

**QUÍMICA DO KATUNGITO DE AMORINÓPOLIS – GOIÁS:
CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DO MAGMATISMO KAMAFUGÍTICO**

J.C.M. Danni, J.C. Gaspar

Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF

Recebido em: 01/94. Aprovado para publicação em: 05/94

ABSTRACT

The Amarinópolis katungite forms a 100 meter wide pipe that intruded the sandstones of the Ponta Grossa Formation in the Late Cretaceous. It is a dark grey, porphyritic rock, composed of olivine phenocrysts (18 vol%) in a matrix of melilite (25 vol%), leucite (40 vol%), spinel (8 vol%), and perovskite (3 vol%). Interstitial phases are diopside, nepheline, phlogopite, and apatite. Secondary minerals include natrolite, serpentine and magnetite. Olivine is zoned with Fe_{84-85} cores and Fe_{82-83} rims. Spinel occurs included in olivine or in the matrix and is mainly composed of magnetite and ulvospinel end members. The behaviour of end members in the spinel is as follows: Fe_3O_4 increases, while $FeCr_2O_4$ (and/or $MgCr_2O_4$) decreases in the stages previous and simultaneous to that of olivine crystallization. Fe_2TiO_4 increases, while $MgAl_2O_4$ decreases steadily during all the spinel crystallization. Melilite presents an average composition of $Ak_{58} - Fe-Ak_{15} - Na-Mel_{28}$. Diopside contains between 4 and 5 wt% TiO_2 , 1.8 and 3.3 wt% Al_2O_3 , and around 1.5 wt% Na_2O . Leucite is almost stoichiometric with $Fe_2O_3 = 0.73$ wt%, $Na_2O = 0.35$ wt%, and $BaO = 0.26$ wt%. Nepheline presents up to 30% of the kalsilite end member indicating high temperature magmatic crystallization. Phlogopite is rich in tetraferriphlogopite, reaching up to 46% of this end member. The whole rock analytical results show high concentrations of TiO_2 (6 wt%), MgO (15 wt%), FeO_t (14.5 wt%), CaO (13 wt%), and K_2O (4 wt%), and low values of Al_2O_3 (6.5 wt%), with K_2O/Na_2O around 1,3. It is enriched in LREE with $(La/Lu)_n = 39$.

RESUMO

O katungito de Amarinópolis (Cretáceo Superior) forma um conduto de 100 metros de diâmetro, intrusivo nos arenitos da Formação Ponta Grossa. Trata-se de uma rocha cinza escuro, porfirítica, composta de fenocristais de olivina (18% vol.) em uma matriz de melilita (25% vol.), leucita (40% vol.), espinélio (8% vol.) e perovskita (3% vol.). As fases intersticiais da matriz são diopsídio, nefelina, flogopita e apatita. Os minerais secundários presentes são natrolita, serpentina e magnetita.

A olivina é zonada com núcleo Fe_{84-85} e bordas Fe_{82-83} . Espinélio ocorre incluso na olivina e na matriz e é composto, principalmente, pelos componentes magnetita e ulvoespinélio. O comportamento dos membros finais no espinélio é o seguinte: Fe_3O_4 aumenta e $FeCr_2O_4$ (e/ou $MgCr_2O_4$) diminui no estágio anterior e simultâneo àquele correspondente à cristalização da olivina; Fe_2TiO_4 aumenta, enquanto $MgAl_2O_4$ decresce durante toda a cristalização do espinélio. A melilita apresenta uma composição média de $Ak_{58} - Fe-Ak_{15} - Na-Mel_{28}$. Diopsídio contém entre 4 e 5% TiO_2 , 1,8 e 3,3% de Al_2O_3 e em torno de 1,5% de Na_2O . A leucita é quase estequiométrica, com $Fe_2O_3 = 0,73\%$, $Na_2O = 0,35\%$ e $BaO = 0,26\%$. Nefelina apresenta até 30% de kalsilita, indicando cristalização magmática de alta temperatura. A flogopita é rica em tetraferriphlogopita, atingindo até 46% deste membro final. Os resultados analíticos de rocha total mostram altas concentrações de TiO_2 (6%), MgO (15%), FeO_t (14,5%), CaO (13%) e K_2O (4%), e baixos valores de Al_2O_3 (6,5%) com K_2O/Na_2O em torno de 1,3. O katungito é enriquecido em ETR leves com $(La/Lu)_n = 39$.

INTRODUÇÃO

Rochas vulcânicas formadas pela associação de olivina, leucita e melilita (katungito) são características de províncias alcalinas ultrapotássicas fortemente insaturadas, que ocorrem nos domínios de "rifts" continentais. Constituem uma associação típica das séries vulcânicas kamafugíticas, as quais se associam no tempo-espaco com magmatismo nefelítico e carbonático.

Na província do sul de Goiás, ao lon-

go da zona tectono-magmática de Rio Verde-Iporá, um exemplo deste tipo de associação ocorre próximo à cidade de Amarinópolis (Danni, 1985). Face à excepcional preservação dos minerais que constituem o katungito de Amarinópolis e a importância que este tipo de magmatismo parece representar na evolução das províncias alcalinas de Goiás e Minas Gerais (p.ex. Triângulo Mineiro), desenvolveu-se o presente estudo

com ênfase na determinação das características químicas de seus minerais. A caracterização desses minerais torna-se importante, pois as feições destas rochas, que podem ser claramente classificadas como pertencentes à série kamafugítica, assumem um papel de paradigma para a discussão sobre a filiação das rochas, até recentemente, tidas como de filiação kimberlítica, na região do Triângulo Mineiro (Danni et al., 1991; Meyer & Svisero, 1991; Meyer et al., 1991).

ASPECTOS GEOLÓGICOS

A ocorrência de Amarinópolis corresponde a uma intrusão cilíndrica, subvertical, com cerca de 100 metros de diâmetro, instalada em arenitos na Formação Ponta Grossa. Está situada à cerca de 10 km à sul de Amarinópolis, nas proximidades da intrusão anelar da Fazenda Bebedouro (Danni et al., 1991).

Uma recente determinação de idade pelo método K/Ar realizada sobre um olivina-leucita mela-nefelinito, integrante da intrusão anelar vizinha ao conduto de katungito, forneceu uma idade de $72,4 \pm 1,3$ milhões de anos (determinação realizada por M. Cantagrel, Clermont Ferrand, França), o que posiciona a época deste magmatismo no Cretáceo Superior, a exemplo dos demais focos magmáticos da província (Danni, 1974; Barbour, 1976; Hasui et al., 1971).

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

O katungito de Amarinópolis é uma rocha de cor cinza-escura, porfirítica, composta por cerca de 18% (vol.) de fenocristais de olivina, implantados em matriz microgranular panidiomórfica, formada por melilita (25%), leucita (40%), espinélio (8%) e perovskita (3%). Como fases intersticiais, ocorrem diopsídio, nefelina, flogopita e alguma apatita, que, em conjunto, perfazem cerca de 5%. Natrolita, serpentinas e magnetita constituem os minerais originados por alteração deutérica.

