

Tipos de fontes associadas às suítes basálticas de Campos e de Pelotas (Sul-Sudeste) e modelos geodinâmicos de ruptura do Gondwana ocidental

Sources of basalt suites in the Campos and Pelotas basins (South-Southeast of Brazil) and geodynamic breakup models for Western Gondwana

Janaina Teixeira Lobo | Sérgio de Castro Valente | Peter Szatmari | Beatriz Paschoal Duarte

resumo

A área de estudo abrange os basaltos eocretáceos das bacias de Campos e de Pelotas (margens sul e sudeste do Brasil). A base da pesquisa é essencialmente geoquímica com a finalidade de gerar modelos de quantificação de fonte mantélica, mistura de fontes e associações geodinâmicas para os processos iniciais de ruptura do supercontinente Gondwana. As suítes basálticas das bacias de Campos e de Pelotas constituem séries transicionais de afinidade toleítica. Campos é representada por uma suíte: $\text{TiO}_2 = 1,20 \pm 0,12\%$ peso; $\text{Ti/Y} = 272$; e Pelotas, por duas suítes: baixo- $\text{TiO}_2 = 1,19 \pm 0,02\%$ peso; $\text{Ti/Y} = 288$, e alto- $\text{TiO}_2 = 2,10 \pm 0,19\%$ peso; $\text{Ti/Y} = 387$. Resultados dos cálculos de fusão em equilíbrio não modal mostram que a geração da razão $\text{La/Yb}_N = 5,78$ da suíte de Campos foi obtida a partir de 21% de fusão parcial de granada lherzolito. O mesmo modelo requereu uma fonte com menores quantidades de granada (fundida a 28%) para a geração da razão La/Yb_N

da suíte de baixo- TiO_2 da Bacia de Pelotas. Maiores quantidades de granada, e menor fusão parcial (22%), foram necessárias para gerar a razão La/Yb_N da suíte alto- TiO_2 da Bacia de Pelotas. O modelo binário simples mostra que as composições parentais de Campos e de Pelotas não podem ser produtos da mistura entre TC (Tristão da Cunha) e MLSC (manto litosférico subcontinental). Os melhores resultados obtidos apontam para uma participação do componente N-Morb na geração das suítes basálticas de Campos e de Pelotas (respectivamente, 61% e 93% de fusão parcial). Tristão da Cunha parece ter sido um componente importante para a geração da suíte basáltica da Bacia de Campos (a 39% de fusão parcial). Em Pelotas, o modelo aponta para uma contribuição restrita do MLSC.

(originais recebidos em 21/07/2006)

Palavras-chave: suítes basálticas | Bacia de Campos | Bacia de Pelotas | modelo geodinâmico | ruptura de Gondwana

abstract

Based essentially on geochemical data, this work aims at defining constrain to the petrogenesis of the Eocretaceous basalts from the Campos and Pelotas marginal rift basins (South-Southeast Brazil). Geochemical modeling, including quantification of mantle sources and binary mixing methods, were performed in order to contribute to the elaboration of geodynamic models related to the initial stages of Gondwana breakup. Basalts from Campos and Pelotas basins comprise two transitional series with tholeiitic affinities. All basalts from the Campos Basin can be assigned to a low-TiO₂ suite (TiO₂ = 1.20 ± 0.12 wt %; Ti/Y = 272); whereas basalts from the Pelotas Basin comprise a low-TiO₂ (TiO₂ = 1.19 ± 0.02 wt %; Ti/Y = 288) and a high-TiO₂ suites (TiO₂ = 2.10 ± 0.19 wt %; Ti/Y = 387). Non-modal batch partial melting modeling showed that the La/YbN = 5.78 generation ratio of the Campos Basin suite was obtained from 21% of partial melting of Iherzolite garnet. The same model required a source with smaller amounts of garnet (melted at 28%) to generate the La/YbN generation ratio of the low-TiO₂ suite of the Pelotas Basin. Larger amounts of garnet and less partial melting (22%) were necessary to generate the La/YbN ratio of the high-TiO₂ suite of the Pelotas Basin. The simple binary model shows that parent compositions of Campos and Pelotas cannot result from the mixture of TC (Tristão da Cunha) and SCLM (Subcontinental Lithospheric Mantle). The best results obtained suggest the participation of component N-Morb in the generation of basalt suites of the Campos and Pelotas basins (respectively 61% and 93% of partial melting). Tristão da Cunha seems to have been an important component to the generation of the basalt suite of the Campos Basin (at 39% of partial melting). In Pelotas, the model indicates restricted contribution of SCLM reservoirs.

(expanded abstract available at the end of the paper)

Keywords: basaltic suites | Campos Basin | Pelotas Basin | geodynamic model | Gondwana breakup

introdução

A Bacia de Campos possui uma área de cerca de 100 000 km² e situa-se na costa norte do Estado do Rio de Janeiro e no sul do Estado do Espírito Santo, entre os paralelos 21° e 23° S. A Bacia de Pelotas possui uma área de aproximadamente 210 000 km² e estende-se para sul, além dos limites territoriais nacionais. Sua porção brasileira está situada entre os paralelos 28° e 34° S (Cainelli e Mohriak, 1999) (fig. 1).

As seqüências estratigráficas destas bacias incluem derrames basálticos toleíticos do Eocretáceo (e.g., Campos: 134 ± 4 Ma, K-Ar em rocha total, Mizusaki *et al.* 1992; Pelotas: 124 ± 8,6 Ma, K-Ar em rocha total, Mizusaki comunicação verbal in Dias *et al.* 1994), que cobriram extensas áreas continentais (cerca de 10⁵ km², 600 m de espessura média e com volume estimado de 60 000 km³ em Campos, Mizusaki *et al.* 1992).

Vários autores já sugeriram comportamentos tectônicos diferenciados durante a evolução do rifte do Oceano Atlântico Sul com base em análises estratigráficas, estruturais e geofísicas (e.g., Szatmari *et al.* 1984; Mohriak *et al.* 1987; Conceição *et al.* 1988; Chang *et al.* 1992; Cainelli e Mohriak, 1999). No entanto, estudos geoquímicos acerca do magmatismo toleítico associado às bacias de rifte ainda são escassos (e.g., Fodor e Vetter, 1984; Mizusaki *et al.* 1992).

Este trabalho visa apresentar os resultados comparativos de modelos quantitativos de fusão parcial (F) e de mistura binária simples, obtidos a partir de dados litogeoquímicos para as suítes basálticas das bacias de Campos e de Pelotas nas margens sudeste e sul do Brasil. Com base nesses modelos, propõe-se discutir possíveis implicações do envolvimento de diferentes fontes mantélicas e o papel de plumas (ou não) nos processos associadas ao rifteamento do Gondwana.

petrografia dos basaltos de Campos e de Pelotas

Os basaltos eocretáceos da Bacia de Campos são, em geral, hipohialinos, inequigranulares

