqüente, em cristais com até 2 mm, muitas vezes incluída na nefelina.

Massa isotrópica de cor castanha-esverdeada, sem qualquer forma definida, sem clivagem, com índice de refração entre o do bálsamo do Canadá e o da nefelina, e que parece graduar ora para biotita, ora para massa criptocristalina, incolor, é interpretada como vidro vulcânico, em processo de alteração a silicatos secundários, possivelmente do grupo das zeólitas.

A grande concentração de piroxênio presente na amostra 22

(Tabela 4) faz com que a sua posição no diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Fig. 2) caia fora do campo dos nefelinitos normais. Já as amostras 28 e 29 têm composição mais compatível com essa classificação, com a primeira ocupando a posição mais subsaturada entre as situadas no diagrama.

A rocha 28 tem cor cinza escura a preta, estrutura maciça e, macroscopicamente, aparente textura granular média. Ao microscópio, nota-se que a textura é porfirítica intergranular, com megacomponentes de 1 a 2 mm imersos numa matriz com 0,01 mm de tamanho médio. Olivina, nefelina e piroxênio são os componentes principais, com opacos, apatita, perovskita, melilita e carbonatos secundários perfazendo cerca de 20% do volume da rocha, o que explica assim a sua extrema deficiência em sílica.

A olivina forma megacristais hipidiomórficos com até 1 mm, e mostra nas bordas e em porções internas alteração ou reação com a matriz, dando origem a material esverdeado, fracamente birrefringente, provável serpentina, que por sua vez gradua para flogopita, pleocrônica de castanho-amarelado até amarelo palha, muito clara, e sem contornos cristalinos definidos (Fotomicrografia 14). A presença de opacos é constante junto à borda desses agregados, e em alguns casos uma linha desses minerais parece balizar o antigo contorno hexagonal do cristal de olivina.

A nefelina é xenomórfica, com 0,3 a 0,5 mm, e inclui poiquiliticamente a melilita, em séries de pequenos cristais por vezes orientados e identificados em função do alto relevo, forma prismática com secção quadrática e extinção anômala. Alterada intensamente na maior parte dos cristais, inicialmente a material incolor, de baixa birrefringência, mas com formação de mineral lamelar, incolor, com birrefringência média (amarela-vermelha de 1ª ordem) e índice de refração maior que o da nefelina, identificado como gibbsita.

Um clinopiroxênio de cor verde clara e fraco pleocroísmo, com ângulo de extinção $Z \wedge c$ de cerca de 45° (diopsídio) ocorre em cristais pequenos, ocasionalmente idiomórficos como constituinte essencial da matriz.

Apatita está presente como cristais aciculares dispersos pela rocha, e a perovskita, também relativamente abundante, mostra-se xenomórfica.

Além da serpentina e sericita, extensas porções da matriz



[0,2 mm]

Fotomicrografia 14 - Fenocristal de olivina em reação com a matriz de nefelinito porfirítico, resultando flogopita e opacos. Nas fraturas, alteração incipiente a serpentinas. Pol //, filtro verde.

apresentam-se totalmente alteradas ou substituídas por carbonatos, coibindo a identificação dos minerais originais.

A variedade intrusiva nos basaltos, representada pela amostra 29, exhibe textura afanítica e estrutura brechada, cor inteiramente preta e contém fragmentos angulares de rocha preta-esverdeada, de granularidade aparentemente pouco mais desenvolvida, embora ainda afanítica. Ao microscópio, constata-se que essa estrutura é devida provavelmente a fenômenos de autobrechação, já que os dois tipos têm composição mineralógica praticamente idêntica, apesar da variação textural, que se confirma, embora mantido o caráter granular porfirítico de ambos os termos.

A matriz é composta de clinopiroxênios tabulares, incolores a fracamente esverdeados, e nefelina intersticial. Em alguns pontos, ocorre desenvolvimento aparentemente poiquilítico de uma bário-flogopita titanífera (microsonda eletrônica), com pleocroísmo intenso de amarelo dourado a marrom-avermelhado escuro. Essa massa contém grãos xenomórficas de opacos e é frequentemente substituída por carbonatos incolores. Manchas de material isotrópico, com relevo positivo fraco e coloração rosada, contendo piroxênios, são interpretadas como vidro vulcânico. Os megacristais principais são de olivinas, bem preservadas, idiomórficas e hipidiomórficas, em alguns casos envolvidas por material de alteração de cor verde intensa e baixa birrefringência, provável serpentina. Alguns megacristais de clinopiroxênio incolor a levemente amarronado nas bordas apresentam borda de reação bem desenvolvida, mostrando desequilíbrio em relação ao líquido formador da matriz.

Tanto a amostra 28 como a 29 são aqui classificadas como olivina nefelinitos.

A amostra NE-1 tem cor cinza clara, aspecto de rocha alterada, e os únicos minerais identificáveis a olho nu são fenocristais de mica castanha-escura, com grande desenvolvimento das faces prismáticas em comparação com a basal. Ao microscópio, vê-se que a textura é porfirítica, com megacristais de flogopita, pleocróica de vermelho-amarronado intenso até amarelo, com bordas arredondadas. Inclui fenocristais de piroxênio, esverdeado claro até incolor, com birrefringência baixa em cores anômalas, ângulo de extinção $Z \wedge c$ máximo da ordem de 18° e ângulo $2V_Z$ grande. Na matriz, identifica-se um clinopiroxênio claro, zonado, com pleocroísmo de verde claro a esverdeado e ângulo de extinção $Z \wedge c$ mi-

TABELA 5

Mineralogia e paragénese das rochas ultrabásicas alcalinas de Lages, SC

OLIVINA MELILITITOS	OLIVINA MELILITITOS PORFIRÍTICOS	OLIVINA NEFELINITOS	OLIVINA MELTEIGITOS
Opacos mF - incluído nos demais minerais	Opacos mFx Olivina Fx - idiomórfica, bem preservada, inclui opacos	Diopsídio Fx - com borda de reação	Opacos - incluído nos demais
Diopsídio - corroído pela biotita ou com coroa de melilita, biotita e olivina: xenocristal	Melilita Fx - zonada, reabsorvida	Olivina Fx - reação com matriz: circundada por flogopita	(Núcleos de diopsídio) - em grãos zonados, com recrescimento
Olivina - idiomórfica, bem preservada, inclui opacos	Flogopita Fx - pleocroísmo fraco, normal	Opacos mFx	Olivina - idiomórfica, pouco alterada
Perovskita - associada com melilita, bordas corroídas	Perovskita mFx - associada com melilita, bordas corroídas	Perovskita mFx	Apatita - incluída no diopsídio e na nefelina
Melilita - zonada, corroída, "peg texture"	Melilita Mz	Apatita mFx (Melilita) mFx	Perovskita - incluída no diopsídio ou em contato direto com ele
Nefelina - intersticial	Olivina Mz	Diopsídio Mz - idiomórfico, verde claro, fraco pleocroísmo	Diopsídio - verde claro, pouco pleocrômico; idiomórfico, zonado, ou crescendo ao redor de núcleos mais antigos
Flogopita - poiquilítica, pleocroísmo fraco, normal, também em microcristais	Clinopiroxênio Mz - pleocroísmo verde claro	Nefelina Mz - intersticial, inclui poiquiliticamente melita	Nefelina - intersticial, altera a analcita
	Nefelina Mz - intersticial	Flogopita Mz - margeando a olivina; em uma amostra bário flogopita titanífera, amarelo dourado a marrom avermelhado escuro	Flogopita - intersticial, forte pleocroísmo de amarelo dourado a castanho rosado; gradua para matéria vítrea
	Flogopita Mz - intersticial	Carbonatos - secundários	Vidro vulcânico - castanho claro, em graus diversos de alteração a zeólitas

Para convenções ver Tabela 3.

to alto, compatível com o do diopsídio. Entre o material félsico foi identificada nefelina, xenomórfica, límpida, ocupando interstícios de uma massa de cor amarelada, isótropa, com porções passando a criptocristalina, interpretada como vidro vulcânico, parcialmente alterado a silicatos secundários. Minerais opacos, sem forma definida, são abundantes, estimando-se sua quantidade em cerca de 5% do total desta rocha, cuja classificação aqui como nefelinito é provisória, tendo em vista a falta de maiores dados sobre a composição do material vítreo.

Tal como para as alcalinas leucocráticas, Scheibe *et al.* (1984) apresentam um quadro resumo da mineralogia e paragénese das rochas ultrabásicas alcalinas descritas acima (Tabela 5).

4.3. Carbonatitos e rochas associadas

As primeiras descrições dos carbonatitos da Fazenda Varela (v.g. Scheibe, 1978a) distinguiram dois tipos petrográficos, um beforesito e um ankerita beforesito, com base principalmente nas feições macroscópicas dessas rochas. O mesmo autor (Scheibe, 1979) reconheceu que a diferença na coloração é devida principalmente à formação de óxidos hidratados a partir do ferro contido na ankerita, componente essencial mesmo dos termos claros dessa ocorrência, em que a cor dominante é branca, tendendo a tonalidades creme, com as porções oxidadas apresentando cor castanha escura.

Segue-se um resumo das descrições petrográficas fornecidas no segundo trabalho mencionado acima:

O carbonatito tem aspecto sacaróide e densidade superior à dos calcários comuns, pela presença de barita. Pirita bem cristalizada é freqüente, bem como grãos de feldspato, de cor rosa. A synchisita, um flúor-carbonato de cálcio e terras raras, também é visível em amostra de mão, com cor amarela.

Ao microscópio, nota-se textura variável com dominância da granular, média, hipidiomórfica. A composição normativa aproximada da rocha, calculada com controle modal para 10 amostras de superfície e de sondagens, é a seguinte:

Carbonatos	71,4%
Feldspatos	6,7%
Barita	17,1%

Pirita	1,3%
Hematita (goethita)	2,8%
Apatita	0.3%

Além desses minerais, ocorre sempre a synchisita e, eventualmente, quartzo, pirocloro e monazita.

Os carbonatos romboédricos possuem composição heterogênea e representam diversas fases de cristalização, com intercrescimentos irregulares de calcita e ankerita. Apresentam zonação, sendo mais turvos no centro, onde é comum a exsolução de goethita. Com os dados de análise química da rocha total, foram calculados os teores de carbonatos de cálcio, de ferro + manganês e de magnésio, para cada amostra. Considerando a fase carbonatada de 6 amostras frescas, a composição média seria a de uma ankerita a 2,8 Ca: 1 Fe+Mn: 0,7 Mg.

A barita forma grãos límpidos, arredondados, com 0,1 a 0,5 mm. É nitidamente posterior aos carbonatos da primeira geração, aos quais corrói, assumindo por vezes aspecto amebóide.

Feldspatos ocorrem disseminados, e a quantidade aumenta nos fragmentos contidos na brecha feldspática. Apresentam-se o mais das vezes zonados.

A synchisita forma agregados fibrosos, radiados ou não, de cor amarela turva, com refringência alta e birrefringência pouco mais baixa que a dos carbonatos romboédricos, extinção reta e alongação negativa. Constitui possivelmente mineral de cristalização tardia, concentrando terras raras; originalmente contidas nos carbonatos da primeira fase de cristalização.

Pirita, disseminada, idiomórfica, com 1 a 2 mm de aresta, e também xenomórfica, acha-se parcialmente alterada a goethita.

A apatita foi identificada como massas micro a criptocristalinas, preenchendo fraturas. Talvez ocorra como fase primária, confundida com a barita, que tem refringência e birrefringência semelhantes, em algumas das amostras estudadas.

Goethita, e menos comumente hematita, são os principais responsáveis pela tonalidade castanha das amostras de superfície e dos veios mais finos que cortam a brecha feldspática.

Esta brecha feldspática se caracteriza por uma coloração amarelada, castanha e rosa, composição acentuadamente feldspática e caráter brechóide, com fragmentos pouco deslocados soldados por

uma rede anastomosada de vênulas de óxidos hidratados de ferro e, não raro, de carbonatos. O seu caráter híbrido é evidenciado, ao microscópio, pelo crescimento orientado de novos cristais de ortoclásio sobre grãos originais dos arenitos, em intercrescimento com massas de goethita também neoformada. É possível que os processos de fenitização, considerados de caráter eminentemente potássico, tenham afetado não só a rocha sedimentar como fragmentos de material do embasamento ou de rochas alcalinas como as demais que ocorrem regionalmente.

4.4. Brechas de chaminé e kimberlitos

Das localidades aqui descritas como prováveis kimberlitos foram estudados com algum detalhe o kimberlito Janjão e o kimberlito Pandolfo (XIII e XIX, respectivamente, Tabela 1). Nos dois casos, o avançado estágio de alteração da matriz inviabiliza a obtenção de seções delgadas para estudo microscópico. Em função disso, o estudo limitou-se praticamente à determinação em microsonda eletrônica dos principais minerais pesados constituintes, separados inicialmente por peneiração e em seguida, no laboratório, manualmente sob a lupa binocular. Entre os minerais componentes da fração pesada grossa dessas ocorrências assumem importância, além da flogopita, que normalmente não fica retida nos concentrados, o piroxênio, a magnetita, a ilmenita, uma granada vermelha e o zircão.

O piroxênio, preto-esverdeado, ocorre em fragmentos com até 4 cm, a parte externa dos nódulos esbranquiçada e arredondada — aparentemente corroída — e na parte interna, mostrando as superfícies brilhantes de clivagem e um intenso grau de fraturamento, com alteração incipiente ao longo das clivagens e fraturas.

A magnetita mostra-se também fragmentada, com fraturas planas ou eventualmente subconchoidais, mas onde visível a superfície externa dos grãos é arredondada, por efeito da corrosão.

A ilmenita, fracamente magnética, tem forma arredondada, superfície corrugada (chagrinée), e intenso brilho submetálico nas fraturas subconchoidais.

A granada é vermelha, transparente, concentrando-se princi-

palmente na fração entre 1 e 3 mm, todos fragmentos com superfície irregular, sem que se note qualquer vestígio de face cristalina.

O zircão ocorre tanto em pequenos cristais muito límpidos, por vezes idiomórficos, de cor amarela intensa, como em grãos até centimétricos com superfície corroída e intenso fraturamento interno.

Subsidiariamente, no kimberlito Pandolfo, ocorre o coríndon, tanto incolor como esverdeado e azul (safira). A presença de diamante, reportado por alguns garimpeiros da região de Lages, não foi ainda confirmada (Abr/86) nos trabalhos de pesquisa que vêm sendo desenvolvidos nessas áreas.

Entre os fragmentos de rochas contidos por esses kimberlitos predominam amplamente as representativas das encaixantes sedimentares, especialmente folhelhos e arenitos. São angulares, medem de milímetros a dezenas de centímetros e até vários metros na porção central do kimberlito Janjão; não apresentam evidências de metamorfismo. Alguns nódulos coletados no kimberlito Pandolfo foram passíveis de laminação após impregnação com bálsamo do Canadá. Consistem predominantemente de clinopiroxênio, ou mais comumente por uma associação de diopsídio, plagioclásio zonado ($An > 70\%$ no centro) e granada com bordas quelifíticas (Fotomicrografia 15).

Das demais brechas de chaminé ou diatremas, uma proporção considerável está exposta em afloramentos precários, em que apenas a estrutura brechada e a presença de flogopita alterada são diagnósticas; mas diversas ocorrências permitem obtenção de boas amostras e até um estudo de razoável detalhe, o que poderá ser feito em etapa posterior dos trabalhos na região. Para complementar as observações registradas na Tabela 1, obtidas em sua maioria no campo, foram estudadas diversas secções delgadas de brechas ou nódulos nelas contidas.

Este estudo revelou que, enquanto em alguns corpos (II, VI, XVIII e XXII) a matriz, clara, é constituída predominantemente por carbonatos, desde microcristalinos até bem cristalizados, em outros (III, XII, XV e XVII), ela é silicatada, microcristalina, de cor escura, distinguindo-se ocasionalmente diminutos cristais de feldspatos tabulares, de nefelina e de prováveis piroxênios, além de minerais opacos, resultando do resfriamento rápido de um magma

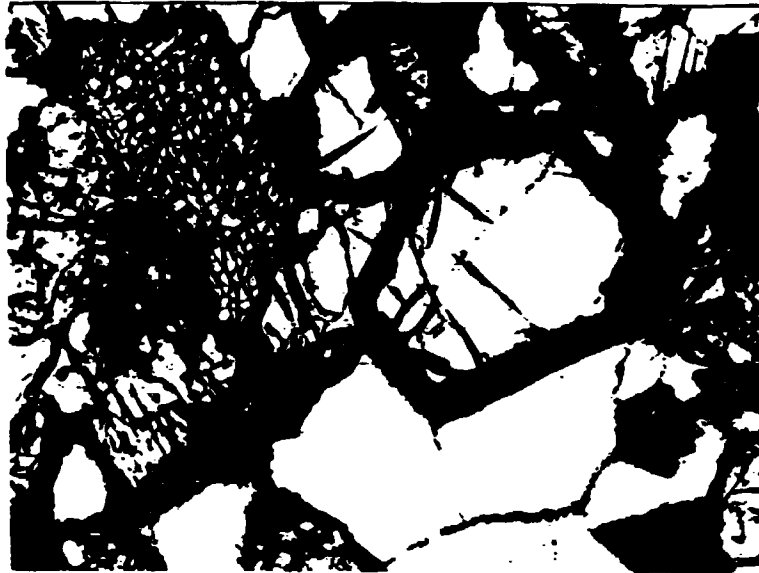
alcalino.

Em um e em outro caso essa matriz contém minerais isolados, "lapilli" e fragmentos de rochas regionais.

Entre os minerais isolados, a flogopita tem presença constante, servindo mesmo como um dos critérios distintivos entre as brechas de chaminé e eventuais brechas tectônicas. Essa flogopita ocorre em cristais milimétricos a centimétricos, com bordas corroídas, e exhibe intenso pleocroísmo de marrom-esverdeado e marrom-avermelhado a amarelo palha. Em alguns casos, contém restos de olivinas quase totalmente corroídas, sugerindo uma reação destas com a matriz para produção da flogopita. Clinopiroxênios, incolores a levemente esverdeados, com alto ângulo de extinção $Z \wedge c$ e birrefringência alta, sugerindo tratar-se de tipos diopídicos, são também praticamente constantes. Feldspatos, opacos e olivinas são também comuns. As olivinas, até centimétricas, acham-se frequentemente alteradas e substituídas por carbonatos. Na brecha *XXI* (Cará), elas correspondem ao principal componente, e estão alteradas parcial ou totalmente a uma massa criptocristalina, de baixa birrefringência e, em lâminas espessas como as da microsonda eletrônica, com cor verde intensa que permanece mesmo com os polarizadores cruzados.

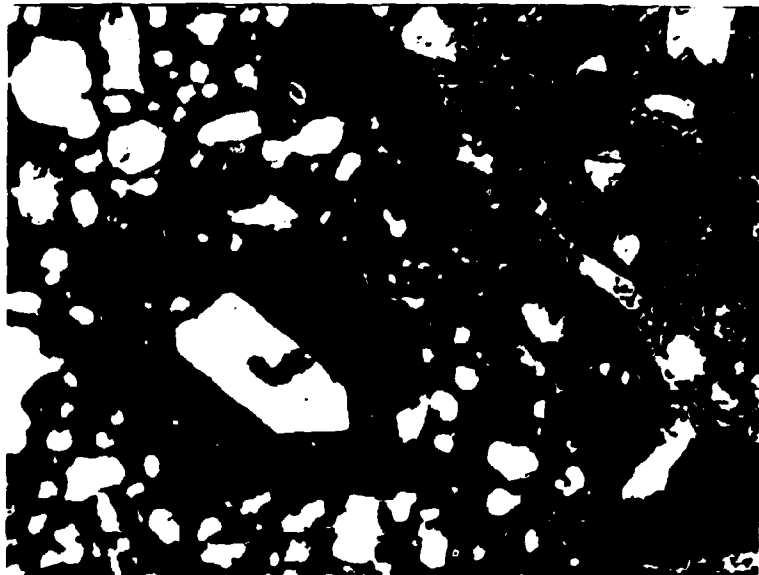
Os "lapilli" são agregados ovóides, milimétricos a centimétricos, que têm um núcleo constituído por cristal ou fragmento de olivina, clinopiroxênio ou flogopita, envolvido por material silicatado vítreo a microcristalino, onde por vezes são visíveis cristais ripiformes paralelos à borda do agregado. Ocorrem tanto nas brechas de matriz carbonatada como nas silicatadas, sendo que neste último caso se confundem parcialmente com esta mesma matriz, exceto por pequenas variações texturais. Em pelo menos dois casos (*III*, *XV*) ocorrem também "lapilli" formados por núcleo de rocha carbonática, equigranular, com envoltório silicatado (Fotomicrografia 16).

Fragmentos dos sedimentitos gondwânicos que servem de encaixantes a esses diatremas representam em geral o maior volume da brecha. Em muitos casos, a estratificação, a textura e até a coloração inicial da rocha permanecem bem visíveis, sendo possível identificar, por exemplo, fragmentos provenientes das típicas camadas Irati. Esses fragmentos possuem tamanhos diversos, sendo maiores via de regra na porção marginal das ocorrências.



0,5 mm

Fotomicrografia 15 - Nódulo no kimberlito Pandolfo, constituído por clinopiroxênio, plagioclásio (An > 70%) e granada clara, com espessa borda quelifítica. Pol. //, filtro verde.

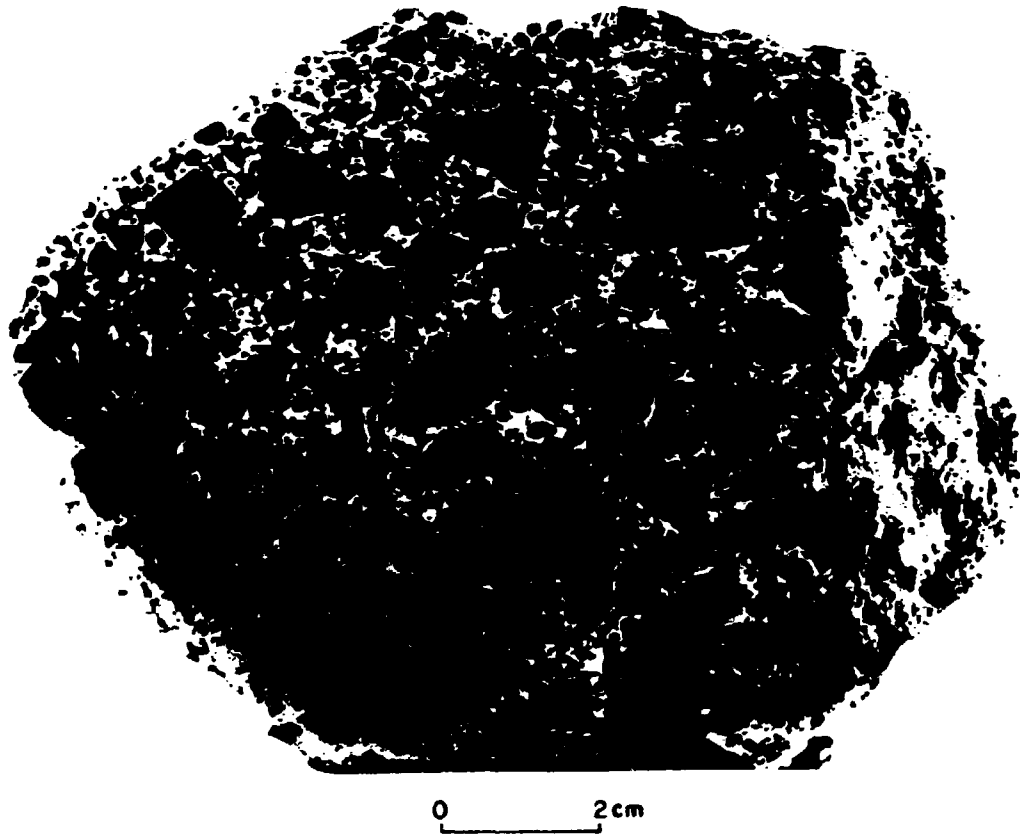


0,5 mm

Fotomicrografia 16 - Brecha constituída por "lapilli" com centro de olivina idiomórfica e de carbonato, em matriz vítrea (à esquerda) e microcristalina (direita superior). Pol //, filtro verde.

Fragmentos centimétricos de rochas de composição basáltica, alterada ou não, com textura variável desde muito fina até pelo menos fanerítica média, são também frequentes nessas brechas, constituindo mesmo a maior proporção naquelas em que a matriz é formada por carbonatos. Nas ocorrências III, XV, XVIII e XXXIII foi constatada a presença de fragmentos com típica estrutura amigdalóide, semelhante à da porção superior dos derrames da Serra Geral (Prancha 2), o que, somado ao grau de diagênese dos sedimentitos da região, é tomado como evidência de que esses derrames teriam capeado toda a área do atual Domo de Lages, à época da formação dessas diatremas.

Outras rochas também foram identificadas. Na ocorrência IV, fragmentos angulares, muito bem preservados, de nefelina sienito porfirítico, com textura pouco mais grossa mas bastante semelhante a tipos que afloram no Cerro Alto de Cima, e fragmentos elipsoides de carbonatito branco, sacaróide, com apatita. Na ocorrência XII, também rocha alcalina, com textura muito modificada, mas presença de nefelina, piroxênio e cristais milimétricos de apatita. Na ocorrência XV, nódulos compostos essencialmente de plagioclásio parcialmente alterado, olivina substituída por carbonato e abundante opaco. E na ocorrência XVIII, nódulo de dunito com olivina xenomórfica, em cristais com até 5 mm, parcial ou totalmente substituída por serpentina, um cristal de clinopiroxênio, mineral opaco e neoformação de flogopita, intensamente pleocróica, nas junções entre três grãos de olivina.



Prancha 2:

Corte em bloco de brecha vulcânica com matriz clara, carbonatada, e grande predominância de fragmentos de rochas basálticas, algumas delas tipicamente amigdalóides, como as da parte inferior da foto.

CAPÍTULO 5

QUÍMICA MINERAL

5.1. Minerais das Rochas Alcalinas

Face às características texturais da maioria das amostras estudadas, a determinação da composição química das principais fases minerais na microsonda eletrônica constituiu-se em ferramenta auxiliar de grande valia para a descrição petrográfica.

O significado dos dados obtidos transcende no entanto essa função, merecendo os mesmos análise detalhada para seu melhor aproveitamento na caracterização do complexo.

O estudo de minerais de amostras de concentrados das brechas foi por sua vez realizado para obtenção de parâmetros visando definir, de forma preliminar, seu possível caráter kimberlítico, e os resultados obtidos são apresentados na segunda parte deste capítulo.

5.1.1. Feldspatos

A Tabela 6 dá valores aproximados para a composição molecular média do centro e borda de fenocristais, cristais da matriz, porções turvas e porções albíticas de feldspatos dos nefelina sienitos porfiríticos (ams. 8, 9 e 7) e dos fonolitos (10).

A grande incidência de alteração nesses minerais impediu a

TABELA 6

Composição molecular (%) aproximada de feldspatos de rochas alcalinas de Lages, SC

	7			8		9			10		
	c	turvas	ab	c	b	c	b	m	c	b+m	ab
An	3,2	0,2	0,5	2,8	1,8	2,6	1,0	0,9	0,2	0,3	0,3
Or	59,1	92,8	0,5	60,0	60,5	63,0	69,0	69,2	50,3	85,1	11,4
Ab	37,7	7,0	99,0	37,2	37,7	34,4	30,0	29,9	49,5	14,6	88,3

7, 8, 9 - Nefelina sienitos porfiríticos, Cerro Alto de Cima

10 - Fonolito, Cerro Alto de Cima

c, centro; b, borda; m, matriz; ab, borda albítica dos cristais

realização de um estudo de caráter sistemático, mas as observações efetuadas permitem verificar a virtual ausência de plagioclásios (à exceção da albita) e mesmo de anortoclásio, caracterizando-se a maioria dos cristais estudados como ortoclásio, ou preferentemente, como sanidina criptopertítica, tendo em vista os ângulos $2V_x$ relativamente baixos.

5.1.2. Nefelinas

A nefelina tem ocorrência mais geral na província, de vez que aparece tanto nas rochas alcalinas leucocráticas como na maioria das ultrabásicas alcalinas. Presente normalmente na matriz, forma fenocristais bem desenvolvidos nos fonolitos porfiríticos e nos nefelina sienitos porfiríticos, e é intersticial nos olivina melilititos e nefelinitos.

Os teores de SiO_2 , Na_2O e K_2O de nefelinas dos principais tipos petrográficos são dados na Tabela 7, bem como os valores para Ne, Ks e Qz, calculados para o sistema nefelina-kalsilita-quartzo. Não foram obtidos valores coerentes para nefelinas dos nefelina sienitos porfiríticos, em virtude de sua alteração generalizada nessas rochas. A falta de dados sobre os teores de CaO e Fe_2O_3 pode também implicar em deslocamento dos pontos no diagrama triangular, já que valores expressivos para esses elementos têm sido encontrados em algumas nefelinas (e.g. Tilley, 1954; Mitchell, 1972).

Tilley (1954) observou que a composição da nefelina nas rochas vulcânicas pode refletir a composição total da rocha, afastando-se muitas vezes do campo de convergência entre as composições de Morozewicz e de Buerger. Hamilton (1961) determinou os limites de solução sólida do quartzo na nefelina a 775° e 500°C , a 15.000 e 30.000 p.s.i. de H_2O , salientando que as alterações nos limites devidas à pressão poderiam ser negligenciadas, de vez que muito pequenas.

A Figura 4 mostra as composições de nefelinas no sistema Ne-Ks-Qz, em relação ao traço aproximado das isotermas de Hamilton (1961). Observa-se que as nefelinas dos fonolitos da Chapada e as dos fonolitos porfiríticos do Córrego dos Sete Passos têm composição bastante diferenciada em relação ao campo de convergência M-B, indicando temperaturas de cristalização relativamente eleva-

TABELA 7

Composição química e coordenadas no sistema Ne-Ks-Qz de nefelinas de rochas alcalinas de Lages, SC

	6		10		13		14		21	22		24	25
	c	b	c	b	c	b	c	b	m	c	b	m	m
SiO ₂	39,0	39,0	43,0	42,6	44,8	45,8	43,6	44,7	39,8	40,0	40,1	44,5	44,5
Na ₂ O	16,0	15,9	16,1	16,1	16,3	15,8	15,3	15,1	14,3	13,5	13,8	15,1	15,2
K ₂ O	7,0	7,0	5,6	5,8	5,4	5,1	5,9	5,5	10,5	10,4	9,9	5,3	5,2
Qz			4,8	4,1	6,4	8,7	6,8	8,8		0,5	0,8	8,9	8,9
Ne	75,8	75,6	75,9	75,9	75,5	73,8	72,7	72,0	64,9	63,8	64,9	72,5	72,8
Ks	24,2	24,4	19,3	20,0	18,1	17,5	20,5	19,1	35,1	35,7	34,3	18,6	18,4

- 6 - Fonolito porfirítico associado ao carbonatito
 10 - Fonolito, Cerro Alto de Cima
 13, 14 - Fonolitos porfiríticos, Córrego dos Sete Passos
 21 - Olivina melilitito, chaminé NO da Chapada
 22 - Olivina melteigito, chaminé N da Chapada
 24, 25 - Fonolitos, Chapada

c, centro; b, borda; m, cristais da matriz

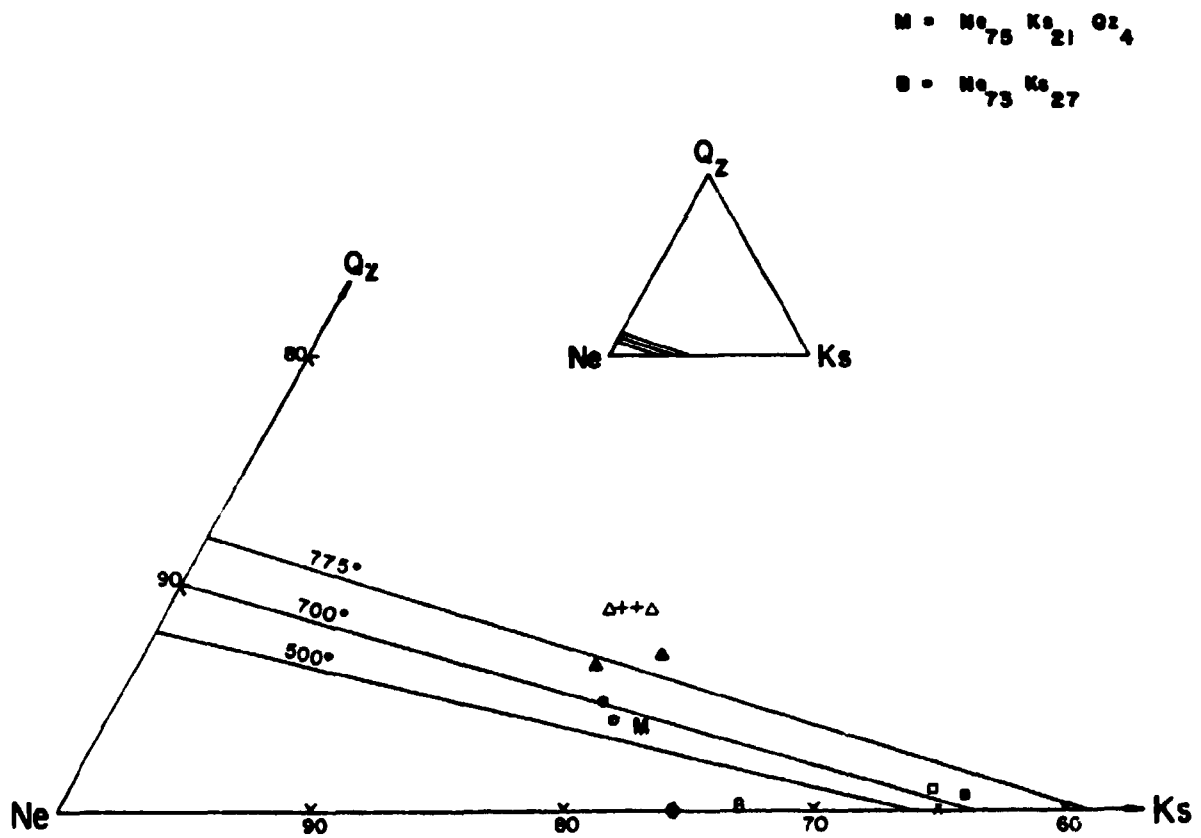


Figura 4 - Composição de nefelinas no sistema nefelina-kalsilita-quartzo. Isotermas segundo Hamilton (1961). Pontos M e B correspondem às composições ideais da nefelina segundo Morozewicz e Buerger, respectivamente. Símbolos cheios: porção central; símbolos vazios: borda, sendo am. 6, losango; 10, círculo; 13 e 14, triângulos; 22, quadrados. Am. 21 (x) e am. 24 e 25 (+), cristais e matriz.

das, enquanto as do fonolito do Cerro Alto de Cima se aproximam bastante da composição M. A variação de composição entre o núcleo e as bordas das nefelinas dos fonolitos porfiríticos pode ser devida a reações de troca durante a primeira fase de cristalização, mais lenta, dos fenocristais, o que teria sido inibido pela rápida cristalização da porção marginal, assim como nas nefelinas da matriz dos fonolitos (Gittins, 1979).

A nefelina da amostra 6 exibe total ausência de solução sólida, indicativa de condições especiais de cristalização.

A localização das nefelinas das rochas ultramáficas alcalinas carece de significado no tocante à temperatura de cristalização, de vez que a mesma não se deu em equilíbrio com feldspatos. Seu caráter acentuadamente potássico corresponderia, nos experimentos de Hamilton (1961), a rochas com nefelina + leucita, e é similar a nefelinas de nefelinitos e ijolitos citados por Tilley (1954), sendo portanto um reflexo da composição química global da rocha e, certamente, da maior complexidade química e mineralógica das mesmas, representada, entre outras evidências, pela presença de flogopita.

A presença da sodalita como fenocristal e da analcita como fase residual, constatada em muitas dessas rochas estudadas, são também fatores de complicação, que, aparentemente, não foram suficientemente considerados nos estudos experimentais levados a efeito, embora Hamilton (1961) reportasse a formação de analcita nos experimentos processados em temperatura de 500°C com composições mais ricas em sódio.

5.1.3. Piroxênios

Também para os piroxênios os estudos da química mineral tiveram caráter mais prospectivo do que determinativo final, considerando-se a grande gama de variação das rochas estudadas no distrito.

Foram estudados na microsonda eletrônica do IG-USP piroxênios de fonolito (17), de fonolito porfirítico próximo ao carbonato (6), de nefelina sienitos porfiríticos (8, 9), de olivina melteigito (22) e de nefelinito (28).

Na Tabela 8 são apresentados os teores médios dos óxidos e

TABELA 8

Composição química de piroxênios de rochas alcalinas de Lages, SC

	J(10)*		8**		8(7)		9(13)		17(10)		22(10)		28(10)	
	c	d	c(6)	b(4)	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b
SiO ₂	47,72	48,66	49,44	48,24	47,18	46,52	45,85	46,98	51,88	52,11	49,43	51,13	50,29	52,46
TiO ₂	1,44	1,50	0,44	0,45	1,54	1,70	2,01	1,94	1,54	2,42	2,54	2,28	2,96	1,76
Al ₂ O ₃	5,40	5,01	1,99	1,96	5,69	5,90	6,75	6,72	1,28	1,31	4,39	1,93	1,44	1,13
FeO***	10,19	7,47	13,49	13,53	11,93	12,26	10,54	11,58	27,86	27,52	5,05	4,89	5,43	4,53
MnO	0,62	0,28	1,30	1,22	0,72	0,77	0,38	0,53	1,93	2,07	0,09	0,15	0,26	0,20
MgO	9,79	12,31	8,86	8,11	8,68	8,56	10,22	9,03	0,43	0,43	13,88	14,36	14,43	15,08
CaO	21,55	22,52	22,31	22,13	22,42	22,63	22,69	22,93	3,53	2,24	23,54	23,48	23,63	23,88
Na ₂ O	1,22	0,80	1,30	1,36	1,31	1,18	1,13	1,10	10,69	11,43	0,38	0,42	0,79	0,80
TOTAL	97,93	98,55	99,13	97,00	99,47	99,52	99,57	100,81	99,14	99,53	99,30	98,64	99,23	99,84

Fórmula estrutural com base em 6 ânions = 6 e 4 cátions = 4 (Programa SILCAL, Ulbrich e Ulbrich, 1982)

Si	1,8263	1,8313	1,9007	1,8998	1,7910	1,7705	1,7293	1,7625	1,9852	1,9754	1,8370	1,9139	1,8734	1,9274
Ti	0,0414	0,0425	0,0127	0,0133	0,0440	0,0487	0,0570	0,0547	0,0443	0,0690	0,0710	0,0642	0,0829	0,0486
Al	0,2437	0,2224	0,0902	0,0910	0,2548	0,2648	0,3003	0,2973	0,0578	0,0586	0,1924	0,0852	0,0633	0,0490
Fe ³⁺	0,1305	0,0940	0,1735	0,1783	0,1894	0,1951	0,1995	0,1453	0,6687	0,6980	0,0314	0,0000	0,0846	0,0696
Fe ²⁺	0,1957	0,1411	0,2602	0,2674	0,1894	0,1951	0,1330	0,2180	0,2229	0,1745	0,1256	0,1531	0,0846	0,0696
Mn	0,0201	0,0089	0,0423	0,0407	0,0232	0,0248	0,0121	0,0168	0,0626	0,0665	0,0028	0,0048	0,0082	0,0062
Mg	0,5584	0,6905	0,5076	0,4760	0,4911	0,4855	0,5745	0,5049	0,0245	0,0243	0,7688	0,8011	0,8011	0,8257
Ca	0,8837	0,9081	0,9190	0,9338	0,9120	0,9228	0,9140	0,9218	0,1447	0,0910	0,9374	0,9418	0,9432	0,9401
Na	0,0905	0,0584	0,0969	0,1038	0,0964	0,0871	0,0826	0,0800	0,7931	0,8401	0,0274	0,0305	0,0571	0,0570
I Cátions	3,9904	3,9972	4,0031	4,0041	3,9913	3,9944	4,0053	4,0013	4,0038	3,9974	3,9938	3,9946	3,9984	3,9932

Valores obtidos para o triângulo En-Fs-Wo, com base nas porcentagens Mg-(Fe²⁺+Mn+Fe³⁺-Na)-Ca

En	32,89	38,70	28,11	26,56	28,74	27,96	32,76	29,24	7,42	11,34	41,81	42,83	42,96	44,53
Fs	15,07	10,40	20,99	21,35	17,88	18,89	14,94	17,38	48,77	46,17	7,20	6,81	6,45	4,77
Wo	52,05	50,90	50,90	52,09	53,38	53,15	52,30	53,38	43,81	42,49	50,89	50,36	50,59	50,70

Valores obtidos para o triângulo Di-Hd-Ac, com base nas porcentagens atômicas Mg-(Fe²⁺+Mn)-Na

Di	64,57	76,81	55,97	53,61	61,38	61,26	71,62	61,60	2,22	2,20	83,15	80,96	84,24	86,15
Hd	24,96	16,69	33,35	34,70	26,57	27,75	18,09	28,64	25,88	21,80	13,89	15,96	9,76	7,91
Ac	10,47	6,50	10,68	11,69	12,05	10,99	10,30	9,76	71,90	76,00	2,96	3,08	6,00	5,94

* Entre parêntese, número de grãos analisados.

** Excluídos os valores referentes à coroa de espinela.

*** Ferro total calculado como FeO.

a fórmula estrutural desses minerais. Esta foi obtida mediante a aplicação do programa SILCAL (Ulbrich e Ulbrich, 1982), utilizando-se a opção 1, ou seja, o cálculo por iteração das proporções teóricas de Fe^{2+} e Fe^{3+} , a partir de FeO total, de forma que a soma dos ânions seja igual a 6 e a soma dos cátions a mais próxima possível de 4.

A partir desses dados é possível calcular as porcentagens atômicas, também constantes da Tabela 8, que permitem a locação das amostras nos triângulos $\text{Mg}-(\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}+\text{Fe}^{3+}-\text{Na})-\text{Ca}$ (= En-Fs-Wo) (Fig. 5) e $\text{Mg}-(\text{Fe}^{2+}+\text{Mn})-\text{Na}$ (= Di-Hd-Ac) (Fig. 6), empregados por Larsen (1976) no estudo de séries de piroxênios de rochas alcalinas.

O cálculo da molécula teórica da ferrossilita como $\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}+\text{Fe}^{3+}-\text{Na}$, ao invés do usual $\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}+\text{Fe}^{3+}$, visa a excluir o componente acmita desse triângulo. O efeito, segundo Larsen (1976), é desviar as tendências para valores de Ca ligeiramente mais altos, e remover a curvatura em direção do vértice Fs de outra forma mostrada pelos piroxênios enriquecidos em Na nesse diagrama. O grau de enriquecimento em hedembergita é melhor evidenciado excluindo-se as análises com mais de 15% (molecular) do componente Ac.

Na Figura 5 observa-se que os piroxênios do olivina melteigito e do nefelinito situam-se no campo do diopsídio, enquanto os do fonolito porfirítico e dos nefelina sienitos porfiríticos no da salita.

Os teores de sódio, titânio e manganês são também importantes para a classificação mais detalhada desses piroxênios. Com relação ao teor de sódio, Ulbrich (1983) assinalou que o conteúdo de Na molecular das augitas raramente excede 0,1 átomo, oscilando em geral ao redor de 0,03 átomo, enquanto as análises de soda-augitas exibem teores de Na que variam de 0,11 a 0,3 átomo. No caso do diopsídio e da salita, Deer *et al.* (1978) apenas utilizaram o termo soda-salita para as amostras com Na molecular maior do que 0,1. Ulbrich (1983) adotou como limite entre as egirina-augitas e as egirinas no outro extremo da série, um teor de 0,85 átomo de Na, tendo em vista que parte do sódio pode estar combinada com o alumínio, na formação da molécula de jadeíta.

Quanto aos teores de titânio, a mesma autora denominou de piroxênios titaníferos os que apresentam $\text{Ti} > 0,04$ átomo e de ti-

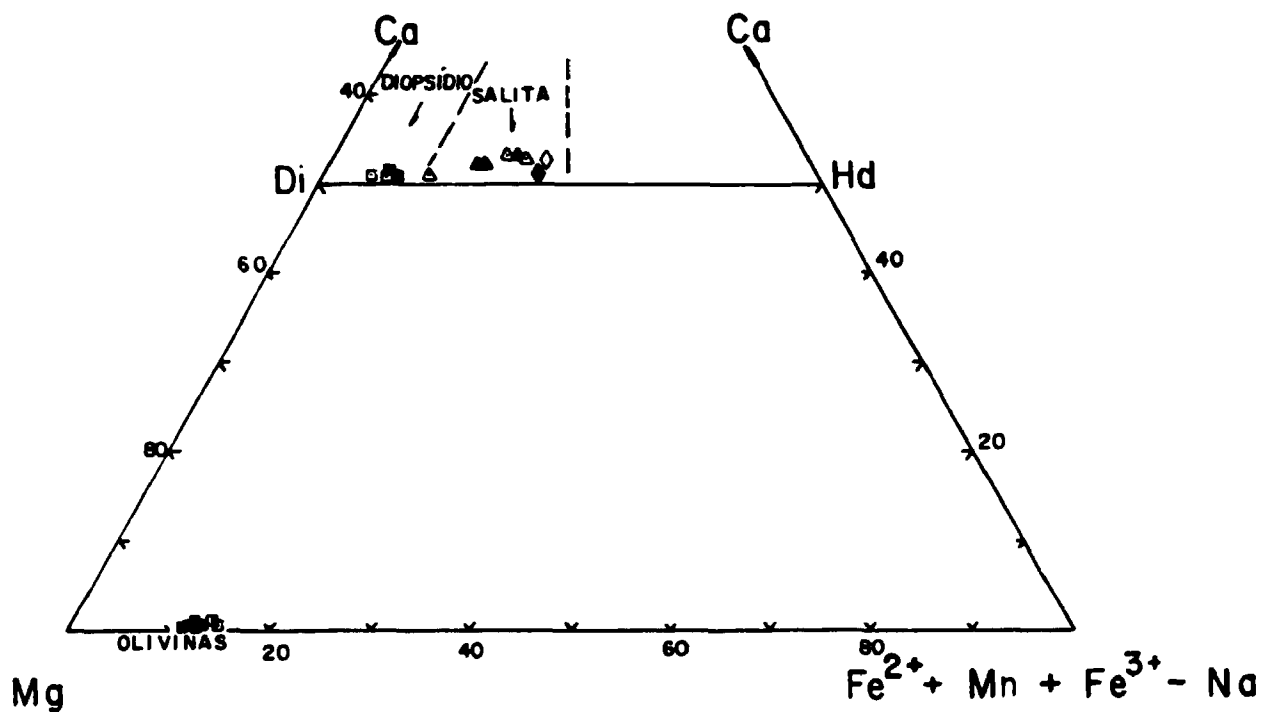


Fig. 5 - Diagrama Mg-(Fe²⁺+Mn+Fe³⁺-Na)-Ca de piroxênios e olivinas de rochas alcalinas de Lages, SC. Símbolos cheios: porção central; símbolos vazios, bordas; quadrados, olivina melteigito e nefelinito; triângulos, nefelina sienitos porfiríticos; losango, fonolito porfirítico associado ao carbonatito. Fonolito da Chapada excluído devido ao teor de Ac > 15%.

tânio-piroxênios os possuidores de $Ti > 0,1$ átomo.

O manganês pode também assumir proporção importante em piroxênios de rochas alcalinas, sendo o critério adotado pela autora acima o de denominar de manganês-piroxênios aqueles com teores de Mn superiores a 0,1 átomo; por analogia com a situação para o titânio, os piroxênios com manganês entre 0,04 e 0,1 átomo serão aqui chamados de piroxênios manganesíferos.

Com a utilização dos critérios acima, verifica-se, pelo exame da Tabela 8 e da Figura 5, que os piroxênios estudados levam a seguinte classificação:

- Diopsídios titaníferos: amostras 22 e 28;
- Salitas titaníferas: amostras 3, 8 e 9;
- Salita manganesífera e soda-salita manganesífera: amostra 6, centro e borda, respectivamente;
- Egirina-augita titanífera e manganesífera: amostra 17.

Graças à subtração do Na no cálculo do vértice Fs, todos os pontos se situam acima da linha Di-Hd, o que ressalta os altos níveis de Ca, comparáveis aos dos nefelinitos de Uganda estudados por Tyler e King (1967) e plotados por Larsen (1976) em sua Figura 7 (p.273). Essa autora considerou que os níveis de Ca dependem dos diferentes conteúdos de piroxênios pobres em Ca em solução no clinopiroxênio, o que estaria relacionado com a atividade da sílica no magma: os nefelinitos de Uganda teriam os níveis mais altos de Ca (nenhum ortopiroxênio em solução sólida) por serem os mais fortemente subsaturados entre os considerados por aquela autora, sendo a atividade da sílica, e não a alcalinidade, o fator crítico nessa distribuição.

Vieten (1979) estudou a variação da composição química de salitas de rochas vulcânicas do Siebengebirge, concluindo que os piroxênios da série alcalina diferem dos da calco-alcalina por conteúdos menores de Si e mais altos de Al, Ti e Na; por outro lado, considerou marcante que os clinopiroxênios das vulcânicas alcalinas são em maioria mais ricos em Ca que os das calco-alcalinas de igual nível de diferenciação, embora as rochas da série alcalina sejam mais pobres em Ca que as da calco-alcalina. Ainda segundo esse autor, os conteúdos de Ca dependeriam provavelmente de diferenças no grau de alcalinidade dos fundidos de cada série: nas fusões mais alcalinas, mais Ca foi liberado e oferecido para a incorporação na estrutura dos clinopiroxênios.

Vieten (1980) observou que ao representar graficamente as análises no triângulo Ca-Mg-Fe, desprezando o Na, os pontos são deslocados em direção à base, enquanto desprezando Al^{VI} , Ti e Cr, eles são deslocados para o vértice Ca. Assim, como em ambas as séries de rochas por ele estudadas, os clinopiroxênios variam dos membros ácidos para os básicos desde debaixo para cima da linha Di-Hd, os conteúdos de $Al^{VI} + Ti + Cr$ desses minerais aumentariam com a maior basicidade da rocha.

Aparentemente nem as observações de Larsen (1976) nem as de Vieten (1979, 1980) são confirmadas pelos dados obtidos no pequeno número de análises efetuadas nos minerais de Lages, em que os clinopiroxênios dos nefelina sienitos porfiríticos, mais saturados em Si, apresentam mais alto nível de Ca e maiores teores de Al do que os dos nefelinitos.

No diagrama Mg-($Fe^{2+}+Mn$)-Na (Fig. 6), foram projetados, além dos clinopiroxênios já mencionados, os dados referentes à egirina-augita dos fonolitos. Numa comparação com os clinopiroxênios de outras localidades, plotados de forma similar por Larsen (1976), observa-se para as salitas dos nefelina sienitos porfiríticos de Lages uma certa coincidência com a tendência inicial dos clinopiroxênios dos nefelinitos de Uganda. Os diopsídios do olivina melteigito e do nefelinito, no entanto, alcançam maiores valores relativos de Mg, enquanto as egirina-augitas dos fonolitos apresentam valores ainda mais baixos desse elemento: esses valores extremos podem representar um grau de diferenciação muito elevado, merecedor de estudo mais detalhado, visando também detectar entre os clinopiroxênios de rochas da região representantes dos termos intermediários, de forma a caracterizar melhor a linha de diferenciação.

As diferenças de locação entre centro e borda dos cristais nos diagramas triangulares (Figs. 5 e 6) dão apenas uma pálida idéia da zonalidade exibida por esses minerais, tanto pela supressão de alguns elementos para fins de representação gráfica (e.g. Al, Ti), como pelo fato de que os pontos representam médias das determinações em grãos de uma mesma amostra, o que tende a escamotear os valores extremos de variação.

