Basaltos continentais do Cretáceo Inferior da bacia de Campos, SE do Brasil: compilação de dados e petrogênese

Janaína Teixeira Lobo¹, Beatriz Paschoal Duarte², Peter Szatmari³ & Sérgio de Castro Valente⁴

Resumo Este trabalho apresenta dados geoquímicos e discute modelos petrogenéticos em base quantitativa do processo de evolução em câmara magmática dos basaltos de Campos. Dados geoquímicos foram selecionados da literatura (Fodor & Vetter 1984 e Mizusaki *et al.* 1992). A compilação destes dados obedeceu aos seguintes critérios: (1) soma dos óxidos no intervalo de 99 - 101% em peso, (2) baixos valores de perda ao fogo e, (3) norma CIPW para a caracterização dos toleitos (apresentação de hiperstênio normativo em todas as amostras). Através de modelamento geoquímico quantitativo e métodos estatísticos foram descartados os processos de cristalização fracionada, mistura magmática e assimilação simples para a geração dos basaltos de Campos. Os dados do modelo proposto, suportados pelos dados isotópicos, apontaram para o processo evolutivo de assimilação concomitante a cristalização fracionada (AFC). Os basaltos do Cretáceo Inferior da bacia de Campos evoluíram a partir de cerca de 30% de AFC, envolvendo cristalização fracionada de uma assembléia composta essencialmente por 5% de olivina, 30% de clinopiroxênio e 65% de plagioclásio em câmara magmática localizada na crosta inferior. O envolvimento de crosta inferior local no processo evolutivo dos basaltos de Campos encontra apoio na pronunciada anomalia negativa de Nb (La/Nb_N até 5,30) detectada principalmente nos seus membros mais evoluídos.

Palavras-chave: basalto, modelamento geoquímico, processo evolutivo.

Abstract *Continental within-plate Lower Cretaceous basalts in the Campos basin, SE Brazil: compilation of data and petrogenesis.* This paper presents geochemical data and discusses, on a quantitative basis, petrogenetic models of the process by which the basalts of the Campos basin, SE Brazil, evolved in their magma chamber. Geochemical data were selected from the literature (Fodor & Vetter 1984 e Mizusaki *et al.* 1992). In the compilation of these data we observed the following criteria: (1) sum of oxides are in the 99 - 101 wt.% interval; (2) ignition losses are low; (3) CIPW norm is in the tholeiitic range (hypersthene normative for all samples). Quantitative geochemical modeling and statistical methods does not allow us to derive the Campos basalts by the solitary activity of a single process such as fractional crystallization, magma mixing, or simple assimilation. Rather, the proposed model, supported by isotopic data, points to an evolutionary process consisting of assimilation concomitant with fractional crystallization (AFC). The early Cretaceous basalts of the Campos basin evolved by about 30% AFC, involving crystallization of an assembly made up essentially of 5% of olivine, 30% of clinopyroxene, and 65% of plagioclase in a magma chamber contained within the lower crust. Local involvement of the lower crust in the evolutionary process of the Campos basalts is supported by the pronounced negative anomaly of Nb (La/Nb_N up to 5.30) detected mainly in the most evolved members.

Keywords: basalt, geochemical modelling, evolution process

INTRODUÇÃO A bacia de Campos situa-se na costa norte do Estado do Rio de Janeiro e sul do Estado do Espírito Santo, entre os paralelos 21° e 23° S (Fig. 1). Esta bacia teve sua origem relacionada à fragmentação do supercontinente Gondwana e posterior evolução do rifte do Oceano Atlântico Sul a partir do Cretáceo Inferior. A sequência estratigráfica da bacia de Campos inclui derrames basálticos, predominantemente toleíticos (basaltos de Campos), de até 600 m de espessura, e que cobriram uma área estimada em 100.000 Km² e volume aproximado de 60.000 Km³ (Mizusaki *et al.* 1988).

Este trabalho apresenta dados geoquímicos e

discute modelos petrogenéticos em base quantitativa do processo de evolução do líquido magmático em câmara para a geração dos basaltos do Cretáceo Inferior da bacia de Campos, SE do Brasil.

TRABALHOS ANTERIORES Os primeiros trabalhos envolvendo os basaltos do Cretáceo Inferior da bacia de Campos foram sob o ponto de vista geocronológico onde idades de 124 até 112 Ma foram encontradas (Fodor *et al.* 1983).

Posteriormente, os estudos englobaram análises litogeoquímicas de amostras basálticas, de idades entre

1 - Rede de Estudos em Geotectônica - PETROBRAS/CENPES/UERJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: janaina.lobo@uerj.br

2 - TEKOS/FGEL/UERJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: biapasch@uerj.br

3 - CENPES/PETROBRAS, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: szatmari@cenpes.petrobras.com.br

4 - Grupo de Estudos em Petrologia (GEP/CNPq/UFRuralRJ), UFRuralRJ, Seropédica, RJ, Brasil. E-mail: sergio@ufrj.br

Figura 1 – Mapa de localização da bacia de Campos. 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; Enxames de diques: Serra do Mar, Florianópolis e Arco de Ponta Grossa) (modificado de Lobo, 2000).

138 e 105 Ma, das bacias do Espírito Santo, Campos e Santos (Fodor & Vetter 1984). Onde para estes autores, três grupos foram identificados com base na ampla variação de alguns elementos (SiO_2 : 49 - 54% de peso, TiO_2 : 0,5 - 3,0% de peso, FeO/MgO : 0,6 - 5,0 e La/Yb_N : 1 - 6) (Fodor & Vetter 1984). Os grupos propostos foram: (i) basaltos enriquecidos em elementos incompatíveis, tais como K (algumas amostras com $\text{K}_2\text{O} > 2,0\%$ de peso), Rb (> 18 ppm), Zr (> 120 ppm) e elementos terras raras leves. Algumas amostras deste grupo possuem $\text{FeO}^t = 16\%$ de peso e muitas delas possuem $\text{SiO}_2 = 51 - 54\%$ de peso; (ii) basaltos transicionais ou menos enriquecidos em elementos incompatíveis, tendo $\text{K}_2\text{O} < 0,40\%$ de peso e um monótono padrão de elementos terras raras; (iii) uma amostra de basalto empobrecido, com $\text{Ce}/\text{Yb}_N = 0,7$, onde $\text{Ce}_N = 4$. Baseado nas descrições destes grupos, os basaltos enriquecidos foram classificados como P- e T-MORB (e.g. $\text{Zr}/\text{Nb} \cong 4 - 25$), os transicionais como T-MORB (e.g. $\text{Zr}/\text{Nb} \cong 8 - 27$) e os empobrecidos como N-MORB (e.g. $\text{Zr}/\text{Nb} > 30$). Fodor & Vetter (1984) concluíram que os basaltos da margem sudeste do Brasil referentes aquelas bacias estudadas foram extraídos de um manto heterogêneo com variáveis proporções de misturas de materiais de manto empobrecido (N-MORB) e pluma (P-MORB, e.g. o *hot spot* de Tristão da Cunha).