A ordem da cristalização é sempre constante, sendo caracterizada: a) por inclusões de Cr-espinélio em fenocristais de olivina, os quais representam a etapa inicial da cristalização; b) associação de melilita e leucita; c) espinélio, perovskita e diopsídio; d) fases residuais ricas em P, H₂O e Na como nefelina, flogopita e apa-

tita, nitidamente intersticiais ou reacionais.

A sucessão da cristalização dos minerais primários corresponde à evolução prevista no sistema Fo-Di-Le-Ak (Gupta, 1980), para baixas pressões, a partir de líquidos magnesianos situados no campo da olivina. Assim, o fracionamento precoce da olivina implica na evolução dos líquidos ao longo da curva univariante Fo-Ak-Le, até atingir o mínimo do sistema, quando ocorre a formação tardia de diopsídio.

QUÍMICA MINERAL

As principais características composicionais dos minerais que constituem o katungito são apresentadas e discutidas a seguir. As análises dos minerais foram realizadas com a microsonda eletrônica CAMECA SX50 da Universidade de Brasília, operada a 15 Kv e 20 nA, onde padrões naturais e sintéticos foram utilizados.

Espinélio

Os espinélios ocorrem inclusos em fenocristais de olivina e na matriz. As suas composições são apresentadas na Tabela 1 e suas principais variações químicas mostradas nos diagramas da Figura 1. Observa-se que são especialmente ricos em Fe₂O₃, FeO e TiO₂ (Tabela 1), representando, principalmente, os membros finais magnetita e ulvoespinélio. Cr₂O₃ é importante somente em alguns cristais inclusos nos fenocristais de olivina. O "trend" de variação química, apresentado pelos espinélios, mostra um enriquecimento de Fe⁺³ e Ti, com o aumento da razão Fe⁺²/(Fe⁺² + Mg), enquanto Cr e Al diminuem (Fig. 1). No entanto, pode-se observar que o padrão de variação do Ti e do Al, apesar dos baixos teores de Al₂O₃ (Tabela 1), são semelhantes entre si, mas opostos, mostrando uma variação quase linear em relação à razão Fe⁺²/(Fe⁺² + Mg). Por outro lado, a variação de Fe⁺³ e Cr mostra uma forte inclinação da curva enquanto inclusos na olivina e uma inflexão entre 0,75 e 0,8 de Fe⁺²/(Fe⁺² + Mg), correspondente ao limite entre cristais inclusos e externos. Isto indica que, a partir deste momento, o aumento de Fe⁺² torna-se mais expressivo do que as outras variações (Fig. 1). Conclui-se, simplificando, que os membros finais dos espinélios comportam-se da seguinte forma:

1. magnetita (Fe₃O₄) aumenta, fortemente,

Tabela 1 – Composições dos espinélios.

	1 N	1 B	2	3	4	5	6 N	6 B	7 N	7 B	8	9	10
	E	E	I	I	I	I	I	I	E	E	E	E	I
SiO ₂	0,03	0,07	0,11	0,06	0,07	0,07	0,05	0,07	0,07	0,07	0,29	0,25	0,04
TiO ₂	17,81	18,57	16,31	14,84	18,55	15,51	16,26	16,31	19,21	19,92	18,96	19,08	15,43
Al ₂ O ₃	3,15	2,23	5,54	6,70	2,55	6,96	3,44	3,53	2,11	1,05	1,75	1,27	5,68
Cr ₂ O ₃	1,38	0,68	7,94	9,96	0,70	10,91	4,32	3,50	0,63	0,40	0,62	0,47	8,73
Fe ₂ O ₃ ¹	33,58	32,71	27,57	26,49	32,26	23,84	33,44	33,18	31,74	30,26	31,47	31,11	27,67
FeO	37,07	39,29	32,66	32,30	40,27	31,86	34,81	35,34	41,52	43,35	42,11	40,46	32,33
MnO	0,42	0,74	0,15	0,14	0,77	0,15	0,50	0,43	0,79	0,83	0,99	0,71	0,34
MgO	7,00	5,44	9,43	8,82	5,10	9,40	7,56	7,17	4,68	3,51	3,94	4,86	8,81
CaO	0,07	0,34	0,03	0,01	0,02	0,06	0,06	0,01	0,08	0,07	0,25	0,15	0,05
Total	100,49	100,06	99,76	99,31	100,29	98,76	100,44	99,54	100,83	99,46	100,38	98,37	99,08

Normalização a 24 cátions

Si	0,007	0,019	0,031	0,015	0,020	0,020	0,015	0,020	0,020	0,022	0,083	0,074	0,012
Ti	3,766	4,001	3,366	3,072	3,995	3,204	3,420	3,468	4,134	4,403	4,123	4,214	3,217
Al	1,043	0,753	1,792	2,172	0,860	2,253	1,134	1,178	0,712	0,364	0,597	0,441	1,857
Cr	0,306	0,153	1,723	2,168	0,158	2,370	0,955	0,784	0,142	0,092	0,143	0,109	1,913
Fe ⁺³	7,105	7,053	5,691	5,486	6,952	4,929	7,040	7,062	6,837	6,693	6,849	6,874	5,772
Fe ⁺²	8,717	9,413	7,494	7,434	9,644	7,321	8,144	8,358	9,941	10,657	10,187	9,936	7,495
Mn	0,101	0,179	0,035	0,033	0,187	0,036	0,119	0,104	0,193	0,207	0,243	0,177	0,080
Mg	2,935	2,324	3,858	3,617	2,178	3,851	3,153	3,022	1,996	1,539	1,698	2,126	3,640
Ca	0,020	0,103	0,010	0,003	0,005	0,016	0,019	0,004	0,025	0,023	0,078	0,049	0,014

1 - calculado pela estequiometria; N - núcleo; B - borda; I - incluso em olivina; E - externo à olivina (matriz)

