

Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Petrologia e Geoquímica do Complexo Básico de Lomba Grande, RS

A.P. Viero, A. Roisenberg

Pesquisas em Geociências, 19 (1): 41-54, Mai./Ago., 1992.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21321>

Publicado por

Instituto de Geociências



Portal de Periódicos
UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - Mai./Ago., 1992.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Petrologia e Geoquímica do Complexo Básico de Lomba Grande, RS

A. P. VIERO e A. ROISENBERG

Instituto de Geociências, UFRGS, Caixa Postal 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil

(Recebido em 09/04/92. Aceito para publicação em 24/07/92.)

Abstract — The Lomba Grande Basic Complex is located in the Gravataí District, RS, Brazil, and is formed by three hypabyssal bodies, informally named Olivine-gabro, Involving Dolerite and Oriental Dolerite, intruded in the sedimentary rocks of the Botucatu and Sanga do Cabral Formations. The Olivine-gabro constitutes more than 95% of the total Complex volume and is an irregular body with approximately 0,47 km³ and an actual thickness up to 480 m. It is relatively primitive in character, with high concentrations of MgO, Cr, Ni and Co, low concentrations of incompatible elements (K, Rb, Ba, Zr and REE), and a transitional affinity. The REE pattern is similar to the P-MORB pattern, with low fractionation ($La_N/Yb_N \sim 4,3$) and without negative anomaly of Eu ($Eu/Eu^* \sim 0,83$). The K-Ar ages are of approximately 160 Ma. (Late Triassic), which is similar to the early volcanic activities of the Paraná Basin. The chilled margin (MgO-11%) suggests that the magmatic liquid is derived from a picritic magma by crystal fractionation processes at a pressure of 10 Kb. The evolution of the magmatic chamber comprises a combination of replenishment with magmatic differentiation processes. The latter, probably, occurs by olivine and plagioclase fractionation, which produces segregation of a residual liquid by convective movements. The Involving Dolerite envelopes partially the Olivine-gabro and presents K-Ar ages of approximately 125 Ma. It is formed by two types of dolerites, which are chemically similar to the low-TiO₂ volcanic rocks of the Paraná Basin ($TiO_2 < 1,54$; MgO = 3,0 a 6,5%; low concentrations of incompatible elements). The REE pattern presents low fractionation ($La_N/Yb_N \sim 5,5$) and a discreet negative anomaly of Eu ($Eu/Eu^* \sim 0,7$). The parental liquids are probably originated by crystal fractionation processes of a picritic magma, with a low degree of upper crust assimilation. The Oriental Dolerite is a small body formed by an olivine dolerite and a no-olivine dolerite, with K-Ar ages of approximately 125 Ma. The former presents the highest MgO, Cr and Ni contents. The contents of TiO₂ and incompatible elements are similar to the low-TiO₂ volcanic rocks of the Paraná Basin. The REE pattern presents a low fractionation ($La_N/Yb_N \sim 5,1$) and a discreet negative anomaly of Eu ($Eu/Eu^* \sim 0,7$).

Resumo — O complexo básico de Lomba Grande, RS, localizado no Município de Gravataí, é constituído por três corpos hipabissais de afinidade toleítica encaixados em sedimentitos das Formações Botucatu e Sanga do Cabral, designados informalmente de Olivina-gabro, Diabásio Envolvente e Diabásio Oriental. O Olivina-gabro constitui um corpo irregular com volume aproximado de 0,47 km³, compreendendo mais de 95% do volume total do complexo. As características químicas são de magmas relativamente primitivos, com altos teores de MgO, Cr, Ni e Co e empobrecimento em elementos incompatíveis (K, Rb, Ba, Zr e ETR). Os ETR mostram padrões pouco fracionados ($La_N/Yb_N \sim 4,3$) e destituídos de anomalias negativas de Eu significativas ($Eu/Eu^* \sim 0,83$), revelando uma afinidade com os P-MORB. Os dados geocronológicos apontam idades correspondentes ao Triássico Superior (~160 Ma.), coincidentes com as primeiras manifestações vulcânicas da Formação Serra Geral. O registro de uma margem de resfriamento (MgO-11%) permite estabelecer que o líquido é, provavelmente, resultante da cristalização fracionada de magmas picríticos em pressões entre 10 e 15 Kb. A evolução "in situ" do sistema na atual câmara compreende a realimentação e diferenciação magmática produzida por fracionamento e concentração de olivina e plagioclásio, havendo separação do líquido residual por movimentos convectivos. O Diabásio Envolvente possui idades da ordem de 125 Ma., envolvendo parcialmente o Olivina-gabro. Constitui-se de dois litotipos, similares às vulcânicas básicas baixo-titânio da Bacia do Paraná, com conteúdos de TiO₂ inferiores a 1,48%, MgO entre 3 e 6,5% e elementos incompatíveis relativamente baixos (Rb, Sr, Zr, La e P). Os ETR exibem um padrão com fraco fracionamento ($La_N/Yb_N \sim 5,5$) e leve anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* \sim 0,7$). A origem dos líquidos progenitores apresenta maior consistência com um modelo de cristalização fracionada de um líquido picrítico assimilando pequenas frações de crosta superior. O Diabásio Oriental ocorre como uma intrusão de diâmetro reduzido (~400 m) composta de dois litotipos faneríticos, com idade da ordem de 125 Ma. O quimismo caracteriza-se por teores relativamente altos de MgO, Cr e Ni no tipo olivínico, enquanto que no tipo não olivínico estes elementos são relativamente empobrecidos. O conteúdo de TiO₂ e elementos incompatíveis (Rb, Sr, Zr, La, P) é baixo, correlacionáveis às vulcânicas básicas baixo-titânio da Formação Serra Geral, e os ETR apresentam um padrão pouco fracionado ($La_N/Yb_N \sim 5,1$) com uma anomalia negativa de Eu da ordem de 0,7.

INTRODUÇÃO

O complexo básico de Lomba Grande, de idade mesozóica, predominantemente triássica, situa-se cerca de 35 km a NW de Porto Alegre, RS, no município de Gravataí (51°S, 29°50'W). O corpo apresenta forma elíptica e abrange uma área aproximada de 7,0 km², tendo o eixo maior 3,5 km de extensão e uma orientação NE-SW. A superfície atual do corpo situa-se entre as cotas de 272 m e 170 m com relação ao nível do mar. No limite sul encontra-se uma pedreira de grandes pro-

porções que fornece a maior parte do material pétreo britado para a região de Porto Alegre.

A intrusão é encaixada discordantemente nos sedimentitos das Formações Botucatu e Sanga do Cabral, o que corresponde a um nível crustal relativamente raso. O contato com as encaixantes é direto, não sendo observados efeitos térmicos, o que é resultante do caráter refratário do pacote sedimentar.

Estudos aerofotogramétricos demonstram a presença de importantes lineamentos regionais que afetam as camadas sedimentares. As direções dominantes são pró-

ximas a N30°E e N45°W, representando prováveis reativações de antigas estruturas do Escudo Cristalino. Este tectonismo rígido deve ter exercido um papel de controle na ascensão dos líquidos magmáticos e, seguramente, as fraturas de direção NE mantiveram-se ativas após a intrusão, cortando-a ao longo de seu diâmetro maior (Fig. 1).

São escassos os estudos prévios sobre este complexo, devendo ser destacado o trabalho de Picada *et al.* (1970), o qual o refere como um dique de olivina-diabásio de dimensões limitadas. Roisenberg (1974) apresenta uma caracterização química e petrográfica preliminar, detalhando os processos de alteração intempélica atuantes na rocha.

ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOCRONOLÓGICOS DA INTRUSÃO

A denominação complexo básico de Lomba Grande identifica o registro de diversos tipos litológicos básicos associados. A grande massa do complexo, que corresponde a um volume mínimo de 95% em relação ao total do conjunto, é constituída por um olivina-gabro de granulometria médio-grosseira (OGG), possuindo uma nítida margem resfriada com espessuras de até 5 metros e uma notável redução no tamanho de grão (OGF). É interessante notar que não são observados enclaves das encaixantes areníticas no interior do Olivina-gabro, o que implica na ausência de processos de assimilação significativos na evolução deste corpo magmático.

A intrusão gabróica é parcialmente envolvida por dois diabásios finos, um microporfírico (DM) e outro afírico (DA), com espessuras da ordem de 30 metros. O tipo microporfírico possui uma estrutura amigdalar marcada em muitos locais, o que atesta o caráter superficial do corpo e favorece a acentuada alteração do material. A assembléia de preenchimento das amígdalas é constituída por zeólitas dominantes, carbonatos e argilo-minerais. Uma das feições mais destacadas, entretanto, é o aspecto brechóide da rocha, que individualiza fragmentos irregulares com diâmetros centimétricos a decimétricos. Estudos magnetométricos (Viero, 1991) revelam que este diabásio é restrito aos setores S e SW do complexo.

Um corpo de pequenas dimensões (0,2 km) é encontrado a leste da intrusão principal, sendo denominado diabásio oriental, o qual apresenta dois litotipos, distintos pela presença e ausência de fenocristais de olivina (DOL e DNO, respectivamente).

O complexo intrusivo é afetado por intensa movimentação tectônica que promove denso fraturamento não preenchido, de direções dominantes N30°E e N45°W, a primeira coincidente com um lineamento regional que corta diametralmente o corpo em estudo.

Estudos geocronológicos, pelo método K-Ar, apontam idades mais antigas para o Olivina-gabro (~ 160 Ma.), enquanto que os diabásios envolvente e oriental são contemporâneos e mais tardios, com valores da ordem de 125 Ma. (Tab. 1). Deve-se ressaltar, todavia, o reduzido número de amostras datadas, o que atribui um caráter preliminar ao significado das idades obtidas.

