REINTERPRETAÇÃO DO COMPLEXO INTRUSIVO LAVRAS DO SUL, RS, DE ACORDO COM OS SISTEMAS VULCANO-PLUTÔNICOS DE SUBSIDÊNCIA. PARTE 2: QUÍMICA MINERAL, GEOQUÍMICA E ISÓTOPOS DE Pb-Sr-Nd

MARIA DO CARMO GASTAL¹ & JEAN MICHEL LAFON²

Abstract The post-collisional Lavras do Sul intrusive complex- LSIC, southern Brazil, is associated with basic-to-intermediate rocks derived from two lithospheric mantle segments. All rocks show a geochemical subduction signature, with negative Nb anomalies. Minettes occurring as dykes are potassic, alkalic rocks containing olivine (F_{91-96}), Cr-diopside and Ba-rich Ti-phlogopite, whose chemistry is only slightly modified by crustal processes. They are enriched in LREE, LILE and HFSE, and have high radiogenic isotopic ratios, so they derived from an enriched mantle previously modified in subduction events. We conclude that they register the change to an extensional regime that had occurred during the later magmatic LSIC-events. The others rocks are more evolved and have a shoshonitic composition, including trachyandesites, spessartites and the Arroio do Jacques monzodiorite (AJM). They have augite as the main mafic phase, and variable trace elements and Pb-Sr-Nd isotopic ratios. They derived from the mantle wedge produced during Neoproterozoic orogenies, but with a more prominent role of open-system differentiation processes. The interaction with minette magma is proposed for AJM that has intermediate trace element contents and isotopic ratios. The two groups of LSIC-granitoids were similarly originated from two parental magmas. Most have a shoshonitic affiliation, including the Tapera monzonite-TM in the north, and the core facies of the southern body (granodiorite and hybrid granites). Alkaline granites (syenogranite and perthite granite) form semicircular stocks around this core. Contrasts in the emplacement depth of these rocks, revealed by Al_2SiO_5 in amphibole geobarometer, imply in more than one cycle of subsidence-resurgence. Granites from the core, classified as low temperature I-type granites, had a major crustal contribution. They formed during the resurgence (4-2 kbar) at ca. 600 Ma. Alkaline granites were emplaced at shallow levels (minor or equal to 2 kbar) through successive episodes, between 598 and 586 Ma, that apparently affected the border of those from the core. They involved the interaction of two parental magmas, but with increasing contribution of the alkalic type.

Keywords: Post-collisional potassic rocks, Low-temperature granites, Pb-Sr-Nd isotopes, Igneous petrogenesis, Geochemistry, Mineral chemistry.

Resumo O complexo intrusivo Lavras do Sul-CILS, RS, congrega intrusões pós-colisionais associadas a rochas básico-intermediárias derivadas de dois segmentos do manto litosférico. Todas estas rochas exibem a assinatura da subducção com anomalias negativas de Nb. Minetes, que ocorrem como diques, são rochas alcalinas potássicas contendo olivina (F_{91-96}), Cr-diopsídio e Ti-flogopita rica em Ba, cuja composição química evidencia pouca modificação em processos crustais. Estas rochas são ricas em ETRL, LILE e HFSE, e exibem razões isotópicas mais radiogênicas, de modo que são derivadas do manto rico em elementos incompatíveis, modificado em eventos prévios de subducção. É possível concluir que os minetes registram a mudança para regime extensional ocorrida durante o final dos eventos ígneos no CILS. As demais são rochas mais diferenciadas de filiação shoshonítica, que incluem lavas traquiandesíticas, o monzodiorito Arroio do Jacques (MAJ), e espessartitos subordinados. Estas contêm augita como principal máfico, e exibem razões isotópicas e conteúdo de elementos traços variáveis. Derivaram de cumo do manto produzida durante o Neoproterozóico, porém com maior participação de processos de diferenciação em sistema aberto. O MAJ, que exibe valores intermediários de elementos traços e razões isotópicas, envolveu também a interação com o magma minete. Os dois grupos de granitóides do CILS derivaram de magmas parentais análogos. A maioria tem filiação shoshonítica, e inclui o monzonito Tapera no norte e os granitos do núcleo a sul (granodiorito e granitos híbridos). Contrastes nas profundidades de colocação destes, reveladas pelo geobarômetro do Al_2SiO_5 no anfibólio, sugerem mais de um ciclo de subsidência-ressurgência. Os granitos do núcleo foram formados durante a ressurgência (4-2 kbar) em evento próximo a 600 Ma. São classificados como granitos do tipo I de baixa temperatura, e tiveram importante contribuição crustal. Os termos alcalinos (sienogranito e pertita granito) ocorrem em corpos semicirculares periféricos e foram posicionados, em níveis rasos (menor ou igual a 2 kbar), em pulsos sucessivos entre 598 a 586 Ma, tendo afetado a borda das fácies do núcleo. Estes também envolveram a interação dos dois magmas parentais, porém com maior participação daquele de natureza alcalina.

Palavras-chave: Rochas potássicas pós-colisionais, Granitos de baixa temperatura, Isótopos de Pb-Sr-Nd, Petrogênese ígnea, Geoquímica, Química mineral.

INTRODUÇÃO Os dados geocronológicos, geológicos e geofísicos, discutidos na primeira parte (Gastal *et al.* 2006a), evidenciam que os granitóides do complexo intrusivo Lavras do Sul – CILS representam intrusões agregadas de um sistema vulcano-plutônico de subsidência. No norte, está o monzonito Tapera (MT) e o setor sul consiste no corpo granítico circundado a norte-nordeste pelo monzodiorito Arroio do Jacques (MAJ). Os granitos constituem intrusão centrada com zonalidade reversa. Granodiorito e granitos híbridos, posicionados no núcleo, são circundados por sienogranito e pertita granito de afinidade alcalina. O MAJ parece vinculado ao MT, porém sua filiação geoquí-

mica é particular, assemelhando-se ora às rochas shoshoníticas (Gastal 1998), ora as alcalinas saturadas em sílica (Lima 1995). A composição dos diques acompanha a evolução das unidades no CILS. Enquanto rochas intermediárias predominam no setor norte, no corpo granítico são bimodais, incluindo dacito-riolito e minetes. As idades $^{206}Pb/^{238}U$ evidenciam a natureza multi-intrusiva dos granitos, porém a formação do arcabouço do complexo intrusivo ocorreu em um curto período, de 603 a 597 Ma, e o pertita granito é mais jovem ($586,0 \pm 2,8$ Ma).

São discutidos, nesta parte, os aspectos petrológicos de rochas associadas à formação do CILS. Além da revisão da lite-

1 - Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, UFRGS, caixa postal 15022, Porto Alegre, RS, 91 501-970, Brasil, e-mail:maria.gastal@ufrgs.br
2 - Pará-Iso, Centro de Geociências, UFPA, caixa postal 8608, Belém, PA, 66 075-110, Brasil, e-mail:lafonjm@ufpa.br

ratura, são apresentados novos dados de química mineral (fases máficas e acessórias), geoquímicos e isótopos de Pb-Nd-Sr para estas rochas, os quais são comparados aos de vulcânicas (Formação Hilário). A discussão é direcionada a duas questões centrais: (a) caracterização de magmas parentais de derivação mantélica, com base no estudo comparativo entre o MAJ, minetes e as rochas intermediárias da Formação Hilário; e (b) discriminação de granitóides com afinidades contrastantes. São também incluídos dados geoquímicos e mineralógicos do granito Estrela (GE), correlacionado aos tipos alcalinos do CILS.

UNIDADES PLUTÔNICAS E SUBVULCÂNICAS DO COMPLEXO INTRUSIVO, E VULCÂNICAS CORRELA-

TAS As características geológicas e petrográficas das unidades do CILS, mostradas na figura 1, são discutidas em Gastal *et al.* (2006a). Para a sequência vulcânica cronocorrelata, os dados mineralógicos e litogeoquímicos são de Lima (1995). A unidade efusiva basal, situada à sudeste do CILS, é composta por traquian-desito basáltico-TAB, com fenocristais de olivina (Ol) e Mg-augi-

ta e matriz hemicrostalina. As outras quatro unidades (numeradas de 1 a 4, da base para o topo), constituídas por traquiandesito, contém fenocristais de plagioclásio (Pl) e de Mg-augita imersos em matriz microcristalina. O espessartito é composto de fenocristais médios de Mg-hastingsita e Mg-augita, e matriz fina a base de andesina-oligoclásio e Mg-hastingsita (Lima & Nardi 1991). Os monzonitos regionais, discutidos por Lima (1995), incluem amostras do MT e de quartzo monzonitos associados. Os últimos formam também corpos menores, intrusivos na seqüência vulcânica à nordeste-leste do CILS. Para estes manteve-se o posicionamento estratigráfico proposto por Porcher & Lopes (2000), de modo que são referidos na figura 1 como da Formação Hilário. Os dados químicos (rocha e minerais) para os monzonitos são utilizados sem distinção, uma vez que não se dispõem da localização precisa das amostras estudadas por Lima (1995). A similaridade na petrografia e relações de campo entre os dois tipos (MT e quartzo monzonitos), como discute Liz (2003), referenda esta postura. Para uma amostra do MT, são apresentados dados químicos de anfibólio e isótopos de Pb.

Química mineral Análises químicas representativas de fases máficas e acessórios das principais intrusivas do CILS e minetes, incluindo arfvedsonitas do GE (Gastal 1998), são apresentadas na tabela 1. Condições de análise detalhadas em Gastal (2004).

MINETES No ol-minete, a Ol cognata possui conteúdo elevado de Fo e NiO, e baixo de CaO e MnO (Tab. 1), e a diferenciação é marcada por decréscimo de NiO para pequeno declínio de Fo (91-86%). Mg-cromita aluminosa ocorre em micro-inclusões no centro e borda de fenocristais de Ol, e ocasionalmente diopsídio (Di). Na matriz, a Mg-cromita é rara, exibindo forte zonação para Ti-magnetita (Usp₅₄₋₄₉) rica em Mg e Cr (Tab. 1). A relação entre Cr-espinélio e Ol sugere que o primeiro é anterior na cristalização, indicando fO_2 similar ou superior ao *oxy-buffer* NNO (Hill & Roeder 1974). Nos dois tipos de minete, os componentes quadrilaterais do Di não variam muito (Fig. 2A) e o mg ($Mg/(Mg+Fe^{+2}) \cdot 100$, em a.u.f.) neste, de 91-86%, é equiparável ao da Ol. Al_2O_3 e SiO_2 definem *trends* paralelos com maiores valores no minete (Fig. 2C), sugerindo magma subsaturado em sílica e mais alcalino (Deer *et al.* 1978). Cr_2O_3 é mais alto no Di do minete, e TiO_2 no do ol-minete, de modo que as razões $^{VI}Al/^{IV}Al$ mais elevadas no primeiro são consistentes com equilíbrio a maior pressão (Fig. 2B). A Ti-flogopita, com mg de 86-70%, possui conteúdo elevado de Ba e moderado de Al_2O_3 (> 14%). No minete, esta exibe composição variada, com maior Mg e Al (Tab. 1). A reversão na razão Fe/Mg e o decréscimo de TiO_2 no núcleo de fenocristais de Ti-flogopita parece traduzir a recarga com magma primitivo. No ol-minete, a mica é deficiente em ^{IV}Al e exibe maior TiO_2 e BaO, consistente com a natureza tardia e cristalização a menor pressão (Righter & Carmichael 1996). Fe-biotita na matriz do vogesito e anfibólio do minete/vogesito exibem composição contrastante com mg , respectivamente, de 48 e 16% (Fig. 2D) e 57-27% (Tab. 1). No último, a razão SiO_2/Al_2O_3 varia pouco para amplo intervalo de FeO , MgO e TiO_2 , definindo *trend* similar ao do anfibólio de diferenciados hidratados de basaltos alcalinos (Mitchell 1990). Comparado ao anfibólio do minete, o do vogesito possui maior TiO_2 (Fig. 2E) e ^{M4}Ca (Fig. 3A). Em ambos, o decréscimo de TiO_2 é paralelo ao aumento de FeO^* ($=FeO/(FeO+MgO)$) e Fe_2O_3 , consistente com cristalização a moderada fO_2 . Nesse sentido, ocorre o aumento de Al_i e $Fe_i/(Mg+Fe_i)$ (Fig. 3B). Tais variações parecem refletir a interação de magmas distintos, uma vez que ocorrem na mesma amostra.