A fim de permitir melhor visualização da zonalidade presente, especialmente nas salitas dos nefelina sienitos porfiríticos, foram realizados perfis na microsonda eletrônica, com os pontos,

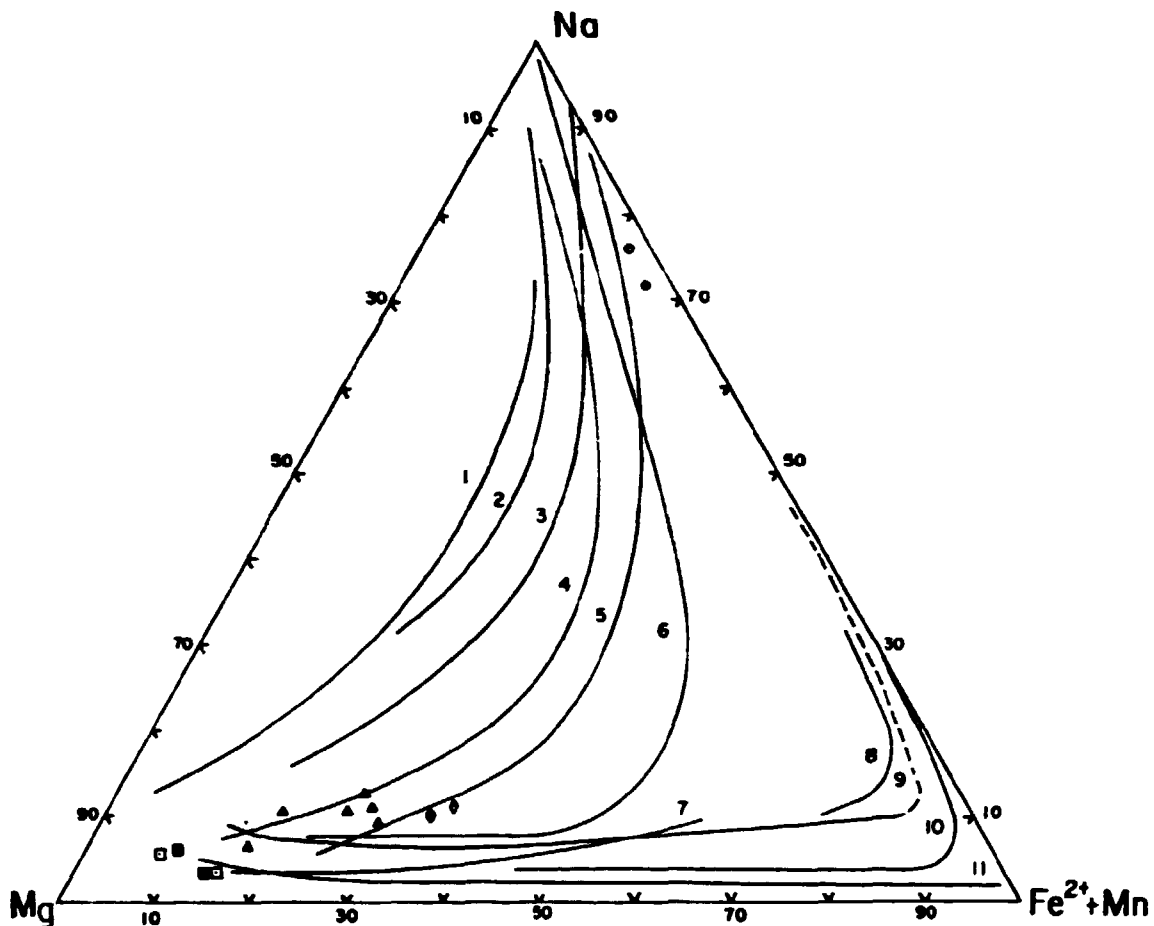


Fig. 6 - Diagrama Mg-(Fe²⁺+Mn)-Na de piroxênios de rochas alcalinas de Lages, SC, e linhas de tendência de piroxênios de diferentes localidades, segundo Larsen (1976): a) subsaturadas: (1) Auvergne, França; (2) Lovozero, URSS; (3) Itapirapuã, Brasil; (4) Uganda; (5) Morotu, Sakhalin; (6) South Qôroq, sul da Groenlândia; (10) Ilímaussaq, sul da Groenlândia. b) saturadas: (7) basaltos alcalinos do Japão; (8) pantelleritos; (9) vulcão Nandewar, Austrália; (11) intrusão de Skaergaard, leste da Groenlândia (não alcalina, colocada para comparação com as demais). Círculos: egirina-augita dos fonolitos; demais símbolos, como na Fig. 5.

de borda a borda dos cristais, espaçados de 20 μ .

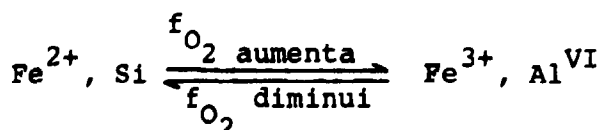
Na Figura 7 encontram-se os dados representativos da variação dos teores de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO_t, MnO, MgO, CaO e Na₂O, referidos à mudança de coloração ao longo de um cristal (am. 9).

As faixas mais escuras são caracteristicamente mais ricas no componente hedembergita, e as mais claras, em diopsídio, sem contudo que se atinjam valores extremos, exceto numa auréola muito estreita, em que o MgO cai para teores muito baixos, enquanto o FeO (total) ultrapassa os 20%. É apenas nessa faixa que o teor de Na₂O situa-se acima de 1,5%, caracterizando o clinopiroxênio como sódico: nas porções mais internas, tanto o Na₂O como o CaO apresentam variação muito pequena, mostrando que as diferenças de coloração não têm relação com a molécula de acmita no mineral.

O MnO acompanha perfeitamente o FeO, aumentando ou diminuindo 0,1% para cada 1% de variação deste (observe as escalas na Fig. 7).

Os valores de SiO₂ flutuam bastante, em parte certamente devido às dificuldades na determinação exata desse elemento na microsonda eletrônica, mercê de sua alta concentração e inexistência de padrões adequados, mas pode ser notada certa correlação negativa com os teores de Al₂O₃ e de TiO₂, que por sua vez têm comportamento semelhante: o aumento do Al nas posições tetraédricas deve propiciar maior possibilidade de entrada de Ti nos octaedros.

Vieten (1980) estudou a variação da composição química de salitas do Siebengebirge no decorrer da cristalização magmática, e observou também para aquele caso que a zonalidade é sobretudo manifestada pela variação global do silício, alumínio, ferro férrico e ferroso e magnésio, e muito menos pela do cálcio e do sódio, sendo que, como regra, os conteúdos de Si, Mg e Fe²⁺ decrescem do centro para as margens, enquanto os de Al^{IV}, Ti e Fe³⁺ aumentam. Esta variação estaria, segundo esse autor, intimamente relacionada com o potencial redox dominante nos diferentes estágios das fusões em processo de solidificação, de acordo com a relação



A zonalidade oscilatória mostrada pelos cristais de salita

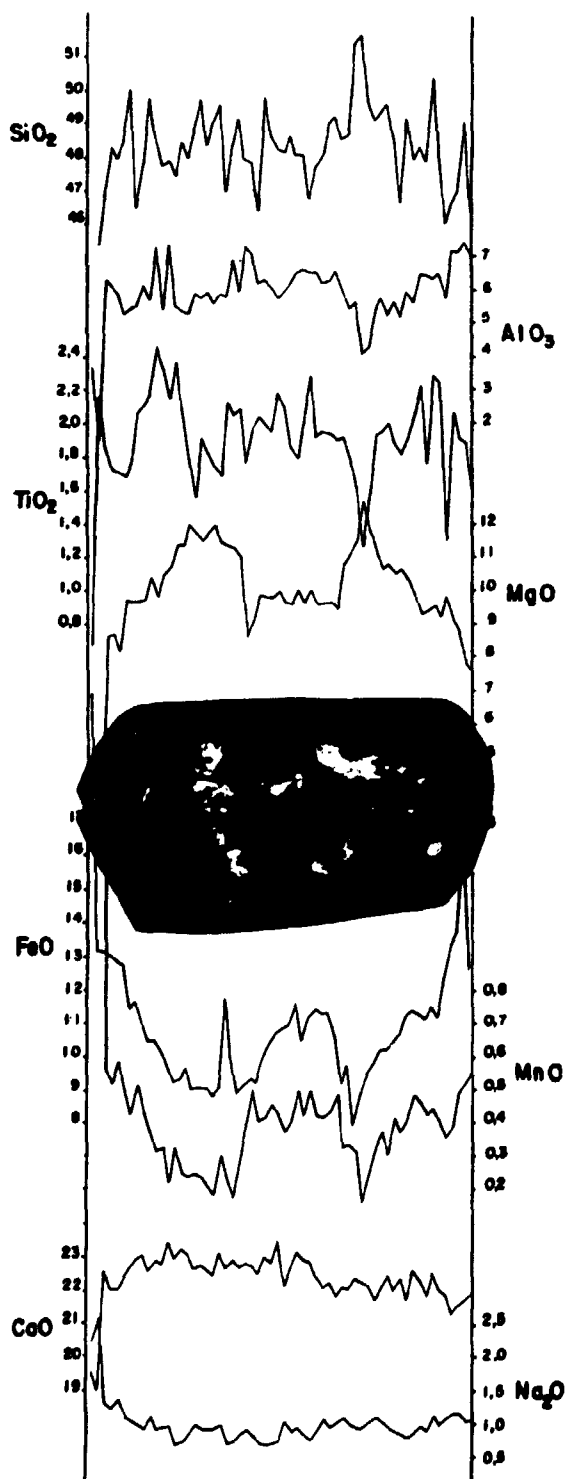


Fig. 7 - Variação da composição química, referida à mudança na coloração de um cristal de salita titanífera (am. 9). Estudo feito com "step scanner", equidistância de 20 μ . Observar que para o TiO₂ e o MnO a escala é 10x maior, e para o Na₂O, 2x.

— de Siebengebirge como de Lages — indica que as condições de formação de certas fases de clinopiroxênio aparecem repetidamente durante a cristalização desses fenocristais. Como os clinopiroxênios da matriz exibem apenas zonalidade contínua, Vieten (1980) considerou mais razoável explicar a zonalidade oscilatória dos fenocristais por variações rítmicas da pressão de vapor d'água dentro dos sistemas vulcânicos antes da erupção já que seria difícil, se não impossível, correlacionar a oscilação das condições de formação com modificações na pressão de carga (load pressure), na temperatura ou na concentração dos elementos.

5.1.4. Pectolitas

De cristalização concomitante à da egirina, a pectolita dos fonolitos é um dos minerais responsáveis pelo aproveitamento do Ca, disponível até os estágios finais da cristalização nas fusões subsaturadas peralcalinas, conforme se depreende da sua importância nas fases acessórias de cristalização tardia dessas rochas (Marsh, 1976).

Para as amostras estudadas (Tabela 9), tem-se substituição de Ca por Mn da ordem de 1/6 a 1/7, caracterizando as pectolitas dessa ocorrência como "mangano-pectolitas" (designação preferível à de "schizolita", cf. Schaller, 1955).

O Mn é também um dos elementos normalmente enriquecidos nas fusões residuais peralcalinas (Ferguson, 1978) e, neste caso, concentrou-se principalmente na pectolita, embora esteja presente também nas egirina-augitas, com teores da ordem de 2% (Tabela 8).

O comportamento de outros elementos dessas frações finais, como o Ti, Nb, Zr e F, está certamente registrado nas demais fases acessórias reconhecidas nesses fonolitos, como a neptunita, lâvenita, murmanita e a própria criolita, todas também de cristalização tipicamente tardia e caracterizadas pelo tamanho diminuto dos grãos que dificulta, ao lado de sua constituição química complexa e invulgar, as análises de detalhe na microsonda eletrônica.

TABELA 9

Composição química de pectolitas de fonolitos de Lages, SC

	24 (4)**	25 (8)
SiO ₂	55,52	54,01
FeO***	1,48	0,69
MnO	6,06	5,27
CaO	24,54	25,87
Na ₂ O	9,36	9,47
TOTAL	96,96	95,31

Fórmula estrutural na base de 18 oxigênios (+ OH)

Si	6,543	6,483
Fe	0,149	0,072
Mn	0,601	0,533
Ca	3,098	3,329
Na	2,136	2,204
Σ Cations	12,527	12,620

* Valores não corrigidos para BETA.

** Entre parêntese, número de grãos analisados.

***Ferro total calculado como FeO.

5.1.5. Olivinas

Foram analisadas olivinas das amostras 22 e 28 (olivina melteigito e nefelinito) e ainda dos olivina melilitos 12 e 21. Os resultados analíticos, bem como a fórmula estrutural baseada em 4 oxigênios e a composição molecular porcentual para locação no triângulo En-Fs-Wo (Fig. 5), encontram-se na Tabela 10.

Conforme se observa, as olivinas das quatro amostras estudadas possuem composição similar, com Ca molecular abaixo de 1% e Fo entre 85,6 e 88,2%, o que corresponde à faixa das primeiras olivinas que se cristalizam dos magmas básicos, bem como à média das olivinas dos peridotitos (Deer *et al.*, 1962).

Apenas no caso das amostras 22 e 28, que apresentam fenocristais de diopsídio também plotados na Figura 5, a média das análises químicas do centro e borda dos cristais indica certa zonalidade, com aumento da concentração de FeO e CaO junto à periferia dos grãos, contrariamente ao assinalado no caso dos clinopiroxênios correspondentes.

Os teores de TiO_2 , Al_2O_3 e MnO são persistentemente baixos, da mesma forma que nos piroxênios correspondentes, o que pode ser visto como evidência adicional do baixo grau de diferenciação sofrido por esses minerais.

5.1.6. Melilitas

As amostras 12 e 21, que tiveram suas melilitas analisadas (Tabela 11), diferem na textura, xenomórfica granular na primeira e porfirítica na segunda, e na composição mineralógica, com predomínio, respectivamente, de flogopita e de clinopiroxênio (Tabela 4).

A expressão da composição química das melilitas em seus termos finais reúne dificuldades semelhantes às dos piroxênios, ainda mais considerando a falta da determinação do estado de oxidação do ferro na microsonda eletrônica. El Goresy e Yoder (1974) expressaram as composições desses minerais com base nas proporções atômicas de Fe, Al e Mg, assumindo que o Na e o Al estão presentes em igual quantidade na forma de soda-melilita; adicionalmente, que todo o Fe é bivalente e participa da formação de fer-

TABELA 10

Composição química de olivinas de rochas ultrabásicas alcalinas de Lages, SC

	17 (9)*		21 (5)		22 (3)		20 (8)	
	c	d	e	b	c	b	c	b
SiO ₂	37,42	37,80	39,75	39,85	40,06	39,67	39,93	39,60
TiO ₂	0,02	0,02	nd	nd	0,02	0,05	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	0,03	0,03	0,32	0,10	0,08	0,16	0,13	0,20
FeO**	10,94	10,76	11,31	11,35	10,99	12,63	12,26	13,18
MnO	0,22	0,36	nd	nd	0,17	0,33	0,20	0,32
MgO	47,96	48,30	48,23	48,91	48,71	46,40	48,45	47,46
CaO	0,55	0,31	0,53	0,66	0,22	0,78	0,28	0,59
TOTAL	97,14	97,58	100,14	100,87	100,25	100,02	101,28	101,38

Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios

Si	0,957	0,961	0,982	0,978	0,986	0,989	0,979	0,976
Ti	-	-	-	-	-	0,001	0,001	0,001
Al	0,001	0,001	0,009	0,003	0,002	0,005	0,004	0,006
Fe	0,234	0,229	0,234	0,233	0,226	0,263	0,251	0,272
Mn	0,004	0,008	-	-	0,004	0,007	0,004	0,007
Mg	1,829	1,830	1,775	1,789	1,788	1,723	1,772	1,744
Ca	0,015	0,008	0,014	0,017	0,006	0,021	0,007	0,015
Cátions	3,040	3,037	3,014	3,020	3,012	3,009	3,018	3,014

Composição molecular porcentual

Fe+Mn	11,4	11,4	11,6	11,4	11,4	13,4	12,5	13,7
Mg	87,8	88,2	87,7	87,7	88,3	85,6	87,1	85,6
Ca	0,8	0,4	0,7	0,9	0,3	1,0	0,4	0,7
Mg/Mg+Fe	89	89	88	89	89	87	88	87

* Entre parêntese, número de grãos analisados.

**Ferro total calculado como FeO.

TABELA 11

Composição química de melilitas de olivina melilititos de Lages, SC

	12 (10) *		21 (10)	
	c	b	c	b
SiO ₂	43,54	43,92	44,11	44,39
Al ₂ O ₃	5,57	5,61	4,74	4,80
FeO**	2,41	2,98	2,79	2,95
MgO	8,97	8,59	9,73	9,11
CaO	33,52	32,61	35,08	33,81
K ₂ O	0,09	0,16	0,17	0,18
Na ₂ O	4,00	4,10	3,34	3,64
TOTAL	98,10	97,97	99,96	98,88

Fórmula estrutural na base de 14 oxigênios

Si	4,006	4,043	4,000	4,060
Al	0,604	0,609	0,506	0,517
Fe	0,185	0,230	0,212	0,225
Mg	1,230	1,179	1,315	1,241
Ca	3,304	3,217	3,409	3,311
K	0,011	0,019	0,020	0,021
Na	0,713	0,731	0,587	0,644
Σ Cátions	10,053	10,028	10,049	10,019

Composição molecular porcentual (cf. El Goresy e Yoder, 1974)

Fe ²⁺	9,2	11,4	10,4	11,3
Al	29,9	30,2	24,9	26,1
Mg	60,9	58,4	64,7	62,6

c = centro; b = borda dos grãos.

* Entre parêntese, número de grãos analisados.

**Ferro total calculado como FeO

ro-akermanita, excluído qualquer componente gehlenita. Esses autores definiram um campo composicional para as melilitas vulcânicas e plutônicas, próximo à junção akermanita-soda-melilita, a cerca de 2/3 da akermanita. As melilitas de Lages, plotadas de modo similar, localizam-se praticamente na porção central desse campo (Fig. 8).

Velde e Yoder (1977) demonstraram que o campo composicional das melilitas é consideravelmente maior do que se suspeitava, contudo, o exame cuidadoso de seu diagrama revela que a maior concentração de pontos praticamente se superpõe ao definido por El Goresy e Yoder (1974).

O triângulo usado por Velde e Yoder (1977) também exclui os componentes gehlenita e ferri-soda-melilita, mas esses autores notaram que essas duas moléculas são mutuamente exclusivas, sendo que a de gehlenita nunca excede 5% (mol) e a de ferri-soda-melilita acha-se presente em apenas 3 das 43 rochas estudadas.

Nielsen (1980) observou para as melilitas do Complexo de Gardiner (Groenlândia) que o aumento do Na não é acompanhado pela elevação do Al, de modo que algum Na deve ser incorporado na forma de ferri-soda-melilita, de acordo com a substituição acoplada



Nas melilitas de Lages, a proporção molecular de Na é superior à de Al, e o Fe acompanha a variação do Na do centro, praticamente isótropo, para a borda mais birrefringente (Tabela 11), indicando que uma maior diferença entre os índices de refração se deve pelo menos parcialmente ao aumento na concentração do componente ferri-soda-melilita no mineral; a se julgar pela diferença entre as proporções moleculares do Na e do Al, essa concentração poderia alcançar quase a metade do valor atribuído, no diagrama triangular, à ferro-akermanita.

Velde e Yoder (1977) assinalaram também que as variações na composição das melilitas podem ser correlacionadas a modificações no quimismo global da rocha. Segundo eles, existiria uma relação linear entre a nefelina normativa na composição global da carga e conteúdo de soda-melilita das melilitas cristalizadas em sistemas sintéticos, alcançando-se valores máximos de solução sólida (40% mol) quando o conteúdo de sódio da mistura é tal que a nefelina normativa atinge 23%. Nos sistemas naturais, a variação

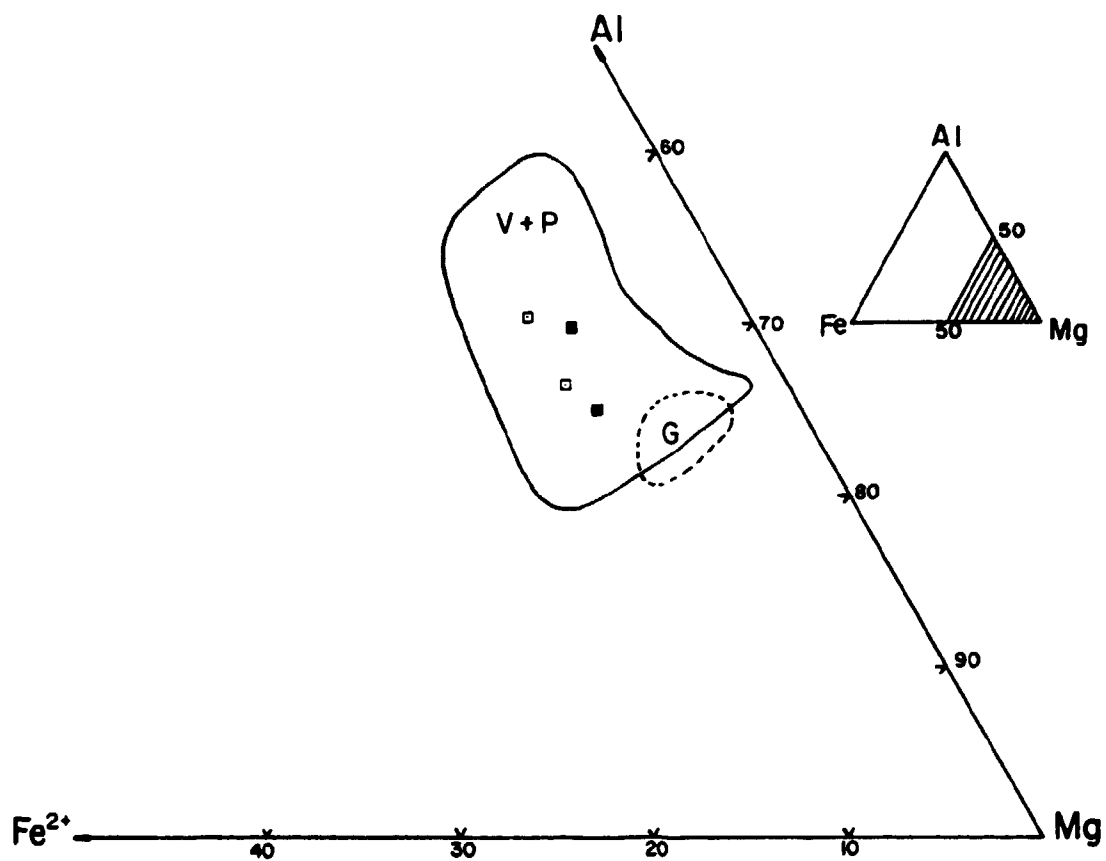


Fig. 8 - Diagrama Fe^{2+} -Al-Mg (Ferro-soda-melilita e ferro-akermanita-soda-melilita-akermanita) de melilitas de Lages, SC, e campos de variação das melilitas vulcânicas e plutônicas (V + P, cf. El Goresy e Yoder, 1974) e das melilitas do Complexo de Gardiner, no leste da Groenlândia (G, cf. Nielsen, 1980). Quadrados cheios, centro; vazios, borda dos grãos.

é algo mais complexa, talvez devido à cristalização de outras fases portadoras de sódio, mas a correlação persistiria. Para as duas rochas estudadas em Lages, essa relação é inversa, mas as diferenças texturais e normativas são tais que não autorizam, ainda mais à vista da limitação do número de amostras, qualquer especulação a respeito.

5.1.7. Flogopitas e Biotitas

Micas trioctaédricas ocorrem em quase todas as rochas ultrabásicas alcalinas e em alguns nefelina sienitos porfiríticos de Lages.

Os dados constantes da Tabela 12 representam composições médias de centro e borda de cristais em diversas amostras dessas rochas, obtidas por análise na microsonda eletrônica do Instituto de Geociências da USP.

As análises químicas de biotitas e flogopitas compiladas por Deer *et al.* (1962) mostram teores de H_2O^+ entre 0,60 e 4,32%, com maior incidência para os valores entre 3 e 4%. As análises na microsonda eletrônica, que não levam a água em consideração, deveriam pois apresentar valores de fechamento entre 96 e 97%, mas são comuns na literatura resultados entre 94 e 100%, especialmente quando considerado o teor de flúor para a soma.

Deer *et al.* (1962) observaram que para o caso de alto teor de TiO_2 , (OH, F) podem ser excepcionalmente baixos, o que explicaria pelo menos parcialmente resultados mais elevados para algumas análises, como as referentes, na Tabela 12, às amostras 29 e, especialmente, 7.

Valores muito baixos de fechamento, por outro lado, podem ser indicativos da presença de elementos não determinados na estrutura das micas analisadas. Das amostras 12 e 27 foi feita determinação qualitativa com feixe eletrônico estático e usando-se os cristais RAP e LiF, de forma a cobrir o espectro total abrangido pela microsonda; no caso da amostra 12, foram registrados picos significativos para o Ca e Na, e no caso da 27, para o Na e Cr; a determinação quantitativa posterior desses elementos possibilitou somas totais mais aceitáveis, embora ainda relativamente baixas para a porção central das flogopitas da amostra 12.

TABELA 12
Composição química de flogopitas e biotitas de rochas alcalinas de Lagoas, SC

	1 (10)*		7(2)		10(10)		21 (4)		22 (10)		27(10)		28 (9)		29(10)
	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	c	b	
SiO ₂	36,54	35,42	33,42	33,72	30,51	30,80	36,99	37,70	40,13	40,09	36,72	36,45	30,95	30,29	29,47
TiO ₂	5,05	6,13	7,85	6,96	1,75	1,58	2,93	2,80	6,08	6,28	3,14	3,60	2,91	2,31	6,39
Al ₂ O ₃	15,30	15,17	14,06	14,42	12,21	12,15	12,61	12,04	7,46	7,02	16,29	15,75	8,98	9,69	17,13
FeO**	10,86	14,31	20,86	21,62	6,67	7,20	5,73	5,59	11,90	12,95	6,87	12,16	10,30	11,19	9,56
MnO	0,10	0,20	0,73	0,96	0,07	0,07	0,07	0,18	0,10	0,12	0,05	0,14	0,09	0,15	0,17
MgO	19,86	15,74	10,87	11,11	22,36	21,62	23,83	23,57	17,91	17,57	19,63	16,23	21,29	21,20	16,69
K ₂ O	9,04	8,72	8,19	8,51	9,98	10,85	8,30	8,41	9,22	9,40	9,66	9,90	10,29	10,56	4,68
BaO	0,60	1,07	3,08	2,75	0,83	0,82	4,94	5,29	1,19	1,04	0,46	0,48	0,90	0,36	13,72
CaO	nd	nd	nd	nd	0,33	0,51	nd	nd	nd	nd	0,05	0,10	nd	nd	0,35
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	0,18	0,16	nd	nd	nd	nd	0,54	0,50	nd	nd	0,32
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,57	0,25	nd	nd	0,05
F	0,46	0,89	1,67	1,27	0,60	0,55	2,31	2,16	2,32	2,32	0,65	1,62	0,74	1,46	2,72
TOTAL	97,81	97,65	101,53	101,32	93,49	94,39	97,71	97,84	96,31	96,79	94,63	97,18	94,45	95,21	99,27

Fórmula estrutural na base de 22 oxigênios

Si	5,273	5,244	5,050	5,102	5,747	5,784	5,487	5,594	6,060	6,056	5,394	5,020	5,891	5,803	4,704
Al ^{IV}	2,602	2,653	2,646	2,571	2,146	2,133	2,205	2,106	1,331	1,253	2,606	2,765	1,600	1,731	3,222
Al ^{VI}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,213	-	-	-	-
Ti	0,546	0,685	0,890	0,791	0,197	0,179	0,325	0,312	0,689	0,713	0,349	0,402	0,332	0,264	0,767
Fe ^{IV***}	0,125	0,103	0,316	0,327	0,107	0,083	0,308	0,306	0,609	0,691	-	0,215	0,509	0,466	0,074
Fe ^{VI}	1,184	1,669	2,318	2,411	0,727	0,811	0,405	0,394	0,897	0,943	0,847	1,296	0,791	0,955	1,201
Mn	0,009	0,027	0,091	0,127	0,009	0,009	0,009	0,027	0,009	0,018	0,009	0,018	0,009	0,018	0,019
Mg	4,275	3,472	2,452	2,510	4,976	4,791	5,268	5,207	4,028	3,958	4,299	3,602	4,800	4,792	3,491
K	1,665	1,656	1,580	1,637	1,901	2,056	1,569	1,584	1,778	1,816	1,819	1,877	1,982	2,041	0,959
Ba	0,035	0,062	0,182	0,164	0,045	0,045	0,294	0,312	0,073	0,064	0,026	0,527	0,055	0,018	0,854
Ca					0,054	0,080					0,009	0,018			0,058
Na					0,054	0,054					0,159	0,143			0,096
Cr											0,071	0,012			
I Cations	15,714	15,571	15,525	15,640	15,963	16,025	15,807	15,836	15,474	15,512	15,801	15,395	15,969	16,088	15,445

Valores para o triângulo $Mg - (Fe^{2+} + Mn) - (Ti + Al^{VI})$ (Foster, 1960)

Mg	71,1	59,3	42,6	43,0	84,2	82,7	87,7	87,7	71,3	70,6	75,2	67,7	80,9	79,5	63,7
Fe ²⁺ +Mn	19,8	29,0	41,9	43,5	12,5	14,2	6,9	7,0	16,1	17,0	15,0	24,7	13,5	16,1	22,3
Ti+Al ^{VI}	9,1	11,7	15,5	13,5	3,3	3,1	5,4	5,3	12,3	12,7	9,8	7,6	5,6	4,4	16,0

Valores para o grau de ocupação dos sítios octaédricos (OBC) = $Mg + Fe^{2+} + Mn^{2+} + Ti + Al^{VI}$ (Arima e Edgar, 1981)

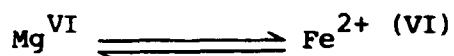
	6,014	5,883	5,751	5,839	5,909	5,790	6,007	5,940	5,623	5,632	5,717	5,318	5,932	6,029	5,478
--	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

* Entre parêntese, número de grãos analisados.

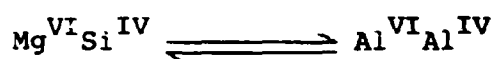
** Ferro total calculado como FeO.

***Provável Fe³⁺ em coordenação tetraédrica: $\Delta T = 8 - (Si + Al)$.

Os números constantes da Tabela 12 servem para ilustrar a grande complexidade química das flogopitas, com suas posições tetraédricas, octaédricas e de coordenação 12 em que é possível acomodar grande número de elementos, além da substituição O-OH-F referente à fase volátil. Os mecanismos mais comuns de substituição nas flogopitas são os relativos à série flogopita-annita



e à série flogopita-eastonita



Esses mecanismos envolvem substituições tanto nos sítios octaédricos como nos tetraédricos. Para os casos em que, na fórmula estrutural calculada na base de 22 O, $\text{Si} + \text{Al} < 8$, considera-se existir uma deficiência nesse último sítio, destinando-se Fe^{3+} (Fe^{IV} , na Tabela 12) para supri-la.

A possibilidade de ocupação dos sítios tetraédricos pelo Ti é de modo geral tida como remota, mas voltou recentemente à baila com as conclusões de Farmer e Boettcher (1981), ao verificarem a coincidência do pleocroísmo reverso com evidências da presença de Fe^{3+} nas posições tetraédricas; já as micas de pleocroísmo normal teriam, no entender desses autores, apenas $\text{Si} + \text{Al} + \text{Ti}$ nessas posições.

A ocupação dos sítios octaédricos se faria então pelo Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{VI} (excedente), $\text{Fe}^{3+} = \text{Fe}^{\text{VI}}$ (excedente), Ti^{4+} , Cr, Ni, Li ... e admite vacâncias, sugeridas no cálculo da fórmula estrutural por valores freqüentemente menores que 6 (valor teórico) para a soma desses elementos. A impossibilidade de determinação dos teores de Fe^{2+} e Fe^{3+} na microsonda acrescenta uma variável importante a esse quadro já complexo.

Apesar disso, elaborou-se um triângulo semelhante ao empregado por Foster (1960) em seu exaustivo estudo das substituições nas micas trioctaédricas: na Figura 9 nota-se, valendo-se dos limites propostos por essa autora, que a maioria das micas investigadas consiste de flogopitas, caracterizando-se como biotitas apenas os xenocristais do nefelina sienito porfirítico 7 e a porção marginal das flogopitas da matriz do nefelina sienito porfirítico 3.

Como os teores de Fe^{3+} não foram determinados, o deslocamen-

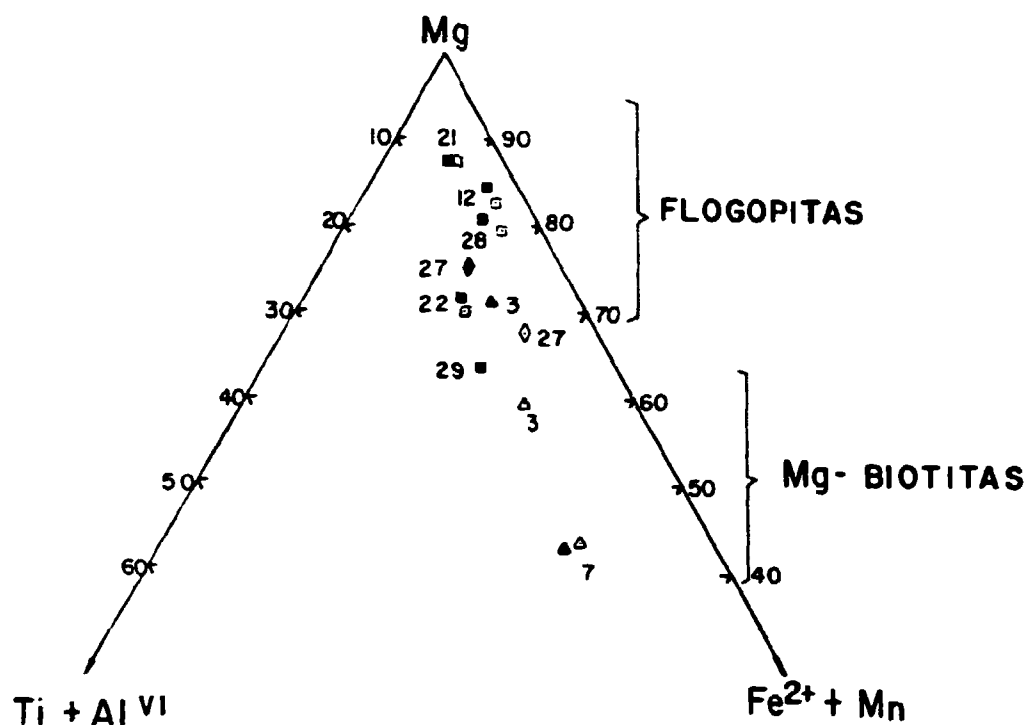


Fig. 9 - Diagrama $Mg-(Fe^{2+}+Mn)-(Ti+Al^{VI})$ de micas trioctaédricas de rochas alcalinas de Lages, SC. Símbolos cheios, porção central; vazios, borda. Triângulos, nefelina sienitos porfiríticos; quadrados, rochas ultrabásicas alcalinas; losangos, matriz de brecha de chaminé (fonolítica).

to em direção ao vértice $Ti + Al^{VI}$ deve-se exclusivamente à concentração de Ti, exceto para a porção central das flogopitas da amostra 27, a única a evidenciar Al^{VI} . Observa-se, portanto, que os teores de Ti em todas as amostras analisadas são importantes, correspondendo, para várias delas, a uma ocupação superior a 10% dos sítios octaédricos.

Para uma melhor avaliação da variação dos conteúdos desses elementos, a Figura 10 reúne os valores de $TiO_2 \times Al_2O_3$ para as micas trioctaédricas de Lages, junto com os campos composicionais relativos às micas dos tefritos e basanitos (Duda e Schmincke, 1978), lamprófiros calco-alcalinos, lamproítos e olivina leucititos (Rock, 1984), nefelinitos de Oahu (Mansker *et al.*, 1979) e dos kimberlitos e seus xenólitos (Smith *et al.*, 1978; Delaney *et al.*, 1980; Boettcher *et al.*, 1979, *apud* Delaney *et al.*, 1980).

Verifica-se, inicialmente, que as amostras investigadas se dividem em três grupos, a saber:

I - Amostras de olivina melilititos (12, 21) e de nefelinitos (22, 28). As duas primeiras localizam-se no campo das micas dos kimberlitos (e dos lamproítos, am. 12; e dos lamprófiros calco-alcalinos, am. 21), enquanto as duas últimas caem mais caracteristicamente no campo dos lamproítos. Todas essas flogopitas correspondem, efetivamente, a rochas com leucita normativa (Tabela 18).

II - Amostras dos nefelina sienitos (3, 7) e da matriz fonolítica de brecha de chaminé (27). Essas amostras estão situadas no limite do campo dos lamprófiros calco-alcalinos e guardam semelhanças composicionais também com as dos basanitos, tefritos e olivina melilititos de Laacher See.

III - Amostra de nefelinito autobrechado, portador de flogopita com teor muito elevado de bário e cristalizada em fase tardia (29). Essa amostra ocupa posição intermediária entre os campos das flogopitas com alto TiO_2 (~ 14%) e baixo TiO_2 (~ 3%) dos nefelinitos de Oahu, que se caracterizam por teores de BaO compreendidos entre 7,3 e 20,5%.

Do grupo I ao grupo II, crescem proporcionalmente os conteúdos de TiO_2 e Al_2O_3 ; examinados isoladamente os dois primeiros grupos, nota-se, no entanto, uma tendência à diminuição do Al com a elevação do Ti. Comparando-se a situação dos pontos com a da Figura 9, tem-se que o aumento do Mg corresponde a um decréscimo

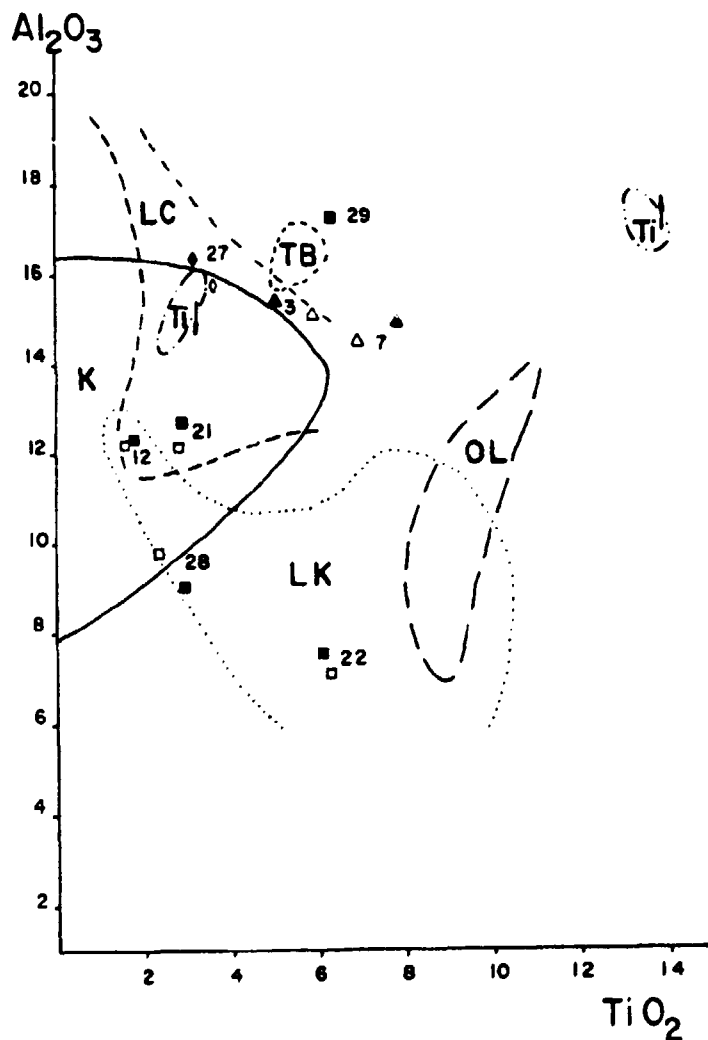
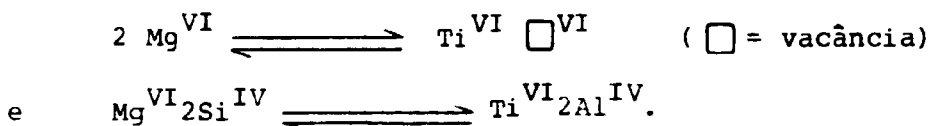


Fig. 10 - Diagrama $Al_2O_3 \times TiO_2$ para micas trioctaédricas de rochas de Lages, SC, e campos de variação das micas dos kimberlitos (K), cf. Smith *et al.*, 1978; Delaney *et al.*, 1980 e Boettcher *et al.*, 1979, *apud* Delaney *et al.*, 1980; dos lamprófiros calco-alcalinos (LC), dos lamprófiros (LK) e dos olivina leucititos (OL), cf. Rock, 1984; dos tefritos e basanitos de Laacher See (TB), cf. Duda e Schmincke, 1978; e dos nefelinitos de Oahu, com baixo Ti (Ti^-) e com alto Ti (Ti^+), cf. Mansker *et al.*, 1979. Símbolos como na Fig. 7.

do Ti, e a ordem dos pontos guarda boa correspondência com a verificada na Figura 10.

Arima e Edgar (1981) sugeriram que a substituição do Ti pode ser representada por uma combinação de dois mecanismos:



A quantidade de vacâncias seria representada pela equação $\square = 6 - \text{OSO}$, em que OSO representa o grau de ocupação dos sítios octaédricos, dado pela soma $\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}^{2+} + \text{Ti} + \text{Al}^{\text{VI}} (+ \text{Ni})$.

Em seu trabalho, esses autores reconheceram duas tendências distintas para as flogopitas de rochas potássicas: uma superpondo-se à linha $2 \text{Mg} \rightleftharpoons \text{Ti} \square$, e a outra aproximadamente paralela, mas deslocada para cima; a primeira tendência representaria um domínio do primeiro mecanismo de substituição, enquanto que a segunda uma combinação desses dois mecanismos.

Projetando-se no diagrama proposto os valores referentes às micas analisadas (Fig. 11), tem-se para as amostras dos grupos I (exceto 27) e II (exceto 12) certo paralelismo com a linha $2 \text{Mg} \rightleftharpoons \text{Ti} \square$, sugerindo a ocorrência desse tipo de substituição. As equações utilizadas deixam, no entanto, de considerar a importante substituição $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$, que, por sua vez, teria grande destaque no comportamento das substituições do Ti. Edgar *et al.* (1976) estabeleceram que, para flogopitas coexistindo com líquido, TiO_2 (líquido)/ TiO_2 (flogopita) aumenta com o abaixamento da temperatura e diminui com o abaixamento da pressão e do conteúdo $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ da flogopita e do líquido. Assim, o TiO_2 substitui mais facilmente nas flogopitas mais ricas em FeO, o que é válido tanto para as flogopitas do grupo I como do grupo II.

Nas amostras de Lages foi também documentado outro importante tipo de substituição, o do potássio pelo bário, nos sítios de coordenação 12. Essa substituição tem sido pesquisada mais recentemente, tanto que Wendlandt (1977) alegou que seu relatório sobre as flogopitas baríferas de Haystack Butte (Montana, EUA) teria sido o primeiro registro detalhado de micas ricas em bário de origem ígnea, no caso particular, em monticelita peridotito e turjaíto.

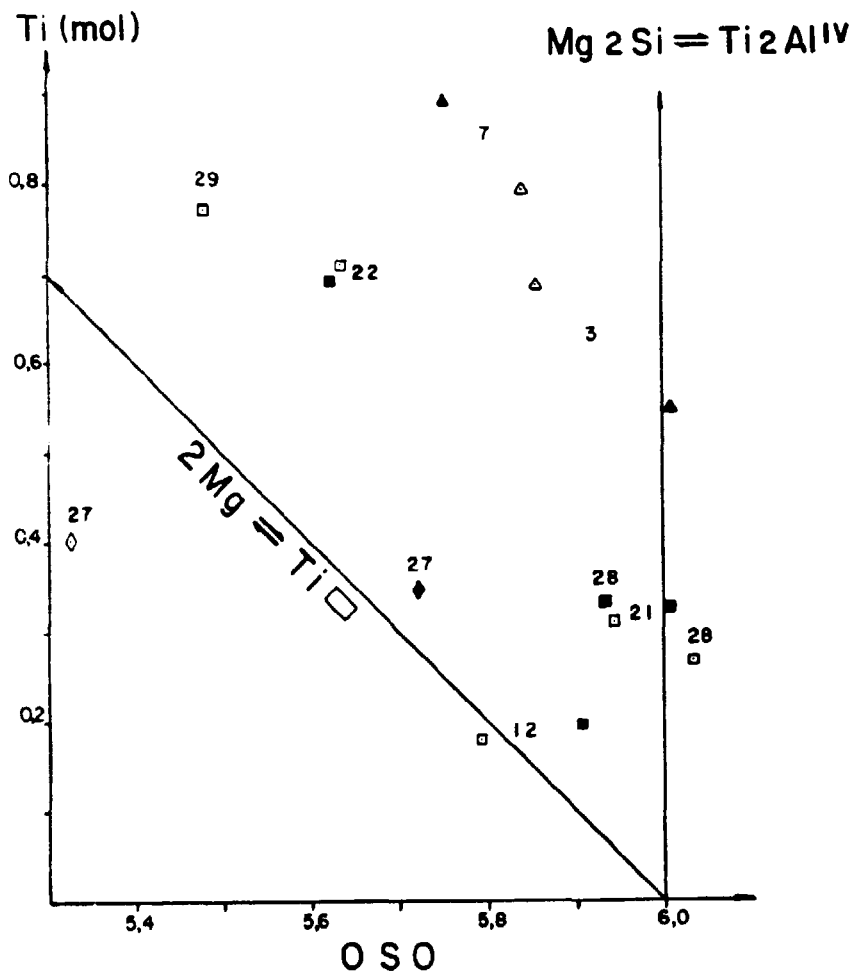
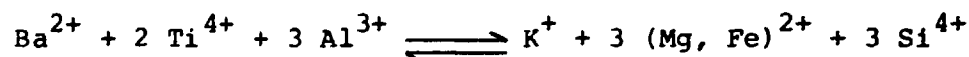


Fig. 11 - Relação Ti x OSO na fórmula estrutural de micas trioc-taédricas de Lages, SC, e as linhas mostrando possíveis substi-tuições, segundo Arima e Edgar, 1981. Símbolos como na Fig. 9.

A tendência de substituição do K pelo Ba em flogopitas de lavas potássicas vem sendo desde então comprovada por razoável número de trabalhos, registrando-se relatos de ocorrências com teores da ordem de 3% de BaO, ou maiores, nas rochas de Alban Hill (Thompson, 1977), Gaussberg (Sheraton e Cundari, 1980), Cosgrove (Birch, 1978), *apud* Gaspar e Wyllie (1982) — todos leucititos — e do leucita basanita de Ungino (Baldrige *et al.*, 1981).

Gaspar e Wyllie (1982) estudaram as flogopitas do carbonatito de Jacupiranga, Brasil, encontrando valores para o BaO que vão de 0,10 a 10,3%, com ou sem zonalidade química.

Teores ainda mais elevados de bário foram reportados por Mansker *et al.* (1979), que investigaram biotitas tardi-magmáticas de nefelinitos de Oahu (Havaí), em que o BaO atinge 20% (em peso), e o TiO₂, 14%, enquanto os teores de SiO₂ situam-se na faixa de 21 a 28%, e os de K₂O, entre 2 a 6%. Nesse caso, o grande afastamento das composições ideais de biotitas e flogopitas torna evidente os diversos tipos de substituição existentes nesses minerais, e o esquema geral proposto por esses autores seria:



em que o Ba é totalmente atribuído aos sítios intercamadas, o Ti substitui o Mg e o Fe²⁺ nas posições octédricas — caracterizando vacâncias — e o Al, apesar do alto teor, fica inteiramente destinado aos sítios tetraédricos, sendo as deficiências compensadas, segundo esses autores, por Fe³⁺ e não por Ti, apesar da sua grande abundância.

A amostra 29 enquadra-se neste caso, e deve corresponder a extremo enriquecimento em BaO e TiO₂ nas soluções finais resultantes da cristalização do nefelinito hospedeiro.

5.2. Minerais das Brechas

Dentre os minerais obtidos nos concentrados relacionados com brechas de caráter possivelmente kimberlítico em Lages, foram analisadas na microsonda eletrônica amostras de granada, ilmenita, clinopiroxênio (escuro e claro), ortopiroxênio e cromoespínlio.

5.2.1. Granadas

No mundo todo, a presença de granadas do tipo piropo cromífero nos concentrados de prospecção tem servido à localização regional de kimberlitos, bem como à caracterização, pelo menos preliminar, do caráter kimberlítico de ocorrências de brechas cujo avançado estágio de alteração impede muitas outras determinações petrográficas ou mineralógicas.

Coube a Svisero (1979) afirmar que "piropos cromíferos são extremamente raros na natureza, sendo encontrados na forma de inclusões em diamantes, ou então, em concentrados e xenólitos ultramáficos de kimberlitos. A sua origem está relacionada a pressões da ordem de 50 kb, valores esses implicando em profundidades da ordem de 200 km. Em virtude dessas características, os piropos ricos em crômio constituem um excelente guia na prospecção de kimberlitos, de vez que a sua presença em um certo local pode ser tomada como uma indicação segura da existência de kimberlitos nas imediações".

A Tabela 13 reúne os dados referentes à composição química, à fórmula estrutural na base de 12 oxigênios e ao cálculo das proporções atômicas de Fe, Mg e Ca, para grãos de granada coletados junto a brechas supostamente kimberlíticas ou em cursos d'água da região. Descrições sucintas dessas ocorrências acham-se resumidas na Tabela 1.

Um exame mesmo superficial da Tabela 13 evidencia o caráter eminentemente magnesiânico desses minerais, permitindo assim a sua classificação como do tipo piropo. Projetados os valores para Fe, Mg e Ca num diagrama triangular (Fig. 12), verifica-se que há superposição quase total desses valores com os que caracterizam o campo das granadas dos lherzolitos que aparecem comumente como xenólitos nos kimberlitos, bem como com o campo das granadas ultramáficas que ocorrem como inclusões nos diamantes, conforme definidos por Meyer (1977).

O caráter cromífero desses piropos acha-se bem realçado pelos teores de Cr_2O_3 , da ordem de 1%; já os conteúdos de TiO_2 , também julgados de importância para a caracterização desses minerais, são persistentemente baixos, da ordem de 0,2%.

Dawson e Stephens (1975) propuseram, com base em estudo estatístico levando em conta o comportamento de alguns óxidos (FeO ,

TABELA 13

Composição de granadas de brechas "kimberlíticas" de Lages, SC

	GR-XIII-2	GR-XIII-4	GR-XIII-5	GR-XXVII	GR-V	GR-XIX	GR-XIII-A*	GR-XIII-B*	GR-XIII-C*
SiO ₂	42,36	42,22	42,29	42,00	41,89	42,17	42,82	42,74	42,40
TiO ₂	0,20	0,23	0,22	0,23	0,18	0,23	0,22	0,20	0,22
Al ₂ O ₃	23,18	23,07	23,20	22,86	23,06	23,38	22,81	23,51	23,27
Cr ₂ O ₃	1,00	1,07	0,65	1,06	1,05	0,67	1,30	1,53	1,42
FeO**	7,13	6,83	6,68	6,96	7,43	6,59	8,04	7,71	7,49
MnO	0,28	0,33	0,27	0,31	0,45	0,35	0,22	0,20	0,23
MgO	21,80	22,13	21,37	21,89	20,95	20,35	20,58	20,89	20,99
CaO	4,89	4,55	4,90	4,93	4,76	5,07	5,21	5,25	5,19
TOTAL	100,84	100,43	99,58	100,24	99,77	98,74	101,20	102,03	101,22

Fórmula estrutural na base de 12 oxigênios

Si	2,9749	2,9679	2,9918	2,9661	2,9746	3,0084	3,0046	2,9725	2,9706
Ti	0,0106	0,0121	0,0117	0,0123	0,0096	0,0125	0,0116	0,0104	0,0122
Al	1,9194	1,9119	1,9350	1,9030	1,9304	1,9698	1,8870	1,9274	1,9221
Cr	0,0557	0,0594	0,0363	0,0591	0,0589	0,0378	0,0722	0,0841	0,0786
Fe**	0,4189	0,4017	0,3953	0,4412	0,4412	0,3938	0,4718	0,4484	0,4387
Mn	0,0165	0,0199	0,0162	0,0187	0,0269	0,0210	0,0131	0,0117	0,0135
Mg	2,2819	2,3187	2,2530	2,3037	2,2172	2,1672	2,1521	2,1652	2,1918
Ca	0,3680	0,3426	0,3715	0,3730	0,3623	0,3646	0,3917	0,3912	0,3894
Σ Cations	8,0459	8,0342	8,0108	8,0471	8,0211	7,9751	8,0041	8,0109	8,0169

Porcentagem molecular de Fe, Mg e Ca

Fe	13,6	13,1	13,1	13,3	14,6	13,5	15,6	14,9	14,5
Mg	74,4	75,7	74,6	74,6	73,4	74,1	71,4	72,1	72,6
Ca	12,0	11,2	12,3	12,1	12,0	12,5	13,0	13,0	12,9

* Análises feitas na microsonda do IG-USP.

