

**GEOQUÍMICA DO MAGMATISMO PÓS-PALEOZÓICO NO  
PARAGUAI CENTRO-ORIENTAL**

P. Comin-Chiaramonti<sup>1</sup>, C.B. Gomes<sup>2</sup>, P. Censi<sup>1</sup>, A. De min<sup>3</sup>, S.G. Rotolo<sup>1</sup>, V.F. Velázquez<sup>4</sup>

1. Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica, Università di Palermo, Palermo, Itália

2. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil

3. Istituto di Mineralogia e Petrografia, Università di Trieste, Trieste, Itália

4. Curso de Pós-Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil

## ABSTRACT

The Asunción-Sapucaí graben in central-eastern Paraguay has experienced intense magmatism since Lower Cretaceous up to Oligocene. It started with the emission of flood tholeiites, followed by alkaline flows, dykes and intrusions having potassic affinity at earlier stages (Lower Cretaceous) of activity and sodic character at the late stages; the latter Na-alkaline rocks (nephelinites, ankaratrites) are mainly found in the neighborhood of Asunción.

Regarding the potassic alkaline magmatism, especially reaching the central portion of the graben, it is possible to distinguish two main lineages: a potassic (alkali basalts to trachyphonolites) suite and a very K-rich (basanites to phonolites and peralkaline phonolites) suite.

Geochemical data indicate for the whole set of alkaline rocks an affinity with Foley's Group III and, also, distinct features for the two lineages. The potassic rocks show significant positive anomalies of Ba, K, La and Nd, and negative ones of Ta, Nb, P, Zr, Ti and Y. On the other hand, the sodic types present positive anomalies of Ba, Ta and Nb, and also negative anomaly of K. Dealing with the above lineages they are both strongly enriched in LREE relative to HREE in spite of the potassic suite being less fractionated than the K-rich one.

As mantle source for the alkaline potassic rocks melting models suggest a garnet peridotite with 2-5% and 0-1% of residual garnet and amphibole, respectively, and melting degrees in the ranges of 3-7%. For the sodic varieties, the most likely mantle source is also a garnet peridotite but characterized by different enrichment in incompatible elements and low degree (3-4%) of partial melting. Garnet peridotite sources are also inferred by melting models for the Mesozoic tholeiitic basalts (high-Ti basalts, 5-9%; low-Ti basalts, 20%).

Isotopic Sr-Nd data make evident that the alkaline rocks of the Asunción-Sapucaí graben area are related to mantle sources isotopically distinct from those of the adjoining tholeiitic flood basalts and, also, that they seem to present no clear indication of appreciable low-pressure crustal contamination.

## RESUMO

O gráben Assunção-Sapucaí, localizado na porção centro-oriental do Paraguai, foi alvo de intensa atividade magmática que se estendeu do Cretáceo Inferior ao Oligoceno. O magmatismo teve início com a emissão de lavas toleíticas, seguida de manifestação alcalina potássica e, por último, de atividade ultra-alcalina sódica (nefelinitos, ankaratritos), esta concentrada, sobretudo, na área de Assunção.

No âmbito do magmatismo alcalino potássico, afetando notadamente a porção central do gráben, é possível distinguir-se duas suítes principais: uma potássica (basaltos alcalinos a traquifonolitos) e outra muito rica em  $K_2O$  (basanitos a fonolitos e fonolitos peralcalinos).

Dados geoquímicos indicam para as rochas alcalinas em geral afinidade com o Grupo III de Foley, além de características bem diversas para as duas suítes acima. A potássica apresenta significativas anomalias positivas de Ba, K, La e Nd e negativas de Ta, Nb, P, Zr, Ti e Y; já a sódica exibe anomalias positivas de Ba, Ta e Nb e negativa de K. Para ambos os grupos, observa-se forte fracionamento das TRL com respeito às TRP, ainda que as rochas mais enriquecidas em  $K_2O$  se mostrem um pouco mais fracionadas que as simplesmente potássicas.

A modelização da fusão de equilíbrio sugere, para as rochas alcalinas potássicas, uma fonte mantélica do tipo granada peridotito, com sólidos residuais contendo granada (2-5%) e anfibólio (0-1%), submetida a grau de fusão parcial da ordem de 3-7%. Por outro lado, os resultados indicam, para as alcalinas sódicas, uma fonte de granada peridotito enriquecida em elementos incompatíveis e, igualmente, baixo grau de fusão parcial (3-4%). Já os basaltos toleíticos devem ter se derivado a partir de duas fontes distintas, ambas do tipo granada peridotito, porém, exibindo grau de fusão muito diferente: rochas com alto teor em  $TiO_2$ , 5-9%; com baixo teor em  $TiO_2$ , 20%.

Dados isotópicos evidenciam, da mesma maneira, a natureza heterogênea da fonte mantélica litosférica responsável pela formação das rochas alcalinas e toleíticas e, mais ainda, que as primeiras parecem não ter sido afetadas, de forma significativa, por processos de contaminação crustal.

## INTRODUÇÃO

O Paraguai Oriental é caracterizado por uma tectônica distensiva, provavelmente instaurada no início do Mesozóico, e apresentando ainda parcialmente sinais de atividade (Degraff et al., 1981; Degraff, 1985). Na porção central do Paraguai Oriental, essa tectônica encontra a sua máxima expressão junto ao gráben composto de Assunção-Sapucaí (Fig. 1), foco de intensa atividade magmática, estendendo-se do Cretáceo Inferior ao Oligoceno (Comin-Chiaramonti et al., 1992b, e bibliografia inclusa).

Essa atividade teve início com a emissão de derrames de lavas toleíticas (Formação Alto Paraná do Paraguai, correspondendo à Formação Serra Geral do Brasil, cf. Petri & Fúlfaro, 1983), concentrados sobretudo na zona oriental do gráben (Cordilheira de Ybytyruzú). Idades K/Ar obtidas por Bitschene (1987) indicam para essas rochas idade de 132 Ma.

Quase contemporaneamente, instalou-se, na área central do gráben, um magma-

tismo alcalino potássico, com idade média de 128 Ma (Velázquez et al., 1992).

No âmbito desse magmatismo alcalino, é possível distinguir (excluídos os termos mais evoluídos, isto é, com MgO < 3,5%, e incluídos os tipos petrográficos de afinidade lamprofírica e, quimicamente, situados no campo dos basanitos de De La Roche, 1986) duas suítes principais:

- série rica em potássio – basanitos a fonotefritos, fortemente insaturados em SiO<sub>2</sub>, e reunindo clinopiroxênio, olivina, biotita, opacos, pseudoleucita, feldspato alcalino e nefelina como associação paragenética fundamental;
- série potássica – basaltos alcalinos a traquiandesitos, com menos de 10% de feldspatóides, e contendo clinopiroxênio, olivina, biotita, opacos, plagioclásio, feldspato alcalino e nefelina como parágênese mais difusa.