TRAQUIANDESITOS E ESPESSARTITO Nas vulcânicas, a Ol é mais ferrosa (*mg* de 68,0-62,5%), com maior MnO (0,24-

Figura 1 – Mapa geológico do complexo intrusivo Lavras do Sul - CILS, com a localização de amostras com dados de isótopos de Pb-Nd-Sr. Amostras RS-32 e RS 32-I segundo Babinski et al. (1996).

Tabela 1 – Análises químicas representativas de minerais máficos de minetes e granitóides do complexo intrusivo Lavras do Sul (monzodiorito Arroio do Jacques - MAJ, monzonito Ta-pera – MT), e do granito Estrela – GE.

	Olivina		Diopsídio							Mg-augita			Fe-enstatita		Anfíbólio				
	647-O2	647-O9	7C-20	7C-22	C47-1	7C-14	647-1	647-4	7C-27	C419-29	C419-1	C417-3	C419-26	C419-10	A47-2	647A-4	647A-5	A647-4	A417-20
	F	MF	MF	MF	ma	ma	F	MF	MF						ma	MF	MF	ma	corona
SiO ₂	41,76	41,35	53,32	51,21	53,16	51,43	52,15	51,72	51,61	53,65	52,45	53,18	53,69	53,99	37,52	38,93	37,48	37,85	51,24
TiO ₂	0,02	n.d.	0,80	1,19	0,81	0,82	0,74	0,87	1,11	0,32	0,71	0,33	0,14	0,17	2,73	4,77	3,02	4,41	1,03
Al ₂ O ₃	0,08	0,07	2,35	4,11	2,28	3,62	4,13	4,12	4,20	0,74	1,73	1,97	1,07	0,34	14,48	12,92	14,35	13,56	4,85
Cr ₂ O ₃	0,05	0,08	0,84	1,39	0,47	1,13	1,50	1,07	0,26	0,16	0,37	0,28	0,31	0,06	n.a.	n.d.	n.d.	n.d.	n.a.
Fe ₂ O ₃	0	0	0	1,55	0	1,27	0	0	2,36	0	0	0	0	0	1,97	2,03	1,02	0,43	2,57
FeO	8,85	11,68	4,12	2,95	4,98	3,17	3,69	4,52	3,25	9,65	10,03	8,81	20,93	22,53	17,44	13,94	21,20	19,50	10,20
MnO	0,07	0,15	0,12	0,09	0,14	0,05	0,12	0,07	0,06	0,17	0,24	0,18	0,28	0,28	0,29	0,19	0,31	0,23	0,24
NiO	0,34	0,26	0,03	n.d.	0,03	0,02	0,08	0,01	0,13	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MgO	49,89	47,54	16,67	15,75	16,60	16,10	15,40	15,03	15,83	14,09	13,88	14,11	22,62	22,36	6,94	10,54	5,09	6,81	15,74
CaO	0,23	0,18	22,20	22,83	21,74	22,13	21,97	22,59	22,59	21,81	20,22	21,25	1,35	0,89	11,41	11,92	11,58	11,81	11,80
Na ₂ O	n.d.	n.d.	0,31	0,41	0,33	0,43	0,45	0,38	0,43	0,19	0,21	0,27	n.d.	0,05	2,16	2,03	1,88	1,78	0,91
K ₂ O	0,01	n.d.	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,07	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	1,42	1,78	1,62	1,59	0,50
F	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0,61	0,20	0,34	0,63	0,28
Cl	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0,01	0,02	n.d.	0,05	0,03
F,Cl ≡ O	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0,26	0,09	0,14	0,28	0,12
Total	101,30	101,31	100,78	101,49	100,56	100,19	100,24	100,39	101,90	100,78	99,84	100,40	100,39	100,67	96,72	99,18	97,75	98,37	99,27
FeO _t	8,85	11,68	4,12	4,34	4,98	4,32	3,69	4,52	5,37	9,65	10,03	8,81	20,93	22,53	19,21	15,77	22,12	19,89	12,52
Fa	9,04	12,10	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Wo	--	--	45,52	47,35	44,54	46,14	47,39	48,00	46,21	44,46	42,49	44,35	2,71	1,77	--	--	--	--	--
En	--	--	47,62	45,48	47,32	46,73	46,18	44,42	45,10	39,95	40,61	40,99	63,75	62,47	--	--	--	--	--
Fs	--	--	6,81	7,17	8,14	7,13	6,44	7,58	8,69	15,59	16,90	14,66	33,54	35,76	--	--	--	--	--
Jd + Ae	--	--	2,28	3,08	2,36	3,13	3,41	2,85	3,19	1,42	1,55	1,96	--	0,40	--	--	--	--	--
mg (Fo)	90,96	87,90	87,83	90,52	85,65	90,05	88,13	85,59	89,67	72,26	71,13	74,07	65,84	63,89	41,50	57,40	29,95	38,36	73,33
^{vi} Al/ ^{iv} Al	--	--	0,56	0,20	0,53	0,30	0,91	0,66	0,28	2,20	1,30	2,19	2,07	14,00	--	--	--	--	--
IAG	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0,35	0,41	0,34	0,34	0,42

Amostras - olivina minete: 647-O2, 647-O9, 7C-20, 7C-22, C47-1 e 7C-14; minete: 647-1, 647-4, 7C-27, A47-2 (Fe-pargasita); vogesito: 647A-4 (kaersutita), 647A-5 (Fe-pargasita), 647A-4 (Fe-kaersutita) e A647-3 (Fe-pargasita); Monzodiorito Arroio do Jacques: C419-29, C419-1, C417-3, C419-26, C419-10, e A417-20 (Mg-hornblenda).

Tabela 1 – continuação: anfibólios e Fe-Mg micas.

Tabela 1 – continuação: anfibólios e Fe-Mg micas

	A417-11	159-A5	159-A6	681A-3	666A-5	98A-19	672A-20	672A-26	A405-21	A405-28	A109-8	A14-5	A399-4	511C	511F	7F-4	7F-5	647B-1
	I	P(c)	P(b)	T	I	P	P	T	T	I	T	I	T	I	I	MF	ma	F (c)
SiO ₂	51,53	44,46	47,03	44,24	45,41	45,55	45,92	42,97	45,19	43,15	43,12	44,48	46,45	49,80	50,45	35,89	34,74	37,92
TiO ₂	0,90	2,08	1,36	1,56	1,06	1,54	1,15	1,89	1,37	1,02	1,32	1,09	1,32	1,47	1,42	7,81	8,73	4,94
Al ₂ O ₃	4,78	9,43	6,19	7,93	7,08	6,09	6,32	8,49	5,64	6,76	6,42	4,10	3,21	1,21	0,78	15,04	15,09	15,48
Fe ₂ O ₃	3,15	2,61	3,08	3,93	4,77	3,57	3,93	3,47	4,32	3,67	7,49	6,81	7,16	5,28	9,60	0,53	0,03	0,60
FeO	9,91	15,18	13,57	16,91	16,55	18,29	16,90	18,62	21,44	22,25	21,84	25,78	25,93	28,40	25,15	10,93	10,40	9,15
MnO	0,21	0,45	0,44	0,58	0,63	0,55	0,38	0,58	0,61	0,52	0,73	1,09	0,71	0,92	0,73	0,10	n.d.	0,08
MgO	15,45	9,88	11,25	8,83	9,06	8,32	9,24	7,72	6,25	5,60	4,77	2,52	2,62	0,12	0,04	15,38	15,18	17,70
BaO	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0,82	1,48	1,28
CaO	11,08	10,88	10,93	11,18	11,07	10,55	10,69	11,17	9,93	10,43	10,30	9,19	8,09	0,93	0,53	0,09	0,09	0,09
Na ₂ O	1,01	1,91	1,30	1,55	1,42	1,61	1,58	1,67	2,07	1,82	1,69	1,76	2,19	6,99	7,03	0,40	0,47	0,67
K ₂ O	0,43	1,22	0,71	0,93	0,95	0,85	0,93	1,04	0,87	1,19	1,09	1,00	1,00	1,24	1,10	8,83	8,50	9,08
F	0,04	0,34	0,32	0,47	0,38	0,38	0,55	0,63	0,05	0,73	0,54	0,13	0,75	0,79	0,74	1,37	0,07	n.d.
Cl	0,04	0,07	0,03	0,07	0,13	0,18	0,19	0,20	0,14	0,25	0,25	0,12	0,09	0,05	0,03	n.d.	0,01	0,01
F,Cl ≡ O	0,03	0,17	0,14	0,21	0,19	0,20	0,27	0,31	0,05	0,36	0,28	0,08	0,34	0,34	0,32	0,58	0,03	0
Total	98,50	98,34	96,05	97,97	98,32	97,28	97,50	98,14	97,82	97,03	99,28	97,99	99,18	96,85	97,28	96,61	94,76	97,00
FeO _t	12,74	17,53	16,34	20,45	20,84	21,50	20,43	21,74	25,32	25,55	28,58	31,91	32,37	33,15	33,79	11,41	10,43	9,69
mg	73,54	53,69	59,64	48,70	49,94	45,21	49,86	42,84	34,58	31,27	28,02	15,10	15,55	0,75	0,28	71,49	72,22	77,60
IAG	0,44	0,47	0,47	0,45	0,48	0,52	0,57	0,46	0,77	0,63	0,62	0,99	1,59	10,61	16,35	0,44	0,66	0,71

	647B-2	647B-3	647B-4	647B-5	B419-6	B417-1	681B-11	B642-10	B666-27	B98-5	672B-7	672B-6	B405-15	B405-23	B109-8	B110-71	B399-28	B399-21
	F (i)	F (b)	MF (c)	MF (b)	T	P	P	P	T	P	P	T	T	I	I	T	I	subsol.
SiO ₂	38,59	35,40	37,57	35,93	39,41	37,24	36,71	35,79	36,18	36,33	36,81	36,40	37,14	36,90	36,42	35,94	35,38	37,94
TiO ₂	3,99	5,57	4,19	5,73	4,45	5,80	3,84	4,35	3,68	3,74	3,79	3,56	2,90	2,62	3,33	3,23	3,70	3,65
Al ₂ O ₃	15,79	15,98	15,98	15,73	12,48	13,62	12,90	12,90	12,64	12,71	12,22	12,45	11,51	11,25	11,40	10,15	9,96	9,48
Fe ₂ O ₃	0,63	0,95	0,71	0,70	1,70	1,10	2,50	2,58	2,90	3,13	2,98	3,04	4,16	4,50	4,06	5,06	5,90	5,03
FeO	7,53	10,70	8,04	10,82	13,20	16,77	19,92	20,99	20,61	21,85	21,06	21,55	22,61	22,86	24,21	25,72	30,08	25,40
MnO	0,06	0,08	0,09	0,06	0,06	0,15	0,38	0,37	0,44	0,38	0,32	0,42	0,32	0,43	0,49	0,43	0,42	0,33
MgO	18,88	16,41	19,03	16,22	15,58	12,45	9,38	10,00	9,58	8,89	8,90	8,40	7,55	7,65	6,13	4,06	1,04	4,32
BaO	0,99	1,66	0,63	1,38	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
CaO	0,05	0,09	0,02	0,03	0,01	n.d.	n.d.	0,03	0,03	0,10	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,04	0,01	0,07	0,02
Na ₂ O	0,53	0,70	0,65	0,69	0,10	0,14	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	8,92	8,30	9,09	8,65	9,26	9,33	9,80	9,77	9,76	9,63	9,85	9,93	9,54	9,51	9,75	9,36	8,77	9,08
F	0,10	0,64	0,51	0,40	0,46	0,18	0,47	0,44	0,65	0,57	0,68	0,91	0,59	0,72	0,91	1,28	0,37	0,88
Cl	n.d.	0,02	n.d.	0,01	0,11	0,06	0,12	0,15	0,09	0,16	0,24	0,26	0,25	0,30	0,15	0,26	0,45	0,23
F,Cl ≡ O	0,04	0,27	0,21	0,17	0,21	0,09	0,23	0,22	0,29	0,28	0,34	0,44	0,31	0,37	0,41	0,60	0,26	0,42
Total	96,02	96,23	96,30	96,18	96,60	96,75	95,80	97,16	96,27	97,21	96,52	96,48	96,26	96,37	99,77	94,90	95,88	95,94
FeOt	8,10	11,55	8,68	11,44	14,73	17,76	22,17	23,31	23,22	24,67	23,74	24,29	26,35	26,91	27,86	30,27	35,39	29,93
mg	81,72	73,22	80,84	72,77	67,78	56,96	45,63	45,92	45,31	42,04	42,96	41,00	37,32	37,36	31,10	21,96	5,82	23,26
IAG	0,67	0,63	0,68	0,67	0,82	0,76	0,82	0,82	0,84	0,82	0,87	0,86	0,90	0,92	0,93	1,00	0,95	1,04