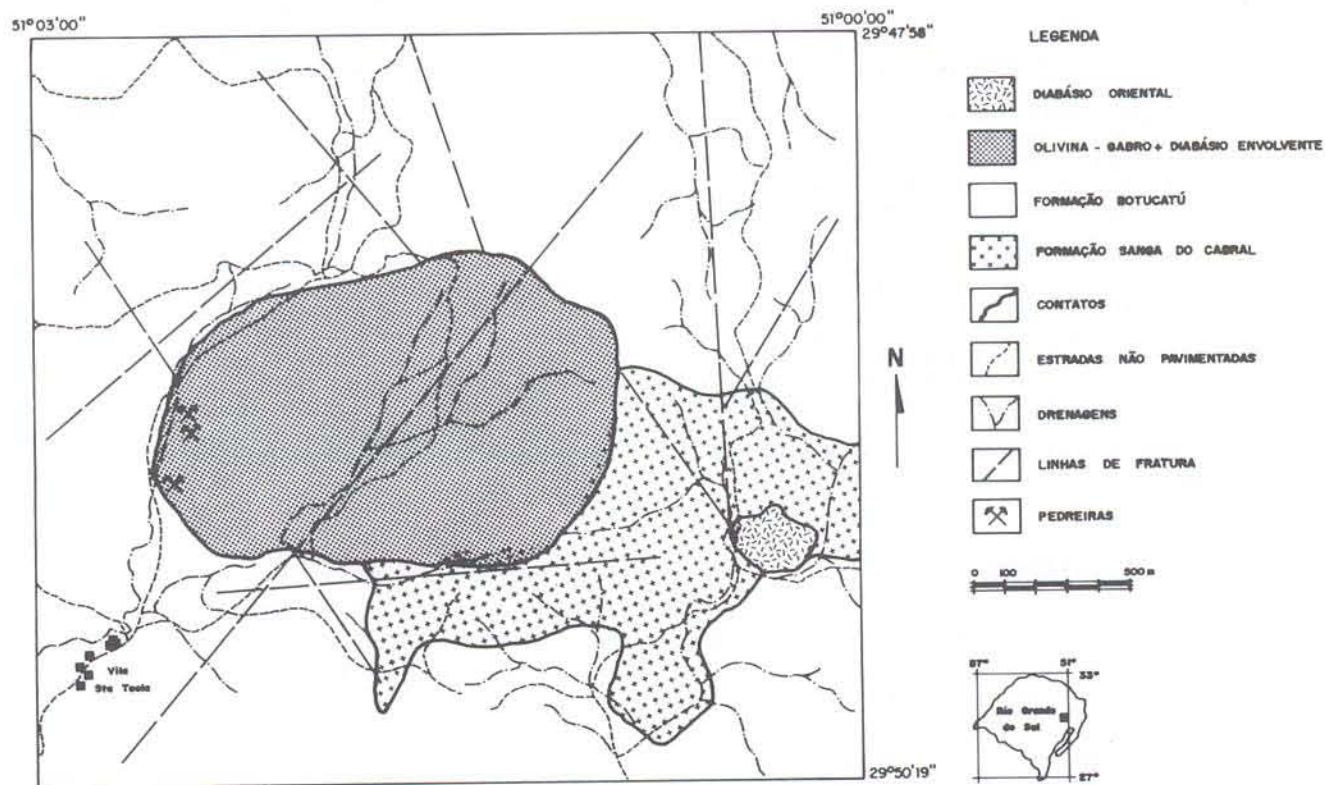


Figura 1 — Mapa Geológico do complexo básico de Lomba Grande, RS.

Amostra	Análise	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{RAD}}$ (cc/g(x10 ⁻⁶))	Ar_{ATM} (%)	Idade Ma
LG-39 ¹	PL	0,368	2,37	43,38	158,8+-15,3
LG-2a ¹	RT	—	—	—	153,9+-05,4
LG-16 ¹	RT	0,498	2,14	69,63	107,5+-10,0
LG-01 ²	RT	1,070	5,24	21,18	121,9+-05,5
LG-07 ³	RT	0,516	2,17	59,19	105,3+-14,1
LG-37 ⁴	RT	0,808	4,07	19,85	125,3+-05,5
LG-37 ⁴	PL	0,207	1,04	52,80	124,0+-12,5

Tabela 1 — Resultados analíticos e idades obtidas pelo método K-Ar. PL = Plagioclásio; RT = rocha total; 1 = Olivina-gabro; 2 = DM; 3 = DA; 4 = DNO.

ASPECTOS PETROGRÁFICOS

As unidades que compõem o complexo básico de Lomba Grande apresentam características texturais e composicionais distintas entre si (Tab. 2).

O Olivina-gabro, como referido anteriormente, exibe duas fácies distintas, correspondentes à margem resfriada e ao corpo central. O plagioclásio constitui a fase dominante e a olivina modal pode alcançar até 35% do volume total, sendo o clinopiroxênio subordinado. O ortopiroxênio, os minerais metálicos e a apatita são acessórios universais, ao passo que a biotita aparece ocasional, juntamente com serpentinas.

O arranjo textural do olivina-gabro é granular com disposição óptica e as dimensões cristalinas estão compreendidas entre 2,0 e 4,0 mm (OGG) e 0,5 e 0,8 mm (OGF). Os contatos intergranulares planos refletem uma cristalização em equilíbrio, observando-se reações restritas aos processos pós-magmáticos, responsáveis pela neoformação de biotita. Escassos resíduos subvitreos de cristalização são registrados, possuindo distribuição intersertal.

No diabásio envolvente são identificados dois tipos petrográficos, um microporfírico (DM) e outro afríco

(DA). O DM mostra abundantes amígdalas preenchidas por zeólita e carbonatos e, como feição principal, um aspecto fortemente brechóide, individualizando blocos angulosos, com diâmetros centimétricos a decimétricos, imersos numa matriz microcristalina de mesma composição. Os microfenocristais (0,4 a 1,5 mm) são constituídos por plagioclásio (dominante), augita e olivina imersos numa matriz fina e homófona (0,02 a 0,04 mm), na qual encontra-se ausente a olivina, sendo acessórios os minerais opacos e a apatita.

O DA mostra aspectos texturais similares à matriz do DM, caracterizando-se, ainda, pela ausência de estruturas brechóides e amigdalares, bem como pelo registro ocasional de cobre nativo em fissuras.

No diabásio oriental também são reconhecidos dois litotipos, identificados como diabásio olivínico (DOL) e diabásio não olivínico (DNO), fundamentalmente distintos pela presença de fenocristais de olivina (2,0 a 4,0 mm). O plagioclásio e os clinopiroxênios (augita e pigeonita) compõem a assembléia essencial, aparecendo resíduos subvitreos intersertais abundantes, enquanto os minerais metálicos, apatita e quartzo são acessórios.

QUÍMICA MINERAL

Análises químicas por microsonda eletrônica das fases essenciais do complexo básico de Lomba Grande, RS, foram obtidas a partir de sete amostras (mínimo de 5 pontos em cada amostra), sendo os resultados apresentados nas Tabelas 3 a 6.

Olivina

A olivina é identificada como fase essencial exclusivamente no Olivina-gabro, onde registra dois polos composicionais (Tab. 3). Um, com teor médio de Fo74, está presente na região central da intrusão, enquanto o outro, com Fo64, na margem resfriada, não ocorrendo zonações significativas.

MINERAL AMOSTRA	OLIV	CPX	OPX	PLAG	OPAC	RSC	APAT	AMG
LG-2**	14,4	29,1	0,0	54,9	1,5	TR	TR	—
LG-9*	33,0	21,7	3,8	39,4	2,0	TR	TR	—
LG-12*	22,2	24,2	0,6	51,2	1,8	TR	TR	—
LG-21*	31,5	23,8	1,7	41,5	0,5	TR	TR	—
LG-24**	18,4	26,3	0,0	50,6	4,6	TR	TR	—
LG-26*	30,8	24,0	1,8	41,5	2,0	TR	TR	—
LG-39*	23,5	25,2	5,0	43,3	3,0	TR	TR	—
LG-40*	28,5	28,8	2,1	39,5	1,2	TR	TR	—
LG-44*	33,1	27,3	4,1	34,7	0,8	TR	TR	—
LG-51*	25,3	24,4	5,5	43,7	1,1	TR	TR	—
LG-1#	—	39,50	—	49,50	8,20	—	TR	2,50
LG-7##	—	18,50	—	68,80	12,60	—	TR	—
LG-37+	—	37,30	—	43,40	5,10	14,30	TR	—
LG-38++	4,40	40,20	—	41,40	3,70	9,80	TR	—

Tabela 2 — Composição modal do Complexo Básico de Lomba Grande, RS. * = OGG; ** = OGF; # = DM; ## = DA; + = Diabásio Oriental não olivínico; ++ = Diabásio Oriental Olivínico; RSC = resíduo subvitreio de cristalização; AMG = amígdalas.

AMOSTRA ÓXIDO	LG-67(n)*	LG-67(b)*	LG-51(n)*	LG-51(b)*	LG-24**
SiO ₂	37,70	37,27	37,93	37,60	37,61
FeO	22,45	23,14	23,21	23,74	31,20
MnO	0,33	0,37	0,29	0,28	0,52
MgO	39,11	39,75	38,22	38,75	30,37
NiO	0,08	0,08	0,11	0,08	0,01
TOTAL	99,67	100,61	99,76	100,45	99,71
FO	0,75	0,75	0,75	0,74	0,64

Número de cátions com base em 4 oxigênios					
Si	0,987	0,971	0,995	0,982	1,023
Fe+++	0,013	0,029	0,005	0,018	
Fe++	0,478	0,504	0,504	0,500	0,709
Mn	0,008	0,008	0,006	0,006	0,011
Mg	1,526	1,544	1,494	1,507	1,231
Ni	0,002	0,002	0,002	0,002	

Tabela 3 — Composição química da olivina. * — OGG; ** — OGF; n e b = núcleo e bordo do cristal.

Piroxênios

A augita é encontrada em todas as unidades do complexo, mostrando composições químicas enriquecidas em MgO no Olivina-gabro, em particular no OGG (OGG = Ca₄₂Mg₄₉Fe₉; OGF = Ca₄₅Mg₄₅Fe₁₀), e nos microfenocristais do DM (Ca₄₁Mg₄₉Fe₁₀; Tab. 4a). No DA (Ca₄₀Mg₄₀Fe₂₀), na matriz do DM (Ca₃₉Mg₄₀Fe₂₁) e no dia-

básio oriental (Ca₃₇Mg₅₀Fe₁₃), o quimismo é similar ao das fases tardias das rochas vulcânicas básicas da Província Meridional da Bacia do Paraná (Bellieni *et al.*, 1984; Fig. 2).

A pigeonita é restrita ao DA e matriz do DM, apontando composições ligeiramente enriquecidas em cálcio (Tab. 4a) relativo aos basaltos baixo-titânio da Formação Serra Geral (Bellieni *et al.*, 1984).

O ortopiroxênio constitui uma fase tardia, de composição homogênea e teores relativamente elevados em cálcio (Ca₅Mg₇₃Fe₂₂; Tab. 4b).

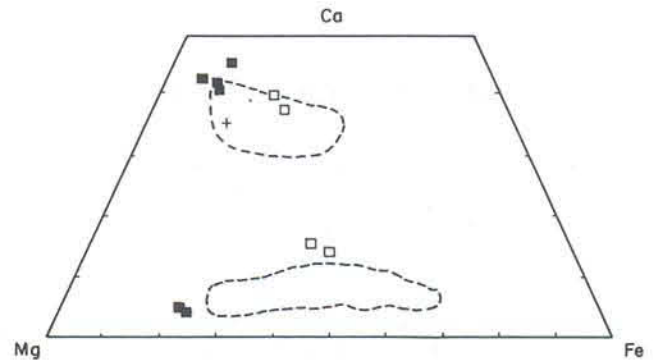


Figura 2 — Diagrama Ca-Mg-Fe dos piroxênios do complexo básico de Lomba Grande em comparação com os piroxênios das rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral (campos delimitados). Caixa cheia = Olivina-gabro; caixa vazia = diabásio envolvente; cruzes = diabásio oriental.