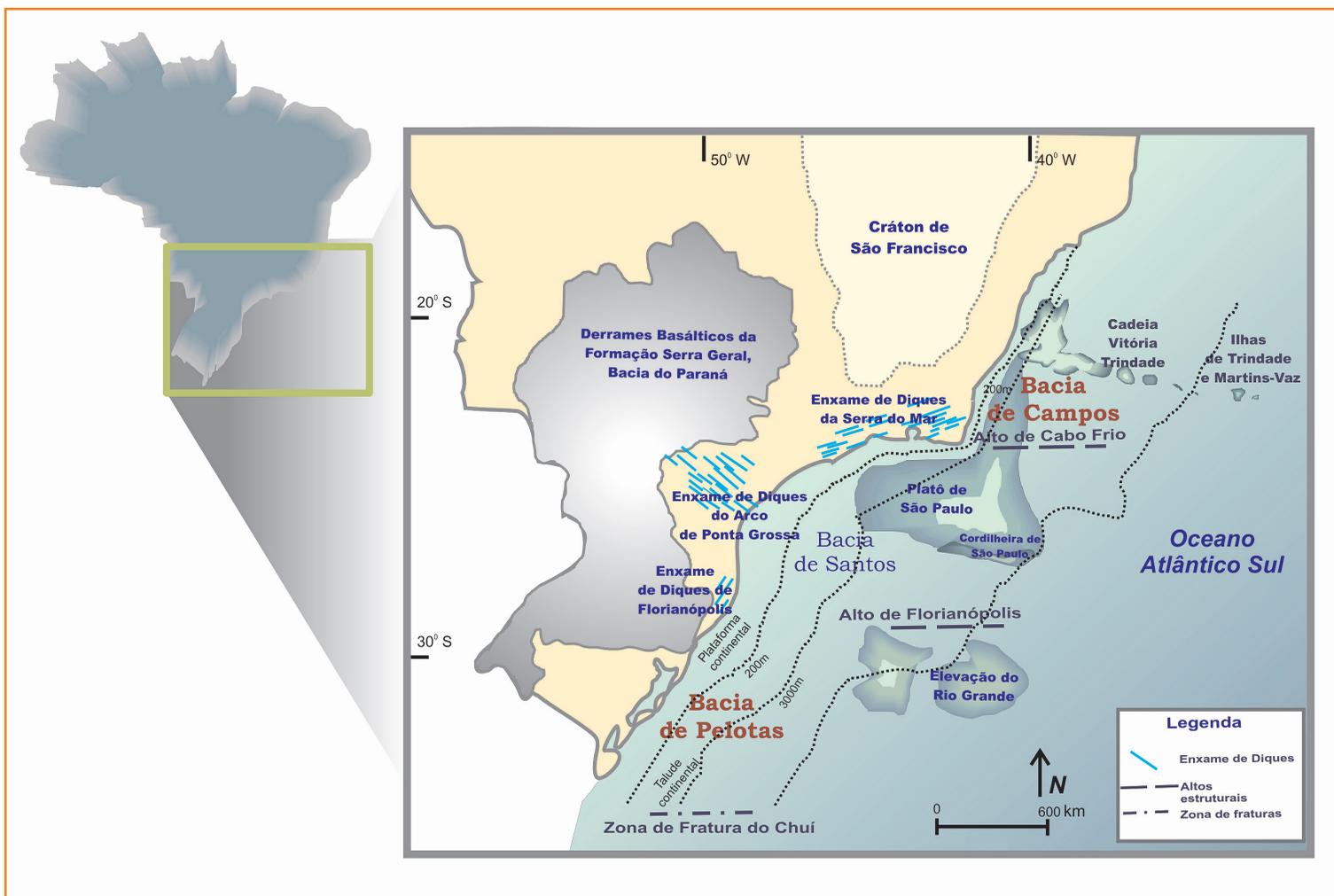


Figura 1 – Localização das bacias de Campos e de Pelotas. No mapa destacam-se as principais feições fisiográficas da margem sudeste brasileira, além das principais ocorrências magmáticas do Cretáceo Inferior (e.g., Serra Geral, Bacia do Paraná, Enxame de Diques da Serra do Mar, Enxame de Diques de Florianópolis e do Arco de Ponta Grossa) (modificado de Valente, 1997).

Figure 1 – Location of the Campos and Pelotas basins. The map shows the major physiographic features of Brazil's southeastern margin, together with the major Lower Cretaceous magmatic occurrences (e.g., Serra Geral, Paraná Basin; Serra do Mar Dike Swarm, Florianópolis and Ponta Grossa Arch Dike Swarms) (modified from Valente, 1997).

porfíricos, com fenocristais (≈ 2 mm) envolvidos por uma matriz fina ($< 0,5$ mm) a vítrea. A matriz é composta pelos seguintes minerais: plagioclásio, clinopiroxênio, olivina e minerais opacos. A assembléia de fenocristais é formada essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio e olivina, tanto em grãos isolados quanto em agregados cristalinos. A composição modal média da assembléia de fenocristais para estas rochas é, em % de volume, a seguinte: 65% de plagioclásio, 30% clinopiroxênio e 5% de olivina.

Os basaltos eocretáceos da Bacia de Pelotas são hipohialinos, inequigranulares porfíricos, com fenocristais ($\approx 2 - 3$ mm) e matriz fina ($< 0,5$ mm) a vítrea e, por vezes, devitrificada. A com-

posição mineralógica da matriz é, qualitativamente, a mesma daquela do basalto da Bacia de Campos. A assembléia de fenocristais é formada essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio e, mais raramente, olivina. A composição modal média é: 50% de plagioclásio, 45% clinopiroxênio e 5% de olivina.

métodos e resultados analíticos

As amostras dos basaltos da Bacia de Pelotas foram analisadas no Laboratório Actblabs LTD

(Canadá), pelo método ICP (*inductively coupled plasma emission*), via AES (*atomic emission spectrometry*) e MS (*mass spectrometry*). Já os dados relativos aos basaltos da Bacia de Campos foram obtidos em compilação bibliográfica (Fodor e Vetter, 1984; Mizusaki *et al.* 1992). Nas tabelas 1, 2, 3 e 4 são apresentados os resultados das análises químicas realizadas para elementos maiores, traços e terras raras em rocha total para os basaltos das bacias de Pelotas e de Campos.

Descrição da técnica AES: o ICP-AES requer dissolução das amostras ou de técnicas de fusão, seguido de preparação de soluções derivadas das fusões ou do ataque de ácidos. A solução da amostra é introduzida em um plasma de argônio excitado a uma temperatura a cerca de 8 000 K. A amostra é dissociada neste plasma e um grande número de linhas espectrais iônicas é produ-

zido. Cada elemento da solução produz um espectro característico. A intensidade das linhas espectrais será diretamente proporcional à quantidade de elemento presente. Essas linhas espectrais são detectadas por uma série de feixes de luz (foto) multiplicadores, que são comparados com linhas de calibrações e suas intensidades convertidas em concentrações em % de peso. O ICP pode ser uma técnica multielementar. Os elementos formadores de rocha e muitos elementos traços importantes podem ser determinados simultaneamente e mais sensivelmente do que na fluorescência de raio X (Potts, 1987).

Descrição da técnica MS: o ICP-MS é mais preciso e os elementos traços são separados por massa. Essa tecnologia agrega o material em chamas produzido pela técnica padrão de ICP a um espectrômetro de massa (Potts, 1987).

	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11
SiO₂	51,42	51,05	49,45	50,42	49,80	56,17	49,32	48,49	48,37	48,95	48,93
TiO₂	2,36	2,31	2,11	2,06	1,90	1,86	1,22	1,12	1,18	1,18	1,18
Al₂O₃	12,91	13,51	13,26	13,16	14,52	13,94	15,04	15,30	14,84	15,66	14,78
Fe₂O_{3t}	11,09	11,73	12,50	11,33	10,31	8,89	11,29	10,80	11,01	10,89	10,98
MgO	4,56	4,69	6,58	5,12	6,47	2,67	6,52	7,08	6,88	6,49	6,19
MnO	0,14	0,16	0,23	0,17	0,15	0,09	0,19	0,19	0,19	0,18	0,17
CaO	6,41	6,72	7,78	8,60	9,43	7,49	11,08	10,30	10,91	11,34	10,67
Na₂O	4,91	4,43	4,19	3,15	3,59	4,64	2,47	2,34	2,26	2,38	2,50
K₂O	1,72	1,87	0,80	1,25	1,11	0,40	0,53	0,48	0,45	0,41	0,74
P₂O₅	0,36	0,32	0,29	0,29	0,23	0,27	0,17	0,16	0,17	0,16	0,16
PF	1,95	2,03	2,92	2,59	2,47	2,51	1,79	2,52	2,48	1,68	2,47
total	97,83	98,82	100,11	98,14	99,98	98,93	99,62	98,86	98,74	99,32	98,77
Ba	369	566	200	426	332	43	224	196	190	218	264
Rb	21	28	15	18	14	4	10	9	13	7	14
Sr	123	184	144	373	459	553	294	299	317	271	278
Y	37	36	33	31	26	28	26	25	25	25	25
Sc	33	30	34	30	33	28	45	45	44	44	44
Zr	241	222	205	206	170	189	95	91	92	91	93
Nb	15	14	12	11	12	10	8	7	7	7	7
Ni	47	40	59	46	67	34	56	54	55	52	57
Cr	38	42	77	45	84	38	241	233	233	242	244
Co	90	49	73	73	55	55	60	70	59	60	69
V	273	287	279	243	258	227	290	319	301	307	302
La	31,35	29,85	19,34	24,46	23,28	33,61	9,99	9,68	9,59	9,50	9,80

Continua / continues

Tabela 1 (parte 1) – Geoquímica de rocha total dos basaltos do Cretáceo Inferior da Bacia de Pelotas. Elementos maiores em % peso e elementos-traço em ppm.

Table 1 (part 1) – Whole rock geochemistry of the basalts of the Lower Cretaceous of the Pelotas Basin. Majors in Wt% and traces in ppm.

