O GRANITO DA RAMADA, PORÇÃO OESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE: GEOLOGIA, PETROLOGIA E GEOQUÍMICA

ROBERTO H. NAIME* & LAURO V.S. NARDI**

ABSTRACT THE RAMADA GRANITE, WESTERN PART OF SUI-RIO-GRANDENSE SHIELD: GEOLOGY PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY. The Ramada Granite is a post-OTogenic, epizonal intrusion, associated to alkaline magmatism which postdates the Brasiliano orogenesis. It is composed of aeno and monzogranites containing calcic-amphiboles (magnesian hornblende and feno-edenitic hornblende) and biotite, besides magnetite, ilmenite, titanite, zircon, allanite, and fluorite. Their textures vary from hypidiomorphic equigranular to porphyritic. As far as chemical composition is concerned they are not typically alkaline, although such affinity is pointed out by FeO(tyFeO(t)+MgO ratio higher than 0.9, by high agpaite index, and by R1R2 plotting. The trace-element contents are not suggestive of alkaline affinity, except for rare earth element geochemistry. According to mineral chemistry data, mafic phases were crystallized under exceptionally high P_o conditions considering alkaline magmas. Rb-Sr isotopic data indicate an age of 463 ± 12.5 Ma an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.710 for these granitic rocks. The available data suggest the Ramada Granite is part of the alkaline Saibro Intrusive Suite, its origin is still controversial since the available data are consistent with partial melting of quartz-feldspathic high-grade metamorphic rocks or fractionation of alkali feldspar plus clinopyroxene from trachytic liquids of mantle sources. Late hydrothermal activity may have modified the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio and developed significant mineralization.

Keywords: Granites, A-type granites, alkaline granites, petrology, geochemistry, rare earth elements.

RESUMO O Granito da Ramada é uma intrusão epizonal, pós-orogênica, associada ao magmatismo alcalino que sucede a orogênese brasileira. Ele é constituído por sienos e monzogranitos com anfibólio cálcico (magnésio hornblenda e hornblenda feno-edenítica) e biotita, além de magnetita, ilmenita, titanita, zircão, allanita e fluorita. Sua textura varia de equigranular hipidiomórfica até porfírica. Sua composição química não é tipicamente alcalina, sendo este caráter indicado pelas razões FeO(t)/FeO(t)+MgO superiores a 0,9, pelo elevado índice agpaítico e pela localização de suas amostras no diagrama R1R2. Quanto aos elementos traços, apenas as terras raras apresentam padrões indicativos de sua afinidade alcalina. Os dados de química mineral sugerem que a cristalização das fases máficas ocorreu sob condições excepcionalmente oxidantes para magmas alcalinos. Estudos isotópicos pelo método Rb-Sr apontam para uma razão inicial de 0,710 e idade de $463 \pm 12,5$ Ma. Os dados interpretados sugerem que esta intrusão pode ser incluída na Suíte Intrusiva Saibro, sendo sua origem explicável tanto pela fusão parcial de rochas metamórficas de alto grau quartzo-feldspáticas, como pelo fracionamento de feldspato alcalino e clinopiroxênio a partir de líquidos traquíticos de origem mantélica. A atuação de processos hidrotermais pode ter modificado a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e gerado mineralizações significativas.

Palavras-chaves: Granitos, granitos tipo A, granitos alcalinos, geoquímica, granitogênese, litoquímica, elementos terras raras.

INTRODUÇÃO A região oeste do Escudo Sul-rio-grandense mostra grande quantidade de corpos graníticos deformados e associados com eventos metamórficos, os quais provavelmente constituem granitos orogênicos, conforme sugestão de Martin & Piwinski (1972), além de diversos corpos granitoides sem deformação dúctil que, de acordo com a classificação desses autores, constituem corpos não-orogênicos ou pós-orogênicos, se forem considerados os dados regionais atualmente disponíveis.

Os granitoides orogênicos apresentam idades em torno de 700-800 Ma, conforme os dados apresentados por Soliani (1986). O magmatismo granítico assume afinidade shoshonítica por volta de 640 Ma, representada pelas rochas constituintes dos núcleos dos Complexos de Lavras do Sul e Santa Rita, que não apresentam evidência de deformação dúctil ou metamorfismo regional. As rochas graníticas, com idades em torno de 550 Ma, mostram características típicas da série alcalina, sendo frequentemente granitos *bipersolvus* metaluminosos a peralcalinos. Tal ambiente é muito similar, em seus traços gerais, aos descritos no Escudo Árabe (Harris 1985), na Córsega (Bonin 1982), no Sudão (Neary *et al* 1976) e em diversas outras regiões (Sylvester 1989 e Nardi & Bonin 1991).

Muitos dados não se enquadram nesse esboço geral, como os referentes ao Complexo Granítico de Caçapava do Sul

(Nardi & Bitencourt 1989), o que retrata a necessidade de dados radiométricos mais consistentes, relativos ao magmatismo brasileiro nesta região. Os dados radiométricos mais indicativos de 640 Ma para o início do magmatismo são imprecisos, e é possível que novos dados diminuam o intervalo de tempo entre este e o magmatismo alcalino.

O Granito da Ramada constitui corpo de forma ovalada, com superfície aflorante de aproximadamente 65 km², sem evidências de deformação dúctil ou metamorfismo regional, fazendo parte, possivelmente, dos granitos não-orogênicos já mencionados. Diversos autores já se referiram a esta intrusão - descrita originalmente por Leinz *et al* (1941) - entre eles, Ribeiro *et al* (1966), Sartori (1978) e Moreira & Marimon (1982).

Este trabalho tem como objetivo a apresentação e discussão de novos dados petrográficos, geoquímicos e radiométricos, em grande parte provenientes da dissertação de mestrado do primeiro autor (Naime 1987).