Amostras: MAJ: 417-11 (Mg-hornb.) e B419-6 e B417-1 (Mg-biotita); MT: 159-A5 (edenita) e 159-A6 (Mg-hornb.); granodiorito (BG) - seriado: 681A-3 (Fe-hornb.) e 681B-11 (Fe-biotita), e porfírico: 666A-5 (Fe-hornb.), e B642-10 e B666-27 (Fe-biotita); monzogranito híbrido (ABM): 98A-19 (Fe-hornb.) e B98-5 (Fe-biotita); sienogranito híbrido: 672A-20 (Fe-hornb.), 672A-26 (Fe-edenita), 672B-7 e B-6 (Fe-biotita); sienogranito alcalino (BAS): A405-21 (Fe-hornb.), A405-28 (Fe-edenita), B405-15 e 23 (Fe-biotita); pertita granito (PG) - seriado: A109-8 e A14-5 (Fe-hornb.), B109-8 e B110-71 (Fe-biotita), e equigranular: A399-4 (Fe-barroisita), B399-28 e 21 (anita); flogopitas - ol-minete: 7F-4 e 7F-5; minete: 647B-1, B-2, B-3, B-4 e B-5; arfvedsonita - GE: 511C e F.

Titanita				Óxidos de Cr-Fe-Ti				
681T-29		TIT-8	TIT-6	672T-36	672T-35	405T-1	405T-2	TIT11
T	I	I	I	T(c)	T(b)	T(c)	T(b)	T
SiO ₂	29,94	29,54	29,74	28,79	28,37	29,53	29,85	29,19
TiO ₂	33,67	36,57	35,11	30,15	29,80	31,64	31,89	31,94
Al ₂ O ₃	1,68	1,73	1,81	2,51	2,12	2,30	2,37	2,26
Fe ₂ O ₃	2,65	1,67	2,21	3,62	3,47	3,13	3,17	3,78
MgO	0,04	n.d.	0,02	0,16	0,10	0,09	0,11	0,14
Nb ₂ O ₅	0,89	0,09	0,69	1,83	3,58	0,96	1,47	0,96
CaO	26,56	27,91	27,74	25,63	25,10	25,98	26,56	26,03
MnO	n.d.	n.d.	0,05	n.d.	n.d.	0,01	<0,01	n.d.
Na ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,04	0,09	0,05	0,06	0,08
Y ₂ O ₃	0,52	0,24	0,23	1,61	1,81	0,88	0,48	1,14
La ₂ O ₃	0,06	0,14	0,20	0,15	0,06	0,27	0,05	0,27
Ce ₂ O ₃	0,48	0,16	0,54	0,65	0,59	1,10	0,66	1,19
Nd ₂ O ₃	0,32	0,20	0,24	0,57	0,54	0,64	0,52	0,85
ThO ₂	n.a.	n.d.	0,11	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.d.
F	n.a.	0,23	0,29	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,49
F = O	--	0,10	0,12	--	--	--	--	0,20
Total	96,84	98,40	98,86	95,71	95,64	96,57	97,21	98,09

Amostras: ol-minerite: 7cr-3, 7e 5, e 7M4; BG seriado: 681T-29 e porfírico: TIT-8; monzogranito híbrido: 672T-36 e 35; BAS: 405T-1 e 2; PG seriado: TIT 11.

Notas - Tipos texturais: F – fenocristal; ma – grãos da matriz; P – precocce, T – tardio, I – intersticial, e in – inclusão; grãos zonados: (c) – centro, (i) – intermediário e (b) – borda; subsol. – grão subsolidus.

IAG – índice apatítico (% mol.). Classificação dos anfibólios segundo Leake (1997).

MONZODIORITO ARROIO DO JACQUES E MONZONITOS
 Maior conteúdo de FeO₁ e baixo Fe₂O₃ na Mg-augita e Fe-enstatita do MAJ, ambos sugerem cristalização em condições de moderada a baixa fO_2 (~oxy-buffer QFM), consistente com o predomínio de ilmenita entre as fases óxido e de pigeonita invertida (Grove & Juster 1989, Toplis & Carroll 1995). A Fe-enstatita (Fs₃₃₋₃₇) possui *mg* (66-63%) comparável ao da Ol de traquian-desitos-TAB (Fig. 2A, Tab. 1). A Mg-augita é mais cálcica que a dessas vulcânicas (Fig. 2A) e tem ^{VI}Al/^{IV}Al igual ou superior (Fig. 2B), porém exibe conteúdo similar de FeO, MgO e TiO₂, com *mg* de 74-71%. Al₂O₃ e SiO₂ são equiparáveis aos da augita do TAB, porém os valores altos e extremos de SiO₂ correspondem a grãos alterados e exsolvidos (Fig. 2C). A Mg-hornblenda, em uma amostra do MAJ, exibe *mg* similar ao da augita (~73%), e baixo TiO₂ e Al₂O₃ (Tab. 1), indicativo do equilíbrio a baixa temperatura e pressão. A Mg-biotita possui *mg* de 68-57%, TiO₂ moderado a alto (4,0-5,8%) e exibe correlação negativa Mg-Al (Fig. 4A).

Nos monzonitos, anfibólio e biotita mostram maiores analogias com os do MAJ, e os contrastes ocorrem no piroxênio (Figs. 2A-C). A augita/diopsídio exibe baixo Al_2O_3 e SiO_2 , de modo que é deficiente em $^{\text{VI}}\text{Al}$, típico do equilíbrio em níveis crustais rasos. A Mg-hornblenda possui baixo TiO_2 e alto $^{\text{M4}}\text{Ca}$, porém é menos evoluída, com menor Si (Fig. 3A) e Al_1 igual ou superior (Fig. 3B), sugerindo cristalização a maior pressão e temperatura que o anfibólio do MAJ. Contudo, a forte zonação do anfibólio, em uma amostra do MT, registra ambiente submetido a abrupto decréscimo na pressão (4-5 para 2 kbar), como sugere o declínio de Al_1 (Fig. 3B). A Mg-biotita exibe menor Mg indicando cristalização a partir de líquido mais evoluído (Fig. 4A).

GRANITOS Fe-hornblenda e Fe-biotita são os máficos dominantes nos granitos. No pertita granito (PG) equigranular, a Fe-hornblenda transiciona para Fe-barroisita e a Fe-biotita para anita (Tab. 1). Em todos, a mica é deficiente ou contém baixo ^{IV}Al , e exibe TiO_2 moderado a alto (2-5%). A evolução na composição de anfibólio e biotita dos granitos é concordante, caracterizada por variações no conteúdo de FeO , MgO e Al_2O_3 , traduzindo o crescimento de alcalinidade e razão FeO^* (Figs.

Figura 2 – Composição de piroxênios (A-C), micas ferromagnesianas (D) e anfibólios (E) de minetes, vogesito e monzodiorito Arroio do Jacques (MAJ), comparadas a de rochas intermediárias da Formação Hilário (Lima 1995). A – Seção do diagrama quadrilateral Wo-En-Fs, com os campos de classificação de clinopiroxênio (Di – diopsídio, e Aug – augita) e ortopiroxênio (Morimoto et al. 1988, Rock 1990). B – vAl vs. $ivAl$ (a.u.f. para 6 oxigênios) para clinopiroxênios; linhas marcam os limites entre composições de rochas máficas alcalinas equilibradas em condições de alta e baixa pressão: pontilhada segundo Wass (1979), e grossa segundo Perugini et al. (2003). C – Al_2O_3 vs. SiO_2 (% peso) para clinopiroxênios. D – Seção do diagrama Al-Mg-Fe_i (a.u.f. para 22 oxigênios), exibindo a composição de membros extremos de micas ferromagnesianas. E – TiO_2 e SiO_2/Al_2O_3 vs. $FeO/(FeO+MgO)$ (% peso) para anfibólios.

3A-4). Magnetita quase pura indica a maior intensidade de reequilíbrio *subsólido* nos tipos do núcleo, enquanto nos alcalinos, Ti-magnetita e ilmenita exibem conteúdo mais elevado e variado de TiO_2 (Gastal et al. 2006b). A titanita, exceto no monzogranito, exibe razão Fe:Al próximo a 1:1 (Fig. 5A), típica de rochas ígneas (Kowallis et al. 1997).

Granitos do núcleo No granodiorito (BG) e monzogranito híbrido (ABM), anfibólio e biotita exibem composições homogêneas. O anfibólio destes, junto ao de monzonitos e MAJ, define *trend* marcado pelo crescimento de Si para valores quase constantes de ^{44}Ca (*trend* actinolítico – Fig. 3A), típico de magmas residuais não-alcalinos (Mitchell 1990). Igualmente, a composição da biotita segue o *trend* intrafácies (“b” – Fig. 4B, Stussi

Figura 3 – Diagramas exibindo a composição de anfíbólio de granitóides do CILS (excluindo análises de grãos alterados), comparado ao de minetes, vogesito e espessartito. Os dois diagramas são repetidos para evitar a superposição de pontos. A – $M4Ca$ vs. $IVSi$ (a.u.f., para 23 oxigênios), com os trends evolutivos segundo Mitchell (1990): magmático a tardi-magmático dominante em associações alcalinas, e actinolítico (subsolidus) típico de líquidos residuais não alcalinos. B – $Fe/(Fe+Mg)$ vs. $IVAl+VAl$ (a.u.f., para 23 oxigênios), exibindo as isóbaras segundo calibração de Schmidt (1992, in Anderson & Smith 1995); c – centro e b – borda do grão. Demais símbolos como na figura 2.