Elementos-traço / Traces	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	
	Ce	66,29	60,49	42,49	51,13	47,25	58,84	21,78	21,22	21,02	20,60	21,32
	Pr	7,84	7,24	5,18	6,12	5,40	6,41	2,96	2,86	2,85	2,78	2,89
	Nd	35,27	32,68	25,07	27,86	24,10	30,05	13,76	13,36	13,50	12,98	13,64
	Sm	7,97	7,40	6,10	6,59	5,58	6,42	3,88	3,64	3,70	3,57	3,70
	Eu	2,34	2,09	1,88	2,01	1,82	2,75	1,43	1,34	1,40	1,31	1,34
	Gd	8,07	7,39	6,42	6,49	5,37	6,73	4,35	4,19	4,22	4,00	4,24
	Tb	1,23	1,13	1,00	0,98	0,81	0,91	0,76	0,74	0,75	0,70	0,76
	Dy	7,05	6,54	5,91	5,65	4,56	4,93	4,67	4,53	4,53	4,34	4,53
	Ho	1,34	1,27	1,16	1,07	0,86	0,93	0,98	0,95	0,96	0,92	0,96
	Er	3,64	3,51	3,13	2,98	2,44	2,55	2,99	2,86	2,97	2,82	2,95
	Tm	0,51	0,51	0,45	0,42	0,33	0,33	0,43	0,41	0,41	0,38	0,42
	Yb	3,03	2,88	2,56	2,45	1,99	1,95	2,69	2,59	2,75	2,61	2,66
Lu	0,45	0,40	0,38	0,34	0,29	0,24	0,43	0,40	0,40	0,40	0,40	
Hf	6,16	5,71	5,06	5,06	4,33	4,91	2,61	2,44	2,55	2,45	2,53	
Ta	1,69	1,39	1,20	1,12	1,16	1,29	0,54	0,63	0,53	0,50	0,63	
Th	4,58	3,71	3,01	3,16	3,27	2,92	0,73	0,75	0,78	0,66	0,72	
U	0,8	0,7	0,5	0,5	0,5	0,7	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	
Cu	106,4	96,9	161,6	343,6	40,5	116,9	111,4	123,7	101,7	116,3	104,5	
Zn	71,0	53,5	115,2	90,8	88,3	42,6	81,1	79,9	83,0	72,9	72,6	
Ga	14,7	16,8	19,5	19,5	18,9	18,9	17,7	18,7	19,1	18,2	17,7	
Ge	1,3	1,0	1,7	1,3	1,4	1,8	1,7	1,5	1,7	1,4	1,5	
As	6,4											
Sn	1,8	1,4	1,3	1,6	1,4	1,4						
Cs							0,6		1,9		0,9	
W	531,9	197,6	285,9	284,1	142,1	475,6	141,8	272,8	154,1	151,3	303,1	
Tl				0,1	0,2							
Pb				6,2								
Bi	0,6		0,2									

Tabela 1 – Continuação da página anterior.

Table 1 – Continued from the previous page.

Elementos maiores / Majors	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	B11	
	SiO ₂	52,19	51,36	50,91	43,55	42,70	45,07	50,80	52,74	50,89	44,93	51,57
	TiO ₂	1,24	1,02	1,23	1,30	1,23	1,49	1,34	1,23	1,05	1,44	1,27
	Al ₂ O ₃	15,35	15,05	15,36	13,95	12,59	16,23	14,12	15,37	14,73	14,28	14,11
	FeO _t	9,95	9,31	9,91	11,00	10,69	11,31	10,03	9,77	10,65	12,82	10,13
	MnO	0,22	0,13	0,18	0,33	0,18	0,24	0,14	0,20	0,21	0,24	0,12
	MgO	5,56	6,95	5,57	11,78	11,09	7,88	6,43	5,72	7,52	7,57	7,48
	CaO	9,28	9,43	9,52	6,11	6,64	9,53	9,62	8,05	6,32	10,76	7,50
	Na ₂ O	3,14	2,16	2,91	2,03	2,32	2,92	2,04	2,19	4,79	3,52	3,01
	K ₂ O	1,98	2,09	2,39	2,98	2,96	0,73	1,88	3,63	0,50	0,36	2,42
	P ₂ O ₅	0,18	0,13	0,17	0,15	0,11	0,38	0,17	0,16	0,15	0,13	0,18
	PF	1,73	2,46	1,98	6,98	9,34	4,86	2,12	0,94	3,60	4,24	2,70
	total	100,81	100,08	100,13	100,16	99,84	100,66	98,69	99,99	100,42	100,29	100,48
Fe ₂ O ₃	4,07	6,09	4,92	5,39	5,53	8,17	6,77	5,58	4,94	6,19	7,72	
FeO	6,24	3,81	5,44	6,08	5,65	3,86	3,85	4,69	6,15	7,17	3,10	
Ni	63	72	60	40	44	113	56	64	56	74	59	

Continua / continues

Tabela 2 (parte 1) – Geoquímica de rocha total dos basaltos do Cretáceo Inferior da Bacia de Campos. Elementos maiores em % peso e elementos-traço em ppm.

Table 2 (part 1) – Whole rock geochemistry basalts of the Lower Cretaceous of the Campos Basin. Majors in Wt% and traces in ppm.

	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	B11
Cr	215	140	222	90	102	55	76	78	113	179	241
Ba	505	504	656	985	1102	377	371	938	277	139	713
Rb	36	49	37	42	42	7	18	80	6	5	35
Sr	272	312	305	248	241	411	304	280	411	301	261
Th											
Sc											
Co											
Cu											
Zn											
Nb	12	11	13	8	6	23	12	12	9	9	14
Y	22	20	22	27	24	33	27	24	25	30	26
Zr	155	140	152	114	108	132	159	180	118	100	176
La	23,49	19,39	22,51	18,00	24,00	20,90	26,00	27,42	10,71	5,00	33,00
Ce	49,59	44,86	52,56	40,00	50,00	46,54	55,00	59,00	27,79	12,01	63,00
Pr											
Nd	23,97	19,71	23,16	12,00	15,00	21,20	20,00	28,67	13,12	8,85	29,00
Sm	5,42	4,38	5,12			4,83		6,24	3,71	3,02	
Eu	1,55	1,30	1,45			1,54		1,70	1,13	1,11	
Gd	4,93	3,84	4,82			4,53		5,43	3,97	3,99	
Tb											
Dy	4,47	3,68	4,26			4,56		5,08	4,11	5,20	
Ho											
Er	2,47	2,08	2,39			2,57		2,79	2,32	3,40	
Yb	2,42	1,99	2,26			2,42		2,64	2,30	3,27	
Lu	0,43	0,30	0,39			0,41		0,49	0,37	0,53	

Tabela 2 – Continuação da página anterior.

Table 2 – Continued from the previous page.

	B12	B13	B14	B15	B16	B17	B18	B19	B20	B21	B22	B23	B24	B25
SiO₂	48,39	50,17	50,24	50,25	43,19	48,88	46,34	50,44	45,41	46,41	44,35	33,35	50,61	50,01
TiO₂	1,28	1,12	1,25	1,33	1,19	1,23	1,27	1,33	1,34	1,21	1,14	0,82	1,09	1,10
Al₂O₃	14,05	15,90	14,44	14,86	13,45	14,23	14,46	13,91	11,73	13,63	11,07	14,65	15,23	15,03
FeO_t	9,25	9,46	9,78	9,44	11,51	9,62	10,96	10,36	10,61	9,88	9,81	7,87	9,75	10,20
MnO	0,23	0,20	0,21	0,10	0,18	0,27	0,27	0,14	0,10	0,14	0,14	0,12	0,14	0,09
MgO	6,07	6,30	6,41	8,38	10,00	7,85	10,45	6,73	10,04	7,54	3,15	9,82	4,83	6,27
CaO	8,68	8,61	8,28	4,29	9,19	7,21	5,85	7,12	5,82	11,32	13,83	6,62	9,50	7,17
Na₂O	3,19	2,88	2,69	2,49	2,13	2,46	2,34	2,82	1,98	2,08	1,84	1,15	2,56	2,78
K₂O	2,60	1,98	2,59	3,94	1,42	2,75	2,07	2,25	2,69	1,67	4,07	1,14	3,19	3,42
P₂O₅	0,19	0,19	0,17	0,17	0,12	0,16	0,15	0,19	0,18	0,17	0,17	0,11	0,17	0,15
PF	5,47	2,62	3,77	4,73	7,80	4,69	5,70	5,18	8,95	6,05	10,82	23,80	3,59	4,68
total	99,39	99,43	99,83	99,99	100,21	99,35	99,87	100,47	98,84	100,11	100,38	99,45	100,66	100,91
Fe₂O₃	5,60	4,43	6,23	6,64	7,35	6,46	5,48	6,08	7,24	5,52	7,51	6,81	8,92	7,25
FeO	4,16	5,43	4,11	3,40	4,81	3,74	5,97	4,82	4,01	4,85	2,97	4,27	2,08	4,17
Ni	52	62	58	80	61	58	46	46	51	76	39	76	60	43

Continua / continues

Tabela 3 (parte 1) – Geoquímica de rocha total dos basaltos do Cretáceo Inferior da Bacia de Campos. Elementos maiores em % peso e elementos-traço em ppm.

Table 3 (part 1) – Whole rock geochemistry basalts of the Lower Cretaceous of the Campos Basin. Majors in Wt% and traces in ppm.

Elementos-traço / Traces	B12	B13	B14	B15	B16	B17	B18	B19	B20	B21	B22	B23	B24	B25	
	Cr	66	232	90	201	145	62	37	37	138	235	45	174	250	85
	Ba	695	462	767	950	335	770	536	536	727	463	634	603	440	710
	Rb	46	36	36	40	23	29	42	42	19	35	74	23	30	65
	Sr	365	301	348	297	309	355	306	306	287	363	252	215	325	255
	Th														
	Sc														38
	Co												46	49	60
	Cu												108	207	122
	Zn												75	127	78
	Nb	13	9	12	10	18	12	12	12	12	8	9	2	6	6
	Y	23	31	25	21	31	29	25	25	22	30	18	22	32	39
	Zr	154	142	182	143	101	175	161	161	128	152	108	72	127	135
	La	24,00	25,00	33,00	30,00	14,00	33,00	18,00	18,00	16,00	24,00	4,00	17,00		
	Ce	49,00	56,00	67,00	57,00	27,00	58,00	44,00	44,00	43,00	44,00	9,00	32,00		
Pr															
Nd	19,00	20,00	27,00	20,00	18,00	26,00	15,00	15,00	20,00	23,00	4,00	18,00			
Sm															
Eu															
Gd															
Tb															
Dy															
Ho															
Er															
Yb															
Lu															

Tabela 3 – Continuação da página anterior.