**Ferro total calculado como FeO.

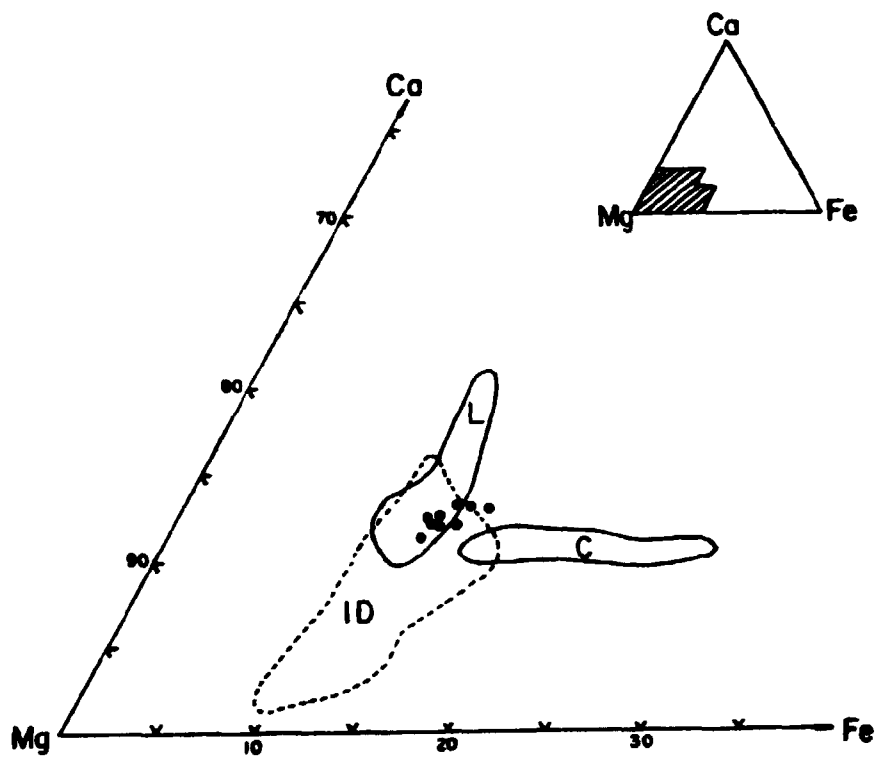


Fig. 12 - Variação da composição de granadas de brechas de Lages, SC, comparada com os campos referentes às granadas dos lherzolitos (L), dos cristais isolados (C) e das inclusões ultramáficas nos diamantes (ID), conforme Meyer (1977).

MgO, CaO, Cr₂O₃ e TiO₂), um total de 12 classes de granadas de kimberlitos, xenólitos e como inclusões em diamantes; sugeriram a substituição de termos subjetivos, como "crômio-piropo" ou "piropo titanífero", por um número de agrupamento definindo um conjunto estabelecido de parâmetros químicos, os quais guardariam correspondência nos agrupamentos naturais de granadas por eles investigados.

Recorrendo ao fluxograma desses autores para a classificação das granadas de Lages, chega-se à conclusão que todas as amostras enquadram-se no grupo 9, constituído essencialmente por granadas piropo pobres em titânio e contendo teores moderados de Cr₂O₃ e baixo CaO; este grupo é dominado por granadas dos granada lherzolitos de quatro fases que se constituem no tipo mais comum de xenólito de origem profunda da maioria das intrusões kimberlíticas, e inclusive de pelo menos um granada lherzolito diamantífero. No mesmo grupo se inclui a grande maioria de análises de granadas de kimberlitos brasileiros (Svisero *et al.*, 1977) e as da mina de diamantes de Romaria (Svisero, 1979).

Essas características, se não comprovam o caráter kimberlítico das brechas hospedeiras dessas granadas, apontam claramente para uma formação profunda das mesmas, caracterizando uma origem mantélica para os xenólitos contidos: os granada lherzolitos seriam formados numa faixa de temperaturas entre 900 e 1400°C, o que, admitindo-se um gradiente geotermal ambiental, indicaria que esses xenólitos procedem de profundidades entre cerca de 120 a 200 km (Dawson, 1984).

5.2.2. Ilmenitas

As ilmenitas obtidas nos concentrados de brechas mostram características físicas muito semelhantes às citadas por Bardet (1973) como típicas das ilmenitas de kimberlitos, ou seja, cor negra do antracito, brilho submetálico a vítreo, até adamantino, nas superfícies frescas de fratura; formas arredondadas e superfície irregular, corroída.

A composição química das oito amostras analisadas integra a Tabela 14. As análises foram recalculadas para obtenção de valores do Fe₂O₃ em solução sólida, seguindo o procedimento recomendado por Carmichael (1967), de tal sorte que foi possível calcu-

TABELA 14

Composição de ilmenitas de brechas "kimberlíticas" de Lages, SC

	IL-XIII-2	IL-XIII-4	IL-XIII-5	IL-XXVII-6	IL-XXVII-7	IL-V	IL-XIII-A*	IL-XIII-B*
TiO ₂	41,68	41,50	42,14	42,37	42,59	44,99	42,09	41,94
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,02	0,08	0,05	0,03	0,04	0,03
FeO**	51,47	51,25	50,57	49,25	49,37	46,60	52,50	52,30
MnO	0,33	0,32	0,33	0,31	0,28	0,34	0,33	0,29
MgO	3,18	3,16	3,39	4,18	3,82	4,91	2,65	3,06
TOTAL	96,67	96,25	96,45	96,18	96,11	96,87	97,61	97,62

Análise recalculada (cf. Carmichael, 1967)

Fe ₂ O ₃	22,5	22,5	21,5	21,3	20,6	17,0	22,1	22,8
FeO	31,8	31,7	31,9	30,7	31,5	31,7	33,1	32,3
TOTAL	99,49	99,20	99,28	98,94	98,84	98,97	100,31	100,42

Proporção molecular

MgTiO ₃	11,7	11,7	12,5	15,4	14,1	18,0	9,7	11,2
FeTiO ₃	65,7	65,8	66,0	63,3	65,3	65,0	68,2	66,0
Fe ₂ O ₃	22,6	22,5	21,5	21,3	20,6	17,0	22,1	22,8

* Análises feitas na microsonda do IG-USP.

**Ferro total calculado como FeO.

lar as proporções moleculares de geikeilita ($MgTiO_3$), hematita (Fe_2O_3) e ilmenita ($FeTiO_3$). Os dados acham-se reunidos na Figura 13, juntamente com os referentes às ilmenitas da mina de diamantes de Romaria (Svisero e Meyer, 1981). Do gráfico constam também os campos para as ilmenitas dos kimberlitos em contraposição às dos lamprôfiros, granitos, basaltos e carbonatitos, definidos por Mitchell (1978), e o grande campo composicional das ilmenitas dos carbonatitos de Jacupiranga segundo Gaspar e Wyllie (1983).

O caráter magnésiano das ilmenitas dos kimberlitos tem sido ressaltado por praticamente todos os autores que tratam do assunto, com Svisero e Meyer (1981) apontando como característicos teores entre 4,0 e 23,0% de MgO.

Haggerty (1975) distinguiu as ilmenitas dos kimberlitos em diversos tipos paragenéticos, acentuando as variações de composição existentes. As ilmenitas dos xenocristais, que são as mais características, constituem por exemplo dois grupos: as não magnéticas, ou fracamente magnéticas, possuem tipicamente altos valores de MgO (e.g. 15% em peso) e contêm menos de 10% de Fe_2O_3 molecular; as magnéticas apresentam 25-40% de Fe_2O_3 molecular e MgO menor que 5% (campos A e B, respectivamente, na Fig. 13).

Conforme se depreende do exame desse gráfico, as ilmenitas de Lages situam-se no interior do campo dos kimberlitos definido por Mitchell (1978), apresentando valores de MgO mais típicos das ilmenitas magnéticas, mas sem alcançar os valores de Fe_2O_3 comuns a esse agrupamento. Já as ilmenitas que acompanham os diamantes de Romaria, analisadas por Svisero e Meyer (1981), localizam-se no campo das ilmenitas com alto MgO e baixo Fe_2O_3 .

O campo das ilmenitas dos carbonatitos se superpõe parcialmente ao dos kimberlitos, chegando mesmo a englobar a maioria das ilmenitas de Romaria. Todavia, dois outros critérios permitiriam a distinção entre as origens: as ilmenitas dos kimberlitos são em geral cromíferas (valores de Cr_2O_3 entre 0,1 e 2,5%, cf. Mitchell, 1979; e de 0 a 8%, cf. Svisero e Meyer, 1981), e pobres em MnO, cujos teores raramente ultrapassam 1% (em proporção molecular) ou 0,5% (em peso), segundo, respectivamente, os mesmos autores; já nos carbonatitos, o comportamento seria inverso, de vez que as concentrações de Cr_2O_3 seriam geralmente menores que 0,1% e as de MnO maiores que 3%.

Na Tabela 14, nota-se que as ilmenitas de Lages distinguem-

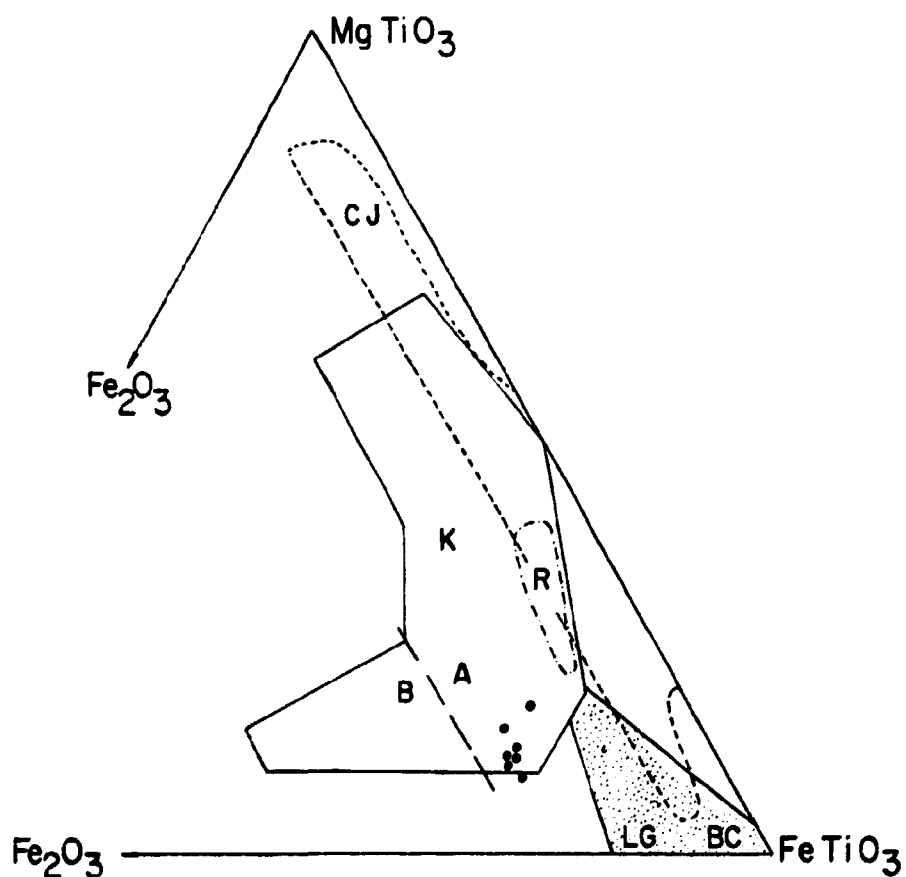


Fig. 13 - Composição de ilmenitas de brechas de Lages, SC, expressas como porcentagens moleculares de hematita-ilmenita-geikelita, e os campos referentes às ilmenitas dos kimberlitos (K) e dos lamprófiros, granitos, basaltos e carbonatitos (LGBC), cf. Mitchell, 1978; dos carbonatitos de Jacupiranga (CJ), cf. Gaspar e Willie, 1983; e da mina de diamantes de Romaria (R), cf. Svise-ro e Meyer, 1981. Campo A: ilmenitas fracamente ou não magnéticas; campo B: ilmenitas magnéticas, cf. Haggerty, 1975.

se das dos carbonatitos por seus teores de MnO, cujo valor máximo é de 0,34%, mas deixam de exibir conteúdos elevados de Cr₂O₃ que as caracterizariam definitivamente como kimberlíticas, segundo os critérios apontados, e como acontece com as ilmenitas de Romária por exemplo (cf. Svisero e Meyer, 1981, Tabelas 1 e 2).

5.2.3. Piroxênios

Das brechas estudadas, foram selecionados para análise oito grãos de piroxênio verde escuro (PxE), quatro de piroxênio verde claro (PxC) e um de piroxênio cor de mel, além de ortopiroxênio (OPx) (Tabelas 15 e 16).

Os clinopiroxênios escuros são fragmentos de megacristais, cujo diâmetro maior é da ordem de 1 a 2 cm, chegando mesmo a atingir 5 cm; já os demais possuem diâmetro inferior a 1 mm, aparecendo principalmente nos concentrados de bateia.

Os piroxênios são minerais pouco abundantes nos kimberlitos (Dawson *et al.*, 1977; Mitchell, 1979), mas apesar disso muitos autores (por exemplo, Bardet, 1973) dão grande ênfase à ocorrência de diopsídio cromífero, de cor verde esmeralda, como mineral indicador de kimberlitos nos trabalhos de prospecção.

Frantsesson (1970) chamou a atenção para a ocorrência de três variedades genéticas de clinopiroxênios nos kimberlitos: os que resultam da fragmentação dos xenólitos ultrabásicos com piro; os que formam intercrescimentos com a ilmenita e, por último, os micrólitos de clinopiroxênio na matriz do kimberlito. Enquanto os dois primeiros tipos vêm sendo estudados com relativa frequência (e.g. Meyer, 1977; Garrison e Taylor, 1981), os clinopiroxênios da matriz dos kimberlitos têm recebido menor atenção.

Dawson *et al.* (1977) apresentaram dados sobre diopsídios de cristalização tardia, ocorrendo caracteristicamente em kimberlitos micáceos — os kimberlitos do grupo II de Dawson (1984), em contraposição à variedade mais rica em ilmenita e pobre em mica, que constitui o grupo I.

Outros piroxênios investigados são os da suite MARID (Mica-Anfibólio-Rutilo-Ilmenita-Diopsídio), definida por Dawson e Smith (1977) e consistindo de nódulos que teriam se originado a partir de um magma kimberlítico em profundidade entre 150 a 100 km, me-

TABELA 15

Composição de piroxênios escuros (PxE) de brechas "kimberlíticas" de Lages, SC

	PxEXIII-2	PxEXIII-3	PxEXIII-4	PxEXIII-5	PxEXXVII-6	PxEXXVII-7	PxE V	PxEXIX
SiO ₂	51,98	51,93	50,20	49,31	50,08	50,67	50,70	51,15
TiO ₂	0,68	0,64	0,83	0,95	0,72	0,67	0,45	0,59
Al ₂ O ₃	5,91	5,94	6,78	7,08	6,76	6,01	6,13	5,36
Cr ₂ O ₃	0,09	0,11	0,07	0,07	0,49	0,15	1,03	0,12
FeO*	5,29	4,82	5,61	5,88	4,51	4,62	3,12	5,14
MgO	15,21	16,27	14,64	13,77	15,49	16,51	16,14	16,43
CaO	19,80	19,46	19,81	20,04	20,80	20,10	20,26	19,78
Na ₂ O	1,50	1,36	1,66	1,73	1,22	1,18	1,35	1,30
TOTAL	100,46	100,53	99,60	99,43	100,07	99,91	99,18	99,87

Fórmula estrutural na base de 6 oxigênios

Si	1,887	1,879	1,847	1,844	1,821	1,850	1,856	1,871
Ti	0,019	0,017	0,023	0,026	0,020	0,020	0,014	0,016
Al	0,253	0,252	0,294	0,308	0,295	0,259	0,264	0,233
Cr	0,002	0,003	0,002	0,002	0,015	0,006	0,029	0,003
Fe	0,161	0,146	0,173	0,182	0,139	0,140	0,095	0,156
Mg	0,023	0,877	0,803	0,758	0,850	0,897	0,878	0,894
Ca	0,770	0,754	0,781	0,793	0,821	0,785	0,796	0,775
Na	0,106	0,095	0,118	0,124	0,084	0,083	0,101	0,092
Σ Cátions	4,021	4,023	4,041	4,037	4,045	4,040	4,033	4,040

Porcentagem molecular de Fe, Mg e Ca

Fe	9,2	8,2	9,8	10,5	7,6	7,7	5,4	8,5
Mg	46,9	49,4	45,7	43,7	47,0	49,2	49,6	49,0
Ca	43,9	42,4	44,5	45,8	45,4	43,1	45,0	42,5

*Ferro total calculado como FeO.

TABELA 16

Composição de piroxênios claros (PxC) e ortopiroxênio (OPx) de brechas "kimberlíticas" de Lages, SC

	PxC-XIII-2	PxC-XIII-4	PxC-XIII-5	PxC-XIX	Opx-XIII
SiO ₂	49,72	50,39	48,72	48,29	51,84
TiO ₂	0,53	0,44	0,72	0,70	0,22
Al ₂ O ₃	5,42	3,81	6,04	5,82	4,23
Cr ₂ O ₃	0,69	0,03	0,73	0,98	0,27
FeO*	4,21	4,50	4,47	3,47	7,11
MgO	15,93	16,46	15,66	15,21	31,82
CaO	19,37	20,44	19,27	21,62	1,24
Na ₂ O	1,34	1,09	1,58	1,18	0,18
TOTAL	97,21	97,16	97,19	97,27	96,91

Fórmula estrutural na base de 6 oxigênios

Si	1,865	1,896	1,835	1,823	1,866
Ti	0,015	0,012	0,020	0,020	0,006
Al	0,240	0,169	0,268	0,259	0,179
Cr	0,044	0,001	0,022	0,029	0,007
Fe	0,132	0,142	0,141	0,109	0,214
Mg	0,891	0,923	0,879	0,855	1,707
Ca	0,778	0,824	0,777	0,882	0,048
Na	0,097	0,080	0,115	0,086	0,013
Σ Cátions	4,062	4,047	4,057	4,063	4,040

Porcentagem molecular de Fe, Mg e Ca

Fe	7,3	7,5	7,8	5,9	10,9
Mg	49,5	48,9	48,9	46,3	86,7
Ca	43,2	43,6	43,3	47,8	2,4

*Ferro total calculado como FeO.

nor do que aquela em que se formam os nódulos de granada lherzolitos e os intercrescimentos piroxênio-ilmenita, e maior do que aquela em que se cristalizam os diopsídios tardios da matriz.

Boyd *et al.* (1984) descreveram megacristais de coloração verde maçã cuja composição química se situa entre a dos piroxênios de granada lherzolitos e os da suite MARID, mostrando que na realidade existe um espectro contínuo de magmas na faixa de profundidades em que se formam os xenólitos dos kimberlitos e dos lamproítos.

A Figura 14 reúne no quadrilátero dos piroxênios as variações da composição dos clinopiroxênios das brechas de Lages e os campos referentes aos principais tipos não jadeíticos descritos na literatura. Observa-se que a maior parte dos piroxênios verde escuros cai no campo correspondente à suite MARID, enquanto as variedades claras se localizam na porção em que há superposição entre os piroxênios dessa suite e os da matriz dos kimberlitos micáceos, mais cálcicos.

Os teores de Al_2O_3 , Cr_2O_3 , TiO_2 e Na_2O dão também indicações importantes sobre as condições de cristalização, sendo a presença da molécula de jadeíta e os teores relativamente elevados de crômio tradicionalmente considerados evidência de formação em ambiente de pressão elevada. Já uma proporção molecular de Na maior que as de Al+Cr apontaria para a presença de Fe^{3+} , ou seja, da molécula de acmita, compatível com pressões menores.

Dawson e Smith (1977) apresentaram uma comparação de teores médios para os diopsídios dos granada lherzolitos e os da suite MARID. Dawson *et al.* (1977) observaram que os diopsídios da matriz dos kimberlitos micáceos são semelhantes aos dessa suite, por conterem concentrações baixas de Al e Cr, e alta de Ti, além de $Na > Al^{IV}+Cr$; a única diferença residindo no conteúdo de Ca, maior nos piroxênios da matriz.

Na Tabela 17, os teores médios fornecidos por Dawson e Smith (1977) são comparados às médias para seis piroxênios escuros com baixo Cr_2O_3 e para três piroxênios claros com Cr_2O_3 mais elevado, das brechas de Lages.

Conforme se observa, os teores de Cr_2O_3 dos piroxênios claros seriam compatíveis com os da suite MARID, mas os de TiO_2 e, em especial, os de Al_2O_3 mostram-se muito mais elevados, indicando condições diversas de cristalização, fato também sugerido pela

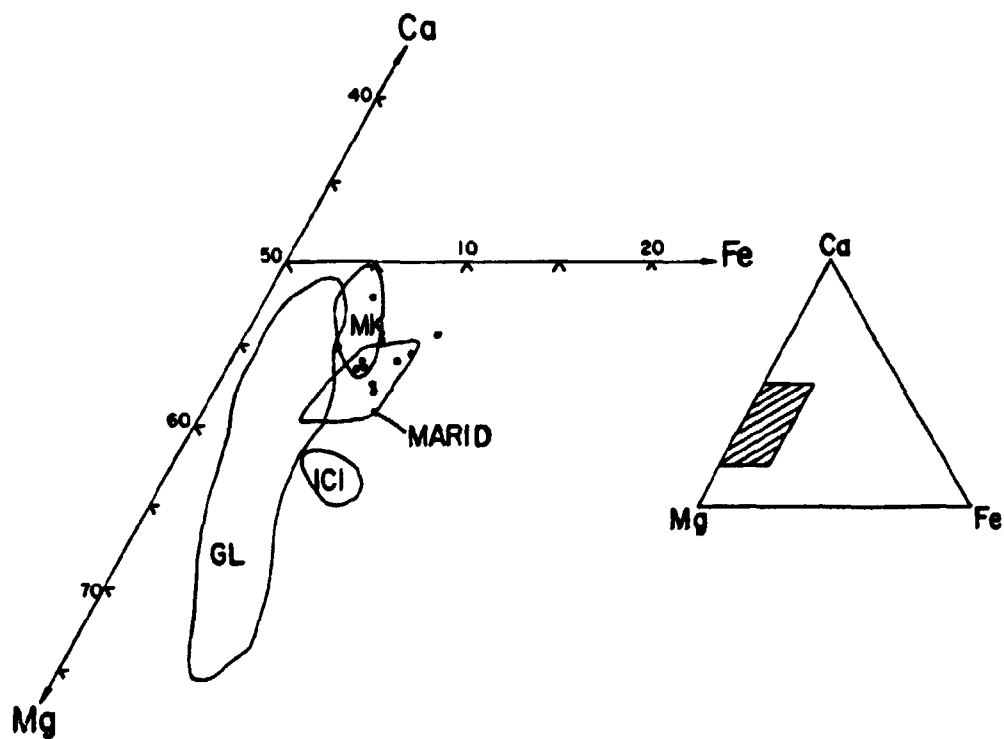


Fig. 14 - Variação da composição de piroxênios de brechas de Lages, SC, comparada com os campos referentes aos piroxênios dos granada lherzolitos (GL) e da suite MARID, cf. Dawson e Smith, 1977; dos diopsídios da matriz dos kimberlitos (MK), cf. Dawson *et al.* (1977); e dos intercrescimentos clinopiroxênio-ilmenita (ICI), cf. Dawson e Smith (1977) e Garrison e Taylor (1981). Círculos cheios, piroxênio escuro; círculos vazios, piroxênio claro.

TABELA 17

Comparação de teores e proporções moleculares entre diferentes tipos de piroxênio

	Granada lherzolitos*	MARID*	PxE	PxC
TiO ₂	0,09	0,23	0,73	0,65
Al ₂ O ₃	2,50	0,57	6,18	5,76
Cr ₂ O ₃	1,45	0,58	0,10	0,80
Na/Al+Cr	≤ 1	> 1	< 1	< 1

*Dados segundo Dawson e Smith (1977).

provável ausência da molécula de acmita (Na/Al+Cr < 1).

Em estudo estatístico semelhante ao feito por Dawson e Stephens (1975) para as granadas, Stephens e Dawson (1977) propuseram dez grupos de clinopiroxênio dos kimberlitos, levando em consideração sete óxidos: TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, MgO, CaO e Na₂O. Uma comparação dos teores exibidos pelos piroxênios escuros e claros de Lages (Tabelas 15 e 16) com os dados da Tabela 1 do referido trabalho permite situar esses minerais, respectivamente, nos grupos 4 (baixo Cr-diopsídio) e 3 (Ti-Cr-diopsídio), com as ressalvas de que os teores de Al₂O₃ ocupam a porção superior da faixa abrangida por cada um desses tipos, e não próximos ao valor médio; e de que o conteúdo de FeO dos piroxênios claros de Lages atinge 4,05% em média, contra um limite máximo de 3,79% para os investigados por Stephens e Dawson (1977).

Segundo esses autores, o grupo 4 (baixo Cr-diopsídio) é dominado por megacristais arredondados, verde garrafa, dos kimberlitos, com diâmetros até de 15 cm; e o grupo 3 (Ti-Cr-diopsídio) acha-se constituído por piroxênios dos kimberlitos e granada lherzolitos e de granada piroxenitos, sendo que, no caso dos kimberlitos, representaria pequenos cristais da matriz, cristalizados do magma kimberlítico. Aparentemente, essas formas de ocorrência são totalmente compatíveis com as características dos piroxênios de Lages, descritas na porção inicial do presente capítulo.

Os estudos de ortopiroxênios como megacristais isolados nos

kimberlitos são bem mais raros do que os referentes ao diopsídio e à granada, possivelmente, segundo Boyd e Danchin (1980), devido à sua maior suscetibilidade à alteração e ao intemperismo. Em conformidade com esses autores, os ortopiroxênios dos granada lherzolitos são geralmente enstatitas, com relação $Mg/(Mg+Fe)$ entre 0,904 e 0,936, TiO_2 , Na_2O e Al_2O_3 baixos, e Cr_2O_3 entre 0,26 e 0,58, nas ocorrências de Angola e da África do Sul.

A única amostra de ortopiroxênio analisada em Lages (OPx-XIII, Tabela 16), proveniente do "kimberlito Janjão" (Scheibe, 1978; 1980), situa-se no limite superior do campo da bronzita ($Mg/Mg+Fe=0,89$) e possui conteúdo de Cr_2O_3 de 0,27%. dentro da faixa constatada por Boyd e Danchin (1980) para os ortopiroxênios dos granada lherzolitos. Os valores de TiO_2 , Cr_2O_3 , FeO e Na_2O permitiriam incluí-la no grupo a — da Ti-enstatita — dos ortopiroxênios classificados por Stephens e Dawson (1977), mas o seu teor de Al_2O_3 é, como no caso dos clinopiroxênios, muito alto, só compatível com os ortopiroxênios do grupo 2, definidos como Cr-Al-enstatita; esta, no entanto, teria teores baixíssimos de Na_2O e TiO_2 . O enquadramento correto, portanto, só poderia ser feito utilizando-se o programa de computação elaborado pelos autores citados, o que não se justifica tendo em vista tratar-se de apenas uma amostra de ortopiroxênio.

As comparações efetuadas possibilitam concluir, preliminarmente, que os piroxênios estudados são compatíveis com uma origem kimberlítica, quer por cristalização direta a partir de uma magma kimberlítico relativamente enriquecido em alumínio, quer por representarem fragmentos de nódulos formados a grande profundidade, como os granada lherzolitos.

CAPÍTULO 6

QUÍMICA DAS ROCHAS

Na Tabela 18 são apresentados os resultados das análises químicas de elementos maiores e alguns menores (% em peso), as normas CIPW e os coeficientes albiticos (% molecular de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$) de 33 amostras de rochas do complexo alcalino de La-ges.

Os teores de elementos menores e traços (em ppm) das mesmas amostras são fornecidas na Tabela 19. Desta foram omitidos os elementos cuja concentração ficou abaixo do limite de sensibilidade dos métodos utilizados, exceto em alguns casos para a amostra de carbonatito (33). Na seguinte relação desses elementos, com os respectivos limites de sensibilidade, os teores para a amostra 33 são dados entre parêntese, quando superiores.

Ag < 1; Au < 20; Bi < 10; Mo < 5 (6); Sb < 200; Sn < 5;
Th < 30 (199); U < 30; W < 300; Zn < 200; Ce < 150
(7.800); Pr < 200 (828); Nd < 200 (3.430); Sm < 500;
Eu < 50; Gd < 100 (170); Dy < 50.

6.1. Elementos maiores e menores

Na Tabela 18 observa-se que os valores de H_2O^+ , calculados pela diferença entre o teor da Perda ao Fogo e o determinado de CO_2 , são em alguns casos relativamente altos, o que se reflete em totais bem menores que 100% para a norma CIPW. Conforme se ve-

TABELA 18a

Composição química (elementos maiores e menores, em %) e norma CIPW de rochas alcalinas de Lagoa, SC

	Análise									
	traquito (a)	Fonolitos (b)								
	1	10	15	16	17	18	19	20	21	26
SiO ₂	59,4	57,7	59,1	58,1	59,3	57,8	57,1	58,2	57,2	57,5
TiO ₂	0,32	0,26	0,23	0,22	0,21	0,21	0,37	0,13	0,11	0,13
Al ₂ O ₃	20,2	22,6	22,5	22,5	21,9	22,4	22,8	23,8	22,6	22,3
Fe ₂ O ₃	1,4	2,4	1,5	1,7	2,4	2,7	3,1	1,7	1,5	1,8
FeO	1,64	0,71	0,78	0,64	0,50	0,57	1,08	0,93	0,13	0,71
MnO	0,10	0,10	0,11	0,16	0,15	0,17	0,05	0,12	0,10	0,04
MgO	0,32	0,12	0,24	0,15	0,19	0,07	0,42	0,15	0,06	0,02
CaO	1,4	0,51	0,77	1,1	0,72	0,51	0,81	0,85	0,77	0,65
Na ₂ O	5,15	6,39	6,44	6,47	6,93	10,41	6,85	9,17	9,57	9,35
K ₂ O	6,46	5,42	5,85	5,42	5,70	5,42	5,47	5,20	6,31	6,19
H ₂ O ⁺	2,21	2,94	1,79	1,15	1,23	0,53	2,26	0,41	0,61	1,25
CO ₂	0,30	0,06	0,06	0,06	0,20	0,06	0,10	0,03	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,05	0,05	-	-	-	-	0,07	-	-	-
Cl	0,01	0,04	0,16	0,17	0,25	0,28	0,12	0,26	0,27	0,24
S ^o	0,10	0,03	0,06	0,03	0,03	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01
SO ₃ ⁺	0,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,07	0,18	0,12	0,11	0,16	0,22	0,02	0,16	0,19	0,19
Cr ₂ O ₃ ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZrO ₂ ⁺	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,09	0,06	0,06	0,03
TOTAL	99,62	99,57	99,75	100,02	99,92	101,41	99,87	100,46	99,51	100,46
Norma CIPW										
Qz	2,51									
C	3,74	6,08	4,87	1,38	4,28		3,91	1,53		
Or	38,19	32,05	34,60	32,05	33,72	30,08	32,33	31,23	37,20	36,62
Ab	43,52	53,07	50,68	42,07	52,08	15,39	46,93	62,03	31,17	33,59
An	2,76	0,57	2,57	4,28	1,14	-	2,96	2,86	1,13	1,54
Na		0,60	1,45	15,38	2,59	34,93	5,50	18,26	25,89	23,75
MS						10,60				
Wo									0,29	
En	0,80									
Fs	1,30									
Di						0,08			0,32	0,08
Hd						0,37				
Ac						7,33				
Fo		0,21	0,42	0,26	0,33	0,09	0,73	0,26		0,01
Fa			0,02			0,56		0,23		
Hc	2,03	1,76	2,17	1,78	1,26		2,17	2,46	0,35	1,97
Hm		1,19		0,47	1,54		1,60		1,25	0,44
Il	0,61	0,49	0,44	0,42	0,40	0,37	0,70	0,25	0,21	0,25
Ap	0,12	0,12					0,17			
Py	0,19	0,06	0,11	0,06	0,06	0,06	0,07	0,02	0,04	0,04
Cc	0,69	0,14	0,14	0,14	0,45	0,13	0,23	0,07	0,07	0,07
Fr	0,14	0,36	0,25	0,23	0,33	0,42	0,03	0,33	0,39	0,39
Nl	0,02	0,07	0,26	0,28	0,41	0,43	0,20	0,43	0,44	0,40
Ad	0,77									
Sr	0,06	0,06	0,04	0,04	0,07	0,06	0,13	0,09	0,06	0,04
TOTAL	97,75	96,63	98,02	98,86	98,66	100,88	97,66	100,05	98,89	99,19
$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0,77	0,72	0,75	0,86	0,80	1,03	0,78	0,90	1,00	0,99

* Valores calculados.

TABELA 100

Composição química (elementos maiores e menores) e norma CIPW de rochas alcalinas de Lages, SC

Fonolitos porfíricos (M)									
	1	2	4	06	11	13	14	23	32
SiO ₂	51,6	54,5	55,0	52,9	54,2	55,3	53,1	56,7	53,7
TiO ₂	0,32	0,45	0,23	0,36	0,31	0,33	0,91	0,24	0,37
Al ₂ O ₃	22,1	22,2	22,0	22,5	22,9	21,6	19,0	22,5	21,9
Fe ₂ O ₃	2,4	1,9	2,7	2,6	3,4	3,1	3,5	2,2	2,7
FeO	0,86	1,14	0,64	1,07	0,71	1,00	2,43	0,57	1,00
MnO	0,19	0,10	0,15	0,10	0,15	0,07	0,19	0,10	0,07
MgO	0,36	0,39	0,16	0,37	0,25	0,45	0,91	0,30	0,30
CaO	1,6	2,0	1,1	2,1	1,15	1,7	4,4	1,5	1,4
Na ₂ O	9,22	6,52	8,90	8,65	6,85	8,41	7,14	8,17	6,22
K ₂ O	5,23	7,37	5,71	7,73	4,60	6,50	6,41	7,25	7,22
H ₂ O ⁺	5,27	2,31	2,50	0,52	3,75	0,49	0,84	0,36	4,44
CO ₂	0,40	0,33	0,06	0,16	0,13	0,10	0,13	0,06	0,13
P ₂ O ₅	0,07	0,11	-	0,07	0,05	0,12	0,21	-	-
Cl	-	0,20	0,07	0,15	0,20	0,20	0,20	0,10	-
S [*]	0,09	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,06	0,01
SO ₃ [*]	-	0,25	-	0,55	0,40	0,23	0,43	-	-
F	0,03	0,12	0,12	0,09	0,05	0,11	0,11	0,15	0,04
Cr ₂ O ₃ [*]	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ErO ₂ [*]	0,04	0,03	0,05	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04	0,06
TOTAL	99,78	100,02	100,46	100,13	99,30	99,91	100,05	100,30	100,50
Norma CIPW									
C		1,41	0,33		5,24				1,54
Or	30,91	43,60	33,77	45,25	27,21	38,90	37,05	42,80	42,66
Ab	24,75	23,80	30,20	12,01	46,87	25,57	24,67	23,60	24,13
An	3,52	6,65	4,46	0,33	4,70	2,57	1,63	4,03	6,40
Ne	20,87	16,22	24,55	32,10	5,23	23,91	17,87	23,90	15,44
Wo				2,09		0,12	4,55		
En									
Fs									
Di	1,48			2,03		2,46	4,87	1,50	
Hd							0,17		
Fo	0,16	0,60	0,20		0,44			0,01	0,52
Fa									
Mc	2,14	2,34	1,49	2,61	1,62	2,40	4,96	1,25	2,34
Hm	0,92	0,29	1,67	0,77	2,29	1,45		1,34	1,00
Il	0,61	0,06	0,44	0,60	0,59	0,63	1,69	0,46	0,70
Ap	0,17	0,27		0,17	0,12	0,29	0,50		
Py	0,17	0,19	0,21	0,19	0,19	0,19	0,10	0,11	0,02
Cc	0,95	0,80	0,14	0,39	0,30	0,24	0,30	0,14	0,31
Fr	0,05	0,24	0,26	0,19	0,10	0,21	0,19	0,31	0,09
Ni		0,33	0,12	0,24	0,33	0,33	0,32	0,30	
Ad		0,44		0,97	0,84	0,40	0,74		
Sr	0,06	0,04	0,07	0,04	0,03	0,03	0,06	0,06	0,09
TOTAL	94,76	98,16	97,99	100,14	96,10	99,70	99,75	100,05	95,32
$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0,94	0,84	0,92	1,00	0,71	0,97	0,98	0,95	0,82

*Valores calculados.

TABELA 18c

Composição química (elementos maiores e menores) e norma CIPM de rochas alcalinas da Lagoa, SC

	Nefelina sienitos porfiríticos (G)				
	3	5	7	8	9
SiO ₂	46,8	55,3	52,2	56,3	50,3
TiO ₂	1,5	0,78	0,97	0,68	1,4
Al ₂ O ₃	17,2	20,8	19,4	21,1	18,7
Fe ₂ O ₃	4,5	3,1	3,4	2,2	4,0
FeO	3,86	1,57	2,43	1,57	3,29
MnO	0,18	0,12	0,14	0,11	0,19
MgO	3,3	0,76	0,66	0,59	1,2
CaO	7,8	2,9	4,3	2,5	6,22
Na ₂ O	4,96	5,07	6,12	6,23	5,98
K ₂ O	4,41	6,91	6,58	5,76	4,31
H ₂ O ⁺	3,46	1,74	2,40	2,01	3,06
CO ₂	0,73	0,10	0,06	0,06	0,06
P ₂ O ₅	0,52	0,22	0,37	0,19	0,49
Cl	-	0,12	0,14	0,14	-
S [*]	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
SO ₄ [*]	0,13	0,18	0,60	0,25	0,15
F	0,09	0,10	0,09	0,09	0,15
Cr ₂ O ₃ [*]	-	-	-	-	-
ZrO ₂ [*]	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01
TOTAL	99,55	99,90	99,99	99,91	99,53

Norma CIPM

C		0,54		0,76	
Or	26,08	40,87	38,39	34,07	25,18
Ab	14,13	28,88	22,58	37,54	28,39
An	11,70	12,88	6,60	11,38	11,77
Ne	15,10	7,14	14,91	7,68	11,36
Mo			2,69		2,36
En					
Fs					
Di	13,49		3,57		6,44
Hd	1,47		0,21		1,08
Fo	1,40	1,33		1,03	
Pa	0,19				
Mt	6,53	2,83	4,86	3,09	5,73
Hb		1,15		0,07	
Il	2,85	1,48	1,82	1,29	2,63
Ap	1,23	0,54	0,89	0,48	1,15
Py	0,19	0,19	0,18	0,19	0,18
Cc	1,68	0,24	0,14	0,15	0,14
Fr	0,09	0,18	0,12	0,16	0,22
Ml		0,20	0,23	0,23	
Ad	0,22	0,32	1,04	0,45	0,26
Zr	0,01	0,04	0,04	0,04	0,01
TOTAL	96,36	98,81	98,27	98,61	76,90
$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0,75	0,76	0,89	0,78	0,77

* Valores calculados.

TABELA 104

Composição química (elementos maiores e menores) e norma CIPW de rochas alcalinas de Lagoa, SC

	Olivina militarite (A)		Neofilitos (B)		Olivina militarite (C)		Brechas (D)		Carbonato (E)	
	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	42,9	39,3	39,9	37,5	39,3	40,2	46,1	37,0	2,0	
TiO ₂	2,7	2,0	2,3	1,8	1,9	1,6	1,6	1,5	0,14	
Al ₂ O ₃	10,4	8,0	10,1	7,5	8,9	14,0	10,3	7,3	1,5	
Fe ₂ O ₃	9,0	5,7	5,0	9,0	5,3	4,5	4,4	0,0	1,4	
FeO	5,15	5,07	6,30	0,01	5,01	3,15	4,15	1,71	11,31	
MnO	0,16	0,22	0,20	0,20	0,18	0,17	0,18	0,14	2,00	
MgO	11,8	13,1	15,3	17,4	14,0	0,4	7,1	13,3	0,0	
CaO	13,3	16,1	13,0	14,4	16,9	11,0	9,5	11,0	29,5	
Na ₂ O	2,06	1,56	2,53	2,67	3,32	1,77	1,06	1,94	0,12	
K ₂ O	2,89	1,52	2,01	3,08	2,77	3,47	2,43	1,13	0,17	
H ₂ O ⁺	1,11	5,82	1,12	1,50	0,24	2,52	3,27	1,23	-	
CO ₂	0,06	2,01	0,16	0,13	0,16	0,06	0,03	15,00	17,57	
F ₂ O ₃	0,07	1,3	0,95	1,1	1,2	0,64	0,66	0,39	0,54	
Cl	-	-	-	0,13	-	-	-	0,02	-	
S ⁺	0,02	0,07	0,06	0,10	0,10	0,10	0,05	0,03	0,10	
SO ₃ ⁺	-	-	-	0,03	0,23	-	-	-	1,6	
F	0,08	0,07	0,07	0,08	0,10	0,09	0,07	0,07	0,10	
CF ₂ O ₃ ⁺	0,03	0,07	0,11	0,13	0,06	0,03	0,04	0,10	0,01	
SiO ₂ ⁻	0,03	0,07	0,02	0,04	0,03	0,05	0,02	0,03	0,01	
TOTAL	99,58	99,53	99,53	99,69	99,70	99,75	99,76	100,04	97,15	
Norma CIPW										
Or							14,00	1,79		
C							4,67	3,13		
Or	2,40						20,52	14,55	7,17	
Ab							11,45	15,94	17,47	
An	7,03	12,57	9,11		1,21	11,08				
Lc	11,91	7,05	11,17	13,51	12,75					0,04
Ne	13,12	7,16	11,60	10,99	15,23	11,09				0,58
Nb				- 0,43						
Ln				10,17	4,36					
Wo		10,99	12,43		25,17					
En							17,91	25,56		
Fs							1,57			
Di	40,02	15,62	14,06			31,01				
Ed	1,32	1,24	1,22							
Ac				13,67						
Fe	7,39	17,83	22,17	20,74	24,46	1,15				15,83
Pa	0,30	1,79	2,44	5,93	1,37					15,61
Mt	7,25	0,26	7,23	7,69	5,67	6,46	1,33	2,46		
Cr	0,07	0,10	0,16	0,18	0,09	0,04	0,06	0,20	0,02	
Mn						0,59		7,67		
Il	5,13	3,00	4,37	3,23	3,41	3,04	3,08	3,06	0,28	
Ap	2,05	3,04	2,23	2,44	2,82	1,51	1,57	0,98	1,36	
Py	0,04	0,13	0,11	0,10	0,19	0,19	0,09	0,06	3,10	
Cc	0,14	4,61	0,37	0,28	0,37	0,14	15,86	20,37	56,20	
Pr						0,07	0,03	0,08	0,29	
Ni				0,20				0,04		
Ad				1,34	0,39				0,55	
Sr	0,04	0,03	0,03	0,06	0,04	0,07	0,03	0,03	0,02	
Sp									0,99	
Nc									0,02	
TOTAL	98,61	94,24	98,72	98,49	99,85	97,62	96,70	99,04	99,03	
$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0,75	0,48	0,67	1,02	0,95	0,71	0,50	0,60	0,35	

* Valores calculados.

TABELA 19

Composição química (elementos menores e traços, em ppm) de rochas alcalinas de Lagoa, SC

	Rb	Sr	Ba	Cu	Ni	V	Co	Cr	Pb	Zn	Y	La	Yb	Sc	Mo	B	Ga	Nb	Ir	
Analisa traço (ppm)																				
20	215	160	124	<5	<5	8	<5	<5	18	<5	18	<10	100	1	<5	3	<10	30	48	254
Fenolitos (Ø)																				
70	260	102	31	<5	<5	10	<5	<5	16	<10	<30	1	<5	6	<10	40	100	340	340	
71	216	<50	10	<5	<5	5	<5	<5	14	<10	46	3	<5	3	<10	35	54	260		
74	222	34	31	<5	<5	10	<5	<5	20	<10	84	<1	<5	6	<10	24	74	350		
77	403	<50	24	<5	<5	15	<5	<5	18	<10	70	3	<5	6	<10	48	70	380		
79	387	<50	<10	<5	<5	10	<5	<5	20	<10	<30	2	<5	4	<10	42	61	340		
79	166	106	254	<5	<5	35	<5	<5	10	<10	<30	<1	<5	8	<10	54	200	740		
26	203	<50	<10	<5	<5	61	<10	202	<1	<5	6	<10	33	31	<10	46	41	314		
26	315	<50	21	<5	<5	0	<5	<5	50	<10	222	<1	<5	6	<10	46	41	314		
27	200	<50	<10	<5	<5	<5	<5	<5	50	<10	<30	<1	<5	<2	<10	37	20	240		
Fenolitos granofíticos (M)																				
1	157	1137	1020	<5	<5	20	<5	<5	122	17	56	2	<5	8	10	37	162	314		
2	163	2323	1590	<5	<5	16	<5	<5	12	420	40	<1	<5	<2	<10	18	61	206		
4	224	396	548	<5	<5	22	<5	<5	20	<10	60	<1	<5	5	16	38	92	410		
6	174	2390	2330	<5	<5	14	<5	<5	20	10	60	<1	<5	3	<10	24	74	216		
11	157	610	800	<5	<5	13	<5	<5	51	<10	<30	<1	<5	6	<10	37	82	188		
13	106	800	990	<5	<5	20	<5	<5	10	<10	<30	<1	<5	<2	<10	31	35	162		
14	154	3100	2055	<5	<5	16	<5	<5	16	14	60	1	<5	3	<10	31	45	320		
19	235	148	109	<5	<5	15	<5	<5	23	<10	50	<1	<5	3	<10	33	26	240		
22	154	1060	608	<5	<5	41	<5	<5	10	16	43	3	<5	4	<10	30	100	400		
Metallitas silicíticas porfíricas (M)																				
3	85	1008	1300	20	<5	72	12	<5	16	<10	38	<1	<5	3	<10	31	<20	76		
5	167	3106	2300	<5	<5	58	<5	<5	20	21	72	<1	<5	4	24	24	92	260		
7	120	3500	2500	<5	<5	75	<5	<5	16	22	70	<1	<5	4	32	22	94	226		
8	152	3007	2650	<5	<5	41	<5	<5	20	15	56	<1	<5	3	12	18	84	216		
9	92	2225	1710	<5	<5	60	<5	<5	10	10	67	<1	<5	<2	<10	16	36	86		
Olivinas melilitíticas (M)																				
12	63	1600	1400	66	190	192	45	320	12	20	208	1	23	<2	<5	24	83	260		
Metallitos (Ø)																				
20	64	2760	1740	49	220	106	60	660	10	24	140	2	17	<2	<5	21	108	182		
20	78	1300	1450	60	360	220	64	720	14	36	130	2	16	<2	<5	31	93	166		
Olivinas Melilitíticas (Ø)																				
12	86	1640	1770	40	200	220	53	960	26	33	200	2	20	2	<5	20	116	320		
21	65	1340	1420	48	232	144	52	100	106	27	152	1	12	2	<5	21	84	240		
Brechas (M)																				
27	77	1066	1410	35	67	160	22	224	<10	25	121	<1	10	3	<5	30	104	430		
30	129	530	1370	45	166	166	27	264	<10	33	92	2	14	3	<5	10	52	100		
31	29	740	1460	37	500	200	78	1200	12	32	140	3	10	<2	<5	24	54	132		
Carbonatito (C)																				
33	<10	2400	12500	<5	11	192	5	32	60	310	5700	10	64	2	<5	7	530	112		

rifica pelas descrições petrográficas, isto se deve pelo menos em grande parte à presença de porcentagem elevada de analcita, primária ou secundária, entre os constituintes da rocha.

A variação dos teores de sílica dos diversos tipos petrográficos fica bem evidenciada no diagrama $\text{SiO}_2 \times (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, aqui apresentado com as subdivisões propostas por Cox *et al.* (1979), e utilizado conjuntamente com o diagrama $Q' (F') - \text{ANOR}$, de Streckeisen e Le Maitre (1979) (Figs. 2 e 3) na confirmação da classificação petrográfica estabelecida no Capítulo 4, em especial para aquelas variedades em que a textura muito fina impede uma descrição completa, com determinação das porcentagens modais, ao microscópio petrográfico.

Com efeito, nota-se na Figura 2 que o analcita traquito e os fonolitos possuem teor de SiO_2 maior do que 57%, enquanto os fonolitos porfiríticos e os nefelina sienitos porfiríticos se mantêm invariavelmente abaixo desse patamar. A distinção entre estes dois últimos grupos se evidencia pelo maior valor da soma de álcalis das amostras de fonolitos porfiríticos, à exceção da amostra 11, coletada em ocorrência isolada na porção oeste do distrito, e que se apresenta parcialmente alterada. O caráter peralcalino de três amostras de fonolito e de pelo menos uma dos fonolitos porfiríticos é indicado por sua situação acima dos limites gerais propostos por Cox *et al.* (1979).

Ainda entre as rochas leucocráticas, é interessante notar a locação das amostras 3, 7 (em posição limítrofe) e 9 no campo dos tefritos fonolíticos, correspondendo, para as rochas plutônicas, aos nefelina monzosienitos.

As amostras de rochas ultrabásicas alcalinas se apresentam mais dispersas, situando-se os olivina melilitos no campo dos nefelinitos, o olivina melteigito no campo dos basanitos, e um dos nefelinitos (amostra 28, teores relativamente altos de H_2O e CO_2 , parcialmente alterada), à esquerda e abaixo dos limites gerais considerados no diagrama. A classificação dessas rochas foi feita levando em conta as descrições petrográficas e as recomendações de Streckeisen (1980). A situação das amostras de brechas é pouco representativa, tendo em vista a existência de contaminação por fragmentos das rochas encaixantes.

À vista do fato de que a moda de muitas rochas vulcânicas (e sub-vulcânicas, como é o caso de Lages) não pode ser determi-

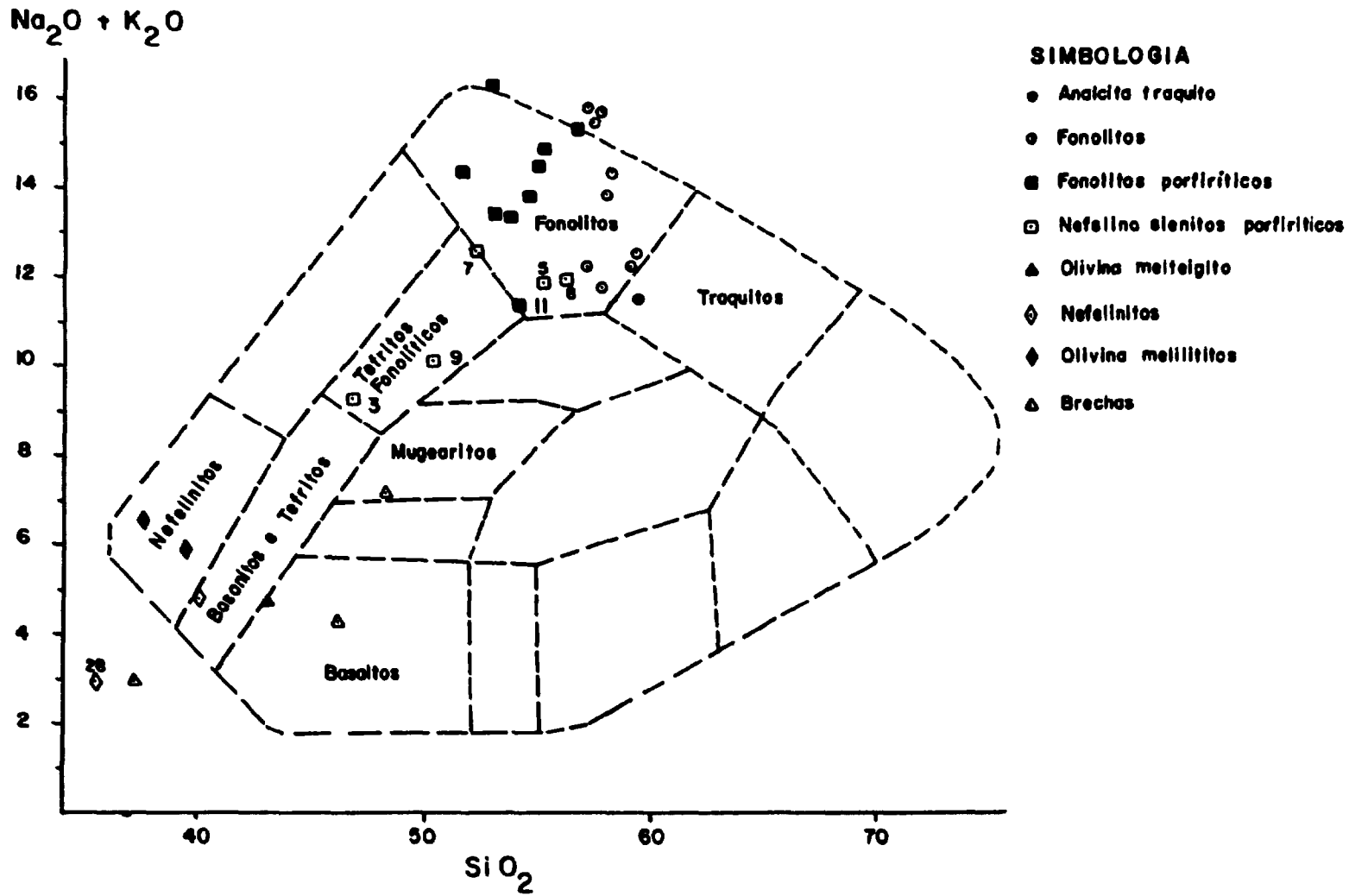


Fig. 2 - As rochas alcalinas de Lages, SC, no diagrama SiO₂ x (Na₂O + K₂O)
(Cox et al., 1979).