Baseado nas análises litogeoquímicas disponí-

veis, Fodor (1987) identificou ambientes de geração de basaltos de alto- TiO_2 e baixo- TiO_2 para a margem sudeste do Brasil (bacias do Espírito Santo, Campos e Santos).

Os basaltos do Cretáceo Inferior foram estudados por Mizusaki *et al.* (1988) na bacia de Campos. As rochas vulcanoclásticas dos campos de Badejo, Linguado e Pampo foram classificadas como autoclásticas, piroclásticas e epiclásticas em função da gênese dos fragmentos. Através de um modelo vulcano-sedimentar foram delimitadas áreas de vulcanismo subaquoso e outras de vulcanismo subaéreo (acompanhado de manifestações explosivas). Este último é representado por camadas de tufos de cores avermelhadas que refletem períodos da exposição.

Análises de litogeoquímica e isotópicas (Sr-Nd) foram produzidas por Mizusaki *et al.* (1992) para os basaltos do Cretáceo Inferior da bacia de Campos. Desta maneira, estes basaltos apresentaram valores de razões isotópicas similares aos basaltos do Paraná (Serra Geral), baixas concentrações de elementos incompatíveis e $\text{TiO}_2 < 2\%$ peso. Cálculos de fusão parcial em equilíbrio modal foi sugerido por Mizusaki *et al.* (1992) onde uma quantidade de fusão parcial entre 9 e 25 % de uma fonte mantélica do tipo granada peridotito foi requerida. Para estes autores a formação basáltica do Cretáceo Inferior da bacia de Campos teria sido extru-

dida durante os primeiros estágios do grande processo do rifting do Gondwana ocorrido naquela região.

Recentemente, trabalhos abordando modelamento geoquímico quantitativo e caracterização de fonte mantélica estudos comparativos com a província Paraná-Etendeka foram desenvolvidos para as suítes basálticas das bacias de Campos e Pelotas (e.g. Lobo *et al.* 1999a, b; Lobo 2000; Lobo *et al.* 2001a,b; Lobo *et al.* 2006).

JUSTIFICATIVA O estudo da petrogênese dos basaltos do Cretáceo Inferior das bacias da margem sudeste do Brasil tem sido desenvolvida desde a década de oitenta com importantes trabalhos pioneiros (porém ainda com volume de dados ainda restrito) focando a geocronologia, litogeoquímica e geoquímica isotópica. O objetivo das pesquisas realizadas, em sua grande parte, tem sido de caracterização da fonte mantélica precursora (Fodor *et al.* 1983; Fodor & Vetter 1984; Fodor 1987; Mizusaki *et al.* 1988; Mizusaki *et al.* 1992; Lobo *et al.* 1999a, b; Lobo 2000; Lobo *et al.* 2001a,b; Lobo *et al.* 2006). Entretanto, o estudo de processos evolutivos ocorridos em câmara magmática foi pouco desenvolvido para qualquer uma das bacias em questão. No caso da bacia de Campos, o entendimento destes processos começou em Lobo (2000) com base em modelamento geoquímico quantitativo. Este modelo será apresentado a seguir. Esta proposta de estudo envolveu a compilação dos dados litogeoquímicos disponíveis na literatura (Fodor & Vetter 1984; Mizusaki *et al.* 1992) não sendo desenvolvido novos dados.

PETROGRAFIA Dezesete lâminas petrográficas da suíte basáltica de Campos foram selecionadas do arquivo CENPES/PETROBRAS e estudadas por Lobo (2000). A seguir apresenta-se um resumo dos resultados então obtidos.

O objetivo da descrição petrográfica foi o de caracterizar, de maneira geral, as principais fases mineralógicas, graus de cristalinidade, forma dos cristais, classificação granulométrica e textura. Especificamente, uma atenção maior foi dispensada para a assembléia de fenocristais os quais serviram como base para modelos geoquímicos descritos nos itens subseqüentes. Critérios disponíveis em Mackenzie *et al.* (1982) para a caracterização de basaltos toleíticos foram utilizados.

Os basaltos eocretáceos da bacia de Campos são, em geral, hipohialinos, inequigranulares porfiríticos, com fenocristais de granulação média ($\cong 2$ mm) envoltos por uma matriz granular fina ($< 0,5$ mm) a vítrea (Fig. 2). A composição mineral da matriz é dada por plagioclásio, clinopiroxênio, olivina e minerais opacos. A assembléia de fenocristais é formada por plagioclásio, clinopiroxênio e olivina, tanto em grãos isolados quanto em aglomerados. Minerais secundários comuns são saussurita (principalmente encontrada nas bordas do plagioclásio), clorita e serpentina (alteração da olivina e cloritização da matriz). A matriz também é saussuritizada e devitrificada.

Aparentemente, há duas gerações de fenocris-

tais de plagioclásio. Uma geração é representada por grãos euédricos e bem desenvolvidos ($\cong 2$ mm); outra geração é representada por cristais finos ($\cong 1$ mm) isolados na matriz, com geminação polissintética preservada, apesar de muito alterados e corroídos internamente. Os núcleos corroídos são manteados por uma segunda geração de plagioclásio livre de corrosão (Fig. 2a). Por vezes, observa-se também zonamento múltiplo. Microfenocristais de apatita são observados inclusos em grãos poiquilíticos tanto da primeira quanto da segunda geração de plagioclásio.

Os fenocristais de clinopiroxênio caracterizam-se por sua extinção oblíqua e sua cor de interferência elevada. Ocorrem como cristais subédricos de granulação média. Feições de corrosão e manteamto também são observadas nestes fenocristais, muito embora com menos frequência. Dois tipos de clinopiroxênio foram reconhecidos: augita e outro de cor natural castanha clara com boa clivagem em uma direção e fraturas perpendiculares, sendo, possivelmente, pigeonita (Fig. 2b). Os dois tipos de clinopiroxênio apresentam-se, por vezes, em grãos poiquilíticos, englobando um mineral alterado, de relevo alto, cor verde e fraturado.

A olivina é o mineral menos freqüente nas assembléias de fenocristais estudadas. Apresenta-se muito alterada, subédrica e, às vezes, anédrica. Foi indentificada, fundamentalmente, por seu hábito preservado (Fig. 2c), já que, em geral, está totalmente substituída por serpentina e/ou clorita.

A matriz destes basaltos é geralmente fina (aproximadamente 0,5-0,8mm); por vezes vítrea ou devitrificada. É composta por plagioclásio, clinopiroxênio, olivina ($< 1\%$ de volume), minerais opacos *sub-sólidos* (subédrico e anédrico) e vidro vulcânico preenchendo interstícios entre os cristais (Fig. 2d).