Table 3 – Continued from the previous page.

Elementos maiores / Majors	B26	B27	B28	B29	B30	B30	B31	B32	B33	B34	B35	
	SiO₂	49,30	50,59	51,97	50,08	51,16	50,24	52,22	51,35	52,41	51,88	51,43
	TiO₂	1,15	1,17	1,12	1,26	1,10	1,24	1,01	1,13	1,13	1,07	1,03
	Al₂O₃	16,06	16,45	16,26	15,14	15,07	15,34	15,34	15,01	14,67	15,08	10,88
	FeO_t	10,05	10,07	9,47	10,27	9,50	10,66	8,84	11,00	9,46	10,48	12,45
	MnO	0,24	0,22	0,14	0,20	0,15	0,12	0,17	0,20	0,11	0,22	0,10
	MgO	6,06	5,66	4,71	4,57	5,04	6,49	5,63	7,02	6,05	5,87	11,38
	CaO	8,87	8,55	9,26	8,82	6,27	5,71	5,12	6,09	5,82	8,26	5,05
	Na₂O	2,97	2,30	2,69	2,85	2,93	2,13	2,37	2,38	3,73	2,80	1,91
	K₂O	2,25	2,51	3,49	3,07	3,43	3,29	5,35	3,31	3,44	2,57	1,16
	P₂O₅	0,16	0,18	0,18	0,17	0,16	0,17	0,14	0,17	0,17	0,20	0,17
	PF	2,71	2,76	2,59	3,32	3,89	3,89	3,33	2,33	4,49	1,48	4,37
	total	99,82	100,45	101,87	99,75	98,71	99,27	99,53	100,00	101,49	99,91	99,93
	Fe₂O₃	6,25	6,78	5,27	6,36	6,63	6,94	6,50	7,43	7,18	6,40	12,51
	FeO	4,70	4,24	4,97	4,89	3,92	4,89	3,30	4,50	3,44	4,82	1,75
Ni	43	60	55	47	66	55	44	53	56	57	99	

Continua / continues

Tabela 4 (parte 1) – Geoquímica de rocha total dos basaltos do Cretáceo Inferior da Bacia de Campos. Elementos maiores em % peso e elementos-traço em ppm.

Table 4 (part 1) – Whole rock geochemistry basalts of the Lower Cretaceous of the Campos Basin. Majors in Wt% and traces in ppm.

	B26	B27	B28	B29	B30	B30	B31	B32	B33	B34	B35
Cr	70	60	50	35	80	55	45	65	75	255	410
Ba	365	585	565	575	420	620	965	750	660	705	275
Rb	31	44	52	41	37	48	50	46	36	37	30
Sr	270	360	300	260	260	330	320	280	290	285	95
Th	5	5		5				5			
Sc	32		37				32		41		
Co	69	63	67	62	54	59	56	90	57	60	
Cu	125	210	140	140	129	93	143	132	87	89	
Zn	102	125	125	75	111	67	149	85	89	57	
Nb	9	10	9	6	6	11	7	9	7	9	9
Y	33	36	39	36	31	34	33	35	43	34	40
Zr	135	167	158	162	119	178	156	155	172	152	96
La	21,30	26,50		29,90				26,80			
Ce	51,00	51,30		61,30				53,70			
Pr											
Nd	36,30	42,90		40,90				42,60			
Sm	4,40	5,60		5,40				5,10			
Eu	1,40	1,40		1,40				1,50			
Gd											
Tb	0,98	1,40		1,10				0,82			
Dy											
Ho											
Er											
Yb	2,50	2,70		3,40				2,80			
Lu	0,41	0,48		0,47				0,42			

Tabela 4 – Continuação da página anterior.

Table 4 – Continued from the previous page.

Nas análises químicas empregadas neste trabalho foi utilizado um pacote que combina a análise de elementos maiores, alguns traços e perda ao fogo (PF) em rocha total por ICP-AES (fusão) com as análises ICP-MS para elementos traços, ambos com baixos limites de detecção (0,01% peso para todos os elementos).

modelos teóricos simples de fusão parcial e implicações geodinâmicas

Nesta pesquisa foi aplicada análise simples de processos de fusão parcial mantélica com base no modelo de equilíbrio não modal, cuja equação é:

$$C_L/C_O = 1 / [D_O + F (1-P_E)] \quad (1)$$

onde:

C_L = concentração de elemento traço no líquido;
 C_O = concentração de elemento traço no sólido (fonte mantélica);

D_O = coeficiente de partição para o sólido residual;
 P_E = coeficiente de partição no eutético, ou seja, na fração líquida;

F = fração de peso do líquido formado, ou seja, quantidade de fusão parcial.

Dados de elementos terras raras podem ser utilizados na equação 1. A relevância disso é que razões La/Yb_N altas e baixas em líquidos basálticos pouco evoluídos são fortemente controladas pela composição mineral da fonte residual no caso de mantos granada-lherzolíticos. Estas razões altas e baixas La/Yb_N podem resultar basicamente de dois processos distintos:

- 1) geração a partir de fontes distintas, *i.e.*, fontes com razões La/Yb_N diferentes;
- 2) fusões variáveis de uma mesma fonte mantélica.

Razão La/Yb_N	Quantidades de granada no sólido residual	Fusão parcial (F)	Grau de afinamento litosférico	Descompressão adiabática
Alta	Maiores	Pouca fusão	Menor	Pouca
Baixa	Menores	Muita fusão	Maior	Muita

Tabela 5 – Relações das altas e baixas razões de La/Yb_N com a quantidade de granada no sólido residual, quantidade de fusão parcial, grau de afinamento litosférico e descompressão adiabática.

Table 5 – Relationship between high and lower La/Yb_N ratios and amount of the residual solide granada, amount partial fusion, degree thinning litosferic and adiabatical descompression.

Quanto maior o afinamento litosférico, maior a descompressão adiabática, e quanto maior a descompressão adiabática, maior será a quantidade de fusão parcial (F). Na tabela 5 são resumidas todas as relações apresentadas.

diferentes tipos de fontes para a geração das suítes basálticas de Campos e de Pelotas

Inicialmente, foram utilizadas as composições do sólido residual para granada peridotito (olivina: ortopiroxênio: clinopiroxênio: granada = 63: 30: 2: 5% volume, Maaloe e Aoki, 1977) no modelo quantitativo de fusão parcial (equação 1). O modelo utilizou também um eutético teórico composto de olivina: ortopiroxênio: clinopiroxênio = 10: 20: 70% volume. Os valores de C_0 utilizados foram os de manto primitivo (Thompson *et al.* 1984) e os valores de coeficientes de partição foram os de cristal/líquido (K_d , Rollinson, 1993).

Os valores de K_d pesquisados para alguns elementos mostraram ampla variação. Por exemplo, o K_d do Yb para granada em equilíbrio com líquido basáltico ($K_d^{Yb_{granada}}$) varia de 6,1670 a 35,60 (Arth, 1976; Irving e Frey, 1978). Apesar desta ampla variação, os valores mostram que a granada exerce um forte controle sobre o elemento terra rara Yb nos processos de equilíbrio cristal-líquido (tabela 5).

Aplicado à suíte basáltica de Campos, o modelo teve como objetivo fundamental reproduzir o valor da razão La/Yb_N (5,78) da amostra parental da suíte de baixo- TiO_2 (com fatores de normalização de McDonough *et al.* 1992).

Testes foram realizados com quantidades diferentes de granada (modificando as composições sugeridas por Maaloe e Aoki, 1977). Também foram testados os diferentes valores de $K_d^{Yb_{granada}}$. Neste último caso, os resultados obtidos para os testes que utilizaram o valor mais elevado (35,60, Irving e Frey, 1978, mantidas as composições de Maaloe e Aoki, 1977) indicaram 60% de fusão parcial. Da mesma forma, testes realizados com quantidades de granada superiores àquelas propostas (Maaloe e Aoki, 1977) indicaram um valor de 12,70% de fusão (para $K_d^{Yb} = 6,1670$, Arth, 1976). Estes valores, no entanto, estão fora do espectro normalmente associado à geração de magmas basálticos toleíticos (e.g., 25 - 45%, Mysen e Kushiro, 1977). O melhor resultado obtido foi aquele para testes realizados com a composição de Maaloe e Aoki (1977) e um valor moderado de K_d^{Yb} (11,50, Irving e Frey, 1978). Neste caso, a razão $La/Yb_N = 5,78$ da amostra parental da suíte basáltica da Bacia de Campos foi gerada a 22% de fusão parcial.