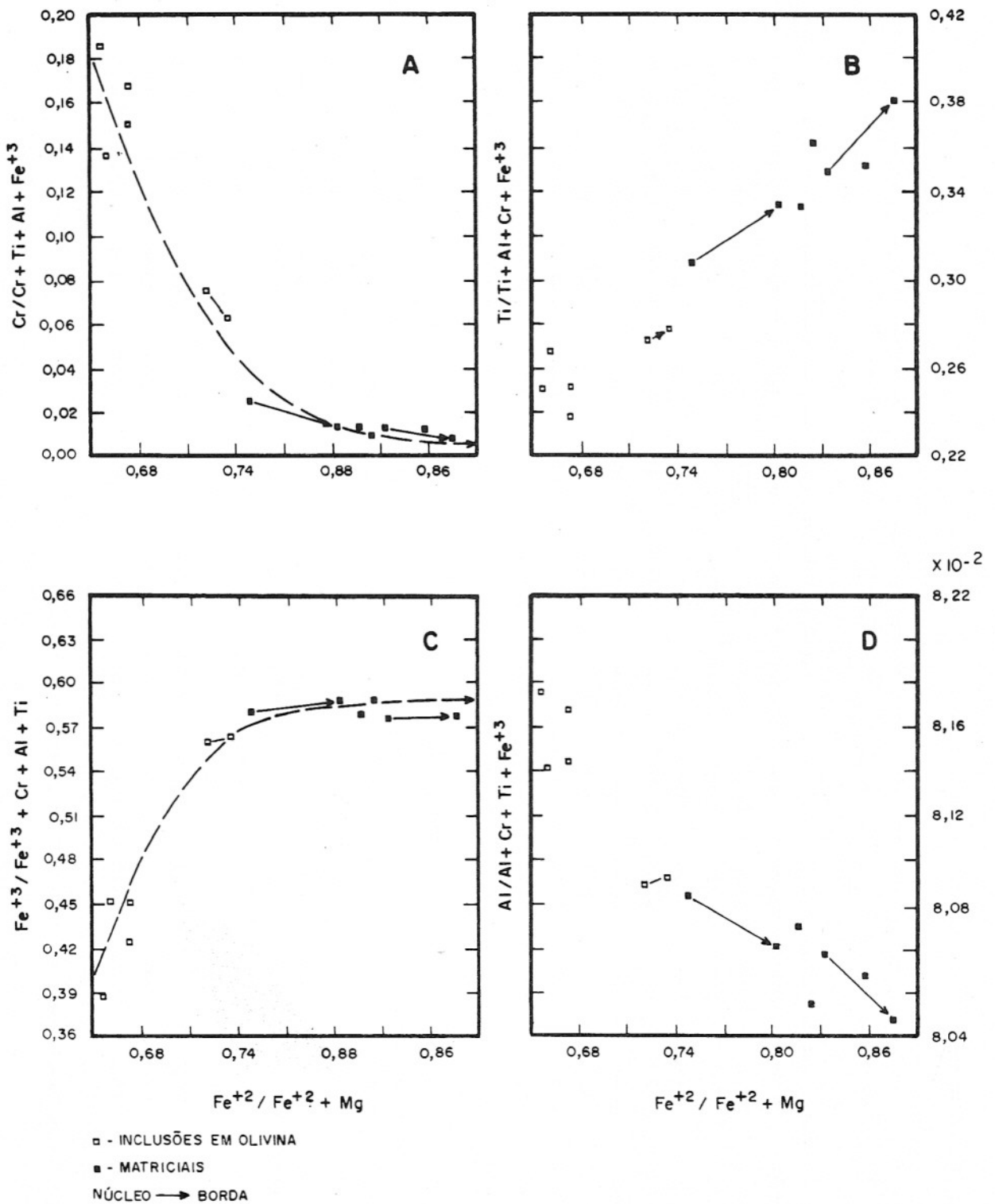


Figura 1 - Variações químicas dos espinélios inclusos em olivinas e matriciais.

no estágio de cristalização anterior e/ou contemporâneo à cristalização da olivina;

2. cromita (FeCr_2O_4) e/ou picrocromita (MgCr_2O_4) decrescem, fortemente, no

estádio de cristalização anterior e/ou concomitante à cristalização da olivina;

3. ulvoespinélio (Fe_2TiO_4) cresce, de forma quase constante, durante toda a cristalização dos espinélios, inclusos ou

- externos à olivina;
4. espinélio ($MgAl_2O_4$) decresce, de forma quase constante, durante a cristalização dos espinélios, inclusos ou externos à olivina;
 5. as zonações núcleo/borda observadas são paralelas aos "trends" discutidos (Fig. 1);
 6. o "trend" geral é, portanto, de aumento de magnetita (mais importante nos inclusos) e ulvoespinélio com a evolução da cristalização.

Olivina

As composições químicas das olivinas, as quais só ocorrem como fenocristais, estão representadas na Tabela 2 e suas variações químicas mostradas na Figura 2. São cristais zonados com núcleos entre Fo_{84} e Fo_{85} e bordas entre Fo_{82} e Fo_{83} (Tabela 2). As variações núcleo/borda de Mn, Ca e Ni estão mostradas na Figura 2. Mn e Ca crescem em direção às bordas enquanto Ni decresce. Este é o comportamento esperado da razão $Mg/(Mg + Fe)$, Mn, Ca e Ni em olivinas formadas durante a cristalização

fracionada.

Melilita

Os resultados analíticos das melilitas estão listados na Tabela 3. Correspondem a uma solução sólida com uma composição média $Ak_{59} - Fe-Ak_{15} - Na-Mel_{26}$. Os cristais mostram-se zonados sendo as bordas mais ricas em Na e mais pobres em K (Tabela 3).

Piroxênio

As composições dos piroxênios encontram-se na Tabela 4 e algumas de suas variações químicas são mostradas na Figura 3. São diopsídeos que se caracterizam por apresentar deficiência em Si + Al no sítio tetraédrico, o que determina a entrada de Fe^{3+} nesta posição (Robinson, 1980). Fe^{3+} é então alocado até eliminar a deficiência (Tabela 4). Os teores de TiO_2 variam entre 4 e 5% (Tabela 4). A entrada de Ti no sítio octaédrico é, pelo menos em parte, compensada pela entrada de elementos trivalentes no sítio tetraédrico. A reta traçada

Tabela 2 - Composições das olivinas.

	1 N	1 B	2 N	2 B	3
SiO ₂	39,68	39,71	39,81	39,65	39,61
FeO	14,91	16,12	14,75	15,90	14,10
MnO	0,19	0,32	0,23	0,37	0,27
MgO	43,85	43,51	44,20	42,53	44,54
CaO	0,43	0,62	0,39	0,94	0,31
NiO	0,16	0,13	0,11	0,07	0,34
Total	99,22	100,41	99,50	99,47	99,16
Normalização a 4 oxigênios					
Si	1,005	1,000	1,004	1,008	1,001
Fe	0,316	0,340	0,311	0,338	0,298
Mn	0,004	0,007	0,005	0,008	0,006
Mg	1,655	1,634	1,662	1,612	1,678
Ca	0,012	0,017	0,010	0,026	0,008
Ni	0,003	0,003	0,002	0,002	0,007
Total	2,995	3,000	2,996	2,992	2,999
Fo	84,00	82,80	84,20	82,70	84,90