& Cuney 1996), fortalecendo o vínculo genético desses granitóides. O decréscimo regular de TiO_2 e Al_2O_3 , e o crescimento de FeO^* e SiO_2 marcam a evolução da biotita nos tipos do núcleo. O anfíbólio, contudo, traduz particularidades decorrentes das condições de oxi-redução e do lento soerguimento durante a cristalização, de acordo com o indicativo de pressão com base no Al_i (Fig. 3B, Anderson & Smith 1995). Nos tipos híbridos, o decréscimo na pressão registrado pelo anfíbólio (4,5-4,0 para 2,0-3,0 kbar) acompanha a evolução, porém o inverso parece ocorrer entre os tipos de BG. No BG porfirítico e mais diferen-

ciado, a mudança na composição do anfíbólio sugere a recarga com novo pulso de magma. Variações na fO_2 são evidenciadas pela divergência entre as razões FeO^* de fases máficas (biotita e anfíbólio) e da rocha-RT (Gastal *et al.* 2006b). FeO^* permanece constante ou decresce com o aumento de $FeO^{ANF-BTA}$ indicando ambiente oxidante que é mais pronunciado no BG. Nos sienogranitos híbridos, particularidades na composição da biotita e titanita sugerem algum tipo de interação com magma alcalino. No BG, a titanita se aproxima da composição ideal, exibindo menor Fe e Al e baixas concentrações de ETRL (ele-

Figura 4 – Diagrama Al_2O_3 vs. MgO (a.u.f., para 22 oxigênios) exibindo a composição de biotita de granitos do CILS, comparados a das demais rochas ígneas consideradas (excluindo lamelas alteradas). Separação dos granitos segundo Nachit et al. (1985); campo cinza em (A) para biotita de granodiorito seriado e granitos híbridos do CILS, discriminados em (B); setas realçam trends evolutivos segundo Stussi & Cuney (1996): “a, b e d” dominantes na diferenciação intrafácies, e “c” marca as variações interfácies devido ao aumento da alcalinidade. Símbolos como nas figuras 2 e 3.

mentos terras raras leves), Y e Nb (Fig. 5). No ABM a titanita é similar, porém o conteúdo de Al é mais elevado e variado, enquanto no sienogranito híbrido, esta é análoga a de granitos alcalinos, com Fe, Y e Nb elevados.

Granitos alcalinos No sienogranito (BAS) e pertita granito (PG), a evolução do anfibólio, evidenciada por forte decréscimo de MgO e Al_2O_3 (Tab. 1), é também marcada por decréscimo de $M^{4}Ca$ paralelo ao *trend* magmático a tardi-magmático de associações alcalinas (Fig. 3A, Mitchell 1990). Os contrastes na biotita são abruptos e seguem o *trend* típico da evolução interfácies (“c” – Fig. 4B, Stussi & Cuney 1996), resultante da alcalinidade crescente, com alguma dispersão talvez devido ao efeito diversificado da fase volátil tardi a pós-magmática (Fig. 4). As razões FeO^* de biotita, anfibólio e rocha tendem a convergir com a diferenciação destes granitos (Gastal et al. 2006b), de modo que registram cristalização em ambiente com fO_2 controlada pelo equilíbrio mineral. Nestas condições, o decréscimo na proporção de biotita compensado pela Ti-magnetita, no PG dominante, implica em pressão decrescente durante a cristalização. O forte declínio de Al_2O_3 no anfibólio destes granitos não pode ser atribuído ao decréscimo de pressão (Fig. 3B), porque o geobarômetro não se aplica a composições com elevado $Fe/(Fe+Mg)$ e baixo Al (Anderson & Smith 1995). Porém, pressões da ordem de 2-3 kbar são sugeridas para a cristalização do BAS ($Fe/(Fe+Mg) \sim 0,6$). A titanita é rica em Fe, ETR, Nb e Y (Figs. 5), traduzindo a natureza da fase fluida típica de granitos alcalinos (Wang et al. 2001). O forte papel da diferenciação na composição de fases máficas sugere líquidos residuais levemente peralcalinos. Assim, o granito Estrela pode representar o extremo fracionamento de magma similar ao dos tipos alcalinos do CILS. Isto é indicado pela evolução de Fe-barroisita (PG) para arfvedsonita do GE, que segue a mesma tendência com forte decréscimo de Al, Mg e Ca e crescimento de Fe^{2+} , Fe^{3+} e Na (Tab. 1).

Litogeoquímica Elementos maiores e alguns traços de amostras representativas de minetes, MAJ, granitos do CILS e GE estão na tabela 2. São também incluídas amostras de traquiandesitos, espessartito e monzonitos da Formação Hilário (Lima 1995).

ROCHAS INTERMEDIÁRIAS A BÁSICAS Lamprófiros, traquiandesitos e MAJ são metaluminosos ($IAG < 0,9$, Tab. 2) e, com exceção dos minetes, plotam no campo alcalino saturado em sílica no diagrama álcalis-sílica (Fig. 6A). Os dois minetes são *ol-ne* normativos e exibem alta razão Nb/Y (Fig. 6B). Possuem K_2O superior a 3% e K_2O/Na_2O (% mol.) próximo a 1 (veja Fig. 8B), porém são potássicos e não ultrapotássicos, conforme Foley et al. (1987), devido a razão K_2O/Na_2O (% mol.) < 2 . As demais rochas são *ol-hy* ou *q-hy* normativas, e exibem menor Nb/Y, o que as aproxima de composições subalcalinas (Fig. 6B). Possuem $(Na_2O-1) < K_2O$, sendo comumente relacionadas à série shoshonítica (Lima & Nardi 1998). Segundo critérios de Muller & Groves (1997), as rochas básicas a intermediárias associadas ao CILS são tipos potássicos pós-colisionais, ou de arcos continentais (Fig. 7). Os minetes, com elevado Zr e Y (Fig. 7A) e TiO_2/Al_2O_3 (Fig. 7B), representam a transição para composições alcalinas comum em ambientes pós-colisionais. Os traquiandesitos, entretanto, com razões Zr/TiO_2 elevadas (≥ 200 , Fig. 7B) e alto conteúdo de Sr (Tab. 2, veja Fig. 9), são consistentes com arcos continentais.

Minetes Os dois tipos exibem elevada perda ao fogo (PF – Tab. 2), permitindo suspeitar de eventos hidrotermais superpostos. Contudo, a mineralogia exhibe alteração seletiva. Enquanto a Ol é substituída por serpentina e carbonato, o Di, a flogopita e o feldspato mostram-se inalterados. As duas rochas retêm altas concentrações de elementos litófilos (K, Ba, Rb e Sr), inconsistente com a intensa mobilidade ocasionada por fluidos hidrotermais. No ol-minete, a Ol mais magnésiana (647-o2, Tab. 1) exhibe coeficiente de partição Fe-Mg (Kd_{Fe-Mg}^{ol-RT}) de 0,30, compatível com o equilíbrio Ol-magma (Roeder & Emslie 1970). A composição desta é similar a da Ol *liquidus* obtida pelo programa Melts (Ghiorso & Sack 1995, Asimov & Ghiorso 1998), para a amostra 647A-1. Os valores de $\log fO_2$ (expresso como $\Delta NNO = \log fO_2^{RT} - \log fO_2^{NNO}$, Fig. 8A), calculados para os dois minetes (Tab. 2), são consistentes com os obtidos para o fracionamento da mesma amostra a 1 kbar e 2,3 % H_2O ($\Delta NNO = 0,62$ a 0 entre 1294°-1100°C). Estes resultados sugerem pequena modificação pós-cristalização, permitindo assumir que as variações químicas

Figura 5 – Diagramas exibindo a composição de titanita de granitos do CILS. A – Fe vs. Al (a.u.f. para 3 cátions), com os campos de rochas metamórficas e ígneas segundo Kowallis *et al.* (1997); B – $(Y_2O_3+Nb_2O_5)$ vs. $(La_2O_3+Ce_2O_3+Nd_2O_3)$ (% peso), salientando as diferenças entre os granitos do CILS. Linha pontilhada marca a titanita de granitos alcalinos referentes à borda de grãos ou grãos subsolidus, intersticiais ou sobrepostos ao anfibólio, e de tonalidades mais claras. Símbolos como na figura 3.

entre os dois minetes refletem processos ígneos. Pequeno desvio na química original pode ainda ser devido à remoção parcial de materiais estranhos (vogesito e microxenólitos).

Ol-minete e minete exibem valores primitivos de *mg* (75-67%, Tab. 2 e Fig. 8), porém o primeiro é o que melhor se enquadra como magma primitivo, com $FeO/MgO < 1$ e moderado Cr. A presença de Mg-cromita aluminosa (Tab. 1), e o Kd_{Fe-Mg} (Ol-RT) reforçam tal conclusão. Esta rocha não satisfaz os critérios petrográficos de um lamprófito (Rock 1991), uma vez que os fenocristais de flogopita são escassos. O elevado TiO_2 ($> 1,3\%$), a baixa razão molar Al_2O_3/TiO_2 (< 5) e a presença de Ti-flogopita rica em Ba, similar a do minete (Tab. 1), distinguem-na dos absarokitos (Foley *et al.* 1987, Muller & Groves 1997), e permittem classificá-la como ol-minete à semelhança do efetuado por Carmichael *et al.* (1996). Os dois tipos exibem conteúdo similar de TiO_2 , CaO, Na_2O e Rb, porém o minete contém menor MgO , SiO_2 , Cr e Ni, e maior Al_2O_3 , FeO , K_2O , P_2O_5 , Nb, Zr, Y, Ba, Sr e ETR (Tab. 2, Figs. 8 e 9). A evolução entre eles, portanto, é marcada por aumento da subsaturação em sílica com o decrés-

cimo de *mg*, difícil de ser explicado pelo simples fracionamento mineral, como ilustra a figura 9C. O forte enriquecimento em elementos incompatíveis (ETRL, Ba, Th, P e Y) e o padrão mais fracionado de ETR ($Ce/Yb_N \sim 50$, Fig. 10A-B), no minete, pode ser decorrente de menor grau de fusão parcial ou maior enriquecimento da fonte mantélica. Contudo, a natureza química particular desta rocha pode ter resultado da mistura minete-vogesito, como evidencia a mineralogia. Ambos exibem anomalia negativa de Nb (La/Nb_N de 2-3), sugerindo fonte mantélica vinculada de alguma forma com a subducção.

Rochas saturadas a supersaturadas em sílica Os traquiandesitos basálticos-TAB, com *mg* de 75-70%, possuem composições primitivas ($FeO/MgO < 1$ e moderado Cr e Ni). Escolheu-se a amostra Bas-09 (Lima 1995), para representar o outro magma parental de derivação mantélica com maior sílica e baixa razão K_2O/Na_2O ($\sim 0,35$, Fig. 8B). As amostras com *mg* superior a 75%, e elevado Cr e Ni, são interpretadas como cumulados de Ol e talvez clinopiroxênio (Lima 1995, Figs. 8 e 9). Os valores do Kd_{Fe-Mg} (Ol-RT) são elevados ($\sim 1,0-1,5$), e os de ΔNNO estão, em média, uma unidade acima dos calculados pelo Melts para o fracionamento da amostra Bas-09, a 1 kbar e saturação em H_2O ($NNO+0,24$ a $+0,34$, entre $1270^\circ-1070^\circ C$). Isto indica re-equilíbrio da Ol com líquido residual e oxidação pós-erupção. Comparado ao ol-minete, o TAB possui menor K_2O , CaO/Al_2O_3 , FeO , TiO_2 , Rb, Ba, Sr e Zr e maior Na_2O e SiO_2 (Tab. 2, Figs. 8 e 9). Diferenças estas impossíveis de serem resolvidas pelo fracionamento do magma ol-minete, implicando em gênese diversa. O decréscimo de SiO_2 (Fig. 8C), e o crescimento de FeO (Fig. 8E) e Zr (Figs. 9D e G), em algumas amostras de TAB, sugerem contaminação com líquido derivado do ol-minete. Contudo, anomalias negativas pronunciadas de Nb-Ti-P e padrão menos fracionado de ETR (Fig. 10D), com quebra pronunciada de ETRM (ETR médios), requerem contribuição de fonte distinta para o TAB.