O mesmo modelo de fusão parcial foi aplicado para os basaltos da Bacia de Pelotas. Neste caso, testes foram realizados de modo a reproduzir os valores das razões La/Yb_N das suítes de alto- TiO_2 e baixo- TiO_2 de Pelotas (respectivamente, 5,05 e 2,50).

A primeira hipótese de trabalho adotada para os testes com o modelo de fusão parcial assumiu que as suítes de alto- TiO_2 e baixo- TiO_2 dos

basaltos da Bacia de Pelotas estariam associadas a uma mesma fonte, dada a área restrita da bacia ($0,21 \times 10^6 \text{ km}^2$, Cainelli e Mohriak, 1999), em comparação com as províncias basálticas adjacentes (e.g., Paraná $1,2 \times 10^6 \text{ km}^2$, Piccirillo e Melfi, 1988). Considerando-se correta esta hipótese, o fator controlador de altas e baixas razões La/Yb_N dos basaltos da Bacia de Pelotas passaria a ser a quantidade de granada no sólido residual devido à compatibilidade do Yb com esta fase mineral quando em equilíbrio com líquidos basálticos. Assumindo-se, portanto, a hipótese de geração das duas suítes da Bacia de Pelotas a partir de uma mesma fonte mantélica, forçou-se o modelo matemático de forma a gerar as razões La/Yb_N dos basaltos de alto- TiO_2 e baixo- TiO_2 dentro do espectro da formação de magmas basálticos toleíticos (25 - 45%; Mysen e Kushiro, 1977). Testes foram realizados com variações tanto dos valores de $\text{Kd}_{\text{granada}}^{\text{Yb}}$ quanto das quantidades de granada da fonte residual.

No entanto, os resultados dos testes demonstraram a impossibilidade de se gerar as diferentes razões La/Yb_N das duas suítes de Pelotas a partir de uma mesma fonte. Os melhores resultados foram obtidos utilizando-se uma fonte com menores quantidades de granada (olivina: ortopiroxênio: clinopiroxênio: granada = 64: 30: 2: 4), fundida a 27,50%, de modo a gerar a razão La/Yb_N da suíte basáltica de baixo- TiO_2 da Bacia de Pelotas. Maiores quantidades de granada (olivina: ortopiroxênio: clinopiroxênio: granada = 60: 30: 2: 8) e menores quantidades de fusão parcial (21,90%) seriam necessárias para gerar a razão La/Yb_N da suíte de alto- TiO_2 da Bacia de Pelotas. Vale ressaltar que, durante a aplicação dos modelos matemáticos, foram mantidos os mesmos valores de $\text{Kd}_{\text{granada}}$ (6,1670; Arth, 1976) de forma a não impor uma tendência os resultado.

Os resultados obtidos pela aplicação do modelo matemático, apresentados na equação 1, não devem ser discutidos com base na análise de seus valores absolutos, haja vista que o modelo assume uma série de premissas difíceis de comprovação. No entanto, parece relevante que a análise destes resultados em base comparativa permite concluir que, no mínimo, três fontes diferentes foram necessárias para a geração das provín-

cias basálticas do Eocretáceo de baixo- TiO_2 da Bacia de Campos, baixo- TiO_2 da Bacia de Pelotas e alto- TiO_2 da Bacia de Pelotas.

possíveis tipos de fontes e modelos de mistura binária simples

Os resultados deste item foram resumidamente apresentados em Mohriak *et al* (2002). Aqui forneceremos uma análise mais detalhada e robusta.

A amostra parental da suíte basáltica da Bacia de Campos possui razão $\text{La/Yb}_N = 5,78$, o que exclui uma derivação exclusivamente de fonte do tipo N-Morb (*mid-ocean ridge basalt*, $\text{La/Yb}_N = 0,57$; Bevins *et al.* 1984). A anomalia positiva em Nb apresentada por esta amostra ($\text{La/Nb}_N = 0,97$) aponta também para uma derivação sem contribuição substancial da litosfera. À semelhança da suíte basáltica da Bacia de Campos, os valores de $\text{La/Yb}_N = 5,05$ e $\text{La/Yb}_N = 2,50$ encontrados, respectivamente, para as amostras parentais das suítes de alto- TiO_2 e de baixo- TiO_2 da Bacia de Pelotas excluem uma derivação exclusivamente de fonte do tipo N-Morb. No entanto, diferentemente da suíte basáltica da Bacia de Campos, as amostras parentais das suítes da Bacia de Pelotas possuem razões $\text{La/Nb}_N > 1$ (1,71 e 1,41, respectivamente), indicativas de contribuições litosféricas.

No caso da suíte basáltica de alto- TiO_2 da Bacia de Pelotas, é difícil atribuir ao componente crustal da litosfera um valor maior que a unidade, uma vez que modelamento geoquímico indicou que o processo evolutivo mais provável para a suíte foi o de cristalização fracionada pura e simples, não havendo nenhum indício geoquímico de contaminação crustal (Lobo, 2000). Já a suíte de baixo- TiO_2 da Bacia de Pelotas é do tipo restrito ($6,19 < \text{MgO} < 7,08\%$ peso), tornando difícil a análise de possíveis processos evolutivos e, por conseguinte, assegurar-se que a sua anomalia negativa de Nb seja decorrente

Figura 3

Resultados do modelamento de fusão parcial não modal para os basaltos do Cretáceo Inferior da Bacia de Pelotas. Área destacada: máximo e mínimo grau de fusão parcial do alcance de F para a geração de olivina-toleióitos (Mysen e Kushiro, 1977).

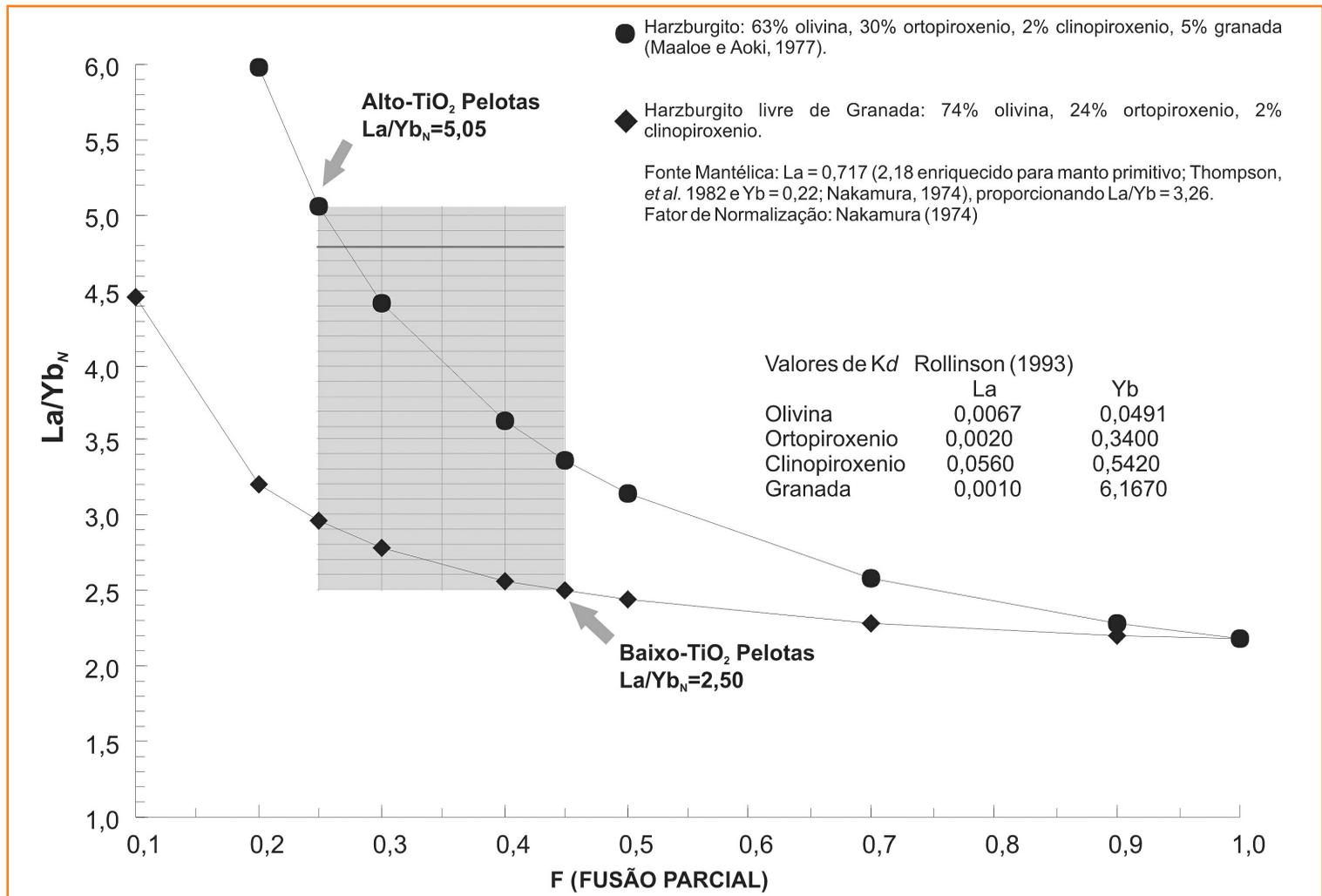
Figure 3

Results of the non-modal batch partial melting model for the Lower Cretaceous Pelotas basalts. Shaded area: maximum and minimum F range of partial melting in the generation of olivine-tholeiites (Mysen e Kushiro, 1977).

suítes basálticas das bacias de Campos e de Pelotas (respectivamente, 61% e 92,7%). Tristão da Cunha parece ter sido um componente para a suíte basáltica da Bacia de Campos (a 39%, fig. 2a), mas não para suíte basáltica da Bacia de Pelotas que, segundo o modelo, teriam tido uma contribuição muito restrita do MLSC (7,3%, fig. 2b). No caso da suíte de Campos, a participação de apenas 2% do componente MLSC na mistura já resulta numa razão $La/Nb_N > 1$, contrastante, portanto, com o valor da amostra parental destes basaltos ($La/Nb_N = 0,97$).