N - núcleo; B - borda

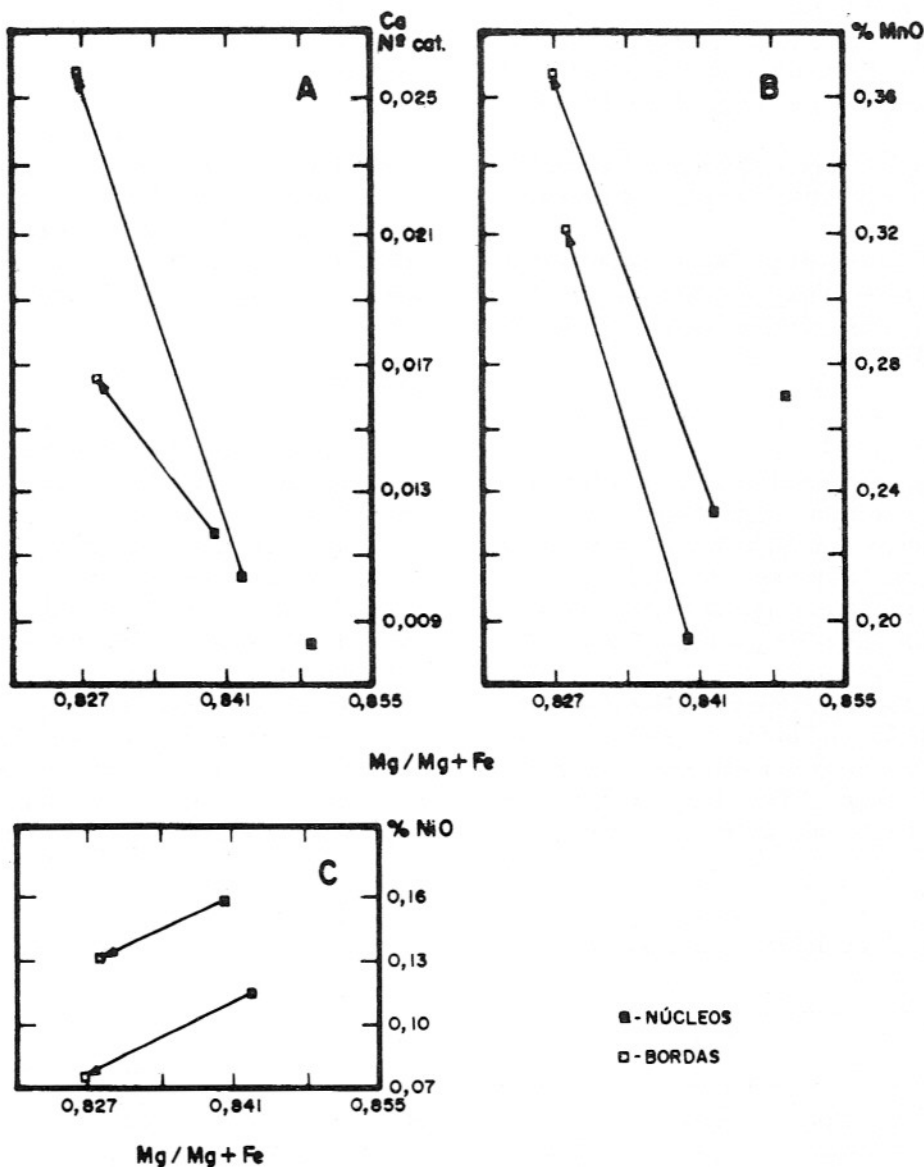
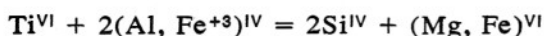


Figura 2 - Padrão de zonação das olivinas.

na Figura 3A corresponde à seguinte reação:



Os dados disponíveis, ainda que em número reduzido, são consistentes com uma distribuição próxima à reta.

A quantidade de Na presente nestes piroxênios é superior ao Fe^{3+} octaédrico (Tabela 4), sugerindo que, além de aegirina ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$), deve estar também presente o membro final $\text{NaTi}_{0,5}\text{R}^{2+}_{0,5}\text{Si}_2\text{O}_6$.

O número de cátions de Ti cresce com a razão $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ (Fig. 3B), indicando que com a evolução da cristalização

a tendência desse piroxênio é de tornar-se mais complexo, aumentando o teor de vários outros membros finais na solução sólida, fugindo do ápice do diopsídio.

Leucita

A leucita forma cristais límpidos e desprovidos de inclusões. Suas composições estão contidas na Tabela 5. Exceto para os elementos essenciais, os maiores teores encontrados foram: $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,73\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 0,35\%$ e $\text{BaO} = 0,26\%$ (Tabela 5). São valores relativamente baixos que indicam leucitas quase estequiométricas.

Tabela 3 – Composições nas melilitas.

	1 N	1 B	2 N	2 B	3 N	3 B
SiO ₂	42,96	42,73	42,26	43,28	43,34	43,12
TiO ₂	0,13	0,15	0,33	0,20	0,12	0,04
Al ₂ O ₃	4,50	4,60	5,08	4,60	4,50	4,52
FeO	3,67	3,85	4,02	3,69	3,88	3,82
MnO	0,07	0,19	0,08	0,02	0,00	0,10
MgO	8,38	8,30	7,85	8,10	8,30	8,18
CaO	36,44	35,80	35,06	35,97	36,17	36,08
Na ₂ O	2,69	2,78	2,73	2,96	2,45	2,75
K ₂ O	0,21	0,18	0,75	0,18	0,18	0,12
Total	99,05	98,58	98,16	99,01	98,94	98,73
Normalização a 14 oxigênios						
Si	3,971	3,969	3,949	3,994	4,000	3,994
Ti	0,009	0,010	0,023	0,014	0,008	0,002
Al	0,490	0,503	0,559	0,501	0,489	0,493
Mg	1,154	1,149	1,094	1,115	1,142	1,130
Ca	3,608	3,562	3,510	3,557	3,577	3,581
Mn	0,005	0,015	0,006	0,001	0,000	0,008
Fe	0,284	0,299	0,314	0,285	0,300	0,296
Na	0,482	0,501	0,494	0,530	0,438	0,494
K	0,024	0,022	0,090	0,021	0,022	0,014
Total	10,028	10,030	10,040	10,018	9,976	10,012

N - núcleo; B - borda

Nefelina

A nefelina ocorre em cristais isolados, soldando grãos de leucita. Os resultados analíticos das nefelinas encontram-se na Tabela 5. A principal característica desse mineral é o elevado teor de K₂O (9,29 a 9,97%). Estes teores correspondem em média a 30% do membro final de kalsilita; uma composição que indica cristalização magmática de alta temperatura (Deer et al., 1967). São também notórios os altos teores de Fe₂O₃ encontrados (1,84 a 2,62%) e os excessos de Si estrutural (8,225 a 8,642 a.p.u.f. para 32 oxigênios) (Tabela 5).