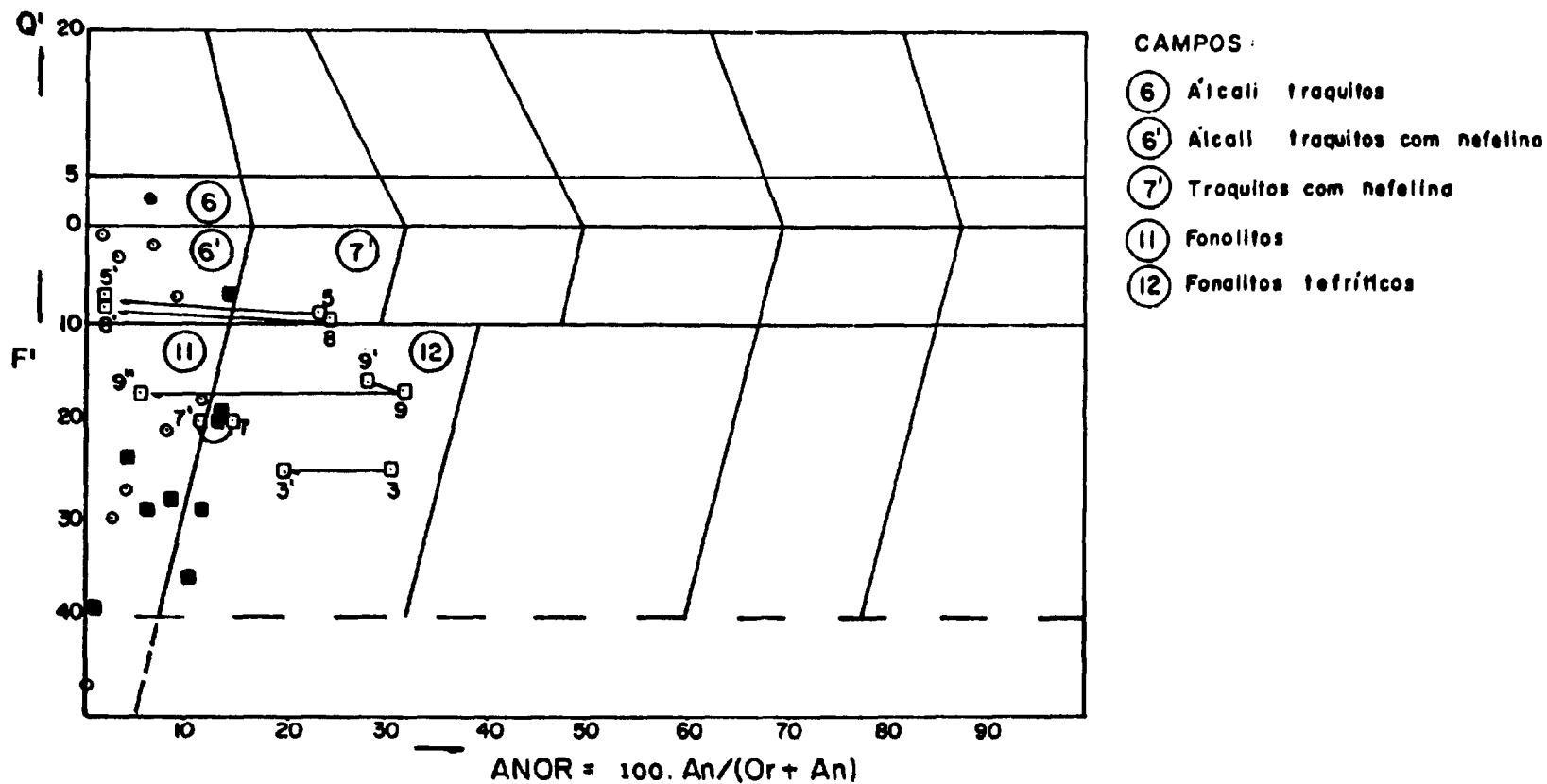


Fig. 3 - As rochas alcalinas leucocráticas de Lages, SC, no diagrama Q' (F') - ANOR (Streckeisen e Le Maitre, 1979). Os campos ⑥, ⑥', ⑦', ⑪ e ⑫ correspondem aproximadamente aos campos 6, 6', 7', 11 e 12 do diagrama modal QAFP. Símbolos como na Fig. 2.

nada por causa da textura micro ou criptocristalina, ou mesmo vítrea, da matriz, Streckeisen e Le Maitre (1979) propuseram a utilização de um diagrama baseado em dois parâmetros: $ANOR = 100 \cdot An/(Or+An)$ — que fornece a relação entre o conteúdo normativo de feldspatos, calculado segundo a norma molecular de BARTH e NIGGLI — e um conceito quantitativo da saturação em sílica, dado pelas expressões:

$$Q' = Q/(Q + Or+Ab + An) \text{ e}$$

$$F' = (Ne + Lc + Kp) / (Ne + Lc + Kp + Or + Ab + An)$$

Seus autores julgam o método válido para a maior parte das rochas, mas colocam restrições à sua aplicação para as variedades ultramáficas, foidíticas e para aquelas com alto conteúdo de analcita, considerando as peculiaridades do cálculo dos teores normativos de feldspatos nesses casos.

Embora algumas amostras de Lages se enquadrem nessas situações, foram calculados os parâmetros Q' (F') e $ANOR$ e projetados no diagrama os resultados referentes às rochas alcalinas leucocráticas (Fig. 3).

Nesse diagrama, que privilegia a relação K_2O/CaO , tem-se que, enquanto os fonolitos se situam no campo com valores baixos do coeficiente $ANOR$, parte considerável das rochas porfiríticas — caracterizadas pela presença de fenocristais de salita — caem nos campos dos traquitos com nefelina ($7'$) e dos fonolitos tefríticos (12).

No Capítulo 4, esse fato já foi atribuído à consignaçoão do Ca e do Al da salita à anortita, no processo de cálculo da norma. Para testar esta hipótese, foram calculadas, para as amostras 3, 5, 7, 8 e 9, com composição modal determinada através de contagem de pontos, e para as quais se dispõe de dados sobre a composição química dos clinopiroxênios (Tabela 8), normas modificadas, admitindo a formação de clinopiroxênio com composição aproximada da real, antes da formação dos feldspatos — o que está de acordo com a seqüência de cristalização reconhecida no estudo petrográfico (Tabela 3).

Para as amostras 5 e 8, a quantidade de MgO disponível na análise química da rocha correspondeu, aproximadamente, à proporção de clinopiroxênio modal, e nesses casos observou-se um desaparecimento quase total da anortita normativa, com o conseqüente deslocamento dos pontos respectivos para o campo dos álcali tra-

quitos com nefelina (6), ocupado por várias amostras de fonolito, conforme indicado pelos pontos 5' e 8' e pelas setas na Figura 3.

Já para as amostras 3, 7 e 9, que no diagrama $\text{SiO}_2 \times (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ocupam o campo dos fonolitos tefríticos, o teor de MgO da análise química revelou-se inferior ao necessário para a formação do clinopiroxênio modal (e mais a biotita, no caso de 3) e, via de consequência, os deslocamentos são sensivelmente menores. O ponto 9'', contudo, representa o deslocamento que ocorreria caso fosse possível, no cálculo da norma, consignar CaO suficiente para a formação dos 20% de clinopiroxênio modal — correspondendo a uma variação no teor de MgO total de 1,2 para 2%: a rocha passaria a ocupar também o campo dos fonolitos, ou dos nefelina sienitos, se levada em conta sua textura mais grossa.

Comportamento semelhante pode ser esperado dos fonolitos porfiríticos situados próximo ao limite entre os fonolitos tefríticos e os fonolitos, já que se caracterizam também pela presença dos fenocristais de piroxênios cálcicos.

Os exercícios acima, além de esclarecerem a classificação adotada no presente trabalho, servem também para indicar que, às restrições apontadas pelos autores à utilização desses diagramas, é necessário acrescentar a presença de clinopiroxênio essencial na rocha, especialmente se na forma de fenocristais. Mais do que isso, contudo, têm significado petrogenético importante, se considerada a possibilidade de derivação das rochas de caráter fonolítico por separação do clinopiroxênio a partir de uma magma inicialmente mais rico em cálcio e magnésio.

Da Tabela 18 constam também os coeficientes agpaíticos das diversas amostras, calculados segundo a equação $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$ (em proporções moleculares), introduzida por Ussing em 1912 (*apud* Gerasimovskii, 1956). Segundo aquele autor, seriam agpaíticos os nefelina sienitos com valor acima de 1,2 para a citada razão.

Para Edgar (1974, 1977), o uso do termo "agapaítico" sofreu modificações consideráveis desde a sua introdução, e não deve ser usado como sinônimo de "peralcalino", já que se refere a rochas peralcalinas particulares marcadas por uma geoquímica distinta e uma mineralogia exótica, tal como proposto por Gerasimovskii (1956) e Sørensen (1960).

Os mais recentes trabalhos brasileiros sobre rochas alcalinas, como os de Ruberti (1984) e de Ulbrich (1984), adotam clara-

mente esse partido, classificando as rochas objeto de suas pesquisas em função da sua mineralogia e não em função dos "índices agpaíticos" calculados.

As rochas leucocráticas de Lages foram classificadas como "miasquíticas" por Lindstaedt (1972), em função dos valores entre 0,62 e 0,79 encontrados mediante aplicação da equação $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$ (em que foram utilizados os teores em peso desses óxidos, ao invés de suas proporções moleculares), dos minerais identificados na investigação petrográfica e dos teores de alguns elementos traços de sete amostras analisadas.

A presença, em algumas rochas leucocráticas do complexo, de minerais tidos como típicos de rochas agpaíticas é, no entanto, mencionada já em trabalhos muito antigos, como os de Barbosa (1933) e de Scorza (1965), que se referem, respectivamente, a "minerais zirconíferos, astrofilita, rosemuschita"; e a "astrofilita, provável rosemuschita e provável eucolita". Essa relação foi consideravelmente ampliada no decorrer do presente estudo, conforme consta do Capítulo 4 e já foi divulgado resumidamente por Scheibe *et al.* (1984), com o registro dos minerais neptunita, murmanita, lavenita, astrofilita, criolita e um membro da série eudialita-eucolita, como constituintes de representantes do grupo dos fonolitos. Scheibe *et al.* (1984) concluíram em função desses dados que, enquanto os nefelina sienitos porfiríticos de Lages são rochas de alcalinidade moderada, os fonolitos se caracterizam por uma mineralogia agpaítica.

A seqüência de cristalização dos minerais da rocha é outro fator que deve ser levado em conta, segundo proposto por Fersman (1929, *apud* Sørensen, 1960): enquanto as rochas miasquíticas mostram ordem de cristalização semelhante à das "séries de Bowen", nos agpaítos ela seria diferente: nefelina + feldspatos + silicatos de Zr e Ti + silicatos de Na e Fe. Por sua vez, Scheibe *et al.* (1984) já assinalaram que, dos nefelina sienitos porfiríticos aos fonolitos, passando pelos fonolitos porfiríticos, observa-se o desaparecimento dos fenocristais de salita, de cristalização inicial, e o aumento significativo da egrina e da pectolita, cristalizadas tardiamente; modificação essa acompanhada pelo surgimento dos minerais de Zr e Ti, além da criolita.

Essas diferenças, mostradas na Tabela 3, evidenciam uma passagem de uma seqüência de cristalização "normal" para uma "ten-

dência agpaítica", e devem resultar, não apenas de modificações na composição química, mas também de diferentes condições físicas durante a cristalização.

No caso específico das rochas alcalinas leucocráticas de Lages, mesmo com a aplicação correta da equação proposta por Using (1912, *apud* Gerasimovskii, 1956), apenas dois fonolitos e um fonolito porfirítico contêm valores iguais ou fracamente superiores à unidade, sendo os valores médios de 0,79 para os nefelina sienitos porfiríticos, de 0,90 para os fonolitos porfiríticos e de 0,87 para os fonolitos, enquanto uma amostra de analcita traquito apresenta índice de 0,77 (Tabela 18).

Em termos de "peralcalinidade", portanto, há um aumento apreciável dos nefelina sienitos porfiríticos para os dois tipos de fonolito, mas os porfiríticos, que se caracterizam pela presença de fenocristais de salita, embora com coroas de egirina e egirina na matriz, seriam em média mais fortemente alcalinos que os não porfiríticos, nos quais está mais desenvolvida a mineralogia tipicamente agpaítica.

Também neste caso tem-se que o "coeficiente agpaítico", uma vez tomado isoladamente, não serve para uma distinção clara entre os dois grupos.

Utilizando técnicas de análise fatorial (análise de correspondência) e levando em consideração 10 óxidos principais de 187 análises químicas de nefelina sienitos, Dagbert *et al.* (1975) concluíram que a "agpaicidade" de uma rocha corresponde ou a uma deficiência em Al, com enriquecimento correlativo de Fe férrico, ou, em menor extensão, a um enriquecimento de Na em oposição ao Ca e Fe ferroso. O papel do K não seria significativo.

Na Figura 15, nota-se uma diminuição dos teores de Al_2O_3 com o aumento dos de Fe_2O_3 para os nefelina sienitos porfiríticos, que são caracteristicamente miasquíticos; para os dois tipos de fonolito, contudo, a situação dos pontos não favorece uma interpretação.

Já na Figura 16, que leva em conta o segundo parâmetro proposto por Dagbert *et al.* (1975), a soma dos teores de CaO e FeO dos fonolitos porfiríticos faz com que estes se situem em posição intermediária, servindo como fator de distinção. Pode-se aqui visualizar duas linhas de tendência à diminuição do Na_2O com o crescimento da soma CaO + FeO, na passagem fonolitos - fonolitos

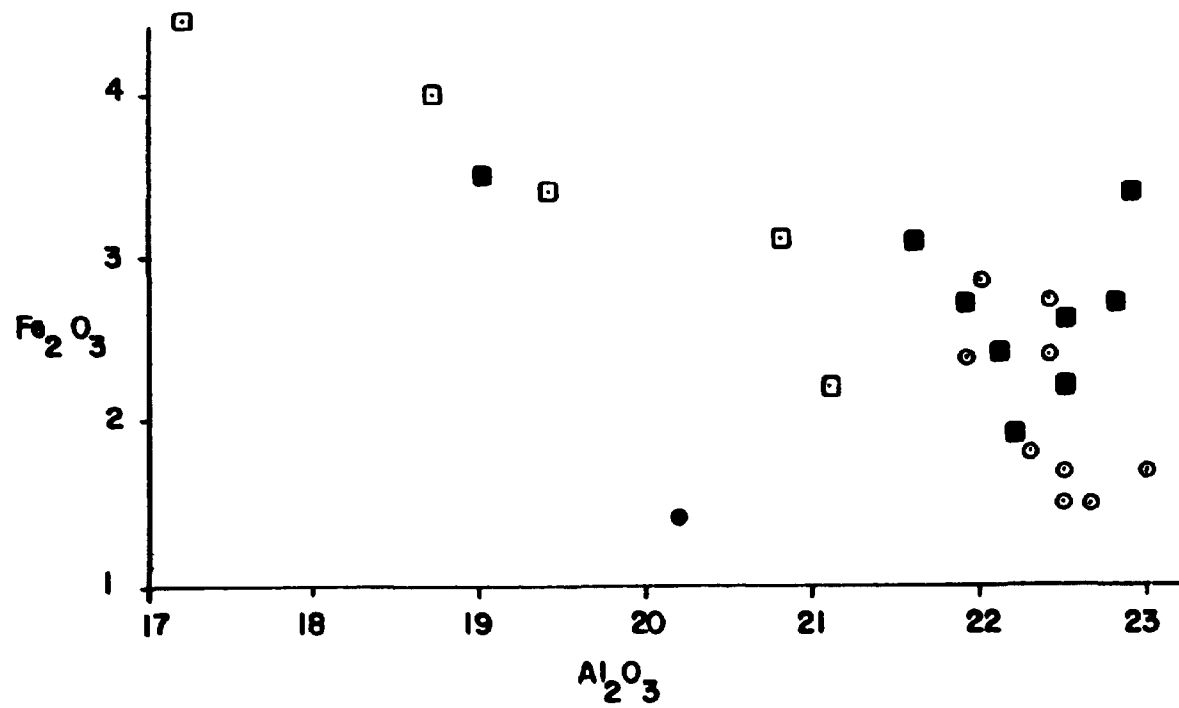


Fig. 15 - Variação dos teores de Fe_2O_3 em relação aos de Al_2O_3 nas rochas alcalinas leucocráticas de Lages, SC. Símbolos como na Fig. 2.

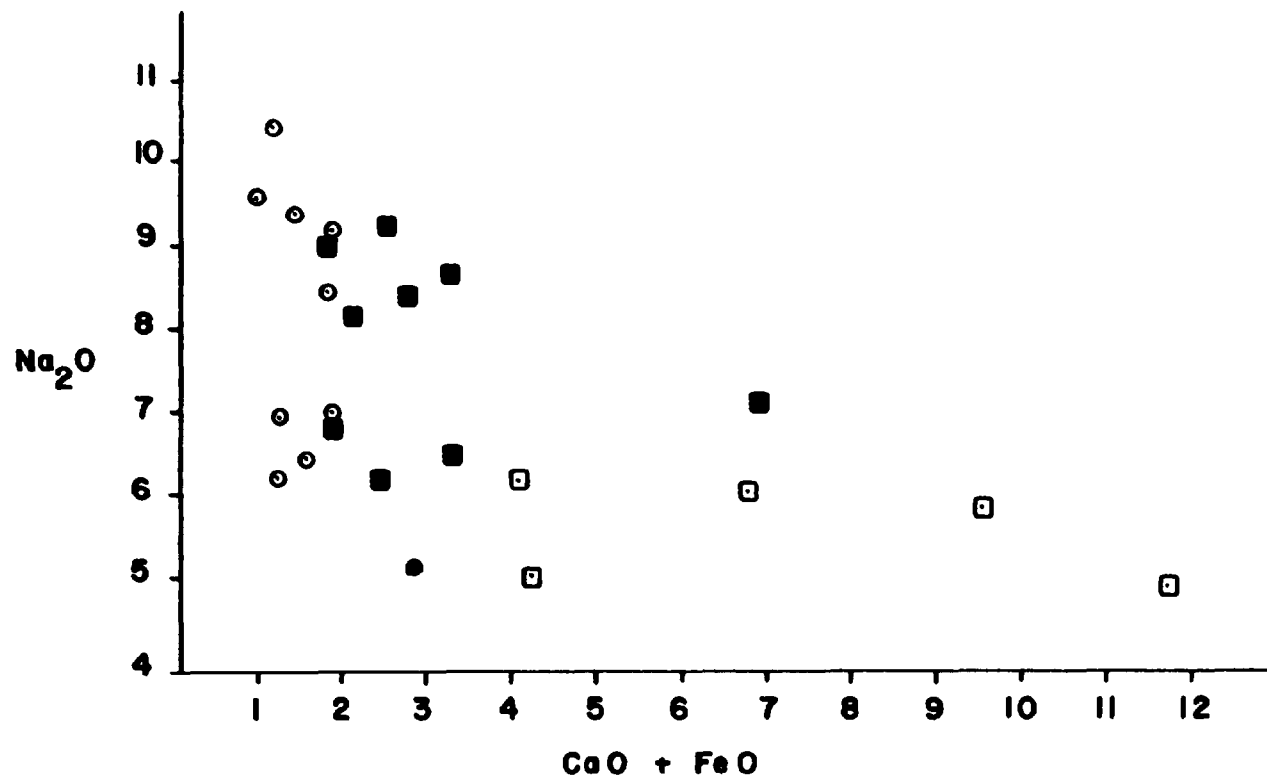


Fig. 16 - Variação dos teores de Na₂O em relação aos valores da soma CaO + FeO nas rochas alcalinas leucocráticas de Lages, SC. Símbolos como na Fig. 2.

porfiríticos — nefelina sienitos porfiríticos: uma delas relativa a um grupo de fonolitos e fonolitos porfiríticos com teores de Na_2O acima de 8%; a outra, bem menos definida, para um grupo de rochas com teores de Na_2O inferiores a 7% e que englobaria o analcita traquito e duas amostras de nefelina sienito porfirítico com valores relativamente baixos para a soma $\text{CaO} + \text{FeO}$. Assim, existe para as rochas investigadas uma nítida correlação negativa entre os teores de Na_2O e o valor da soma $\text{CaO} + \text{FeO}$.

O Ca e Fe ferroso acham-se presentes na salita nos termos porfiríticos, com o primeiro elemento aparecendo ainda na titanita e na apatita; esses minerais são fenocristais ou microfenocristais, representando portanto condições de formação inicial. Já nos fonolitos, o Ca é encontrado nos minerais agpaíticos como a lãvenita, a eudialita-eucolita e a pectolita, que são fases intersticiais ou poiquilíticas, claramente cristalizadas a partir das frações finais do líquido magmático.

Para Marsh (1976), que descreveu situação semelhante para nefelina sienitos e tinguaitos da província de Lüderitz, isto seria uma boa evidência de que o Ca é solúvel em líquidos peralcalinos subsaturados em sílica, sendo aí talvez estabilizado de modo similar ao que é comumente postulado para o Zr e o Nb (na forma de "íons complexos" segundo, por exemplo, Gerasimovskii, 1956) e cristalizando por isso apenas na fase final.

Ulbrich (1984) observou que as rochas agpaíticas de Poços de Caldas são intrusivas em nefelina sienitos não agpaíticos, apontando ainda para evidências genéticas de que os "agpaítos" seriam derivados, por diferenciação, de fácies mais miasquíticas.

Sørensen (1960) já ressaltava o fato de que rochas com coeficientes agpaíticos maiores e menores que a unidade foram encontradas em íntima associação em diversos complexos de rochas alcalinas do mundo (por exemplo, Illímaussaq, Pilansberg e a Ilha de Los), em que parece ter havido uma evolução de variedades miasquíticas (índice menor que 1 e portadoras de biotita, augita e hornblenda) para agpaíticas (índice maior e contendo egirina, arfvedsonita e eudialita). Essa tendência de cristalização pode, segundo o mesmo autor, ser reconhecida a nível de amostra de mão, com a augita diopsídica de formação inicial envolvida por zonas de egirina-augita e egirina.

Aparentemente, o estudo mais detalhado dos grandes comple-

xos alcalinos tem demonstrado que não se tratam de complexos **agpaíticos, miasquíticos** ou mesmo **intermediários**, mas, em realidade de complexos **com representantes dos três tipos de rochas** e eventual predominância de um deles.

No caso específico de Lages, pode-se afirmar em função dos aspectos discutidos que os nefelina sienitos porfiríticos são predominantemente miasquíticos; os fonolitos, agpaíticos; e os fonolitos porfiríticos exibem comportamento intermediário.

Cada uma dessas petrografias comporta, no entanto, a sua subdivisão, com base nos teores de sódio, em pelo menos duas populações, conforme se nota na Figura 17 e já pode ser constatado, com relação ao conteúdo total de álcalis, num exame mais cuidadoso das Figuras 2 e 3; é em função dessa diferença que no diagrama Q' (F') ANOR (Fig. 3), enquanto algumas amostras se situam claramente nos campos 11 e 12, referentes aos fonolitos e fonolitos tefríticos, outras com Na₂O mais baixo ocupam os campos 6' e 7', dos álcali traquitos com nefelina e dos traquitos com nefelina, uma vez que o parâmetro F' apresenta valor abaixo de 10.

Essa diferença foi desprezada para efeito da classificação geral das rochas do distrito, tendo em vista a semelhança dos caracteres petrográficos entre as amostras dos grupos 6' e 11 e 7' e 12, respectivamente, mas deve ser considerada num estudo detalhado do comportamento geoquímico das respectivas ocorrências.

A Figura 17 mostra que a tendência mais geral das rochas analisadas, inclusive os tipos ultrabásicos, é de situar-se ao longo de uma linha que representa igual proporção de Na₂O e K₂O, em peso. Segundo esse gráfico, não foram constatados termos nitidamente perpotássicos, ao contrário do que ocorre em Poços de Caldas (Ulbrich, 1984) e em algumas amostras dos melanita-nefelina sienitos e nefelina sienitos 1 do Banhadão (Ruberti, 1984).

Observa-se ainda nesse diagrama que, enquanto para a maioria dos fonolitos porfiríticos os teores de sódio e potássio aumentam de modo mais ou menos proporcional, junto aos fonolitos o conteúdo de potássio se mantém praticamente constante, para uma variação muito acentuada do sódio, que é portanto responsável pelo caráter nitidamente agpaítico de representantes desta petrografia.

Para efeito de visualização das relações químicas em termos do conteúdo total de álcalis, de ferro e de magnésio, foi cons-

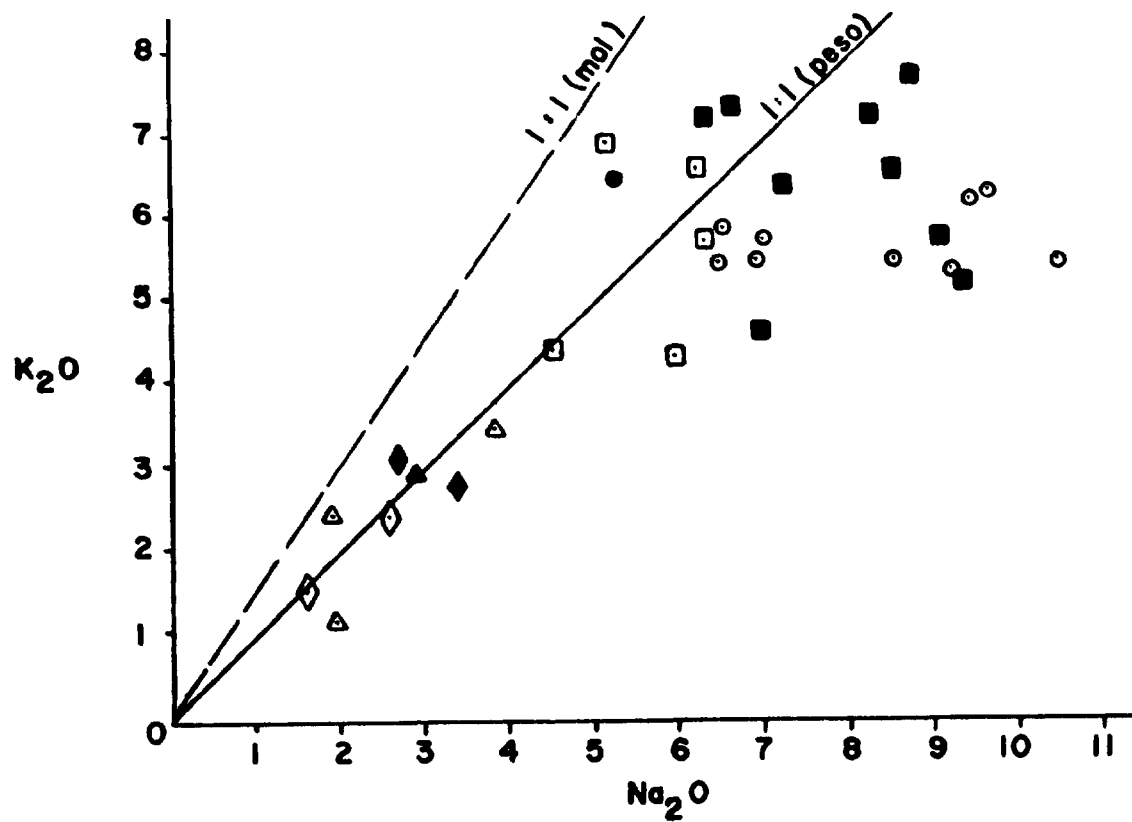


Fig. 17 - Variação dos teores de K₂O e Na₂O nas rochas alcalinas de Lages, SC. As linhas contínua e tracejada indicam, respectivamente, iguais proporções em peso e moleculares dos dois óxidos. Símbolos como na Fig. 2.

truído o diagrama AFM (Fig. 18), com base na soma das porcentagens em peso do $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, no valor do óxido de ferro total (convertido o Fe_2O_3 em FeO e somadas as porcentagens) e na porcentagem em peso do MgO .

Normalmente, esse tipo de diagrama tem sido empregado para indicar tendências na evolução dos complexos, quer na direção do vértice F, quer na direção do vértice A. No caso estudado, a variação se manifestaria inicialmente por uma diminuição do teor de MgO , mantido praticamente estável o índice F, sendo que nos termos leucocráticos ocorreria o enriquecimento mais pronunciado dos álcalis em relação ao ferro.

Comparando com diagramas semelhantes elaborados para os complexos de Itapirapuã (Gomes, 1970) e do Banhadão (Ruberti, 1984), vê-se que ocorrem, em Lages, rochas com caráter bem mais acentuadamente ultrabásico; nos complexos do estado do Rio de Janeiro (Valença, 1980), em especial os de Soarinho e Morro de São João, há também rochas com baixo teor de álcalis, mas o ferro predomina amplamente em relação ao magnésio, ao contrário do que ocorre em Lages.

Essas avaliações têm caráter meramente qualitativo, se levadas em conta as restrições postas ao emprego desse tipo de diagramas por Barker (1978) e sobretudo por Butler (1979), o qual assinala que as tendências ali representadas resultam de um complicado conjunto de interações: de seis dessas condicionantes, apenas uma seria diretamente relacionada com os controles petrogenéticos.

No caso em estudo, deve-se somar às limitações apontadas o fato de que pelo menos três amostras de brecha (triângulos vazios, na Fig. 18) exibem resultados questionáveis, devido à contaminação dos espécimes por fragmentos de rochas sedimentares ou ao elevado teor de carbonatos presente.

Mais importante do que isso, no entanto, é o fato de que as amostras analisadas pertencem a corpos distintos, com pelo menos duas tendências quanto ao teor de Na_2O e, embora sejam todos espacialmente relacionados dentro do complexo alcalino de Lages, nada prova que, do ponto de vista de evolução genética, não se esteja de certa forma misturando "maçãs, peras e laranjas", como salientado por Wright (1974) ao criticar o uso desse tipo de diagrama para estudos petrológicos.

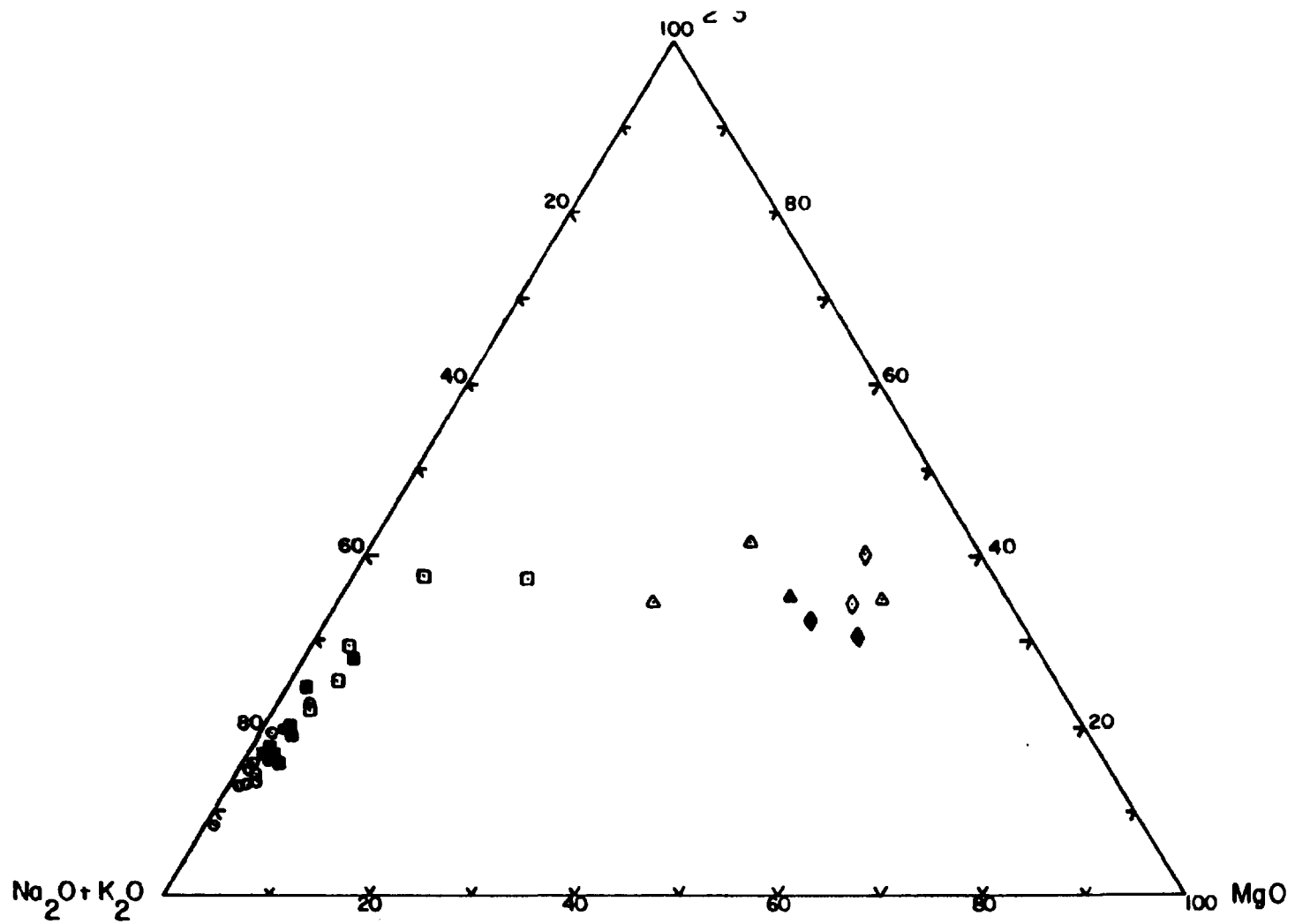


Fig. 18 - Diagrama triangular AFM (em peso) para as rochas alcalinas de Lages, SC. Símbolos como na Fig. 2.

Nesse sentido, a preferência dos petrólogos tem se voltado para a utilização dos diagramas de variação em que um óxido serve como abcissa e todos os demais são plotados em referência a ele — como no caso dos "diagramas de Harker", em que a abcissa é o SiO_2 .

O MgO tem sido muito usado como abcissa para as seqüências de rochas básicas e Ulbrich (1984) utilizou o potássio (em ppm) nessa função para os estudos relativos aos nefelina sienitos de Poços de Caldas, em que é mínima a variação dos teores de SiO_2 .

Os diagramas de Harker referentes às análises efetuadas nas amostras de Lages são mostrados na Figura 19. Nota-se que para os óxidos TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , CaO e P_2O_5 é possível traçar-se uma curva descendente, dos termos mais pobres para os mais ricos em SiO_2 , da qual ficam alijadas por conterem teores "anormalmente" baixos a maioria das amostras de fonolito porfirítico. Para o caso do MgO a pendente é mais abrupta, e a separação do grupo dos fonolitos porfiríticos não é tão evidente, em função dos teores muito baixos de todas as amostras com $\text{SiO}_2 > 50\%$. Contudo, verifica-se que os nefelina sienitos porfiríticos, mesmo muito ricos em SiO_2 , têm MgO maior que o do grupo referido.

Esses mesmos fonolitos porfiríticos têm conteúdos mais elevados de Al_2O_3 , Na_2O e, em alguns casos, de K_2O do que seria esperado, respeitada uma tendência geral de evolução dos nefelina sienitos porfiríticos em direção aos fonolitos, de mineralogia agpática. A dicotomia assinalada para os grupos dos fonolitos porfiríticos e dos fonolitos nos gráficos precedentes, e em especial nas Figuras 2 e 17, só aparece com a mesma clareza na curva do Na_2O , embora sejam evidentes alguma dispersão desses grupos nos diagramas referentes ao Fe_2O_3 e ao MnO e a grande variação nos teores de K_2O dos fonolitos porfiríticos. É interessante notar que o diagrama do MnO não acompanha o do ferro, como seria de se supor por seu comportamento geoquímico geral: o fato parece estar relacionado à sua relativa concentração em alguns minerais de cristalização tardia, especialmente, no caso do fonolito, a man-gano-pectolita.

A dispersão relativamente grande nas amostras de rochas ultrabásicas alcalinas é pelo menos parcialmente explicável pela heterogeneidade mineralógica e pela condição brechada de alguns espécimes, além da diversidade de corpos por elas representados.

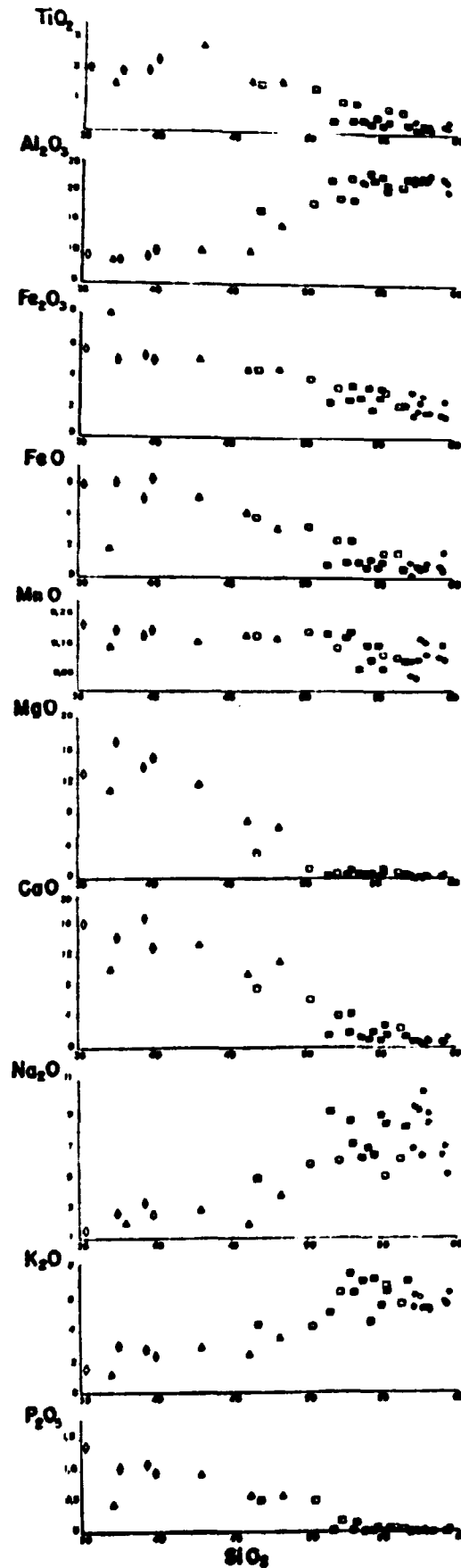


Fig. 19 - Diagrama de variação dos óxidos de elementos maiores em relação à porcentagem em peso de SiO₂ para as rochas alcalinas de Lages, SC. Símbolos como na Fig. 2.

6.2. Elementos traços

Foram também elaborados diagramas de Harker para os elementos traços com os teores medidos na maioria das amostras (Fig. 20).

Rubídio

A curva de variação do rubídio guarda muitas semelhanças com a do potássio, com teores na faixa dos 100 ppm para as rochas ultrabásicas alcalinas e alguns nefelina sienitos e um aumento gradativo para os termos mais diferenciados. Nestes, e em especial nos fonolitos, tem-se no entanto uma sensível discrepância, com os teores de Rb variando amplamente — tal como acontece para o Na_2O —, enquanto os teores de K_2O permanecem aproximadamente constantes.

Taylor (1965) acentuou a similaridade geoquímica entre o Rb e o K, salientando ser o tamanho a única diferença significativa entre os dois elementos. Essa diferença se torna decisiva sob condições de fracionamento extremo, com o Rb se concentrando levemente nas frações finais, quando seria finalmente admitido na estrutura dos feldspatos, em lugar do potássio.

Tauson (1965) enfatizou a importância de fatores extrínsecos nos processos de substituição diadômica, e exibiu como exemplo o fato de o potássio ocupar espaços maiores na estrutura das biotitas, em que seu número de coordenação é 12, sendo aí então preferentemente substituído pelo rubídio. Esta constatação é também mencionada por Taylor (1965) em seu trabalho.

A relação K/Rb representaria mais fielmente o enriquecimento em Rb nos estádios finais da cristalização; segundo Taylor (1965), razões entre 150 e 300 seriam normais, enquanto valores muito afastados desses limites requereriam explicações especiais. Relações mais elevadas, da ordem de 400, 500 ou mais, foram documentadas por Valença (1980) e por Ruberti (1984) para os complexos do Rio de Janeiro e do Banhadão, respectivamente, ficando seus valores mais baixos, no entanto, na faixa de 150.

Na Figura 21 tem-se que, para as rochas de Lages, os valores se situam entre pouco acima de 400 e pouco acima de 100. As rochas básicas alcalinas e os nefelina sienitos porfiríticos, bem como alguns fonolitos porfiríticos, demonstram correlação muito

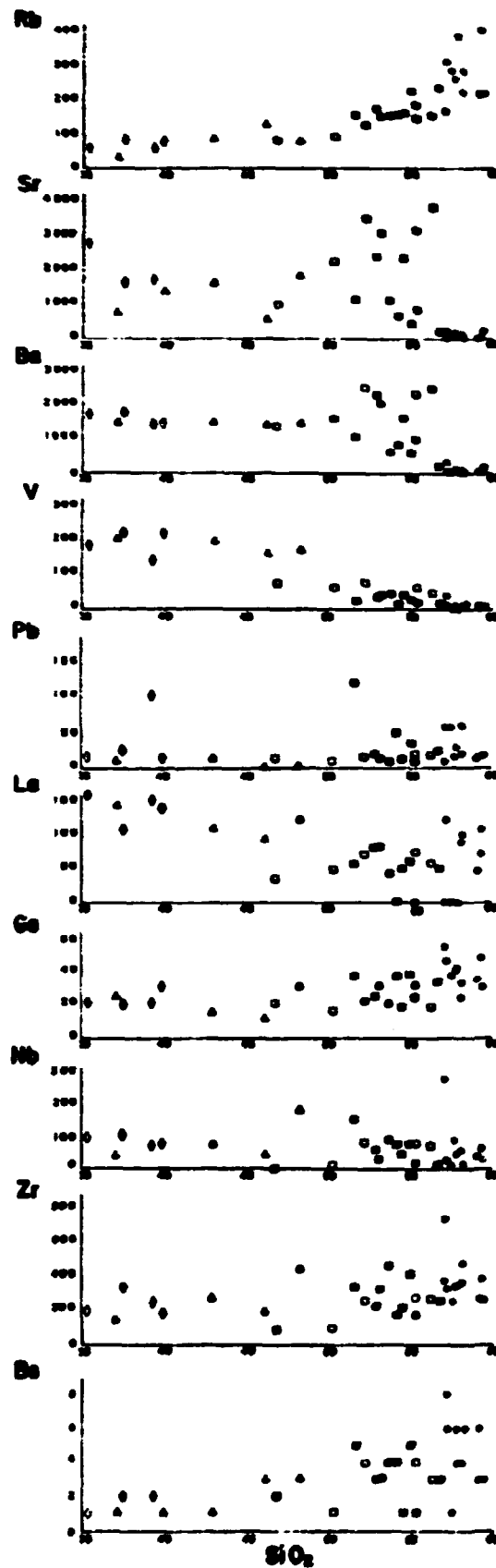


Fig. 20 - Diagrama de variação de elementos menores e traços (em ppm) em relação à porcentagem em peso de SiO₂, para as rochas alcalinas de Lages, SC. Símbolos como na Fig. 2

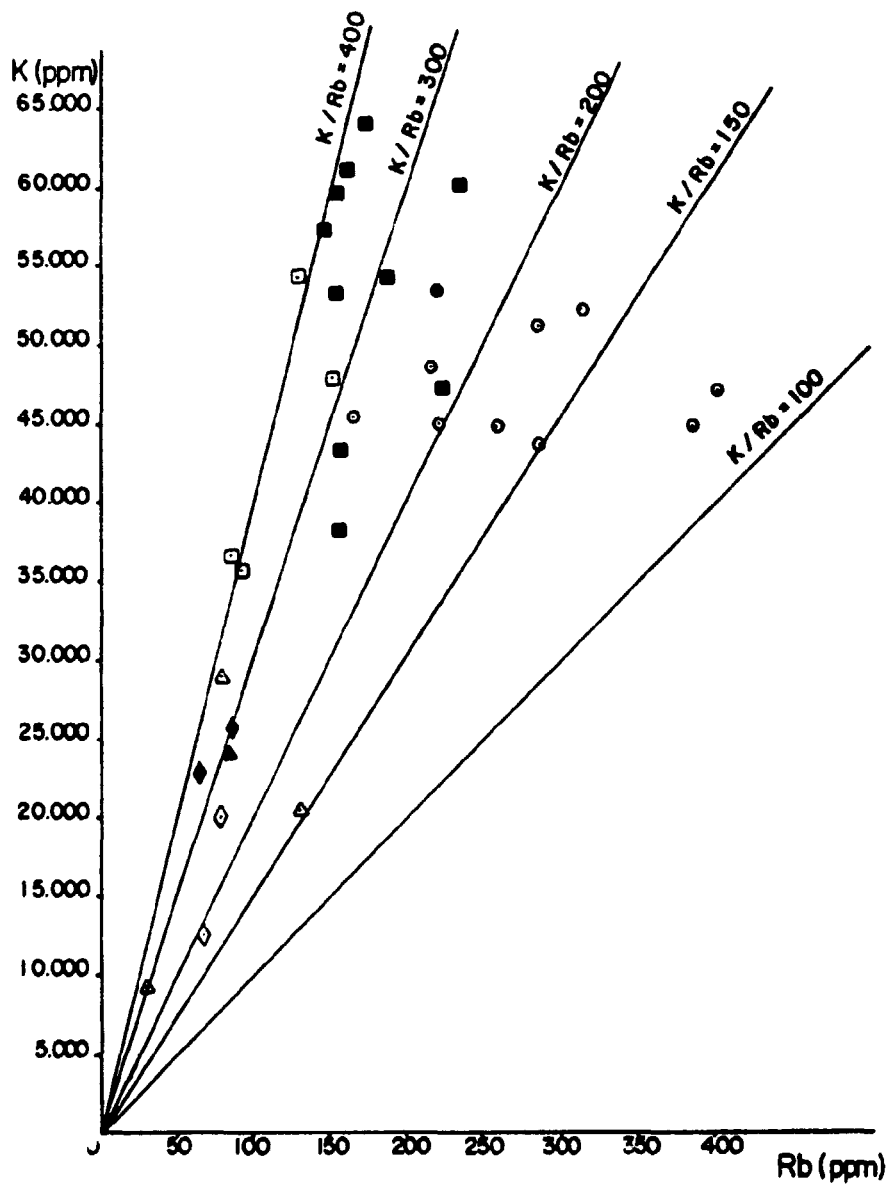


Fig. 21 - Variação do K vs Rb (ppm) para as rochas alcalinas de Lages, SC. As linhas indicam a relação K/Rb para as escalas adotadas. Símbolos como na Fig. 2.

forte entre K e Rb, com razões compreendidas entre 300 e 400. Já os demais fonolitos porfiríticos, o analcita traquito e a maioria dos fonolitos se colocam na faixa entre 300 e 150, considerada normal por Taylor (1965), mas com nítida tendência de os fonolitos mostrarem valores mais baixos, chegando-se até a duas amostras, com teores de Rb de cerca de 400 ppm, em que a relação é bem menor do que 150.

Segundo o diagrama acima, o enriquecimento do rubídio em relação ao potássio só se fez presente em alguns fonolitos porfiríticos e fonolitos, alcançando um grau relativamente avançado apenas junto a duas amostras desta última petrografia.

A similaridade entre os diagramas de Harker do sódio e do rubídio é indiretamente comprovada pelo gráfico Na vs Rb (Fig. 22): nota-se aqui que a correlação é mais estreita que no caso anterior (K vs Rb), com tendência pouco acentuada de aumento da relação para os termos mais ricos em Na. Constituem exceção algumas amostras de fonolito (e a amostra 17, com relação Na/Rb < 150 é caso extremo), o analcita traquito e a brecha 30, cujo alto teor de Rb deve estar ligado à presença de grande quantidade de flogopita na rocha.

Estrôncio e Bário

As curvas relativas a esses dois elementos (Fig. 20) demonstram notável semelhança, fazendo com que seja de interesse o seu exame em conjunto.

Os teores de Sr para as rochas ultrabásicas alcalinas variam na faixa entre 1000 e 2000 ppm, exceto para duas amostras de brecha com valores abaixo de 1000 ppm, mas exibem acentuada dicotomia junto às rochas com SiO₂ acima de 50%: um conjunto, formado por nefelina sienitos porfiríticos e três amostras de fonolito porfirítico (2, 6 e 14), mostra tendência de elevação de Ba e Sr com o aumento de SiO₂, até valores da ordem de 2500 ppm para o primeiro e 3800 ppm para o segundo. Trata-se de valores altos, mesmo para rochas alcalinas desse tipo. O outro conjunto — compreendendo os demais fonolitos porfiríticos, o analcita traquito e a totalidade dos fonolitos — exhibe tendência à diminuição desses elementos traços, até cair abaixo dos limites de sensibilidade (10 e 50 ppm, respectivamente) junto a várias amostras de fonolito.

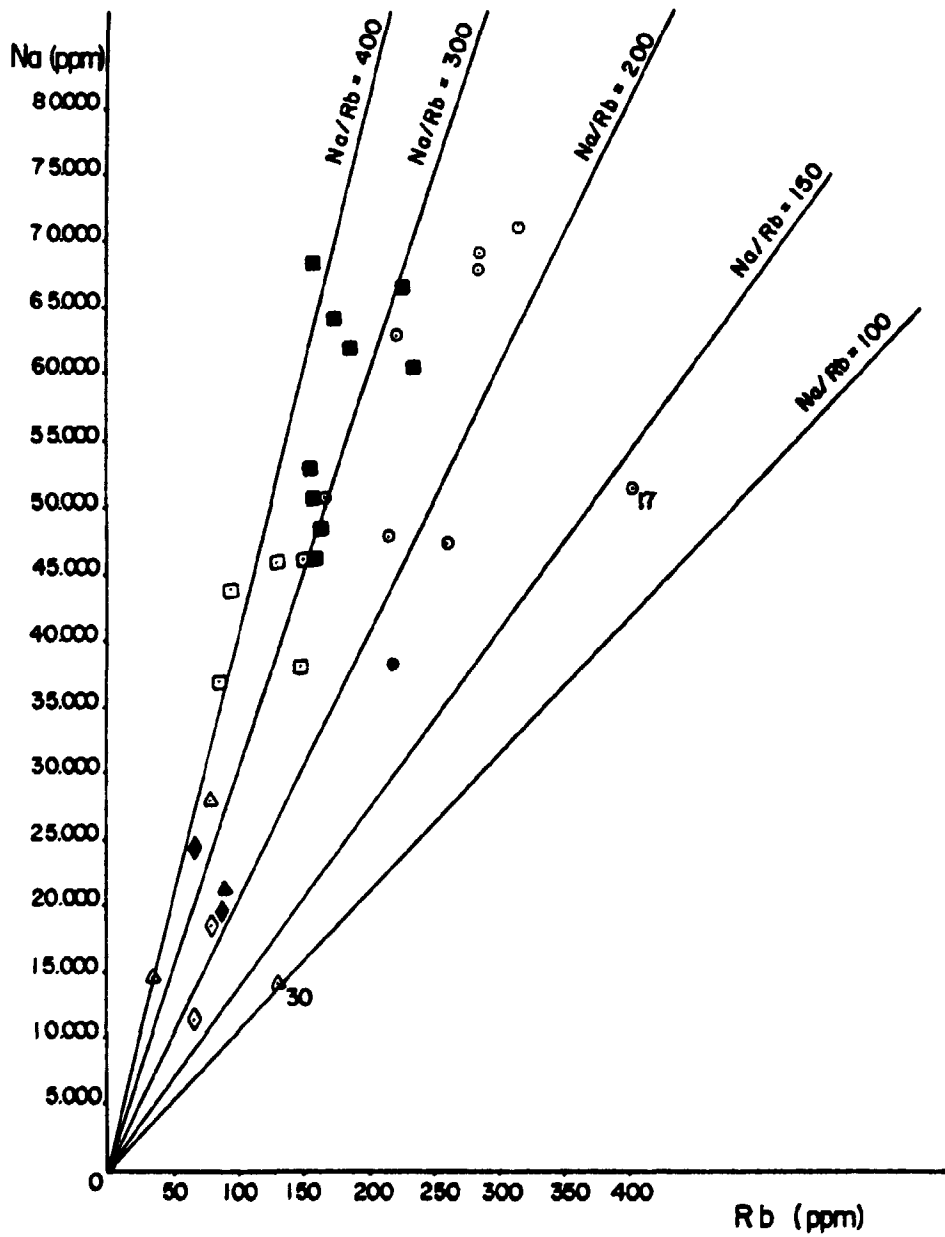


Fig. 22 - Variação do Na vs Rb (ppm) para as rochas alcalinas de Lages, SC. As linhas indicam a relação Na/Rb para as escalas adotadas. Símbolos como na Fig. 2.