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.

Algumas das características petrográficas descritas acima (e.g., a presença de dois tipos de clinopiroxênio, um rico em cálcio, augita, e outro pobre em cálcio, possivelmente pigeonita; percentagens de volume ínfimas de olivina na matriz, e caráter tardio dos minerais opacos) (Mackenzie *et al.*, 1982) indicam o caráter toleítico da suíte basáltica da bacia de Campos. A tabela 1 apresenta um quadro sinóptico das características petrográficas dos basaltos do Eocretáceos da bacia de Campos.

TRATAMENTO QUALITATIVO E APRESENTAÇÃO GERAL DOS DADOS GEOQUÍMICOS Variações dos elementos maiores e dos elementos traços, incluindo os elementos terras raras, bem como variações isotópicas, foram estudadas, visando a análise dos possíveis processos petrogenéticos associados aos basaltos de Campos.

Dados geoquímicos foram previamente selecionados da literatura (Fodor & Vetter 1984 e Mizusaki *et al.* 1992) e estão apresentados na tabela 2. A compilação

Figura 2 – Fotomicrografias dos basaltos do Cretáceo Inferior da bacia de Campos.

destes dados obedeceu aos seguintes critérios: (1) soma dos óxidos no intervalo 99 - 101% de peso, (2) baixos valores de perda ao fogo e (3) norma CIPW para a caracterização dos toleitos (apresentação de hiperstênio normativo em todas as amostras).

Os dados compilados foram padronizados de forma a serem apresentados segundo seus valores originais e com o ferro expresso como ferro bivalente total (FeOt) (Tab. 2). Não foram produzidas novas análises geoquímicas como parte deste trabalho e trinta amostras fazem parte de toda a população dos basaltos de Campos.

CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA E AMOSTRAS PARENTAIS As amostras são classificadas predominantemente como basalto, traquibasalto, traquian-desito basáltico e andesito basáltico no TAS (Fig. 3a) e no diagrama classificatório com base em elementos traços imóveis (Fig. 3b) abrangem os campos do basalto sub-alcálico, andesito basalto e andesito. As duas classificações são compatíveis com aquelas esperadas para rochas basálticas (Cox *et al.* 1979; Middlemost 1980). A classificação química com base em elementos

altamente móveis como os álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; Fig. 3a) pode ser inapropriada para rochas ricas em potássio e, ainda, questionável para rochas vulcânicas alteradas devido à mobilização daqueles elementos em processos pós-magmáticos. No entanto, os resultados obtidos pela utilização dos diagramas com base em elementos traços incompatíveis (Fig. 3b) e o digrama com base no total de álcalis *versus* sílica (TAS; Fig. 3a) são similares e, portanto, sugerem que, se houve mobilização pós-magmática dos óxidos, este processo não afetou substancialmente a classificação química no TAS.

A afinidade toleítica dos basaltos do Cretáceo Inferior da bacia de Campos não é evidente no diagrama AFM (Fig. 3c), entretanto, o caráter toleítico é discriminado com base nos critérios petrográficos (dois tipos de clinopiroxênio e < 5% volume de olivina) e de classificação normativa (todas as amostras selecionadas possuem hiperstênio normativo) suportam esta classificação. Lobo (2000) demonstrou que a supressão de ferro das amostras da suíte basáltica do Cretáceo Inferior da bacia de Campos encontrada do diagrama AFM (Fig. 3c) é devido sua anômala cristalização em ambiente de

Tabela 1 – Quadro sinóptico das características petrográficas dos basaltos do Cretáceo Inferior da bacia da Campos.

Textura principal	Granulação da matriz	Minerais da matriz (em ordem de %volume)	Granulação dos fenocristais	Fenocristais (em ordem decrescente de %volume)	Minerais secundários
Porfírica Matriz intergranular e intersertal	finas (0,5-0,8mm)	plagioclásio, clinopiroxênio, olivina, minerais opacos <i>subsólidos</i> e vidro vulcânico	média ($\approx 2\text{mm}$)	plagioclásio, clinopiroxênio e olivina	saussurita, clorita e serpentina

Figura 3 - Diagramas de classificação química de rochas: a) Le Maitre (1989); b) Winchester & Floyd (1977) e c) diagrama de classificação de series AFM ($A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $F = \text{FeO} + 0,9889 \text{Fe}_2\text{O}_3$; $M = \text{MgO}$).

alta fugacidade de oxigênio.

Amostras potencialmente parentais foram escolhidas obedecendo-se os seguintes critérios: 1) teores mais elevados de MgO acompanhados de valores de Ni e Cr elevados; e 2) teores relativamente baixos de SiO_2 . A tabela 3 apresenta seis amostras possivelmente representativas do magma parental. Destas, três possuem valores demasiadamente elevados de perda ao fogo (Li-4 , RJS-139 e BD-15c ; Tab. 3); duas possuem valores de SiO_2 relativamente elevados (RJS-26 e BD-1a ; Tab. 3) próximas de andesitos basaltos caracterizando-se como rochas muito evoluídas. Assim, a amostra RJS-156 foi considerada a melhor representante do magma parental da suíte basáltica de Campos. Ressalta-se que a amostra parental eleita (RJS-156) não representa um líquido primário, na medida em que apresenta baixos teores de Ni e Cr (Tab. 3).

INVESTIGAÇÃO DO PROCESSO EVOLUTIVO O método dos mínimos quadrados foi aplicado na população das amostras dos basaltos de Campos o que possibilitou analisar estatisticamente qual a melhor curva de regressão se enquadraria para a população estudada nos diagramas bivariantes (elementos maiores e traços). O objetivo é de estudar possíveis processos pe-

trogenéticos. O MgO foi escolhido como o melhor índice de diferenciação devido a sua maior variabilidade (cerca de 3,80) em comparação com a da SiO_2 (cerca de 1,24).

Diagramas de variação para elementos maiores e traços mostram valores de coeficientes de correlação polinomial (R^2) mais elevados que aqueles obtidos para correlações lineares (Figs. 4 e 5; Tab. 4). Valores de R^2 para alguns óxidos e elementos traços são significantes acima de 99,9% para a quantidade de amostras plotada (Figs. 5c, d, e, f, h; Tab. 4), muito embora outros apresentem dispersão (Figs. 5b, i, j; Tab. 4). Este aspecto será considerado mais adiante. A tabela 4 apresenta a comparação entre os valores de R^2 das funções lineares e polinomiais para os diagramas de variação dos elementos maiores e traços (os graus de significância das R^2 polinomiais para $n = 30$ amostras e equações polinomiais de segunda ordem também são apresentadas). Os basaltos de Campos constituem uma única suíte do tipo baixo- TiO_2 ($\text{TiO}_2 = 1,20 \pm 0,12\%$ de peso; Figs. 4 e 5b).