Flogopita

Flogopita ocorre como uma fase de cristalização intersticial, sendo produto de reações de fluidos tardios com cristais de

olivina. As composições das flogopitas são encontradas na Tabela 6 e representadas na Figura 4. São característicos dessas micas, os baixos teores em Al^{IV}, requerendo o preenchimento do sítio tetraédrico com Fe³⁺, indicando a presença do membro final tetraferroflogopita (Tabela 6). O procedimento para o cálculo do Fe³⁺ foi realizado de acordo com Araújo & Gaspar (1993), exceto que a última normalização realizada foi para 22 oxigênios e não 24 (O, OH, F). Preferiu-se este procedimento, tendo em vista que os teores de OH calculados ficam, assim, fora das normalizações, sendo considerados somente os valores calculados na última normalização, os quais são então apresentados na Tabela 6.

Tetraferroflogopita compõe entre 25,7 e 46,5% das flogopitas em questão (Fig. 4A), uma ampla variação, considerando-se os poucos resultados apresentados. Este ti-

Tabela 4 – Composições dos piroxênios.

	1 A	1 B	2 A	2 B	3
SiO ₂	49,62	48,70	46,97	47,16	46,58
TiO ₂	4,12	4,32	5,05	4,63	4,72
Al ₂ O ₃	1,81	1,97	3,10	3,14	3,32
Cr ₂ O ₃	0,07	0,00	0,06	0,00	0,01
Fe ₂ O ₃ ⁽¹⁾	3,46	4,30	2,06	2,08	2,08
FeO	4,76	3,80	6,50	6,89	6,03
MnO	0,13	0,17	0,09	0,12	0,18
MgO	12,28	12,23	11,45	11,61	11,96
CaO	22,48	22,38	22,30	22,59	22,39
Na ₂ O	1,61	1,66	1,45	1,37	1,28
Total	100,35	99,53	99,03	99,59	98,55

Normalização a 6 oxigênios

Si	1,853	1,833	1,801	1,800	1,792
Al	0,080	0,088	0,140	0,141	0,151
Fe ⁺³ (2)	0,067	0,079	0,060	0,058	0,057
Sítio T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,116	0,122	0,145	0,133	0,137
Cr	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,030	0,043	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺²	0,149	0,120	0,208	0,222	0,194
Mn	0,004	0,005	0,003	0,004	0,006
Mg	0,684	0,686	0,654	0,661	0,686
Ca	0,899	0,903	0,916	0,924	0,923
Na	0,116	0,121	0,108	0,101	0,095
M1-M2	2,00	2,00	2,04	2,05	2,04

1 - calculado pela estequiometria; 2 - Fe^{+3(IV)} = 2 - Si - Al; A e B - análises do mesmo cristal

po de variação é comum em flogopitas que são produtos reacionais (Araújo & Gaspar, 1993).

Merecem menção, os teores de TiO₂ (3,22 a 4,01%) e os teores de BaO (0,49 a 1,15%) (Tabela 6). A razão Al/(Al + Fe⁺³) aumenta com a razão Mg/(Mg + Fe⁺²) (Fig. 4A), indicando um crescimento da porcentagem de tetraferroflogopita com o abaixamento de Mg/(Mg + Fe⁺²). Este comportamento pode ser também deduzido da relação entre Al^{IV} e Mg (Fig. 4B), variáveis que independem da forma como se calcula Fe⁺²/Fe⁺³. Com o decréscimo de Mg/(Mg +

Fe⁺²), diminuem também os teores de Ba e Na (Fig. 4C e 4D). Considerando o decréscimo de Mg/(Mg + Fe⁺²) como representativo do “trend” da cristalização, apesar da natureza reacional destas micas, pode-se concluir que a evolução se caracteriza por um aumento do componente tetraferroflogopita, às expensas dos outros membros finais.

Natrolita

A natrolita ocorre como diminutos grãos anédricos, detectados através do sis-

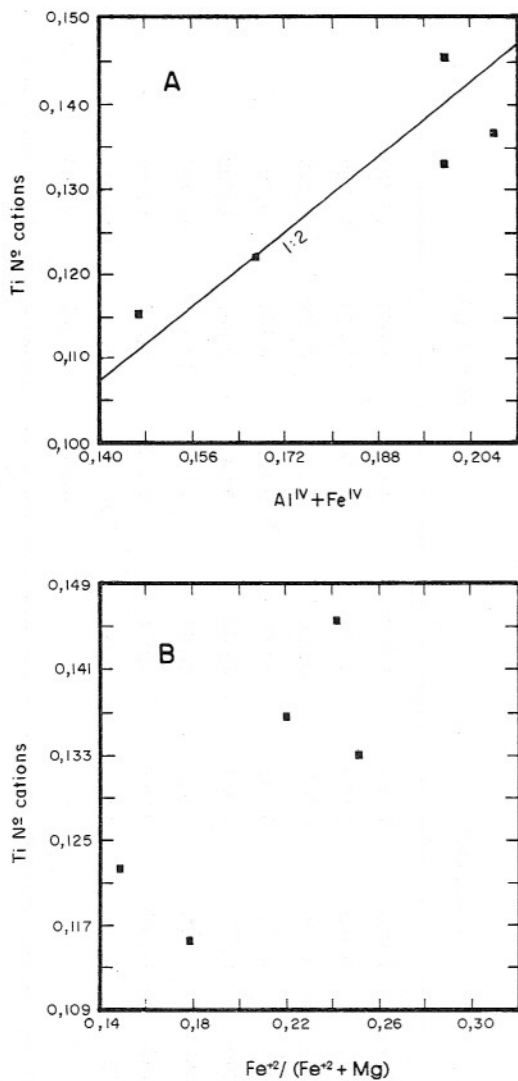


Figura 3 - Relação entre Ti ($Al^{IV} + Fe^{IV}$) e $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ em piroxênios.

tema EDS na microsonda eletrônica. As análises disponíveis (WDS) estão na Tabela 5, observando-se que, devido à volatilização do Na e da água, provocada pelo feixe eletrônico, a totalização das análises é elevada. A presença da natrolita é muito importante, pois evidencia a ocorrência de processos posteriores de sodificação de minerais félsicos, formados anteriormente (leucita e nefelina), como ocorre em outras rochas kamafugíticas de Goiás (Danni et al., 1990).

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DA ROCHA

As características químicas do katungito, em termos de seus elementos maiores e em traços, foram inicialmente definidas por Danni (1985). Os resultados analíticos

de rocha total são apresentados na Tabela 7. Resumidamente, trata-se de uma rocha ultrabásica alcalina fortemente insaturada, contendo altas concentrações em TiO_2 , MgO , FeO_1 , CaO e K_2O , e baixos valores em Al_2O_3 (Tabela 7), apresentando razões K_2O/Na_2O de 1,3 a 2,1.

O padrão de distribuição dos elementos com teores decrescentes de incompatibilidade (Fig. 5A), mostra um acentuado enriquecimento (acima de 200X os valores condriticos) para os elementos litófilos, sendo notáveis as taxas de fracionamento de Nb e La.