As demais rochas, em geral, acompanham o *trend* de fracionamento do magma TAB, controlado por Ol+Cpx (Figs. 8C-F, 9B-C e F-G). Diferem entre si quanto às razões K_2O/Na_2O (Fig. 8B). Espessartitos e MAJ exibem razões intermediárias entre TAB-traquiandesitos ($< 0,5$) e os minetes (~ 1). Comparados aos traquiandesitos, os primeiros contêm álcalis e SiO_2 igual ou superior, mas tendem a ser mais magnesianos (Tab. 2, Figs. 6A e 8), e exibem forte crescimento de Rb com o decréscimo de *mg* (Figs. 9A e E). O MAJ, contudo, é pobre em Y (Fig. 7A) e contém maior TiO_2 (Fig. 8F). As razões TiO_2/Al_2O_3 (Fig. 7B), e os padrões de elementos incompatíveis e de ETR (Figs. 10A-B) deste sugerem a proximidade com o ol-minete. O MAJ difere pelas anomalias negativas mais pronunciadas de Nb e Th, o que poderia ser um indicativo de contribuição infracrustal. Valores de fO_2 , de NNO-1, são concordantes com os calculados para o fracionamento da amostra Kl 89, pelo Melts para 3-4 kbar e condições anidras, envolvendo dois Cpx e Pl. As amostras de MAJ alteradas ou com anfibólio tardi-magmático estão mais oxidadas ($\Delta NNO > -1$), justificando a separação efetuada. Essas mostram forte crescimento de SiO_2 para conteúdo equivalente de álcalis (Fig. 6A), consistente com a interação do MAJ com líquidos monzoníticos como sugerem as relações de campo e petrografia.

Variações químicas mais regulares caracterizam as amostras de espessartito com $\Delta NNO \leq 2$ (Figs. 8 e 9). Processos pós-cristalização parecem ter prevalecido em amostras mais oxidadas ($\Delta NNO > 2$) de espessartito e traquiandesitos (unidades 2 e 3), uma vez que o ΔNNO mostra correlação positiva com *mg* e PF. Nesses traquiandesitos, a maior dispersão de Rb e Sr corrobora tal conclusão, e resulta no decréscimo de Rb/Sr com a diferenciação. Sr, Zr e Ba são mais elevados nas efusivas 3 (Figs. 9B-D), e algum tipo de interação com o minete é sugerida pela

Tabela 2 - Elementos maiores e alguns traços para amostras representativas de minetes, granitóides do CILS, vulcânicas correlatas e granito Estrela.

	Ol-min. (% peso)	Minete 647E-2	TAB ¹ Bas-09	MAJ			Espessartito ¹		Traquiandesito ¹			
	647A-1			Kc-89	Kc-417	Kc-155	LP-401	LP-21	And-5	And-4	And-19	And-10
SiO ₂	47.33	44.77	54.01	56.41	60.28	57.19	57.90	56.95	56.25	57.23	56.79	55.03
TiO ₂	2.54	2.52	0.95	1.28	0.97	2.01	0.91	0.94	0.99	1.01	1.07	0.92
Al ₂ O ₃	11.93	13.99	14.51	13.08	13.60	12.91	15.10	15.54	18.59	17.36	18.3	19.09
Fe ₂ O ₃	2.66	3.59	1.74	1.02	1.23	0.72	1.73	2.51	1.05	2.20	1.89	2.46
FeO	6.96	7.43	5.72	5.66	4.74	5.64	5.57	4.19	5.69	4.37	4.50	4.80
MnO	0.17	0.17	0.14	0.12	0.09	0.12	0.15	0.03	0.13	0.12	0.12	0.07
MgO	11.76	8.61	9.58	7.91	5.83	6.85	5.85	6.09	4.16	4.04	3.96	3.29
CaO	10.10	10.27	7.15	6.54	5.18	5.61	5.17	5.45	7.00	6.49	6.57	6.67
Na ₂ O	2.33	2.50	3.95	3.46	3.94	3.93	4.27	4.66	3.60	4.26	3.89	4.31
K ₂ O	3.35	4.53	2.08	3.84	3.65	4.39	2.91	3.15	2.30	2.53	2.59	2.98
P ₂ O ₅	0.88	1.62	0.19	0.69	0.48	0.60	0.44	0.48	0.25	0.38	0.33	0.37
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
CO ₂	4.10	4.21	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
PF	8.00	6.60	2.74	0.83	0.69	0.20	3.56	2.17	2.64	1.30	2.00	2.30
FeO _t	9.35	10.65	7.29	6.57	5.85	6.30	7.13	6.45	6.63	6.35	6.20	7.02
mg	75	67	75	71	69	68	65	72	57	62	61	55
IAG	0.67	0.73	0.53	0.77	0.76	0.89	0.62	0.66	0.41	0.50	0.46	0.50
ID	47	52	61	61	69	64	69	70	75	75	77	78
NNO (ppm)	0.04	0.44	1.08	-1.22	-0.39	-2.27	1.01	2.33	0.20	2.25	1.85	2.09
Cr	444.7	198.4	450	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	60	n.a.	n.a.	56
Ni	139.0	79.0	257	n.a.	n.a.	n.a.	40	40	52	12	17	20
Rb	107.4	111.6	58	56	104	88	51	45	50	46	70	51
Ba	2084.0	4221.0	1050	1537	1105	1160	1368	1055	1550	1540	1580	1300
Sr	1210.0	1947.6	700	794	744	624	687	803	1285	1102	1235	1270
Nb	55.7	82.6	14	n.a.	12	21	14	15	n.a.	21	24	22
Y	20.5	30.8	16	n.a.	12	14	19	32	n.a.	25	27	20
Zr	437.6	451.1	160	137	177	247	185	190	250	271	300	287

	Monzonito ¹		Granodiorito		Gr. híbridos ²		Gr. alcalinos			Gr. Estrela	
	Mz10	Mz206B	Seriado Ln27A ²	Porfir. Kl642	Monzogr. Ln104	Sienogr. Ln202A	Sienogr. Kl654B	Pertita granito Kl 109	Kl 399	Kl445	Kl445A
(% peso)											
SiO ₂	62.05	63.74	70.23	71.39	70.84	71.48	72.35	71.35	73.00	73.16	74.53
TiO ₂	0.64	0.65	0.30	0.31	0.36	0.38	0.27	0.29	0.25	0.33	0.24
Al ₂ O ₃	16.24	15.62	15.71	15.52	15.32	14.10	14.12	13.18	12.51	12.92	12.00
Fe ₂ O ₃	2.20	1.37	n.d.	2.39	0.56	0.65	0.26	2.12	0.12	2.91	0.78
FeO	4.45	3.62	2.47	n.d.	2.11	2.78	2.15	2.24	3.08	n.d.	2.39
MnO	0.10	0.10	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.04
MgO	3.13	2.99	0.67	0.43	0.74	0.57	0.57	0.37	0.16	0.52	0.14
CaO	2.61	3.28	2.16	2.04	1.73	1.16	1.12	1.17	0.67	0.84	0.69
Na ₂ O	4.11	4.44	4.80	4.81	4.10	4.42	4.27	4.85	5.49	5.21	5.64
K ₂ O	4.06	3.88	3.52	3.02	4.04	4.32	4.78	4.29	4.62	3.98	3.52
P ₂ O ₅	0.41	0.31	0.09	0.05	0.15	0.10	0.05	0.07	0.04	0.07	0.02
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
PF	2.90	2.02	0.39	0.80	0.78	0.61	0.44	0.34	0.95	0.97	1.15
FeO _t	6.43	4.85	2.47	2.15	2.61	3.36	2.39	4.15	3.19	2.62	3.08
FeO*	0.67	0.62	0.79	0.83	0.78	0.86	0.81	0.92	0.95	0.83	0.96
IAG	0.69	0.72	0.70	0.66	0.72	0.84	0.88	0.93	1.08	0.94	0.99
ID	80	83	93	95	92	92	94	92	90	94	91
(ppm)											
Rb	98	85	121	33	134	208	220	245	202	204	192
Ba	1997	1705	940	1178	1032	605	321	263	227	421	102
Sr	990	1058	761	918	668	387	182	166	60	189	<30
Nb	8	12	11	<10	24	51	56	54	58	68	96
Y	30	13	12	<10	23	40	47	63	68	64	94
Zr	250	240	147	131	256	312	370	450	484	394	518
T _{Zr} (°C)	802	784	769	765	827	839	855	859	856	800	870

Referências: 1 – Lima (1995), e 2 – Nardi (1984). Notas: Elementos maiores em base anidra; PF – perda ao fogo; mg = MgO/(MgO+FeO)*100 % mol.; FeO* = FeO_t/(FeO_t+MgO); IAG = (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃ % mol.; ID = qz+ab+or+ne (CIPW); NNO – log fO₂ relativa ao oxy-buffer NNO, calculada para 1150°C para minetes, 1050°C traquiandesito basáltico (TAB) e MAJ; e 1000°C para traquiandesitos (unidades 1 a 4) e espessartito, segundo Moore *et al.* (1995) e Righter & Carmichael (1996); T_{Zr} – temperatura de saturação em zircão (Watson & Harrison 1983).

Figura 6 – Diagramas classificatórios para as rochas do CILS e vulcânicas correlatas. A – Alcalis vs. SiO₂ (base anidra), com os campos segundo Le Maitre et al. (1989). B – Zr/Ti vs. Nb/Y com os campos de Winchester & Floyd (1977) modificados por Pearce (1996a). L – crosta inferior e vetores de fracionamento mineral para: POA – Pl+Ol+Aug, POAM – inclui magnetita e POAHM – inclui hornblenda. Campos: TF – tefrifonolito, FT – fonotefrito, Bas – basanita/tefrito, TA – traquiandesito, TAB – traquiandesito basáltico, TB – traquibasalto, T – traquito, AB – andesito basáltico, A – andesito, D – dacito e R – riolito. Tipos de MAJ quanto a fO_2 como na figura 9A; cinza para unidades 1 e 2 dos traquiandesitos, e hachurado como indicado em A.

Figura 7 – Diagramas discriminantes, segundo Muller & Groves (1997), para rochas potássicas associados ao CILS (SiO₂ < 62,1%, MgO > 2,8% e CaO > 3,3% - base anidra). A – Y vs. Zr, com a separação dos tipos intraplaca e orogênico. B – Zr/Al₂O₃ vs. TiO₂/Al₂O₃, incluindo a separação entre os tipos de arcos continentais e oceânicos. Quadrados preto e cinza respectivamente para unidades 1 e 2 dos traquiandesitos; demais símbolos como na figura 6.

correlação linear Sr-Zr (Fig. 9G). Contudo, relação similar nem sempre é válida para outros traços. Nas efusivas 1, o comportamento dos traços, Rb, Sr, Ba e Zr, é consistente com o fracionamento mineral (Fig. 9). Assim, as diferenças químicas entre as unidades efusivas podem ser atribuídas à intensidade de eventos pós-cristalização, a desequilíbrios decorrentes da desvolatilização-descompressão, bem como a processos de mistura de mag-

mas. Porém, estes processos seriam insuficientes para explicar o conteúdo mais alto de Sr dos traquiandesitos relativo ao *trend* de fracionamento do magma TAB (Figs. 9C e E). Os padrões de elementos incompatíveis e de ETR de espessartitos e traquiandesitos corroboram, em linhas gerais, o vínculo genético com esse magma (Figs. 10C e E). Contudo, os padrões de ETR de ambos são menos fracionados, devido ao maior conteúdo de ETRM e

Figura 8 – Variações composicionais de rochas básicas e intermediárias associadas ao CILS ($mg > 52\%$ e $SiO_2 \leq 63\%$ - base anidra). A – ΔNNO vs. mg , em que $\Delta NNO = \log fO_2^{RT} - \log fO_2^{NNO}$ para a mesma temperatura. Valores calculados segundo Moore et al. (1995) e Righter & Carmichael (1996), considerando $1150^\circ C$ – minetes, $1100^\circ C$ – traquiandesito basáltico e MAJ, e $1000^\circ C$ – traquiandesito e espessartito. Oxy-buffers de acordo com compilação apresentada por Frost (1991). B – K_2O/Na_2O vs. mg (ambos em % mol.). C – $K_2O + Na_2O$ vs. SiO_2 , campos como na figura 6A. D-E-F – CaO/Al_2O_3 , FeO_t e TiO_2 vs. mg respectivamente. Linhas de descenso, em B-F, foram calculadas pelo programa Melts (Ghiorsso & Sack 1995, Asimov & Ghiorsso 1998), para duas amostras consideradas como magmas primitivos. Ol-minete (KI 647A-1) – diferentes proporções de Ol+Cpx+Cr-Fe óxido: 1 – saturação em H_2O , 1 e 8 kbar (B-D); 4 – anidro e 8 kbar (C); e 5 – saturação em H_2O e 8 kbar (E-F); e traquiandesito basáltico (Bas-09): 2 e 3 – 1 kbar e, respectivamente, saturação em H_2O (Ol+Cr-Fe óxido+Cpx) e anidra (Cr-Fe óxido+Ol+Aug+pigeonita+Pl). Triângulos pretos e brancos para espessartitos com $\Delta NNO < 2$ e ≥ 2 , como discriminados em A; quadrados pretos e cinza como na figura 7, e demais símbolos como na figura 6.