A razão La/Yb_N da amostra parental RJS-156 é igual a 5,78 e a sua razão La/Nb_N é igual a 0,97 (Fig. 6). Manto litosférico subcontinental e a crosta continental possuem razões $\text{La}/\text{Nb}_N > 1$, enquanto que fontes astenosféricas possuem razões $\text{La}/\text{Nb}_N < 1$ (Thompson *et*

Tabela 2 – Dados litogeoquímicos de Mizusaki et al. 1992 (referência 1) e Fodor e Vetter, 1984 (2).

AMOSTRA	BD-8	BD-4	BD-11a	Li-4a	Li-4b	RJS-156	RJS-92a	RJS-92b	RJS-36a	RJS-36b	RJS-13	BD-13	RJS-315	BD-3	BD-1a	BD-15c	BD-2	Li-4
SiO ₂	52,19	51,36	50,91	43,55	42,70	45,07	50,80	52,74	50,89	44,93	51,57	48,39	50,17	50,24	50,25	43,19	48,88	46,34
TiO ₂	1,24	1,02	1,23	1,30	1,23	1,49	1,34	1,23	1,05	1,44	1,27	1,28	1,12	1,25	1,33	1,19	1,23	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	14,05	15,90	14,44	14,86	13,45	14,23	14,46
FeO _i	9,95	9,31	9,91	11,00	10,69	11,31	10,03	9,77	10,65	12,82	10,13	9,25	9,46	9,78	9,44	11,51	9,62	10,96
MnO	0,22	0,13	0,18	0,33	0,18	0,24	0,14	0,20	0,21	0,24	0,12	0,23	0,20	0,21	0,10	0,18	0,27	0,27
MgO	5,56	6,95	5,57	11,78	11,09	7,88	6,43	5,72	7,52	7,57	7,48	6,07	6,30	6,41	8,38	10,00	7,85	10,45
CaO	9,28	9,43	9,52	6,11	6,64	9,53	9,62	8,05	6,32	10,76	7,50	8,68	8,61	8,28	4,29	9,19	7,21	5,85
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	3,19	2,88	2,69	2,49	2,13	2,46	2,34
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	2,60	1,98	2,59	3,94	1,42	2,75	2,07
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	0,19	0,19	0,17	0,17	0,12	0,16	0,15
PF	1,73	2,46	1,98	6,98	9,34	4,86	2,12	0,94	3,60	4,24	2,70	5,47	2,62	3,77	4,73	7,80	4,69	5,70
total	100,81	100,08	100,13	100,16	99,84	100,66	98,69	99,99	100,42	100,29	100,48	99,39	99,43	99,83	99,99	100,21	99,35	99,87
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	5,60	4,43	6,23	6,64	7,35	6,46	5,48
FeO	6,24	3,81	5,44	6,08	5,65	3,86	3,85	4,69	6,15	7,17	3,10	4,16	5,43	4,11	3,40	4,81	3,74	5,97
Ni	63	72	60	40	44	113	56	64	56	74	59	52	62	58	80	61	58	46
Cr	215	140	222	90	102	55	76	78	113	179	241	66	232	90	201	145	62	37
Ba	505	504	656	985	1102	377	371	938	277	139	713	695	462	767	950	335	770	536
Rb	36	49	37	42	42	7	18	80	6	5	35	46	36	36	40	23	29	42
Sr	272	312	305	248	241	411	304	280	411	301	261	365	301	348	297	309	355	306
Th																		
Sc																		
Co																		
Cu																		
Zn																		
Nb	12	11	13	8	6	23	12	12	9	9	14	13	9	12	10	18	12	12
Y	22	20	22	27	24	33	27	24	25	30	26	23	31	25	21	31	29	25
Zr	155	140	152	114	108	132	159	180	118	100	176	154	142	182	143	101	175	161
La	23,49	19,39	22,51	18,00	24,00	20,90	26,00	27,42	10,71	5,00	33,00	24,00	25,00	33,00	30,00	14,00	33,00	18,00
Ce	49,59	44,86	52,56	40,00	50,00	46,54	55,00	59,00	27,79	12,01	63,00	49,00	56,00	67,00	57,00	27,00	58,00	44,00
Pr																		
Nd	23,97	19,71	23,16	12,00	15,00	21,20	20,00	28,67	13,12	8,85	29,00	19,00	20,00	27,00	20,00	18,00	26,00	15,00
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								
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(m)	0,70950	0,70945	0,70942	0,70957	0,70958	0,70586	0,70939	0,70936	0,70943	0,70847								
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(m)	0,51158	0,51145	0,51146	0,51154	0,51159	0,51217	0,51160	0,51154	0,51230	0,51263								
K-Ar rocha total 1						122+/-5		124+/-3	112+/-4		128+/-5			124+/-7	134+/-4	111+/-13		
K-Ar rocha Total 2														116+/-3	126+/-3			
Referência	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

AMOSTRA/CIPW	BD-8	BD-4	BD-11a	Li-4a	Li-4b	RJS-156	RJS-92a	RJS-92b	RJS-36a	RJS-36b	RJS-13	BD-13	RJS-315	BD-3	BD-1a	BD-15c	BD-2	Li-4
Quartzo	0,62	4,87	0	0	0	0	7,09	3,45	0	0	1,98	0	0	1,89	0	0	0,56	0
Hyperstenio	11,3	10,41	8,38	0	0	5,87	7,97	9,98	8,68	0	12,16	0	14,19	9,51	20,54	2	14,72	15,58
Olivina	0	0	0,32	23,5	19,71	5,96	0	0	8,16	9,88	0	5,2	0,16	0	0,16	12,2	0	10,6
Nefelina	0	0	0	1,79	4,55	0	0	0	0	4,1	0	0,48	0	0	0	0	0	0
Ortoclássio	11,79	12,59	14,37	18,84	19,24	4,46	11,46	21,55	3,06	2,17	14,51	16,31	12,08	15,88	24,33	9,05	17,05	12,95
Albita	26,73	18,58	24,93	15,04	13,14	25,62	17,75	18,6	41,7	23,22	25,88	27,72	25,02	23,56	21,94	19,41	21,86	20,96
Anortita	22,07	25,71	22,14	21,56	16,76	30,1	24,54	21,54	17,69	22,94	18,15	17,31	25,34	20,38	18,58	24,66	20,69	24,12
Leucita																		
Diopsídio	18,85	16,68	19,97	8,06	15,1	12,9	18,4	14,18	11,01	25,28	14,61	21,48	14,02	16,68	2,2	18,58	12,57	4,56
Acmita																		
Magnetita	5,93	8,99	7,23	8,34	8,81	9,25	9,23	8,13	7,36	9,29	6,76	8,6	6,61	9,35	7,74	11,45	9,83	8,39
Hematita	0	0	0	0	0	2,09	0,6	0	0	0	3,18	0	0	0	1,59	0	0	0
Ilmenita	2,36	1,96	2,36	2,65	2,57	2,94	2,62	2,34	2,04	2,83	2,45	2,57	2,19	2,45	2,64	2,43	2,45	2,55
Apatita	0,43	0,31	0,4	0,38	0,29	0,94	0,43	0,38	0,38	0,33	0,43	0,47	0,47	0,43	0,43	0,31	0,4	0,38
Wollastonita																		
Total	100,08	100,1	100,1	100,16	100,17	100,13	100,09	100,15	100,08	100,04	100,11	100,14	100,08	100,13	100,15	100,09	100,13	100,09

Tabela 2 (cont.)