AMOSTRA ÓXIDO	LG-67(n)*	LG-67(b)*	LG-51(n)*	LG-51(b)*	LG-24**	LG-1(f)#	LG-1(m-a)#	LG-1(m-p)#	LG-7(a)#	LG-7(p)#	LG-37(n)+	LG-37(b)+
SiO ₂	52,43	52,78	52,88	52,80	51,62	52,78	51,05	50,8	50,56	50,43	53,00	52,39
TiO ₂	0,44	0,88	0,47	0,42	1,09	0,75	0,46	1,04	0,59	0,80	0,41	0,48
Al ₂ O ₃	2,04	2,12	2,23	2,09	3,53	2,26	2,14	2,62	1,26	1,43	2,09	1,80
FeO	6,63	7,73	6,68	6,10	7,79	8,68	15,07	22,36	16,32	25,76	9,81	10,05
MnO	0,19	0,21	0,14	0,11	0,15	0,18	0,19	0,28	0,51	0,43	0,17	0,33
MgO	17,52	17,27	17,27	17,06	15,34	17,02	13,70	14,8	12,97	14,37	17,84	17,48
CaO	20,22	19,77	20,53	20,70	21,46	18,35	18,66	7,3	17,31	6,79	17,49	18,05
Na ₂ O	0,22	0,24	0,19	0,20	0,33	0,18	0,20	0,14	0,86	0,15	0,14	0,15
TOTAL	99,69	101,00	100,39	99,48	101,31	100,20	101,47	99,34	100,38	100,16	100,95	100,73

Número de cátions com base em 6 oxigênios												
Si	1,923	1,920	1,929	1,942	1,882	1,920	1,902	1,945	1,918	1,947	1,932	1,920
Ti	0,012	0,024	0,013	0,012	0,030	0,024	0,013	0,030	0,017	0,023	0,011	0,013
Al	0,088	0,091	0,096	0,091	0,152	0,091	0,094	0,118	0,056	0,065	0,090	0,078
Fe+++	0,058	0,038	0,034	0,017	0,049	0,038	0,083	0,001	0,086	0,006	0,033	0,062
Fe++	0,146	0,197	0,169	0,171	0,189	0,197	0,387	0,716	0,432	0,826	0,266	0,246
Mn	0,006	0,006	0,004	0,003	0,005	0,006	0,006	0,030	0,016	0,014	0,005	0,010
Mg	0,958	0,936	0,939	0,935	0,833	0,936	0,761	0,844	0,733	0,827	0,969	0,955
Ca	0,795	0,771	0,802	0,816	0,838	0,771	0,745	0,299	0,704	0,281	0,683	0,709
Na	0,016	0,017	0,013	0,014	0,023	0,017	0,014	0,010	0,063	0,011	0,010	0,011

Ca	41,870	40,480	42,000	42,450	45,060	40,480	39,360	16,100	37,650	14,53	35,610	37,120
Mg	50,460	49,180	49,140	48,660	44,800	40,180	40,190	45,400	39,240	42,71	50,530	50,000
Fe	6,760	8,020	8,860	8,880	10,140	10,340	20,440	38,490	23,110	42,72	13,830	12,890

Tabela 4a — Composição química do clinopiroxênio. * — OGG; ** — OGF; # — DM; ## — DA; + — DNO; n e b = núcleo e bordo do cristal.

AMOSTRA ÓXIDO	LG-51(n)	LG-51(b)	LG-67(n)	LG-67(b)
SiO ₂	52,97	52,55	51,45	52,01
TiO ₂	0,69	0,83	0,62	0,66
Al ₂ O ₃	0,94	1,01	1,05	1,12
FeO	14,75	14,97	14,77	14,67
MnO	0,33	0,33	0,31	0,31
MgO	26,37	26,62	28,58	27,59
CaO	2,33	2,20	2,32	2,53
Na ₂ O	0,04	0,04	0,03	0,04
TOTAL	98,42	98,55	99,13	98,93
Número de cátions com base em 6 oxigênios				
Si	1,887	1,908	1,948	1,934
Ti	0,017	0,018	0,019	0,023
Al	0,045	0,048	0,041	0,044
Mn	0,010	0,010	0,010	0,010
Fe+++	0,013	0,015	0,005	0,000
Fe++	0,440	0,435	0,448	0,460
Mg	1,562	1,508	1,445	1,460
Ca	0,091	0,097	0,092	0,087
Na	0,002	0,003	0,003	0,003
Ca	4,36	4,87	4,62	4,32
Mg	74,64	73,83	74,80	72,75
Fe	21,00	21,30	22,58	22,93

Tabela 4b — Composição química do ortopiroxênio. n e b = núcleo e bordo do cristal.

Plagioclásio

O plagioclásio é a fase dominante, exibindo cristais fortemente zonados e enriquecidos em anortita no Olivina-gabro (Tab. 5), especialmente no OGG (OGG: núcleo = An81, bordo = An64; OGF: núcleo = An75, bordo = An50). Os microfenocristais do DM são homogêneos, com teor médio de anortita da ordem de An78, ao passo que os micrólitos do DA e matriz do DM apre-

sentam teores de anortita significativamente inferiores (An55 e An65, respectivamente), similares ao plagioclásio tardio dos derrames toleíticos baixo-titânio da Bacia do Paraná (Bellieni *et al.*, 1984). No diabásio oriental são identificados indivíduos marcados por considerável zonação química, sendo o conteúdo médio de anortita no núcleo da ordem de An71 e no bordo An56.

Minerais metálicos

Os minerais metálicos compreendem fases acessórias no Olivina-gabro, sendo constituídos por ilmenita, em sua geração magmática, e magnetita, na geração pós-magmática (Tab. 6). Nos diabásios Envolvente e Oriental é registrada a ocorrência de magnetita e tita-no-magnetita.

AMOSTRA ÓXIDO	LG-51*	LG-67*	LG-24**	LG-37+	LG-37a+	LG-7##
FeO	45,24	44,07	47,51	45,25	67,93	65,38
TiO ₂	48,32	49,37	49,34	50,70	27,37	25,47
MgO	5,48	5,14	3,27	1,08	0,57	0,23
MnO	0,35	0,40	0,36	—	—	0,40
Cr ₂ O ₃	0,49	0,13	—	—	—	0,02
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,20
TOTAL	99,88	99,11	100,48	97,03	95,87	91,70
ULV	—	—	—	—	76,59	71,89

Número de cátions com base em 6 oxigênios para a ilmenita e 32 oxigênios para a magnetita.

Fe+++	0,236	0,189	0,1947	0,034	9,23	9,312
Fe++	1,626	1,636	1,775	1,922	6,515	6,734
Ti	1,838	1,88	1,839	1,971	6,7	5,587
Mg	0,379	0,382	0,243	0,083	0,24	0,096
Mn	0,017	0,017	0,015	—	—	0,096
Cr	0,005	0,005	—	—	—	0,002
Al	—	—	—	—	—	0,032

Tabela 6 — Composição química dos minerais metálicos. * = OGG; ** = OGF; ## = DA; + = DON.

AMOSTRA ÓXIDO	LG-51(n)*	LG-51(b)*	LG-67(n)*	LG-67(b)*	LG-24(n)**	LG-24(b)**	LG-1(f-n)##	LG-1(f-b)##	LG-1(m)##	LG-7(m)##	LG-37(n)+	LG-37(b)+
SiO ₂	47,20	51,08	48,39	52,91	49,82	57,95	48,96	50,05	52,91	51,43	51,99	57,65
Al ₂ O ₃	34,56	30,98	33,53	30,25	30,07	25,47	32,73	32,04	29,11	31,72	29,01	24,99
CaO	16,62	13,23	17,11	12,39	16,09	10,09	15,67	15,43	13,28	9,88	14,79	11,16
Na ₂ O	2,18	4,01	2,00	3,99	2,89	5,56	2,51	2,63	3,93	4,42	3,24	4,90
K ₂ O	0,22	0,30	0,20	0,34	0,27	0,58	0,22	0,24	0,29	0,36	0,28	0,51
TOTAL	100,78	99,60	101,23	99,88	99,14	99,65	100,09	100,39	99,52	97,81	99,31	99,21
an	0,81	0,65	0,82	0,63	0,75	0,50	0,78	0,76	0,65	0,55	0,71	0,56
Número de cátions com base em 32 oxigênios												
Si	8,603	9,331	8,775	9,585	9,215	10,447	9,101	8,945	9,674	9,456	9,538	10,462
Al	7,424	6,669	7,167	6,457	6,555	5,412	6,867	7,048	6,255	6,874	6,272	5,324
Ca	3,246	2,589	3,325	2,404	3,189	1,949	3,006	3,068	2,594	1,946	2,907	2,170
Na	0,770	1,420	0,703	1,401	1,036	1,943	0,927	0,889	1,389	1,575	1,152	1,724
K	0,051	0,070	0,046	0,079	0,064	0,133	0,056	0,051	0,675	0,084	0,066	0,118

Tabela 5 — Composição química do plagioclásio. * = OGG; ** = OGF; ## = DM; ## = DA; + = DON; n e b = núcleo e bordo do cristal.

LITOQUÍMICA E CLASSIFICAÇÃO

O quimismo do complexo básico de Lomba Gran-

de, RS, mostra um comportamento característico para cada unidade (Tabs. 7 e 8; Figs. 3 e 4).