GEOLOGIA O Granito da Ramada aflora principalmente na forma de blocos e lajeados, não mostra deformação dúctil, registrando apenas os efeitos de fraturamentos, de direção predominante N60-70E e E-W. As rochas sedimentares encaixantes, pertencentes à Formação Maricá, são afetadas por metamorfismo de contato (Ribeiro 1983). A presença de

* Geosulina/ Escola Politécnica PUC-RS.

** Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Avenida Bento Gonçalves, 9500, CEP 91500, Porto Alegre, RS, Brasil

margens resfriadas (Fig. 1), somada à geração de comubianitos (Naime 1987), bem como as características texturais deste corpo, indicam que o mesmo constitui intrusão epizonal. A presença de xenólitos do embasamento metamórfico, principalmente ao longo de alguns contatos (Fig. 1), é compatível com processo do tipo *magmatic sloping*, uma vez consideradas as evidências referidas anteriormente.

O contato sudoeste do granito dá-se em rochas vulcano-clásticas ácidas da denominada Formação Acampamento Velho, conformando o *plateau* da Ramada, onde as atitudes do acamamento das encaixantes são horizontalizadas, sugerindo um posicionamento passivo para a intrusão granítica, uma vez que se admite a simultaneidade do magmatismo riolítico com as manifestações intrusivas estudadas.

A porção norte do corpo granítico é dominada por tipos monzograníticos, contendo anfibólio e principalmente biotita, com coloração avermelhada, texturas inequigranulares e equigranulares e granulação média a fina. Anfibólitos são os máficos dominantes em algumas fácies finas, próximas à borda nordeste da intrusão. Tipos sienograníticos passam a predominar em direção à porção sul do corpo. Os sienogranitos são avermelhados, com granulação fina a média, textura variável, apresentando a biotita como fase máfica predominante.

Diques riolíticos freqüentemente intersectam a parte norte do Granito da Ramada. Em geral, estão muito cataclados, contêm anfibólio e biotita, e apresentam enclaves microdioríticos com dimensões menores do que 1 centímetro (Naime 1987).

O efeito do hidrotermalismo pode ser observado tanto na formação de veios de quartzo mineralizados com fases sulfeto-

tadas quanto pelo desenvolvimento de sericitização, carbonatação e outras fases secundárias, como clorita, epidoto e óxidos de ferro em diversas das amostras coletadas. Controladas principalmente por fraturas de direção E-W, desenvolvem-se zonas greisenizadas de alguns metros de espessura, com fluórta rósea e incolor.

PETROGRAFIA O Granito da Ramada mostra composição predominantemente monzogranítica em sua porção norte, gradando para termos sienograníticos na porção sul (Figs. 1 e 2). A coloração avermelhada é bastante característica das rochas estudadas, sendo devida provavelmente à oxidação hidrotermal e intempérica, provocando a mudança de coloração dos feldspatos.

Texturalmente, os granites estudados, de forma predominante, são equigranulares hipidiomórficos, com granulação média a fina. São observadas texturas inequigranulares e mesmo porfíricas. O feldspato alcalino é peritítico, sendo altamente dominante o componente potássico. Em geral, o feldspato alcalino está muito turvo e seus grãos incluem plagioclásio e cristais idiomórficos de quartzo. O plagioclásio, geralmente oligoclásio, pode chegar a andesina em alguns monzogranitos. Apresenta-se freqüentemente zonado e por vezes circundado por albita. Nos sienogranitos, os plagioclásios mostram distribuição heterogênea, lembrando texturas glomeroporfíricas. Na maior parte das vezes, os plagioclásios estão alterados, com formação de muscovita, epidoto e carbonates de origem hidrotermal. O anfibólio é virtualmente restrito às fácies monzograníticas, principalmente às de granulação fina. É predominantemente subédrico, corroído e de

Figura 1 - Mapa geológico do Granito da Ramada (Naime 1987)
Figure 1 - Geologic map of the Ramada Granite (Naime 1987)

Figura 2 - Representação da composição modal de amostras representativas do Granito da Ramada

Figure 2 - Modal composition of representative Ramada Granite samples plotted in the QAP diagram

cristalização precoce. Seu pleocroísmo varia de verde a castanho-claro (X), castanho-esverdeado (Y) e verde a verde-azulado (Z); o ângulo 2V é grande e o ângulo de extinção entre 12 e 15 graus. Opticamente, pode ser classificado como homblenda. A alteração mais comum desses anfíbólios é para clorita e óxidos de ferro. A biotita é subédrica, com pleocroísmo variando de creme a castanho, nos tipos sienograníticos a coloração acentua-se até castanho-escuro e o hábito pode ser fibrorradiado além de lamelar. A alteração para clorita é freqüente.

Titanita, zircão em pequena quantidade e allanita, muitas vezes circundada por coroa de epidoto, são os minerais acessórios mais importantes. Magnetita, ilmenita e fluorita foram também identificados.

As relações texturais sugerem que a cristalização magmática foi iniciada com a formação de anfíbólio e plagioclásio, seguindo-se quartzo, biotita e feldspato alcalino. A presença de anfíbólio subédrico ou euédrico, em equilíbrio com óxidos de ferro e titânio em fácies finas monzograníticas, atesta sua cristalização precoce. A ocorrência de mesoperitita abundante (Ab/Or próxima de 1:1) em termos sienogranitos pode indicar cristalização hipersolvus, ao menos nos líquidos com baixo teor de cálcio.