Figura 9 – Comportamento de alguns elementos traços em rochas básicas e intermediárias associadas ao CILS ($mg > 52\%$ e $SiO_2 \leq 63\%$ - base anidra). A-D – Rb, Ba, Sr e Zr vs. mg. E-F – Sr e Ba vs. Rb. G – Sr vs. Zr. Vetores de fracionamento (até 20% de cristais) para Ol, Cpx, Pl, hornblenda e flogopita; coeficientes de partição segundo Rollinson (1993); FeO e MgO para Ol e Di do ol-minete, flogopita e K-oligoclásio do minete, e anfibólio do vogesito. Símbolos como nas figuras 6, 7 e 8.

Figura 10 - Diagramas de elementos incompatíveis normalizados para a composição do manto primitivo (Hofmann 1988) e de ETR para a do condrito (Boynton 1984, in Rollinson 1993), respectivamente para: A e B – Minetes e MAJ; C e D – Traquiandesito basáltico e traquiandesito (Lima 1995); E e F – Espessartito (Lima 1995).

ETRP (Figs. 10D e F), e o espessartito exibe também anomalia negativa de P menos pronunciada. Desta forma, as diferenças químicas entre as lavas cronocorrelatas ao CILS sugerem participação de fontes próximas, mas diversificadas.

GRANITÓIDES Os monzonitos, da mesma forma que BG e ABM, são classificados como granitóides pós-colisionais com a

assinatura da subducção (Figs. 11A-B), ou da interação manto-crosta segundo Pearce (1996b). O elevado conteúdo de Sr e Ba (Figs. 12F-G), e a similaridade nos padrões de ETR (Fig. 13A) referendam o vínculo genético destes granitóides com as lavas de afinidade shoshonítica (Lima & Nardi 1998). Entre os monzonitos, a diferenciação é marcada por crescimento dos álcalis até 65% SiO_2 , e posterior decréscimo, também seguido pelos granitos

Figura 11 – Diagramas A - Rb vs. (Y+Nb), e B - Nb vs. Y (ppm), com a classificação de granitos segundo Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996b), para os granitóides do CILS. São também plotados, para comparação, traquiandesitos – unidades 1 e 4 (campo cinza), minetes, e MAJ com baixa fO_2 ; L – crosta inferior. Trends: cristalização fracionada – FC e conjunta com assimilação – AFC, segundo Pearce (1996b), e em B, fracionamento de cada fase mineral até 50%, com Kds segundo Rollinson (1993). Demais símbolos como na figura 6.

do núcleo menos evoluídos (Fig. 6A). A inflexão nesse *trend* é comumente atribuída ao fracionamento de K-feldspato, porém os demais elementos nem sempre exibem variações consistentes com isto, como exemplificado pelo Rb e Al_2O_3 (Figs. 11A e 12D).

Com base no comportamento de CaO, MgO, FeO , e TiO_2 (Figs. 12A-D), os monzonitos poderiam ter derivado tanto de traquiandesitos como do MAJ. Os primeiros são preferidos, uma vez que o decréscimo de Al_2O_3 e Sr corrobora o fracionamento preferencial de Pl (Figs. 12E-F). Comparados aos traquiandesitos, contudo, os monzonitos possuem menor ETR e, por vezes, fracionamento mais pronunciado de ETRM (Fig. 13A), o que requer outros processos de diferenciação. Estas rochas, bem como alguns granitos do núcleo, exibem concentrações de Nb e Y menor que a dos possíveis parentais traquiandesíticos (Figs. 11A-B), sugerindo a contribuição de fontes pobres em elementos incompatíveis ou o fracionamento de anfibólio. O Zr permanece quase constante na transição de traquiandesitos para monzonitos, e forte decréscimo caracteriza a maioria dos granitos do núcleo (Fig. 12H). *Trend* similar, de constância ou leve decréscimo de Zr com a diferenciação, caracteriza os granitos tipo I de baixa temperatura, que normalmente envolvem fusão parcial de rochas quartzo-feldspáticas (Chappell 2004). Dentre os granitóides shoshoníticos, o BG exibe os valores mais baixos de T_{Zr} ($\leq 770^\circ C$, Tab. 2), e está mais próximo dos granitos de baixa temperatura (Miller *et al.* 2003).

A distinção entre os dois grupos de granitos do CILS é evidenciada pelo comportamento de elementos traços, como proposto por Nardi (1984). Os termos do núcleo são álcali-cálcicos, e o PG evoluiu até composições fracamente peralcalinas, com acmidade normativa ($\leq 1\%$). Todos são classificados como granitos pós-colisionais (Fig. 11), segundo Pearce (1996b). Os termos alcalinos (BAS e PG) e o sienogranito híbrido plotam no campo de granitos intraplaca, e os demais no de granitos de arco vulcânico. Os contrastes entre granodiorito-monzogranito (BG-ABM) e granitos alcalinos são marcantes quanto ao comportamento dos álcalis (Fig. 6A), de MgO, CaO e Al_2O_3 (Fig. 12A,C, E), de Sr, Ba e Rb (Figs. 12 F-H) e de ETR (Fig. 13B-D). Aqueles do núcleo exibem grande dispersão de alguns elementos maiores e

traços para pequena variação de SiO_2 (Fig. 12). Os padrões de ETR destes são similares entre si, porém marcados por crescimento de ETRL e constância de Eu, na maioria das amostras, o que enfraquece a hipótese de fracionamento de plagioclásio. Além disso, *trends* superpostos para TiO_2 e FeO , como discutido em Gastal *et al.* (2006b), sugerem evoluções distintas para os dois tipos do núcleo (BG e ABM). O sienogranito híbrido exibe valores intermediários de CaO, P_2O_5 , Rb, Ba, Sr, porém as concentrações de Zr, Nb, Y e ETRL são mais elevadas e similares as dos tipos alcalinos (Tab. 2). Os últimos, ao contrário, exibem variações químicas regulares e consistentes com o fracionamento mineral, marcadas por decréscimo de MgO, FeO , CaO, TiO_2 , Al_2O_3 , Sr, Ba e Eu, e crescimento de Nb, Y, Zr e ETRL (Figs. 11-13). O granito Estrela exibe geoquímica consistente com os tipos alcalinos do CILS, referendando conclusões prévias. O padrão de ETR dos granitos alcalinos descarta a evolução a partir de magma similar ao MAJ, porém é possível sugerir que derivaram de magma produzido por maior grau de fusão de fonte similar a do ol-minete (Figs. 10B-13D).

Isótopos de Pb-Nd-Sr Dados isotópicos de Nd-Sr para amostras do MAJ e minetes são apresentados na tabela 3. As razões isotópicas de Pb comum para feldspatos de granitóides do CILS e RT dos minetes estão, respectivamente, nas tabelas 4 e 5. Procedimentos analíticos conforme Oliveira *et al.* (2001) e Rodrigues (1992). São também utilizados dados isotópicos Sr-Nd-Pb compilados para granitos do CILS, traquiandesitos e espessartito (Soliani Jr. 1986, Babinski *et al.* 1996, Remus *et al.* 2000, Chemale Jr. *et al.*, em preparação), bem como os de metabasalto do Ofiolito Cerro Mantiqueira-OCM (Leite 1997). O último corresponde a basalto de arcos de ilha formado durante a orogênese São Gabriel (900-700 Ma). As diferenças nas razões isotópicas iniciais do Pb desta rocha devido à idade mais antiga (~733 Ma), relativa ao CILS (604-586 Ma), não foram consideradas.

Razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ iniciais elevadas e baixo $\epsilon_{Nd}(t)$, respectivamente 0,7054 e -4,0 a -3,5, caracterizam MAJ e minete, enquanto o ol-minete exibe menor I_{Sr} e maior $\epsilon_{Nd}(t)$ (Tab. 3). Os valores de T_{DM} variam de 1,4-1,5 Ga nos diques a 1,6 Ga no

Figura 12 – Diagramas Harker para alguns elementos maiores e traços de granitóides do CILS. A – MgO, B – FeO, C – CaO, D – TiO₂, E – Al₂O₃, F – Sr, G – Ba e H – Zr. São também mostrados monzodioritos (MAJ) com baixa fO₂, e tranquiandesitos (unidades 1 e 4 – campo cinza); demais símbolos como nas figuras 6 e 11.

Figura 13 - Diagramas de elementos terras raras - ETR normalizados para a composição do condrito (Boynton 1984, in Rollinson 1993), para granitóides do CILS comparados a rochas relacionadas, respectivamente: A - monzonitos, B - granodioritos e monzogranitos do núcleo, C - sienogranitos híbridos e alcalinos, D - pertita granito e granito Estrela.

MAJ. Comparados aos granitos do CILS, estas rochas exibem maior I_{Sr} e $\epsilon_{Nd}(t)$ similar ou inferior, como também evidenciado em diagrama de evolução isotópica Sr-Nd para a idade de 597 Ma (Fig. 14A). Em parte, as baixas razões $^{87}Sr/^{86}Sr(597\text{ Ma})$ dos granitos alcalinos podem ser atribuídas a distúrbios no sistema isotópico Rb-Sr decorrentes da atividade de fases fluidas tardi a pós-magmáticas (Gastal & Lafon 1998). Uma das amostras de traquiandesito exhibe razões isotópicas Sr-Nd similares as dos granitóides e minetes, porém a outra amostra e a de espessartito divergem. Essas exibem baixo $\epsilon_{Nd}(597\text{ Ma})$ e T_{DM} mais antiga (~2 Ga), o que sugere contribuição de componentes infracrustais paleoproterozóicos. Exceto essas vulcânicas e os granitos alcalinos, as demais amostras definem *trend* desviado da linha mantélica, indicando a participação de dois tipos de materiais fonte. Um componente tem assinatura isotópica de fonte DM, pobre em elementos incompatíveis e com alta razão Sm/Nd. Este teria sido gerado durante a orogênese São Gabriel, equivalendo à cunha do manto similar a que originou os metabasaltos-OCM. O outro componente seria o manto rico em elementos incompatíveis, com baixa razão Sm/Nd e maior tempo de residência, responsável pela geração do minete.

Minete e ol-minete possuem alta razão $^{207}Pb/^{204}Pb_i$ (15,47-15,56) e variável $^{208}Pb/^{204}Pb_i$ (36,71-38,13) e $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ (16,54-17,49) (Tab. 5). Tais razões são consistentes com a evolução de um manto com μ ($^{238}U/^{204}Pb$) similar ao de um orógeno (Fig. 14B), porém mais toriogênico (Fig. 14C). Razão $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ similar a do metabasalto-OCM e valores de μ e κ ($^{232}Th/^{238}U$) mais elevados, ambos sugerem que o ol-minete derivou da cunha do manto astenosférico modificado por fluidos oriundos da placa subductada durante a orogênese São Gabriel. No entanto, um componente do manto enriquecido com maior tempo de residência é requerido para derivar o magma minete, que tem menor razão $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ (Figs. 14B-C) e maior $^{207}Pb/^{206}Pb$ (0,9351). Descarta-se o envolvimento de segmentos crustais mais antigos, nesse caso, uma vez que o extremo enriquecimento em elementos incompatíveis no minete não pode ser decorrente apenas de contaminação ou assimilação. Granitóides do CILS e traquiandesitos exibem razões isotópicas iniciais do Pb similares, e intermediárias entre as de ol-minete e metabasalto-OCM (Figs. 14B-C), indicando a mistura dos dois componentes da cunha do manto astenosférico, distintos quanto ao enriquecimento em elementos incompatíveis. Granitos do núcleo, traquiandesitos, e piritas de zonas mineralizadas, todos exibem baixa razão $^{207}Pb/^{204}Pb_i$ similar a de metabasalto-OCM, porém as razões $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ decrescem, registrando a contribuição de componente mais antigo e similar ao do minete.