AMOSTRA ÓXIDO	LG-2**	LG-9*	LG-12*	LG-21*	LG-24**	LG-26*	LG-39*	LG-40*	LG-44*	LG-50*	LG-1#	LG-7#	LG-37++	LG-38+
SiO ₂	47,64	45,93	46,58	44,79	47,21	45,90	45,26	44,53	43,34	44,27	52,86	53,03	51,84	50,23
TiO ₂	0,79	0,62	0,72	0,53	1,48	0,58	0,45	0,43	0,43	0,51	1,15	1,76	1,22	0,97
Al ₂ O ₃	13,57	12,43	12,90	11,16	14,59	12,81	13,58	10,66	9,02	10,25	14,20	12,09	13,54	12,00
Fe ₂ O ₃	2,69	1,56	2,34	2,51	3,42	2,13	1,89	1,69	2,02	1,03	2,83	6,71	3,08	1,18
FeO	7,86	9,34	8,72	8,37	7,90	8,34	7,79	8,75	9,14	8,97	7,31	7,28	7,21	8,45
MnO	0,19	0,19	0,19	0,18	0,19	0,18	0,16	0,18	0,19	0,18	0,17	0,27	0,20	0,18
MgO	11,35	17,59	14,90	19,03	10,45	16,83	16,50	20,18	22,43	21,24	5,56	5,47	6,41	12,42
CaO	11,14	9,41	10,13	10,51	10,56	10,45	10,91	10,32	9,99	9,98	9,77	6,87	10,32	9,16
Na ₂ O	2,43	2,02	2,02	1,95	2,70	2,09	2,16	1,82	1,68	1,89	2,83	2,83	2,56	2,16
K ₂ O	0,43	0,37	0,41	0,29	0,59	0,41	0,32	0,28	0,23	0,23	1,20	2,22	1,00	0,72
P ₂ O ₅	0,26	0,23	0,23	0,18	0,36	0,18	0,17	0,14	0,14	0,15	0,24	0,27	0,38	0,21
H ₂ O-	0,42	0,13	0,11	0,05	0,04	0,14	0,06	0,15	0,14	0,09	0,40	1,06	0,52	0,20
H ₂ O+	0,29	0,29	0,19	0,15	0,14	0,22	0,01	0,36	0,39	0,17	0,00	0,73	0,77	1,44
TOTAL	99,06	100,11	99,44	99,70	99,63	100,26	99,26	99,49	99,14	98,96	98,52	100,59	99,05	99,32
qz	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,42	1,71	2,01	0,00
or	2,76	2,19	2,42	1,72	3,51	2,43	1,91	1,67	1,38	1,38	7,23	13,21	6,04	4,36
ab	20,78	14,76	17,26	7,43	20,96	11,55	9,55	6,58	2,79	6,35	24,41	24,21	22,16	18,71
an	25,12	23,83	25,13	20,95	26,09	24,39	26,63	20,30	16,62	19,05	22,93	13,10	23,02	21,42
ne	0,05	1,29	0,00	4,96	1,09	3,33	4,81	4,87	6,30	5,34	0,00	0,00	0,00	0,00
dy	23,69	17,26	19,41	24,26	19,70	21,14	21,51	24,40	26,14	24,04	20,57	15,73	22,09	19,11
hy	0,00	0,00	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,66	24,31	19,41	22,62
fo	14,77	26,51	21,44	27,26	14,05	24,16	23,64	29,30	32,92	31,24	0,00	0,00	0,00	6,49
fa	8,32	10,36	9,94	9,92	8,76	9,48	8,85	9,71	10,54	9,34	0,00	0,00	0,00	3,02
mt	2,03	2,08	2,12	2,07	2,17	2,00	1,84	2,01	2,16	1,92	1,95	2,82	2,00	1,88
il	1,87	1,18	1,39	1,01	2,83	1,10	0,86	0,83	0,83	0,98	2,23	3,38	2,37	1,89
ap	0,61	0,54	0,53	0,42	0,84	0,42	0,40	0,33	0,33	0,35	0,57	0,64	0,90	0,50

Tabela 7 — Composição química de elementos maiores e menores e composição normativa do Complexo Básico de Lomba Grande, RS.
* = OGG; ** = OGF; # = DM; ## = DA; + = DOL; ++ = DNO.

AMOSTRA ELEMENTO	LG-2**	LG-9*	LG-12*	LG-21*	LG-24**	LG-26*	LG-39*	LG-40*	LG-44*	LG-51*	LG-1#	LG-7#	LG-37+	LG-38++
Zr	65	64	51	43	89	49	46	30	34	<30	91	107	107	83
Rb	nd	13	16	nd	10	14	8	21	nd	nd	18	57	20	15
Sr	187	173	175	144	239	164	181	133	116	129	149	113	184	149
Ba	260	169	190	136	222	166	164	110	111	140	311	502	342	239
Cu	85	61	74	44	108	62	52	43	39	51	151	157	121	91
Co	58	83	76	88	60	82	83	95	107	104	48	49	45	63
Zn	106	76	91	92	97	94	73	95	82	100	113	134	99	91
Ni	189	436	321	471	216	406	409	530	630	600	96	10	106	370
Cr	435	780	690	1040	465	770	810	1100	1230	1020	204	20	300	680
La	—	—	—	—	9,52	—	4,34	—	—	4,20	15,60	21,66	14,58	—
Ce	—	—	—	—	26,00	—	12,88	—	—	14,86	37,31	51,49	34,40	—
Nd	—	—	—	—	15,84	—	6,70	—	—	7,75	20,16	26,24	19,65	—
Sm	—	—	—	—	3,67	—	1,58	—	—	1,84	4,52	5,69	4,07	—
Eu	—	—	—	—	0,99	—	0,49	—	—	0,47	1,00	1,21	0,96	—
Gi	—	—	—	—	3,55	—	1,46	—	—	1,40	4,24	5,14	3,72	—
Dy	—	—	—	—	3,24	—	0,32	—	—	1,43	3,80	4,80	3,44	—
Ho	—	—	—	—	0,70	—	0,29	—	—	0,30	0,80	1,01	0,75	—
Er	—	—	—	—	1,99	—	0,73	—	—	0,87	2,35	3,01	2,34	—
Yb	—	—	—	—	1,50	—	0,61	—	—	0,82	1,92	2,54	1,92	—
Ln	—	—	—	—	0,21	—	0,10	—	—	0,14	0,27	0,35	0,27	—

Tabela 8 — Composição química de elementos traços e ETR do Complexo Básico de Lomba Grande, RS. * = OGG; ** = OGF; # = DM; ## = DA; + = DOL; ++ = DNO.

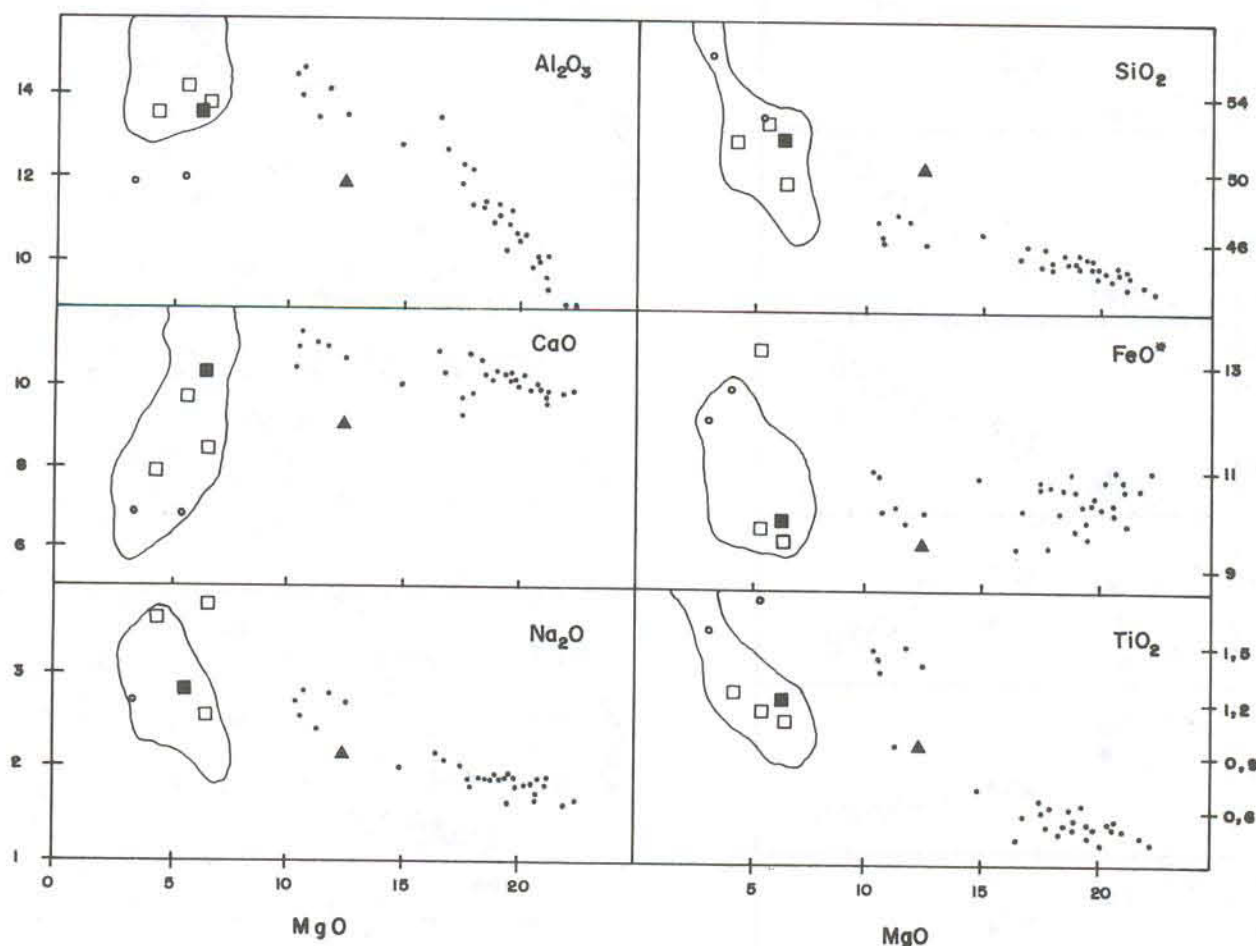


Figura 3 — Diagramas de variação MgO x elementos maiores no complexo básico de Lomba Grande. Os campos delimitados referem-se às vulcânicas básicas baixo titânio da Bacia do Paraná. Pontos Olivina-gabro; caixa cheia — DNO; Triângulo — DOL; Caixa vazia — DM; Círculo — DA.

O Olivina-gabro apresenta teores relativamente baixos de elementos litófilos, como silício, potássio, fósforo e elementos traços incompatíveis (rubídio, zircônio, bário e ETR). Por outro lado, o magnésio, cromo, níquel e cobalto possuem concentrações relativamente elevadas, em particular o MgO, que alcança até 22% em peso na fácies grosseira. Os ETR (Fig. 5) exibem padrões de normalização pouco fracionados ($La_N/Yb_N \sim 4,3$), empobrecidos e destituídos de anomalia negativa de európio significativa ($Eu/Eu^* \sim 0,83$), similar aos basaltos P-MORB e aos sills de Huab River Valley, Namíbia (Duncan *et al.*, 1989). Na fácies grosseira registra-se, ainda, uma discreta anomalia positiva de Ce ($Ce/Ce^* \sim 1,4$).

No diabásio envolvente são marcantes as diferenças litoquímicas entre os dois tipos petrográficos. No tipo afírico são notadamente superiores os conteúdos de potássio, bário, rubídio e, em menor escala, titânio. Em contraposição é forte o empobrecimento em cromo e níquel, sendo menos significativo em magnésio, cálcio e alumínio. Os ETR exibem padrões semelhantes às vulcânicas básicas baixo-titânio da Bacia do Paraná (Piccirillo *et al.*, 1988a), com um discreto enriquecimento no DA. Tanto neste quanto no DM o fracionamento dos elementos pesados é pouco significativo ($La_N/Yb_N \sim 5,5$) e o európio possui uma leve anomalia negativa ($Eu/Eu^* \sim 0,7$).