AMOSTRA	Li-7	RJS-139	PM-3	RJS-159	CST-1-RJ	RJS-92 3_1/12	RJS-92 3_9/12	RJS-92 4_3/11	RJS-92 5_1/11	RJS-92 5_7/11	RJS-92 6_3/13	RJS-92 6_10/13	BD-1a 5_1/2	BD-2 5_1/7	BD-2 3_7/7	BD-2 6_11/13	RJS-13 9_3/3	RJS-26 4_1/1
SiO ₂	50,44	45,41	46,41	44,35	33,35	50,61	50,01	49,30	50,59	51,97	50,08	51,16	50,24	52,22	51,35	52,41	51,88	51,43
TiO ₂	1,33	1,34	1,21	1,14	0,82	1,09	1,10	1,15	1,17	1,12	1,26	1,10	1,24	1,01	1,13	1,13	1,07	1,03
Al ₂ O ₃	13,91	11,73	13,63	11,07	14,65	15,23	15,03	16,06	16,45	16,26	15,14	15,07	15,34	15,34	15,01	14,67	15,08	10,88
FeO _t	10,36	10,61	9,88	9,81	7,87	9,75	10,20	10,05	10,07	9,47	10,27	9,50	10,66	8,84	11,00	9,46	10,48	12,45
MnO	0,14	0,10	0,14	0,14	0,12	0,14	0,09	0,24	0,22	0,14	0,20	0,15	0,12	0,17	0,20	0,11	0,22	0,10
MgO	6,73	10,04	7,54	3,15	9,82	4,83	6,27	6,06	5,66	4,71	4,57	5,04	6,49	5,63	7,02	6,05	5,87	11,38
CaO	7,12	5,82	11,32	13,83	6,62	9,50	7,17	8,87	8,55	9,26	8,82	6,27	5,71	5,12	6,09	5,82	8,26	5,05
Na ₂ O	2,82	1,98	2,08	1,84	1,15	2,56	2,78	2,97	2,30	2,69	2,85	2,93	2,13	2,37	2,38	3,73	2,80	1,91
K ₂ O	2,25	2,69	1,67	4,07	1,14	3,19	3,42	2,25	2,51	3,49	3,07	3,43	3,29	5,35	3,31	3,44	2,57	1,16
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,17	0,17	0,11	0,17	0,15	0,16	0,18	0,17	0,17	0,16	0,17	0,14	0,17	0,17	0,20	0,17
PF	5,18	8,95	6,05	10,82	23,80	3,59	4,68	2,71	2,76	2,59	3,32	3,89	3,89	3,33	2,33	4,49	1,48	4,37
total	100,47	98,84	100,11	100,38	99,45	100,66	100,91	99,82	100,45	101,87	99,75	98,71	99,27	99,53	100,00	101,49	99,91	99,93
Fe ₂ O ₃	6,08	7,24	5,52	7,51	6,81	8,92	7,25	6,25	6,78	5,27	6,36	6,63	6,94	6,50	7,43	7,18	6,40	12,51
FeO	4,82	4,01	4,85	2,97	4,27	2,08	4,17	4,70	4,24	4,97	4,89	3,92	4,89	3,30	4,50	3,44	4,82	1,75
Ni	46	51	76	39	76	60	43	43	60	55	47	66	55	44	53	56	57	99
Cr	37	138	235	45	174	250	85	70	60	50	35	80	55	45	65	75	255	410
Ba	536	727	463	634	603	440	710	365	585	565	575	420	620	965	750	660	705	275
Rb	42	19	35	74	23	30	65	31	44	52	41	37	48	50	46	36	37	30
Sr	306	287	363	252	215	325	255	270	360	300	260	260	330	320	280	290	285	95
Th								5	5		5				5			
Sc							38	32		37				32		41		
Co					46	49	60	69	63	67	62	54	59	56	90	57	60	
Cu					108	207	122	125	210	140	140	129	93	143	132	87	89	
Zn					75	127	78	102	125	125	75	111	67	149	85	89	57	
Nb	12	12	8	9	2	6	6	9	10	9	6	6	11	7	9	7	9	9
Y	25	22	30	18	22	32	39	33	36	39	36	31	34	33	35	43	34	40
Zr	161	128	152	108	72	127	135	135	167	158	162	119	178	156	155	172	152	96
La	18,00	16,00	24,00	4,00	17,00			21,30	26,50		29,90				26,80			
Ce	44,00	43,00	44,00	9,00	32,00			51,00	51,30		61,30				53,70			
Pr																		
Nd	15,00	20,00	23,00	4,00	18,00			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			
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(m)																		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(m)																		
K-Ar rocha total 1		122+/-4																
K-Ar rocha total 2																		
Referência	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

AMOSTRA/CIPW	Li-7	RJS-139	PM-3	RJS-159	CST-1-RJ	RJS-92 3_1/12	RJS-92 3_9/12	RJS-92 4_3/11	RJS-92 5_1/11	RJS-92 5_7/11	RJS-92 6_3/13	RJS-92 6_10/13	BD-1a 5_1/2	BD-2 5_1/7	BD-2 3_7/7	BD-2 6_11/13	RJS-13 9_3/3	RJS-26 4_1/1
Quartzo	3,21	0	0	0	0	1,91	0	0	4,11	0,02	0,53	3,11	4,26	0,86	3,32	0	2,87	10,16
Hyperstenio	13,43	20,07	4,7	0	3,66	2,86	9,39	6,63	9,71	6,16	4,81	8,65	16,37	10,94	15,09	8,69	9,85	26,76
Olivina	0	1,74	3,68	0	19,94	0	0,42	2,51	0	0	0	0	0	0	0	0,84	0	0
Nefelina	0	0	0	4,44	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ortoclásio	13,89	17,56	10,48	26,66	8,57	19,2	20,79	13,56	15,05	20,63	18,67	21,15	20,13	32,6	19,86	20,73	15,34	7,03
Albita	24,91	18,49	18,6	9,03	12,34	21,99	24,18	25,61	19,68	22,75	24,77	25,86	18,69	20,62	20,45	32,13	23,87	16,62
Anortita	19,49	16,82	24,25	11,03	39,94	21,03	18,9	24,38	27,57	21,99	19,97	18,64	23,44	15,91	20,82	13,41	21,21	18,18
Leucita																		
Diopsídio	12,86	10,97	27,06	18,79	0,84	20,24	13,15	15,54	11,35	18,39	19,04	10,09	3,94	7,59	7,08	11,8	15,09	5,06
Acmita																		
Magnetita	9,2	10,33	8,46	7,48	12,52	4,07	10,79	9,24	9,96	7,64	9,47	10,03	10,42	8,56	10,92	8,39	9,36	3,01
Hematita	0	0,87	0	3,16	0	6,26	0	0	0	0	0	0	0	0,78	0	1,53	0	10,77
Ilmenita	2,64	2,81	2,44	2,39	1,97	2,1	2,14	2,22	2,25	2,13	2,45	2,17	2,44	1,96	2,18	2,18	2,06	2,01
Apatita	0,47	0,47	0,42	0,45	0,34	0,42	0,37	0,38	0,45	0,42	0,42	0,4	0,43	0,33	0,4	0,42	0,47	0,42
Wollastonita				16,69														
Total	100,1	100,13	100,09	100,12	100,12	100,08	100,13	100,07	100,13	100,13	100,13	100,1	100,12	100,15	100,12	100,12	100,12	100,02