MAGMAS PARENTAIS DO COMPLEXO INTRUSIVO

Dois grupos de rochas básico-intermediárias, distintos quanto à alcalinidade e razão K_2O/Na_2O (% mol.), estão associados à formação do CILS. Minete e ol-minete são rochas alcalinas potássicas, enquanto as vulcânicas (TAB e traquiandesitos), espessartitos e MAJ, todos são relacionados à série shoshonítica. A mineralogia nas primeiras registra pequena modificação em processos crustais e, ao contrário, a natureza mais evoluída das rochas saturadas reflete a extensiva diferenciação a nível crustal. Em cada grupo, as rochas guardam similaridades nos padrões de elementos incompatíveis e ETR, porém as diferenças existentes sugerem particularidades na gênese e evoluções independentes. Isto é válido mesmo entre os dois minetes, e entre as unidades de traquiandesitos (efusivas 1 a 4).

A geração dos dois grupos envolveu, pelo menos, três componentes como sugerem os isótopos de Sr-Nd-Pb (Fig. 14): (1) segmentos infracrustais de idade paleoproterozóica ou superior; (2) componente derivado da cunha do manto, produzida durante a orogênese São Gabriel (900-700 Ma); e (3) componentes do

Tabela 3 – Resultados isotópicos Sr-Nd do monzodiorito Arroio do Jacques e minetes, complexo intrusivo Lavras do Sul.

Amostra	Rb	Sr	Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr (2σ)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (2σ)	I _{Sr} *	Sm	Nd	Sm/Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd (1σ)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (1σ)	ε _{Nd(t)} *	T _{DM} (Ga)
1. Monzodiorito Arroio do Jacques													
KI 411	116,9	916,7	0,128	0,369 (11)	0,708596 (048)	0,705444	8,54	47,83	0,179	0,10790 (15)	0,512068 (10)	-4,33	1,57
KI 88	58,2	949,9	0,061	0,177 (05)	0,706873 (148)	0,705361	9,37	47,83	0,196	0,11844 (11)	0,512153 (07)	-3,48	1,61
2. Diques de minetes													
KI647E-2	99,56	1742	0,057	0,165 (02)	0,706841 (090)	0,705453	25,67	159,25	0,161	0,09743 (90)	0,512029 (16)	-4,41	1,48
KI647A-1	96,79	979	0,099	0,286 (04)	0,707143 (110)	0,704737	13,16	77,09	0,171	0,10324 (40)	0,512149 (11)	-2,50	1,39

Notas: * - valores calculados para a idade de cristalização do MAJ e minete, respectivamente, 599 e 590 Ma. Dados isotópicos Rb-Sr do MAJ segundo Gastal & Lafon (1998). Erros analíticos são apresentados entre parêntesis. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr normalizada para ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr de 0,1194, e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd para ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁷Nd de 0,7219. Razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd e ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd para o CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) segundo Goldstein *et al.* (1984, in Rollinson 1993), T_{DM} calculada de acordo com Goldstein *et al.* (1984, in Rollinson 1993), utilizando ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd de 0,2137 e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de 0,51316.

Tabela 4 – Isótopos de Pb para feldspatos de granitóides do complexo intrusivo Lavras do Sul.

Amostra	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	σ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	σ
KI 109 pertita granito	17,605	0,011	15,527	0,014	37,493	0,045
KI 405 sienogranito alcalino	17,459	0,010	15,508	0,014	37,348	0,044
KI 159 monzonito (MT)	17,558	0,010	15,542	0,014	37,486	0,045
KI 97 monzodiorito (MAJ)	17,512	0,013	15,548	0,016	37,509	0,046

Notas: Razões isotópicas corrigidas para o fracionamento de massa por um fator de 0,12 ± 0,03 per a.m.u.

Tabela 5 – Composição isotópica do Pb e concentrações de U, Th, Pb de minetes, complexo intrusivo Lavras do Sul.

Sample	Razões medidas (1σ)			ppm			Razões iniciais		
	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U	Th	Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
647E-1 minete	20,797 (12)	15,720 (14)	42,534 (51)	7,7	33	12	16,541	15,466	36,709
647A-1 olivina minete	19,278 (11)	15,670 (14)	39,952 (48)	3,7	11,8	13	17,488	15,563	38,129

Notas: valor de 1σ é mostrado entre parêntesis. Composições isotópicas iniciais do Pb calculadas para a idade de cristalização de 590 Ma. Concentrações de Th e U determinadas por ICP-MS, e Pb por ICP-AES (ACME Analytical Laboratories Ltda.). Razões isotópicas corrigidas para o fracionamento de massa por um fator de 0,12 ± 0,03 per a.m.u.

manto diversificadamente enriquecidos em elementos incompatíveis. Estes últimos poderiam ter sido originados, em parte, durante a orogênese São Gabriel, como indicam os isótopos de Pb dos minetes (Figs. 14B-C). Contudo, Gastal *et al.* (2005) argumentaram que estas rochas derivaram do manto litosférico previamente modificado em eventos de subducção paleoproterozóicos e posteriormente re-enriquecido no Neoproterozóico, via adição de líquidos (metasomatismo do tipo OIB). A geração dos dois magmas minetes a partir de segmentos em diferentes profundidades é uma explicação viável consistente com o indicado pela composição do diopsídio (Fig. 2B). A assinatura química da subducção é mais acentuada em traquiandesitos e TAB (Fig. 10), porém a maior variação no conteúdo de ETRP e ETRM nessas rochas seria mais facilmente explicada pela interação manto/crosta. Entre as unidades de traquiandesitos, a diversidade química resultou de processos crustais incluindo a interação com magma minete. O contraste nos teores de Sr relativo ao magma TAB (Figs. 9C e E) seria um indicativo de que os traquiandesitos derivaram de magma parental distinto. Contudo, os dados isotópicos são insuficientes para uma conclusão definitiva.

Com base nos diagramas de variação (Figs. 8 e 9), espes-

sartito e MAJ são as rochas que melhor se encaixam como fracionados do TAB, porém também tiveram evoluções independentes e interagiram com materiais diversos, como sugerem os padrões de elementos incompatíveis e ETR (Fig. 10). O espessartito pode representar diferenciado hidratado do magma TAB, equilibrado a maior pressão, o que está de acordo com o indicativo da composição do piroxênio (Figs. 2B-C) e resultados experimentais (Barclay & Carmichael 2004). Contudo, nenhuma das soluções de fracionamento, obtida para a amostra do TAB (Bas 09) pelo Melts, aponta o equilíbrio do anfíblio. Resultado contrário foi obtido para a associação TAB-MAJ, sendo as diferenças explicadas pelas condições de saturação em H₂O, anidra no MAJ e próximas à saturação no TAB. A ausência de olivina no MAJ implica em pressões ≥ 3 kbar e, em ambos, a biotita é estável a baixa temperatura (< 930°C), em condições de saturação em H₂O e pressão superior a 3 kbar. A interação do MAJ com líquido derivado de um dos minetes explicaria a presença de Mg-biotita magmática, e a natureza geoquímica particular como concentrações elevadas de TiO₂, P₂O₅, Rb e K₂O (Figs. 8 e 9). Deste modo, o MAJ parece resultar da interação de líquidos distintos em câmara magmática de epizona (≈ 3 kbar), provavelmente via infiltração do magma ol-minete/minete em

Figura 14 – A – Diagrama de correlação isotópica Sr-Nd, para a idade intermediária de 597 Ma, de monzodioritos (MAJ) e minetes, granitos (Babinski et al. 1996, Soliani Jr. 1986), traquiandesitos e essartito (Chemale Jr. et al. em preparação). Também inclui metabasaltos do Ofolito Cerro Mantiqueira (Leite 1997). Para os granitos é realçado o intervalo de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (597 Ma) das amostras estudadas por Soliani Jr. (1986). Números correspondem às idades modelos $T_{\text{DM}}(\text{Nd})$, em Ga, para cada amostra. B e C – Diagramas exibindo a evolução isotópica do Pb – Plumbotectonics version I (Doe & Zartmann 1979), respectivamente, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para feldspatos de granitóides do CILS, e de traquiandesitos Hildário (Remus et al. 2000) e metabasaltos-OCM (Leite 1997). São também incluídas as razões isotópicas iniciais do Pb calculadas para os minetes, e aquelas de piratas de ocorrências de Au no CILS e vulcânicas encaixantes (Remus et al. 2000). São mostradas as curvas de evolução do Pb para os principais reservatórios (intervalos de 0,4 Ga): CI – crosta inferior, CS – crosta superior, OR – orógeno e M – manto. Círculos cinza para metabasaltos-OCM, quadrados cinza para traquiandesitos, triângulos invertidos cinza para piratas; e em B-C, cruzes para granitos do núcleo; demais símbolos como nas figuras 6 e 11.

um corpo parcialmente cristalizado e derivado do magma TAB desgaseificado.

TIPOS DE GRANITOS A separação dos dois grupos de granitóides do CILS é também evidenciada pela composição de fases máficas (Figs. 3 e 4). Aqueles correlacionados aos traquiandesitos e MAJ, formados durante o principal episódio ígneo (≈ 600 Ma), incluem monzonitos (MT e quartzo monzonito associado) e granitos do núcleo (granodiorito-BG e granitos híbridos). Nestes, a composição das fases máficas é homogênea e consistente com a diferenciação, porém revela diferenças na profundidade de posicionamento (Fig. 3B). As variações na composição química da rocha indicam evoluções independentes e derivação a partir de magma parental próximo aos traquiandesitos, envolvendo outros processos de diferenciação (Figs. 11-13). A contaminação/interação com fusão parcial de granitóides mais antigos (Neoproterozóicos?) é uma hipótese atrativa, fundamentada no comportamento de alguns elementos traços e na baixa T_{ZR} dos tipos do núcleo e monzonitos (Figs. 11B, 12H, 13B, Tab. 2). Os granitos do núcleo representam pulsos distintos que segundo as feições petrográficas, discutidas em Gastal et al. (2006b), registram situações relacionadas a *fronts* de dissolução/interação de um pulso anterior (monzogranito) por novo pulso de magma dacítico (BG). Esta interação teria ocorrido durante o soergimento do pluton granítico, de 4,5-4,0 para 2,0-3,0 kbar. A contaminação dos tipos híbridos mais evoluídos (sienogranitos) pelos granitos alcalinos, posicionados ao redor do núcleo, é indicada por contrastes entre a química da rocha e da mineralogia máfica e acessória (Figs. 3-5, 11-13). Os monzonitos (MT) parecem representar pulsos distintos de magmas menos evoluídos, posicionados durante forte gradiente de pressão (4,5-4,0 para 1,0 kbar), o que é consistente com intrusão do tipo *cone-sheet* (Gastal et al. 2006a). Esta foi formada aparentemente durante ou muito próximo ao período de ressurgência no pluton central. Os termos subvulcânicos do MT teriam afetado e soerguido o MAJ, explicando a oxidação de algumas amostras (Figs. 6A e 8A) e as diferenças na composição de anfibólio e biotita deste (Figs. 3 e 4).