O diabásio oriental caracteriza-se por um notável enriquecimento em magnésio, cromo, níquel e cobalto, e empobrecimento em elementos litófilos no DOL. O padrão dos ETR é pouco fracionado ($La/Yb \sim 5,1$), com discreta anomalia negativa de Európio ($Eu/Eu^* \sim 0,7$), superpondo-se ao padrão do DM.

Em todas as unidades do complexo o conteúdo de TiO_2 é inferior a 1,76%, apontando relações com os basaltos baixo-titânio da Bacia do Paraná, o que é corroborado pelos demais elementos (Bellieni *et al.*, 1984; Piccirillo *et al.*, 1988a e b; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1988).

No diagrama de classificação de De La Roche *et al.* (1980), o Olivina-gabro posiciona-se nos campos de olivina-basalto e picrito, enquanto o diabásio envolvente e o diabásio oriental transicionam, respectivamente, de olivina-basalto para lati-basalto e para basalto toleítico (Fig. 6).

O caráter subsaturado em sílica do Olivina-gabro, ainda determina a presença de nefelina normativa (Tab. 7) e uma disposição no campo dos basaltos alcalinos no Diagrama TAS (Fig. 7).

O conteúdo químico dos Diabásios Oriental e Envolvente é similar aos das rochas vulcânicas básicas da Província Meridional da Bacia do Paraná (Bellieni *et*

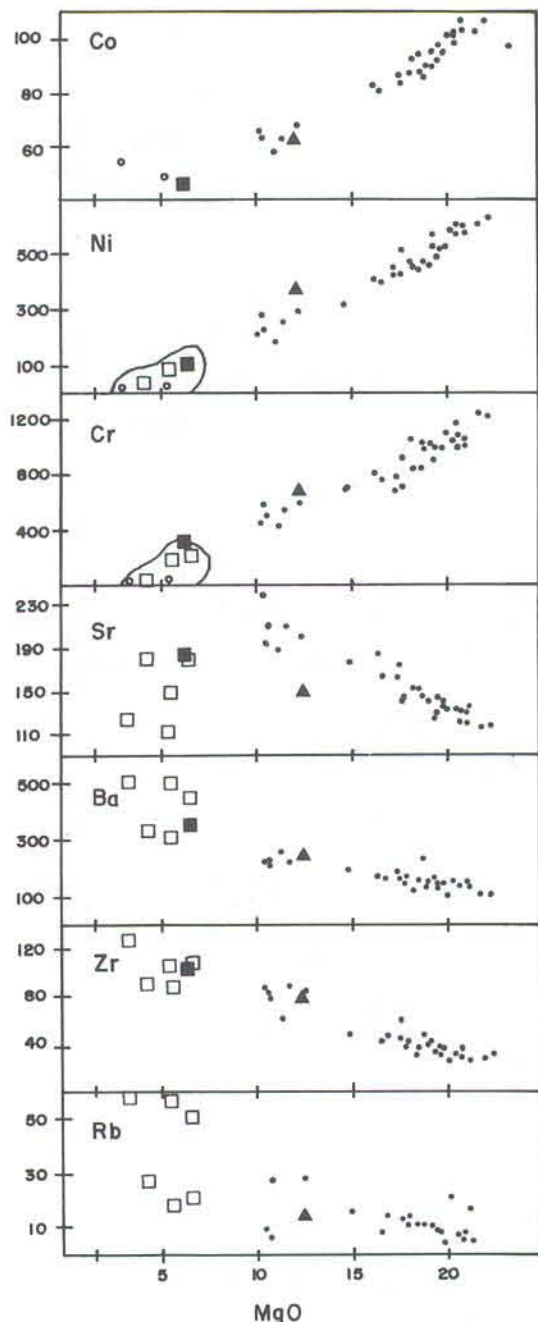


Figura 4 — Diagramas de variação MgO x elementos traços no complexo básico de Lomba Grande. Os campos delimitados referem-se às vulcânicas básicas baixo titânio da Bacia do Paraná. Pontos Olivina-gabro; caixa cheia = DNO; Triângulo = DOL; Caixa vazia = DM; Círculo = DA.

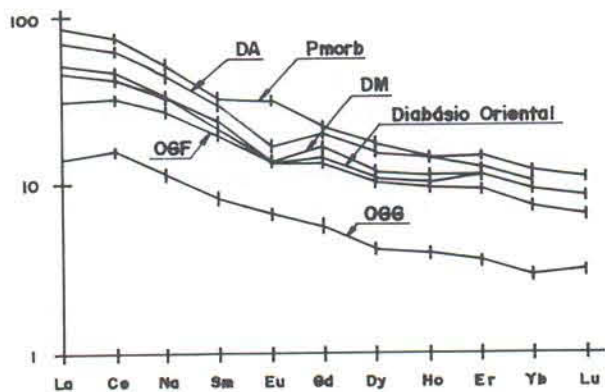


Figura 5 — Padrões dos Elementos Terras Raras do complexo básico de Lomba Grande, RS, normalizados em relação ao condrito (Henderson, 1984).

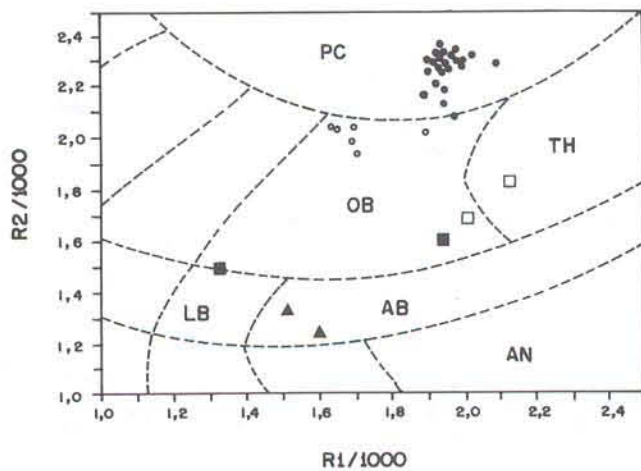


Figura 6 — Diagrama de classificação química R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980). Círculo cheio = OGG; círculo vazio = OGF; caixa cheia = DA; triângulo = DM; caixa vazia = diabásio Oriental; PC = picrito; OB = olivina-basalto; TH = toleito; AB = andesibasalto; AN = andesito; LB = latibasalto.

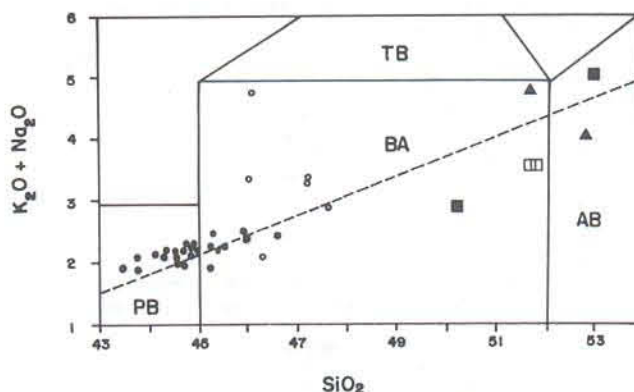


Figura 7 — Diagrama de classificação química TAS (Zanettin, 1984). Círculo cheio = OGG; círculo vazio = OGF; caixa cheia = DA; triângulo = DM; caixa vazia = diabásio Oriental. Linha tracejada = Limite dos campos basalto alcalino e basalto toleítico (MacDonald e Katsura, 1964). PB = picribasalto; BA = basalto; AB = andesibasalto; TR = traquibasalto.

al., 1984; Piccirillo *et al.*, 1988a e b; Comin-Chiaromonti *et al.*, 1988). No Olivina-gabro observam-se nítidas diferenças e os diagramas de variação (Figs. 3 e 4) demonstram uma correlação negativa do MgO com o CaO, SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, Na₂O, K₂O, Rb, Sr, Ba, Zr, Cu e Zn, ao passo que o Cr, Ni e Co apresentam comportamento inverso. O FeO total e o MnO mostram fortes dispersões.

ASPECTOS PETROGENÉTICOS

Para a compreensão da história evolutiva do complexo básico de Lomba Grande, foram testados diversos modelos, referentes aos processos de geração dos líquidos progenitores e sua evolução na câmara magmática.

O Olivina-gabro, em particular a fácies grosseira, possui propriedades petrográficas e químicas notadamente distintas de outras ocorrências vulcânicas e hipabissais da Bacia do Paraná. O caráter altamente mag-

nesiano da margem resfriada ($Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0.65$), cuja composição provavelmente é similar à do líquido original, pode sugerir, *a priori*, a condição de um magma primário. Entretanto, nos diagramas de equilíbrio DI-OL-SIL e PLAG-OL-SIL (Stolper, 1980) as amostras são localizadas distantes dos eutéticos ternários (Fig. 8), o que demonstra o envolvimento de outros processos de fracionamento.

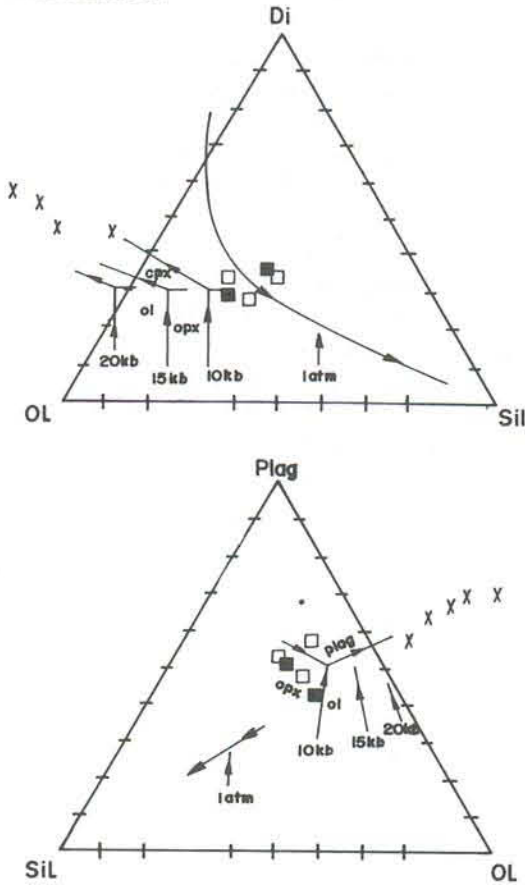
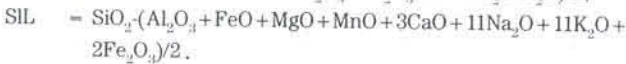
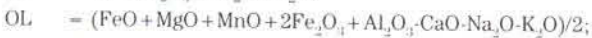
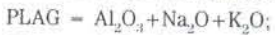


Figura 8 – Diagramas de equilíbrio mineral/líquido para várias pressões (Stolper, 1980). Algoritmos calculados em proporção molecular (Walker *et al.*, 1979). Xis = Olivina-gabro; caixa vazia = diabásio envolvente; caixa cheia = diabásio oriental.