Tabela 3 – Tabela comparativa entre as seis amostras que apresentam os maiores valores de MgO.

Amostra	MGO (% de peso)	SiO ₂ (% de peso)	NI (ppm)	CR (ppm)	PF (% de peso)
RJS-26	11,38	51,43	99	410	4,37
LI-4	10,45	46,34	46	37	5,70
RJS-139	10,04	45,41	51	138	8,95
BD-15C	10,00	43,19	61	145	7,80
BD-1 ^A	8,38	50,25	80	201	4,73
RJS-156	7,88	45,07	113	55	4,86

al. 1982). A razão inferior que a unidade encontrada para a parental da suíte basáltica de Campos é indicativo de amostra sem contribuição litosférica substancial. Desta maneira, a RJS-156 representa, não somente o líquido parental, como, também, o líquido parental não contaminado (Fig. 6).

É válido comentar que, embora alguns diagramas de variação demonstraram dispersão, a média da razão La/Yb_N de toda a população analisada é de 5,88 e o desvio padrão é de 1,09 considerando-se uma população com trinta indivíduos. Isto suporta o fato de que todas as amostras são pertencentes a um único conjunto cogenético e que seu processo evolutivo é investigado naqueles digramas por somente uma curva.

Cristalização fracionada pura e simples (com mudança da assembléia fracionante) e assimilação concomitante a cristalização fracionada (AFC) resultam em funções polinomiais (curvilíneas) e são expressas em diagramas bivalente por curvas com inflexões. Os dois processos comentados são indistintos em diagramas bivariantes. Assim, os possíveis processos evolutivos para a suíte basáltica de Campos, com os dados apresentados até o momento, seriam os de cristalização fracionada pura e simples e o de AFC.

Cristalização fracionada pura e simples não produz variações nas razões de elementos traços incompatíveis entre a amostra parental e derivativa de uma determinada suíte maiores que uma vez e meia (e.g. Al-légre & Minster 1978). Razões entre Zr, Nb e Y foram utilizadas para chegar a variação entre a amostra mais

evoluída (RJS-92_3/13) e a amostra parental (RJS-156) da formação basáltica do Cretáceo Inferior da bacia de Campos (Tab. 5). As razões Zr/Nb aumentam cerca de cinco vezes e meia e a razão Y/Nb varia cerca de quatro vezes. Tais variação não conferem às condições esperadas ao processo de cristalização fracionada pura e simples.

MODELAMENTO GEOQUÍMICO QUANTITATIVO DO PROCESSO EVOLUTIVO GERADOR DOS BASALTOS DE CAMPOS

Os valores mais elevados de R^2 das funções polinomiais (Figs. 4 e 5; Tab. 4) indicam cristalização fracionada como um provável processo petrogenético evolutivo para os basaltos do Cretáceo Inferior da bacia de Campos. Entretanto, as amplas variações de razões de alguns elementos traços incompatíveis citadas anteriormente implicam que a petrogênese dos basaltos de Campos deve ter envolvido processos que não seriam exclusivamente cristalização fracionada. Não há evidências petrográficas ou de campo que suportem processos de mistura magmática para os basaltos de Campos. Os processos evolutivos de mistura magmática e assimilação simples são representados, em diagramas bivariantes, como funções lineares com a presença de hiatos composicionais. Tais relações foram excluídas na suíte basáltica de Campos através da análise estatística realizada com o método dos mínimos quadrados (Figs. 4 e 5; Tab. 4).

Descartados os processos de mistura magmática e assimilação simples, bem como o de cristalização fracionada exclusiva, assimilação concomitante à cristalização fracionada (AFC) passa a ser o processo petrogenético evolutivo mais provável para os basaltos de Campos. Isto é suportado pelas amplas variações entre elementos traços incompatíveis e imóveis (Tab. 5).

O modelamento quantitativo do processo evolutivo de AFC proposto por DePaolo (1981) descreve a evolução composicional de um magma através das seguintes equações:

$$C_L/C_O = (r/(r-1+D)) \cdot (C_a/C_O \cdot (1-f)) + f \quad (\text{equação 3a});$$

$$\epsilon_L = (\epsilon_O) + ((\epsilon_a - \epsilon_O) \cdot (1 - ((C_O/C_L) \cdot (f)))) \quad (\text{equação 3b}),$$

onde $f = F^{-(r-1+D)/(r-1)}$; C_L e ϵ_L são, respectivamente, as concentrações de elementos traços e composição isotópica de um magma contaminado.

Figura 4 - Diagramas bivariantes entre razões de elementos traços incompatíveis (Zr/Y versus Ti/Y) mostrando a relação limítrofe entre alto-TiO₂ (Ti/Y < 310) e baixo-TiO₂ (Ti/Y > 310) (Hergt et al, 1991; Peate, et al. 1992)

Figura 5 - Diagramas bivalentes mostrando a relação entre MgO e SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ e FeO_T (a, b, c, d) e MgO e Sr, Zr, Y, Nb, Cr e Ni (e, f, g, h, i, j). Os quadrados dos coeficientes de correlação linear e polinomial (R²) e respectivos graus de significância (GS, n= 30 amostras e graus de liberdade n-2), curvas polinomiais e possíveis fases fracionantes estão indicados.

Tabela 4 – Comparação entre os valores de R^2 das funções lineares e polinomiais para os diagramas de variação dos elementos maiores e traços (os graus de significância das R^2 polinomiais para $n = 30$ amostras e equações polinomiais de segunda ordem também são apresentadas).