GEOQUÍMICA As rochas graníticas que apresentam teores de SiO₂ elevados e intervalos de variação restritos são de difícil enquadramento nas classificações baseadas em parâmetros químicos. A utilização destas pressupõe a existência de composições intermediárias, permitindo a definição de *trends* composicionais. É de ressaltar que, em sistemas ricos em sílica (SiO₂ superior a 73%), o efeito de soma constante assume conseqüências ponderáveis e os próprios processos petrológicos e geoquímicos adquirem peculiaridades decorrentes da maximização do papel desempenhado por fatores como atividade de fluidos, saturação dos líquidos em elementos incompatíveis, polimerização e outros. Trabalhos recentes têm discutido tais fatores: Gwinn & Hess (1989) reportam o efeito peralcalino em líquidos riolíticos, aumentando substancialmente a solubilidade dos cátions de carga elevada, dificultando a cristalização de fases como zircão, ilmenita, magnetita etc; Nash & Crecraft (1985) apresentaram dados de coeficientes de partição para líquidos riolíticos, compro-

vando o aumento marcante de seus valores para grande parte dos elementos investigados. Por todas estas razões, a distinção dos termos altamente diferenciados das diversas séries magmáticas e dos produtos de fusão crustal torna-se freqüentemente inviável (Sylvester 1989) ou, por sua dificuldade, gera interpretações equivocadas.

O Granito da Ramada constitui, ao menos em parte, um sistema desse tipo, exigindo portanto, estudos mais acurados e fundamentados em análise crítica da metodologia utilizada no tratamento e interpretação dos dados.

A composição química, elementos maiores e alguns traços de 34 amostras dos monzo e sienogranitos do Granito da Ramada são mostrados na tabela 1. As análises de elementos maiores e de Zr, Ba, Sr, Rb, Pb, Zn e Cu foram realizadas por fluorescência de raios X e absorção atômica para os três últimos, no Laboratório de Geoquímica da UFRGS, sob a responsabilidade da prof.^a Dione A. Pintaúde. As demais análises, incluindo elementos terras raras, foram realizadas nos laboratórios da GEOSOL Ltda, sob responsabilidade do dr. Gáudio Vieira Dutra.

Os dados sobre a norma CEPW indicam que tanto os monzo como os sienogranitos estudados são metaluminosos. Este caráter é confirmado nos diagramas de Debon & Lè Fort (1983), cuja aplicação torna-se prejudicada para outras considerações, uma vez que as amostras estudadas estão localizadas próximas às convergências dos *trends* cálcio-alcalino e alcalino. É possível constatar, nos mesmos diagramas, que as amostras do Granito da Ramada localizam-se nos campos dips adamelitos e dos granitos com biotita ou biotita e anfíbólio, ou ainda dos leucogranitóides.

Os teores de elementos maiores do Granito da Ramada foram comparados com os teores referidos por Ewart (1979) para associações riolíticas orogênicas típicas, destacando-se aquelas dos Andes, oeste dos EUA, e Japão. Constatou-se que, para rochas com o mesmo grau de diferenciação, os granitos estudados possuem teores de Na₂O+K₂O e razões (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, (Na₂O+K₂O)/CaO e FeO(t)/(FeO(t)+MgO) mais elevados que os riolitos cálcio-alcalinos orogênicos. Tais parâmetros sugerem uma afinidade alcalina para os granitos estudados, sendo a última razão listada superior a 0,9, valor encontrado tipicamente nas rochas ácidas da série alcalina. O comportamento das amostras estudadas em diagramas envolvendo elementos maiores como o (Na₂O+K₂O) X FeO(t) X MgO (Fig. 3), ou o diagrama de Wright (1969) (Fig. 4), ou Rogers & Greenberg (1981), confirmam o caráter alcalino.

Sobre a figura 5, é interessante ressaltar que os *trends* de diferenciação verificados para as amostras graníticas assemelham-se aos observados nas rochas vulcânicas orogênicas. São ainda notáveis as tendências de empobrecimento do AUOs com o aumento de SiO₂ registrados na figura 5. A ocorrência de dois *trends* paralelos de redução dos teores de TiO₂ e P₂O₅ mostram também empobrecimento em CaO. A diversificação dos *trends* apresentados por estes três elementos pode resultar de processos localizados de fracionamento de minerais como titanita, apatita e, talvez, ilmenita. Os processos localizados de fracionamento têm sido reportados por diversos autores, principalmente em corpos graníticos muito diferenciados (Sultan *et al.* 1988).

Conforme enfatizado por Bonin (1988), a proporção de álcalis em relação à alumina é mais diagnóstica das rochas da série alcalina que o aumento absoluto do teor de álcalis. Assim, o índice agpaítico (Na+K)/Al em átomo-grama é maior do que 0,88 para a grande maioria das rochas da série alcalina, como observado também por Liegeois & Black (1987). De acordo com esse critério, o Granito da Ramada apresenta afinidade alcalina, sendo o índice agpaítico das amostras estudadas maior do que 0,90.

Ainda sobre os elementos maiores, as amostras do Granito da Ramada foram plotadas no diagrama R1R2 (De La Roche *et*

Tabela 1 - Resultado de análises químicas de amostras representativas do Granito da Ramada
Table 1 - Chemical composition of Ramada Granite representative samples