Para Taylor (1965), o Sr pode ser admitido em lugar do Ca do plagioclásio, crescendo portanto em relação a este elemento durante o fracionamento. Ele não entra na estrutura dos piroxênios, onde a coordenação real do Ca é 6 e tampouco na das micas, onde a coordenação do K é 12; no entanto, é capturado em detrimento deste último elemento na estrutura dos feldspatos potássicos, em que sua coordenação é 8.

A relação Sr/Ca é vista como um índice sensível de fracionamento, quando o plagioclásio desempenha papel importante no processo. O diagrama de variação Ca vs Sr para as rochas de Lages é apresentado na Figura 23, em que se observa que, para as rochas ultrabásicas alcalinas, a relação Ca/Sr é pouco variável, permanecendo entre as faixas de 1000 e 500; para os nefelina sienitos porfiríticos, nota-se grande crescimento do Sr relativamente ao Ca; para os fonolitos porfiríticos, com teores de Ca aproximadamente constantes, a eventual correlação existente demonstra ser fracamente positiva; e os fonolitos apresentam teores muito baixos de Sr — e de Ba — situando-se próximos à origem do gráfico, apesar de conterem Ca em quantidades equivalentes aos fonolitos porfiríticos.

Não foram identificados plagioclásios nas amostras de Lages, à exceção da albita praticamente pura dos fonolitos. As rochas ultrabásicas alcalinas contêm flogopitas, algumas muito enriquecidas em bário, e nefelinas altamente potássicas. As rochas leucocráticas se caracterizam pela presença de feldspatos alcalinos, com proporções variáveis de K e Na, merecendo destaque especial os grandes fenocristais de feldspato zonado dos nefelina sienitos porfiríticos e de alguns fonolitos porfiríticos.

Ulbrich (1983) determinou teores relativamente elevados de SrO em feldspatos potássicos de nefelina sienitos de Poços de Caldas, e Ulbrich (1984) incluiu as efusivas perpotássicas (kamafugitos e outros lamproítos) entre as rochas ígneas mais ricas em estrôncio.

Um diagrama de variação do potássio em relação ao estrôncio (Fig. 24) evidencia que, para as rochas ultrabásicas alcalinas e a maior parte dos nefelina sienitos porfiríticos, há uma nítida correlação positiva, sugerindo a possibilidade de substituição diadômica entre os dois elementos; a relação K/Sr tende a manter-se entre 10 e 20, indicando níveis elevados de substituição.

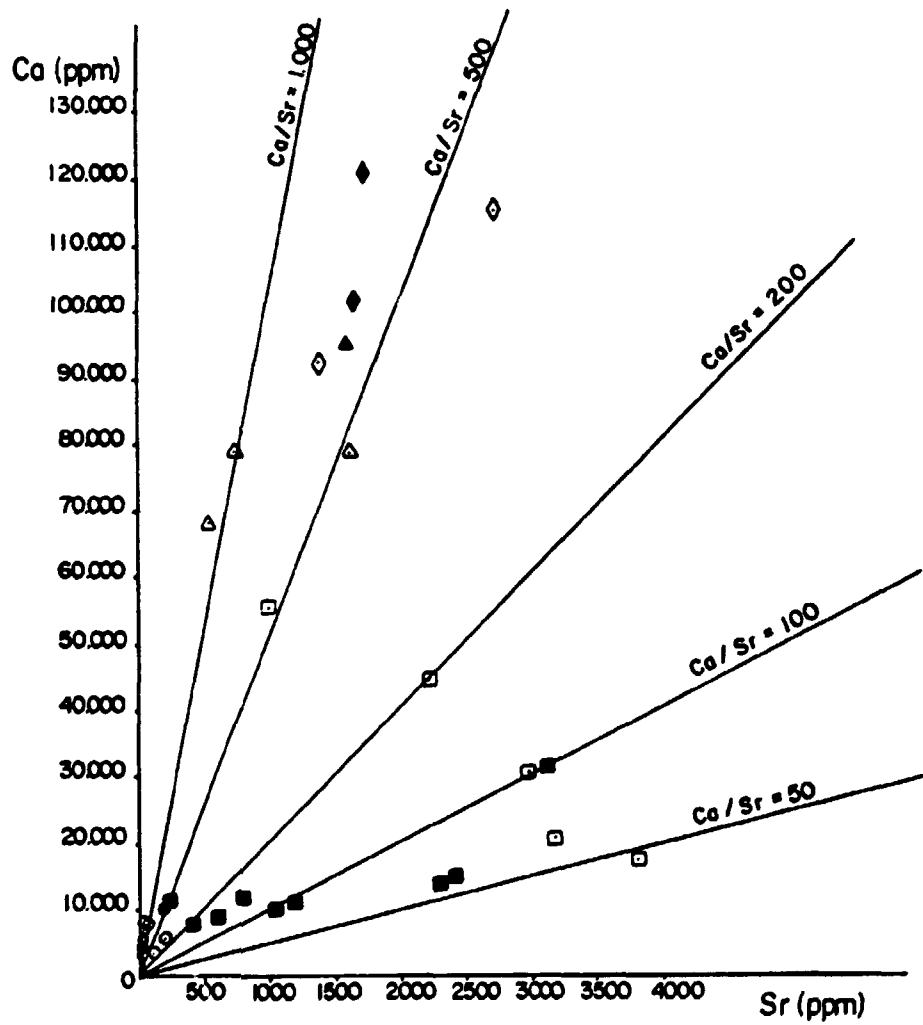


Fig. 23 - Variação do Ca vs Sr (ppm) para as rochas alcalinas de Lages, SC. As linhas indicam a relação Ca/Sr para as escalas adotadas. Símbolos como na Fig. 2.

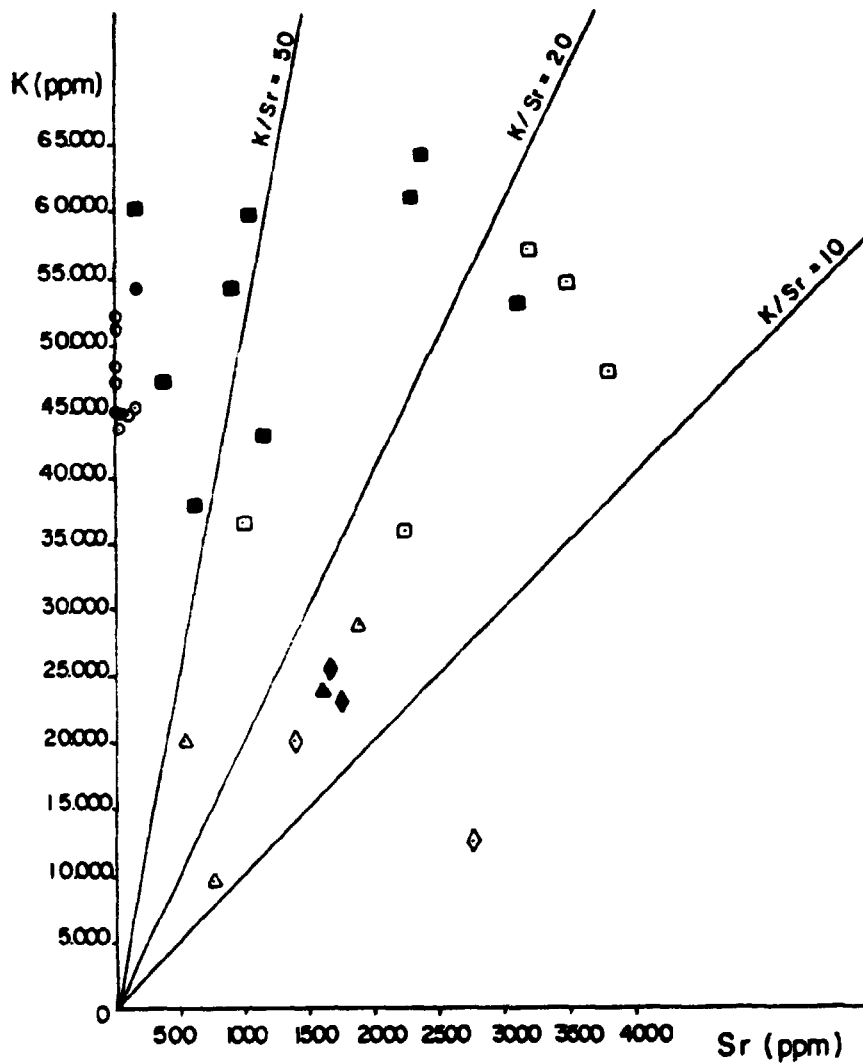


Fig. 24 - Variação do K vs Sr (ppm) para as rochas alcalinas de Lages, SC. As linhas indicam a relação K/Sr para as escalas adotadas. Símbolos como na Fig. 2.

Nos fonolitos porfiríticos essa relação aumenta, chegando a níveis muito elevados nos fonolitos, em virtude, provavelmente, do caráter de captura dessa substituição: o teor de Sr tenderia a diminuir nos termos mais diferenciados, embora o nível de K varie muito pouco.

Segundo Taylor (1965), o comportamento geoquímico do bário é relativamente simples já que ele substitui apenas o K^+ entre os cátions comuns: com raio praticamente igual e valência maior, o bário é capturado entrando nos minerais potássicos formados nos estádios iniciais, embora o tipo de ligação mais covalente que a do potássio, agindo em sentido contrário, faça com que se mantenha presente até bem mais adiante na seqüência.

A Figura 25, que relaciona a variação do Ba à do K, mostra grande semelhança com a anterior, reforçando a evidência da similaridade do comportamento geoquímico do Ba e do Sr já deduzida pelo exame das curvas respectivas na Figura 20. Observa-se, apenas, uma redução mais acentuada da relação K/Ba das rochas ultrabásicas alcalinas em direção aos nefelina sienitos porfiríticos, em que os teores de bário não atingem patamares tão elevados quanto os de estrôncio.

Na verdade, a relação Sr/Ba (Fig. 26) oscila entre 0,5 e pouco mais que 1,5, com os valores maiores para os nefelina sienitos porfiríticos e fonolitos porfiríticos, sugerindo uma preferência maior pelo estrôncio nos feldspatos potássicos dessas rochas, enquanto as flogopitas dos termos ultrabásicos tenderiam a alojar mais prontamente o bário.

O comportamento desses elementos nos carbonatitos e rochas associadas da Fazenda Varela foi comentado por Scheibe (1979), que encontrou uma grande variação nos teores de bário, enquanto os valores do estrôncio se mantêm relativamente constantes: o bário forma mineral próprio, com amostras apresentando até 44% (em peso) de barita, enquanto o estrôncio estaria principalmente substituindo o cálcio nos carbonatos. Os altos valores da relação Ba/Sr observados nesses carbonatitos são considerados uma forte evidência de que os mesmos representariam estádios finais de um processo de fracionamento.

Chumbo

O Pb^{2+} tem tamanho intermediário entre o Ca^{2+} e o K^{2+} , po-

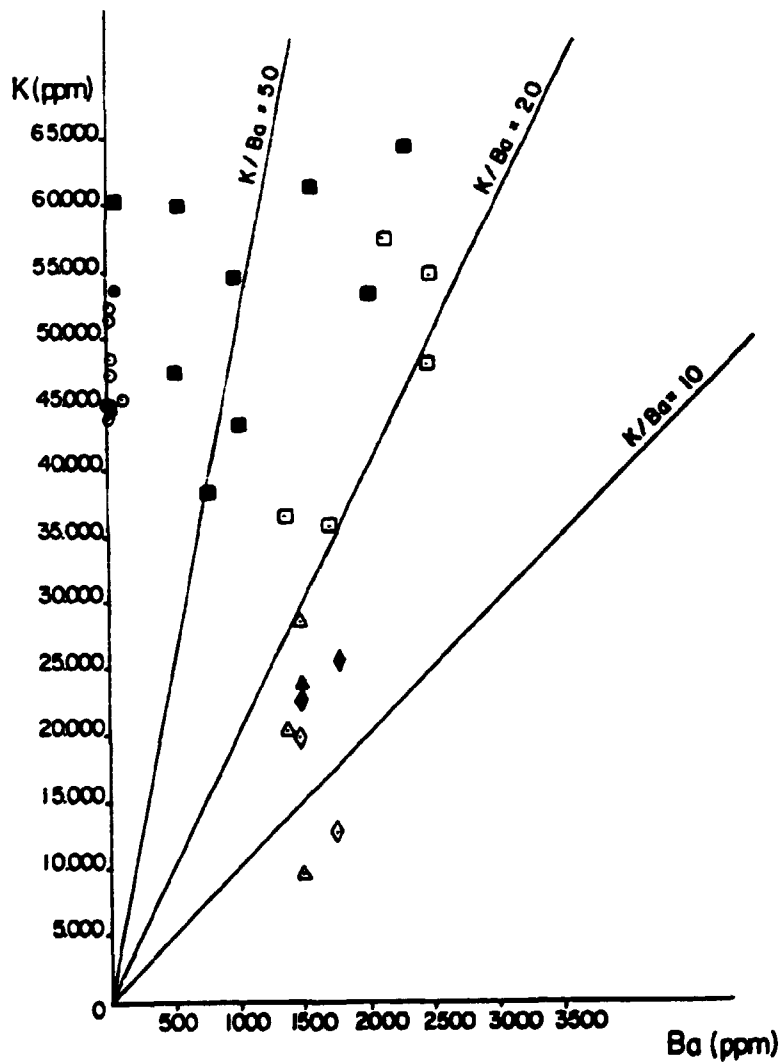


Fig. 25 - Variação do K vs Ba (ppm) para as rochas alcalinas de Lages, SC. As linhas indicam a relação K/Ba para as escalas adotadas. Símbolos como na Fig. 2.

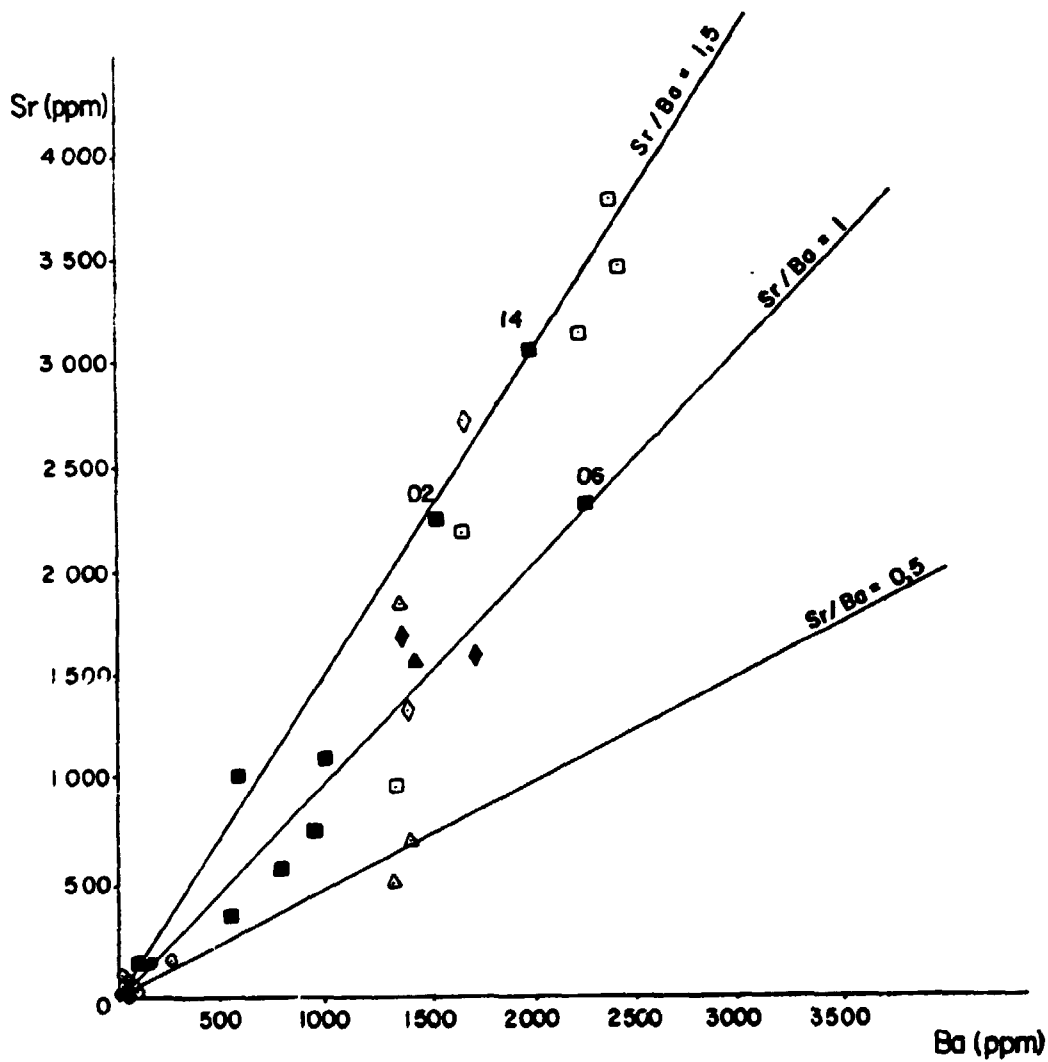


Fig. 26 - Variação de Sr vs Ba (ppm) para as rochas alcalinas de Lages, SC. As linhas indicam a relação Sr/Ba para as escalas adotadas. Símbolos como na Fig. 2.

dendo portanto substituir a um ou outro em minerais relativamente tardios, já que sua ligação com o oxigênio mostra caráter covalente: a relação Pb/Sr tende a crescer durante o fracionamento, embora esses dois elementos possuam valência igual e tamanho muito semelhante (Taylor, 1965).

A curva do Pb vs SiO₂ exibe leve tendência ao crescimento nos termos mais ricos em sílica, podendo, guardadas as proporções, ser vista como similar às curvas do rubídio (Fig. 20) e do sódio (Fig. 19). Duas nítidas anomalias (fonolito porfirítico 1 e olivina melilitito 21) são eventualmente devidas à presença de chumbo como galena nas amostras, tal como demonstrado por Tauson (1965) para o caso do zinco.

Vanádio e Crômio

Valores elevados de crômio (e de níquel) são tidos como indicadores de baixo índice de fracionamento nos conjuntos de rochas básicas (Sial e Mckeath, 1984).

O Cr³⁺ e o V³⁺ substituem o Fe³⁺ na magnetita e nos clinopiroxênios, mas o crômio empobrece logo nos estádios iniciais da cristalização, enquanto o vanádio, por sua tendência a formar complexos, pode permanecer até os magmas residuais.

Esse comportamento está bem exemplificado pelas rochas de Lages, em que o crômio, que atinge valores entre 224 e 1200 ppm nas rochas ultrabásicas alcalinas e brechas (Tabela 19), cai já nos nefelina sienitos porfiríticos abaixo dos 5 ppm, limite de sensibilidade do método analítico; enquanto o vanádio, cujos teores nas rochas básicas alcalinas oscilam em torno dos 200 ppm, decresce gradualmente em direção aos fonolitos, chegando em apenas três amostras a se posicionar abaixo dos 5 ppm, conforme se observa na Figura 20.

Comportamento semelhante é dado pelas rochas alcalinas do Banhadão, PR, estudadas por Ruberti (1984), em que os teores iniciais de vanádio são mais elevados e o decréscimo prossegue até os termos mais leucocráticos, mas os de crômio só ultrapassam os 100 ppm nos flogopita melteigitos (526, 560 ppm) e em uma amostra dos malignitos (112 ppm), situando-se para a grande maioria das demais abaixo dos 5 ppm.

A amostra ora analisada dos carbonatitos contém teores de 32 e 192 ppm para o crômio e o vanádio, e Scheibe (1979) determi-

nou valores entre 10 e 135 ppm para o primeiro e entre 50 e 350 ppm para o segundo, num estudo de 10 amostras de carbonatito da Fazenda Varela.

Escândio

Taylor (1965) acentuou que o Sc^{3+} é capturado no lugar do Fe^{2+} nos piroxênios mais primitivos, mas também se concentra em certos pegmatitos. Nas amostras estudadas, esse elemento só exibe valores acima dos 5 ppm para as rochas ultrabásicas alcalinas (10 a 20 ppm) e um valor mais alto (44 ppm) para o carbonatito (Tabela 19).

Níquel e Cobalto; Cobre

Esses três elementos apresentam também valores mensuráveis apenas nas rochas ultrabásicas alcalinas e brechas, além do nefelina sienito 3, com 12 e 20 ppm de cobalto e cobre, respectivamente, e do fonolito porfirítico 13, com 12 ppm de níquel (Tabela 19). Os valores do níquel são os mais elevados, denotando, como no caso do crômio, que a maioria dessas rochas ultrabásicas alcalinas alcançou pequeno grau de fracionamento: segundo Taylor (1965), o Ni^{2+} tende a assumir o lugar do Fe^{2+} já nas primeiras olivinas formadas, sendo rapidamente empobrecido à medida que prossegue o fracionamento. Com o cobalto o comportamento seria semelhante, embora menos marcado que para o caso do níquel: talvez por isso, embora com teores iniciais menores, ainda esteja presente no nefelina sienito porfirítico 3, a mais máfica das amostras desse agrupamento petrográfico.

O comportamento do cobre seria bem mais complexo que o do níquel e do cobalto, ainda segundo Taylor (1965), mas nas amostras estudadas apresenta notável similaridade com o do cobalto, aparecendo inclusive com teor de 20 ppm na amostra 3.

Os valores desses três elementos para o carbonatito são muito baixos, o que já fora constatado por Scheibe (1979) para o cobre e o níquel.

Berílio e Boro

O berílio tende a se concentrar nos líquidos residuais, sendo valores da ordem de 7 ppm alcançados em rochas alcalinas pela substituição de cátions de valência alta como o Ti, Zr, Nb e ter-

ras raras (Taylor, 1965). Gerasimovski (1974) reportou teores entre 2 e 50 ppm, e uma média de 5 a 7 ppm para os nefelina sienitos. Nas rochas de Lages, verifica-se um nítido aumento dos valores em direção aos termos mais ricos em sílica, até um máximo de 8 ppm, embora representantes de quase todas as unidades petrográficas contenham também valores abaixo do limite de 2 ppm (Fig.20).

O boro só foi detectado em teores acima do limite de 10 ppm em amostras de nefelina sienito porfirítico (Tabela 19), caracterizadas pela presença de fenocristais zonados de feldspato alcalino e de salita. Ainda segundo Taylor (1965), tetraedros $(BO_4)^{5-}$ poderiam substituir os $(AlO_4)^{-5}$ em minerais de cristalização inicial, havendo sido constatada a concentração de boro, por exemplo, em plagioclásios.

Como os nefelina sienitos porfiríticos são as rochas menos diferenciadas a conter feldspatos, é de supor-se a entrada preferencial do boro em sua estrutura. Ou na das salitas, que contêm teores superiores a 5% de Al_2O_3 ?

Gálio

O Ga^{3+} pode entrar nas posições do Al^{3+} e do Fe^{3+} , com preferência para estas últimas, em função de suas características; a grande quantidade de Al em relação ao Fe^{3+} nas rochas comuns seria, no entanto, em conformidade com Taylor (1965), usualmente suficiente para mascarar essa tendência.

Para as amostras pesquisadas os teores variam de 10 a 54 ppm (a média para os nefelina sienitos seria de 36 ppm, segundo Gerasimovskii, 1974), e a curva na Figura 20 mostra leve crescimento em direção aos termos mais ricos em sílica e em alumínio, conforme se verifica na Figura 19. Neste mesmo gráfico vê-se que o comportamento de Fe^{3+} é contrário ao do Al, fato que deve ser responsável pelas diferenças entre as curvas deste e do Ga, se considerados os comentários do parágrafo anterior.

Nióbio e Zircônio

Esses dois elementos traços são considerados por Gerasimovskii (1974) como dos mais característicos dos nefelina sienitos, onde ocorrem em teores 2 a 3 vezes maiores que nas demais rochas ígneas.

Ulbrich (1984) reconheceu que, entre os nefelina sienitos

de Poços de Caldas, os agpaíticos são mais ricos tanto em Zr como em Nb, substituindo eventualmente o Ti ou formando minerais próprios.

São típicos de rochas agpaíticas, entre outros, os minerais astrofilita, eudialita-eucolita, lamprofilita, lâvenita, murmanita e neptunita, identificados em fonolitos do distrito alcalino de Lages.

Comparando as curvas do Nb e do Zr na Figura 20 nota-se que ambos exibem comportamento praticamente idêntico, embora com valores médios bem menores para o primeiro. A primeira vista, no entanto, não é possível discernir tendências definidas para esses elementos em relação ao teor de sílica, contrariamente ao que ocorre com o teor de TiO_2 (Fig. 19), o que evidencia uma independência no comportamento do Nb e Zr em relação àquele elemento. É lícito assim concluir que, enquanto provavelmente nos termos mais máficos o nióbio e o zircônio substituem o titânio, nas rochas mais evoluídas esses elementos, e especialmente o zircônio, mostram leve enriquecimento, chegando a constituir seus minerais próprios, característicos das variedades agpaíticas.

Os teores desses elementos detectados na amostra de carbonatito são semelhantes aos já obtidos por Scheibe (1979) para os demais carbonatitos da Fazenda Varela, quando médias menores que a abundância mundial dos carbonatitos foram interpretadas como devidas a uma cristalização mais tardia dos termos estudados, já que o pirocloro e talvez outras fases também contendo zircônio seriam mais abundantes nas fases iniciais do fracionamento carbonatítico.

Ítrio e terras raras: Lantânio e Itérbio

Os estudos geoquímicos de detalhe efetuados em complexos alcalinos e carbonatíticos têm evidenciado um enriquecimento progressivo nos teores de terras raras desde as rochas mais básicas — olivina nefelinitos — até as mais evoluídas, da família dos fonolitos; esse enriquecimento atinge seu máximo na fase carbonatítica, e particularmente nos últimos estádios de formação dessas rochas. Assinala-se, ainda, que a relação entre as terras raras leves (La-Eu) e as pesadas (Gd-Lu, + Y) aumenta também desde os termos mais básicos até os mais leucocráticos.

Para Gerasimovskii (1974), que estudou principalmente as

ocorrências da União Soviética, os conteúdos de terras raras nos nefelina sienitos variam dentro de faixas amplas (50 a mais de 10000 ppm), com forte predomínio das terras raras leves em relação às pesadas. Os minerais principais concentradores de terras raras nos nefelina sienitos agpaíticos são os minerais que contêm tanto Ca como Na, especialmente eudialita, rinkita, rinkolita, steenstrupina, loparita, etc.; um acúmulo das terras raras pesadas é registrado na eudialita. Nos nefelina sienitos miasquíticos, as terras raras se concentram nos minerais portadores de Ca, especialmente titanita e apatita.

Discutindo a distribuição das terras raras nos carbonatitos da Fazenda Varela, Scheibe e Formoso (1982) concluíram que a concentração das terras raras nessas rochas é muito alta em relação aos condritos, à média na crosta e mesmo à de outros carbonatitos, com grande concentração dos lantanídeos leves para os pesados. Esses altos teores absoluto e relativo de lantanídeos leves, em adição às demais características mineralógicas e geoquímicas da ocorrência investigada, indicariam, segundo os mesmos autores, que esses carbonatitos representam estádios finais de um processo de fracionamento durante a fase carbonatítica, reforçando a possibilidade de existência de carbonatitos representativos das fases iniciais dessa diferenciação no complexo alcalino de Lages.

A determinação de terras raras por espectrografia de emissão, técnica utilizada para as amostras em questão, não supre as necessidades de um estudo detalhado do comportamento geoquímico desses elementos, uma vez que os limites de sensibilidade são demasiado elevados. As tentativas de modelamento geoquímico recorrendo a coeficientes de partição mineral/líquido, por outro lado, apóiam-se necessariamente em determinações precisas tanto em rocha total como em minerais individualizados.

Os dados até agora obtidos para as rochas de Lages, com exceção parcial dos carbonatitos, em que a maioria dos teores é mensurável mesmo pelo método empregado, são portanto insuficientes para uma discussão em detalhe. Os teores medidos de ítrio, lantânio e itérbio, no entanto, permitem algumas considerações.

Os maiores valores de Y são verificados nas rochas ultrabásicas alcalinas e nas brechas, situando-se pouco acima do limite de 10 ppm para os nefelina sienitos porfiríticos, e caindo a-

baixo desse valor para a maioria dos fonolitos porfiríticos e fonolitos (Tabela 19). O Yb acompanha claramente essa tendência, embora já para os nefelina sienitos porfiríticos os valores se posicionem abaixo do limite de 1 ppm.

Já o lantânio apresenta valores passíveis de serem medidos na grande maioria das amostras, apesar do limite elevado de 30 ppm do método analítico. Seu comportamento está evidenciado na Figura 20, em que se nota, ao contrário do que seria esperado tendo em vista as informações da bibliografia, uma tendência e declinar dos termos mais básicos para os mais evoluídos, onde se situam os menores valores; alguns dos fonolitos, contudo, fogem a essa tendência, reunindo valores relativamente elevados.

Um diagrama La vs Y (Fig. 27) confirma essas observações, mostrando que existe mesmo correlação positiva entre o ítrio e o lantânio, com a maioria das amostras se colocando nas proximidades da linha correspondente à relação $La/Y = 4$; apenas o analcita traquito, três amostras de fonolito e um fonolito porfirítico fogem nitidamente a essa correlação, com enriquecimento do lantânio em proporção bem mais elevada do que o ítrio, subindo a relação para valores superiores a 8. Essa situação poderia ser modificada, já que diversas amostras com teores de Y < 10 ppm podem estar na realidade deslocadas bem mais para a esquerda no diagrama.

A julgar pelos dados disponíveis, as rochas com maior conteúdo total de terras raras, exceto os carbonatitos, seriam os nefelinitos, olivina melilitos, o olivina melteigito e as brechas; alguns nefelina sienitos porfiríticos se situariam em posição intermediária, e somente poucas amostras dos termos mais diferenciados — analcita traquito 20, fonolitos 16, 24 e 25 e fonolito porfirítico 6 — demonstram enriquecimento preferencial do lantânio bem acentuado.

Aparentemente, de modo geral as terras raras estão substituindo o Ca nos minerais normalmente portadores deste elemento — apatita, titanita, clinopiroxênios — e apenas nas variedades leucocráticas referidas assumem alguma importância minerais portadores preferencialmente das terras raras leves, com seu raio iônico maior.

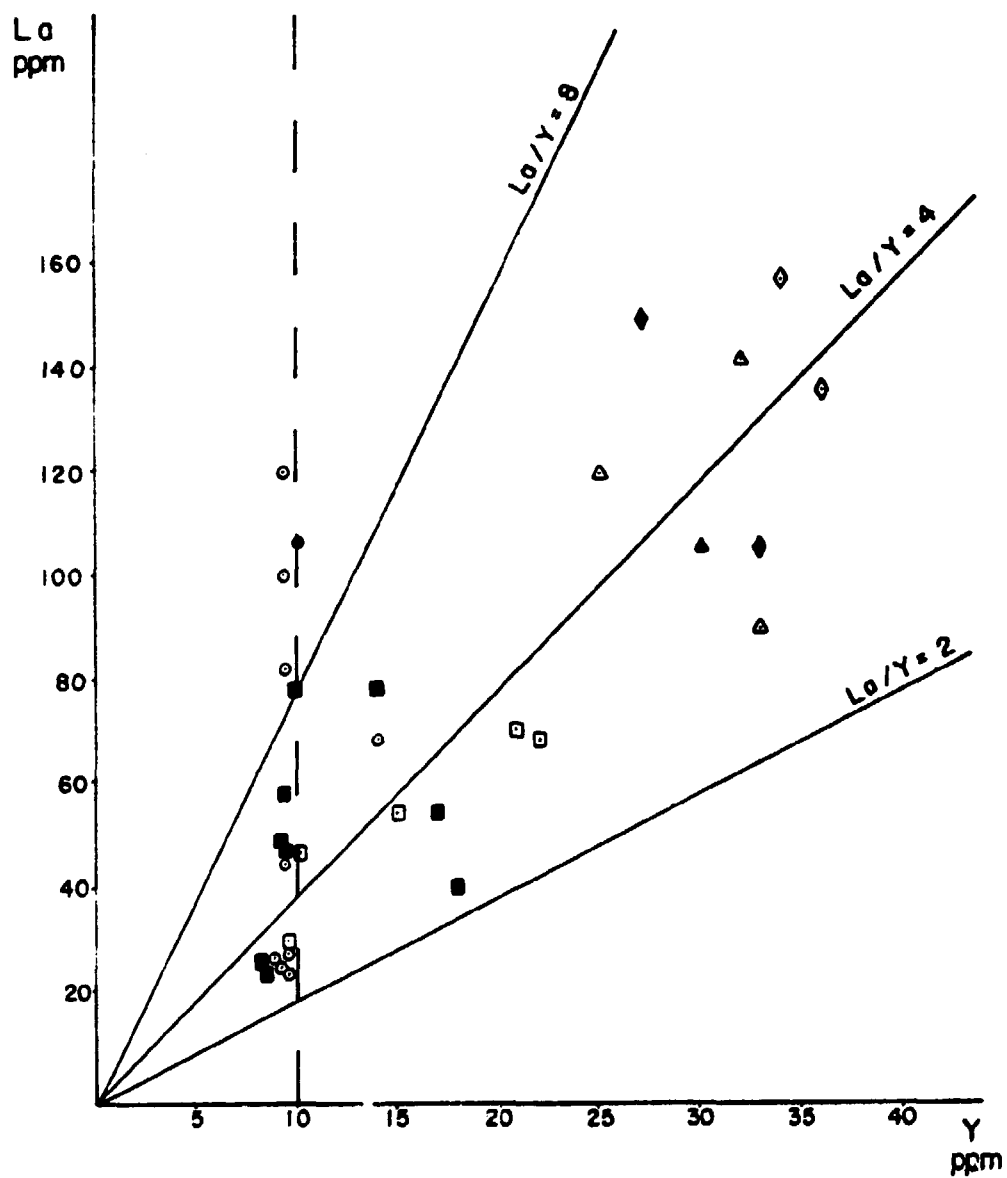


Fig. 27 - Variação do La vs Y (ppm) para as rochas alcalinas de Lages, SC. As linhas indicam a relação La/Y para as escalas adotadas. Símbolos como na Fig. 2.

Flúor, Cloro, Enxofre

O flúor aparece com teores entre 500 a 1000 ppm junto às rochas ultrabásicas alcalinas, as brechas e a maioria dos nefelina sienitos porfiríticos, mas apresenta variação bem maior de concentração nos fonolitos porfiríticos e especialmente nos fonolitos, em que atinge valores da ordem de 2000 ppm (Fig. 28).

Esse elemento se apresenta com teores relativamente elevados nas flogopitas estudadas (entre 0,46 e 2,72%; Tabela 12) e pode também estar presente na estrutura das apatitas, acessório comum nas rochas ultrabásicas, brechas e nefelina sienitos porfiríticos. Nos termos mais evoluídos, registrou-se a ocorrência de fluorita e de criolita, além de alguns silicatos de metais raros, já citados, que admitem o flúor em sua estrutura.

O cloro mostra comportamento ainda mais marcado, de vez que teores expressivos só são exibidos por uma amostra dentre as ultrabásicas alcalinas (olivina melilito 12), enquanto a maioria dos nefelina sienitos porfiríticos e fonolitos porfiríticos tem teores na faixa entre 1000 e 2000 ppm, e cinco amostras de fonolito possuem conteúdo da ordem de 2500 ppm (Fig. 28). De modo geral, essas amostras com altos teores de cloro contêm sodalita, principal mineral portador desse elemento nas rochas pesquisadas. Contribuição acessória é também devida à eudalita ou alguma cancrinita eventualmente presente. O teor da ordem de 1300 ppm, obtido na amostra 12, pode eventualmente estar relacionado à presença de mais de 30% de flogopita nessa rocha, cuja granularidade grossa sugere manutenção de pressão de voláteis relativamente elevada durante o processo de cristalização.

O enxofre apresenta comportamento inicialmente muito semelhante ao dos elementos acima, com valores baixos nos termos iniciais (à exceção, mais uma vez, do olivina melilito 12 e em parte do 21) e aumentando até a maioria dos fonolitos porfiríticos (Fig. 28); em todos os fonolitos, contudo, o teor é muito baixo, evidenciando uma incompatibilidade desse elemento com as condições de formação destas rochas.

Para fins de cálculo da composição normativa, foi atribuído um valor constante ao S^- , que estaria nas rochas na forma de sulfeto (principalmente pirita) e o remanescente, calculado para SO_3^- , computado no cálculo como anidrita; sua presença nos feldspatoides do grupo da sodalita não foi detectada em testes quali-

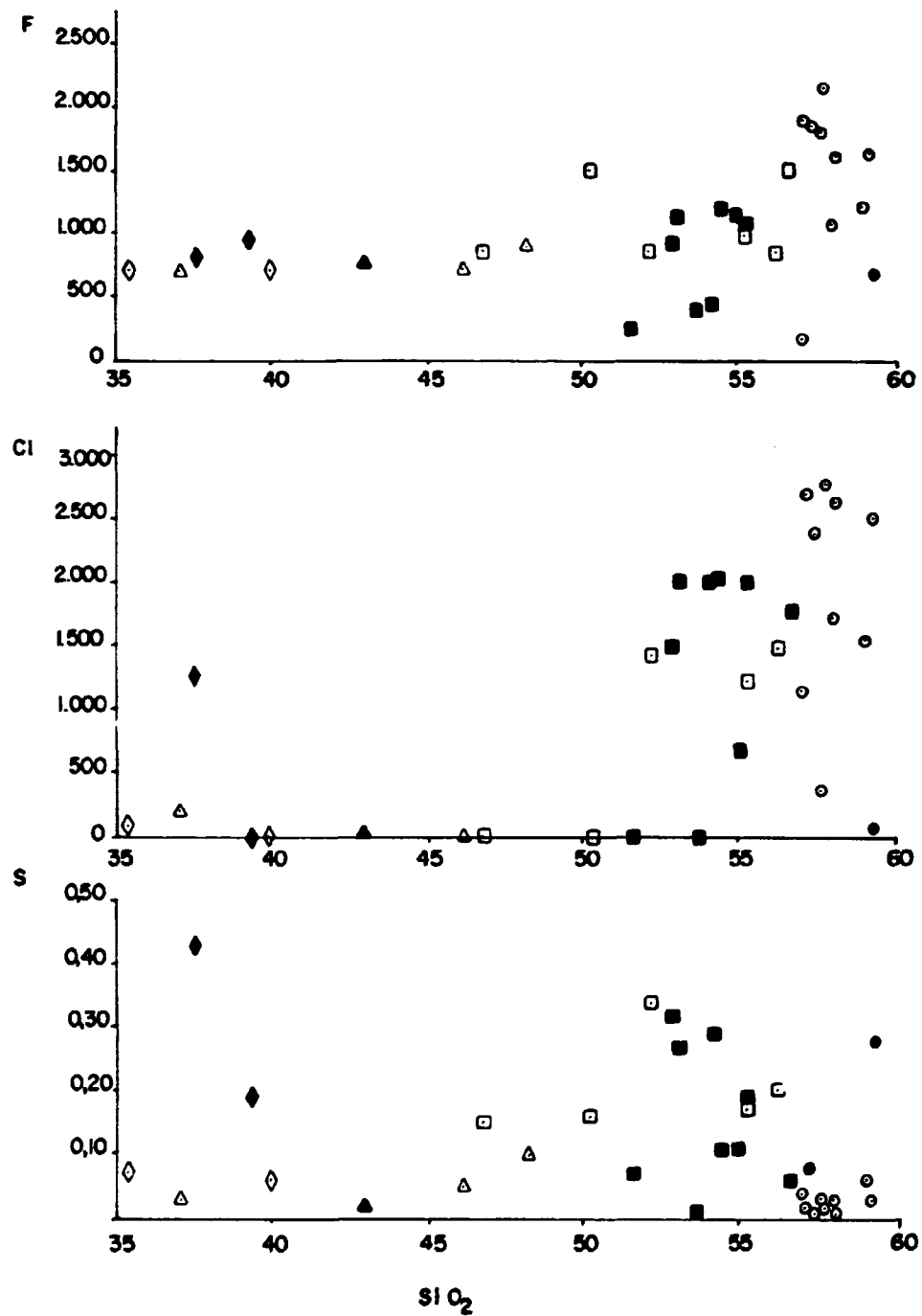


Fig. 28 - Diagrama de variação do F e Cl (ppm) e do S (%) em relação à porcentagem em peso de SiO_2 para as rochas alcalinas de Lages, SC. Símbolos como na Fig. 2.

tativos com a microsonda eletrônica.

Nos carbonatitos da Fazenda Varela, Scheibe (1979) registrou concentrações de SO_3 até da ordem de 17,1% coincidindo com valores muito altos de bário: a barita chega a ser constituinte essencial dessas rochas, indicando sua cristalização tardia, conforme já acentuado anteriormente.

CAPÍTULO 7

GEOCRONOLOGIA E RELAÇÕES ISOTÓPICAS

O trabalho de Amaral *et al.* (1967) constituiu um marco importante no estudo das rochas alcalinas do Brasil pelo método K/Ar, e a maior parte dos dados obtidos posteriormente constou da compilação efetuada por Ulbrich e Gomes (1981).

Observa-se que enquanto o primeiro trabalho utilizava um conceito de "idade preferida" para cada maciço, o segundo dava ênfase à possível duração do magmatismo em cada complexo ou grupo de ocorrências, citando especificamente os casos de Poços de Caldas, do cinturão costeiro São Paulo-Rio de Janeiro e das ilhas brasileiras. Segundo Ulbrich e Gomes (1981), haveria razões para crer que Poços de Caldas se teria alojado durante um intervalo mínimo de 20 Ma; os maciços costeiros de São Paulo e Rio de Janeiro teriam idades de 80 a 53 Ma; e as ocorrências em ilhas brasileiras indicariam que o magmatismo alcalino iniciado há cerca de 50 Ma nos Abrolhos poderia estar ainda atuante no Oceano Atlântico, com um intervalo de 20 Ma, por exemplo, apenas para Fernando de Noronha.

Os primeiros dados com base em isócronas Rb/Sr referiram-se aos nefelina sienitos de Poços de Caldas, tendo sido divulgados por Kawashita *et al.* (1984): foram ali obtidas isócronas de $89,8 \pm 2,8$ Ma e de $86,3 \pm 6$ Ma para nefelina sienitos miasquíticos e para corpos lujaurítico-chibiníticos (agpáticos) neles intrusivos, respectivamente, enquanto as idades K/Ar difundidas na literatura davam 80 e 60 Ma para esses dois tipos de rochas.

Ulbrich (1984), em função desses dados isocrônicos e por analogia com os intervalos de formação dos vulcões hawaianos e de grandes caldeiras riolíticas-andesíticas — que não ultrapassariam os 2 Ma — admitiu que a colocação do maciço de Poços de Caldas teria ocorrido num intervalo de tempo muito menor que o sugerido pelas datações K/Ar, afirmando que provavelmente o período de atividade magmática não foi além de alguns poucos milhões de anos. Com base também no forte hidrotermalismo existente, tanto Ulbrich (1984) como Kawashita *et al.* (1984), propuseram que as idades K/Ar não representariam idades de cristalização dessas rochas, mas eventos térmicos posteriores.

Os dados geocronológicos disponíveis sobre o Distrito Alcalino de Lages à época do início do presente trabalho consistiam de determinações K/Ar devidas a Amaral *et al.* (1967) e a trabalho inédito de Teixeira (1969) sobre amostras coletadas com L. de Loczy.

As amostras datadas por Amaral *et al.* (1967) eram de rochas então denominadas de "albita nefelina sienitos" e coletadas, segundo se depreende da Figura 4 do referido trabalho, nas serras do Cadeado (SPK 185) e do Tributo (SPK 186 e 231). As características constantes da descrição sumária dessas amostras correspondem aos tipos descritos no Capítulo 4 como fonolitos, considerada a granulação muito fina da matriz e o caráter poiquilítico dos cristais de egirina, que não representam, portanto, fenocristais verdadeiros. Sobre as variedades tratadas por Teixeira (1969), sabe-se apenas que seriam duas amostras de fonolito, com determinação em rocha total, e uma amostra de fonolito porfirítico, com determinação em feldspato potássico. Os dados referentes a essas seis amostras foram recalculados, empregando-se as constantes atualmente em uso no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (CPGeo), e constam da Tabela 20.

Scheibe *et al.* (1985) resumiram as evidências de campo tidas como relevantes para um posicionamento estratigráfico tanto em relação às demais litologias regionais como das diversas rochas alcalinas entre si. Essas evidências, em grande maioria constantes do Capítulo 3 e do mapa geológico na escala 1:100.000 anexo ao presente trabalho, tornam claro que as alcalinas são mais jovens que as rochas sedimentares gondwânicas e que os basaltos e diabásios da Serra Geral.

No entanto, por estarem separadas por largos tratos de ma-

terial sedimentar encaixante, são raros os contatos diretos entre as ocorrências dos diversos tipos de alcalinas. Na porção oriental da área de concentração dos nefelina sienitos porfiríticos do Cerro Alto de Cima — que podem representar eventualmente numerosos corpos de rocha, já que os afloramentos são descontínuos — ocorre um corpo de natureza fonolítica (am. 10) com textura e mineralogia muito semelhante à dos fonolitos das serras do Cadeado e da Chapada, e que é interpretado como cortando os nefelina sienitos porfiríticos. Na brecha de chaminé do Cerro Alto de Baixo (IV) foram encontrados, além de abundantes fragmentos das rochas sedimentares encaixantes, dois xenólitos de nefelina sienitos porfiríticos, parcialmente alterados, e vários fragmentos de carbonatito branco, com apatita primária; essa brecha seria, portanto, de fase tardia do processo.

Nesse contexto, a realização de determinações de idades absolutas K/Ar dos diversos tipos petrográficos visaria não apenas a confirmação de uma "idade preferida" para o complexo, permitindo sua correlação com as demais ocorrências alcalinas brasileiras (e africanas), mas principalmente a obtenção de dados sobre a idade relativa das variedades estudadas e sobre a duração total dos eventos formadores de rochas no Distrito Alcalino de Lages. As determinações de idades absolutas por isócronas Rb/Sr serviriam à confirmação desses resultados ou a evidenciar a atuação de eventos posteriores, capazes de alterar os valores K/Ar sem afetar substancialmente a relação isotópica Sr^{87}/Sr^{86} configurada à época de cristalização da rocha. A essa relação, por outro lado, empresta-se geralmente grande significado petrogenético, conforme se discute mais adiante.

7.1. Resultados K/Ar

Na Tabela 20 são apresentados, juntamente com as seis determinações anteriormente disponíveis, doze novos resultados de datações K/Ar realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (CPGeo). Esses dados foram difundidos em caráter preliminar por Scheibe *et al.* (1985), que divulgaram também um histograma das idades obtidas, inclusive nos estudos anteriores, com indicação do tipo de rocha correspondente (Fig. 29).

Conforme se verifica, estão representados nessa amostragem

TABELA 20

Dados analíticos e idades K/Ar para rochas alcalinas de Lages, SC

Nº LAB (SPK)	Nº Campo	Litologia	Material	% K	Ar ⁴⁰ _{RAD} (x 10 ⁻⁵) (CCSTP/g)	Ar ⁴⁰ _{ATM} (%)	Idades (Ma.)	
4771	LA-27	Brecha	Flogopita	7,25	2,029	36,1	70,8 ±	4,2
4864	K-CAB	Brecha	Flogopita	2,23	0,954	45,3	107,0 ±	13,3
7	K-CAB-1	Brecha	Flogopita	6,86	1,883	27,4	69,4 ±	3,3
4865	LA-12	Oliv-Melilitito	Flogopita	7,58	1,903	25,4	63,5 ±	3,3
4884	LA-8	Ne-Sienito Porf.	Feldspato	6,64	1,972	26,5	74,9 ±	4,2
4885	LA-3/79/29	Brecha	Flogopita	6,83	2,014	29,0	74,3 ±	2,3
4913	LA-24	Fonolito	Rocha Total	4,86	1,423	6,7	73,8 ±	2,0
4952	LA-3	Ne-Sienito Porf.	Rocha Total	3,39	1,002	23,8	74,6 ±	2,9
4954	LA-10	Fonolito	Rocha Total	4,50	1,202	9,4	67,6 ±	3,5
4955	LA-2	Ne-Sienito Porf.	Feldspato	8,76	2,722	6,7	78,3 ±	3,5
4965	K-JAN	Brecha Kimb.	Flogopita	5,84	1,447	51,7	62,9 ±	5,4
4966	K-CEM	Brecha	Flogopita	5,85	1,699	42,5	73,3 ±	5,1
185*	JB-LG-1	"Ne-Sienito" (Fonolito)	"Feldspato"	4,76	1,299	10,1	69,8 ±	3,2
231*	GM-LA-5L	"Ne-Sienito" (Fonolito)	"Feldspato"	4,81	1,295	12,7	68,1 ±	2,6
186*	JB-LG-2	"Ne-Sienito" (Fonolito)	Rocha Total	4,50	1,268	14,7	66,0 ±	3,5
1666**	LL-1	"Fonolito"	Rocha Total	4,49	1,168	16,6	65,7 ±	5,1
1669**	LL-3	"Fonolito"	Rocha Total	4,34	1,278	13,9	74,2 ±	5,8
1671**	LL-4	"Fonolito Prof."	"Feldspato"	6,58	1,711	11,8	65,7 ±	2,9

* Dados de Amaral et al. (1967), recalculados.

**Dados de Teixeira (1969), recalculados.

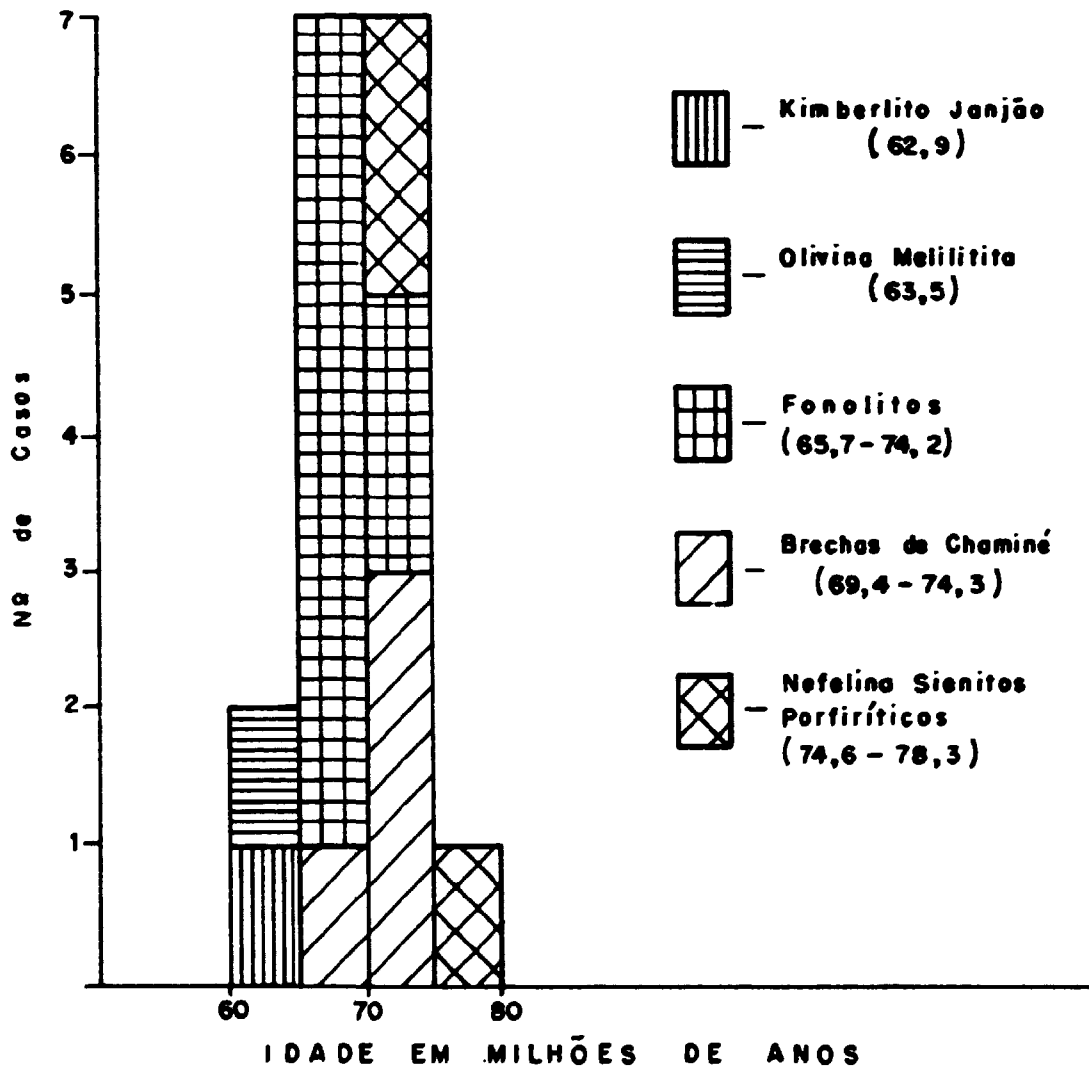


Fig. 29 - Histograma das idades das rochas alcalinas de Lages, SC, datadas pelo método K/Ar. Os números entre parênteses indicam a variação para cada litologia, em milhões de anos.

os principais tipos petrográficos descritos no distrito, à exceção do carbonatito e dos analcita traquitos. O baixo teor de potássio em rocha total e a ausência de flogopita ou biotita, eventualmente separável por método mecânico, exigiriam tratamento especial para a datação do carbonatito; e dos analcita traquitos não foram coletadas amostras suficientemente frescas e isentas de amígdalas (contendo hidrocarbonetos) para viabilizar datações com grau de confiabilidade aceitável.