Por último, teve lugar, na porção ocidental do gráben, uma manifestação alcalina (ultra-alcalina) de natureza sódica, pro-

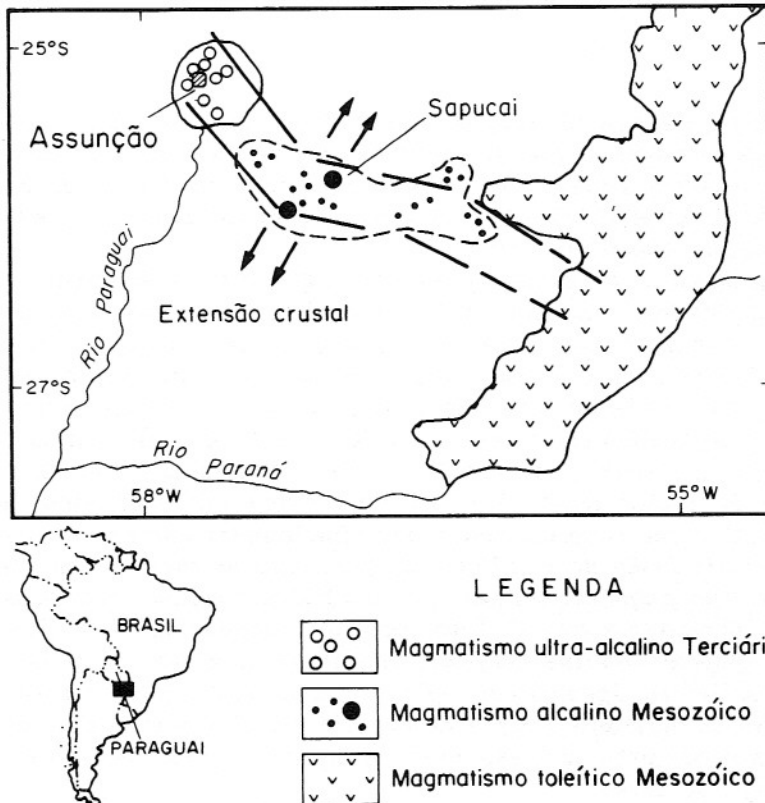


Figura 1 – Mapa esquemático indicando o “rift” Assunção-Sapucaí e as principais ocorrências de rochas magmáticas da porção centro-oriental do Paraguai.

vavelmente, com idade compreendida entre 70 e 30 Ma (Bitschene, 1987; Comin-Chiaromonti et al., 1991; Velázquez et al., 1992).

Assim, numa área relativamente pouco extensa (ca. 35 x 200 km), acham-se presentes tanto produtos toleíticos, quanto alcalinos (potássicos e sódicos), estes últimos dispondo-se discordantemente em relação às formações sedimentares paleozóico-mesozóicas encaixantes, por sua vez, assentadas sobre um embasamento cristalino do Ciclo Brasileiro (573-536 Ma; Bitschene & Lippolt, 1986).

Mais recentemente (Báez Presser, 1991), atribuiu-se ao magmatismo alcalino potássico (série muito rica em K) uma afinidade de caráter lamproítico e associação genética com fonte mantélica sujeita a contaminação crustal.

Essas duas hipóteses foram testadas por meio de estudo geoquímico pormenorizado, com este trabalho trazendo os valores médios relativos aos diversos litotipos do gráben. A eles foram também acrescidos os dados para duas rochas cumuláticas, a cujas "modas" se relacionam, na maioria das vezes, os tipos lamproíticos ("olivina wyomingito" e "cedricito", segundo a nomenclatura proposta por Mitchell & Bergman, 1991).

## PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

Análises químicas para os elementos maiores (% em peso) e traço (ppm) foram executadas por fluorescência de raios X (Philips PW 1400), empregando-se a técnica descrita em Bellieni et al. (1983). Os elementos Th, U, Ta e as Terras Raras foram determinados por espectrômetro de massa (Perkin-Elmer Sciex-Elan 500), segundo a metodologia discutida em Alaimo & Censi (1992).

As determinações isotópicas de Sr e Nd seguiram os procedimentos adotados por Bellieni et al. (1991). As análises do padrão NBS-987 forneceram, para a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , um valor médio de  $0,71026 \pm 3$ ; para a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , o valor médio, usando-se o padrão La Jolla, foi de  $0,51187 \pm 2$ . Para os isótopos estáveis de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ), utilizou-se o método descrito em Jacumin et al. (1991).

## RESULTADOS E NOMENCLATURA

A Tabela 1 reúne os dados médios e

valores do desvio padrão para amostras representativas das duas suítes.

Usando elementos maiores como fator discriminante (p.e. MgO vs. K<sub>2</sub>O, Fig. 2), é possível notar-se, junto às variedades alcalinas potássicas, que as duas séries situam-se em campos bem distintos daquele dos lamproítos e, mais, que mostram tendência de maior identificação com as rochas de afinidade lamproítica (inserção da Fig. 2, cf. Middlemost, 1986); por outro lado, somente uma das rochas cumuláticas ("cedricito modal", Tabela 1) cai no campo dos lamproítos. Essa tendência se faz, igualmente, presente no diagrama ternário Al-Na-K (Fig. 3), incluindo também rochas alcalinas sódicas do tipo ankaratrítico. Como pode ser observado, essas últimas tendem a se aproximar dos tipos lamproíticos de caráter sódico. Isto decorre da superposição existente, em termos de quimismo, entre o clã dos lamprófiros (Rock, 1987) e as suítes magmáticas comuns (cf. Irvine & Baragar, 1971). Uma vez aceita a proposta por Le Maitre (1989, p.11) para os lamprófiros (rochas porfiríticas, mesocráticas e melanocráticas, contendo biotita essencial e/ou anfibólio, além de clinopiroxênio e olivina), tem-se que menos de 10% das amostras na área de Assunção-Sapucaí (para uma população de mais de 500 amostras analisadas) se colocariam dentro dessa definição. Por esta razão, parece-nos mais recomendável o emprego de uma nomenclatura que evidencie quimicamente o tipo magmático, caso, por exemplo, da sugerida por De La Roche (1986).

Assim, na Figura 4, as rochas alcalinas potássicas acham-se distribuídas segundo duas tendências principais: basanito-tefrito-fonotefrito (suíte muito rica em K) e basalto alcalino-traquibasalto-traquiandesito (suíte potássica). As duas variedades cumuláticas projetam-se nos campos dos nefelinitos e fonotefritos ("olivina wyomingito" e "cedricito", respectivamente, cf. Tabela 1), mas no diagrama menor (cf. Foley et al., 1987) inserido naquela ilustração vê-se, claramente, que elas estão muito longe de exibirem afinidade lamproítica e, mais, que todos os tipos analisados caem no campo dos tefritos-leucititos de Foley et al. (1987).

Ainda na Figura 4, verifica-se que as rochas alcalinas sódicas situam-se no campo dos ankaratritos, enquanto que as toleíticas, em função da sua riqueza em TiO<sub>2</sub> (Bellieni et al., 1986), estão ocupando os

Tabela 1 – Análises médias (base anidral) representativas dos principais tipos de rochas do gráben Assunção-Sapucai. Dados gerais reunidos em Comin-Chiaramonti & Gomes (em preparação).