%	RM 41	RM 71	RM 100	RM 112	RM 133	RM 146	RM 147	RM 150	RM 151	RM 153	RM 20	RM 59	RM 64	RM 179	RM 198	RM 226	RM 247
SiO ₂	74,51	74,16	76,70	75,28	76,20	74,99	74,26	75,06	74,66	75,87	72,57	71,31	73,91	72,06	73,57	75,13	72,03
TiO ₂	0,28	0,31	0,17	0,28	0,20	0,22	0,31	0,18	0,19	0,18	0,01	0,35	0,36	0,33	0,33	0,26	0,31
Al ₂ O ₃	12,83	12,56	12,21	12,54	13,01	13,00	12,34	12,82	12,74	12,17	13,38	13,25	13,31	13,61	13,93	13,13	13,74
Fe ₂ O ₃	0,08	0,07	0,07	0,10	0,05	0,17	0,07	0,01	0,08	0,07	2,64	1,53	0,05	0,73	0,15	0,05	0,63
FeO	1,03	1,70	1,70	1,13	1,27	1,34	1,53	1,82	1,32	1,16	0,01	1,39	2,47	1,49	1,86	0,94	2,19
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,05	0,03	0,04	0,01	0,01	0,04
MgO	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,09	0,20	0,04	0,07	0,03	0,01	0,07
CaO	0,62	0,63	0,43	0,62	0,43	0,13	0,67	0,37	0,42	0,47	1,08	1,06	0,74	0,99	0,75	0,95	0,91
Na ₂ O	3,97	4,11	3,84	3,91	4,23	4,23	3,90	4,11	4,37	4,23	4,23	4,09	4,17	4,08	3,76	4,75	4,57
K ₂ O	4,94	4,60	4,44	4,54	4,72	4,75	4,73	4,88	4,70	4,67	4,48	4,45	4,70	4,73	4,85	4,45	4,57
PF (900°C)	0,57	0,71	0,72	0,85	0,45	0,56	0,90	0,50	0,50	0,44	1,14	2,23	0,72	0,71	0,83	0,43	0,61
H ₂ O ⁺	0,22	0,27	0,23	0,38	0,20	0,23	0,33	0,37	0,20	0,24	0,33	0,40	0,33	0,37	0,12	0,20	0,31
P ₂ O ₅	0,10	0,13	0,08	0,10	0,07	0,07	0,10	0,07	0,07	0,06	0,12	0,11	0,14	0,11	0,11	0,09	0,09
Total	99,17	99,27	100,62	99,75	100,85	99,72	99,16	100,20	99,27	99,58	100,10	100,42	100,97	99,32	100,30	100,42	100,07
Ba (ppm)	410	415	125	210	455	585	410	110	425	150	755	1220	800	820	795	185	1135
Nb *	nd	20	20	20	nd	nd	nd	nd	nd	nd	<20	nd	<20	<20	<20	nd	<20
Li *	nd	<5	<5	<5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	39	nd	9	26	13	nd	9
Sr *	<30	<30	<30	<30	<30	40	<30	<30	<30	<30	110	185	165	100	110	120	115
Rb *	170	160	165	180	160	170	140	150	140	145	150	135	150	140	150	100	105
Y *	nd	nd	42	40	nd	nd	nd	nd	nd	nd	37	nd	27	32	14	nd	27
Zr *	160	195	115	155	190	210	170	170	175	170	165	200	180	195	145	60	220
Zn *	55	40	75	40	55	50	40	55	40	100	80	65	45	85	50	70	50
%	RM 259	RM 274	RM 275	RM 155	RM 166	RM 277	RM 278	RM 22	RM 25	RM 40	RM 190	RM 260	RM 261	RM 276	RM 36	RM 47	RM 268
SiO ₂	73,74	72,86	69,08	75,92	74,99	73,10	75,32	72,78	74,38	70,65	73,40	74,47	73,71	72,87	73,82	73,99	74,80
TiO ₂	0,24	0,38	0,38	0,19	0,29	0,33	0,19	0,34	0,23	0,47	0,25	0,23	0,35	0,34	0,32	0,31	0,32
Al ₂ O ₃	13,09	12,69	14,80	12,74	12,51	13,04	12,88	13,80	13,06	13,68	12,76	13,09	13,12	13,59	13,33	12,57	13,46
Fe ₂ O ₃	0,63	0,77	0,84	0,03	0,07	0,07	0,04	2,44	0,50	1,08	0,56	0,29	0,65	0,21	0,64	0,22	0,07
FeO	1,32	1,41	2,09	1,70	1,53	1,78	1,49	0,01	1,13	2,16	1,32	1,29	1,05	1,72	0,99	1,25	1,66
MnO	0,03	0,03	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,05	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01
MgO	0,04	0,06	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,02	0,17	0,06	0,03	0,04	0,03	0,06	0,02	0,06
CaO	0,73	1,04	0,88	0,38	0,63	0,69	0,039	0,35	0,58	1,29	0,58	0,60	0,97	0,90	1,07	0,72	0,72
Na ₂ O	4,15	4,35	5,25	4,02	4,21	4,17	4,17	4,37	4,11	4,31	4,50	4,03	4,42	4,71	4,44	4,64	4,11
K ₂ O	4,73	4,52	4,82	4,77	4,83	4,79	4,76	4,72	4,69	4,23	4,47	4,84	4,53	4,63	4,52	4,72	4,66
PF (900°C)	0,69	0,96	0,65	0,51	0,44	0,61	0,53	0,99	0,98	1,62	0,80	0,80	0,61	0,56	0,69	0,94	0,81
H ₂ O ⁺	0,35	0,23	0,31	0,31	0,34	0,34	0,20	0,69	0,15	0,42	0,28	0,20	0,16	0,34	0,13	0,20	0,25
P ₂ O ₅	0,07	0,12	0,10	0,06	0,10	0,12	0,07	0,09	0,08	0,13	0,09	0,08	0,10	0,12	0,10	0,11	0,10
Total	99,81	99,62	99,31	100,65	99,56	99,05	100,06	100,68	99,94	100,26	99,10	99,97	99,74	100,04	100,14	99,70	101,03
Ba (ppm)	750	780	2425	425	335	480	420	1320	745	1115	710	755	760	700	700	525	945
Nb *	nd	<20	32	24	20	nd	nd	nd	nd	<20	<20	nd	nd	nd	20	20	<20
Li *	nd	nd	8	<5	<5	nd	nd	nd	nd	38	25	nd	nd	nd	35	17	5
Sr *	90	125	140	<30	<30	<30	<30	100	60	165	80	75	65	65	85	45	50
Rb *	140	175	100	150	160	155	140	150	155	165	140	160	135	145	155	145	165
Y *	nd	20	37	42	37	nd	nd	nd	nd	60	37	nd	nd	nd	42	40	27
Zr *	165	170	310	195	195	215	165	260	190	240	180	165	205	205	185	180	175
Zn *	55	55	120	70	50	30	50	100	95	130	<15	30	40	75	55	80	85

al 1980 e Batchelor & Bowden 1985), mostrando comportamento típico de rochas alcalinas pós ou anorogênicas (Fig. 6).