As idades das amostras investigadas situam-se entre um máximo de 78,3 e um mínimo de 62,9 Ma. A amostra *K-CAB*, constituída por mica da brecha do Cerro Alto de Baixo (*IV*), que contém fragmentos dos nefelina sienitos porfiríticos e de carbonatitos, possui idade anômala de 107,0 Ma. A amostra utilizada foi escolhida manualmente no afloramento, uma vez que ocorre em placas centimétricas, e exibe cor verde a verde azulada muito intensa, com muitas lamelas quase opacas ao microscópio petrográfico e grande número de inclusões. O teor de potássio detectado na análise química foi de apenas 2,2%, também indicativo de avançado grau de alteração.

Nova separação foi feita, empregando-se desta vez apenas placas finas da matriz da mesma brecha (am. *K-CAB-1*), de uma flogopita de coloração castanho claro a creme, muito límpida no microscópio petrográfico, obtendo-se idade de 69,4 Ma, esta mais coerente com as demais datações processadas na região e com a própria idade relativa da brecha, evidenciada pelos fragmentos nela contidos.

Com base nesses dados, Scheibe *et al.* (1985) concluíram que a idade de 107,0 Ma para o espécime *K-CAB* carece de significado geológico, devendo portanto ser desprezada.

Em trabalho que abrangeu intrusões alcalinas nas regiões central e oriental dos Estados Unidos, comparável talvez ao de Amaral *et al.* (1967) para o Brasil, Zartman *et al.* (1967) verificaram anomalias semelhantes ao reunir para fenocristais centimétricos de flogopita de diques de peridotitos kimberlíticos dos estados da Pensilvânia e de Nova Iorque idades *K/Ar* maiores do que as que poderiam ser inferidas das relações estratigráficas. Naquele caso, os teores de potássio das micas eram muitos altos, e a idade anômala foi portanto atribuída a um excesso de argônio radiogênico nos fenocristais ao tempo do alojamento da rocha.

Amostras de biotita fina, obtidas por trituração da rocha intrusiva, foram datadas por Zartman *et al.* (1967) e apresentaram idade muito menor, compatível com a posição estratigráfica e com idades naturais Rb/Sr determinadas para as mesmas amostras ou outras similares. Em estudo recente e detalhado, Basu *et al.* (1984) reestudaram muitas dessas ocorrências, evitando o emprego dos fenocristais de flogopita, e chegaram a resultados semelhantes aos de Zartman *et al.* (1967) para a maioria das micas finas dos kimberlitos (- 143 Ma).

Nos dois estudos, os autores interpretaram o excesso de argônio radiogênico como sugestivo de que ou as flogopitas seriam xenocristais nos kimberlitos, com a sua idade refletindo uma idade residual de algum material precursor do qual a mica foi derivada mas não desgaseificada, ou resultariam de uma pressão externa parcial de argônio que teria forçado este gás a penetrar na mica ao tempo de sua formação. Enquanto a primeira hipótese se mostraria compatível com uma origem dos kimberlitos em dois estádios, conforme proposto por Davidson (1964, *apud* Zartman, 1967) para kimberlitos da província de Yakutia, a segunda indicaria a presença de argônio radiogênio no manto ou na crosta inferior, o que teria importantes implicações tanto para a geocronologia como para os estudos da composição interna da terra e seu processo de desgaseificação.

A datação de 107 Ma para a amostra K-CAB, ainda que não representativa da idade de alojamento dessa brecha, poderia portanto apontar para um desses dois importantes significados geológicos, conquanto deponham contra isso seu avançado grau de alteração e o fato de que outras amostras de fenocristais (xenocristais?) de flogopita datados na região (brechas II, XII, XVII e kimberlito Janjão, XIII) exibem idades grosso modo coerentes com a respectiva posição estratigráfica e com as demais ocorrências de rochas alcalinas regionais. A influência de um possível pequeno excesso de Ar radiogênico, aumentando de alguns poucos milhões de anos a idade obtida para algumas dessas amostras, não pode no entanto ser totalmente descartada.

No histograma reunindo as idades K/Ar até agora disponíveis (Fig. 29; excetuando-se K-CAB), nota-se que a maior concentração compreende a faixa entre 65 e 75 Ma: a moda dessas idades situa-se em torno dos 70 Ma, enquanto Amaral *et al.* (1967) atribuíram

ao complexo uma idade preferencial de 65 Ma. O cálculo das idades por novas constantes é, pelo menos em parte, responsável por essa discrepância, relativamente pequena à vista do volume bem maior de dados atualmente existentes. O intervalo total entre as datações K/Ar é de 15 Ma, faixa que pode ser ampliada ou diminuída, se considerados os erros da ordem de 2 a 6 Ma dessas datações.

As idades mais antigas são devidas aos fonolitos porfiríticos e nefelina sienitos porfiríticos, enquanto os fonolitos cobrem preferencialmente o intervalo 65-70 Ma, e só subsidiariamente o de 70 a 75 Ma — onde se situa a maioria das brechas de chaminé. As duas idades mais recentes referem-se ao olivina melilito (am. 12) e ao kimberlito Janjão (am. XIII).

7.2. Resultados Rb/Sr

A princípio, foram selecionados dois corpos de rocha alcalina para as determinações Rb/Sr: o dos nefelina sienitos porfiríticos do Cerro Alto de Cima e o dos fonolitos da Chapada.

As amostras do nefelina sienito porfirítico contêm teores de estrôncio entre 2500 e 4300 ppm, e concentrações de rubídio da ordem de 100 ppm, disso resultando razões Rb/Sr da ordem de 0,03, altamente desfavoráveis para a utilização em diagramas isocrônicos, mas que permitem a obtenção de razões praticamente iniciais Sr^{87}/Sr^{86} . Os dados coligidos para duas amostras desse grupo, valendo-se de determinações em fluorescência de raios X, constam da Tabela 21.

Já os fonolitos acham-se enriquecidos em rubídio e fortemente empobrecidos em estrôncio, com teores da ordem de 200 e de 30 a 100 ppm, respectivamente, levando a razões entre 2 e 9; uma amostra com textura mais grossa, classificada como fonolito porfirítico, mas também coletada na serra da Chapada (LA-233, am. 23), possui características geoquímicas intermediárias entre os fonolitos e os fonolitos porfiríticos (ver Capítulo 6) e seus conteúdos pouco maiores de estrôncio propiciam um ponto mais próximo da origem, com sua relação da ordem de 0,8.

Nesses fonolitos, as determinações dos teores de Rb e Sr foram feitas por diluição isotópica, em virtude da baixa concentração desses elementos, excluídos os espécimes LA-28 e LA-25A, cu-

TABELA 21

Dados analíticos Rb/Sr em nefelina sienitos porfiríticos e em fonolitos da Serra da Chapada (Rocha total) em Lages, SC

Nº LAB (SPR)	Nº CAMPO	LITOLOGIA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	
5638	LA-08	Ne-Sienito porf.	113,0	3782,0	0,7052 ± 0,0013	
5639	LA-09G	Ne-Sienito porf.	82,0	2572,0	0,7056 ± 0,0014	

Nº LAB (SPR)	Nº CAMPO	LITOLOGIA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Idade convencional para razão inicial 0,706: (Ma.)
5633	LA-24	Fonolito	204,5	23,6	25,15 ± 0,71	0,7335 ± 0,0011	76,9 ± 6,7
5634	III-13-A	Fonolito	188,0	76,1	7,15 ± 0,20	0,7141 ± 0,0008	79,7 ± 21,3
5635	LA-23G	Fon. porf.	164,2	212,6	2,23 ± 0,06	0,7080 ± 0,0016	-
5636	LA-25G	Fonolito	216,7	44,4	14,14 ± 0,40	0,7239 ± 0,0025	89,1 ± 16,1
5637	LA-26G	Fonolito	203,7	26,2	22,58 ± 0,64	0,7299 ± 0,0012	74,5 ± 7,6
6419	LA-26	Fonolito	214,1*	22,0	28,24 ± 0,80	0,7341 ± 0,0044	69,9 ± 12,3
6420	LA-25A	Fonolito	233,3*	34,3	19,73 ± 0,56	0,7305 ± 0,0004	87,7 ± 7,7

* Determinações por Fluorescência de raios X.

jo teor de rubídio foi dosado por fluorescência de raios X, com tubo de molibdênio. Os dados isotópicos foram obtidos no CPGeo anteriormente à instalação do atual esquema de processamento de dados "on line" (Kawashita *et al.*, s/d), à exceção dos relativos às duas amostras acima citadas. Os resultados analíticos e isotópicos, com idades convencionais para cada amostra, integram a Tabela 21 e serviram à construção de diagrama isocrônico (Fig. 30) com MSWD = 2,1, considerado satisfatório para a definição de uma isócrona com idade de 82 ± 6 Ma e uma razão inicial de $0,7060 \pm 0,0015$, concordante, dentro do erro analítico, com as razões de $0,7052$ e $0,7056 \pm 0,0014$ determinadas para os nefelina sienitos porfiríticos de Cerro Alto de Cima.

É interessante observar que a supressão do ponto referente à amostra LA-23G, que reúne características petrográficas e geoquímicas algo diferentes das demais, resultaria numa isócrona com idade de 81 ± 8 Ma e razão inicial de $0,7063 \pm 0,0020$, ou seja, praticamente coincidente com a utilizada, exceto pelas maiores faixas de erro, sugeridas também por uma MSWD = 2,6.

Cabe aqui discutir a idade isocrônica de 82 ± 6 Ma, maior que as fornecidas pelo método K/Ar, estas situadas na faixa entre 62,9 e 78,3 Ma para todas as petrografias do complexo.

Entre os fonolitos, a idade de 74,2 Ma foi obtida por Teixeira (1969), que, no entanto, não esclarece a procedência e sequer a descrição petrográfica da amostra, tornando portanto sua caracterização duvidosa; já a amostra LA-24 foi coletada na Serra da Chapada, e exibe idade de $73,8 \pm 2$ Ma, enquanto as demais idades de fonolitos se situam numa faixa entre $65,7 \pm 2,9$ e $69,8 \pm 3,2$, inclusive LA-10, interpretada como intrusiva nos nefelina sienitos porfiríticos do Cerro Alto de Cima.

O caráter agpático dos fonolitos, em contraposição ao quimismo e mineralogia miasquíticos dos nefelina sienitos porfiríticos, foi ressaltado nos capítulos anteriores e é tomado por Scheibe *et al.* (1985), também por analogia com outros complexos descritos na literatura (e.g. Sørensen, 1960; Ulbrich, 1984) como evidência adicional de que os fonolitos se formaram após os nefelina sienitos porfiríticos.

Dessa forma, ou a isócrona obtida fornece uma idade algo exagerada para os fonolitos ou as idades K/Ar são menores que a do alojamento dessas rochas, e representam algum tipo de fenôme-

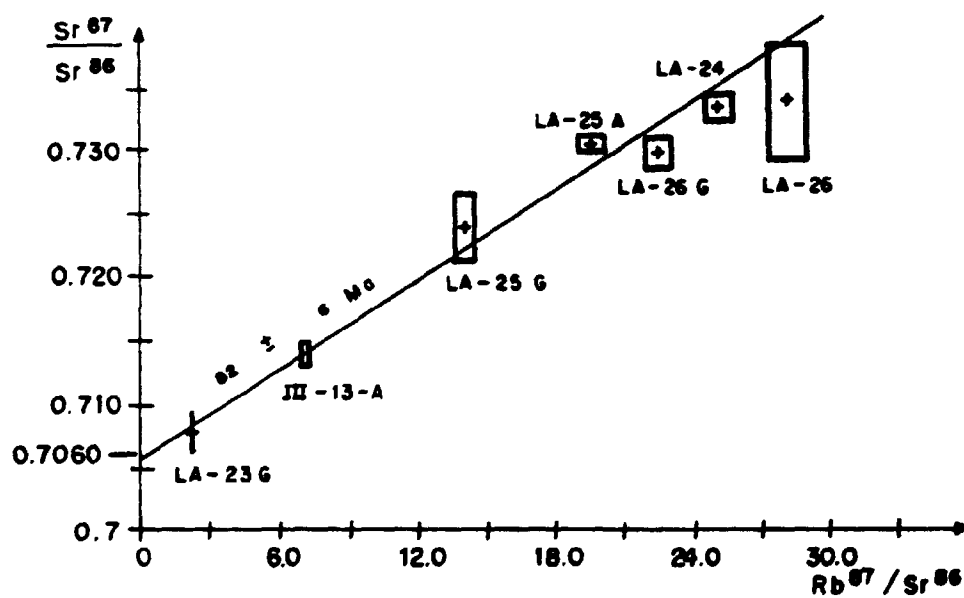


Fig. 30 - Diagrama isocrônico de rocha total dos fonolitos da S. da Chapada, Lages, SC. Os retângulos representam os erros considerados para o cálculo.

no posterior a esse processo.

As amostras empregadas para construção do diagrama isocrônico (Fig. 30) foram todas coletadas no maciço da Chapada, mas não se pode afirmar, em função da distância entre os pontos de amostragem e ainda mais considerando as características apontadas de LA-23G, que pertençam a um único corpo ígneo; a isócrona deve pois ser tomada como de referência e não como uma isócrona verdadeira, esta de maior significado em termos de datação.

Ainda, examinando a Tabela 21 constata-se, como já se evidencia também na Figura 30, que os pontos relativos à amostra 25 (LA-25G e LA-25A) correspondem às idades convencionais mais elevadas, de $89,1 \pm 16,1$ e de $87,4 \pm 7,7$ Ma, esta última sendo a única totalmente discrepante, consideradas as faixas de erro, da datação K/Ar de $73,8 \pm 2$ Ma para a amostra 24. Como não é provável a existência de um grande intervalo de tempo entre o alojamento da amostra 25 e o das demais rochas do maciço da Chapada, aventa-se a hipótese de que a sua razão inicial pudesse ser mais elevada, apesar da grande semelhança petrográfica e geoquímica entre as amostras 24, 25 e 26 (ver Capítulo 6, Tabelas 18 e 19).

As demais datações K/Ar disponíveis para fonolitos de Lages referem-se, pelo menos no caso de Amaral *et al.* (1967), aos maciços do Tributo e do Cadeado; a elaboração de um estudo isotópico dessas ocorrências pelo método Rb/Sr seria de grande interesse, para comparação com os resultados obtidos no caso da Serra da Chapada, e poderia vir a confirmar uma época um pouco posterior de alojamento para esses maciços, dentro do Distrito Alcalino de Lages.

As ocorrências do kimberlito Janjão (XIII) e do olivina melilitito 12, por sua vez, exibem datações K/Ar que, caso correspondam à idade real de alojamento, atestariam uma duração dos eventos de formação de rochas alcalinas em Lages da ordem de pelo menos 10 Ma. Nielsen (1980), estudando o complexo de Gardiner, na Groenlândia, considerou a cristalização dos melilititos como prévia à formação de líquidos imiscíveis cujo fracionamento daria origem às rochas alcalinas leucocráticas e aos carbonatitos. Uma idade mais jovem do olivina melilitito 12 representaria neste caso um surto magmático distinto dos que deram origem às demais ocorrências de rochas alcalinas do complexo.

Uma vez que se conta com apenas uma isócrona de referência

Rb/ para o complexo de Lages, fica limitada a possibilidade de se tecerem considerações semelhantes às efetuadas por Ulbrich (1984) e por Kawashita *et al.* (1984), mas é interessante anotar, em contraposição ao ponto de vista desses autores, outros exemplos de diferenças de idades dentro de um mesmo complexo, como as assinaladas por Ruberti (1984), que admitiu um intervalo da ordem de 25 Ma para as manifestações alcalinas do maciço do Banhadão, PR; ou por Bellon *et al.* (1972) para o maciço alcalino do Cantal, na França, visto como ativo entre 21 e 3,8 Ma; ou ainda por Le Bas (1977, Apêndice 1) para o complexo alcalino do Monte Homa, no Kenya ocidental, com cerca de 25 Km de diâmetro e cujos carbonatitos, olivina mililitos e nefelinitos fonolíticos se teriam formado, nessa ordem, entre 12 e 1,3 Ma. Nesses dois últimos casos, as datações K/Ar são correlacionadas com evidências fossilíficas e/ou morfológicas, que lhes conferem maior confiabilidade.

7.3. Relações isotópicas

Sr^{87} / Sr^{86}

Os dados relativos a razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} para rochas de Lages são relativamente limitados, e mostram até o momento concordância dentro do erro experimental; além dos valores de $0,7052 \pm 0,0013$ e $0,7056 \pm 0,0014$ obtidos para os nefelina sienitos porfiríticos do Cerro Alto de Cima (Tabela 21) e da razão inicial de $0,7060 \pm 0,0015$ indicada pelo diagrama isocrônico dos fonolitos da Chapada (Fig. 30), Scheibe (1979) reportou uma razão inicial de $0,7059 \pm 0,009$, determinada por K. Kwashita para uma amostra de carbonatito da Fazenda Varela. Na mesma ocasião foi determinada, ainda segundo Scheibe (1979), a razão isotópica de $0,7064 \pm 0,0007$ para uma amostra de carbonatito de Anitápolis, SC.

Para Powel e Bell (1974), razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} entre 0,702 e 0,706 para rochas alcalinas seriam indicativas de origem no manto. Kawashita *et al.* (1984) verificaram razões iniciais da ordem de 0,705 para nefelina sienitos de Poços de Caldas, tanto miasquíticos como agpáíticos, e consideraram-nas sugestivas de que os magmas desse distrito se originaram direta ou indiretamente no manto.

Derrames continentais de basaltos da Bacia do Paraná no sul de Santa Catarina foram divididos por Mantovani *et al.* (1985) em HTP (altos teores de fósforo e titânio) e LPT (baixos teores

de fósforo e titânio). O primeiro desses grupos exibe razões Sr^{87}/Sr^{86} entre 0,705 e 0,706, e segundo os autores citados mostra todas as características de líquidos derivados do manto, por graus variáveis de fusão parcial, sem qualquer evidência de contaminação crustal. Mesmo entre os basaltos LPT os termos mais básicos, cujas razões isotópicas variam entre 0,707 e 0,709, seriam derivados do manto superior, heterogêneo, subjacente à litosfera continental.

As razões isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} até o momento disponíveis para as rochas de Lages podem portanto ser consideradas totalmente compatíveis com uma origem mantélica subcontinental, sem evidências de contaminação crustal. A idade anômala obtida para a amostra 25, de fonolito agpaítico, pode no entanto significar — ressalvadas possíveis imprecisões analíticas de grande importância considerados os baixos teores de Sr envolvidos — uma razão inicial bem mais elevada, cuja interpretação deverá ser feita à luz de outros dados.

Blaxland *et al.* (1976) observaram diferenças significativas entre as razões iniciais de augita sienitos (~ 0,703) e de rochas agpaíticas (~ 0,710) de Ilímaussaq, e são partidários de que essas diferenças poderiam ser devidas a uma lixiviação seletiva de Sr^{87} radiogênico das posições estruturais maiores do Rb nos minerais potássicos das rochas encaixantes pelo magma agpaítico, altamente reativo. A hipótese de assimilação simples de material crustal seria descartável, pois teria o efeito de modificar todas as demais características desse magma.

De Paolo (1981) desenvolveu uma sistemática para o cálculo da evolução isotópica e dos elementos traços numa câmara magmática afetada simultaneamente por cristalização fracionada e por assimilação das encaixantes, concluindo que o emprego de modelos mais sofisticados que os binários adotados geralmente pode ser necessário para se obter uma utilização mais adequada das variações observadas nas rochas ígneas para a interpretação de sua petrogênese. Dentro desse enfoque, Downes (1984), por exemplo, admitiu que as séries magmáticas alcalinas do vulcão Cantal, que segundo ele se teriam formado no espaço de cerca de 8 Ma, embora tenham razões isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} situadas em grande maioria entre 0,703 e 0,706, são contaminadas por um componente crustal.

Carbono e Oxigênio

Scheibe (1979) registrou determinações das relações entre isótopos estáveis do carbono e do oxigênio (δC^{13} ‰ o PDB e δO^{18} ‰ SMOV), efetuadas por J.R.F. Torquato em treze amostras de carbonatitos e rochas associadas da Fazenda Varela (Tabela 22 e Fig. 31).

Os dados referentes aos isótopos de carbono e de oxigênio têm sido utilizados visando desvelar a origem e as condições de alojamento dos carbonatitos: Taylor *et al.* (1967) estabeleceram um campo que seria compatível com uma origem no manto superior; desvios apreciáveis desse campo foram interpretados por Deines e Gold (1973) como relacionados a condições de alojamento em níveis superiores aos subvulcânicos. Já Pineau *et al.* (1973) atribuíram a maior parte dos desvios nas relações do oxigênio, sem variação apreciável nas do carbono, a fenômenos de alteração superficial.

Para Scheibe (1979) os dados isotópicos referentes às amostras de sondagens da Fazenda Varela indicariam um alojamento pelo menos subvulcânico, enquanto as demais amostras, especialmente as dos carbonatitos de cor marrom, ricos em óxidos hidratados de ferro e que apresentam altos valores de O^{18} , teriam sofrido fenômenos de alteração posteriores ao processo carbonatítico propriamente dito.

TABELA 22

Composição isotópica de carbonatitos e rochas associadas, Fazenda
Varela, Lages, SC*

Amostra	$\delta C^{13} O_{CO}(PDB)$	$\delta O^{18} O_{CO}(SMOW)$	Rocha
FV-1	-2,49	-0,19	carb. branco, alterado
FV-14	-3,09	16,67	carb. marrom, alterado
FV-24	-3,02	23,91	carb. marrom, alterado
FV-26	-7,15	11,24	brecha de chaminé
FV-32	-2,44	12,43	carb. marrom, parc. alterado
FV-33	-5,27	11,44	carb. branco, c/calc. recrist.
LG-1-3	-4,26	10,63	carb. branco, feldspático
LG-1-4	-1,66	21,19	carb. marrom, alterado
LG-1-6	-4,38	8,95	carb. branco, am. fresca
LG-1-8	-4,07	9,74	carb. branco, am. fresca
LG-1-10	-4,30	9,26	carb. branco, am. fresca
LG-1-12	-4,89	9,11	carb. branco, am. fresca
LG-1-14	-4,27	15,41	alteração de rocha, argilosa
LG-1-15	- não deu gás -		arenito fenitizado

*Det. p/Dr. Joaquim Raul F. Torquato, Inst. Física da UFBA - 1977, conforme Scheibe, 1979.

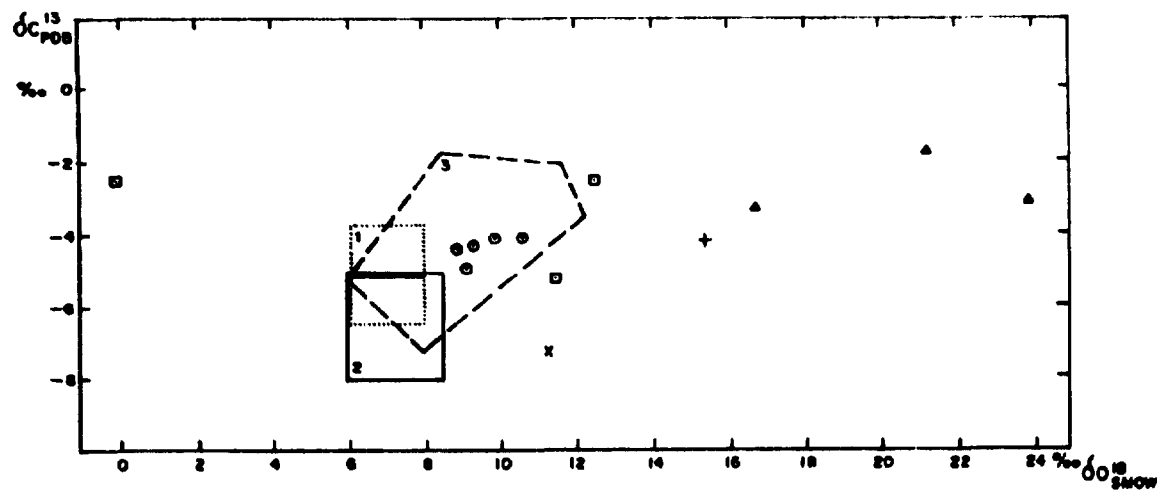


Fig. 31 - Composição isotópica do carbono e oxigênio de carbonatitos e rochas associadas, Fazenda Varela, Lages. ○ carbonatito branco, AM sondagem, ◻ idem, AM de superfície. carbonatito marrom; + alteração de rocha, LG-1-14; X brecha de chaminé, FV-26, 1 - média e desvio padrão de Deines e Gold (1973); 2 Laacher see (Taylor, 1967) 3 - Alnô (Deines e Gold, op. cit) (adaptado de Scheibe, 1979).

CAPÍTULO 8

PETROGÊNESE

A petrogênese moderna tem cada vez mais se utilizado de parâmetros físicos e químicos das rochas para estabelecer as condições dos magmas originais, as regiões de onde provêm e os processos de que resultaram as características atuais das rochas.

Estudos detalhados da composição química, incluindo elementos menores e traços e a distribuição dos elementos de terras raras, bem como os coeficientes de distribuição dos elementos entre mineral e líquido e entre os minerais de uma mesma rocha; determinações geotermométricas; razões isotópicas $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{87}$, $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$, $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$, $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$, entre outras, também têm sido empregados neste sentido.

Os trabalhos realizados até o momento no Distrito Alcalino de Lages são neste contexto preliminares; de fato, embora significativo, o conjunto de dados de campo e laboratório apresentado nos capítulos anteriores não consegue fazer justiça à grande quantidade de corpos, alguns deles com área aflorante considerável para esse tipo de rochas, nem à diversidade de tipos litológicos, que abrange fração ponderável do alentado espectro das rochas alcalinas, nem à sofisticação do instrumental posto a serviço da petrologia moderna.

Alguns limites, no entanto, podem ser estabelecidos, bem como apontadas sugestões de processos como alternativas a serem discutidas, aprimoradas ou descartadas em estudos futuros de maior detalhe; este é o objetivo do presente capítulo.

8.1. Condicionamento tectônico

Chama a atenção o estágio pouco avançado dos processos erosivos atuantes no Distrito Alcalino de Lages, situando-se a maioria dos afloramentos ainda ao nível das camadas mais superiores das rochas gondwânicas em muitos casos, evidenciando texturas no geral bem mais finas do que as comumente descritas na literatura nacional. Essa característica deriva pelo menos em parte do condicionamento tectônico do distrito.

8.1.1. Estudos anteriores

A associação entre magmatismo alcalino e estruturas profundas é reconhecida universalmente (v.g. Sørensen, 1974; Le Bas, 1977). Para a região meridional da Plataforma Sul-Americana, Almeida (1983) estudou as relações tectônicas dessas rochas, em especial com a "Reativação Wealdeniana", importante processo diastrófico manifestado a partir do Jurássico e caracterizado pela reativação de antigos falhamentos e surgimento de blocos de falha, soerguimento de arcos, abatimento de bacias costeiras e acentuada subsidência da Bacia do Paraná. A primeira fase principal do vulcanismo alcalino seria contemporânea ao vulcanismo basáltico toleítico com seus derivados ácidos, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, e a segunda, do Cretáceo Superior. Os fenômenos citados têm coincidências espaciais e cronológicas com a abertura do Atlântico Sul, constituindo-se certamente, segundo o mesmo autor, em reflexo desse processo.

Ainda para Almeida (1983), uma relação clara das rochas alcalinas de Santa Catarina com a tectônica regional parece no entanto impossível de ser por ora identificada: a definição de uma "Província Santa Catarina" de rochas alcalinas surge antes por exclusão, já que se situa entre o Arco de Ponta Grossa e a Sinclinal de Torres, cujos movimentos opostos deram ensejo ao desenvolvimento ou à reativação de fraturamentos profundos, orientados a NW, pelos quais teria ascendido o magma alcalino.

Os estudos mais recentes sobre a tectônica que afetou o território catarinense têm se limitado, de modo geral, à faixa litorânea, de ocorrência das rochas pré-gondwânicas, onde foram estabelecidos lineamentos tidos como correspondentes a estruturas

profundas de direção predominante nordeste e que limitariam as grandes unidades tectônicas do Estado (e.g. Kaul, 1980; Silva e Dias, 1981 a, b; Haralyi *et al.*, 1982; Silva, 1983).

Loczy (1966, 1968) apresentou dados e comentários de interesse sobre a tectônica do centro de Santa Catarina, com ênfase no Domo de Lages, que visitou diversas vezes orientando trabalhos de alunos de geologia do Rio de Janeiro. Esse autor citou deslocamentos até de 360 m em falhas constatadas na área do domo, o qual seria resultante de processos tectônicos recorrentes, incluindo arqueamento, subsidência e colapso, erosão e peneplanização e, por último, rejuvenescimento dos processos vulcânicos. Não escaparam a esse autor, por outro lado, os alinhamentos de rios importantes da região, como o Itajaí Oeste, o Itajaí do Sul e o Hercílio, bem como os grandes falhamentos NW que afetam a região da Serra Geral. Para Loczy (1968), o magmatismo alcalino de Lages estaria geneticamente associado com os falhamentos pós-cretácicos do bloco sul-brasileiro.

Scheibe (1979) mencionou o alinhamento de Florianópolis, descrito por Asmus (1977) como representando, eventualmente, o controle estrutural maior para os maciços alcalinos de Anitápolis e de Lages.

Fúlfaro *et al.* (1982) acentuaram a importância das linhas de fraqueza do embasamento no desenvolvimento da Bacia do Paraná, emprestando grande significado ao conceito de "aulacógenos": calhas do tipo *graben*, amplas e com grande persistência no tempo geológico, acompanhadas ou não por fenômenos vulcânicos e cujos limites se refletem na cobertura sedimentar posterior por grande alinhamentos NW-SE no caso dessa Bacia. A evolução da Bacia do Paraná seria pois governada por fenômenos ao nível do manto superior, que lhe conferem caráter tectônico mais enérgico que as demais bacias brasileiras, resultando características semelhantes às das bacias da Plataforma Oeste Siberiana. Nesse contexto, as intrusões de Anitápolis e Lages, em Santa Catarina, e as da região centro-sul do Paraguai oriental, seriam relacionadas com o Alinhamento do Rio Uruguai, de direção aproximada E-W, bem evidenciado em mapas aeromagnéticos e que representa a continuidade no continente da zona de fratura de Florianópolis, em interação com alinhamentos NE-SW, representando eixos de ruptura da costa responsáveis pela formação da Bacia de Santos.

No mapa geológico-estrutural da Bacia do Paraná, elaborado

por Santos e Saad (1982) e que ilustra também o trabalho de Fúlfaro *et al.* (1982), observa-se a presença de alinhamentos estruturais magnéticos definidos tanto de direção NE-SW como principalmente NW-SE, na região do Domo de Lages, também atravessada na direção E-W pelo já mencionado alinhamento do Rio Uruguai.

8.1.2. Os grandes blocos estruturais de Santa Catarina

A persistência das direções de fraqueza precambrianas durante os processos deposicionais da bacia e mesmo após a extrusão das efusivas mesozóicas está por sua vez bem evidenciada nas imagens de radar, na escala de 1:250.000, que cobrem desde a região de Lages até o litoral de Santa Catarina.

Nessas imagens nota-se que os limites norte e sul da endentação representada pelo Domo de Lages na linha de afloramento dos basaltos correspondem, respectivamente, aos alinhamentos Corupá e do Rio Engano, com expressão tanto no limite basalto-rochas sedimentares gondwânicas como entre as próprias rochas gondwânicas e até no embasamento cristalino (Fig. 32), onde já foram definidos anteriormente.

O alinhamento Corupá corresponde a um importante limite gravimétrico entre os blocos de Piên, mais ao norte, e de Luiz Alves, mais ao sul, que se teria alçado ocasionando um adelgaçamento da crosta e o afloramento das rochas granulíticas arqueanas (Haralyi *et al.*, 1982).

O alinhamento do Rio Engano, de direção ENE, é definido quase exclusivamente pelo limite entre basaltos e rochas sedimentares e por lineações visíveis nas imagens de radar das rochas sedimentares gondwânicas, indo se encontrar, a leste, com a faixa NE denominada por Silva e Dias (1981b) de "Lineamento Major Gercino" (sem expressão contínua nas imagens observadas), que limitaria as áreas de afloramento do Grupo Brusque e do complexo migmatítico, e com alinhamentos N-S provavelmente de grande importância na porção meridional do Estado.

Outra importante zona de fraqueza na direção NE é balizada pelo Alinhamento Rio do Sul, que é pelo menos parcialmente coincidente com alinhamento estrutural magnético reconhecido nessa área por Santos e Saad (1982, *in* Fúlfaro *et al.*, 1982). Esse ali-

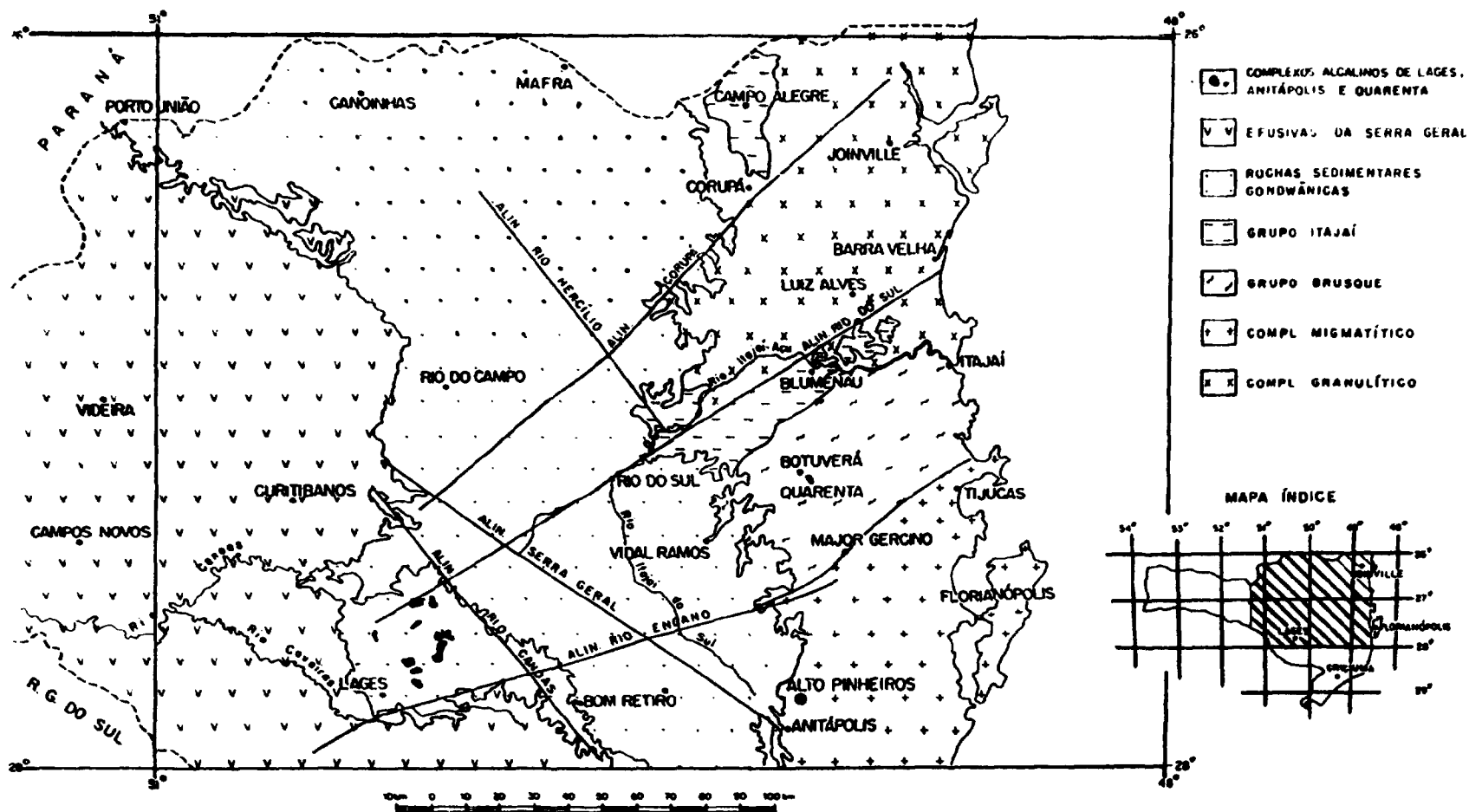


Fig. 32 - Contexto geotectônico do complexo alcalino de Lages, Santa Catarina. Alinhamentos conforme mosaico 1:250.000 projeto Radambrasil, 1976. Base geológica: Folha Curitiba da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, 1974.

nhamento corresponde em grande parte à passagem do "complexo granulítico de Santa Catarina", mais ao norte, para o domínio da "Faixa Tijucas" (respectivamente, complexo granulítico e Grupos Itajaí e Brusque, Fig. 32), em que a crosta seria novamente algo mais espessa, na interpretação de Haralyi *et al.* (1982).

Dos três alinhamentos estruturais magnéticos de direção NW-SE definidos no Estado de Santa Catarina por Santos e Saad (1982, *in* Fúlfaro *et al.*, 1982), dois correspondem aos alinhamentos da Serra Geral e do Rio Canoas (Fig. 32), enquanto o terceiro, que corta a porção central do Domo de Lages, tem menor expressão nas imagens de radar e não foi locado nessa figura.

Outro alinhamento NW-SE bem evidente nas imagens estudadas é o alinhamento do Rio Hercílio, cuja possível continuidade para sul teria influência no limite atual entre as rochas gondwânicas e o embasamento cristalino.

A importância desses alinhamentos é bem atestada pelo alinhamento das rochas sedimentares, no alinhamento da Serra Geral, até o nível superior das camadas de basalto situadas mais a oeste, invertendo desde a serra o curso dos rios para a Bacia do Prata.

A existência desses alinhamentos torna mais complexa a estruturação crustal do estado, que viria desde o arqueano, segundo Haralyi *et al.* (1982). Não se trataria apenas de aulacógenos de orientação NW, como sugerido por Fúlfaro *et al.* (1982) para a Bacia do Paraná como um todo, mas de uma estruturação em blocos trapézoidais (já que tanto as linhas NW-SE como as NE-SW não são paralelas entre si) cuja movimentação relativa poderá talvez ser bem definida mediante estudos gravimétricos como os realizados por Haralyi e Hasui (1982) para a região central do Brasil, onde estruturação semelhante foi verificada por esses autores. O bloco correspondente ao Domo de Lages, em qualquer caso, é um dos que tiveram maior deslocamento para cima, com conseqüente erosão das rochas basálticas entre os alinhamentos Corupá e do Rio Engano e respectivo deslocamento para oeste da linha de afloramento dessas rochas na região.

No Estado do Rio Grande do Sul, um padrão retangular de fraturamentos nas direções N 50°E — tradicionalmente enfatizado nos trabalhos geológicos realizados nesse estado — e N 50°W foi definido por Ribeiro (1980). Este autor considerou que essas "ge-

ossuturas" exercem uma hierarquia perene em relação à configuração dos eventos geológicos, atravessando retilineamente associações de rochas e províncias tectônicas diversas e controlando — em especial os alinhamentos de direção N 50°W — a localização dos corpos de fonolitos e traquitos e diques de olivina diabásio, além de ocorrências de basaltos, que atestariam sua extensão até o manto superior. A ocorrência de uma intrusão ultramáfica numa zona de cruzamento de fraturas noroeste e nordeste com provável rotação dos blocos levou o mesmo autor a sugerir que esses locais de cruzamento de fraturas seriam os pontos de maior alívio de pressão, o que constituiria uma boa indicação para a prospecção de kimberlitos no escudo do Rio Grande do Sul.

A grande área abrangida pelas ocorrências de rochas alcalinas e de brechas de chaminé sugere que a localização do distrito de Lages não está governada por um cruzamento de geossuturas, mas mais provavelmente pelo próprio alçamento desse bloco como um todo: do ponto de vista da deflagração das condições para formação de magmas alcalinos, esse alçamento corresponderia aos "arqueamentos" de Bailey (1964, 1974), aos "soerguimentos com rifteamento" de Lloyd e Bailey (1975) ou aos "inchamentos crustais" de Le Bas (1977).

8.1.3. A distribuição das rochas alcalinas no distrito de Lages

Feições estruturais aparentemente menores, como o alinhamento magnético noroeste locado por Santos e Saad (1982, *in* Fúl-faro *et al.*, 1982), que pode corresponder aos limites entre as rochas sedimentares do Itararé e do Guatá e que passaria pela ocorrência de carbonatitos, na porção quase central do domo, seriam entãc responsáveis pela localização de cada corpo de rocha alcalina no interior do distrito.

Os estudiosos das rochas alcalinas de Lages têm destacado o caráter anelar de sua distribuição; um exame do mapa geológico na escala de 1:100.000 ora disponível mostra, no entanto, que há uma grande concentração de afloramentos segundo uma faixa de direção aproximada N 60°E, compreendendo os maciços da Chapada, do Cadeado, do Cerro Alto de Cima e a porção ocidental do Tributo, além de numerosas ocorrências de menor porte.

O estudo mais detalhado das imagens de radar corresponden-

tes a essa área revelou uma grande incidência de lineações na direção nordeste, que se prolongam até o alinhamento de Rio do Sul, cruzando o rio Canoas, em cujas proximidades foram recentemente descobertas ocorrências de rochas alcalinas ainda não convenientemente descritas e locadas (Scheibe, 1985).

Embora de grande significação regional, especialmente nas áreas de ocorrência dos basaltos, a oeste e a sul da área do domo, transpor essas lineações para as fotografias aéreas nas escalas de 1:60.000 e 1:25.000 ou para o mapa 1:100.000 exige um estudo minucioso, somente realizado nas áreas de ocorrência do carbonatito da Fazenda Varela (Scheibe, 1979) e da diatrema Janjão (Svisero *et al.*, 1985). Nessas duas áreas, situadas e noroeste da região principal de influência desse sistema, segundo as imagens de radar, ficou bem estabelecido que as intrusões são controladas pelo menos parcialmente por um sistema de falhas de direção nordeste.

Os trabalhos de mapeamento e os estudos petrológicos efetuados no decorrer do presente trabalho evidenciaram também que as ocorrências situadas a noroeste da faixa onde é mais evidente a orientação N 60°E são volumetricamente menos importantes e constituídas, em sua grande maioria, pelos fonolitos porfiríticos.

8.2. Seqüência evolutiva

8.2.1. Considerações preliminares

Com base nas relações de campo e especialmente nas descrições petrográficas de grande número de secções delgadas de rochas, tal como relatado por Scheibe *et al.* (1984) e detalhado nos Capítulos 3 e 4, Scheibe *et al.* (1985), em consonância com interpretações relativas a outros complexos alcalinos, propuseram que uma possível seqüência das litologias aflorantes do distrito seria:

Rochas ultrabásicas alcalinas
 ↓
 Nefelina sienitos porfiríticos
 ↓
 Fonolitos porfiríticos
 ↓
 Fonolitos (agpaíticos)
 ↓
 (Analcita traquitos) (?)
 ↓
 (Carbonatitos) (?)
 ↓
 Brechas de chaminé.

Os dados geocronológicos K/Ar coligidos (Capítulo 7) aparentemente confirmam que os fonolitos, agpaíticos, são mais novos que os nefelina sienitos porfiríticos, mas as datações das brechas de chaminé dão em conjunto idades mais antigas que as dos fonolitos, e há rochas ultrabásicas alcalinas — olivina melilito 12 — entre as de menor idade do complexo, sugerindo, conforme já apontado, a existência de pelo menos um surto magmático distinto dos que teriam dado origem à demais ocorrências estudadas, se confirmado seu caráter de litologia cristalizada previamente às de caráter leucocrático e carbonatítico.

A isócrona de referência Rb/Sr obtida para os fonolitos, apontando uma idade ainda maior que as datações K/Ar dos próprios nefelina sienitos porfiríticos, coloca contudo todas as demais idades em questão, quanto à sua representatividade do ponto de vista de época de cristalização magmática inicial dos maciços.

Uma linha evolutiva única das rochas ultrabásicas alcalinas até os fonolitos, passando pelas brechas de chaminé, pelos nefelina sienitos porfiríticos e pelos fonolitos porfiríticos, seria também sugerida pelo exame do diagrama AFM (Fig. 18), construído a partir das análises químicas de rocha total. As restrições quanto ao significado petrogenético desse diagrama já foram salientadas na oportunidade em que se enfatizou, ainda, a existência de uma dicotomia para os grupos dos fonolitos porfiríticos e dos fonolitos, especialmente quanto aos teores de Na_2O , e o fato de que muitas das amostras de fonolitos porfiríticos ficam alijadas da curva principal que poderia ser traçada para os diagramas de Harker relativos aos óxidos TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , CaO e P_2O_5 , dos quais conteriam teores anormalmente baixos, e Al_2O_3 , cujo teor seria anormalmente alto.

Os carbonatitos da Fazenda Varela representam estádios finais de um processo envolvendo, provavelmente, fusão parcial limitada de material do manto superior, cristalização fracionada, separação de uma fase carbonatada imiscível e posterior cristalização de rocha alcalina e carbonatito, separadamente (Scheibe, 1979; Scheibe e Formoso, 1982); os kimberlitos e demais brechas de chaminé correspondem por sua vez a produtos de processos igualmente complexos, mas diversos dos que levaram à formação dos carbonatitos, exceto pela grande importância atribuída ao CO_2 em ambos os casos. Wyllie (1980), por exemplo, sugeriu que os kimberlitos poderiam ser os deflagradores dos processos metassomá-

ticos do manto superior hoje geralmente aceitos como necessários para a formação dos magmas alcalinos em grandes profundidades.

A presença, entre as rochas ultrabásicas alcalinas, tanto de olivina nefelinitos como de olivina melilitos, é mais uma indicação da diversidade dos processos que tiveram lugar no distrito de Lages, apontando no sentido da existência de diversas linhas evolutivas, quer a partir de um mesmo material, quer a partir de materiais já diversificados em sua origem.

8.2.2. As rochas alcalinas como produto do fracionamento e os diagramas de subtração

Para Cox *et al.* (1979, p.8), "a posição mais razoável a ser adotada por um cientista pesquisador é tentar estabelecer quanto da variação química pode ser devido ao fracionamento cristal-líquido, antes de tentar atribuir quaisquer feições químicas não explicadas a outros processos".

Ulbrich (1984) discutiu exaustivamente aspectos petrogenéticos de nefelina sienitos e, por extensão, da maioria das rochas alcalinas, afirmando também que parece existir consenso, até então, de que essas rochas são geradas em ambientes geotectônicos especiais, provavelmente por fusão de um manto fértil enriquecido por processos metassomáticos. As rochas do manto se converteriam em peridotitos com flogopita e anfibólios, dos quais é possível extrair líquidos com teores anormalmente elevados de álcalis e outros elementos incompatíveis. Variações de pressão e das porcentagens e proporções relativas de H_2O e CO_2 controlariam tanto o início da fusão como a natureza do líquido neoformado.

Em primeira instância, esses controles seriam responsáveis pela produção de duas linhagens, a ultramáfica alcalina e a gabróide alcalina — a primeira sem plagioclásios, e a segunda, com a presença desses minerais. As rochas de Lages pertencem tipicamente à primeira dessas linhagens, também chamada de "carbonatítica" por Rock (1976), o qual afirmou que a alta pressão de CO_2 inibe a formação da molécula de anortita, podendo resultar carbonatitos como produto final; e de "associação carbonatito-nefelinito" por Le Bas (1978).

Ainda para Ulbrich (1984), esse seria também o caso de Poços de Caldas, onde os nefelina sienitos se teriam possivelmente

originado por um processo de "fracionamento wehrítico" (retirada de Mg-olivina e Ca-piroxênio) de um magma ultrabásico alcalino parental.

Tal fracionamento possibilitaria a retirada eficiente de MgO e CaO desse magma parental, enriquecendo o líquido residual tanto em SiO₂ e álcalis como em Al₂O₃. Desse fracionamento wehrítico poder-se-iam derivar exclusivamente magmas de nefelina sienitos ou, se realizado por etapas, em pressões diferenciadas, magmas ainda básicos ultrabásicos (e.g. de olivina ijolitos) cuja posterior evolução em profundidades menores geraria tanto rochas ultrabásicas (e.g. peridotitos, piroxenitos) como nefelina sienitos.

A viabilidade química do processo proposto é explorada mediante a utilização de diagramas de subtração, tal como apresentados por Bowen (1928) e detalhadamente discutidos por Cox *et al.* (1979), concluindo Ulbrich (1984) que é possível passar de um magma parental hipotético "M" (de natureza picrítica) para nefelina sienitos, apenas retirando uma combinação adequada de olivinas e Ca-piroxênios.

O mesmo autor considerou, como hipótese alternativa, que muitos nefelinitos (e ijolitos) representam possíveis magmas parentais de séries petrográficas alcalinas, originando-se diretamente no manto, e concluiu através de outros diagramas que, neste caso, um fracionamento conjunto ou separado de olivina, nefelina e Ca-piroxênio — fracionamento de olivina ijolito — poderia reproduzir algumas das feições químicas dos nefelina sienitos, diminuindo o conteúdo de CaO e MgO e aumentando o teor de álcalis do magma parental, enquanto o de Al₂O₃ se manteria nos níveis já inicialmente muito elevados.

8.2.3. As rochas ultrabásicas alcalinas de Lages: magma mantélico primário ou produto de fracionamento de magma parental nefelinítico?

Diagramas de subtração para as rochas alcalinas de Lages foram construídos (Figs. 33 a 37) com os dados relativos à química dos principais minerais e das rochas do distrito (ver Capítulos 5 e 6, respectivamente). Foram também incluídos pontos relativos ao magma parental "M" proposto por Ulbrich (1984); a um

nefelinito médio "N" apresentado por Cox *et al.* (1979, apêndice 2); e a um olivina melilitito "OM" e um olivina nefelinito "ON" considerados por Frey *et al.* (1978) como fusões parciais primárias de peridotitos do manto superior.

Willie (1978) estudou o sistema Peridotito-CO₂-H₂O a pressões correspondentes à da Zona de Baixa Velocidade (LVZ), concluindo que esta feição seria provavelmente causada pela fusão incipiente de materiais supostamente existentes no manto superior, como um dolomita peridotito, ou um flogopita dolomita peridotito, com ou sem vapor de H₂O, resultando a geração de líquidos alcalinos ricos em CO₂ e pobres em SiO₂ (larnita-normativos) e enriquecidos nos componentes da flogopita, provavelmente correspondendo a líquidos kimberlíticos, melilitíticos ou nefeliniticos que, em condições extremas, poderiam ser carbonatíficos.

Ulbrich (1984) discutiu as condições físicas necessárias à concentração dos elementos incompatíveis e formação de magmas alcalinos por fusão inicial do manto, admitindo que a existência, por um lado, de metassomatismo no manto, e por outro, de mecanismos de percolação associados à movimentação de líquidos através de canais e veios, torna desnecessária a idéia de que a fusão parcial se daria em proporção tão limitada quanto os 5% concebidos anteriormente como máximo admissível para a geração desses líquidos.