O padrão de distribuição dos ETR, retilíneo e fortemente inclinado (Fig. 5B), revela acentuado enriquecimento nos ETR leves, apresentando $(La/Lu)_n = 39$, ou seja, uma razão muito alta. Tal configuração e tipo de fracionamento dos ETR são encontrados também em outras rochas alcalinas potássicas e ultrapotássicas, como por exemplo em kimberlitos e em lamproitos. Este tipo de padrão é próprio de líquidos gerados por baixa taxa de fusão de fonte mantélica metassomatizada (com flogopita e/ou K-anfibólio), como bem parecem indicar as razões muito altas para $(La/Sm)_n$ e baixas para Zr/Nb e Y/Nb , do katungito de Amarinópolis (Tabela 7).

Em relação à fase fluida, o katungito de Amarinópolis não apresenta carbonato primário, contrariamente ao que ocorre nos kamafugitos em geral. (Barton, 1979; Foley, 1991; Lloyd et al., 1990). A ausência de carbonatos nesta rocha pode derivar da perda por desgaseificação de CO_2 do magma, e portanto não representar uma característica primitiva do líquido.

Com relação aos elementos maiores, particularmente Ca, Mg, Fe e Ti, o katungito de Amarinópolis segue os padrões composicionais estabelecidos para os kamafugitos de outras partes do mundo (Poulet, 1980; Barton, 1979; Lloyd et al., 1990). Em termos dos elementos maiores, é importante ressaltar a uniformidade composicional desta rocha, em que $CaO + MgO = 28\%$, $TiO_2 = 6\%$, $Fe_2O_3 = 14\%$, $Al_2O_3 = 6\%$ e $SiO_2 < 40\%$.

A constância destas características químicas, como é verificado para a maioria das rochas vulcânicas potássicas-ultrapotássicas da região de Rio Verde-Iporá e Triângulo Mineiro (Moraes et al., 1987; Sgarbi & Valença, 1991; Moraes, 1988; Danni et al., 1990), constitui um traço muito marcante da cosanguinidade magmá-

Tabela 5 – Composições dos feldspatóides e natrolita.

	Nefelina			Leucita				Natrolita		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	41,85	43,33	42,63	55,37	55,22	55,25	55,17	47,38	47,92	47,07
Al ₂ O ₃	32,07	31,32	31,33	23,08	22,93	23,02	23,08	28,42	29,23	28,00
Fe ₂ O ₃ ⁽¹⁾	1,97	1,84	2,62	0,73	0,60	0,66	0,72	0,47	0,43	0,45
CaO	0,10	0,16	0,10	0,00	0,03	0,06	0,00	0,29	0,39	0,92
BaO	0,08	0,04	0,04	0,00	0,00	0,26	0,26	0,21	0,00	0,00
Na ₂ O	14,15	13,89	14,69	0,13	0,14	0,35	0,13	14,36	13,70	12,98
K ₂ O	9,97	9,53	9,29	20,80	20,67	20,34	21,02	0,16	0,18	0,15
H ₂ O ²	-	-	-	-	-	-	-	10,38	10,44	10,44
Total	100,19	100,11	100,70	100,10	99,59	99,93	100,38	101,68	102,29	100,01

Normalizações

	24 oxigênios			6 oxigênios				80 oxigênios		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Si	8,225	8,462	8,324	2,004	2,008	2,004	1,999	23,696	23,692	23,863
Al	7,428	7,210	7,209	0,984	0,983	0,984	0,986	16,756	17,031	16,730
Fe	0,292	0,271	0,385	0,020	0,016	0,018	0,020	0,175	0,159	0,170
Ca	0,020	0,034	0,021	0,000	0,001	0,002	0,000	0,153	0,207	0,499
Ba	0,006	0,003	0,003	0,000	0,000	0,004	0,004	0,042	0,000	0,000
Na	5,390	5,261	5,561	0,009	0,010	0,025	0,009	13,930	13,130	12,754
K	2,499	2,373	2,313	0,960	0,959	0,941	0,972	0,105	0,113	0,094
Total	23,86	23,62	23,82	3,98	3,98	3,98	3,99	54,86	54,33	54,11
H	-	-	-	-	-	-	-	4,000	4,000	4,000

1 - Fe total como Fe³⁺; 2 - calculada pela estequiometria

Tabela 6 – Composição das flogopitas.

	1	2	3	4
SiO ₂	42,25	41,26	40,32	40,44
TiO ₂	3,43	3,91	4,01	3,22
Al ₂ O ₃	7,90	7,54	5,85	5,92
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,02
Fe ₂ O ₃ (¹)	5,74	6,64	8,97	8,88
FeO	3,89	5,27	7,99	7,72
MnO	0,08	0,06	0,12	0,09
MgO	20,06	19,21	17,66	18,55
BaO	0,86	1,15	0,61	0,49
CaO	0,21	0,16	0,14	0,11
Na ₂ O	0,91	0,69	0,46	0,48
K ₂ O	9,21	9,38	9,39	9,23
H ₂ O(²)	4,16	4,10	4,03	4,04
F	0,01	0,00	0,00	0,01
O = F	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,71	99,38	99,60	99,21
Normalização a 22 oxigênios ³				
Si	6,170	6,067	6,029	6,048
Al	1,360	1,308	1,032	1,044
Fe ⁺³ (¹)	0,470	0,625	0,940	0,907
Sítio T	8,00	8,00	8,00	8,00
Al	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,377	0,432	0,451	0,363
Cr	0,000	0,000	0,004	0,002
Fe ⁺³ (¹)	0,161	0,110	0,069	0,092
Fe ⁺²	0,475	0,649	1,000	0,966
Mn ⁺²	0,010	0,007	0,016	0,012
Mg	4,367	4,212	3,937	4,136
Sítio O	5,39	5,41	5,48	5,57
Ba	0,049	0,066	0,036	0,029
Ca	0,032	0,025	0,022	0,017
Na	0,257	0,197	0,134	0,138
K	1,717	1,760	1,792	1,762
Sítio A	2,06	2,05	1,98	1,95
OH	3,997	3,998	4,000	3,997
F	0,003	0,002	0,000	0,003

1 e 3 - ver texto para o procedimento do cálculo de Fe⁺³ e normalização; 2 - calculada pela estequiometria