As características geoquímicas das amostras do Granito da Ramada consideradas nesta pesquisa indicam decisivamente sua afinidade alcalina. E, no entanto, com relação aos elementos traços que as rochas estudadas mostram-se de difícil caracterização, permitindo interpretações dúbias. Um primeiro exame dos conteúdos de elementos traços indica que não se verifica o enriquecimento em elementos de alta carga e pequeno raio, típico em muitos dos granitos da série alcalina. Assim, os teores de Zr, Nb, Y e terras raras são relativamente baixos, assemelhando-se aos observados nos granitos da série cálcio-alcalina, por exemplo. Plotadas no diagrama (Y+Nb)/X Rb, de Pearce *et al.* (1984), as amostras do Granito da Ramada situam-se entre o campo dos granitos de arcos magmáticos e os intraplacas. Os padrões apresentados pelas amostras estudadas nos *spiderdiagrams* dos mesmos autores (Fig. 7) mostram similaridade com os granitos de arco vulcânico do Chile. O critério sugerido por Whalen *et al.* (1987) para distinguir granitos do tipo A, utilizando o somatório dos teores de Zr, Nb, Ce e Y, não define as amostras estudadas como de granitos do tipo A.

A revisão dos dados constantes na bibliografia sobre as principais associações alcalinas supersaturadas em sílica de

ambientes anorogênicos ou pós-orogênicos (Jacobson *et al.* 1958, Liégeois & Black 1987, Bonin 1982, Harris 1985, Sheraton & Black 1988, Taylor *et al.* 1980 e Anderson *et al.* 1980) mostra que os tipos meta ou peraluminosos podem ser empobrecidos nesses elementos de alto potencial iônico, denominados HFS (*high field strength*) por alguns autores. Gwinn & Hess (1989) explicam o enriquecimento dos elementos HFS nos diferenciados peralcalinos por causa de sua maior solubilidade em líquidos ricos em álcalis. No que diz respeito aos líquidos meta e peraluminosos da mesma associação alcalina, é provável que o freqüente enriquecimento em HFS esteja relacionado à evolução da fonte dos magmas alcalinos à medida que os processos orogênicos dão lugar ao magmatismo extensional anorogênico. De modo geral, o magmatismo alcalino pós-orogênico apresenta menor enriquecimento em elementos HFS que o magmatismo tipicamente alcalino anorogênico relacionado com rifles. Os padrões de elementos terras raras (Tab. 2), de amostras representativas do Granito da Ramada (Fig. 8), normalizados pelo padrão condritico de Haskin *et al.* 1968, são similares aos descritos por Nardi (1989) como típicos dos granitos alcalinos pós-orogênicos. Taylor *et al.* (1980) descrevem padrões de ETR semelhantes em biotita-hastingsita granitos do Complexo ígneo de Topsails, Newfoundland, Canadá, constituintes de suíte alcalina pós-orogênica de

Figura 3 - Diagrama FMA ($\text{FeO}_{\text{total}} : \text{MgO} : \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) ilustrando a distribuição de amostras representativas do Granito da Ramada

Figure 3 - Representative samples of Ramada Granite plotted in the FMA ($\text{FeO}_{\text{total}} : \text{MgO} : \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) diagram

Figura 4 - Amostras representativas do Granito da Ramada colocadas no diagrama de Wright (1969)

Figure 4 - Wright (1969) diagram with Ramada Granite samples

idade do silúrio-devoniana. O conteúdo absoluto de ETR no Granito da Ramada não mostra relação direta com o grau de diferenciação, sendo observável, no entanto, o aumento das anomalias negativas de Eu nos termos mais diferenciados. O padrão, fortemente empobrecido em ETR trivalente e desprovido de anomalia negativa de Eu, corresponde às porções feldspáticas de origem cumulática sugeridas pelas texturas glomeroporfíricas.

Pelo exposto, é possível concluir que, embora a geoquímica dos elementos traços no Granito da Ramada não seja diagnóstica de sua afinidade alcalina, ela é comparável à de diversos granitos metaluminosos de associações alcalinas pós-orogênicas.

QUÍMICA MINERAL A composição química das principais fases minerais componentes do Granito da Ramada foi estudada por microsonda eletrônica nas Universidades de Paris-Sud e Pierre et Marie Curie.

Os anfíbólios variam composicionalmente de magnésio-hornblenda, nos termos menos diferenciados, até hornblenda ferroedenítica, nos sienogranitos (Tab. 3). Suas razões $\text{FeO(T)}/\text{FeO(T)}+\text{MgO}$ variam de 0,68 até 0,83, não atingindo

Figura 5 - Apresentação da composição de amostras representativas do Granito da Ramada, em diagramas de elemento maior X SiO_2 (diagramas de Harker)

Figure 5 - Diagrams of major elements versus silica (Harker diagrams) of Ramada Granite samples

Figura 6 - Diagrama $R1R2$ com os campos propostos por Batchelor & Bowden (1985) ilustrando a composição de amostras representativas do Granito da Ramada. 1. Suítes anorogênicas; 2. suítes tardi-orogênicas, campo assinalado - definido por amostras representativas do Granito da Ramada

Figure 6 - Field of representative samples of Ramada Granite plotted in $R1R2$ diagram modified by Batchelor & Bowden (1985). 1. Anorogenic suites; 2. late-orogenic suites

os valores típicos de anfíbólios de rochas graníticas alcalinas acima de 0,9 (Nardi 1984). Estas baixas razões são compreendidas pela observação petrográfica da cristalização precoce

Figura 7 - Diagrama multielementar (spiderdiagram) mostrando o padrão típico de arcos estudados (Unha cheia) comparativamente com os granitos de arcos maduros do Chile, conforme Pearce et al. (1984) (linha tracejada)
Figure 7 - Spiderdiagrams for Ramada Granite samples (full lines) compared with granites of mature volcanic arc, Chile (broken lines) based on Pearce et al. (1984)