Os pontos relativos às rochas ultrabásicas alcalinas de Lages praticamente coincidem com as investigadas por Frey *et al.* (1978) e portanto, por analogia e, ainda mais, tendo em vista os estudos de Wyllie (1978) e as ponderações de Ulbrich (1984), as mesmas poderiam ser consideradas como representantes de um magma primário de origem mantélica. Ainda segundo o modelamento efetuado por Frey *et al.* (1978), a cristalização de olivina melilititos ou de olivina nefelinitos estaria condicionada às proporções relativas de CO₂ e H₂O no manto, sendo os olivina melilititos formados preferentemente quando a relação CO₂/H₂O é mais alta. A presença, em Lages, dos dois tipos de rochas atestaria diferenças nessa relação, no manto subjacente.

Os estudos de Yoder Jr. (1979) sobre a estabilidade das melilitas levaram esse autor à conclusão de que rochas com esse mineral acham-se confinadas estritamente a fácies vulcânicas e subvulcânicas representados, em profundidade, por piroxenitos e

pelas variedades com hornblenda ou biotita dos piroxenitos, já que a estabilidade da ackermanita é limitada às pressões menores que 14 Kb (limite este que é, contudo, consideravelmente aumentado pela solução sólida com melilita sódica).

Portanto, é normal encontrarem-se como acompanhantes dos melilititos os nefelinitos, também equivalentes extrusivos das rochas ultrabásicas alcalinas (em especial ijolitos, melteigitos) normalmente presentes em complexos alcalinos de fácies mais profundos.

Já Nielsen (1980), investigando os melilitolitos excepcionalmente bem expostos do complexo de Gardiner, na Groenlândia oriental, sugeriu com base nas suas observações e nos diagramas de formação da melilita que essas rochas se teriam originado não diretamente, mas por cristalização fracionada, a baixa pressão, de um magma de melanefelinito, larnita-normativo e portador de CO_2 (ver também Wyllie, 1978) representado regionalmente apenas por blocos erráticos de melanefelinito. Durante o processo inicial de cristalização fracionada da melilita, nefelina e calcita, ocorreria reabsorção do diopsídio do melanefelinito, com cristalização de flogopita, num processo semelhante ao constatado nos blocos de melanefelinito para os fenocristais de olivina.

Os olivina nefelinitos e olivina melilititos de Lages apresentam similaridades químicas, texturais e mineralógicas com os melilitolitos e demais rochas ultrabásicas alcalinas descritas por Nielsen (1980).

Além de uma seqüência de cristalização também semelhante, é chamativo o fato de que tanto as olivinas como os clinopiroxênios se mostram instáveis em diversas dessas rochas. Os raros clinopiroxênios do olivina melilitito 12, por exemplo, constituem-se em xenocristais centimétricos, bem visíveis nas superfícies alteradas da rocha, por sua cor escura, mas que se apresentam fortemente corroídos, com a formação de flogopita, à semelhança do que ocorre com a olivina no olivina nefelinito 28 (ver Fotomicrografia 14).

Xenocristais de clinopiroxênio são também de ocorrência praticamente constante nos kimberlitos e demais brechas de chaminé, podendo representar portanto um dos principais produtos do fracionamento dos magmas que deram origem às rochas do distrito. Conforme se nota nos diagramas de subtração (Figs. 33 a 37), os pi-

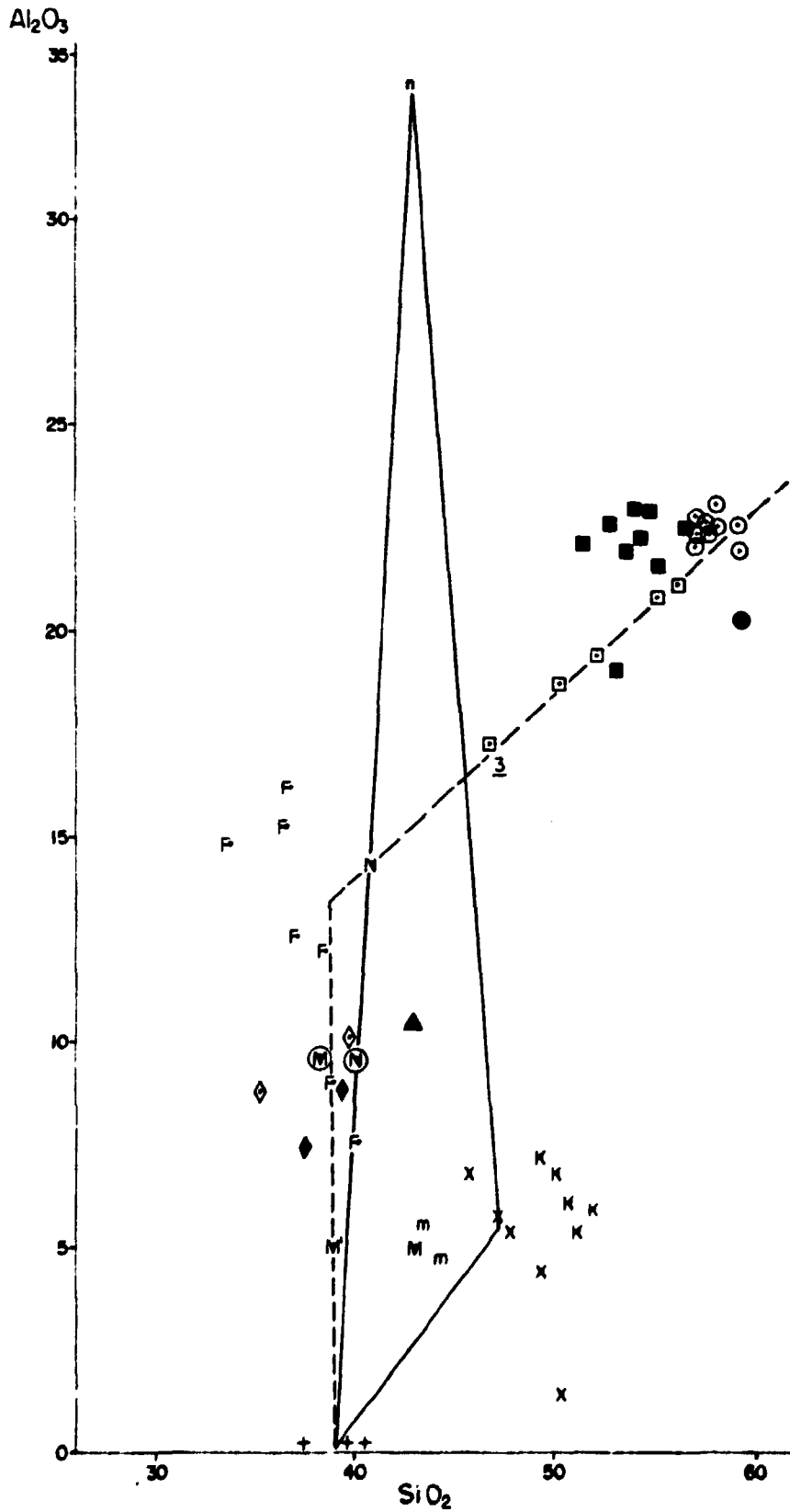


Fig. 13 - Diagrama de subtração Al_2O_3 vs SiO_2 para as rochas alcalinas de Leões, SC. + = olivinas; x = clinopiroxênios; k = clinopiroxênios dos kimberlitos; f = flogopitas; m = melilitas; n = nefelina (teórica); M e N = olivina melilitito e olivina nefelinito de Frey et al. (1978); N = média dos nefelinitos (Cox et al., 1979); M = magma parental de Ulbrich (1984); M' = modificação de M. Demais símbolos, como na Fig. 2. Linhas tracejadas: tendências possíveis de derivação; linhas cheias limitam composições possíveis de um extrato constituído por olivina, clinopiroxênio e nefelina. Ver texto.

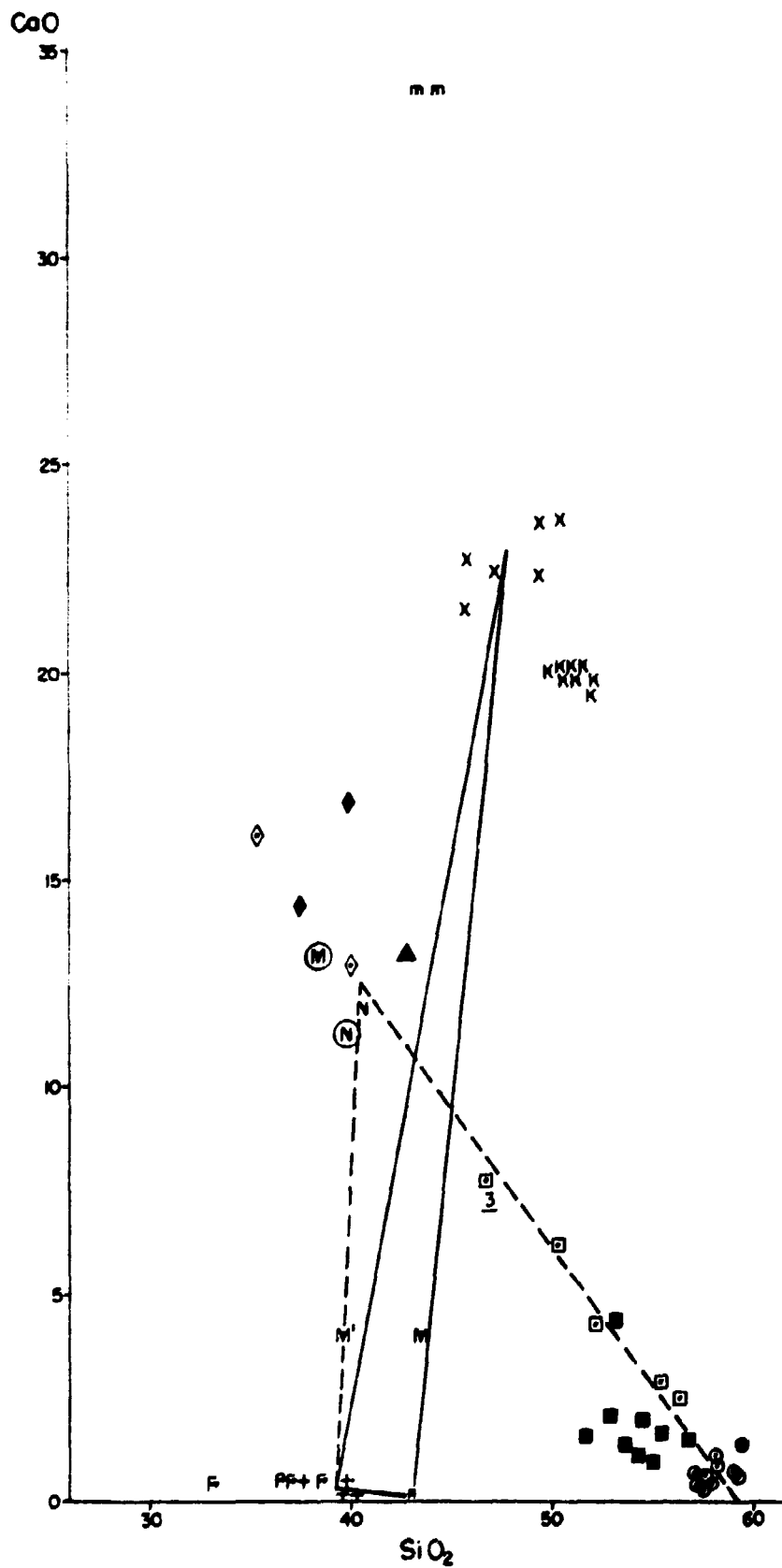
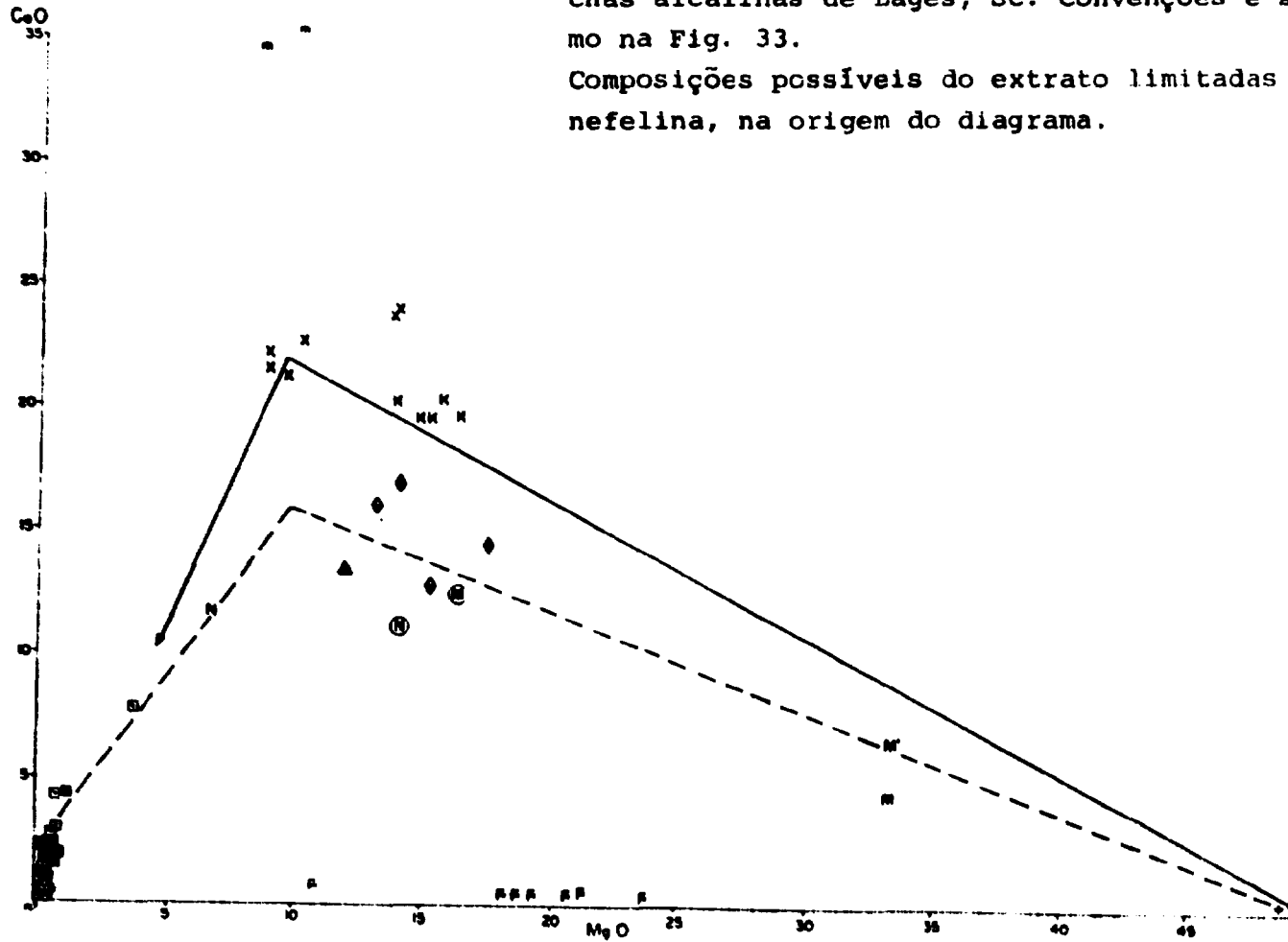


Fig. 34 - Diagrama de subtração CaO vs SiO₂ para as rochas alcalinas de Lages, SC. Convenções e símbolos como na Fig. 33.

Fig. 35 - Diagrama de subtração CaO vs MgO para as rochas alcalinas de Lages, SC. Convenções e símbolos como na Fig. 33. Composições possíveis do extrato limitadas também pela nefelina, na origem do diagrama.



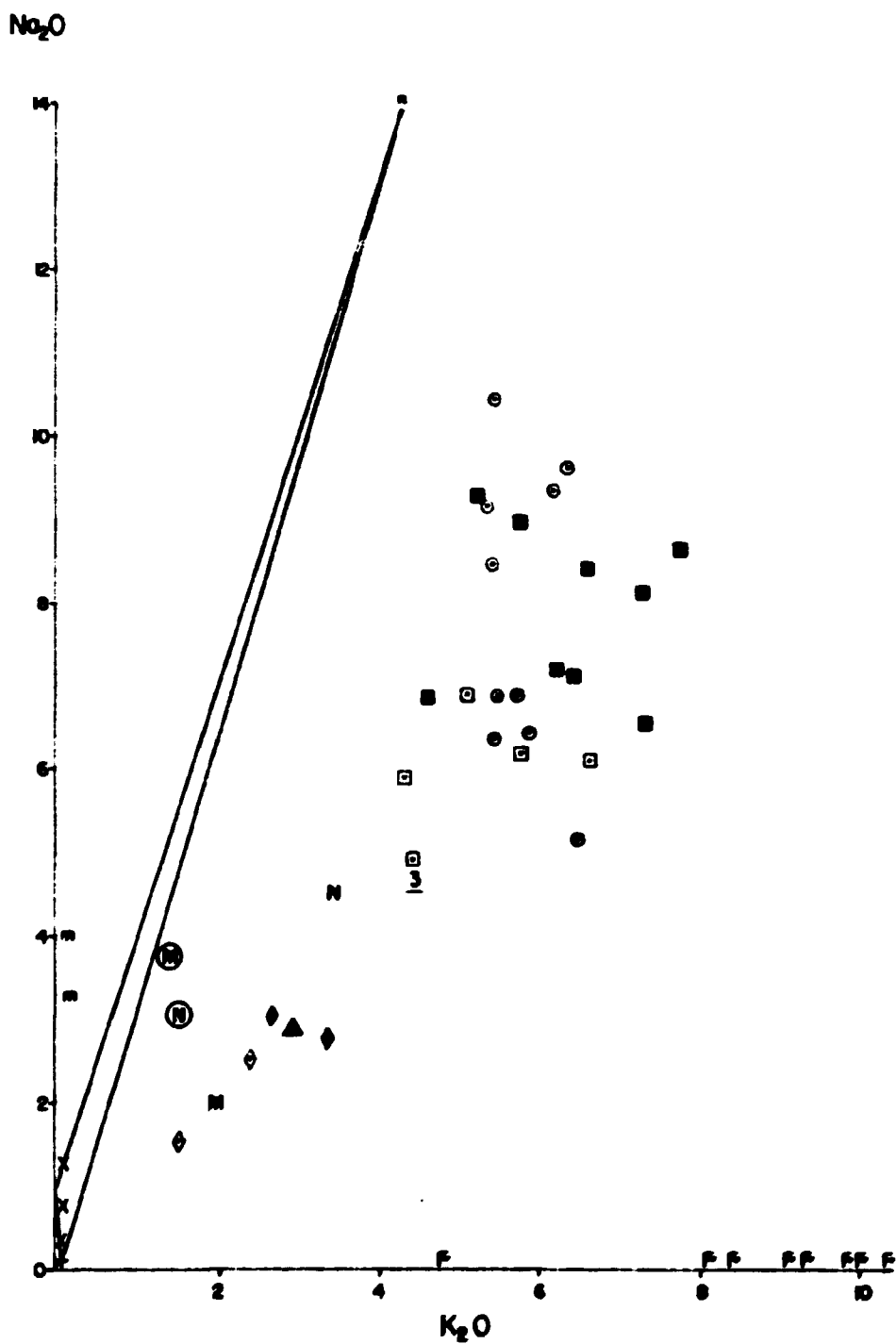


Fig. 36 - Diagrama de subtração Na₂O vs K₂O para as rochas alcalinas de Laçes, SC. Convenções e símbolos como na Fig. 33; para linhas de derivação, ver texto.

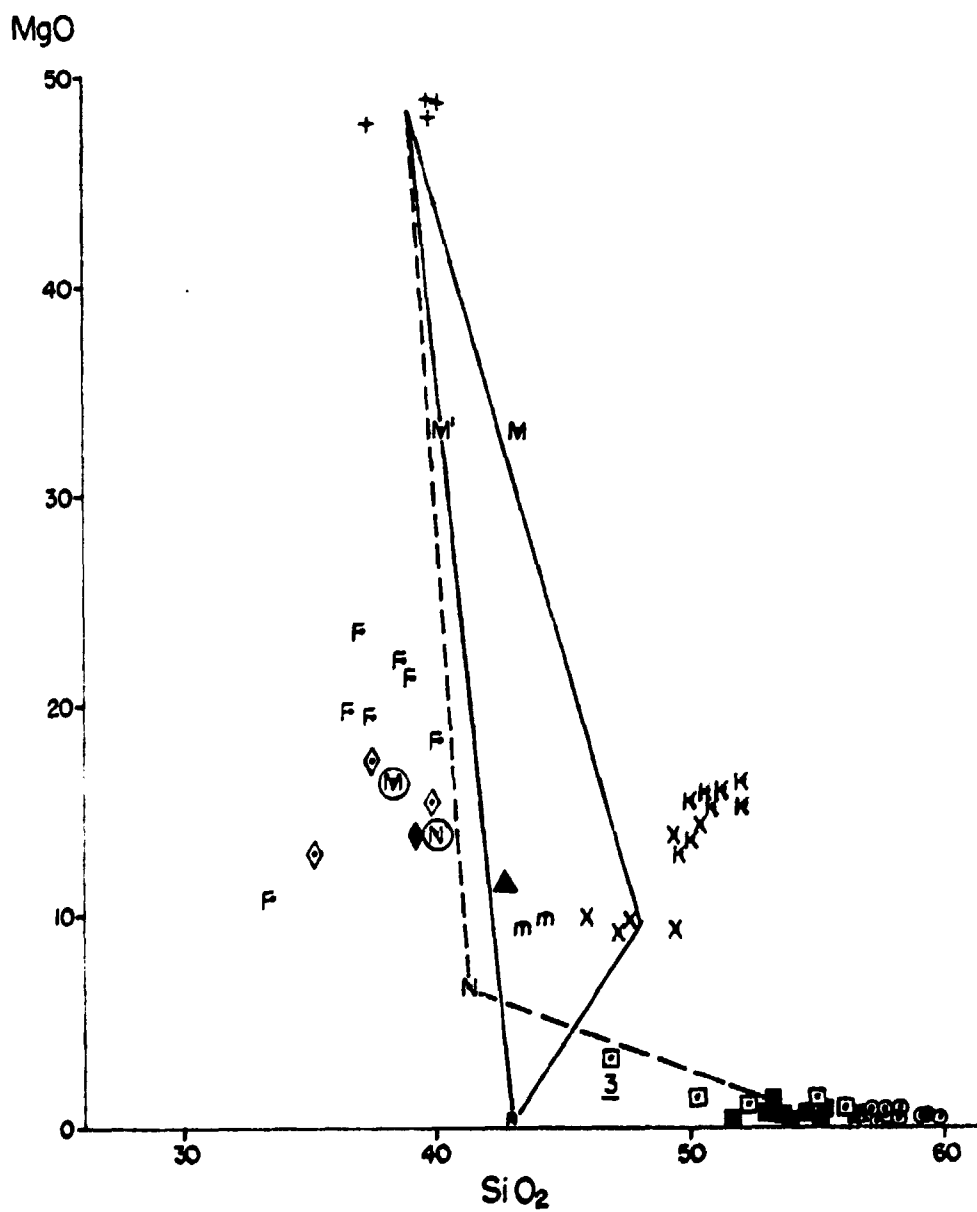


Fig. 37 - Diagrama de subtração MgO vs SiO₂ para as rochas alcalinas de Lages, SC. Convenções e símbolos como na Fig. 33.

roxênios das rochas ultrabásicas alcalinas e os das brechas kimberlíticas têm composição muito semelhante, caracterizando-se por teores pouco mais elevados de MgO e mais baixos de CaO do que as salitas dos nefelina sienitos; no Capítulo 5 foram tidos como semelhantes aos piroxênios dos kimberlitos descritos por Stephens e Dawson (1977), sendo, dessa forma, compatíveis com uma origem profunda (onde constituiriam, v.g. Yoder Jr., 1979, os equivalentes aos olivina nefelinitos e olivina melilitos encontrados em superfície?).

A evidência de que houve um fracionamento de clinopiroxênios, embora em nível profundo, merece aqui ser considerada, tanto com relação à origem das rochas ultrabásicas alcalinas como com referência à formação dos termos leucocráticos que predominam, volumetricamente, no distrito.

Nas Figuras 33 a 37 fica bem evidenciado que as rochas ultrabásicas alcalinas (e mesmo um nefelinito intermediário como N) exibem alto grau de enriquecimento em CaO relativamente ao magma M, proposto por Ulbrich (1984) para Poços de Caldas. Este fato excluiria, em princípio, o fracionamento de proporção significativa de piroxênio cálcico (com conseqüente extração precoce de CaO) em seu processo de formação. Os diagramas de subtração são sugestivos de que, se fosse tomado um magma parental M', com cerca de 40% de SiO₂ ao invés dos 43% admitidos para M, as rochas ultrabásicas alcalinas estudadas em Lages e mesmo, com pequenas variações, um nefelinito N, poderiam derivar desse magma M', mas por fracionamento exclusivamente de olivina.

Da mesma forma, verifica-se nos diagramas Al₂O₃ x SiO₂, CaO x SiO₂ e MgO x SiO₂ que as rochas ultrabásicas alcalinas, pela retirada simples de clinopiroxênio ou de clinopiroxênio mais olivina, se deslocariam em direção contrária à dos nefelina sienitos porfiríticos e fonolitos, ou seja, para termos mais insaturados em SiO₂.

Um fracionamento de olivina ijolito como o proposto por Ulbrich (1984) para a hipótese de origem dos nefelina sienitos de Poços de Caldas a partir de magmas primários ijolíticos nefeliníticos seria tampouco adequado, pois é necessário supor que os magmas iniciais seriam já mais ricos em SiO₂ do que essas rochas.

O fracionamento de minerais opacos, que normalmente constituem fração significativa (valores modais maiores que 5% são co-

muns, ver Tabela 4), poderia ocasionar um primeiro deslocamento no sentido do aumento da proporção de SiO_2 , mas o teor de CaO cresceria também, ao contrário do que se verifica nos diagramas de subtração considerados. A retirada do cálcio terá que ser portanto, pelo menos numa fase inicial, implementada pelo fracionamento de termos subsaturados ou sem SiO_2 , ricos nesse elemento, sendo os candidatos mais prováveis, no caso, a apatita, a perovskita, a melilita — todos presentes nos olivina melilitos de Lages — e a calcita, componente principal dos carbonatitos, cuja existência em Lages não está restrita às ocorrências da Fazenda Varela, a julgar pelos xenólitos de carbonatito encontrados em brechas de chaminé como a do Cerro Alto de Baixo (IV no mapa geológico: 1:100.000).

Nielsen (1980) sugeriu para o caso de Gardiner que os líquidos remanescentes após a cristalização dos melilitos se separariam em duas frações imiscíveis, uma delas, silicatada, dando melteigitos, ijolitos e finalmente sodalita sienitos, além de uma rocha com apatita e flogopita; e a outra, carbonatada, cristalizando como veios de melanita e calcita e em última instância como sovitos. Todas essas litologias acham-se presentes nas partes superiores daquele complexo, contendo perovskita reabsorvida.

No caso de Lages, a formação das rochas ultrabásicas alcalinas por fracionamento a partir de um magma mesmo que pouco mais saturado — como, por exemplo, o nefelinito N — seria capaz de deslocar as composições das frações remanescentes no sentido da diminuição dos teores de MgO e CaO , com aumento na saturação em sílica e nas proporções de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O que caracterizam a passagem do nefelinito para os nefelina sienitos porfiríticos e, destes, para os fonolitos porfiríticos e fonolitos.

Assim, embora se possa advogar para as rochas ultrabásicas alcalinas de Lages uma origem por cristalização direta a partir de um magma mantélico primário, uma derivação por fracionamento a partir de um líquido pouco mais saturado, de composição nefelinítica, seria mais condizente com a continuação do processo no sentido da origem dos termos leucocráticos do distrito.

Esse fracionamento, que nas rochas aflorantes está representado pelos nefelinitos e olivina melilitos, em maior profundidade pode ter resultado em peridotitos, piroxenitos e olivina melteigitos muito insaturados, provavelmente com grandes propor-

ções de flogopita, além de perovskita, apatita e/ou outros minerais cálcicos.

Não pode ser descartada *a priori*, por outro lado, a possibilidade de separação, desses líquidos iniciais, de uma fração carbonatada imiscível que seria a responsável pela formação dos carbonatitos do distrito.

Apesar de a ligação entre rochas ultrabásicas alcalinas e nefelinitos, de um lado, e nefelina sienitos e fonolitos, de outro, ser universalmente aceita, nem sempre afloram nos complexos alcalinos todos os termos intermediários que possibilitam o estudo, passo a passo, das transformações que ocorrem desde os termos mais primários até os mais evoluídos.

No caso de Lages, o alinhamento que se observa nos gráficos de subtração — já evidenciado nos diagramas de Harker e outros, ver Capítulo 6 — desde os fonolitos até os nefelina sienitos porfiríticos, passando com restrições pelos fonolitos porfiríticos, pode ser estendido para o lado mais subsaturado até um possível magma parental nefelinítica N, do qual se teriam fracionado os termos ultrabásicos alcalinos, resultando os nefelina sienitos mais primitivos, no caso representados pela amostra 3.

Em todos os diagramas de subtração exceto o do $\text{CaO} \times \text{SiO}_2$, nota-se uma quebra nesse alinhamento, do nefelinito N até as rochas ultrabásicas alcalinas, sugerindo que estas últimas não representam os únicos materiais extraídos; a retirada concomitante de um material rico em CaO mas com SiO_2 próximo ou igual a zero, como seria por exemplo um magma carbonatítico, poderia explicar essa deflexão.

8.2.4. As rochas alcalinas leucocráticas e os diagramas de subtração

Quanto à evolução dos nefelina sienitos e dos fonolitos, mencionou-se no Capítulo 6, quando dos cálculos relativos à elaboração do diagrama $Q'(F')$ — ANOR (Fig. 3), que para as amostras 5 e 8 de nefelina sienitos porfiríticos a retirada de uma quantidade de piroxênio cálcico equivalente à da salita modal é suficiente para deslocar essas amostras desde o campo dos traquitos com nefelina até o campo dos álcali traquitos com nefelina, ocupado pelos

fonolitos mais próximos da saturação. Já para o caso das amostras 3, 7 e 9, situadas no campo dos fonolitos tefríticos, o fracionamento do clinopiroxênio modal é da mesma forma suficiente para o deslocamento até o campo dos fonolitos, mas os dados de análise química não permitem tal cálculo normativo, permanecendo um excesso de CaO que seria consignado à formação da anortita. Também nos diagramas de subtração observa-se que a simples supressão de clinopiroxênio (mesmo com grande proporção de sílica substituída por alumínio), não daria conta do grande aumento no teor de SiO_2 que se verifica dos nefelina sienitos porfiríticos ao conjunto dos fonolitos.

Esta última restrição, contudo, pode ser superada uma vez que se admita o fracionamento concomitante de outras fases mais subsaturadas do que 3, no caso, por exemplo, nefelina e/ou olivina e/ou flogopita, constituindo um extrato cuja composição se aproximaria, mais uma vez, de um olivina ou flogopita ijolito, possivelmente pouco mais leucocrático e saturado do que o olivina melteigito da brecha Chapada NW (am. 22), representado nos diagramas de subtração (Figs. 33 a 37) por um triângulo cheio situado no interior da poligonal que englobaria as composições possíveis do material extraído. O fracionamento, ainda, de materiais como a perovskita ou a apatita, sempre presentes nessas rochas, seria determinante para adequar o teor de CaO dos líquidos resultantes aos teores muito baixos observados nos fonolitos.

O comportamento do sódio e potássio passa, nesses termos mais evoluídos, a ter importância decisiva, merecendo por isso consideração especial.

No diagrama de subtração $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$ (Fig. 36) vê-se inicialmente, tal como já apontado no Capítulo 6 em relação à Figura 17, que a tendência geral das rochas analisadas, inclusive os tipos ultrabásicos, é a de situar-se ao longo de uma linha evidenciando igual proporção de Na_2O e K_2O , em peso.

Esses termos ultrabásicos, com $\text{Na}_2\text{O} \approx \text{K}_2\text{O}$, contêm leucita normativa (Tabela 18), representada nas amostras estudadas por proporções notáveis de flogopita, além de teor relativamente alto de potássio na nefelina (Tabela 7).

As análises químicas das flogopitas (Tabela 12 e Figs. 9 a 11) indicaram altos níveis de substituição do potássio pelo bário, o que atesta bem a formação desses minerais a partir de so-

luções altamente diferenciadas.

No caso dos olivina melilitos, parte substancial do sódio está também na melilita, o que deve influir no balanço entre os óxidos de sódio e potássio.

A maioria dos fonolitos porfiríticos, mesmo os que possuem alta soma de álcalis, conservam essa tendência a um certo equilíbrio, enquanto no campo dos fonolitos o conteúdo de potássio se mantém praticamente constante para uma variação muito acentuada do valor do sódio, que é portanto responsável pelo caráter nitidamente agpático de representantes desta litologia.

8.2.5. O sistema residual da petrogênese e o sistema residual peralcalino: rochas miasquíticas e agpáticas

Edgar (1974) revisou os estudos experimentais pertinentes à gênese das rochas alcalinas. As rochas de Lages exibem muitas das feições deduzidas a partir desses estudos, em que fica demonstrada a tendência de diferenciação dos termos mais básicos, ricos em cálcio e magnésio, para os mais ricos em sílica, alumínio e álcalis: "sob condições adequadas de cristalização, pode ser produzida uma série de composições, abrangendo desde melilita nefelinitos simplificados até fonolitos" (p.364).

A origem dos fonolitos, por diferenciação líquida devida à retirada progressiva dos componentes mais máficos, é explicada com a ajuda dos diagramas relativos aos sistemas diopsídio — nefelina — forsterita — quartzo (o "tetraedro basáltico") e, especialmente, o sistema $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, do qual a porção mais importante seria o plano nefelina — kalsilita — sílica, ou seja, o "sistema residual da petrogênese".

É nesse plano que se observa que as composições sódicas dispostas no quadrilátero nefelina — kalsilita — albita — feldspato potássico (a parte subsaturada em sílica do diagrama) movem-se em direção ao limite nefelina-feldspato, e então se deslocam até o mínimo localizado nesse limite, sendo os produtos da cristalização final a nefelina e o feldspato. Em função desse comportamento, líquidos cuja composição se situa na porção subsaturada do sistema não podem produzir diferenciados com sílica livre, por processos normais de cristalização. As composições dos feldspatos

alcalinos e nefelinas coexistentes, por sua vez dependem das taxas de resfriamento: quanto mais lento, mais a composição final da nefelina se aproximará da relação teórica $3\text{Na}-1\text{K}$.

Os líquidos peralcalinos, de que podem cristalizar a egirina e os silicatos e dissilicatos de sódio e potássio, são melhor representados, porém, pelo sistema $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, chamado de "sistema residual peralcalino" por Bailey e Schairer (1966).

Segundo esse sistema, a egirina somente teria condições de cristalizar em equilíbrio com nefelina mais albita ou quartzo mais albita a partir de líquidos contendo silicato de sódio normativo (Ms). A reação incongruente de formação da egirina, nesses casos, serviria como um mecanismo para a transição de líquidos subsaturados para líquidos supersaturados, assim como seria o caso de processos de oxidação, que permitem a passagem unidirecional de uma rocha nefelina normativa para uma rocha hiperstênio ou quartzo normativa, ultrapassando a barreira termal do sistema residual.

A introdução da água nos sistemas permite também que seja sintetizada a analcita ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$), cujo equivalente anidro estaria situado entre a composição da nefelina e a albita, com possibilidades portanto de ocorrência tanto primária como secundária, tal como verificado, também, para a sodalita.

É muito grande a importância dos voláteis em todos esses sistemas, e para Sood *et al.* (1970), as rochas formadas em condições de baixa P_{O_2} seguiriam uma tendência de cristalização miasquítica, enquanto as formadas sob condições de alta P_{O_2} poderiam seguir uma tendência agpaítica.

Ulbrich (1984) considerou que essa passagem de "miasquitos" para "agpaítos", bem verificada nos nefelina sienitos de Poços de Caldas, deve estar controlada principalmente pelo comportamento dos álcalis frente ao Al_2O_3 . Segundo suas observações, composições parentais peraluminosas (= miasquíticas) podem se transformar em líquidos peralcalinos (= agpaíticos) apenas retirando minerais mais ricos em Al_2O_3 que o magma do qual se fracionam, como, nos casos por ele estudados, as nefelinas, feldspatos potássicos e até soda-augita (aluminosas). A incorporação do Sr em alguns feldspatos faz por exemplo com que assumam caráter peraluminoso ao invés de alcalino (semelhantemente ao "efeito do

plagioclásio" demonstrado por Bowen, 1945, *cf.* Gittins, 1979), acentuando esse processo.

O que se observa nos fonolitos de Lages é que minerais característicos de composições peralcalinas só cristalizam nas fases finais, após a formação da nefelina e do feldspato (ver descrições e Tabela 3, Capítulo 4), o que, por sinal, está de acordo com a "seqüência agpaítica de cristalização".

O pequeno número e a precariedade das análises minerais de feldspatos e nefelinas dessas rochas impede um estudo detalhado como o realizado por Ulbrich (1984, com os dados de Ulbrich, 1983), mas nos fonolitos porfiríticos essa característica é muito bem evidenciada pela presença das coroas de egirina nos fenocristais de salita.

As análises de microsonda das salitas dos nefelina sienitos porfiríticos (Tabela 8) mostraram que elas contêm altos valores para o cálcio e também para o alumínio, que substitui amplamente o silício no interior dos tetraedros; por outro lado, apesar das variações nas condições de cristalização, evidenciadas pela zonalidade entre termos mais e menos hedenbergíticos, os teores de sódio se mantêm em níveis constantes e surpreendentemente baixos, considerando o caráter alcalino dessas rochas.

A cristalização desses piroxênios se teria portanto dado ainda em condições de alcalinidade moderada e, mais do que isso, deve ter sido conjuntamente com a formação dos primeiros fenocristais de feldspatos e nefelinas, bem como da titanita e da apatita cuja ocorrência típica é como microfenocristais de formação precoce, responsável pela passagem dos líquidos residuais ao caráter peralcalino.

Observa-se então, na verdade, a cristalização, nos fonolitos porfiríticos, de uma primeira fase, os fenocristais e microfenocristais, com caráter miasquítico, e numa segunda fase, as coroas e microcristais de egirina, a pectolita, a nefelina novamente e a analcita, com caráter peralcalino.

Já os nefelina sienitos porfiríticos mantêm bem claro seu caráter miasquítico: são raros os micrólitos de egirina, e apenas a analcita ocorre como fase residual. Em condições de cristalização pouco mais profunda teria havido possibilidade de segregação dos líquidos tardios, cristalizados então em níveis superiores como os fonolitos que, apesar de seu coeficiente agpaítico

relativamente baixo, conseguem também por sua vez em uma fase tardia de cristalização dar origem a uma mineralogia caracteristicamente agpática.

A formação da sodalita como mineral precoce, originando fenocristais idiomórficos nas corroídos em qualquer desses tipos litológicos, é testemunha de uma alta atividade do cloro nessa fase inicial, ao mesmo tempo que altas taxas de consumo localizado de sódio poderiam ser responsáveis pela tendência mais miasquítica da cristalização imediatamente subsequente.

No outro extremo, a mangano-pectolita retém o cálcio e o manganês que se enriquecem nas fases residuais peralcalinas, mercê da falta de aproveitamento por clinopiroxênios mais característicos dos líquidos miasquíticos.

A posição diferenciada dos fonolitos porfiríticos em relação às demais rochas leucocráticas nos diagramas de Harker (Figs. 19 e 20) e nos diagramas de subtração (Figs. 33 a 37) estaria portanto possivelmente relacionada com a dualidade de seu caráter. As condições tectônicas de cristalização na porção noroeste do distrito não teriam favorecido a separação que ocorreu na parte sudeste, entre nefelina sienitos porfiríticos formados inicialmente em condições pouco mais profundas, e fonolitos tipicamente subvulcânicos, possivelmente constituídos a partir dos líquidos derivados daquela cristalização.

Nesse contexto, rochas formadas com pequena contribuição de cristalização inicial de feldspato potássico e da nefelina e com alta proporção de líquido residual tenderiam a exacerbar seu caráter peralcalino e, especialmente, persódico, já que a única fase potássica importante em todas as amostras leucocráticas investigadas é o feldspato de cristalização inicial: Bailey e Schairer (1964) verificaram em líquidos alcalinos supersaturados um "efeito do ortoclásio", pelo qual a separação de feldspatos potássicos de um líquido levemente deficiente em alumina fracionaria alumina e eventualmente potássio, levando a líquidos residuais fortemente peralcalinos e sódicos.

Este seria, eventualmente, o caso das amostras de fonolitos (e duas de fonolitos porfiríticos) persódicos, situadas bem abaixo da linha 1:1 no diagrama K_2O vs Na_2O (Fig. 17).

As pequenas ocorrências de analcita traquitos junto ao curso do rio dos Índios, das quais somente uma amostra (20) foi ana-

lisada quimicamente, representam termos praticamente saturados que, a se confirmar por outras análises que resultem na presença de quartzo normativo, exemplificariam a ultrapassagem da barreira termal do sistema residual da petrogênese, possivelmente em relação com a formação da egirina e/ou com a ação de processos de oxidação, tal como evidenciado para o sistema residual peralcalino.

8.2.6. Os elementos menores e traços e as tendências da cristalização

Algumas feições do comportamento dos elementos menores e traços, evidenciado principalmente nos diagramas de Harker (Fig. 20), servem para corroborar as observações acima sobre a origem das rochas alcalinas do distrito.

Assim, a origem dos fonolitos a partir de líquidos muito diferenciados é demonstrada pelos teores de rubídio — acompanhando inclusive o enriquecimento em sódio, mais do que o do potássio (Figs. 21 e 22) — e pelos baixos teores de estrôncio e bário dessas rochas, enquanto a transição dos líquidos alcalinos para peralcalinos por ação de um "efeito do estrôncio" nos feldspatos potássicos dos nefelina sienitos porfiríticos e dos fonolitos porfiríticos ganha força, também, pelos altíssimos teores desse elemento em muitas amostras dessas litologias (Figs. 20, 23 e 24).

A formação da barita nos carbonatitos da Fazenda Varela, e especialmente a ampla substituição do potássio pelo bário em muitas flogopitas das rochas ultrabásicas alcalinas, são feições ligadas também a resíduos muito diferenciados de cristalização, atestando a importância dos processos de fracionamento, também no que se refere à origem dessas rochas.

Já os elementos incompatíveis como o vanádio, cromo, níquel, cobalto e cobre, por sua relação mais direta com a olivina, concentram-se quase exclusivamente nos termos ultramáficos.

Apesar da precariedade das determinações dos teores de terras raras, de cuja distribuição só se tem boas determinações para algumas amostras de carbonatitos (*cf.* Scheibe e Formoso, 1982), é muito chamativo o fato de que as rochas ultrabásicas alcalinas

possuem maiores valores não só do ítrio, o que seria esperado, como também do lantânio, normalmente enriquecido nas rochas mais diferenciadas. A Figura 27 mostra ainda mais que a própria relação La/Y, considerada geralmente como indicativa da relação global terras raras leves/terras raras pesadas, se mantém aproximadamente constante ao longo de toda a linha de suposta diferenciação, exceto para poucas amostras de fonolitos e fonolitos porfiríticos, em que o teor de ítrio se situa abaixo do limite de sensibilidade do método analítico.

A julgar pela relação La/Y, portanto, a grande maioria das rochas de Lages apresentaria praticamente o mesmo estágio de diferenciação, sendo únicas exceções o analcita traquito, três amostras de fonolito e um fonolito porfirítico, que exibem enriquecimento preferencial do lantânio em relação ao ítrio, sem no entanto atingir os níveis de concentração do lantânio obtidos nas rochas ultrabásicas alcalinas.

A determinação cuidadosa dos padrões de distribuição das terras raras, tanto nas rochas como em fases minerais significativas, poderá portanto, caso efetuada, propiciar informações de grande interesse para o melhor esclarecimento dos processos que efetivamente tiveram lugar no distrito.

8.2.7. Razões isotópicas e o local de origem dos magmas

Os valores da ordem de 0,705 - 0,706 para a razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de carbonatitos, nefelina sienitos porfiríticos e fonolitos, apresentados no Capítulo 7, são ali interpretados como compatíveis com uma origem mantélica, sem evidências de contaminação crustal, para qualquer desses tipos de rocha.

Desse ponto de vista, portanto, a grande variedade das rochas alcalinas de Lages poderia realmente ter-se originado por transformações como as comentadas acima, sem necessidade de contaminação ou assimilação de rochas estranhas ao manto, para explicar, por exemplo, os altos teores de cálcio e carbonatos, ou a grande amplitude da faixa dos teores de SiO_2 , do Al_2O_3 e dos álcalis constatados no presente estudo.

Evidências importantes de magmatismo profundo no distrito são trazidas à superfície pela atividade das chaminés alcalinas

de caráter kimberlítico, cujos minerais pesados, como as granadas e alguns clinopiroxênios, podem ter constituído granada lherzolitos originados a profundidades entre 120 e 200 km.

Ao lado de novas determinações isotópicas, uma melhor caracterização dos minerais das brechas vulcânicas do distrito poderá ajudar a precisar a profundidade e as características do manto onde se teriam formado magmas alcalinos.

8.3. Considerações finais

O modelo petrogenético desenvolvido acima para as rochas alcalinas de Lages compreenderia fusão parcial limitada, com contribuição de CO_2 do manto superior previamente metassomatizado, numa região submetida à decompressão, devida à ascensão de um bloco crustal limitado por estruturas profundas Precambrianas, afetadas por reativação no Jurássico e Cretáceo. Dos líquidos parentais de composição nefelinítica se separariam, por cristalização fracionada, cerca da superfície, olivina melilitos e olivina nefelinitos, e em maior profundidade, peridotitos, flogopita piroxenitos e olivina melteigitos ricos em cálcio. A separação de frações carbonatadas imiscíveis daria origem aos carbonatitos, enquanto os líquidos remanescentes evoluiriam por cristalização fracionada, formando de um lado, nefelina sienitos porfiríticos, miasquíticos, e fonolitos agpaíticos, e de outro, fonolitos porfiríticos, caracterizados por um índice mais baixo de separação física entre cristais precoces — salitas aluminosas, feldspatos potássicos e nefelinas — e líquidos residuais mais ricos em álcalis e SiO_2 . Pequenas frações mais ricas em feldspato formariam os analcita traquitos. E atividade vulcânica final, de origem também profunda, mas com alta proporção de voláteis, hoje representada pelas muitas brechas de chaminé, algumas das quais, pelo menos, têm seu caráter kimberlítico evidenciado pela estrutura e presença de minerais pesados, constituintes prováveis de granada lherzolitos (Fig. 38).

A redução da complexidade do real a um quadro sinóptico como o acima proposto envolve uma tamanha dose de abstração que mutila brutalmente essa mesma realidade, obliterando as diferenças internas de cada grupo e deixando de apresentar os caminhos alternativos responsáveis pelas variações, algumas reconhecidas já

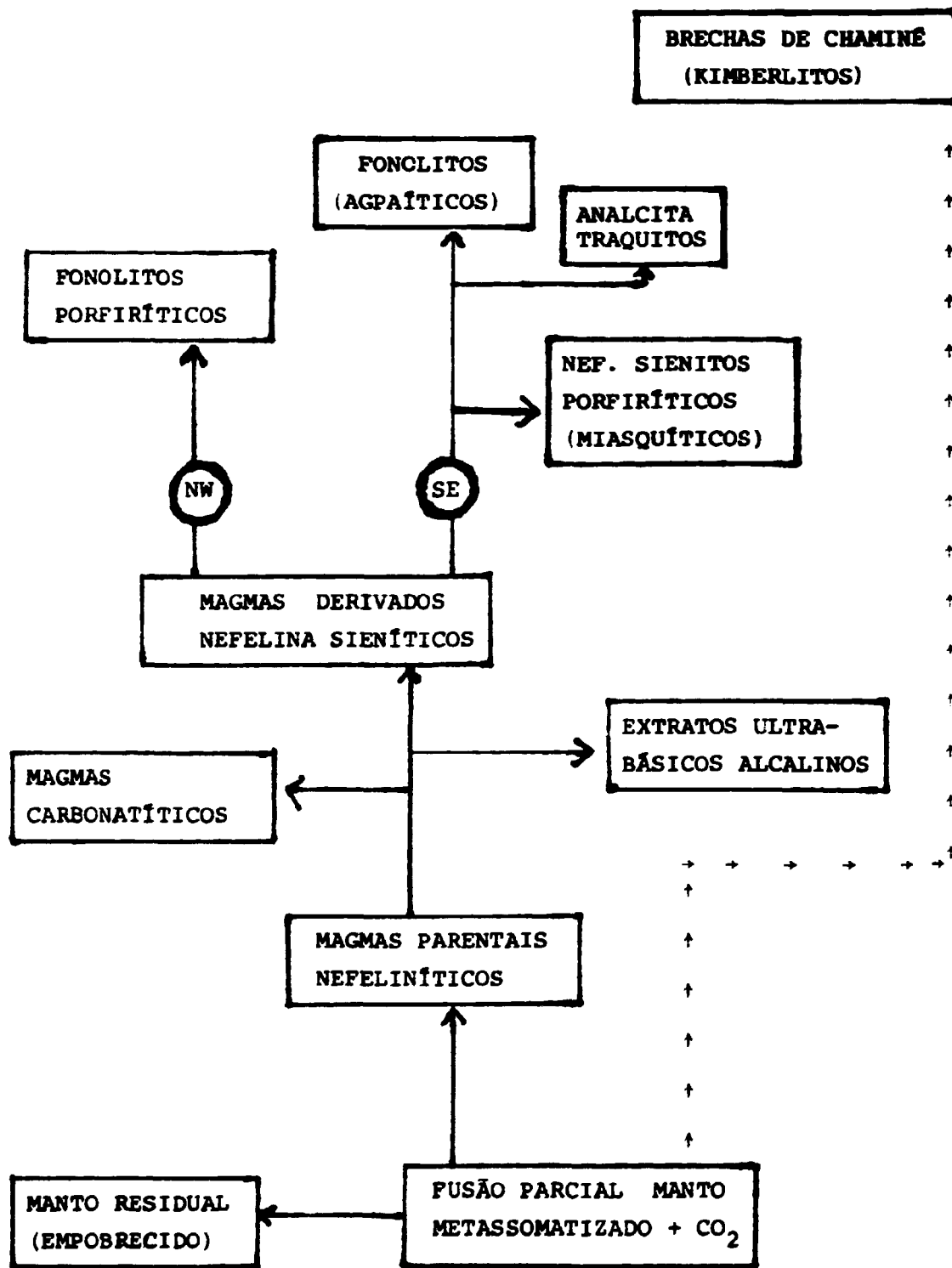


Fig. 38 - Quadro sinóptico da derivação das rochas alcalinas do Distrito de Lages. (NW) e (SE) referem-se à tendência ao aparecimento das respectivas litologias nas porções noroeste e sudeste do distrito. As brechas de chaminé ocorrem em toda a área estudada.

no decorrer do presente trabalho, a maioria delas a ser ainda evidenciada em investigação de maior detalhe.

A diversidade de processos mencionada no item 8.2.1. deixa de ser contemplada, assim como o fato de se utilizar de uma mesma escala para representar rochas ultrabásicas alcalinas, nefelina sienitos porfiríticos e fonolitos, com conteúdos de sílica que vão desde 35 até 59%, a par de evidenciar tendências óbvias num conjunto tão amplo de tipos petrográficos, impede necessariamente que sejam desveladas as tendências, semelhanças e dissemelhanças de cada um dos subconjuntos envolvidos.

Um exame detalhado dos próprios dados geológicos, petrográficos, mineralógicos, químicos e isotópicos levantados no presente estudo poderá portanto prestar-se para apontar contradições em relação ao quadro geral apresentado, indicando aspectos que devem ser melhor esclarecidos para uma melhor aproximação com a realidade.

A ampliação da área de afloramentos conhecidos de rochas alcalinas, com a recente descoberta de novas ocorrências a ENE da localidade de Palmeira (Scheibe, 1985), bem como a continuidade no conhecimento de novas ocorrências, em especial das brechas de chaminé, no interior da área estudada, exemplificam também o fato de que o Distrito Alcalino de Lages continua, apesar do avanço que o presente estudo possa representar, como um campo fértil e aberto para os pesquisadores das rochas alcalinas.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. - 1983 - Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geociênc.* 13:139-158.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J.H. - 1966 - Potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta* 30, 159-189.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J. H. - 1967 - Potassium-Argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31:117-142.
- ARIMA, M. & EDGAR, A.D. - 1981 - Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77:288-295.
- ARIOLI, E.E. - 1974 - *Projeto Domo de Lages - Avaliação de indícios/74 - Relatório final, v.I.* Ministério das Minas e Energia, Convênio CNEN/CPRM, Cia. Pesq. Rec. Min., Diret. Operações, Porto Alegre, 46p. /inédito/
- ASMUS, H.E. - 1977 - Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. *In: Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Série Projeto REMAC* 4:39-73.