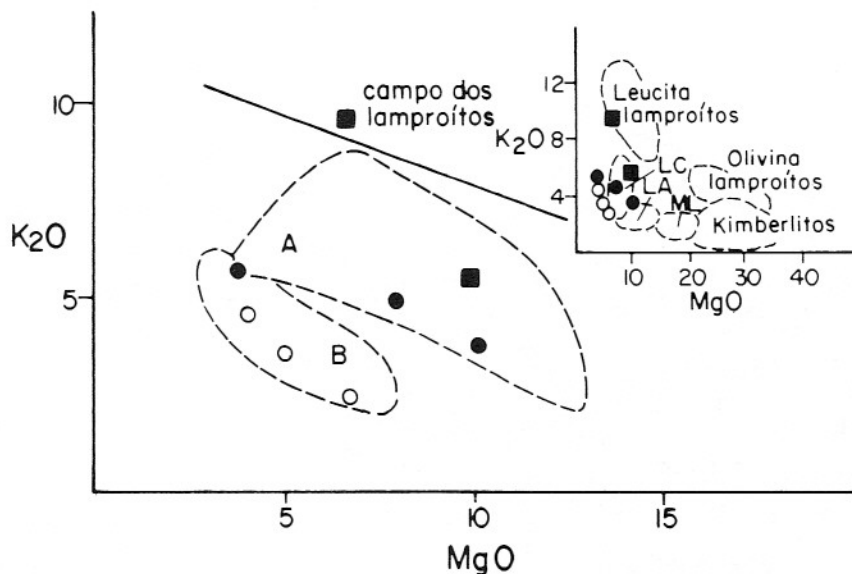
	Basanita (n = 4)		Tefrito (n = 6)		Fonotefrito (n = 4)		Basalto Alcalino (n = 3)	
SiO <sub>2</sub>	46,95	(2,14)	49,08	(1,31)	52,36	(1,64)	48,69	(1,50)
TiO <sub>2</sub>	1,78	(0,19)	1,94	(0,26)	1,42	(0,19)	1,69	(0,48)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,84	(1,63)	12,94	(1,17)	17,27	(1,24)	15,17	(1,86)
FeO <sub>t</sub>	10,20	(1,80)	10,02	(0,97)	7,39	(0,75)	10,31	(0,76)
MnO	0,18	(0,03)	0,17	(0,02)	0,15	(0,02)	0,19	(0,01)
MgO	9,95	(2,02)	7,88	(1,64)	3,66	(0,58)	6,71	(0,89)
CaO	11,31	(1,41)	9,36	(0,85)	7,00	(1,02)	11,09	(0,63)
Na <sub>2</sub> O	2,42	(0,61)	2,99	(0,92)	4,34	(0,58)	3,16	(0,42)
K <sub>2</sub> O	3,78	(1,18)	4,99	(1,24)	5,73	(1,21)	2,46	(0,42)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,59	(0,21)	0,66	(0,18)	0,58	(0,07)	0,55	(0,36)
Ni	0,6	(29)	111	(92)	28	(18)	49	(6)
Cr	275	(106)	378	(260)	36	(23)	143	(24)
Y	14,0	(2,8)	17,3	(6,7)	18,9	(3,0)	14,5	(9,2)
Rb	88	(21)	117	(51)	111	(35)	53	(13)
Sr	1134	(279)	1661	(227)	1569	(10)	1573	(263)
Ba	1179	(252)	1582	(147)	1462	(215)	1033	(321)
Zr	246	(42)	282	(91)	259	(35)	260	(31)
Nb	38	(7)	44	(10)	47	(1)	18	(9)
Ta	3,2	(0,2)	3,0	(0,7)	3,2	(0,3)	2,3	(1,1)
Th	14,4	(9,9)	11,4	(3,5)	12,1	(1,6)	4,3	(2,1)
U	2,9	(2,0)	2,4	(0,7)	2,5	(0,1)	1,3	(0,5)
La	82,1	(19,0)	91,2	(13,0)	93,3	(13,6)	51,2	(16,0)
Ce	162,6	(30,4)	164,1	(18,1)	170,0	(25,0)	106,7	(24,4)
Pr	17,6	(4,5)	18,6	(2,0)	18,8	(2,9)	12,6	(3,5)
Nd	64,4	(10,9)	69,3	(4,9)	66,6	(12,1)	52,7	(19,7)
Sm	12,8	(2,4)	12,8	(3,6)	11,4	(1,6)	10,5	(1,6)
Eu	3,0	(0,6)	3,0	(0,4)	2,8	(0,3)	2,8	(1,0)
Gd	7,4	(1,9)	6,8	(1,1)	7,1	(0,6)	6,8	(2,4)
Dy	4,4	(0,6)	3,6	(0,2)	3,9	(0,4)	4,1	(0,7)
Er	1,9	(0,4)	1,7	(0,3)	1,9	(0,3)	1,7	(0,1)
Yb	1,6	(0,1)	1,4	(0,4)	1,5	(0,3)	1,5	(0,1)
Lu	0,25	(0,01)	0,21	(0,06)	0,26	(0,06)	0,22	(0,05)
δ <sup>18</sup> O‰	+5,85							
Idade (K/Ar)	131,8	(7,0)	128,8	(10,4)	123,3	(8,2)	125,2	(11,2)
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>M</sub>	0,70761 (4)		0,70774 (3)		0,70727 (4)		0,70717 (4)	
( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>M</sub>	0,51182 (4)		0,51171 (1)		0,51185 (4)			
Th/Yb	9,0		8,1		8,1		2,9	
Ta/Yb	2,0		2,1		2,1		1,5	
La/Yb	51,3		65,1		62,2		34,1	
La/Yb <sub>N</sub>	35,2		69,1		44,4		25,5	
Eu/Eu*	0,94		0,98		0,95		1,01	
Mg#	0,669		0,619		0,508		0,574	
Al	0,63		0,80		0,77		0,52	
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,56		1,67		1,32		0,78	
R <sub>1</sub>	1055		713		365		1215	
R <sub>2</sub>	1955		1646		1269		1817	

(Cont. Tabela 1)

	Traquibasalto (n = 3)		Traquiandesito (n = 7)		Rochas Cumuláticas Wyomingito    Cedricito Modal            Modal		Ankaratrito (n = 5)	
	SiO <sub>2</sub>	50,90	(1,56)	53,16	(1,18)	45,18	48,32	43,29
TiO <sub>2</sub>	1,49	(0,31)	1,42	(0,21)	2,06	1,69	2,50	(0,20)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,04	(1,06)	16,99	(1,45)	13,13	15,16	13,42	(0,95)
FeO <sub>t</sub>	9,04	(0,57)	7,96	(0,75)	9,38	8,29	10,71	(0,40)
MnO	0,16	(0,02)	0,15	(0,02)	0,19	0,12	0,19	(0,01)
MgO	5,01	(0,24)	4,03	(0,58)	9,77	6,49	11,47	(1,23)
CaO	8,58	(1,11)	6,95	(0,66)	10,57	8,98	11,82	(0,28)
Na <sub>2</sub> O	3,64	(0,44)	4,10	(0,38)	3,41	1,10	4,12	(0,21)
K <sub>2</sub> O	3,65	(0,72)	4,61	(1,06)	5,54	9,64	1,61	(0,32)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	(0,17)	0,55	(0,09)	0,77	0,20	0,88	(0,14)
Ni	31	(18)	17	(12)	109	60	249	(48)
Cr	92	(59)	38	(34)	288	122	490	(74)
Y	14,6	(6,5)	19,5	(3,2)	22	16	29	(4)
Rb	98	(16)	87	(20)	144	337	53	(13)
Sr	1389	(407)	1474	(194)	1624	437	1109	(63)
Ba	1280	(170)	1211	(168)	1958	715	1090	(95)
Zr	220	(33)	268	(14)	279	102	250	(43)
Nb	25	(6)	40	(12)	41	12,3	105	(13)
Ta	1,6	(0,4)	2,8	(0,7)	3,1		8,4	(1,0)
Th	7,9	(1,5)	14,6	(8,5)	6,6	2,2	11,0	(2,4)
U	1,7	(0,6)	3,4	(3,0)	1,7	0,2	2,4	(0,5)
La	54,0	(18,6)	82,8	(29,7)	107,9	20,4	84,2	(12,4)
Ce	109,0	(21,0)	154,2	(55,7)	203,6	60,6	162,8	(24,3)
Pr	11,6	(3,0)			23,8	7,0		
Nd	47,9	(12,9)	64,7	(15,7)	90,2	29,3	55,2	(8,5)
Sm	9,4	(0,5)	10,8	(2,1)	13,8	8,9	9,4	(1,2)
Eu	2,5	(0,3)	2,8	(0,5)	3,7	3,8	2,7	(0,3)
Gd	6,0	(1,2)	6,4	(1,0)	9,1	5,7	6,7	(0,7)
Dy	4,2	(0,6)	4,2	(0,7)	4,7	3,3	5,5	(0,7)
Er	1,8	(0,3)	1,6	(0,4)	1,8	0,7	2,4	(0,3)
Yb	1,6	(0,4)	1,6	(0,4)	1,4	0,27	1,8	(0,3)
Lu	0,24	(0,03)	0,28	(0,08)	0,24	0,05	0,27	(0,04)
δ <sup>18</sup> O‰			+ 6,37	(0,65)	+ 5,91*		+ 7,99	(0,66)
Idade (K/Ar)	118,5	(4,7)	129,4	(6,7)	127,8		46,1	(6,1)
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>M</sub>	0,70721	(5)	0,70753	(39)	0,70737	(3)	0,70381	(8)
( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>M</sub>			0,51193	(5)	0,51192	(2)	0,512724	(61)
Th/Yb	4,9		9,1		4,7	8,15	6,1	
Ta/Yb	1,0		1,8		2,2		4,7	
La/Yb	33,8		51,8		77,1	75,6	46,8	
La/Yb <sub>N</sub>	22,8		34,9		52,0	50,9	31,5	
Eu/Eu*	1,02		1,03		1,01	1,63	1,04	
Mg #	0,534		0,511		0,682	0,618	0,692	
Al	0,58		0,69		0,88	0,81	0,63	
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,00		1,12		1,62	8,76	0,39	
R <sub>1</sub>	954		749		190	301	682	
R <sub>2</sub>	1501		1277		1873	1580	2096	