Óxido	R^2 (linear)	R^2 (polinomial)	Graus de significância polinomiais (GS)	Equações polinomiais de segunda ordem
SiO_2	0,36	0,37	99,9%	$y=0,0675x^2-1,8653x+59,44$
TiO_2	0,04	0,13	95,0%	$Y=-0,0096x^2+0,1622x+0,555$
Al_2O_3	0,54	0,59	99,9%	$Y=-0,0732x^2+0,6248x+14,128$
FeO_T	0,45	0,50	99,9%	$Y=0,0515x^2-0,5092x+11,078$
CaO	0,14	0,14	95,0%	$Y=-0,0315x^2+0,1177x+8,4887$
Na_2O	0,09	0,13	95,0%	$Y=-0,0345x^2+0,4351x+1,3865$
K_2O	0,21	0,22	99,0%	$Y=0,0362x^2-0,8261x+6,4501$
P_2O_5	0,007	0,03	<80,0%	$Y=-0,0021x^2+0,0328x+0,0544$
SR	0,03	0,39	99,9%	$y=-9,7105x^2+144,42x-203,78$
ZR	0,17	0,28	99,0%	$y=-2,1493x^2+27,957x+64,615$
Y	0,006	0,15	95,0%	$y=0,6355x^2-10,5x+70,407$
NB	0,17	0,27	99,0%	$y=-0,3339x^2+6,0546x-14,379$
CR	0,08	0,13	95,0%	$y=5,8998x^2-76,003x+354,86$
NI	0,11	0,11	90,0%	$y=-0,018x^2+3,3277x+38,641$
BA	0,03	0,08	80,0%	$y=-12,502x^2+173,84x+16,201$
RB	0,13	0,14	95,0%	$y=0,5324x^2-11,424x+89,087$

Figura 6 – Análise da possível evidência do processo de assimilação simples. a) Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo (Thompson et al. 1984; à exceção do K, P e Rb, que são valores de Sun 1980, e Ba = 3,85 ppm de Hawkesworth et al. 1984); b) Diagrama de elementos terras raras normalizados para condrito Nakamura (1974).

Estas equações incluem os seguintes parâmetros: (1) Composição do contaminante (C_a para os elementos traços e ϵ_a para razões isotópicas); (2) Com-

posição do magma parental não contaminado (C_o para os elementos traços e ϵ_o para razões isotópicas); (3) Fração de massa do líquido residual (F); (4) O coefi-

Tabela 5 – Razões Zr/Nb e Y/Nb entre as amostras parental e mais evoluída dos basaltos do Cretáceo Inferior da bacia de Campos (RJS-156: MgO = 7,88% de peso; RJS-92 6_3/13: MgO = 4,57% de peso).

Amostra		Zr/Nb	Amostra	Y/Nb
Parental	RJS-156	5,73	RJS-156	1,43
Derivativa	RJS-92 6_3/13	27,00	RJS-92 6_3/13	6,00
Fator de variação		5,70	fator de variação	4,19

ciente de partição total cristal-líquido para os elementos traços durante o fracionamento ($D = \sum \%f \cdot K_d$); (5) A razão entre a quantidade de assimilação e a quantidade de cristalização fracionada (r).

Os valores destes parâmetros podem ser manipulados para explicar possíveis *trends* no diagrama de razões isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130\text{Ma}}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{130\text{Ma}}$). Para o parâmetro F, pode-se assumir valores do modelamento de elementos maiores, por exemplo. Os valores de D podem ser retirados da quantificação modal da assembléia de fenocristais realizada na petrografia. Os valores de Kd utilizados estão dispostos na literatura (Rollinson, 1993). Os valores de r não alcançam a unidade e podem ser manipulados para a obtenção dos *trends* de AFC. Segundo Taylor (1980), o valor de r para 1g de rocha assimilada, a 150°C, por um líquido com uma temperatura cerca de oito vezes maior (cerca de 1150°C) equivaleria a 3,25g de cristais fracionados e, conseqüentemente, a um $r = 0,3$ (1g/3,25g). O parâmetro r está relacionado com o gradiente de temperatura existente entre o magma e a rocha contaminante; quanto menor o gradiente térmico, maiores os valores

de r (DePaolo, 1981).
No modelamento quantitativo de AFC para os basaltos de Campos, foram usados $D_{\text{Sr}} = 1,21$, $D_{\text{Nd}} = 0,15$ para uma assembléia de fenocristais composta por 5% de olivina, 30% de clinopiroxênio e 65% de plagioclásio extraída da análise modal quantificada na petrografia. Duas amostras da crosta superior e duas amostras representativas da crosta inferior locais. Granitóides e gnaisses (crosta superior; RJC-199 e RJC-200; Valente 1997) aflorantes no Rio de Janeiro, granulito (crosta inferior; MB-CM-43c; Valente 1997) de Juiz de Fora e ortognaisse (crosta inferior; RJ-15L; Fonseca 1993) da região de Cabo Frio (rochas aflorantes adjacente a bacia de Campos) foram utilizadas como possíveis contaminantes. Seus valores isotópicos e de elementos traços utilizados estão dispostos na tabela 6. Foram utilizados um $r = 0,2$, para a possível solução de AFC envolvendo crosta superior, e $r = 0,7$ para a crosta inferior.
Uma condição necessária para o modelamento de AFC é a existência de uma amostra representativa de um líquido parental não contaminado. A amostra RJS-156, dentro da suíte basáltica de Campos possui

Tabela 6 - Valores das composições dos elementos traços e das razões isotópicas das amostras RJ/C-199 (granitóide, crosta superior), RJ/C-200 (gnaisse, crosta superior), MB-CM-43 (granulito, crosta inferior) (Valente 1997); RJ-15L (ortognaisse, crosta inferior) (Fonseca, 1993) e das amostras de Campos (Mizusaki et al. 1992) utilizadas no modelamento de AFC.

	Amostra	RB (PPM)	SR (PPM)	SM (PPM)	ND (PPM)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(130\text{MA})}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(130\text{MA})}$	RB/SR
CROSTA SUPERIOR (granitóide)	RJ/C-199	114	233	5	36	0,713704	0,511759	0,488
CROSTA SUPERIOR (Gnaisse)	RJ/C-200	139	82	8	40	0,729307	0,511994	1,692
CROSTA INFERIOR (granulito)	MB-CM-43C	32	334	7	39	0,715804	0,511076	0,066
CROSTA INFERIOR (ortognaisse)	RJ-15L	X	X	X	X	0,713699	0,510834	0,385
Basalto de campos	BD - 8	36	272	5,42	23,97	0,708792	0,511464	0,132
	BD - 4	49	312	4,38	19,71	0,708610	0,511336	0,157
	RJS - 36 a	6	411	3,71	13,12	0,709352	0,512155	0,0145
	BD - 11a	37	305	5,12	23,16	0,708771	0,511346	0,121
	RJS - 92a	18	304	0	20	0,709073	0,511487	0,059
	RJS - 92b	80	280	6,24	28,67	0,707832	0,511428	0,285
	RJS - 156	7	411	4,83	21,2	0,705769	0,512053	0,170

Figura 7 - Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130\text{Ma}}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{130\text{Ma}}$ com possíveis soluções de AFC para os basaltos de Campos.

composições de elementos traços que parecem satisfazer esta condição, por exemplo $\text{La}/\text{Nb}_N = 0,97$ com consequente anomalia positiva de Nb em diagrama multi-elementar (Fig. 6). Outra premissa é a de que a composição isotópica da suíte analisada possua valores aproximados, para quando forem plotadas no diagrama de variação isotópica, formem um grupo distinto dos contaminantes e da amostra parental não contaminada.