- BAILEY, D.K. - 1964 - Crustal warping - A possible tectonic control of alkaline magmatism. *Geophys. Res.* 69(6):1103-1111.
- BAILEY, D.K. - 1974 - Continental rifting and alkaline magmatism. In: Sørensen, H. ed. - *The alkaline rocks*, Wiley, New York, p. 148-159.
- BAILEY, D.K. & SCHAIRER, J.F. - 1964 - Feldspar-liquid equilibria in peralkaline liquids - The orthoclase effect. *Am. J. Sci.* 262: 1198-1206.
- BALDRIDGE, W.S.; CARMICHAEL, I.S.E. & ALBEE, A.L. - 1981 - Crystallization paths of leucite-bearing lavas: examples from Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76:321-335.
- BARBOSA, O. - 1933 - Eruptivas de Lages, Santa Catarina. *Serv. Geol. Miner. do Min. Agric. Bol.* 69:15-18.
- BARDET, M.G. - 1973 - Géologie du diamant - première partie: généralités. *Mémoires du B.R.G.M.*, 83, 235p.
- BARKER, D.S. - 1978 - Magmatic trends on alkali-iron-magnesium diagrams. *Am. Mineral.* 63:531-534.
- BARTH, T.F.W. - 1962 - *Theoretical Petrology*. 2.ed., Wiley, New York, 416p.
- BASU, A.R.; RUDBURY, E.; MEHNERT, H. & TATSUMOTO, M. - 1984 - Sm-Nd, K-Ar and petrologic study of some kimberlites from eastern United States and their implication for mantle evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86:35-44.
- BELLON, H.; BROUSSE, R.; LAMBERT, A.; CORNEN, G.; GARREC, M.J. Le; MAURY, R.; PESME, M.F.; BLAIS, S.; LARROQUE, P. & BAUDEIGNE, L. - 1972 - Longue activité volcanique du massif du Cantal, de 21 à 3,8 millions d'années. *C. R. Acad. Sc. Paris* 274(D):2409-2412.
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. - 1968 - Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, 76, 382-403.
- BLAXLAND, A.B.; VAN BREEMEN, O. & STEENFELT, A. - 1976 - Age and origin of agpaite magmatism at Ilímaussaġ, south Greenland: Rb-Sr study. *Lithos* 9:31-38.

- BOWEN, N.L. - 1928 - *The evolution of the igneous rocks*. Princeton Univ. Press., Princeton, New Jersey, 332p.
- BOYD, F.R. & DANCHIN, R.V. - 1980 - Lherzolites, eclogites, and megacrysts from some kimberlites of Angola. *Am. J. Sci.* 280-A: 528-549.
- BOYD, F.R.; DAWSON, J.B. & SMITH, J.V. - 1984 - Granny Smith diopside megacrysts from the kimberlites of the Kimberley area and Jagersfontein, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48:381-384.
- BUTLER, J.C. - 1979 - Trends in ternary petrologic variation diagrams - fact or fantasy? *Am. Mineral.* 64:1115-1121.
- CARMICHAEL, I.S.E. - 1967 - The Iron-Titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib. Mineral. Petrol.* 14:36-64.
- CHAYES, F. - 1949 - A simple point counter for thin section analysis. *Am. Mineral* 34:1-11.
- COX, K.G.; BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. - 1979 - *The interpretation of igneous rocks*. G. Allen & Unwin, London, 450p.
- DAGBERT, M.; PERTSOWSKY, R.; DAVID, M. & PERRAULT, G. - 1975 - Aegpaicity revisited: pattern recognition in the chemistry of nepheline syenite rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39:1499-1504.
- DAWSON, J.B. - 1984 - Xenoliths in kimberlites: clues to the earth's upper mantle. *Sci. Prog., Oxf.* 69:65-81.
- DAWSON, J.B. & SMITH, J.V. - 1977 - The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41:309-323.
- DAWSON, J.B.; SMITH, J.V. & HERVIG, R.L. - 1977 - Late-stage diopside in kimberlite groundmass. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1977(12): 529-543.
- DAWSON, J.B. & STEPHENS, W.E. - 1975 - Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths. *J. Geol.* 83:589-607.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1962 - *Rock-Forming mi-*

- nerals. Longmans, London, 5 vol.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1978 - *Rock-Forming minerals*. V. 7A (single-chain silicates). Longman, London, 667p.
- DEINES, P. & GOLD, D.P. - 1973 - The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep seated carbon. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37:1709-1733.
- DELANEY, J.S.; SMITH, J.V.; CARSWELL, D.A. & DAWSON, J.B. - 1980 - Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths - II. Primary - and secondary-textured micas from peridotite xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44:857-872.
- DePAOLO, D.J. - 1981 - Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53:189-202.
- DOWNES, H. - 1984 - Sr and Nd isotope geochemistry of coexisting alkaline magma series, Cantal, Massif Central, France. *Earth Planet. Sci. Lett.* 69:321-334.
- DUDA, A. & SCHMINCKE, H.U. - 1978 - Quaternary basanites, melilite nephelinites and tephrites from the Laacher See area (Germany). *N. Jb. Miner. Abh.* 132:1-33.
- EDGAR, A.D. - 1974 - On the use of the term "Agpaitic". *Miner. Mag.* 39:729-730.
- EDGAR, A.D. - 1974b - Experimental studies. In: SØRENSEN, H., Ed. - *The alkaline rocks*, Wiley, New York, p.355 a 389.
- EDGAR, A.D. - 1977 - A comment on "Agpaicity revisited: pattern recognition in the chemistry of nepheline syenite rocks" by Dagbert et al. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41:439-40.
- EDGAR, A.D.; GREEN, D.H. & HIBBERSON, W.O. - 1976 - Experimental petrology of a highly potassic magma. *J. Petrol.* 17:339-356.
- EL GORESY, A. & YODER Jr., H.S. - 1974 - Natural and synthetic melilite compositions. *Carn. Inst. Washington Yearbook*, 73:359-371.
- FARMER, G.L. & BOETTCHER, A.L. - 1981 - Petrologic and crystal-

- chemical significance of some deep seated phlogopites. *Am. Mineral.* 66:1154-1163.
- FERGUSON, A.K. - 1978 - The occurrence of ramsayite, titan-låvenite and a fluorine-rich eucolite in a nepheline-syenite inclusion from Tenerife, Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66: 15-20.
- FOSTER, M.D. - 1960 - Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper 354-B*, 48p.
- FRANTSESSON, E.V. - 1970 - *The petrology of kimberlites.* Trad. D.A. Brown, Australian Nat. Univ., Canberra, 195p.
- FREY, F.A.; GHEEN, D.H. & ROY, S.D. - 1978 - Integrated models for basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.* 19:463-513.
- FULFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V. & VIANNA, R.B. - 1982 - Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geociênc.* 12(4):590-611.
- GARRISON Jr., J.R. & TAYLOR, L.A. - 1981 - Petrogenesis of pyroxene-oxide intergrowths from kimberlite and cumulate rocks: coprecipitation or exsolution? - *Am. Mineral.* 66:723-740.
- GASPAR, J.C. & WYLLIE, P.J. - 1982 - Barium phlogopite from the Jacupiranga carbonatite, Brazil. *Am. Mineral.* 67:997-1000.
- GASPAR, J.C. & WYLLIE, P.J. - 1983 - Ilmenite (high Mg, Mn, Nb) in the carbonatites from the Jacupiranga Complex, Brazil. *Am. Mineral.* 68:960-971.
- GERASIMOVSKII, V.I. - 1956 - Geochemistry and mineralogy of nepheline syenite intrusions. *Geochemistry* 5:494-510.
- GERASIMOVSKII, V.I. - 1974 - Trace elements in selected groups of alkaline rocks. In: SØRENSEN, H., Ed. *The alkaline rocks*, Wiley, New York, p.402-412.
- GITTINS, J. - 1979 - The feldspathoidal alkaline rocks. In: YODER, Jr., ed. - *The evolution of the igneous rocks: fiftieth anniversary perspectives.* Princeton Univ. Press, Princeton, New Jersey, p.351-390.

- GOMES, C.B. - 1970 - Petrologia do maciço alcalino de Itapirapuã, SP. *Bol. IGA* 1:77-197.
- GUAZELLI, W. & FEIJÓ, F.L. - 1970 - *Mapa geológico de semi-detálhe do Centro-Leste e Sudoeste de Santa Catarina*. Petrobrás, DESUL. Rel. 396 (anexo 14) /inédito/.
- HAGGERTY, S.E. - 1975 - The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlities. In: Ahrens, L.H., et al., ed., *Physics and Chemistry of the Earth*, 9:295-307.
- HAMILTON, D.L. - 1961 - Nephelines as crystallization temperature indicators. *J. Geol.* 69:321-329.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. - 1982 - The gravimetric information and the archean-proterozoic structural framework of eastern Brazil. *Rev. Bras. Geociênc.* 12(1-3):160-166.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. & KAUL, P.F.T. - 1982 - Dados gravimétricos da região costeira do Paraná e Santa Catarina e sua interpretação estrutural. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, *Anais...*, Salvador, SBG, v. 1, p.64-67.
- HEINRICH, E.W. - 1965 - *Microscopic Identification of minerals*. New York, Mc Graw-Hill, 414p.
- KAUL, P.F.T. - 1980 - O cráton de Luiz Alves. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Baln. Camboriú, *Anais...*, Baln. Camboriú, SBG, v. 5, p.2677-2683.
- KAWASHITA, K.; MAHIQUES, M.M. & ULBRICH, H. - 1984 - Idades Rb-Sr de nefelina sienitos do anel norte do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Rio de Janeiro, *Resumos...*, Rio de Janeiro, SBG, p.244-245.
- KAWASHITA, K.; SATO, K. & SONOKI, I. K. - s/d - *Um sistema de aquisição e processamento de dados "on line" em um espectrômetro de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGeo, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*. Apostila IG/USP, São Paulo. /inédito/
- KLOCKMANN, F. & RAMDOHR, P. - 1947 - *Tratado de mineralogía*. Ed. Gustavo Gili, versão em espanhol da 12. Ed. Alemã, 702p.
- LARSEN, L.M. - 1976 - Clinopyroxenes and coexisting mafic mine-

- als from the alkaline Ilímaussaq intrusion, South Greenland. *J. Petrol.* 17:258-290.
- LAZARENKOV, V.G. - 1978 - On the vertical extent of plutons and complexes of alkalic rocks. *Geologiya i Geofizika*, 19(4):38-46. (Trad. Allerton Press).
- LE BAS, M.J. - 1977 - *Carbonatite-nephelinite volcanism*. Wiley, London, 347p.
- LE BAS, M.J. - 1978 - Nephelinite volcanism at plate interiors. *Bull. Volcanol.* 41:459-472.
- LINDSTAEDT, H.P. - 1972 - *A alteração das rochas alcalinas, Lages, Santa Catarina*. Min. Educ. Cult. Un. Fed. Rio G. do Sul, Curso de Pós-Graduação em Geociências (dissertação de Mestrado), 54p. Porto Alegre /inédito/.
- LLOYD, F.E. & BAILEY, D.K. - 1975 - Light element metassomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences. In: AHRENS, L.H., et al., ed.- *Phys. Chem. Earth* 9: 389-416.
- LOCZY, L. - 1966 - Evolução paleogeográfica e geotectônica da bacia gondwânica do Paraná e do seu embasamento. *Div. Geol. Min. Bol.* 234:53-56.
- LOCZY, L. - 1968 - Basic and alkalic volcanics of the State of Santa Catarina, Brazil. *Anais Acad. Bras. Ciênc.* 40(supl.):187-193.
- LORENZ, V.; MCBIRNEY, A.R. & WILLIAMS, H. - 1970 - An investigation of volcanic depressions - Part III - Maars, tuff-rings, tuff-cones, and diatremes. *Progress report*, Center for Volcanology, Univ. Oregon, Eugene, Ore., 198p.
- MAACK, R. - 1947 - Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina: *Arq. Biol. Tecnol.* 2:63-154.
- MANSKER, W.L.; EWING, R.C. & KEIL, K. - 1979 - Barian-titanian biotites in nephelinites from Oahu, Hawaii. *Am. Mineral.* 64: 156-159.
- MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES, L.S.; SOUZA, M.A. de; CIVETTA, L.; ATTALLA, L. & INNOCENTI, F. - 1985 - Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná Con-

- tinental Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *J. Petrol.* 26(1): 187-209.
- MARSH, J.S. - 1976 - Distribution of Ca in highly fractionated per-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Letters*, 31:153-160.
- MEYER, H.O.A. - 1977 - Mineralogy of the Upper Mantle: a review of the minerals in mantle xenoliths from kimberlite. *Earth-Sci Rev.* 13:251-281.
- MITCHELL, R.H. - 1972 - Composition of nepheline, pyroxene and biotite in ijolite from Seabrook Lake complex, Ontario, Canada. *N. Jb. Miner. Mh.* 1972(9):415-422.
- MITCHELL, R.H. - 1978 - Manganoan magnesian ilmenite and titanian clinohumite from the Jacupiranga carbonatite, São Paulo, Brazil. *Am. Mineral.* 63:544-547.
- MITCHELL, R.H. - 1979 - The alleged kimberlite-carbonatite relationship: additional contrary mineralogical evidence. *Am. J. Sci.* 279:570-589.
- NIELSEN, T.F.D. - 1980 - The petrology of a melilitolite, melteigite, carbonatite and syenite ring dike system, in the Gardiner complex, East Greenland. *Lithos* 13:181-197.
- NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A. & MUHLMANN, H. - 1969 - Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Técn. Petrobrás*, 12:291-346.
- OLIVEIRA, E.P. - 1927 - Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. *Serv. Geol. Mineral. Brasil, Monogr. VI*, 172p.
- PAIVA, G. de - 1933 - Geologia do município de Lages, Santa Catarina. *Serv. Geol. Mineral. Min. Agric. Bol.* 69, 23p.
- PINEAU, F.; JAVOY, M. & ALLÈGRE, C.J. - 1973 - Étude systématique des isotopes de l'oxigène, du carbone et du strontium dans les carbonatites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37:2363-2377.
- PINTO, A.V. - 1979 - *Ciência e existência: problemas filosóficos da pesquisa científica*. 2.ed., Paz e Terra, Rio de Janeiro, 537p.
- POWELL, J.L. & BELL, K. - 1974 - Isotopic composition of stron-

- tium in alkalic rocks. In: Sørensen, ed. - *Alkaline rocks*, Wiley, New York, p.412-421.
- RAMOS, J.R. de A. & MACIEL, A.C. - 1974 - Prospecção de urânio no Brasil 1970/1974. *Dir. Exec. Area Min., Com. Nac. Energia Nuclear, Bol. 4*, 129p.
- RIBEIRO, M. - 1980 - Geossuturas do escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Baln. Camboriú, *Anais...*, Baln. Camboriú, SBG, v. 5, p.2709-2718.
- ROCK, N.M.S. - 1976 - The role of CO₂ in alkali rock genesis. *Geol. Mag.* 113:97-113.
- ROCK, N.M.S. - 1984 - Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 74:193-227.
- RUBERTI, E. - 1984 - *Petrologia do maciço alcalino do Banhadão*, PR. Univ. São Paulo, Inst. Geociênc. (tese de doutoramento), 248p. /inédito/.
- SANTOS, M.V. & SAAD, A.R. - 1982 - Mapa geológico estrutural da Bacia do Paraná. In: Fúlfaro, V.J., et al., *Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Rev. Bras. Geociênc.* 12 (4):600-601.
- SCHALLER, W.T. - 1955 - The pectolite-schizolite-serandite series. *Am. Miner.* 40:1022-1031.
- SCHEIBE, L.F. 1978a - Fazenda Varela carbonatite, Lajes, Santa Catarina, Brazil. In: SIMP. INTERN. CARBONATITOS, 19, Poços de Caldas, 1976. *Anais...*, Brasília, DNPM, p.137-146.
- SCHEIBE, L.F. - 1978b - O kimberlito "Janjão", Lages, Santa Catarina, Brasil - Nota Preliminar. In: *Painel de Pesquisas da UFSC*, 1, Florianópolis, 1p. /inédito/
- SCHEIBE, L.F. - 1979 - *Estudo petrológico e geoquímico dos carbonatitos da Fazenda Varela, Lages, SC, Brasil*. Univ. Fed. Rio G. do Sul, Curso de Pós-Grad. Geociênc., dissertação de mestrado, 120p. /inédito/.
- SCHEIBE, L.F. - 1980 - Distrito Alcalino de Lages, SC. In: CONGR.

- BRAS. GEOL., 31, Baln. Camboriú, 1980. *Roteiros das Excursões*, Baln. Camboriú, SBG, Bol. 3:25-31.
- SCHEIBE, L.F. - 1985 - Caracterização mineralógica e geoquímica de minerais de brechas de caráter kimberlítico em Lages, SC - *Relat. técnico aux. pesq. Cons. Nac. Desenv. Cient. Tecnol. CNPq*, Florianópolis, 5p., anexos, /inédito/.
- SCHEIBE, L.F. & FORMOSO, M.L.L. - 1982 - Contribuição da geoquímica das terras raras à caracterização dos carbonatitos da Fazenda Varela, Lages, SC. *Rev. Bras. Geociênc.* 12(4):553-561.
- SCHEIBE, L.F.; GOMES, C.B. & COUTINHO, J.M.V. - 1984 - Caracterização petrográfica das rochas alcalinas de Lages, SC. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Rio de Janeiro, *Anais...*, Rio de Janeiro, SBG, v.9, p.4377-4391.
- SCHEIBE, L.F.; KAWASHITA, K. & GOMES, C.B. - 1985 - Contribuição à geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 2, Florianópolis, *Anais...*, Florianópolis, SBG (Núcleos RS-SC e PR), p.299-307.
- SCORZA, E.P. - 1965 - Olivinamelilitito, uma rocha rara e até agora desconhecida no Brasil Continental. *Eng. Min. Met.* 62:235-237.
- SEGUIN, M.K. - 1982 - Emplacement of the Monteregian Hills of Quebec; geophysical evidence. *Tectonophysics*, 86:305-317.
- SHERATON, J.W. & CUNDARI, A. - 1980 - Leucitites from Gaussberg, Antarctica. *Contrib. Mineral Petrol.* 71:417-427.
- SIAL, A.N. & MC REATH, I. - 1984 - *Petrologia ígnea*. V.1. Co-ed. SBG/CNPq/Bureau, Salvador, 180p.
- SILVA, L.C. - 1983 - Evolução do Pré-Cambriano catarinense: uma abordagem alternativa. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 1, Porto Alegre, *Programação, resumos e roteiro das excursões...*, Porto Alegre, Núcleo RS/SC SBG, p.46-69.
- SILVA, L.C. & DIAS, A.A. - 1981a - Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense: I - Geologia. *Acta Geol. Leopold.* 5(10):3-120.

- SILVA, L.C. & DIAS, A.A. - 1981b - Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense: II - Organização e evolução geotectônica. *Acta Geol. Leopold.* 5(10):121-140.
- SMITH, J.V.; BRENNESHOLTZ, R. & DAWSON, J.B. - 1978 - Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths. I. Micaceous kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42:959-971.
- SOOD, M.K.; PLATH, R.G. & EDGAR, A.D. - 1970 - Phase relations in portions of the system diopside-nepheline-kalsilite-silica and their importance in the genesis of alkaline rocks. *Can. Mineral.* 10:380-394.
- SØRENSEN, H. - 1960 - On the agpaitic rocks. *Rep. Int. Geol. Congr. XXI Session (Norden). Part XIII*:319-327.
- SØRENSEN, H. ed. - 1974 - *The alkaline rocks*, Wiley, New York, 622p.
- STEPHENS, W.E. & DAWSON, J.B. - 1977 - Statistical comparison between pyroxenes from kimberlites and their associated xenoliths. *J. Geol.* 85:433-449.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rock its proper name. *Earth-Sci. Rev.* 12:1-32.
- STRECKEISEN, A. - 1980 - Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geol. Rundschau* 69:194-207.
- STRECKEISEN, A. & LEMAITRE, R.W. - 1979 - A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 136:169-206.
- SVISERO, D.P. - 1979 - Píropos cromíferos da mina de diamantes de Romaria: composição química e origem. *Bol. Mineral.* 6:7-14.
- SVISERO, D.P.; MEYER, H.O. & TSAI, H.M. - 1977 - Kimberlite minerals from Vargem (Minas Gerais) and Redondão (Piauí) diatremes, Brazil; and garnet lherzolite xenolith from Redondão diatreme. *Rev. Bras. Geociênc.* 7:1-13.
- SVISERO, D.P. & MEYER, H.O.A. - 1981 - Ilmenitas kimberlíticas da mina de diamantes de Romaria, MG. *Rev. Bras. Geociênc.* 11(4): 217-221.

- SVISERO, D.P.; HARALYI, N.L.E. & SCHEIBE, L.F. - 1985 - Magnetometria, radiometria e gamaespectrometria na diatrema Janjão, Lages, SC. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 2, Florianópolis, 1985. Atas..., Florianópolis, SBG (Núcleos RS-SC e PR), p.261-272.
- SZUBERT, E.C. & VERGARA, V.D'Avila - 1975 - Avaliação das reservas e da qualidade dos depósitos de bauxita do município de Lages, SC. Min. Interior, SUDESUL - CPRM, Cia. Pesq. Rec. Min., 68p. /inédito/.
- TAKEDA, F.K. - 1958 - Esboço Geológico de Santa Catarina e Geologia da região carbonífera de Santa Catarina. In: Atlas geográfico de Santa Catarina, Dep. Est. Geogr. Cartogr., p.23-28.
- TAUSON, L.V. - 1965 - Factors in the distribution of the trace elements during the cristallization of magmas. *Phys. Chem. Earth*, 6:215-249.
- TAYLOR, S.R. - 1965 - The application of trace element data to problems in petrology. *Phys. Chem. Earth*. 6:133-213.
- TAYLOR, H.P.; FRECHEN, J. & DEGENS, E.T. - 1967 - Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany, and the Alnö District, Sweden. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31:407-430.
- TEIXEIRA, C.A.S. - 1969 - Relatório de estágio, Centro de Pesquisas Geocronológicas de São Paulo, 48 p. /inédito/.
- THOMPSON, R.N. - 1977 - Primary basalts and magma genesis. III. Alban Hills, Roman comagmatic province, Central Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 60:91-108.
- TILLEY, C.E. - 1954 - Nepheline-alkali feldspar parageneses. *Am. J. Sci.* 252:65-75.
- TRÖGER, W.E. - 1979 - *Optical determination of rock-forming minerals*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. (Trad. da 4. ed. germânica), 188p.
- TYLER, R.C. & KING, B.C. - 1967 - The pyroxenes of the alkaline igneous complexes of eastern Uganda. *Mineral. Mag.* 38:5-21.
- ULBRICH, H.H.G.J. - 1984 - *A petrografia, a estrutura e o quimism-*

mo de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Univ. São Paulo, Inst. Geociênc. (tese de livre docência), 477p. /inédito/.

ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. - 1981 - Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth-Sci.Rev.* 17:135-154.

ULBRICH, M.N.C. - 1983 - Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Instituto de Geociências da USP, tese de doutoramento, São Paulo, 369p.

ULBRICH, M.N.C. & ULBRICH, H.H.G.J. - 1982 - Esquemas de cálculo para a determinação de Fe^{3+}/Fe^{2+} de piroxênio egirínico. CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. *Resumos e breves comunicações ...*, Salvador, SBG, Bol. Esp. 2, p.78.

VALENÇA, J.G. - 1980 - *Geology, petrography and petrogenesis of some alkaline igneous complexes of Rio de Janeiro State, Brazil.* Faculty of Graduate Studies, Univ. West. Ontario (Ph. D. Thesis), London, Ontario, 247p. /inédito/.

VELDE, D. & YODER Jr., H.S. - 1977 - Melilite and melilite-bearing igneous rocks. *Carn. Inst. Washington Yearbook* 76:478-485.

VIETEN, K. - 1979 - The minerals of the volcanic rock association of the Siebengebirge. I. Clinopyroxenes. 1. - Variation of chemical composition of Ca-rich clinopyroxenes (salites) in dependence of the degree of magma differentiation. *N. Jb. Miner. Abh.* 135:270-286.

VIETEN, K. - 1980 - The minerals of the volcanic rock association of the Siebengebirge. I. Clinopyroxenes. 2. Variation of chemical composition of Ca-rich clinopyroxenes (salites) in the course of crystallization. *N. Jb. Miner. Abh.* 140:54-88.

WENDLANDT, R.F. - 1977 - The system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$: Stability of phlogopite as a function of vapor composition at high pressures and temperatures. *Carn. Inst. Washington Year-Book* 76:441-448.

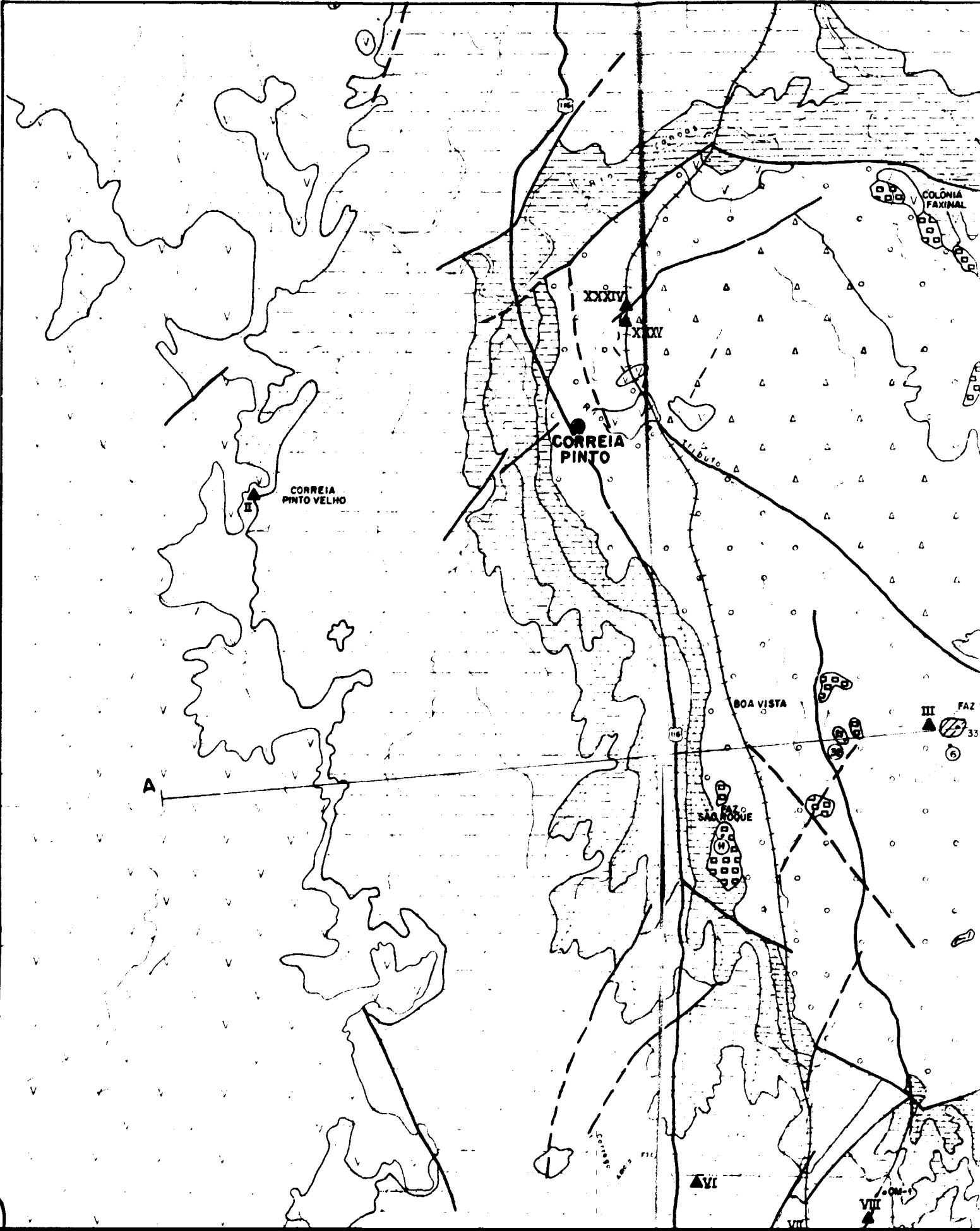
WRIGHT, T.L. - 1974 - Presentation and interpretation of chemical data for igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 48:233-248.

- WYLLIE, P.J. - 1978 - Peridotite-CO₂-H₂O and the low-velocity zone. *Bull. Volcanol.* 41:670-683.
- WILLIE, P.J. - 1980 - The origin of kimberlite. *Journ. Geophys. Res.* 85 (B12):6902-6910.
- YODER Jr., H.S. - 1979 - Melilite-bearing rocks and related lamprophyres. In YODER Jr., H.S. Ed., *The evolution of the igneous rocks: fiftieth anniversary perspectives*. Princeton Univ. Press., Princeton, p.391-411.
- ZARTMAN, R.E.; BROCK, M.R.; HEYL, A.V. & THOMAS, H.H. - 1967 - K-Ar and Rb-Sr ages of some alkalic intrusive rocks from central and eastern United States. *Am. J. Sci.* 265:848-870.

SECTION 1

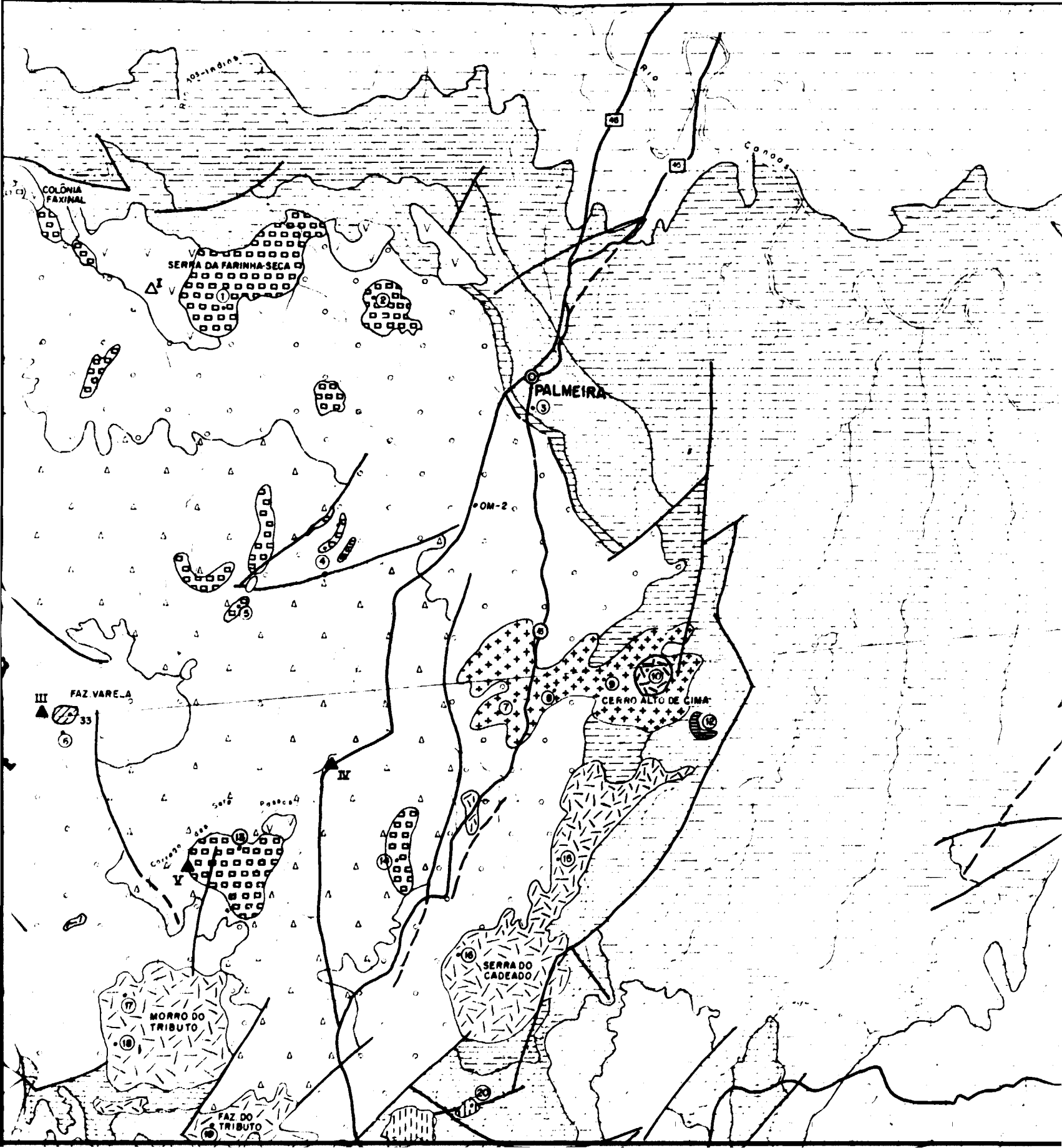
50° 30'
27° 31'

20'



SECTION 2

10'



50°00'
27°30'

COLUNA ESTRATIGRÁFICA

PERÍODO	GRUPO	FORMAÇÃO/LITOLOGIA	SÍMBOLO
---------	-------	--------------------	---------

TERCIÁRIO/ CRETÁCEO		BRECHA DE CHAMINÉ	
		CARBONATITO	
	DISTRITO	ANALCITA TRAQUITO	
	ALCALINO	FONOLITO	
	DE LAGES	FONOLITO PORFIRÍTICO	
		NEFELINA SIENITO PORFIRÍTICO	
		OLIVINA MELILITITO	
JURO-CRETÁCEO	SÃO BENTO	SERRA GERAL	
		BOTUCATU	
PERMIANO		RIO DO RASTO	
	PASSA	TEREZINA	
	DOIS	SERRA ALTA	
		IRATI	
PERMOCAR- BONÍFERO		GUATÁ	
		ITARARÉ	

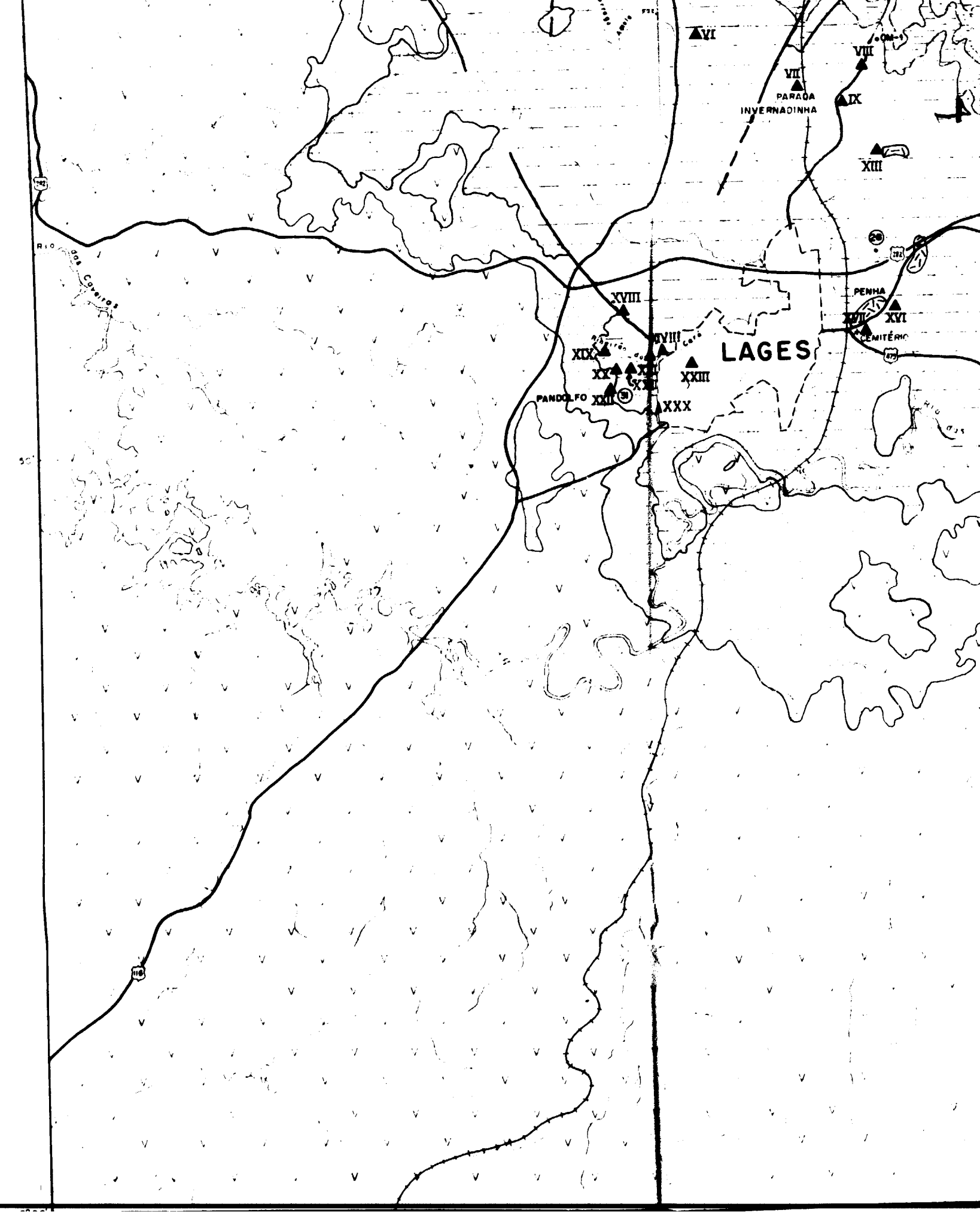
CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

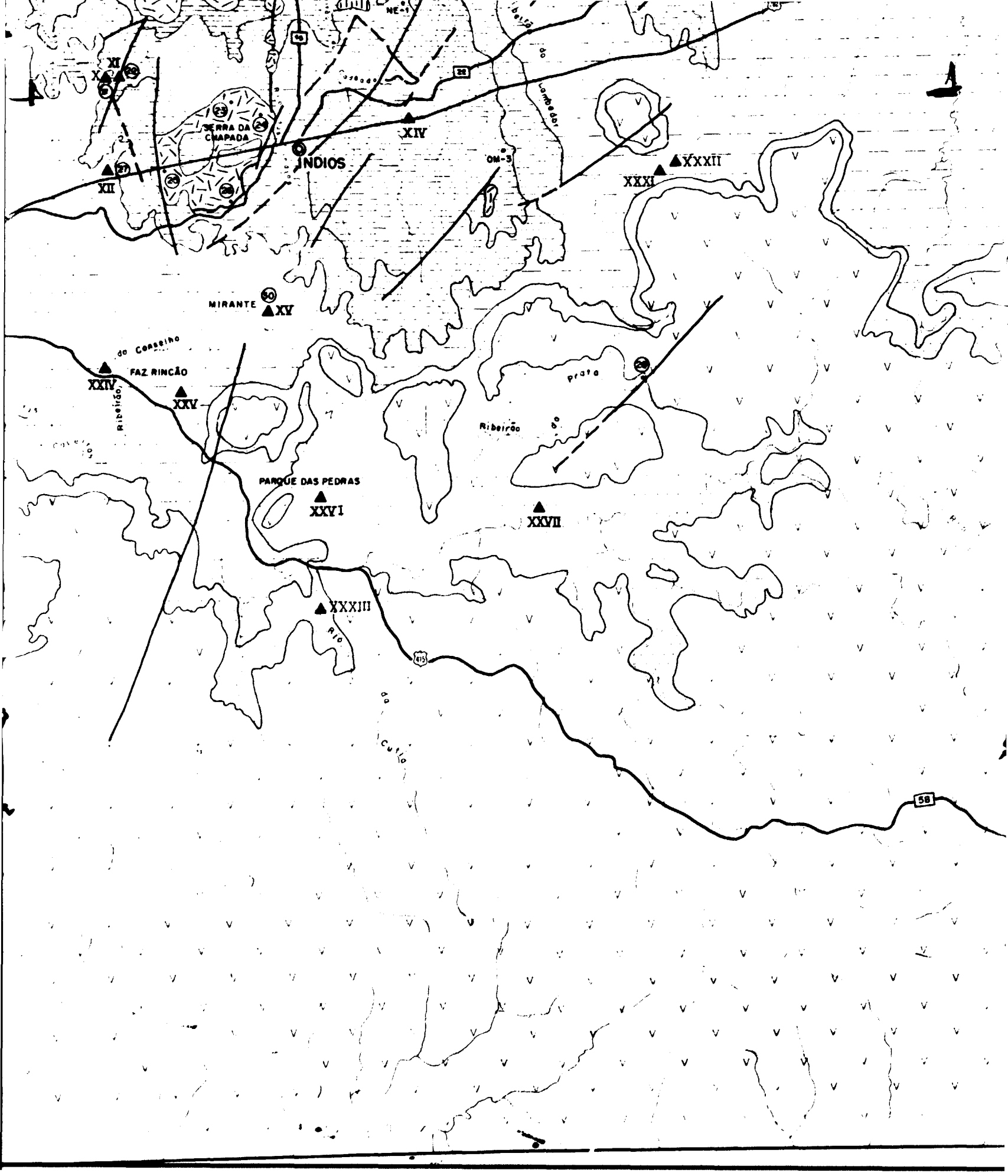
CONTATO

FALHA

ZONA DE BRECHA

SECTION 3



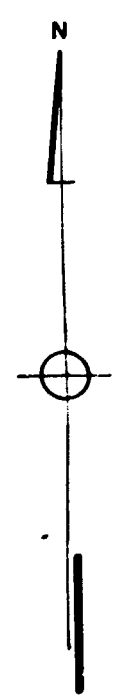


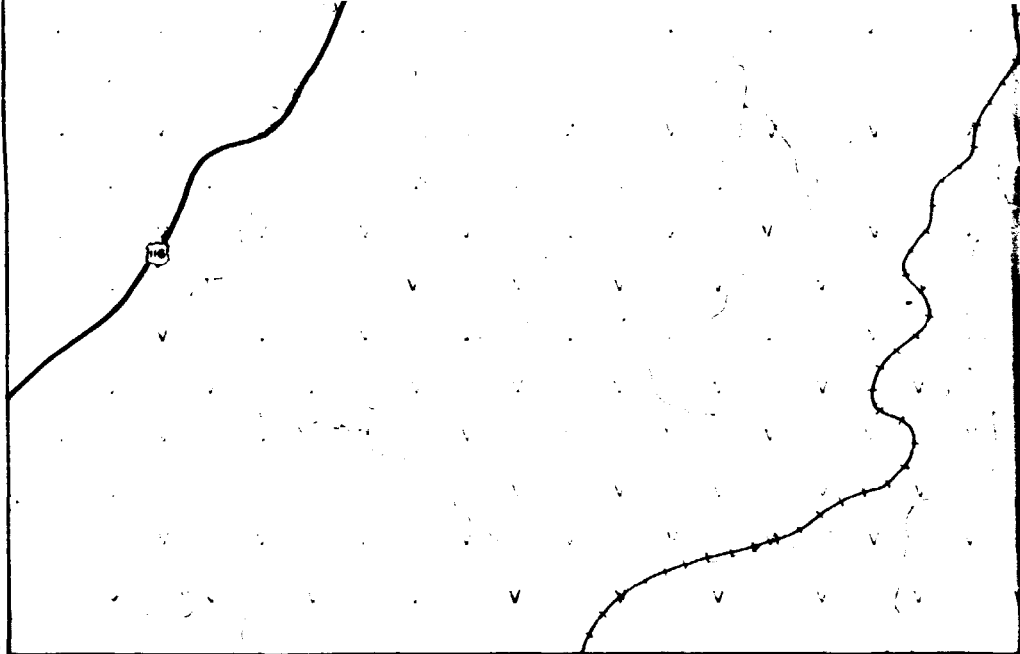
CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

CONTATO	
FALHA	
ZONA DE BRECHA	
PONTO DE AMOSTRAGEM	

CONVENÇÕES TOPOGRÁFICAS

CIDADE	
SEDE MUNICIPAL	
SEDE DISTRITAL	
ESTRADA FEDERAL	
ESTRADA ESTADUAL	
ESTRADA MUNICIPAL	
ESTRADA DE FERRO	
DRENAGEM	

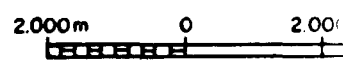




9° 00'
50° 30'



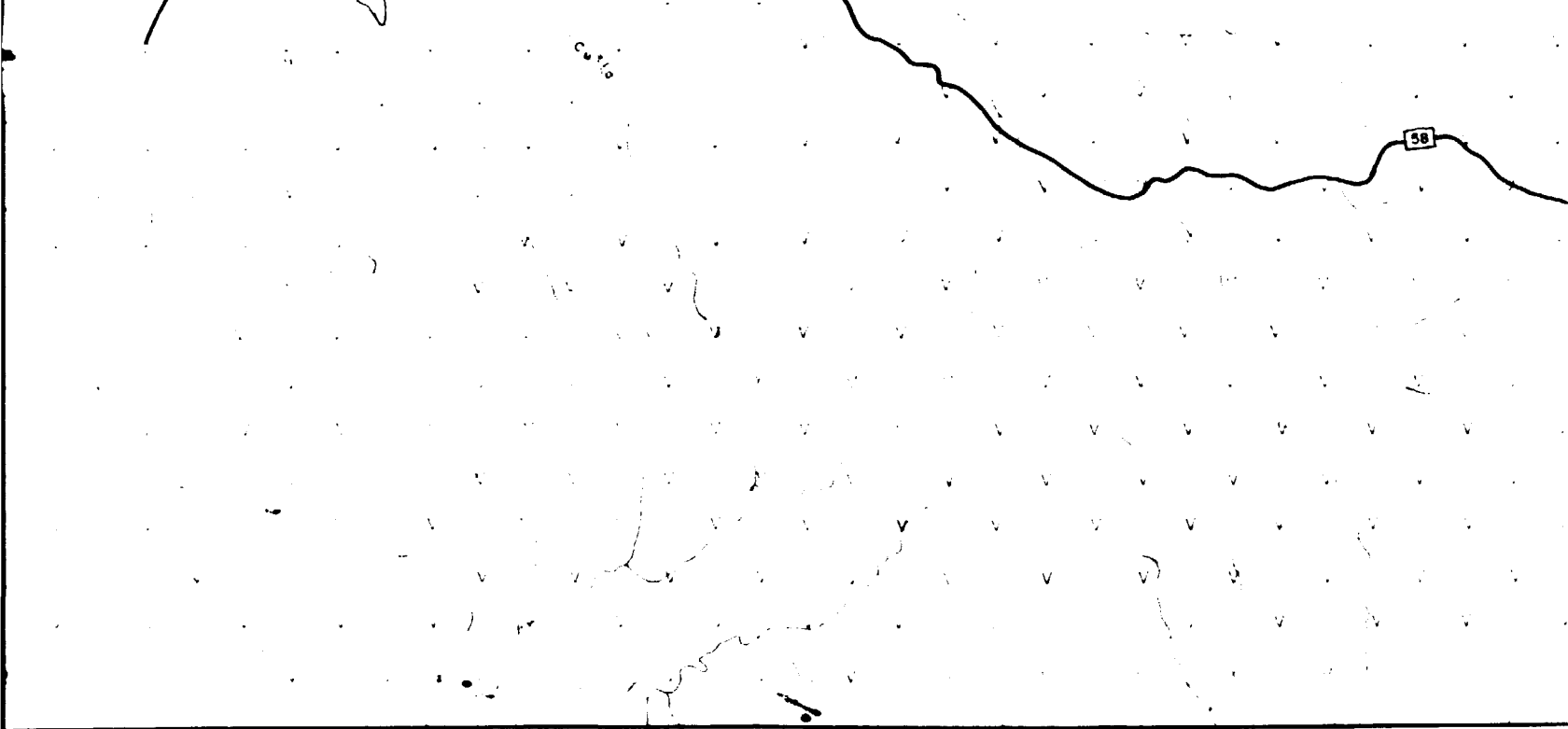
SEÇÃO GEOLÓGICA SEGUNDO



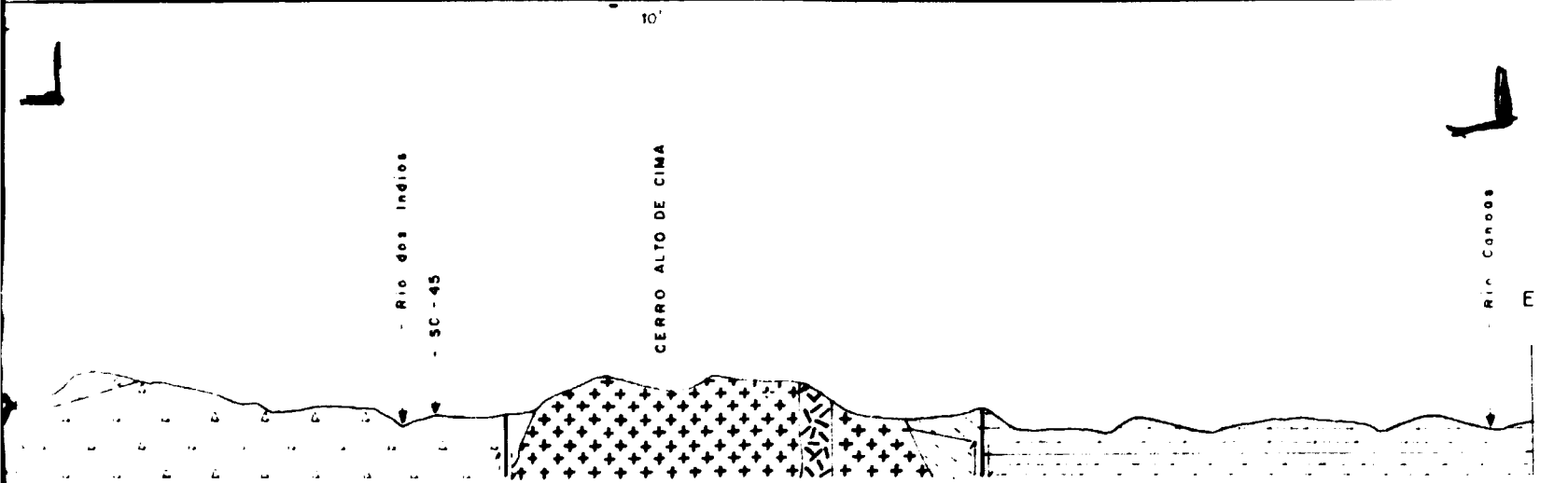
BASE CARTOGRÁFICA: FOLHA SG - 22 - Z - C - V, LAFES, IBGE, 1973

GEOLOGIA DAS FORMAÇÕES GONDWÂNICAS ADAPTADA DE
 GUAZELLI E FEIJÓ, 1970; ARIOLI, 1974; SZUBERT E VERGARA, 1975

SECTION 7



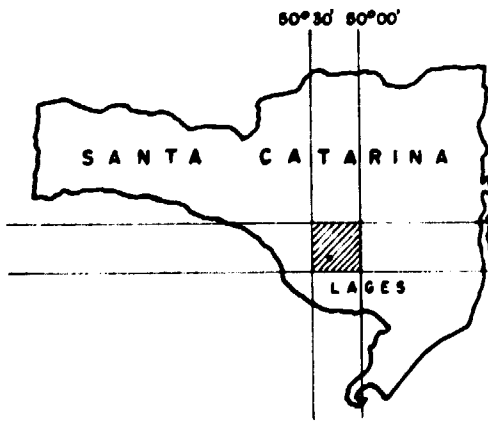
10'



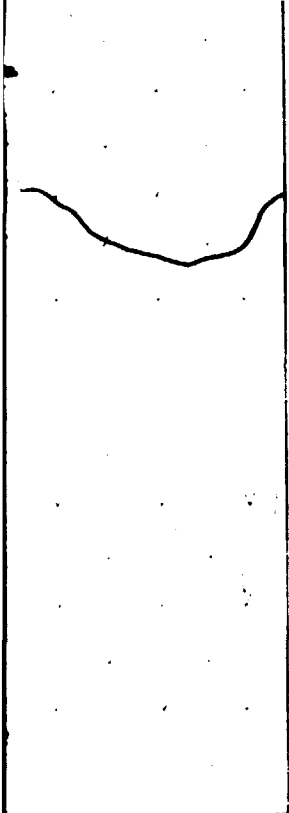
UNDO A - B - EXAGERO VERTICAL 5 X



SECTION 8



LOCALIZAÇÃO NO ESTAD



28°00'
50°00'



MAPA GEOLÓGICO DA FOLHA DE LAGES, SC

ESCALA 1:100 000

GEOLOGO LUIZ FERNANDO SCHEIBE
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS DA UFSC
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS DA USP

1986

DES. OSMAR M. COELHO

SECTION 9