Os granitos alcalinos (sienogranito- BAS e pertita granito-PG), bem como o granito Estrela, resultaram da diferenciação, via fracionamento de plagioclásio e clinopiroxênio, de magmas parentais similares, como revelado pela química de rocha e minerais (Figs 3, 4, 11-13). O extremo efeito da diferenciação em anfibólio e biotita dos tipos alcalinos do CILS, paralelo à menor variação na química da rocha, poderia ser mais um indicativo de que o posicionamento destes ocorreu em incrementos, como proposto em Gastal et al. (2006a). Este processo teria ocorrido em níveis crustais mais rasos (≤ 2 kbar), iniciado logo após o posicionamento dos granitóides shoshoníticos, com a formação do BAS (≈ 598 Ma), e se prolongado até ≈ 586 Ma, que é a idade do PG. O vínculo destes com o magma ol-minete é também sugerido pelos padrões de ETR (Figs. 10B e 13D) e ϵ_{Nd} (Fig. 14A). Porém, as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ desses granitos são intermediárias entre as do ol-minete e as das rochas shoshoníticas (Figs. 14B-C), o que parece sugerir que estes também resultaram da interação de dois magmas parentais, com maior contribuição de líquidos derivados do ol-minete.

CONSIDERAÇÕES FINAIS As rochas básico-intermediárias associadas ao CILS foram originadas a partir de segmentos distintos do manto litosférico, com maior contribuição crustal naqueles de filiação shoshonítica. Contudo, todas exibem razões Ba/La elevadas e equiparáveis a rochas crustais, o que aliado às altas razões La/Yb_N sugere que a interação entre fontes ocorreu a nível do manto. Isto permite associar a geração destas rochas a delaminação da litosfera, comum em ambientes pós-colisionais (Gastal et al. 2005). Pode-se especular que a diversidade nos processos

de enriquecimento do manto litosférico, registradas nos minetes, se deva também a líquidos produzidos por fusão parcial de segmentos crustais delaminados. Isto explicaria os contrastes nas razões isotópicas de Pb-Nd-Sr nos dois, e o maior enriquecimento em elementos incompatíveis no minete. De qualquer modo, estas rochas marcam a mudança no regime tectônico, para condições extensionais, esperadas nesses ambientes.

A geração dos dois grupos de granitóides é similar, porém a contribuição crustal parece ter sido mais importante nos granitos do núcleo, enquanto nos alcalinos teria prevalecido a interação entre líquidos derivados dos dois magmas parentais, TAB-traquiandesitos e ol-minete. Tais processos de interação são também sugeridos em unidades efusivas e evidenciados no MAJ, justificando a existência de diques de lamprófiros mistos (Gastal *et al.* 2006a). Entre os granitóides, os maiores contrastes nas condições de cristalização ocorreram durante o posicionamento das unidades mais antigas e shoshoníticas (≈ 600 Ma), incluindo

mais de um ciclo de subsidência-ressurgência, o que também é evidenciado pelos xenólitos de vulcanoclásticas no monzogranito. Os granitos alcalinos, posicionados possivelmente em incrementos ao redor do pluton central, estariam marcando os períodos finais da ressurgência da câmara magmática.

Agradecimentos Este trabalho foi financiado com os auxílios de pesquisa FAPERGS nº 98/0662-1, 00/2366-3, 00/1366-8 e 02/0611-7, e PRONEX/CPGq – IGEO-UFRGS. Agradecemos a contribuição de revisores anônimos, bem como a ajuda e assistência na obtenção de dados analíticos conferida pelo *staff* dos laboratórios de Geologia Isotópica/CG-UFPA - Pará-Iso e de Microsonda Eletrônica – CPGq/IGEO/ UFRGS. Participaram em diferentes etapas deste trabalho, os colegas bolsistas de iniciação científica Gustavo A. Fernandes (FAPERGS nº 00/51404.4), e João Felipe H. Appollo (PIBIC-CNPq, UFRGS).

Referências

- Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *Am. Mineral.*, **80**(5/6): 549-559.
- Asimov, P.D. & Ghiorso, M.S. 1998. Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsidiary Phase Relations. *Am. Mineral.*, **83**:1127-1131.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L. A., VanSchmus, W. R., Silva, L. C. da., 1996. Juvenile accretion at 750-700Ma in southern Brazil. *Geology*, **24**(5): 439-442.
- Barclay, J., Carmichael, I.S.E. 2004. A hornblende basalt from Western Mexico: Water-saturated phase relations constrain a pressure-temperature window of eruptibility. *J. Petrol.*, **45**(3):485-506.
- Carmichael, I.S.E., Lange, R.A., Luhr, J.F. 1996. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **124**: 302-333.
- Chappell, B.W. 2004. High- and low-temperature granites. *The Ishihara Symposium: Granites and Associated Metallogenesis, Geosc. Australia*, 35-36.
- Deer, W.A.; Howie, R.A., Zussman, J., 1978. *Rock-forming Minerals*, vol. 2A, *Single-chain silicates* (2nd edition). New York, John Wiley & Sons, 668p.
- Doe, B.R.; Zartman, R.E., 1979. *Plumbotectonics I, The Phanerozoic*. In: Barnes, H.L. (Ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2^a ed., Wiley Interscience, p.22-70.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L. 1987. The ultra-potassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev.*, **24**:81-134.
- Frost, B.R. 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: Lindsley, D.H. (Ed.). *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. *Rev. Mineral.*, **25**:1-9.
- Gastal, M.C.P. 1998. *Suite Intrusiva Saibro, RS: Avaliação de um Modelo Petroológico*. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 365p.
- Gastal, M. C. P. 2004. Química mineral de granitóides e minetes do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, comparada à de rochas vulcânicas cronocorrelatas. In: CPGq/UFRGS, Encontro Dez anos de microsonda eletrônica em Porto Alegre, 1, *Resumos expandidos*, p. 67-78.
- Gastal, M. C. P. & Lafon, J. M., 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do Escudo Sul-riograndense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *Rev. Bras. Geoc.* **28**(1), 11-28.
- Gastal, M. C. P., Lafon, J.M., Hartmann, L., Koester, E. 2005. Sm-Nd isotopic investigation of Neoproterozoic and Cretaceous igneous rocks from southern Brazil: a study of magmatic processes. *Lithos*, **82**:345-377.
- Gastal, M. C. P., Lafon, J.M., Ferreira, F.J.F., Magro, F.U. S., Remus, M.V.D., Sommer, C.A. 2006a. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul – RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte I: Geologia, geofísica e geocronologia ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). *Rev. Bras. Geoc.*, no prelo.
- Gastal, M. C. P., Fernandes, G. A., Ferreira, F.J.F., Frizzo, R.G. 2006b. Zonalidade reversa dos granitos do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS: Petrografia, susceptibilidade magnética e óxidos de Fe-Ti. *Rev. Bras. Geoc.*, no prelo.
- Ghiorso, M.S. & Sack, R.O. 1995. Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **119**:197-212.
- Grove, T.L. & Juster, T.C. 1989. Experimental investigations of low-Ca pyroxene stability and olivine-pyroxene-liquid equilibria at 1 atm in natural basaltic and andesitic liquids. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **103**:287-305.
- Hill, R & Roeder, P. 1974. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *J. Geol.*, **82**:709-729.
- Hofmann, A. W. 1988. Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**(3), 297-314.
- Kowallis, B.J., Christiansen, E.H., Griffin, D.T. 1997. Compositional variations in titanite. *Geol. Soc. Am. Abst. with Prog.*, **29**(6):402.
- Le Maitre, R.W. (Ed.). 1989. *A Classification of Igneous rocks and*

Glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193p.

- Leite, J.A.D. 1997. *A origem dos harzburgitos da seqüência Mantiqueiras e implicações tectônicas para o desenvolvimento do Neoproterozóico*. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 243p.
- Lima, E.F. de 1995. *Petrologia das rochas vulcânicas e hipoabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS*. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 338p.
- Lima, E.F. de & Nardi, L.V.S. 1991. Os lamprófiros espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Geochim. Bras.*, **5**(1/2): 117-130.
- Lima, E.F. de & Nardi, L.V.S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **11**(1):67-77.
- Liz, J.D. 2003. *Aspectos petrográficos, composicionais e potencialidade para mineralizações de ouro esulfetos do sistema multi-intrusivo da associação shoshonítica de Lavras do Sul (RS)*, Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 127p.
- Miller, C.F., McDowell, S.M. & Mapes, R.W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, **31**: 529-532.
- Mitchell, R.H. 1990. A review of the compositional variation of amphiboles in alkaline plutonic complexes. *Lithos*, **26**:135-156.
- Moore, G., Richter, K., Carmichael, I.S.E. 1995. The effect of dissolved water on the oxidation state of iron in natural silicate liquids. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **120**:170-179.
- Morimoto, N. (Ed.) 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral.*, **73**(9/10): 1 123-1 133.
- Muller, D. & Groves, D.J. 1997. *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-copper Mineralization*, 2º ed., Springer, 238p.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **11**: 813-818.
- Nardi, L. V. S. 1984. *Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil*. Doctor of Philosophy Thesis, Department of Geology King's College, University of London, 268p.
- Oliveira, E.C., Lafon, J.M., Gioia, S.M.L., Pimentel, M.M. 2002. Implantação do método Sm-Nd para minerais metamórficos e sua aplicação em rochas da região central do Amapá, Sudeste do Escudo das Guianas. In: Cong. Brasil. Geol., 41. João Pessoa, SBG, *Anais de resumos*, p. 502.
- Pearce, J. 1996a. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (Ed.) Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. *Geol. Assoc. Canada, Short Course Notes*, **12**, p.79-113.
- Pearce, J. 1996b. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4): 120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**(4): 956-983.
- Perugini, D., Busà, T., Poli, G., Nazzareni, S. 2003. The role of chaotic dynamics and flow fields in the development of disequilibrium textures in volcanic rocks. *J. Petrol.*, **44**(4):733-756.
- Porcher, C.A. & Lopes, R.C. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil -Cachoeira do Sul* (folha SH.22 Y-A), CPRM/DNPM, (CD-room).
- Remus, M. V. D., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Groves, D. I., Reischl, J. L., 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu(Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gond. Res.* **3**(2), 155-174.
- Richter, K. & Carmichael, I.A.S. 1996. Phase equilibria of phlogopite lamprophyres from western Mexico: biotite-liquid equilibria and P-T estimates for biotite-bearing igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**:1-21
- Rock, N.M.S. 1990. *The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) pyroxene nomenclature scheme: computerization and its consequences*. *Mineral. Petrol.*, **43**: 99-119.
- Rock, N.M.S. 1991. *Lamprophyres*. 1º Ed., Blackie & Son, Edinburgh, 285p.
- Rodrigues, E. M. S. 1992. *Implantação do método de datação Pb-Pb em rochas totais. Exemplos de aplicação em rochas da Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 128p.
- Roeder, P.L. & Emslie, R.F. 1970. Olivine-liquid equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **29**:275-289.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Sci. Techn., New York, 352p.
- Soliani Jr., E. 1986. *Os dados Geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas Implicações de Ordem Geotectônica*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 340p.
- Stussi, J.M. & Cuney, M. 1996. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: A comment. *J. Petrol.*, **37**(5): 1025-1029.
- Toplis, M.J. & Carroll, M.R. 1995. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems. *J. Petrol.*, **36**:1137-1170.
- Watson, E. B. & Harrison, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Letters*, **64**:295-304.
- Wang, R. -C., Wang, D. -Z., Zhao, G. -T., Lu, J. -J., Chen, X. -M., Xu, S. -J. 2001. Accessory mineral record of magma-fluid interaction in the Laoshan I- and A-type granitic complex, Eastern China. *Phys. Chem. Earth (A)*, **26**(9-10):835-849.
- Wass, J. Y. 1979. Multiple origins of clinopyroxenes in alkalic basaltic rocks. *Lithos*, **12**:115-132.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**: 325-343.

Manuscrito A-1605

Revisão aceita em 25 de julho de 2006