(Cont. Tabela 1)

	Basalto com Baixo Ti (n = 3)		Basalto com Alto Ti (n = 6)		Embasamento Cristalino (n = 4)	
SiO <sub>2</sub>	50,20	(0,79)	50,83	(0,84)	75,60	(1,12)
TiO <sub>2</sub>	1,40	(0,06)	2,58	(0,36)	0,18	(0,07)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,64	(0,21)	13,98	(0,45)	13,32	(0,58)
FeO <sub>t</sub>	12,73	(0,30)	13,54	(0,56)	1,40	(0,38)
MnO	0,19	(0,05)	0,21	(0,02)	0,04	(0,02)
MgO	7,36	(0,22)	5,13	(0,44)	0,32	(0,17)
CaO	10,63	(0,66)	9,65	(0,62)	0,92	(0,52)
Na <sub>2</sub> O	2,36	(0,11)	2,61	(0,15)	3,69	(0,47)
K <sub>2</sub> O	0,33	(0,05)	1,10	(0,17)	4,48	(0,42)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	(0,02)	0,37	(0,09)	0,04	(0,04)
Ni	103	(18)	60	(15)	4	(2)
Cr	325	(27)	119	(15)	<2	
Y	28	(2)	33	(4)	33	(18)
Rb	13	(4)	24	(3)	131	(37)
Sr	188	(42)	386	(90)	141	(99)
Ba	154	(19)	409	(78)	380	(92)
Zr	83	(10)	190	(36)	131	(42)
Nb	4	(1)	13	(2)	19	(7)
Ta	0,28	(0,04)	1,2	(0,3)	1,9	(0,2)
Th	1,1	(0,1)	2,0	(0,1)	20	(2)
U	0,24	(0,05)			2,0	(0,2)
La	6,2	(0,8)	25,3	(6,3)	54	(50)
Ce	16,0	(1,7)	60,4	(12,2)	100	(90)
Pr						
Nd	11,1	(1,3)	28,3	(3,6)	35	(2,6)
Sm	3,4	(0,3)	7,7	(1,5)	8	(5)
Eu	1,2	(0,1)	2,2	(0,2)	0,5	(0,3)
Gd	4,3	(0,6)	7,7	(1,2)	7	(2)
Dy	4,8	(0,5)	6,3	(1,5)		
Er	2,9	(0,4)	3,9	(1,3)		
Yb	2,6	(0,4)	3,4	(1,2)	4,5	(0,9)
Lu	0,34	(0,07)	0,49	(0,15)	0,6	(0,1)
δ <sup>18</sup> O‰	+8,0	(0,6)	+7,9	(0,6)	+8,8	
Idade (K/Ar)	131,6	(6,0)	131,6	(6,0)	562	(11)
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>M</sub>	0,70548 (20)		0,70617 (21)		0,7564	
( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>M</sub>	0,51271 (9)		0,51239 (2)			
Th/Yb	0,42		0,59		4,4	
Ta/Yb	0,11		0,35		0,42	
La/Yb	2,38		7,44		12,0	
La/Yb <sub>N</sub>	1,61		5,01		8,1	
Eu/Eu*	0,96		0,87		0,20	
Mg#	0,539		0,434			
Al	0,29		0,39		0,82	
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,14		0,42		1,21	
R <sub>1</sub>	2037		1758			
R <sub>2</sub>	1789		1561			



- Série basanita-fonotefrito
- Série basalto alcalino-traquiandesito
- Rochas cumuláticas
- LC lamprófiros comuns
- LA lamprófiros alcalinos
- ML melilita lamprófiros

Figura 2 - Diagrama K<sub>2</sub>O vs. MgO (% em peso) mostrando os campos das rochas alcalinas ricas em K (A) e potássicas (B) da região do gráben Assunção-Sapucai. Na ilustração menor acham-se representados campos caracterizando tipos litológicos diversos (cf. Middlemost, 1986).

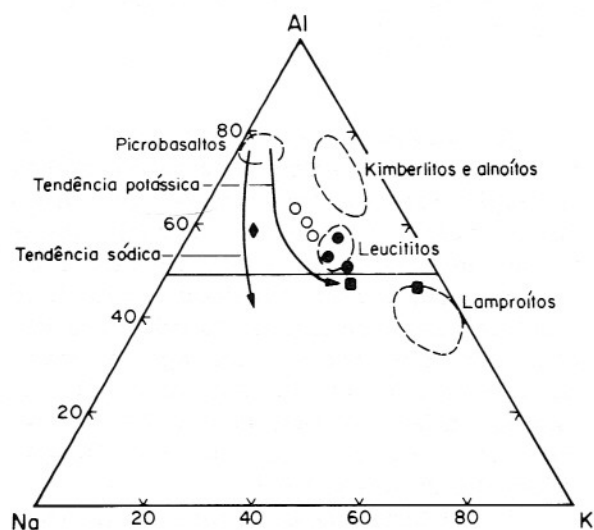


Figura 3 - Diagrama ternário Al-Na-K realçando o caráter potássico das associações alcalinas da região do gráben Assunção-Sapucai. Símbolos como na Figura 2; losango cheio: rochas ultra-alcalinas sódicas (nefelinitos, ankarritros) das adjacências de Assunção.

campos dos basaltos (baixo Ti) e na transição entre os campos dos basaltos-andesitobasaltos (alto Ti).

## GEOQUÍMICA E DISCUSSÃO GERAL

As concentrações dos elementos higromagmatófilos das rochas analisadas, normalizadas para o manto primitivo (Wood, 1979), acham-se representadas na Figura 5. Esta, ilustrando as diferenças existentes para as várias suítes petrográficas encontradas na área, permite, em particular, observar que a distribuição dos elementos junto às rochas alcalinas potássicas é caracterizada pela presença de significativas anomalias positivas para Ba, K, La, Nd e Sm, além de negativas para Ta, Nb, P, Zr, Ti e Y. Já as alcalinas sódicas exibem anomalias positivas para Ba, Ta e Nb e negativa para K. É também interessante assinalar que os basaltos toleíticos enriquecidos em TiO<sub>2</sub>, e interpretados por Piccirillo & Melfi (1988) como não afetados