Testes foram realizados para as suítes de baixo e alto-TiO₂ encontradas na Bacia de Pelotas, de maneira a se tentar provar sua gênese a partir de fontes diferentes e dentro do espectro de geração de olivina-toleióitos (25 - 45% de fusão, Mysen e Kushiro, 1977). O modelo de fusão parcial em

equilíbrio não modal (equação 1) apontou para derivação de fontes distintas para as suítes de Pelotas: olivina: ortopiroxênio: clinopiroxênio: granada = 64: 30: 2: 4 (27,50% de fusão) para baixo-TiO₂ e olivina: ortopiroxênio: clinopiroxênio: granada = 60: 30: 2: 8 (21,90% de fusão) para alto-TiO₂. Na figura 3 é apresentado o resultado do modelamento de fusão parcial em diagrama bivarriante (grau de fusão parcial (F) versus razão La/Yb_N), com a utilização de fontes representativas do manto litosférico subcontinental (harzburgito com maiores e menores quantidades de granada) para a geração das diferentes razões La/Yb_N . Vale ressaltar que a fonte harzburgítica foi utilizada devido a ter sido um dos componentes no modelo de mistura binária simples para a origem da suíte basáltica de alto-TiO₂ Pelotas (7,2% de manto litosférico subcontinental + 92,8% de N-Morb).



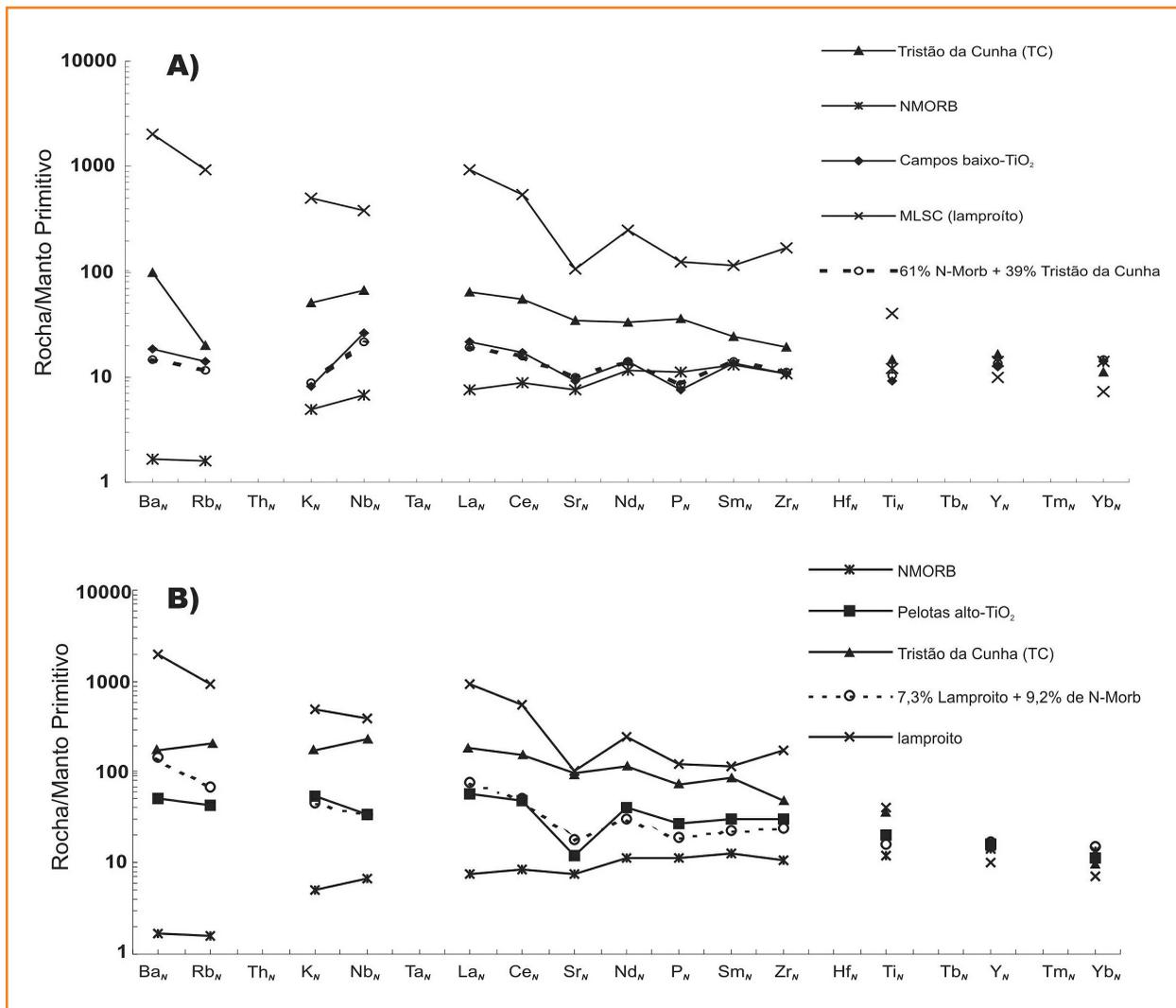


Figura 2
Modelos de misturas binárias simples para as suítes basálticas das bacias de Campos e de Pelotas. a) mistura binária simples entre Tristão da Cunha e N-Morb para a geração dos basaltos da Bacia de Campos; b) mistura binária simples entre Lamproíte e N-Morb para a geração dos basaltos de alto-TiO₂ da Bacia de Pelotas. Fatores de normalização: manto primitivo de Tompson *et al.* (1984) (com exceção K, P, e Rb, que são valores de Sun, 1980 e Ba = 3,85 ppm, Hawkesworth *et al.* 1984); Lamproíte: composição média de Rock (1991); Tristão da Cunha: composição média de Le Roex *et al.* (1990).

Figure 2
Models of simple binary mixture for basaltic suites of the Campos and Pelotas basins. a) Simple binary mixture between Tristão of Cunha and N-Morb in the generation of the Campos basin basalts; b) Simple binary mixture between lamproite and N-Morb in the generation of high-TiO₂ of the Pelotas basin basalts. Normalization factors: primitive mantle of Tompson *et al.* (1984) (except for K, P, and Rb, values taken from Sun, 1980, and Ba = 3.85 ppm, Hawkesworth *et al.* 1984); Lamproite: average composition of Rock (1991); Tristão da Cunha: average composition of Le Roex *et al.* (1990).

da fonte. Deste modo, esta última suíte foi excluída das discussões que se seguem, tendo sido as mesmas centradas nas amostras parentais de baixo-TiO₂ da suíte basáltica da Bacia de Campos e alto-TiO₂ da suíte basáltica da Bacia de Pelotas.

Três componentes considerados representativos de tipos distintos de fontes foram utilizados em cálculos de mistura binária (Faure, 1986) de modo a tentar reproduzir os padrões e as concentrações de elementos traços das amostras parentais das suítes basálticas da Bacia de Campos e de Pelotas:

- 1) composição média de lamproíte (Rock, 1991), tida como representante do MLSC (manto litosférico subcontinental);
- 2) N-Morb (Bevins *et al.* 1984), representando um componente astenosférico empobrecido;

3) basanita TDC61 de Tristão da Cunha (Le Roex *et al.* 1990), tido como representante de um componente astenosférico do tipo pluma.

O modelo binário simples mostra que as composições parentais das suítes basálticas das bacias de Campos e de Pelotas estão fora do campo resultante da mistura entre um componente do tipo Tristão da Cunha e MLSC (fig. 2). Vale notar que mesmo os melhores resultados não conseguiram reproduzir satisfatoriamente as concentrações de alguns elementos traços. No entanto, parece relevante que o modelo tenha reproduzido de maneira satisfatória as razões La/Yb_N e La/Nb_N bem como os padrões das amostras parentais das suítes basálticas das bacias de Campos e de Pelotas. Os melhores resultados obtidos apontam para uma participação considerável do componente N-Morb na geração das

implicações geodinâmicas

Os modelos de fusão parcial e de mistura binária simples apresentados aqui demonstraram que a petrogênese dos basaltos eocretáceos das bacias de Campos e de Pelotas está relacionada a distintas contribuições de três tipos diferentes de fontes (N-Morb, Tristão da Cunha e MLSC).