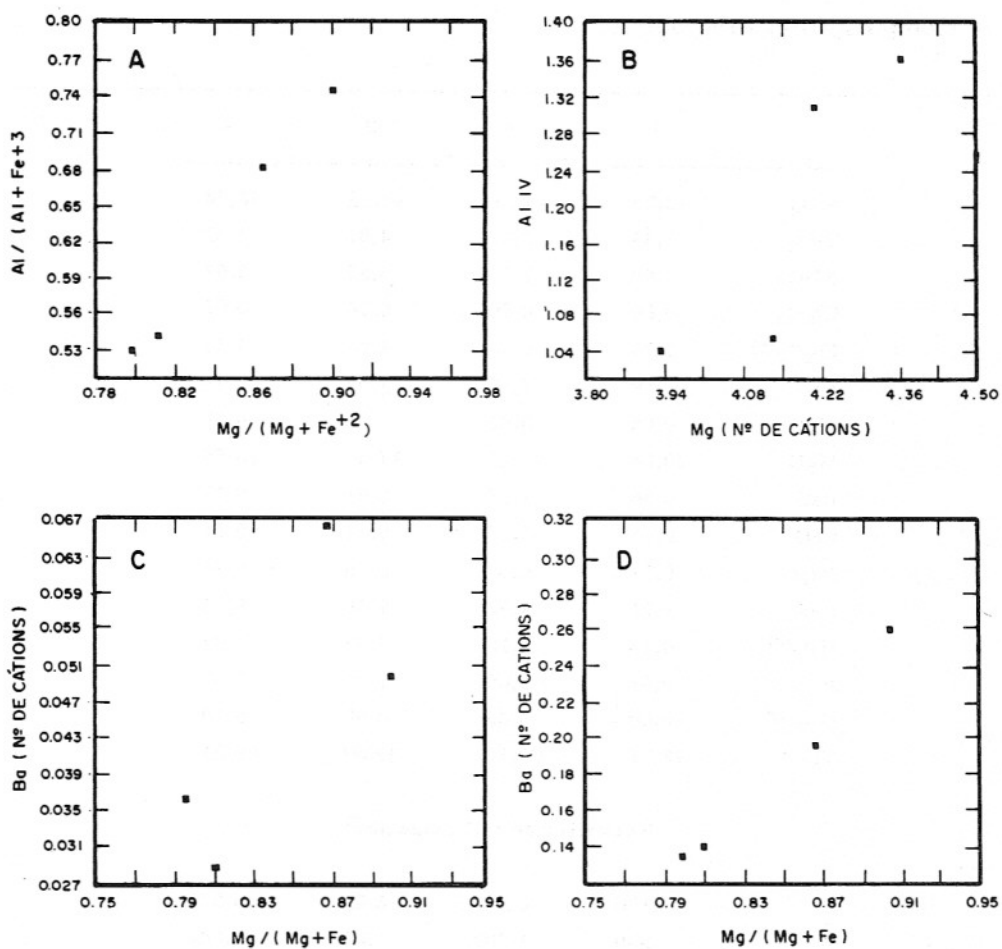


Figura 4 - Principais variações encontradas nas tetraferrihogopitas.

Tabela 7 - Composição química do katungito de Amarinópolis.

	1	2		1*	2*		1*
SiO ₂	33,71	34,39	Ni	287	450	La	113
TiO ₂	6,31	5,96	Cr	506	730	Ce	215
Al ₂ O ₃	6,50	6,42	Co	218	88	Nd	105,4
Fe ₂ O ₃	5,62	5,56	V	445	360	Sm	18,6
FeO	9,81	9,47	Zr	580	620	Eu	4,9
MnO	0,20	0,22	Y	31	48	Gd	13,7
MgO	15,14	15,10	Nb	-	172	Dy	7,6
CaO	13,06	12,80	Sr	1597	1040	Ho	1,3
Na ₂ O	2,27	2,26	Ba	1223	1300	Er	3,4
K ₂ O	4,17	3,50	Rb	91	89	Yb	2,1
P ₂ O ₅	1,35	1,14				Lu	0,3
PF	2,11	2,24					
Total	100,26	99,06					

* - valores em ppm

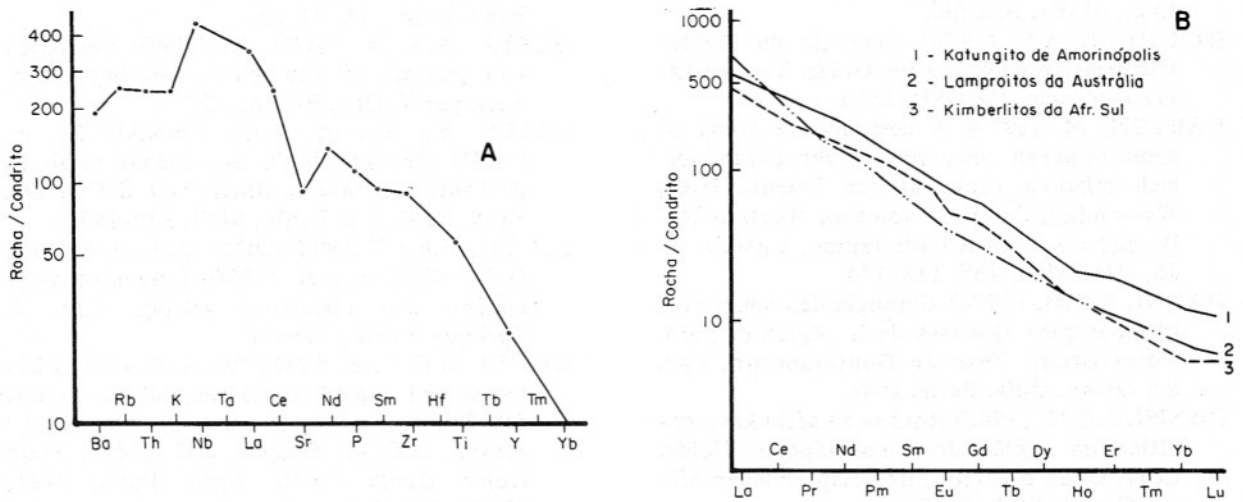


Figura 5 - "Spider diagram" (A) e padrão de terras raras (B).

tica entre elas e por certo indica uma origem comum, com o prevailecimento de mesmas condições (P, T, tipo de fonte, etc.) da fusão mantélica.

Os resultados experimentais de fusões de peridotitos, em presença de fase fluida, a pressões mantélicas, indicam que a natureza e quantidade dos primeiros líquidos fundidos dependem, entre outros fatores, do tipo de fluido presente e do seu estado de oxidação (Foley, 1985 e 1991). Ambientes mantélicos ricos em CO_2 propiciam a geração de líquidos nefeliníticos-carbonatíticos e, a mais altas pressões, de líquidos kimberlíticos. A geração de líquidos ultrapotássicos estaria condicionada, basicamente, à presença de fases mantélicas ricas em K na rocha fonte. No caso dos kamafugitos, por serem estas rochas caracteristicamente ricas em Ca e Ti, e por apresentarem CO_2 como a fase volátil mais importante, a fonte é considerada como rica em clinopiroxênio e em minerais de Ti (perovskita, titanatos), além de flogopita e K-anfibólio.

Em razão das características químicas apontadas, infere-se que granada não foi um mineral importante para a geração dos líquidos kamafugíticos (baixo Al, Y e ETR pesados), seja porque permaneceu no resíduo da fusão ou porque inexistia na fonte.