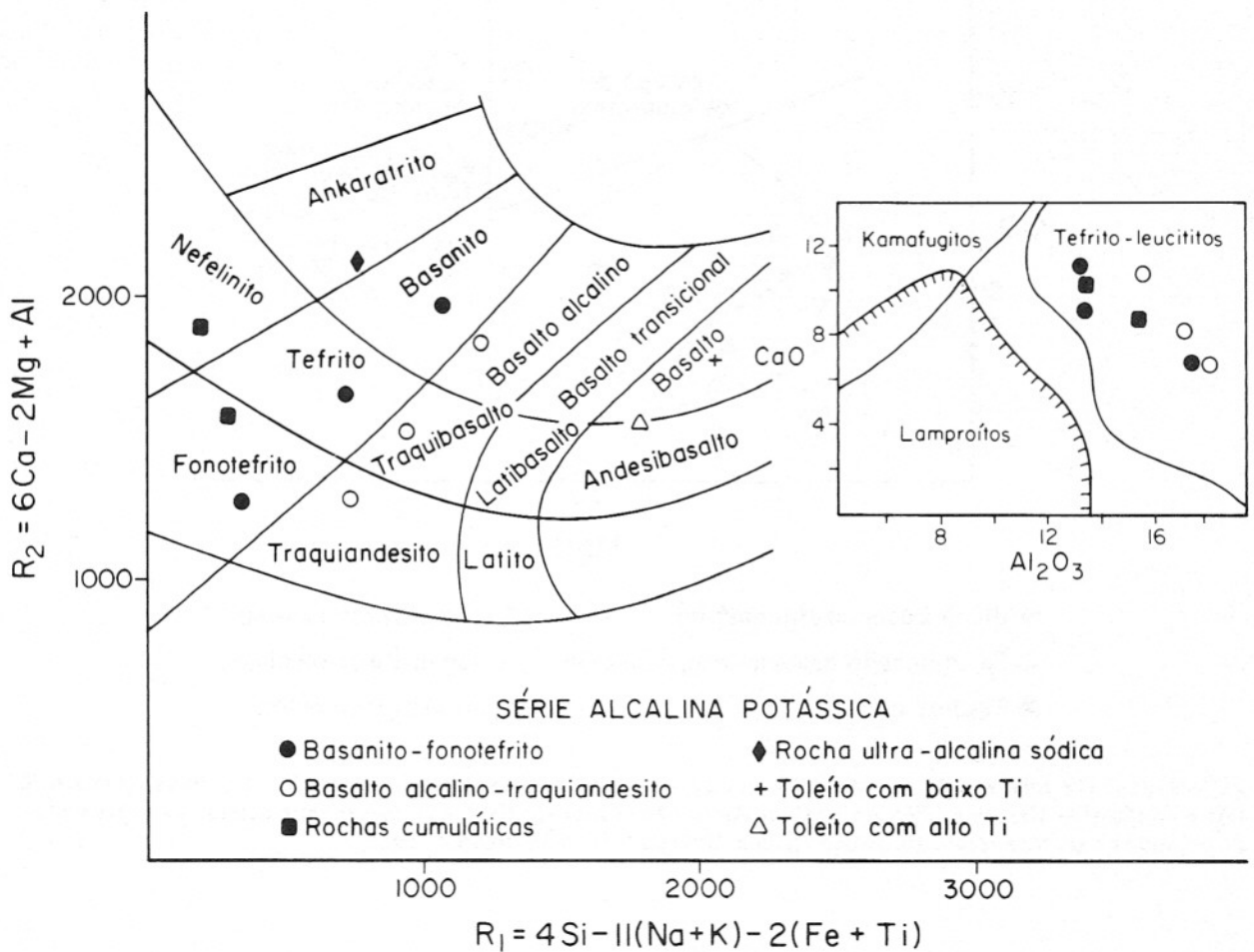


Figura 4 - Diagrama De La Roche para as rochas alcalinas potássicas da região do gráben Assunção-Sapucai. Símbolos como nas Figuras 2 e 3; cruz ortogonal: basaltos toleíticos com baixo  $TiO_2$ ; triângulo vazio: basaltos toleíticos com alto  $TiO_2$ . Na ilustração menor (cf. Foley et al., 1987), as rochas alcalinas potássicas acham-se relacionadas em termos de  $Al_2O_3$  e CaO (% em peso).

por processos de contaminação crustal, apresentam padrão de distribuição muito similar ao das rochas alcalinas potássicas para os elementos mais incompatíveis.

O citado empobrecimento em Ta, Nb e Ti é similar àquele registrado para as rochas alcalinas potássicas de arcos vulcânicos (Green, 1980; Arculus & Johnson, 1981) e lavas potássicas da Província Romana (Peccerillo et al., 1988). Contudo, não pode ser tomado "a priori" como argumento para distinguir características geoquímicas atribuíveis a processos de subducção ativa daquelas relacionadas a eventos subdutivos antigos levando à modificação da composição do manto.

No Paraguai Oriental não existem evidências de subducção ativa, logo, as anomalias encontradas somente podem estar associadas a antigos processos de reciclagem.

No diagrama Th/Yb vs. Ta/Yb (Fig. 6), as rochas alcalinas potássicas do gráben Assunção-Sapucai projetam-se no campo dos magmas contaminados ou cujas fontes foram submetidas a antigos processos de contaminação crustal. Os dados estão ainda a indicar que o embasamento cristalino não pode ser considerado como agente contaminante (ver Tabela 1). Por outro lado, os basaltos toleíticos com pouco  $TiO_2$  poderiam ter fornecido alguma contribuição (Piccirillo & Melfi, 1988).

Dessa forma, com o propósito de verificar a possibilidade de o magma alcalino potássico do gráben ter sido afetado por contaminação crustal, foram elaborados diagramas correlacionando a razão isotópica  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (valores medidos) com os elementos Sr, Rb, Ba, Th,  $\delta^{18}O\%$ , Zr, Ni e  $SiO_2$ . A escolha desses elementos deveu-se a razões diversas: a) Sr apresenta-se nor-

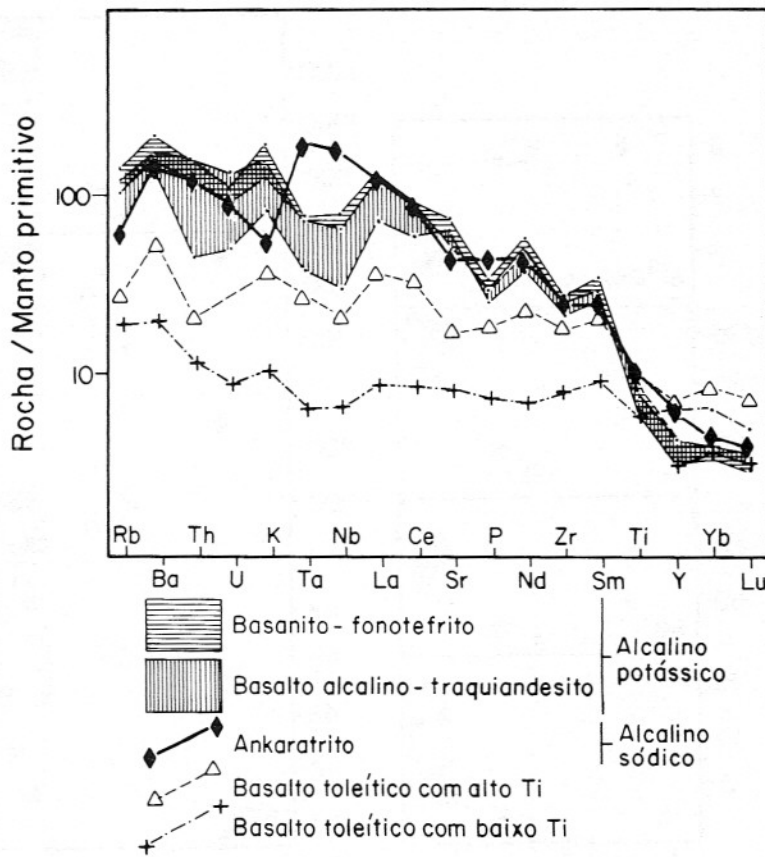


Figura 5 – Padrões de distribuição dos elementos higromagmátófilos (Wood, 1979) para os diversos tipos litológicos da região do gráben Assunção-Sapucai.