Estas conclusões têm algumas implicações geodinâmicas que podem ser associadas, de forma geral, tanto com os processos de convecção mantélica e ascensão de plumas quanto àqueles que culminaram com o rifteamento do Gondwana há cerca de 130 Ma. Por exemplo, as suítes basálticas de alto-TiO₂ e de baixo-TiO₂ de Pelotas que, segundo os modelos de fusão parcial, estão relacionadas a diferentes tipos de fontes, localizam-se, respectivamente, a norte e a sul da bacia. Esta provincialidade geoquímica reproduz com fidelidade aquela presente na CFB (*continental flood basalt*) Paraná-Etendeka (e.g., Piccirillo e Melfi, 1988). Ainda não se conhece a extensão da província basáltica de Pelotas, mas ela deve constituir apenas uma parte da bacia, mesmo considerando-se que a área da província basáltica de Pelotas seja equivalente à área da bacia, a CFB Paraná-Etendeka cobriria uma área cerca de seis vezes maior que a de Pelotas. Isto implica que a heterogeneidade geoquímica do manto pode ser um fenômeno que ocorre tanto em escala regional (no caso da CFB Paraná, por exemplo) quanto local (em Pelotas). Vale notar que a heterogeneidade mantélica está geralmente associada ao MLSC. No entanto, segundo os modelos de mistura binária apresentados, este componente teria tido uma contribuição minoritária na geração dos basaltos de Pelotas. Assim, as heterogeneidades têm que ser associadas à porção empobrecida da astenosfera (i.e., ao componente N-Morb). Neste caso, a provincialidade geoquímica em Pelotas poderia ser resultado da existência de células de convecção localizadas, uma vez que células de maior porte tenderiam a homogeneizar as diferentes composições originais da astenosfera empobrecida.

A participação de um componente do tipo pluma (Tristão da Cunha) na suíte basáltica de Campos e a sua ausência na suíte basáltica de

Pelotas também é intrigante dada à proximidade entre as duas províncias. Contudo, resultados mais conclusivos dependem de dados geocronológicos mais refinados que aqueles ora disponíveis na literatura para poder avaliar seguramente a contemporaneidade (ou não) das duas províncias. Os dados existentes indicam que os basaltos de Pelotas podem ser mais recentes que os de Campos (Dias *et al.* 1994; Mizusaki *et al.* 1992). Neste quadro, os basaltos eocretáceos da Bacia de Pelotas estariam associados a um estágio avançado do rifteamento do Gondwana, quando a pluma de Tristão da Cunha já não fosse mais ativa. Alternativamente, considerando-se uma possível contemporaneidade entre as suítes basálticas das bacias de Campos e de Pelotas (haja vista o erro considerável dos dados geocronológicos disponíveis), a província basáltica da Bacia de Pelotas poderia simplesmente estar situada fora da área de impacto da pluma que, talvez, estivesse centrada mais a norte, sob a Bacia de Campos.

É possível que o resultado mais intrigante dos modelos apresentados seja aquele que aponta para uma participação considerável de um componente astenosférico empobrecido na geração dos basaltos das duas províncias. Isto implica numa participação precoce do componente N-Morb no processo de fragmentação continental. Considerando-se a contemporaneidade entre os basaltos das bacias estudadas e os basaltos da província Paraná-Etendeka, esta participação precoce pode ser resultado de processos de afinamento litosférico diferenciado ao longo do rifte continental do supercontinente Gondwana. Há duas possibilidades mais gerais:

- 1) a litosfera do Gondwana já possuía consideráveis diferenças de espessura originalmente;
- 2) o afinamento litosférico continental diferencial resultou de complexidades no processo de fragmentação do supercontinente.

As duas hipóteses são igualmente difíceis de comprovação e há linhas de evidência em suporte a ambas. Por exemplo, os complexos processos de acreção litosférica durante a amalgamação do Gondwana no Neoproterozóico (e.g., Cordani *et al.* 2000) podem ter gerado, de fato, diferenças de espessura litosférica. Igualmente, o

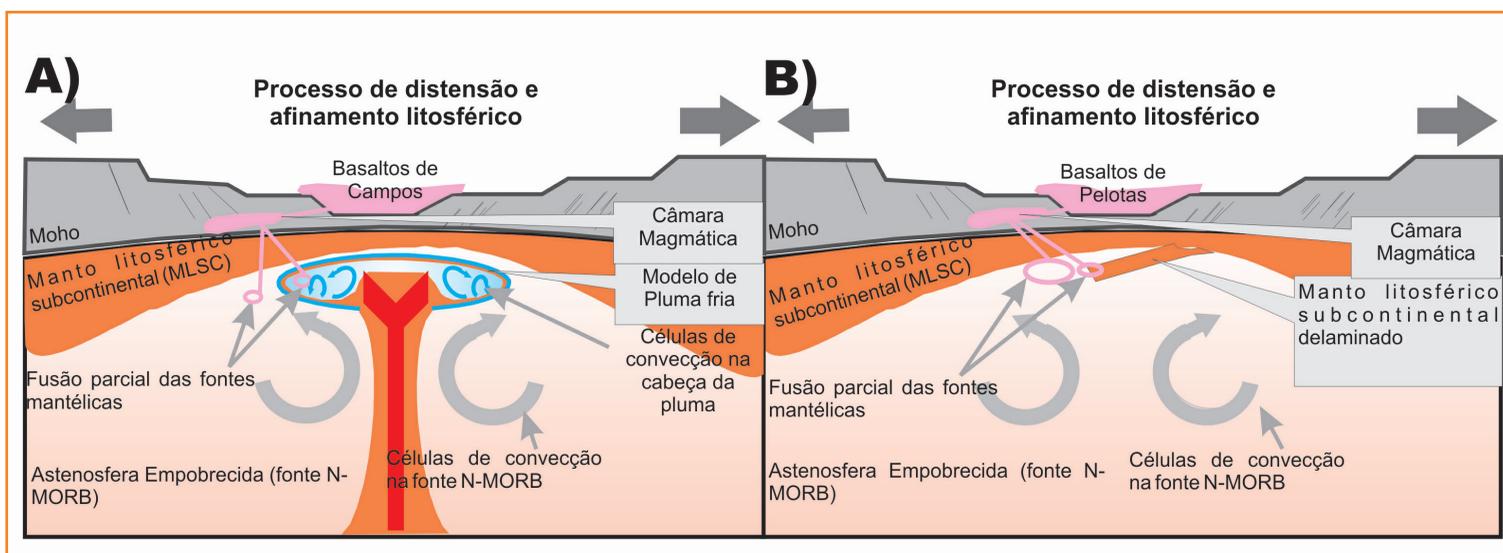


Figura 4 – Diagrama ilustrativo para o modelo geodinâmico proposto:

a) Bacia de Campos: modelo de interação de pluma fria (Griffiths e Campbell, 1990; Campbell e Griffiths, 1990) e astenosfera quente. Isto explicaria a participação de 61% de N-Morb + 39% Tristão da Cunha. Células de convecção se formam nas regiões mais frias das cabeças de plumas profundas e ascensão prolongada. Este modelo explicaria a maior participação de N-Morb para os basaltos de Campos;

b) Bacia de Pelotas: modelo de delaminação do manto litosférico subcontinental frio (Gibson et al. 2005) e sua captura pela astenosfera quente. Isto explicaria a participação de 92,7% N-Morb + 7,3 de MLSC lamproítico.

Figure 4 – Illustrative diagram of the proposed geodynamic model.

a) Campos basin: cold plume interaction model (Griffiths and Campbell, 1990; Campbell and Griffiths, 1990) and hot asthenosphere. This would explain the participation of 61% of N-Morb + 39% Tristão da Cunha. Convection cells form in the coldest regions of deep plume heads during prolonged rise. This model would account for the greater participation of N-Morb in the Campos basalts.

b) Pelotas: delamination model for cold subcontinental lithospheric mantle (Gibson et al. 2005) and its capture by hot asthenosphere. This would explain the participation of 92.7% N-Morb + 7.3% of lamproitic MLSC.

impacto da pluma de Tristão da Cunha a latitudes mais setentrionais que aquelas da CFB Paraná-Etendeka pode ter incrementado o processo de afinamento litosférico via erosão acentuada da *thermal boundary layer* durante a advecção da pluma. De qualquer modo, o modelo de fusão parcial apresentado neste trabalho aponta para um processo de rifteamento bastante complexo ao longo do supercontinente Gondwana no Eocretáceo. Na figura 4 é mostrado um diagrama ilustrativo com os modelos propostos para as suítes basálticas de Campos e de Pelotas.

agradecimentos

À Petrobras, pela liberação das amostras, pela autorização do uso dos laboratórios de testemunhos, laminação e petrografia. Ao Grupo de Estudos em Petrologia (GEP/CNPq/UFRRJ). Ao Departamento de Geologia Regional e Geotec-

tônica (DGRG) e ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ).

referências bibliográficas

ARTH, J. G. Behaviour of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. **Journal of Research of the United States Geological Survey**, v. 4, p. 41-47, 1976.