A presença de cristais intratélúricos de olivina na margem resfriada justifica o elevado valor de Mg # e aponta a atuação de processos de cristalização fracionada, anteriores à instalação na atual câmara magmática.

Cálculos de balanço de massa (Stormer & Nichols, 1978) sugerem que o Olivina-gabro representa o líquido final resultante da cristalização de 69,5% de um magma picrítico, tendo como fases fracionantes a olivina, clinopiroxênio e plagioclásio (Tab. 9). O modelamento dos elementos traços mostra um ajuste satisfatório entre as concentrações calculadas e observadas (Fig. 9), à exceção do rubídio, o que pode ser decorrente da baixa precisão do método analítico para pequenas concentrações.

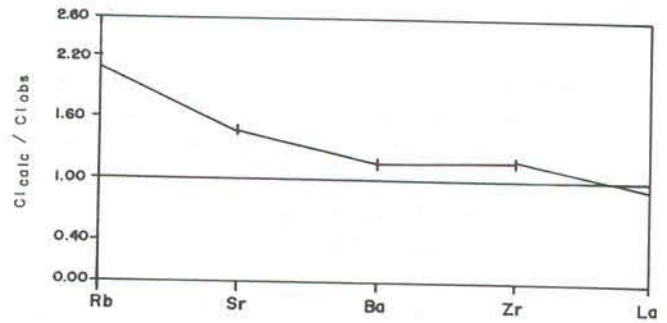


Figura 9 – Ajuste de elementos traços no modelo de cristalização fracionada para a geração do Olivina-gabro, conforme equação A.1 (Apêndice).

	Co	Cl _{ob}	Cl _{ca}	Cl _{ca} /Cl _{ob}	D*
Rb	6,8	10	21	2,10	0,0537
Sr	200	239	355	1,48	0,5157
Ba	88	222	260	1,17	0,0874
Zr	44	89	107	1,20	0,2542
La	9,5	17	16	0,94	0,0460

Balanço de massas com elementos maiores

Oliv = 33,9%;	Cpx = 37,2%;	Plag = 28,9%;
1-F (fração de cristalização) = 69,50%;		
Σ Res ² = 1,19		

Tabela 9 – Resultados do modelamento de Olivina-gabro por cristalização fracionada de um magma picrítico. Composição dos líquidos inicial e final e dos minerais fracionantes na Tabela A.1 (Apêndice). Co = líquido inicial, segundo Fodor (1987); Cl_{ob} = composição observada do líquido final (LG-24); Cl_{ca} = composição calculada líquido final; D = coeficiente de partição global; * = coeficientes de partição mineral/líquido na Tabela A.2 (Apêndice).

A ocorrência de uma fácies fina, na margem da intrusão, gradando para texturas mais grosseiras, no núcleo, sugere uma injeção magmática seguida de cristalização rápida a partir das paredes da câmara. A porção central permanece aquecida e líquida, favorecendo o crescimento maior dos cristais. Entretanto, a constatação de uma inversão na seqüência normal de cristalização, com cristais de olivina e augita mais magnesianos e de plagioclásio mais cálcico no núcleo do corpo, aponta a atuação de outros processos de fracionamento magmático na atual câmara.

Oscilações na fugacidade de Oxigênio podem provocar alterações na razão Fe/Mg de minerais ferro-magnesianos, através de uma relação inversamente proporcional. Contudo, a presença de magnetita primária restrita à fácies fina e de uma anomalia positiva de cério na fácies grosseira, aponta para condições mais oxidantes na margem resfriada. Assim, a fugacidade de Oxigênio não pode ser interpretada como a causa das variações composicionais verificadas na olivina e augita.

A alimentação da câmara em duas ou mais injeções magmáticas parece, então, ser o meio mais provável de geração do Olivina-gabro. A primeira injeção seria constituída por um líquido mais evoluído, composicionalmente similar ao bordo resfriado e de menor temperatura (Tab. 10), enquanto a segunda, menos di-

ferenciada e mais quente, seria introduzida com as margens já consolidadas e a porção central, na sua maior parte, ainda líquida (Fig. 11a e b). Sendo este segundo pulso de magma de composição picrítica, o líquido em equilíbrio com a olivina do núcleo do corpo, em termos de ferro e magnésio (Roeder & Emslie, 1970), é obtido pela mistura em proporções de 29% de picrito para 71% do magma original (Fig. 10).

AMOSTRA	LG-24*	LG-67**	LG-51**	LG-02**
TEMPERATURA °C	1.026	1.127	1.115	1.127

Tabela 10 — Temperaturas de equilíbrio clinopiroxênio/líquido no Olivina-gabro, segundo geotermômetro de Kretz (1982). * — margem resfriada; ** — zona central.

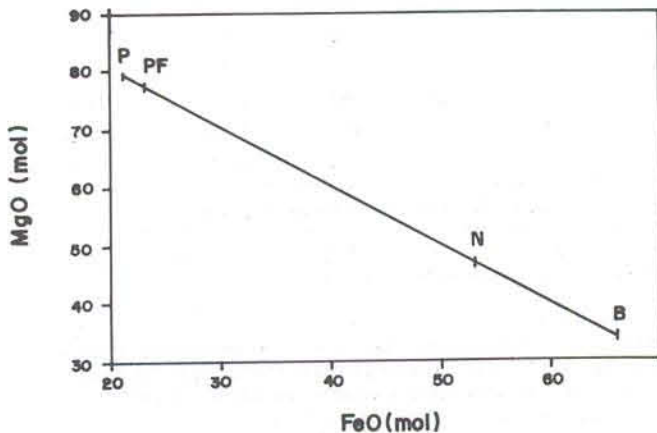


Figura 10 — Quantificação da mistura na geração da fácies grosseira do Olivina-gabro. Proporções moleculares de FeO e MgO recalculadas para 100%.

- N = líquido em equilíbrio com a olivina da fácies grosseira;
 B = líquido em equilíbrio com a olivina da margem resfriada;
 P = líquido picrítico (Fodor, 1987);
 PF = líquido derivado do picrito (P) pela cristalização fracionada de 21% de olivina;
 N = 0,71B + 0,29P (71% de líquido da margem resfriada e 29% de picrito); ou
 N = 0,68B + 0,32P (68% de líquido da margem resfriada e 32% de líquido picrítico com fracionamento de olivina).

A ascensão de líquidos magmáticos na crosta siálica, entretanto, é controlada pela sua densidade e ocorre quando a razão $Fe/(Fe+Mg)$ atinge o limite inferior próximo a 0,23 (Stolper & Walker, 1980). Este valor, similar ao do picrito considerado progenitor da segunda injeção no Olivina-gabro ($Fe/(Fe+Mg)0,21$), é alcançado com o fracionamento de 21% de olivina. Deste modo, a geração do líquido da zona central do corpo exige uma injeção mínima de 32% do novo magma, podendo ser maior em função do grau de diferenciação (Fig. 10).

Os conteúdos de magnésio, níquel e cromo exibem grandes variações na fácies grosseira, com um crescimento em direção às posições de menor cota, o que sugere, *a priori*, o assentamento de cristais de olivina nos níveis inferiores da câmara magmática. Contudo, se o magma comportar-se como um corpo de Bingham, o diâmetro mínimo para que os cristais de olivina superem a "yield stress" é de 5,78 cm, valor este obtido utilizando-se como base de cálculo densidades de 2,76 g/cm³ para o líquido magmático (Bottinga & Weill,

1972) e de 3,51 g/cm³ para a olivina, esta estimada pela interpolação a partir dos valores dos membros puros (Deer *et al.*, 1966). No olivina-gabro, entretanto, o maior diâmetro dos cristais de olivina é aproximadamente 14 vezes menor (0,4 cm).

Por outro lado, sendo newtoniano o comportamento do líquido, o assentamento de cristais é inibido pela viscosidade relativamente alta e pelo resfriamento rápido. O cálculo da velocidade de assentamento de cristais de olivina em diversos intervalos de temperatura e viscosidade e o tempo de resfriamento da câmara magmática do Olivina-gabro (Spera, 1980), determinou um deslocamento máximo dos cristais de olivina de 3% relativo à espessura atual do corpo (Tab. 11). Neste cálculo é assumido que a temperatura do líquido na instalação da câmara magmática é da mesma ordem da determinada pelo geotermômetro de Kretz (1982), enquanto a temperatura na curva "liquidus" é de 1300°C. A viscosidade do líquido (μ) foi definida pelo método de Shaw (1972), arbitrando-se um grau de cristalização inicial (GC) de 20%, com base no conteúdo modal de olivina intratélúrica, ao passo que o volume do corpo foi determinado pelos estudos gravimétricos.

T ₁ (°C)	T ₂ (°C)	T _c (°C)	GC	μ	t	v	d
1.140	1.135	597	20	540	0,07	9,4	0,7
1.135	1.130	595	22	727	0,39	7,0	2,7
1.130	1.125	593	25	1.003	0,47	5,1	2,4
1.125	1.120	590	28	1.620	1,04	3,1	3,2
1.120	1.115	588	32	2.663	1,30	1,9	2,5
1.115	1.110	585	36	4.733	2,38	1,1	2,6

Tabela 11 — Quantificação do modelo evolutivo do Olivina-gabro por cristalização fracionada com assentamento gravitativo de cristais, em função do tempo de resfriamento e da viscosidade do magma.
 T₁ = temperatura inicial;
 T₂ = temperatura final;
 T_c = temperatura do contato;
 GC = grau de cristalização;
 μ = viscosidade (poises);
 t = tempo (anos);
 v = velocidade de assentamento (metros/ano);
 d = assentamento (metros).

Sistemas convectivos ativados por gradientes composicionais, parecem responder satisfatoriamente a questão da configuração química na porção grosseira do Olivina-gabro, podendo ser deflagrados pela cristalização. A cristalização inicial de olivina torna o líquido residual mais leve em decorrência do empobrecimento em Fe e Mg, fazendo-o ascender. Se a inclinação das paredes for negativa, o líquido residual acumula-se no topo da câmara, enquanto onde o caimento é positivo a convecção acarreta a mistura com o magma sobreposto (Fig. 11c). A cristalização de plagioclásio atenua o decréscimo densimétrico do líquido residual e provoca um aumento nos teores de Fe e Mg. Quando a proporção de plagioclásio na assembléia mineral fracionante atinge um valor crítico, a massa específica do líquido residual começa a crescer e este tende a afundar. Tal movimento gerará o acúmulo dos líquidos residuais, mais densos, na base da intrusão ou a mistura, respectiva-

mente, no caso de declividade positiva ou negativa das paredes da câmara (Fig. 11d).