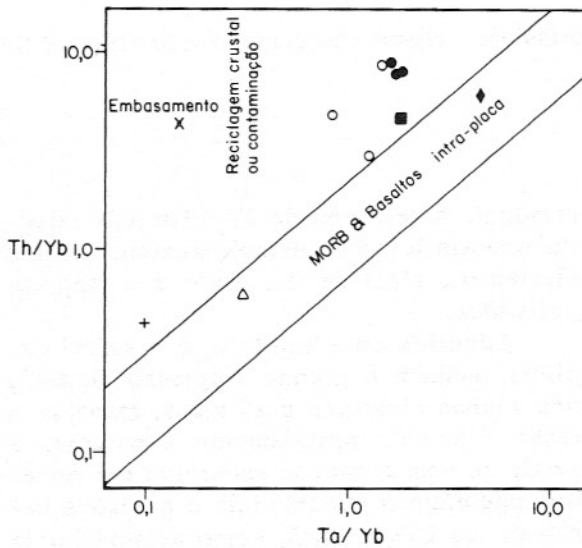


Figura 6 – Diagrama Th/Yb vs. Ta/Yb empregado como meio de avaliar o envolvimento de rochas crustais na magmatogênese (cf. Menzies & Kyle, 1990). Símbolos como nas Figuras 2, 3 e 4; cruz inclinada: embasamento cristalino.

malmente empobrecido na crosta, b) Rb, Ba, Th e  $\delta^{18}\text{O}$ , ao contrário, tendem a enriquecer-se, c) Zr concentra-se em pequenos volumes de fusão e d) Ni e  $\text{SiO}_2$  são parâmetros indicativos do fracionamento.

Os dados constantes da Figura 7 são contraditórios. Na realidade, com a elevação da razão isotópica, registra-se diminuição do conteúdo de Sr, Rb, Th, Ba, Zr e Ni e concomitante aumento de  $\text{SiO}_2$  quando se correlaciona o magmatismo sódico com o toleítico; quanto à correspondência toleítico/alcalino potássico, observa-se, para idêntico comportamento daquele índice, aumento da concentração de Sr, Rb, Th, Ba e Zr e dispersão para os teores de Ni e  $\text{SiO}_2$ .

Dessa maneira, deveriam ser invocados processos de contaminação capazes de agir seletivamente no tempo e no espaço, sobretudo com vistas à ampla dispersão de  $\text{SiO}_2$  junto às rochas alcalinas potássicas (ver discussão em Menzies & Kyle, 1990). A esta interpretação se opõem, no entanto,

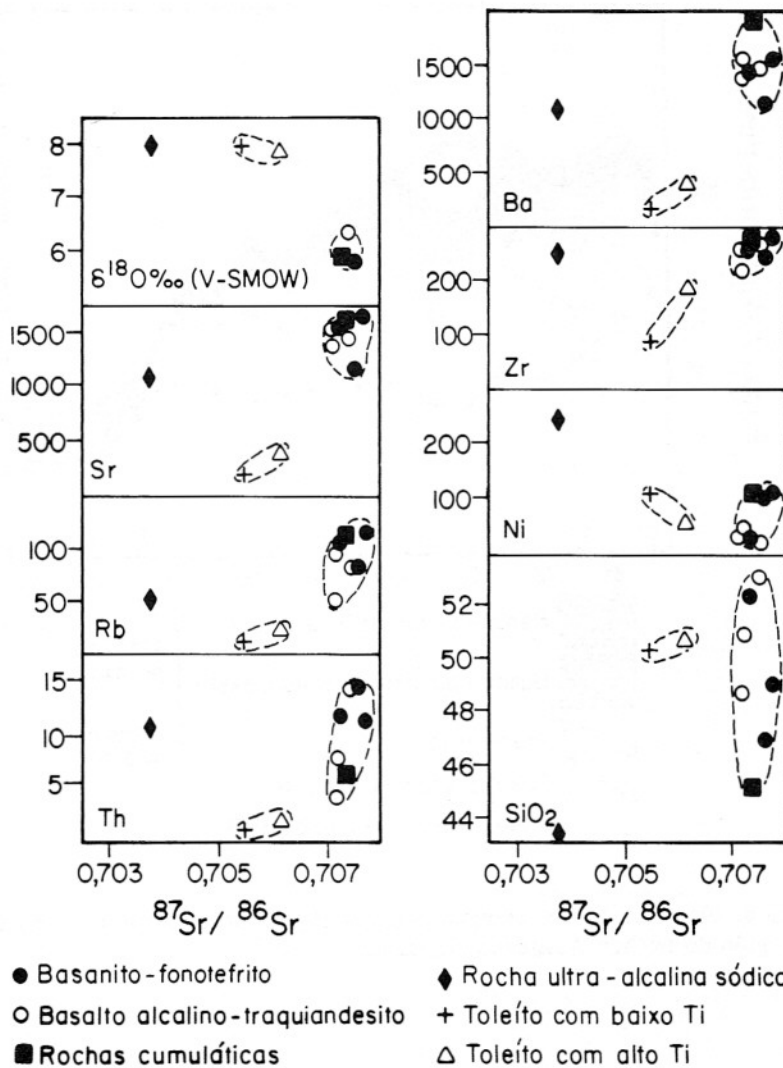


Figura 7 - Diagramas de variação reunindo valores isotópicos e alguns elementos para os diversos tipos litológicos da região do gráben Assunção-Sapucai.

os valores de  $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$  (Tabela 1), que, no caso do magmatismo potássico, acham-se confinados ao intervalo  $\delta^{18}\text{O} = +5,5 - +7,4\%$ , definido por Taylor (1968) como característico de rochas tipicamente derivadas do manto.

Na hipótese de uma derivação mantélica para o magmatismo alcalino potássico do gráben, a explicação alternativa para as anomalias negativas de Ta, Nb e Ti requer a permanência, nas áreas fontes do manto, de uma fase rica em Ti, não formada em processos subdutivos.

Titanatos ricos em K-Ba-Terras Raras, introduzidos metassomaticamente nas rochas fontes, teriam sido fundidos durante o processo de fusão parcial, dando lugar, assim, ao aparecimento de rutilo como fase

residual. A retenção de Ta e Nb pelo mineral poderia levar ao empobrecimento destes elementos, além de Ti, junto aos magmas derivados.

Admitida essa hipótese, é possível explicar também a grande dispersão de  $\text{SiO}_2$  nas rochas alcalinas potássicas, mantida a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  praticamente constante, a partir de uma evolução sucessiva em câmaras magmáticas superficiais e pressões variáveis de  $\text{CO}_2$  e  $\text{H}_2\text{O}$ , como atestado pela presença de fases hidratadas ou de resíduos carbonatíficos (Comin-Chiaramonti et al., 1992a).

Assim, as diferenças assinaladas tornam-se passíveis de explicação, para um intervalo de tempo restrito, somente através da contribuição de um manto litosférico

heterogêneo verticalmente, submetido a grau variável de fusão.

Os diferentes graus de fusão na fonte encontram evidências de modo particular nos padrões relativos à distribuição dos elementos Terras Raras (Fig. 8).

O *magmatismo toleítico* apresenta características de fracionamento modesto das TRL em relação às TRP, com valores de  $(La/Yb)_N = 1,6$  e  $5,0$  para os tipos com baixo e alto  $TiO_2$ , respectivamente. A modelização da fusão de equilíbrio (Piccirillo & Melfi, 1988) sugere fontes distintas, do tipo peridotito com granada, e graus diferentes de fusão parcial para a geração das duas espécies de magma parental (p.e. ca. 20% e <15%: respectivamente, basaltos toleíticos com baixo e alto  $TiO_2$ ).

O *magmatismo alcalino sódico* exibe características de notável fracionamento TRL/TRP [ $(La/Yn)_N = 31,5$ ], compatível com grau de fusão parcial de 3-4% de um

peridotito contendo granada e fortemente enriquecido em elementos incompatíveis (Comin-Chiaromonti et al., 1991).

Quanto ao *magmatismo alcalino potássico*, a suíte com teor mais alto em K mostra-se um pouco mais fracionada em relação à potássica [ $(La/Yb)_N = 35,2-69,1$  e  $25,5-34,9$ , respectivamente], com  $Eu/Eu^*$  tendendo a valores inferiores e superiores à unidade, respectivamente. A modelagem indica grau de fusão parcial em torno de 3-7%, com resíduos de 2-5% de granada e 0-1% de anfibólio (K-richterita) na fonte peridotítica (Comin-Chiaromonti et al., 1992b). É particularmente interessante notar que, entre os tipos cumuláticos, o "cedricito modal" exibe forte anomalia positiva de Eu ( $Eu/Eu^* = 1,62$ ), muito possivelmente devida à presença do "componente wairakítico" na leucita do cúmulo.