Por outro lado, por apresentarem altas concentrações em Ca, Ti, Nb, Ba, K e La, supõe-se que tais líquidos derivam da fusão preferencial de clinopiroxênios, olivina, flogopita e carbonatos. Os valores excepcionalmente altos em TiO_2 das rochas kamafugíticas do Sul de Goiás, como também acontece para as rochas do Triângulo Mineiro, constitui uma feição composicional que, certamente, reflete uma característica muito particular da fonte mantélica existente sob a parte setentrional da Bacia do Paraná no Cretáceo Superior.

CONCLUSÕES

As características químicas dos minerais mostram uma evolução compatível com progressivo aumento em $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$, seguido por forte decaimento em Ca, K e Al no líquido. Segue-se uma maior participação de Ti e Fe^{3+} nos minerais formados, refletindo aumento de oxidação nos líquidos mais residuais, ao mesmo tempo em que ocorria progressivo enriquecimento em H_2O , conduzindo à formação de flogopita. As relações apresentadas entre os elementos traços como exemplificado pelas razões $(\text{La}/\text{Sm})_n$, Y/Nb e Zr/Nb , indicam uma origem a partir de fonte mantélica enriquecida.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAÚJO, D.P. & GASPAR, J.C. (1993) Fe^{3+} no sítio tetraédrico de flogopita das rochas

do Complexo Carbonatítico de Catalão I, Brasil. IV Congr. Bras. Geoquim., Vol. Res.

- Exp., 62-63, Brasília.
- BARBOUR, A.P. (1976) Geologia do Maciço Ultramáfico de Santa Fé, Goiás. Tese de Livre Docência, IG/USP, 138p.
- BARTON, M. (1979) A comparative study of some minerals occurring in the potassium-rich alkaline rocks of the Leucite Hills, Wyoming, the Vico volcano, Western Italy, and the Toro Ankole region, Uganda. N. Jb. Min. Abh., 137: 113-134.
- DANNI, J.C.M. (1974) Geologie des complexes ultrabásiques alcalines de la région d'Iporá, Goiás-Brésil. Tese de Doutorado, Fac. Sc. Orsay, Univ. Paris, 104p.
- DANNI, J.C.M. (1985) Rochas da série kamafugítica na região de Amorinópolis, Goiás. Cont. Geol. e Petrol., Bol. Esp., Núcleo Minas Gerais, SBG, 5-13.
- DANNI, J.C.M.; SILVA, A.J.G.; CERQUEIRA, M.R. (1990) Petrografia e petroquímica das rochas alcalinas cretácicas da Serra do Caiapó, SW de Goiás. Anais 36º Congr. Bras. Geol., SBG, 4: 1872-1882.
- DANNI, J.C.M.; BOTELHO, N.F.; GROSSI SAD, J.H. (1991) Bulk and mineral chemistry of the olivine leucitite from Juana Vaz, Sacramento, MG, Brazil. 5th Int. Kimb. Conf. Ext., Abstr., CPRM Spec. Publ., 2/91, 60-62, Brasília.
- DANNI, J.C.M.; GASPAR, J.C.; GONZAGA, G.M. (1991) The Fazenda Alagoinha intrusion, Três Ranchos, Goiás. 5th Int. Kimb. Conf., in: Leonardos, O.H.; Meyer, H.O.A.; Gaspar, J.C. (eds.), Field Guide Book. CPRM Spec. Publ., 3/91, 31-35, Brasília.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSMANN, J. (1967) An introduction to the rock forming minerals. 2 ed., Longman-Green & Co. Ltd, London.
- FOLEY, S.F. (1985) The oxidation state of lamproitic magmas. Ischerm. Min. Petr., 34: 217-238.
- FOLEY, S.F. (1991) The origin of kimberlite and lamproite in veined lithospheric mantle. 5th Int. Kimb. Conf., Ext. Abstr., CPRM Spec. Publ., 2/91, 109-111, Brasília.
- FOLEY, S.F.; VENTURELLI, G.S.; GREEN, D.H.; TOSCANI, L. (1987) The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. Earth Sci. Rev., 24: 81-134.
- GASPAR, J.C. & DANNI, J.C.M. (1981) Aspectos petrográficos e vulcanológicos da província alcalina-carbonatítica de Santo Antonio da Barra, Sudoeste de Goiás. Rev. Bras. Geoc., 11: 74-83.
- GUPTA, A.K. & YAGI, K. (1980) Petrology and genesis of the leucite-bearing rocks. Springer Verlag, Berlin, p.252.
- HASUI, Y.; DYER, R.C.; IWANUCH, W. (1971) Geocronologia das rochas alcalinas de Santo Antonio da Barra, GO. 25º Congr. Bras. Geol., São Paulo, SBG, 139-142.
- LLOYD, F.E.; HUNTIGDON, A.T.; DAVIES, G.R.; NIXON, P.H. (1990) Extensive magmatism and structural setting. Cap. 2, Springer Verlag, Berlin.
- MEYER, H.O.A. & SVISERO, D.P. (1991) Limeira and Indaiá intrusions, Minas Gerais. 5th Int. Kimb. Conf., in: Leonardos, O.H.; Meyer, H.O.A.; Gaspar, J.C. (eds.), Field Guide Book, CPRM Spec. Publ., 3/91, 49-55, Brasília.
- MEYER, H.O.A.; GARWOOD, B.L.; SVISERO, D.P. (1991) The Pântano intrusion. 5th Int. Kimb. Conf., in: Leonardos, O.H.; Meyer, H.O.A.; Gaspar, J.C. (eds.), Field Guide Book, CPRM Spec. Publ., 3/91, 59-63, Brasília.
- MORAES, L.C. (1988) Aspectos petrológicos do magmatismo alcalino cretáceo de Santo Antônio da Barra, GO. Rev. Bras. Geoc., 18(1): 38-42.
- MORAES, L.C.; SEER, H.J.; KATTAR, S.S. (1987) Aspectos petroquímicos das rochas vulcânicas alcalinas cretácicas da porção meridional da Bacia Sanfranciscana, MG. I Congr. Bras. Geoquím., Vol. Res. Exp., 315-326, Porto Alegre.
- POUCLET, A. (1980) Contribution à la systématique des laves alcalines, les laves du rift de l'Afrique Centrale (Zaire-Uganda). Bull. Volcanol., 43: 527-540.
- ROBINSON, P. (1980) The composition space of terrestrial pyroxenes - internal and external limits. In: Prewitt, C.T. (ed.), Pyroxenes. Rev. Min., v. 7. Min. Soc. Am., Washington, 419-494.
- SGARBI, P.B.A. & VALENÇA, J.G. (1991) Petrography and general chemical features of potassic mafic to ultramafic alkaline volcanic rocks of Mata da Corda Formation, Araxá, Minas Gerais, Brazil. 5th Int. Kimb. Conf., Ext. Abstr., CPRM Spec. Publ., 2/91, 359-360, Brasília.
- WAGNER, C.; VELDE, D.; MOKHTARI, A. (1987) Sector-zoned phlogopites in igneous rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 96: 186-191.