Este conjunto de mecanismos é traduzido por variações sistemáticas no conteúdo químico do Olivina-gabro, com o aumento de magnésio, cromo, níquel e ferro em direção à base e de alumínio, cálcio e estrôncio para o topo da câmara magmática.

Os Diabásios Envolvente e Oriental apresentam baixos valores de Mg# ($<0,53$), o que aponta para o caráter secundário dos líquidos magmáticos. Esta hipótese é corroborada pelo posicionamento das amostras nos diagramas de equilíbrio DI-OL-SIL e PLAG-OL-SIL, não coincidente com os eutéticos ternários (Fig. 8).

O conteúdo relativamente elevado de elementos litófilos, como Ba, Rb, Zr e K, principalmente no diabásio envolvente africo, é um forte indício de assimilação crustal. Cálculos de balanço de massa, considerando-se um magma inicial de composição picrítica, fornecem resultados consistentes para um processo do tipo AFC, com baixa assimilação de crosta superior (2,2% - DM; 1,1% - DA; 0,6% - DNO; 5,4% - DOL) e considerável fracionamento de olivina, plagioclásio e augita (Tabs. 12 e 13). Os resultados obtidos demonstram um ajuste satisfatório para os elementos traços, à exceção do Sr (Fig. 12).

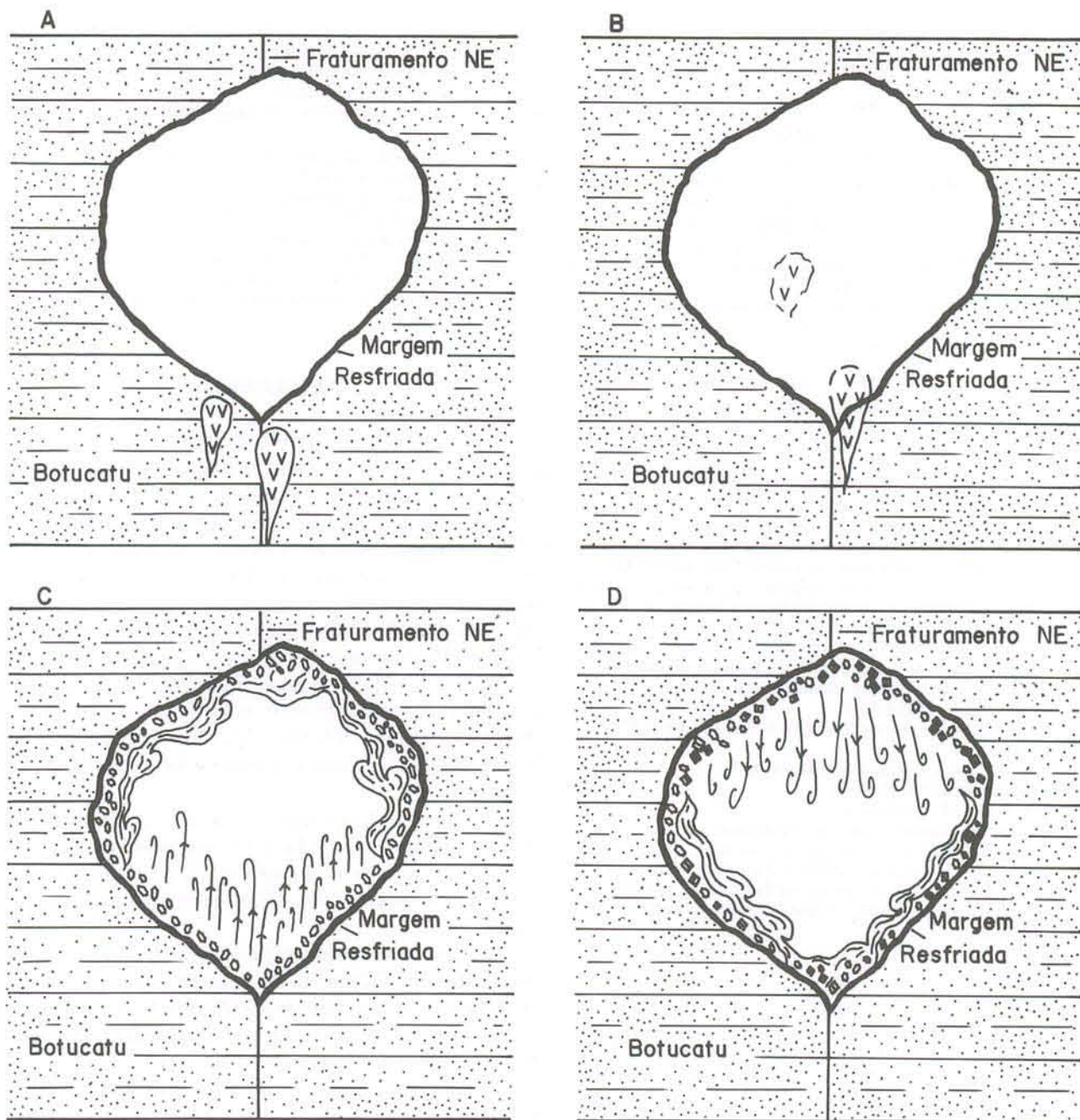


Figura 11 — Representação esquemática da evolução do Olivina-gabro. a) Primeiro estágio de geração da câmara magmática com formação da margem resfriada. b) Realimentação da câmara por um magma mais primitivo. c) Cristalização de olivina gera migração do líquido residual menos denso em direção ao topo da câmara. d) Cristalização de plagioclásio e olivina gera a migração do líquido mais denso em direção à base da câmara.

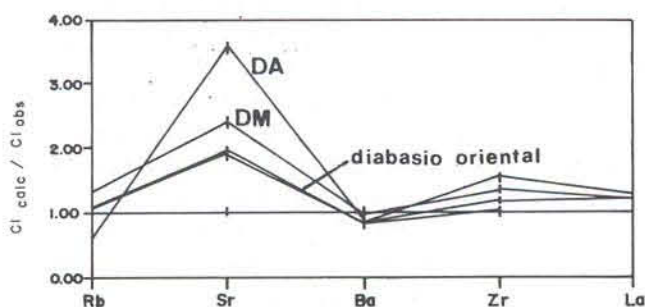


Figura 12 - Ajuste de elementos traços no modelo AFC para a geração dos Diabásios Envolvente e Oriental, conforme equação A.2 (Apêndice).

DM						
	$C_{0,m}$	Ca	Cm_0	Cm_c	Cm_c/Cm_0	D^{**}
Rb	6,8	112	18	24	1,33	0,0531
Sr	200	350	149	357	2,40	0,5486
Ba	88	550	311	295	0,95	0,0938
Zr	44	30	91	124	1,36	0,2187
La	5,4	190	16	19	1,19	0,0431

F = 0,26; OL* = 0,28; AUG* = 0,23;
PLA* = 0,23; A = 0,022; r = 0,0292.

DA						
	C_0	Ca	Cm_0	Cm_c	Cm_c/Cm_0	D^{**}
Rb	6,8	112	57	35	0,61	0,0532
Sr	200	350	113	404	3,58	0,5845
Ba	88	550	502	415	0,83	0,1009
Zr	44	30	107	166	1,55	0,2277
La	5,4	190	22	28	1,29	0,0458

F = 0,18; OL* = 0,28; AUG* = 0,27;
PLA* = 0,27; A = 0,011; r = 0,0132.

Tabela 12 - Balanço de massas no modelo AFC para o diabásio envolvente. As frações de fusão, minerais fracionantes, material assimilado e o valor de "r" são determinadas através de sistemas de equações lineares (Roisenberg & Vieira Jr., *in* Viero, 1991). Cálculos de elementos traços conforme De Paolo (1981) - Apêndice. $C_{0,m}$ - Concentração no magma picrítico. Dados de Fodor (1987); Ca - Concentração na rocha assimilada (crosta superior). Dados na Tabela A.3 (Apêndice).

Cm_0 - Concentração observada no líquido final (LG-01 - DM; LG-07 - DA);

Cm_c - Concentração calculada no líquido final;

F - Proporção de líquido final;

A - Proporção de assimilação.

r - Taxa de assimilação/taxa de cristalização;

* - Proporção das fases minerais [olivina (OL), augita (AUG) e plagioclásio (PLA)] na assembléia fracionante. Dados de composição química dos minerais na Tabela A.1 (Apêndice);

** - Coeficientes de partição mineral/líquido na Tabela A.2 (Apêndice).

DNO						
	C_0	Ca	Cm_0	Cm_c	Cm_c/Cm_0	D^{**}
Rb	6,8	112	22	24	1,01	0,0530
Sr	200	350	184	360	1,95	0,5570
Ba	88	550	342	294	0,86	0,0955
Zr	44	30	107	125	1,17	0,2136
La	5,4	190	15	19	1,27	0,0428

F = 0,26; OLIV* = 0,29; AUG* = 0,22;
PLA* = 0,23; A = 0,005; r = 0,0067.

DOL						
	C_0	Ca	Cm_0	Cm_c	Cm_c/Cm_0	D^{**}
Rb	6,8	112	15	16	1,06	0,0532
Sr	200	350	149	283	1,90	0,5807
Ba	88	550	239	198	0,83	0,1002
Zr	44	30	83	88	1,06	0,2251

F = 0,40; OL* = 0,21; AUG* = 0,19;
PLA* = 0,20; A = 0,033; r = 0,0537.

Tabela 13 - Balanço de massas no modelo AFC para o Diabásio Oriental. As frações de fusão, minerais fracionantes, material assimilado e o valor de "r" são determinadas através de sistemas de equações lineares (Roisenberg & Vieira Jr., *in* Viero, 1991). Cálculos de elementos traços conforme De Paolo (1981) - Apêndice.

$C_{0,m}$ - Concentração no magma picrítico. Dados de Fodor (1987);

Ca - Concentração na rocha assimilada (crosta superior). Dados na Tabela A.3 (Apêndice).