Por último, registre-se que o embasamento cristalino (curva não mostrada no

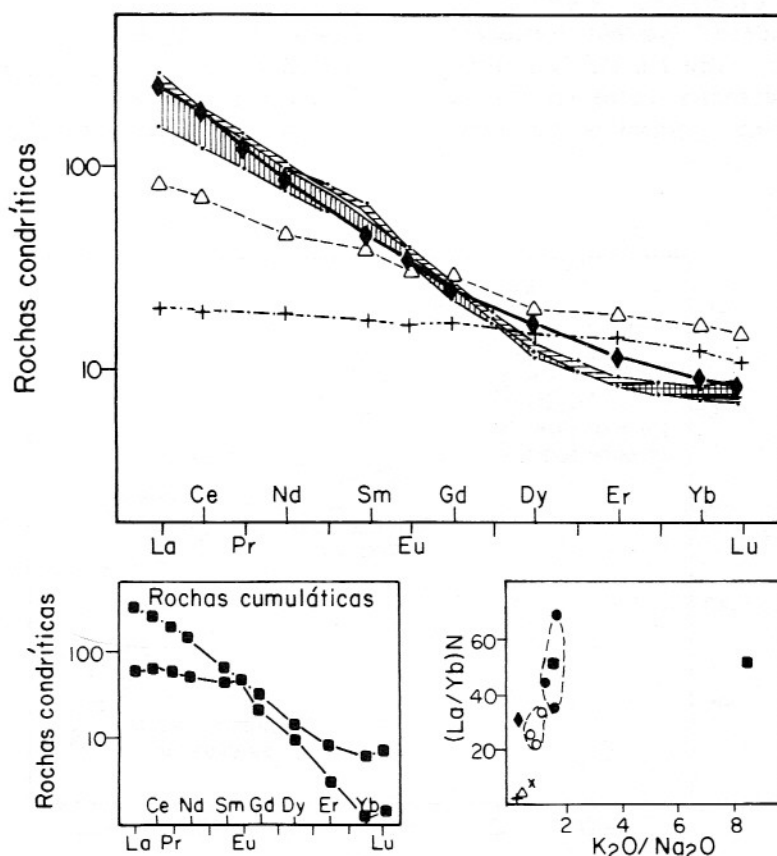


Figura 8 - Padrões de distribuição das Terras Raras e diagrama  $(La/Yb)_N$  vs.  $K_2O/Na_2O$  para os diversos tipos litológicos da região do gráben Assunção-Sapucai. Símbolos como nas Figuras 2, 3, 4 e 6; padrão de representação gráfica para as rochas das duas suítes como na Figura 5. Valores para a normalização condritica segundo Boynton (1984).

gráfico) apresenta fracionamento TRL/TRP intermediário entre o magmatismo toleítico e o alcalino, porém, com pronunciada anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,20$ ). A sua modelização como agente contaminante para o magmatismo alcalino potássico indica ser esta possibilidade altamente improvável, aliás, como também sugerido pela inserção na Figura 8, reunindo  $(La/Yb)_N$  e  $K_2O/Na_2O$ .

O confronto das rochas potássicas do Paraguai Oriental com ocorrências congêneres mundiais, como visível no gráfico da Figura 9 relacionando Sm e La/Yb (cf. Mitchell & Bergman, 1991), demonstra que as rochas analisadas, à exceção de uma das variedades cumuláticas, não se situam no campo dos lamproítos e, adicionalmente, que guardam maior afinidade com as suítes tefríticas-leucitíficas.

Da mesma forma, as diferenças são mantidas em termos do comportamento isotópico ( $\epsilon Nd$  vs.  $\epsilon Sr$ , Fig. 10), a permitir concluir que as porções do manto afetadas por processos de fusão parcial deveriam ser significativamente diferentes. Além disso, se as "idades modelo" Sm/Nd fornecem soluções plausíveis, entre 1 e 1,5 Ga, como idade de homogeneização isotópica para o magmatismo alcalino potássico no con-

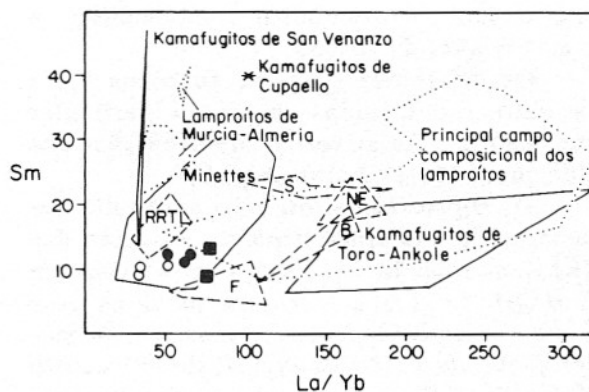


Figura 9 - Diagrama relacionando Sm (ppm) e La/Yb para as variedades alcalinas da região do gráben Assunção-Sapucai. Símbolos como na Figura 2. Do gráfico constam também os campos para os lamproítos e outras associações litológicas alcalinas potássicas. B, Bellsbank; F (Finsch); Grupo 2 de kimberlitos; NE, New Elands; RRTL, Roman Region type lavas; S, Swartruggens. Fonte dos dados: Mitchell & Bergman (1991, e referências).

fronto do CHUR, para os outros tipos as soluções encontradas parecem destituídas de maior significado.

Assim, deve-se admitir, uma vez mais,

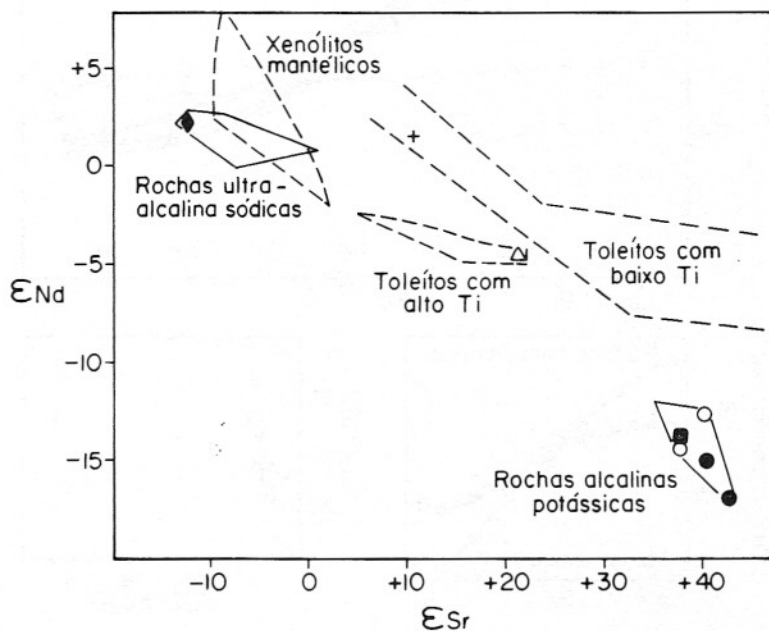


Figura 10 - Valores de  $\epsilon Nd$  vs.  $\epsilon Sm$  para diversos tipos litológicos do Paraguai Oriental. Achem-se representados os campos globais para essas associações, bem como aquele referente aos xenólitos das rochas ultra-alcalinas sódicas de Assunção. Símbolos como nas Figuras 2, 3 e 4. Fonte dos dados: Piccirillo & Melfi (1988) e R. Petrini (resultados inéditos).

a presença de um manto litosférico heterogêneo como área fonte para as rochas alcalinas do Paraguai Oriental.