BEVINS, R. E.; KOKELAAR, B. P.; DUNKLEY, P. N. Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. **Proceedings of the Geologists Association**, London, v. 95, n. 4, p. 337-347, 1984.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern

Brazilian continental margin. **Episodes**, Ottawa, v. 22, n. 3, p. 206-216, Sep. 1999.

CAMPBELL, I. H.; GRIFFITHS, R. W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 99, n. 1/2, p. 79-93, 1990.

CHANG, H. K.; KOWSMAN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M.; BENDER, A. A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: an overview. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 213, n. 1/2, p. 97-138, 1992.

CONCEIÇÃO, J. C.; ZALAN, P. V.; WOLFF, S. Mecanismo, evolução e cronologia do rift Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 4, p. 255-265, 1988.

CORDANI, U. G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; BASCI, M. A. S. Crustal evolution of the South American Plateform. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2000, v. 1, p. 19.

DIAS, J. L.; SAD, A. R. E; FONTANA, R. L.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 235-245, jan./mar.1994.

FAURE, G. **Principles of isotope geology**. New York: J. Wiley, 1986. 590 p.

FODOR, R. V.; VETTER, S. K. Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, Southeastern Brazil margin. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 88, n. 4, p. 307-321, Dec. 1984.

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; DAY, J. A.; HUMPHRIS, S. E.; DICKIN, A. P. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: constraints on the origin of EM-1. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 237, n. 3/4, p. 744-767, 2005.

GRIFFITHS, R. W.; CAMPBELL, I. H. Stirring and structure in mantle starting plumes. **Earth and**

Planetary Science Letters, Amsterdam, v.99, n. 1/2, p. 66-78, 1990.

HAWKESWORTH, C. J.; MARSH, J. S.; DUCAN, A. R.; ERLANK, A. J.; NORRY, M. J. **The role of continental lithosphere in the generation of the Karoo volcanic rocks**: evidence from combined Nd- and Sr-isotope studies. Johannesburg: Geological Society of South Africa, 1984. p. 341-354. (GSSA. Special Publication, 13.).

IRVING, A. J.; FREY, F. A. Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 42, n. 6, p. 771-787, 1978.

LE ROEX, A. P.; CLIFF, R. A.; ADAIR, B. J. I. Tristan da Cunha, South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 31, n. 4, p. 779-812, 1990.

LOBO, J. T. **Petrogênese dos basaltos do Eocretáceo Inferior das bacias de Campos e Pelotas, SE do Brasil**. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia, 2000. 97 p. Dissertação (Mestrado).

MAALOE, S.; AOKI, K. The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of Iherzolites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 63, n. 2, p. 161-173, Jan. 1977.

MCDONOUGH, W. F.; SUN, S.; RINGWOOD, A. E.; JAGOUTZ, E. E.; HOFMANN, A. W. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 56, n. 3, p. 1001-1012, Mar. 1992.

MIZUSAKI, A. M. P.; PETRINI, R.; BELLINI, G.; COMINCHIARAMONTI, P.; DIAS, J.; DEMIN, A.; PICCIRILLO, E. M. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 111, n. 2, p. 143-160, June 1992.

MOHRIAK, W. U.; KARNER, G. D.; DEWEY, J. F. Subsidence history and tectonic evolution of the

Campos basin, offshore Brazil. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, v. 71, p. 594, 1987.

MOHRIAK, W. U.; ROSENDAKL, B. R.; TURNER, J. P.; VALENTE, S. C. Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. In: MENZIES, M. A. (Ed.). **Volcanic rifted margins**. Boulder: Geological Society of America, 2002. p. 159-202. (GSA. Special Paper, 362).

MYSEN, B. O.; KUSHIRO, I. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. **American Mineralogist**, Washington, v. 62, n. 9/10, p. 843-865, Oct. 1977.

PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: Universidade de São Paulo. Instituto de Astronomia e Geofísica, 1988. 600 p.

POTTS, P. J. **A handbook of silicate rock analysis**. Blackie: Glasgow, 1987. 622 p.

ROCK, N. M. S. **Lamprophyres**. Glasgow: Blackie, 1991. 285 p.

ROLLINSON, H. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. Harlow: Longman, 1993. 352 p.

SUN, S. S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**: series A: mathematical and physical sciences, v. 297, n. 1431, p. 409-445, 1980.

SZATMARI, P.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; LANA, M. C.; MILANI, E. J.; LOBO, A. P. Mecanismo tectônico do rifteamento sul-Atlântico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. p. 1589-1601.

THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; HENDRY, G. L.; PARRY, S. J. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach.

Philosophical Transactions of the Royal Society of London: series A: mathematical and physical sciences, v. 310, n. 1514, p. 549-590, 1984.

VALENTE, S. C. **Geochemistry and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil**. Belfast: Queen's University of Belfast, 1997, 400 p. Tese (Doutorado).

expanded abstract

In general geochemical studies on the tholeiitic-magmatism within the Brazilian rift basins (Pelotas, Santos, Campos and Espírito Santo) are scarce. This paper presents geochemical data on the Lower Cretaceous tholeiitic basalts of the Campos and

Pelotas basins in Southeastern Brazil. These basalt flows covered over 105 km² of continental areas and pile up to 600 m thick. Binary mixing and partial melting models are presented in order to put constraints on possible mantle sources related to the petrogenesis of the basalts of the Campos and Pelotas basin as well as the role of mantle plumes during the Gondwana breakup.

Basalts of the Campos basin are hypocrySTALLINE, porphyritic rocks with \cong 2 mm-long olivine, pyroxene and plagioclase phenocrysts involved by a fine (< 0,5 mm) vitreous to devitrified groundmass. The average modal composition of the Campos basin basalts is 65% plagioclase, 30% clinopyroxene and 5% olivine. Pelotas Basin are hypocrySTALLINE, porphyritic rocks with \cong 2 - 3 mm-long olivine (rare), pyroxene and plagioclase phenocrysts surrounded by a fine (< 0,5 mm) vitreous to devitrified groundmass. The average modal composition of the basalts of the Pelotas Basin is 50% plagioclase, 45% clinopyroxene and 5% olivine.

Samples of basalts from two wells in the Pelotas Basin were analyzed by ICP-AES and ICP-MS. In addition, published geochemical data of thirty-six samples of the Campos Basin basalts (Fodor e Vetter, 1984; Mizusaki et al. 1992) were compiled and used in this paper.

Modal batch melting models have shown that the basalts of the Campos and Pelotas basins cannot be related by different amounts of partial melting to the same source. Instead, these basalts seem to derive from distinctive mantle sources with a large contribution from the subcontinental lithospheric mantle.

Binary mixing models have shown that parental compositions of the basalts of both - Campos and Pelotas - basins cannot be attributed to mixing between a plume (Tristão da Cunha) and subcontinental lithospheric mantle components. Instead, models point to a large contribution from N-Morb components in the generation of basalts of the Campos and Pelotas basins (respectively, 61% and 93%). The Tristão da Cunha plume seems to have been a relevant (39%) component in the petrogenesis of the basalts of the Campos Basin but appears not to have been involved in the generation of basalts of the Pelotas Basin.

In conclusion, geochemical data and models have shown that the petrogenesis of the Campos and Pelotas basins basalts are related to at least three distinctive mantle sources, ie., N-Morb, Tristão da Cunha and the subcontinental lithospheric mantle. Moreover, the high and low-TiO₂ basalts in Pelotas Basin come from the northern and southern portions of the sedimentary basin and as such mirrors the geochemical provinciality of the Paraná-Etendeka CFB. Nevertheless, since the latter is much larger than the former, data indicate that mantle heterogeneities can be observed on both regional and local scales. The role of the plume component in the Campos Basin may be related to diachronous processes during the Gondwana breakup in which basaltic magmatism in the Pelotas Basin succeeded that of the Campos Basin. Thus the plume gave place to the N-Morb-related convective mantle and the plume component cannot be attributed the same role in the Pelotas Basin.

autor principal



Janaina Teixeira Lobo

Universidade Estadual do Rio de Janeiro

Pós-graduação/TEKTOS/FGEL

e-mail: janaina_lobo@hotmail.com

Janaina Teixeira Lobo nasceu em Uruguaiana (RS). Formou-se em geologia pela Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro em 1998. Obteve o grau de Mestre em Ciências na Universidade do Estado do Rio de Janeiro em 2000 onde desenvolveu a pesquisa com a petrogênese das suítes basálticas do Eocretáceo das bacias de Campos e Pelotas. Trabalhou junto à Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro no ano de 2001. Entre os anos de 2002 e 2004 trabalhou contratada no CENPES/PETROBRAS com pesquisas relacionadas às vulcânicas da Bacia de Santos. Atualmente está em fase de conclusão de doutoramento na Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Sua tese enfatiza a geoquímica isotópica (Sr-Nd-Pb), geocronologia (Ar-Ar) e modelos geodinâmicos associados às suítes basálticas do Cretáceo Inferior das bacias de Campos e Pelotas.