Cm_0 - Concentração observada no líquido final (LG-37 - DNO; LG-38 - DOL);

Cm_c - Concentração calculada no líquido final;

F - Proporção de líquido final;

A - Proporção de assimilação.

r - Taxa de assimilação/taxa de cristalização;

* - Proporção das fases minerais [olivina (OL), augita (AUG) e plagioclásio (PLA)] na assembléia fracionante. Dados de composição química dos minerais na Tabela A.1 (Apêndice);

** - Coeficientes de partição mineral/líquido na Tabela A.2 (Apêndice).

CONCLUSÕES

O complexo básico de Lomba Grande é composto por três corpos hipabissais estabelecidos na base da Formação Botucatú, em regime tectonicamente distensivo. O Olivina-gabro participa com aproximadamente 95% do volume total do complexo, atingindo 0,47 km³ e uma espessura máxima de 480 metros. As idades são da ordem de 160 Ma., representando, provavelmente, uma das manifestações magmáticas mais precoces da Bacia do Paraná, ocorrida em período coincidente com a primeira fase da Reativação Wealdeniana. Os líquidos magmáticos, provavelmente, ascenderam através de sistemas de fraturas NW-SE e NE-SW, estas persistindo ativas, resultando numa intensa deformação rígida da unidade.

A composição química do líquido original corresponde a margem resfriada do Olivina-gabro (MgO 11%), enquanto a zona central (MgO até 22%) resulta da concentração de olivina (até 35%), clinopiroxênio e plagioclásio.

O modelamento magmático sugere que o magma progenitor do Olivina-gabro representa o resíduo da cristalização de um líquido picrítico (F 0,3), com separação de olivina (34%), augita (37%) e plagioclásio (29%) em condições de pressão entre 10 e 15 Kb.

A composição química do Olivina-gabro mostra afinidades com os basaltos de Cadeia Meso-Oceânica (P-MORB), o que indica uma origem a partir de líquidos iniciais composicionalmente similares. A geração do líquido da fácies grosseira, exige a realimentação da câ-

mara magmática com magmas menos fracionados, em proporção mínima de 1:2,3 em relação ao líquido original. A variação composicional desta fácies decorre de processos de cristalização fracionada de olivina e plagioclásio, com separação do líquido residual por movimentos convectivos.

Este modelo propicia condições favoráveis à concentração de MgO, Cr, Ni e Co em direção à base da câmara. Em contraposição, é provável que rochas mais diferenciadas tenham sido geradas em níveis superiores e erodidas.

O diabásio envolvente é mais jovem (~125 Ma.) e encapsula parcialmente o Olivina-gabro, tendo o líquido magmático ascendido, provavelmente, através do mesmo sistema de fraturas. Cálculos de modelamento magmático demonstram que os dois litotipos reconhecidos são originados pela combinação de processos de cristalização fracionada de olivina, plagioclásio e clinopiroxênio, a partir de um magma picrítico, e assimilação de crosta superior em pequena escala (1 a 2%).

No diabásio oriental, igualmente, foram discriminados dois tipos químicos e petrográficos, sendo similares os processos de geração dos líquidos aos do diabásio envolvente. O melhor ajuste foi obtido no modelo AFC, com cristalização fracionada de um magma picrítico e assimilação de crosta superior (0,5 a 3,0%).

APÊNDICE

	picrito*	LG-24	LG-01	LG-07	LG-37	LG-38	OLIV**	CPX**	PLAG**
SiO ₂ ***	48,30	47,63	54,80	54,05	53,19	52,39	39,82	53,31	48,50
TiO ₂	0,50	1,49	13,75	1,79	1,25	1,06	—	0,73	—
Al ₂ O ₃ ***	11,78	14,72	11,68	12,32	13,89	13,13	—	2,71	32,34
FeO _T	8,80	11,08	10,67	13,57	10,24	8,36	15,93	6,52	0,50
MnO	0,15	0,19	0,17	0,17	0,21	0,16	0,20	0,17	—
MgO***	18,05	10,54	6,59	5,57	6,57	11,48	43,80	17,27	—
CaO***	10,88	10,65	9,11	7,00	10,59	10,02	0,25	19,08	16,16
Na ₂ O	1,20	2,72	2,93	2,88	2,63	2,21	—	0,23	2,43
K ₂ O	0,30	0,60	1,38	2,26	1,03	0,79	—	—	—
P ₂ O ₅	0,06	0,36	0,28	0,27	0,39	0,23	—	—	—

Tabela A.1 — Composição dos magmas inicial e final e fases minerais usadas no balanço de massas, para os modelos de cristalização fracionada e AFC.

* — dados de Jaques & Green (1980);

** — dados de Fodor (1987);

*** — óxidos usados no cálculo do modelo AFC.

	OL	OPX	CPX	SP	PL
Cr	3,0	10,0	5,0	10,0	0,02
Ni	10,0	6,0	2,8	5,9	0,05
Co	3,8	1,6	1,2	2,55	0,02
Rb	0,05	0,001	0,06	0,01	0,05
Ba	0,0001	0,001	0,002	0,01	0,30
Sr	0,07	0,001	0,08	0,01	1,6
Zr	0,04	0,02	0,6	0,05	0,06
La	0,0002	0,0005	0,069	0,01	0,07

Tabela A.2 — Coeficientes de partição mineral/líquido. Dados extraídos de Irving (1978), Cox et al. (1981), Ottonello et al. (1984) e Duncan et al. (1989).

	Média da crosta inferior	Média da crosta superior
SiO ₂	54,40	66,00
TiO ₂	1,00	0,50
Al ₂ O ₃	16,10	15,20
Σ FeO	10,60	4,50
MgO	6,30	2,20
CaO	8,50	4,20
Na ₂ O	2,80	3,90
K ₂ O	0,34	3,40

Tabela A.3 — Composições médias da crosta continental inferior e superior. (Taylor & Mcleen, 1985).

Modelamento por cristalização fracionada (Arth, 1976).

$$C_i/C_o = F^{D-1} \quad (A.1)$$

onde, C_i = Concentração do elemento no líquido residual;

C_o = Concentração do elemento no líquido inicial;

F = Fração de líquido residual;

D = Coeficiente de partição global na assembléia fracionante.

Modelamento por cristalização fracionada e assimilação (De Paolo, 1981)

$$Cl/C_o m = F^z + (r/(r-1)) \cdot (Ca/(z \cdot C_o m)) \cdot (1-F^z) \quad (A.2)$$

onde, Cl = Concentração do elemento no líquido final;

C_om = Concentração do elemento no magma original;

Ca = Concentração do elemento na rocha assimilada;

r = Ma/Mc: Ma = taxa de assimilação;

Mc = taxa de fracionamento;

z = (r + D - 1)/(r - 1)

D = coeficiente de partição global na assembléia fracionante.

F = Fração, em peso, do líquido residual.

Agradecimentos — Os autores agradecem ao CNPq e à FAPERGS que viabilizaram a realização deste trabalho, proporcionando o suporte financeiro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arth, W.G. 1976. Behaviour of trace elements during magmatic process — a summary of theoretical models and their applications. *Journ. Research U.S. Geol. Survey*, 4: 41-47.
- Belliene, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Marques, L.M.; Melfi, A.J.; Piccirillo, E.M.; Nardy, A.J.R. & Roisenberg, A. 1984. High- and low-TiO₂ flood basalts from Paraná Plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, 150: 273-306.
- Bottinga, Y. & Weill, D.F. 1972. Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. *American Journal of Science*, 269: 169-182.
- Comin-Chiaramonti, P.; Belliene, G.; Piccirillo, E.M. and Melfi, A.J. 1988. Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In: Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. ed. *The mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico/USP. p. 47-72.
- Cox, K.G.; Bell, J.D. & Pankhurst, R.J. 1981. *The interpretation of igneous rocks*. London, George Allen & Unwin. 450 p.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. & Zussman, J. 1966. *Minerais constituintes das rochas — Uma introdução*. London, Longmans, Green and Co. Ltd. Tradução de Nabais Conde, L.E. 561 p.
- De La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P. & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁-R₂ diagram and major-element analyses — its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- De Paolo, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional cristalization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.
- Duncan, A.R.; Newton, S.R.; Van Den Berg, C. & Reid, D.L. 1989. Geochemistry and petrology of dolerite sills in the Huab River

- Valley, Damaraland, north-western Namibia. *Communs Geol. Surv. Namibia*, 5: 5-17.
- 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.
- Henderson, P. 1984. *Rare Earth Elements geochemistry*. Amsterdam, Elsevier. 510 p.
- Irving, A.J. 1978. A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 743-770.
- Jaques, A.L. & Green, D.H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kbar pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 73: 287-310.
- Kretz, R. 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 411-421.
- Macdonald, G.A. & Katzura, T. 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journal of Petrology*, 5: 82-133.
- Ottoneo, G.; Ernest, W.G. & Joron, J.L. 1984. Rare Earth and 3d transition element geochemistry of peridotitic rocks: I. Peridotites from the western Alps. *Journal of Petrology*, 2: 343-372.
- Picada, R.S.; Villwock, J.A. e Habecost, C. 1970. Olivina-diabásio de Lomba Grande, Novo Hamburgo, RS. Anais 24^o Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília, SBG, 1: 345-356.
- Piccirillo, E.M.; Comin-Chiaramonti, P.; Melfi, A.J.; Stolfa, D.; Bellieni, G.; Marques, L.S.; Giaretta, A.; Nardy, A.J.R.; Pinese, J.P.P.; Raposo, M.I.B. and Roisenberg, A. 1988a. Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite suites and related intrusives from Paraná Basin (Brazil). In: Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. ed. *The mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico/USP. p. 157-178.
- _____; Melfi, A.J.; Comin-Chiaramonti, P.; Bellieni, G.; Ernesto, M.; Marques, L.S.; Nardy, A.J.R.; Pacca, I.G.; Roisenberg, A. and Stolfa, D. 1988b. Continental flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil). In: Macdougall, J.D. ed. *Continental flood Basalts*, Kluwer Academic Publishers, p. 195-238.
- Roeder, P.L. & Emslie, R.F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 29: 275-289.
- Roisenberg, A. 1974. *Argilo-minerais em rochas basálticas frescas. Mineralogia dos estádios primários de intemperismo de rochas basálticas*. Curso de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. 275 p.
- Shaw, H.R. 1972. Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *American Journal of Science*, 272: 870-893.
- Spera, F. 1980. Thermal evolution of plutons: a parameterized approach. *Science*, 207: 299-301.
- Stolper, E. 1980. A phase diagram of Mid-Ocean Ridge Basalt: Preliminary results and implications of petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 74: 13-27.
- ____; Walker, D. 1980. Melt density and the average composition of basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74: 7-12.
- Stormer Jr., J.C. & Nichols, J. 1978. Xlfrac: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers & Geosciences*, 4: 143-159.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell Scientific. 312 p.
- Viero, A.P. 1991. *Petrologia e Geoquímica do Complexo Básico de Lomba Grande, RS*. Curso de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. 176 p.
- Walker, D.; Shibata, T. & Delong, St. E. 1979. Abyssal tholeiites from the oceanographer fracture zone. II. Phase equilibria and mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70: 111-125.
- Zanettin, B. 1984. Proposed new chemical classification of volcanic rocks. *Episodes*, 7: 19-20.