## CONCLUSÕES

Os dados geoquímicos sobre o magmatismo alcalino pós-paleozóico, que se manifestou na região do gráben Assunção-Sapucaí, fornecem evidências notáveis para a formação dessas rochas a partir de fonte mantélica heterogênea, não afetada de forma significativa por contribuição crustal. Nesta circunstância, as fontes mantélicas relativas ao magmatismo sódico e, em menor extensão, ao magmatismo toleítico, devem ser caracteristicamente diferentes de um reservatório uniforme do tipo CHUR. Há também que se admitir que uma porção limitada do manto manteve características de "primitivo", pelo menos quanto à razão Sm/Nd, e que eventos metassomáticos su-

perpostos atingiram setores do manto litosférico de maneira diferenciada.

Além disso, o magmatismo alcalino potássico, visto na sua globalidade, não parece apresentar afinidade lamproítica, ainda que a presença de algum tipo de rocha com textura cumulática possa induzir a essa interpretação. Nesse sentido, seria altamente interessante a comparação sistemática com outras rochas alcalinas potássicas localizadas em áreas periféricas da Bacia do Paraná, como, por exemplo, os lamproítos e kimberlitos de Coromandel, na região do Alto Paranaíba, Brasil.

## AGRADECIMENTOS

Estes são devidos à FAPESP (Geologia Proc. 90/3692-7) e ao CNR e MURST, Itália, pelo apoio financeiro fornecido para a realização deste trabalho.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALAIMO, R. & CENSI, P. (1992) Quantitative determination of major, minor and trace elements in USGS rock standards by inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Atomic Spectroscopy*, **13**: 113-117.
- ARCULUS, R.J. & JOHNSON, R.W. (1981) Island arc magma sources. *Geochem. J.*, **15**: 109-133.
- BÁEZ PRESSER, J. (1991) Characterization of lamproites from Paraguay (South-America). Fifth Intern. Kimberlite Conf., Araxá, Brazil, Extended Abstracts, p. 334-335.
- BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M.; STOLFA, D. (1983) Petrological and paleomagnetic data on the plateau basalt to rhyolite sequences of the Southern Paraná Basin (Brazil). *An. Acad. brasil. Ciênc.*, **55**: 353-383.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MARTINEZ, L.A.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PICCIRILLO, E.M.; STOLFA, D. (1986) Continental flood basalts from central-western regions of the Paraná plateau (Paraguay and Argentina): petrology and petrogenetic aspects. *N. Jb. Min. Abh.*, **154**: 111-139.
- BELLIENI, G.; PETRINI, R.; PICCIRILLO, E.M.; CAVAZZINI, G.; CIVETTA, L.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.J.; BERTOLO, S.; DE MIN, A. (1991) Proterozoic mafic dyke swarms of the São Francisco Craton (SE-Bahia State, Brazil): petrology and Sr/Nd isotopes. *Eur. J. Mineral.*, **3**: 429-449.
- BITSCHENE, P.R. (1987) Mezozoicher und Känozoischer anorogener Magmatismus in Ostparaguay: arbeiten zur geologie und petrologie zweier Alkaliprovinsen. Ph.D. Dissertation, Heidelberg University, 317p.
- BITSCHENE, P.R. & LIPPOLT, H.J. (1986) Acid magmatites of the Brasiliano Cycle in East Paraguay. *Zbl. Geol. Paleont.*, **9/10**: 1457-1468.
- BOYNTON, W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (ed.) *Rare Earth Elements Geochemistry*, Elsevier, p. 63-114.
- COMIN-CHIARAMONTI, P. & GOMES, C.B. (em preparação) Alkaline magmatism in Central-Eastern Paraguay.
- COMIN-CHIARAMONTI, P.; CIVETTA, L.; PETRINI, R.; PICCIRILLO, E.M.; BELLIENI, G.; CENSI, P.; BITSCHENE, P.R.; DEMARCHI, G.; DE MIN, A.; GOMES, C.B.; CASTILHO, A.M.C.; VELÁZQUEZ, J.C. (1991) Tertiary nephelinitic magmatism in Eastern Paraguay: petrology, Sr/Nd isotopes and genetic relationships with associated spinel peridotite xenoliths. *Eur. J. Mineral.*, **3**: 507-525.
- COMIN-CHIARAMONTI, P.; CENSI, P.; CUNDARI, A.; GOMES, C.B. (1992a) A silico-beforsitic flow from the Sapucaí complex (Central-Eastern Paraguay). *Geochim. Brasil.*, **6**: 87-91.

- COMIN-CHIARAMONTI, P.; CUNDARI, A.; GOMES, C.B.; PICCIRILLO, E.M.; CENSI, P.; DE MIN, A.; BELLINI, G.; VELÁZQUEZ, V.F.; ORUÉ, D. (1992b) Potassic dyke swarm in the Sapucaí graben, eastern Paraguay: petrographical, mineralogical and geochemical outlines. *Lithos*, **28**: 283-301.
- DE LA ROCHE, H. (1986) Classification et nomenclature des roches ignées: un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. *Bull. Soc. Geol. France*, **2**: 337-353.
- DEGRAFF, J.M. (1985) Late Mesozoic crustal extension and rifting on the western edge of the Paraná basin, Paraguay. *Geol. Soc. Amer.*, Abstract with Programs, **17**: 560.
- DEGRAFF, J.M.; FRANCO, R.; ORUÉ, D. (1981) Interpretación geofísica y geológica del valle de Ypacaray y su formación. *Asoc. Geol. Argent.*, **36**: 240-246.
- FOLEY, S.F.; VENTURELLI, G.; GREEN, D.H.; TOSCANI, L. (1987) The ultrapotassic rocks: characteristics classification and constraints for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev.*, **24**: 81-134.
- GREEN, T.H. (1980) Island arc and continent building magmatism: a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, **63**: 367-385.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**: 532-549.
- JACUMIN, P.; PICCIRILLO, E.M.; LONGINELLI, A. (1991) Oxygen isotopic composition of Lower Cretaceous tholeiites and Precambrian basement rocks from the Paraná basin (Brazil): the role of water-rock interaction. *Chem. Geol.*, **86**: 225-237.
- LE MAITRE, R.W. (1989) A classification of igneous rock and glossary of terms. *Blackwell Sci. Publ.*, Oxford, 193p.
- MENZIES, M.A. & KYLE, P.R. (1990) Continental volcanism: a crust-mantle probe. In: M.A. Menzies (ed.) *Continental Mantle*. Clarendon Press, Oxford, p. 157-177.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1986) The nomenclature and origin of the nomenclature of the noncumulate ultramafic rocks and the systematic position of kimberlites. *Geol. Soc. Aust. Abstr. Ser.*, **16**: 73-74.
- MITCHELL, H.R. & BERGMAN, S.C. (1991) *Petrology of lamproites*. Plenum Press, New York, 447p.
- PECCERILLO, A.; POLI, G.; SERRI, G. (1988) Petrogenesis of orenditic and kamafugitic rocks from central Italy. *Can. Mineral.*, **26**: 45-65.
- PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. (1983) *Geologia do Brasil. Fanerozoico*. EDUSP, São Paulo, 631p.
- PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (1988) The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects. *IAG/USP*, São Paulo, 600p.
- ROCK, N.M.S. (1987) The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: J.G. Fitton & B.G.Y. Upton (eds.) *Alkaline Igneous Rocks*. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, **30**: 191-226.
- TAYLOR, H.P. (1968) The oxygen isotope geochemistry rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **19**: 1-71.
- VELÁZQUEZ, V.F.; GOMES, C.B.; CAPALDI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; KAWASHITA, K.; PETRINI, R.; PICCIRILLO, E.M. (1992) Magmatismo alcalino mesozóico na porção centro-oriental do Paraguai: aspectos geocronológicos. *Geochim. Brasil.*, **6**: 23-35.
- WOOD, D.A. (1979) A variably veined suboceanic upper mantle. Genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology*, **7**: 499-503.