Tabela 2 - Concentrações de elementos terras raras (ETR) em amostras representativas do Granito da Ramada
Table 2 - Rare Earth element concentration in Gramada Granite representative sample

	RM 55	RM 166	RM 59	RM 64	RM 112	RM 226	RM 268	RM 147
La	28,10	30,50	50,40	13,20	12,30	4,37	16,10	64,20
Ce	48,50	65,30	88,60	28,40	22,90	6,18	33,10	131,00
Nd	25,90	23,70	35,30	14,30	9,90	2,38	16,00	51,80
Sm	4,90	4,80	6,50	2,70	2,30	0,56	3,20	10,00
Ba	0,43	0,42	1,20	0,42	0,13	0,16	0,36	0,59
Gd	4,30	4,60	5,70	2,60	2,90	0,39	3,10	8,90
Dy	3,70	5,00	4,90	2,40	5,40	0,30	3,10	7,90
Ho	0,68	0,98	0,86	0,44	1,00	0,08	0,56	1,47
Er	2,10	3,20	2,70	1,52	3,60	0,29	2,50	4,30
Yb	2,30	3,50	2,70	1,80	3,90	0,29	2,50	4,20
Lu	0,33	0,50	0,37	0,31	0,54	0,05	0,37	0,52

de magnetita e ilmenita associada com os anfibólios, sugerindo Poi excessivamente elevada para líquidos de afinidade alcalina. A biotita, da mesma forma que os anfibólios, também apresentam teores de MgO superiores aos esperados em granitos alcalinos. As razões $\text{FeO(T)}/\text{FeO(T)+MgO}$ situam-se entre 0,76 e 0,81 e as biotitas normais dos granitos alcalinos mostram valores superiores a 0,85 (Anderson et al. 1980 e Nardi 1984). A tabela 3 ilustra a composição da biotita por meio de três análises representativas. O decréscimo do conteúdo de TiO_2 da biotita correlaciona-se com o aumento da proporção Fe/Mg e com o grau de diferenciação da rocha hospedeira.

O plagioclásio tem conteúdo de anortita variável, constituindo desde albita pura até oligoclásio com An_{20} . Análises representativas dos feldspatos estão na tabela 3.

Os minerais opacos estudados no Granito da Ramada são magnetita e ilmenita, cujas composições médias estão representadas na tabela 3. Os baixos conteúdos de TiO_2 da magnetita associado ao igualmente baixo teor de Fe_2O_3 da ilmenita

Figura 8 - Padrões normalizados de ETR representativos das variações observadas no Granito da Ramada. Normalização pelos valores condriticos de Haskin et al. (1968)
Figure 8 - REE patterns of Ramada Granite representative samples, normalised against chondritic values of Haskin et al. (1968)

ihnenita sugere que estas fases foram reequilibradas abaixo de 650°C e a Poz inferior a 10^{18} atm. O conteúdo de MnO é baixo na magnetita, mostrando correlação positiva com o teor de TCCfe. A ilmenita apresenta conteúdo relativamente elevado de MnO.

Tabela 3 - Composição química de fases minerais representativas do Granito da Ramada. FeO^* e Fe_2O_3^* = valores calculados, ANF = anfibólios, BIO - biotita, PLG = plagioclásio, MAG = magnetita, ILM - ilmenita. Resultados obtidos por microsonda eletrônica
Table 3 - Chemical composition of representative mineral phases, of Ramada Granite. FeO^* and Fe_2O_3^* = calculated values, ANF = amphiboles, BIO - biotites, PLG = plagioclase, MAG = magnetite, ILM = ilmenite. Results obtained by microprobe

	ANF01	ANF02	ANF03	BIO01	BIO02	BIO03
SiO_2	42,95	46,01	44,17	36,12	36,13	35,09
TiO_2	1,23	1,25	1,26	4,88	4,58	2,79
Al_2O_3	7,84	6,42	6,26	12,92	12,26	12,79
FeO(T)	26,52	20,63	21,83	26,46	25,48	28,25
MnO	0,91	0,64	0,72	0,39	0,61	0,72
MgO	5,46	9,61	8,69	8,30	7,39	6,71
CaO	10,66	10,47	10,03	0,01	0,01	0,20
Na_2O	2,08	1,33	2,09	0,25	0,26	0,12
K_2O	1,27	0,46	0,84	9,38	9,04	8,72
Total	98,99	96,84	95,89	98,70	95,76	95,39
	PLG01	PLG02	MAG01	ILM01	ILM03	
SiO_2	64,17	67,37	0,14	0,12	2,46	
TiO_2	-	-	5,47	48,21	49,60	
Al_2O_3	22,79	20,87	0,38	-	0,03	
FeO(T)	0,25	0,52	-	-	-	
FeO^*	-	-	35,80	37,17	41,45	
Fe_2O_3^*	-	-	58,41	6,92	0,65	
MnO	-	-	0,95	6,18	6,06	
MgO	-	-	-	-	-	
CaO	4,10	0,74	-	-	-	
Na_2O	9,25	11,10	-	-	-	
K_2O	0,42	0,15	-	-	-	
Total	100,98	100,75	101,15	98,60	100,25	

As características composicionais das fases ferromagnesianas do Granito da Ramada não são típicas de minerais de granitos da associação alcalina. Anderson et al (1980) repor-

taram comportamento similar dos granitos metaluminosos alcalinos do Proterozóico Médio de Wisconsin, EUA. Assim, como no Granito da Ramada, embora a proporção Fe/Mg seja alta na tocha total, os máficos são relativamente magnesianos. Aqueles autores também atribuem tal comportamento à cristalização precoce de magnetita, indicando Po_2 maior do que o usual em granitos da série alcalina.