A figura 7 apresenta as possíveis soluções para o modelamento quantitativo do processo evolutivo de AFC para os Basaltos de Campos. A melhor delas foi aquela que gerou um *trend* representando a assimilação de um contaminante da crosta inferior local (RJ-15L; Região de Cabo Frio, adjacente à bacia de Campos). Os valores do modelamento quantitativo de AFC ficaram em cerca de 20%, ou seja, correspondente a 0,80 F.

CONCLUSÕES Modelamento geoquímico quantitativo demonstrou que os basaltos do Cretáceo Inferior da bacia de Campos evoluíram a partir de cerca de 30%

de AFC, envolvendo rochas ortognaissicas, representantes de crosta inferior, aflorantes na região de Cabo Frio, adjacente à bacia de Campos. A cristalização fracionada envolveu uma assembléia composta essencialmente por 5% de olivina, 30% de clinopiroxênio e 65% de plagioclásio. O envolvimento de crosta inferior local (possível localização da câmara magmática) no processo evolutivo dos basaltos de Campos encontra apoio na pronunciada anomalia negativa de Nb (La/Nb_N até 5,30) detectada principalmente nos seus membros mais evoluídos.

Agradecimentos Este trabalho é resultado parcial de pesquisas desenvolvidas durante a última década no CENPES/PETROBRAS. Janaina Lobo agradece: (1) as instituições PETROBRAS, FAPERJ, Faculdades de Geologia da UERJ e UFRRJ; (2) Aos gerentes João Cláudio Conceição, José Guimarães Rizzo e Edison José Milani pela gestão e apoio administrativo.

Referências

- Allégre C.J. & Minster J.F. 1978. Quantitative models of trace element behaviour in magmatic process. *Earth and Planetary Science Letters*, **38**:1-25.
- Fonceca A.C. 1993. *Esboço geocronológico da região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 186p.
- Cox K.G., Bell J. D., Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George Allen & Unwin, London, 450pp.
- DePaolo D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **53**:189-202.
- Fodor R.V. & Vetter S.K. 1984. Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, Southeastern Brazil margin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **88**:307-321.
- Fodor R.V. 1987. Low- and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source. *Earth and Planetary Science Letters*, **84**:423-430.
- Fodor R.V., McKee, E.H., Asmus H. E.. 1983/84. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic ocean: ba-

- saltic rock from the Brazilian margin. *Marine Geology*, **54**:M1-M8.
- Hawkesworth C.J., Marsh J.S., Duncan A.R., Erlank A.J., Norry M.J. 1984. The role of continental lithosphere in the generation of the Karoo volcanic rocks: evidence from combined Nd- and Sr-isotope studies. *Special Publication of the Geological Society of South Africa*, **13**:341-354.
- Hergt J.M., Peate D.W., Hawkesworth C.J. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **105**:134-148.
- LeMaitre R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. (*Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*). Blackwell, Oxford, 193p.
- Lobo J.T. 2000. *Petrogênese dos basaltos do Cretáceo Inferior das bacias de Campos e Pelotas, SE do Brasil*. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 97p.
- Lobo J.T., Valente S.C., Szatmari P., Duarte B.P. 2001b. Os basaltos do Cretáceo Inferior de Campos, Pelotas e províncias basálticas adjacentes: uma análise comparativa. In: VIII Congresso Brasileiro e Geoquímica e I Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, Curitiba. *Anais*, SBG, v.1, 100-101p.
- Lobo J.T., Valente S.C., Szatmari P. 1999a. Diabásios da Serra do Mar e Basaltos da Bacia de Campos: comparação dos Processos de AFC através do modelamento geoquímico quantitativo. In: VI Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo. *Boletim de resumos*, SBG-SP, 56p.
- Lobo J. T., Valente S.C., Szatmari P., Duarte B.P. 2001a. Campos, Pelotas e Paraná: comparação entre as suítes de alto- e baixo-TiO₂. In: VIII Congresso Brasileiro de Geoquímica e I Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, Curitiba. *Anais*, SBGq, 100 -101p.
- Lobo J.T., Valente S.C., Thomaz Filho A., Szatmari P. 1999b. Modelamento geoquímico quantitativo dos processos evolutivos dos basaltos do Cretáceo Inferior da Bacia de Campos, SE do Brasil. In: V Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e VII Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto Seguro. *Anais*, SBG, 536- 538p.
- Lobo J.T., Valente S.C., Szatmari P., Duarte B.P. 2006. Tipos de fontes associadas às suítes basálticas de Campos e de Pelotas (Sul-Sudeste) e modelos geodinâmicos de ruptura do Gondwana ocidental. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **12** (2):271-287.
- Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Harlow: Longman, 148pp.
- Middlemost E.A.K. 1980. A contribution to the nomenclature and classification of volcanic rocks. *Geology Magazine*, **117**:51-57.
- Mizusaki A.M.P., Petrini R., Bellieni G., Comin-Chiaramonti P., Dias J., DeMin A., Piccirillo E.M. 1992. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **111**:143-160.
- Mizusaki A.M.P., Thomaz Filho A., Valença J.G. 1988. Volcano-sedimentary sequence of Neocomian age in Campos basin (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **18**:247-251.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38** (5):757-775.
- Peate D.W., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, **55**:119-139.
- Rollinson H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation*. Longman Scientific and Technical, 234pp.
- Sun S.S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A297**:409-445.
- Taylor H. P. 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on ¹⁸O/¹⁶O and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr systematics in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **47**:243-254.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell & Oxford. 312pp.
- Thompson R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal Geology*, **18**:49-107.
- Thompson R.N., Morrison M.A., Hendry, G.L., Parry S.J. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A310**:549-590.
- Valente S.C. 1997. *Geochemistry and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil*. Tese de doutoramento, Queen's University of Belfast, 400p.
- Weaver B.L. & Tarney J. 1981. Lewisian geochemistry and Archean crustal development models. *Earth and Planetary Science Letters*, **55**:171-180.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**:325-343.

Manuscrito AE-005/2006

Submetido em 06 janeiro de 2006

Aceito em 11 de maio de 2007