GEOCRONOLOGIA Naime (1987), utilizando sete amostras de monzogranitos do Granito da Ramada, obteve idade Rb-Sr de $463,5 \pm 12$ Ma para razão inicial de 0,710 (Fig. 9). Embora a utilização destes dados deva considerar que o corpo granítico está nitidamente afetado por processos posteriores de hidrotermalismo, eles são sugestivos do caráter pós-orogênico do Granito da Ramada e de origem envolvendo fusão de rochas crustais relativamente enriquecidas em Rb.

Figura 9 - Isócrona dos monzogranitos do Granito da Ramada (Naime 1978). Razão inicial - $0,71082 \pm 0,00044$ (0,06%), idade para $1,42E-5 = 463 \pm 12,5$ Ma, MSWD = 2,343006 $T_i = 7$

Figure 9 - Isochrone of Ramada monzogranites (Naime 1988). Initial ratio = $0,71082 \pm 0,00044$ (0,06%), age for $1,42E-5 = 462 \pm 12,5$ Ma, MSWD = 2,343006 $N = 7$

A idade obtida para o Granito da Ramada é similar à obtida nos microgranitos alcalinos do Complexo Granítico São Sepé (Sarton 1978) e nos riolitos alcalinos do Cerro Tupanci referidos por Soliani (1986). De acordo com os dados disponíveis no presente, o Granito da Ramada constitui uma das mais jovens manifestações de magmatismo alcalino pós-Brasiliense que parece ter iniciado com os magmas geradores dos pertita granitos de Lavras do Sul e talvez do Sienito Piquiri, cujas idades são estimadas em torno de 550 Ma (Soliani 1986).

CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS O Granito da Ramada apresenta características gerais que permitem incluí-lo entre os granitos da associação alcalina supersaturada em sílica. Nardi & Bonin (1991) incluíram-no na Suíte Intrusiva Saibro, constituída pelos granitos peralcalinos da região de Dom Pedrito (Hartmann & Nardi 1982), pelos pertita granitos do Complexo Granítico de Lavras do Sul (Nardi 1984), pelo Granito Jaguar, por corpos sieníticos da região de Dom Pedrito-Lavras do Sul (M. C. Gastal, comunicação verbal) e, provavelmente, pelo Sienito Piquiri (Jost *et al* 1984) e grande parte do Complexo Granítico São Sepé (Sartori 1978), entre outros. Estas rochas apresentam idades radiométricas (principalmente Rb-Sr) entre 570 e 450 Ma (Soliani 1986), demarcando o magmatismo associado ao período de estabilização dos terrenos afetados pela orogênese brasiliense. A exemplo de diversas outras situações similares (Tauson & Kozlov 1972, Whalen *et al* 1987), esta suíte é tipicamente pós-orogênica e inclui desde granitos e sienitos claramente alcalinos até tipos metaluminosos de difícil caracterização, como é o caso do

estudado neste artigo.

A gênese dos magmas alcalinos supersaturados em sílica tem sido atribuída pela maioria dos autores à fusão parcial da crosta inferior relativamente anidra (Collins *et al* 1982, Whalen *et al* (1987) ou à diferenciação de magmas predominantemente mantélicos (Brown 1981, Bonin 1982, Upton & Emeleus 1987,). A razão Sr^{87}/Sr^{86} inicial do Granito da Ramada próxima de 0,710, ao lado de suas características petrológicas e geoquímicas, é compatível com a fusão parcial, talvez de rochas granulíticas quartzofeldspáticas do Complexo Granulítico de Santa Maria Chico (Nardi & Hartmann 1979), ou mesmo de rochas graníticas mais precoces como preconizado por Bonin *et al* (1987). É importante, no entanto, ressaltar que cálculos de balanço de massas indicam que a composição química dos líquidos correspondentes ao Granito da Ramada poderia ser derivada de magmas traquíticos composicionalmente similares aos sienitos da região de Dom Pedrito-Lavras do Sul. De acordo com estes cálculos, baseados em programa desenvolvido por Baker *et al* (1985), este líquido granítico poderia representar 36% de fusão remanescente após o fracionamento da seguinte composição: 80% defeldspato alcalino (47% Or + 53% Ab) + 3,60% magnetita + 2,10% ilmenita + 0,66% apatita + 14% de clinopiroxênio, resultando em cumulado sienítico.

Os magmas que originaram o Granito da Ramada eram ricos em água, como sugere a cristalização de anfibólio precoce, sua cristalização *subsolvus* e a existência de cavidades mirolíticas. A quantidade de H_2O pode ser de aproximadamente 4%, com base na cristalização precoce de anfibólio. Estes magmas apresentavam P_{H_2O} relativamente elevada para líquidos alcalinos, resultando na cristalização precoce de óxidos de ferro e titânio, simultânea com a de anfibólios cálcicos. Com base nestes parâmetros e sendo admitida a temperatura de $900^\circ C$ a viscosidade deste magma seria relativamente baixa (10^6 poises) antes da cristalização ter início. O posicionamento desta intrusão em níveis rasos da crosta, epizona, é coerente com estas deduções teóricas.

A diferenciação observada entre as diversas fácies do Granito da Ramada é resultante de diversos processos: fracionamento de feldspatos, gerando texturas cumuláticas localizadas; fracionamento localizado de fases acessórias como apatita+titanita+óxidos de ferro e titânio, ocasionando provavelmente os *trends* geoquímicos paralelizados para HQz e P_2O_5 principalmente, nos diagramas de Harker. Como terceiro processo, mas talvez o de maior importância, Naime (1987) sugere a atuação de mecanismos do tipo termodifusão no estado líquido (Hildreth 1981) com base na acentuada variação ao longo da diferenciação no conteúdo de alguns elementos traços. O fracionamento de uma assembléia dominada por anfibólio e feldspatos, durante a ascensão e posicionamento das prováveis injeções que geraram o Granito da Ramada, seguida de fracionamentos localizados de fases acessórias, à exemplo do preconizado por Nardi & Bitencourt (1989) para granitos leucocráticos muito diferenciados, pode explicar a maioria das feições observadas no granito. Para isso, é necessário que sejam admitidos altos coeficientes de partição, como os descritos por Mahood & Hildreth (1983) e Nash & Crecraft (1985) para líquidos com altos conteúdos de sílica.

A cristalização dos magmas geradores do Granito da Ramada foi iniciada com a formação de hornblenda magnesiânica + óxidos de ferro e titânio + zircão, evoluindo para a cristalização de plagioclásio + apatita além dos já mencionados, e posteriormente quartzo + biotita + feldspato alcalino. A cristalização do quartzo, na realidade, iniciou-se antes da maior parte do feldspato alcalino, como é freqüente nos granitos da série alcalina, devido à elevada atividade da sílica. Após a consolidação deste corpo granítico, fluidos hidrotermais provocaram transformações mineralógicas significativas, como o avermelhamento dos feldspatos, propilitização e sericitização associada à formação de sulfetos e carbonates.

CONSIDERAÇÕES FINAIS O Granito da Ramada apresenta características gerais que permitem incluí-lo na associação alcalina pós-orogênica, descrita no Rio Grande do Sul como Suíte Intrusiva Saibro (Hartmann & Nardi 1982, Nardi & Bonin 1991). A designação de associação alcalina, em detrimento de série alcalina, é tida como preferível, já que líquidos graníticos gerados por fusão crustal podem integrar este conjunto. As rochas estudadas exemplificam um tipo de granito de ocorrência freqüente nas associações alcalinas, que exibe no entanto diversas características similares às de granitos cálcio-alcalinos muito diferenciados. Juntamente com Whalen *et al* (1987) e Bonin (1982), conclui-se pela importância de estudar as rochas em conjunto com os demais tipos litológicos associados. Em muitos casos, o critério que permite classificar um determinado corpo granítico é exclusivamente por enquadramento em um conjunto litológico com características passíveis de identificação.

O Granito da Ramada mostra conteúdos de elementos maiores indicativos de sua afinidade com a associação alcalina, destacando-se o índice albitico, sua posição no diagrama R1R2 e a proporção Fe/Mg na rocha total. Dentre os elementos traços estudados, apenas os elementos terras raras são sugestivos de sua afinidade alcalina. Os dados de química

mineral refletem uma cristalização sob condições excepcionalmente oxidantes, não sendo também indicativos de sua afinidade alcalina.

Embora o granito estudado não tenha sido avaliado do ponto de vista metalogenético, são significativos os seguintes aspectos: nas associações alcalinas, a maior parte das mineralizações está nos granites portadores de biotita. Isto é, nos metaluminosos, o caráter suho/vus de sua cristalização, bem como a existência de cavidades miarolíticas indicam abundância de fluidos no magma granítico; a intrusão mostra fortes transformações hidrotermais e parte de suas encaixantes são relativamente reativas e ricas em água. De acordo com os critérios gerais de potencialidade metalogenética (Plant *et al* 1983), o Granito da Ramada apresenta significativa probabilidade de estar associado a depósitos minerais.

Agradecimentos Este trabalho foi financiado com recursos do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e da Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP). A CAPES proporcionou os estudos de química mineral junto à Universidade de Paris pelo segundo autor. Incluímos nossos agradecimentos aos revisores da RBG pela considerável melhoria do texto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, J.X.; CULLERS, R.L.; VAN SCHMUS, W.R. 1980. Anorogenic Metaluminous and Peraluminous Granite Plutonism in the Mid-Proterozoic of Wisconsin, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **74**:311-328.
- BAKER, B.H.; MCBIRNEY, A.R.; GEIST, D.J. 1985. GPP - A program package for creating and using geochemical data files. Eugene, Center for Volcanology/Univ. Oregon.
- BONIN, B. 1982. *Les Granites des Complexes Annulaires*. BRGM. 182 p. (Manuels et methodes 4).
- BONIN, B. 1988. Peralkaline granites in Corsica: some petrological and geochemical constraints. *Rend. Soc. Italiana Mineral. Petrol.*, **43**(2):281-306.
- BONIN, B.; PLATEVOET, B.; VIALETTE, Y. 1987. The geodynamic significance of alkaline magmatism in the Western Mediterranean compared with West Africa. *Geol. J.*, **22**:361-387.
- BROWN, G.C. 1981. Space and time in granite plutonism. *Phil. Trans. R. Soc. London.*, **A301**:321-336.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.; CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**:189-200.
- DEBON, F. & LE FORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh.*, **73**:135-149.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANCLAUDOU, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**:183-210.
- EWART, A. 1979. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. In: BARKER, F. ed. *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Oxford, p. 13-121.
- GWINN, R. & HESS, P.C. 1989. Iron and titanium solution properties in peraluminous and peralkaline rhyolitic liquids. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**:326-338.
- HARRIS, N.B.W. 1985. Alkaline complexes from the Arabian Shield. *J. African Earth Sciences.*, **3**:325-337.
- HARTMANN, L.A. & NARDI, L.V.S. 1982. Os Granites Santo Afonso, Saibro e Vauthier da região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito, RS. *Acta Geol. Leopold.*, **VI**: 153-178.
- HASKIN, L.A.; HASKIN, M.A.; FREY, F.A. 1986. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: AHRENS, L.H. ed. *Origin and Distribution of the Elements*. Oxford, Pergamon. p. 889-912.
- HILDRETH, W. 1981. Gradient in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, **86**:10153-10192.
- JACOBSON, R.; MCLEOD, W.N.; BLACK, R. 1985. Ring complexes in the younger granite province of Northern Nigeria. *Geol. Soc. London Mem.*, **(1)**:72 p.
- JOST, H.; BROD, J.A.; HOLZ, M.; KUHN, A.; FLOR, M.A.; KRONBAUER, A.; DILLENBURG, S. 1985. Geologia estrutural, petrografia e petrologia do Sienito Piquiri (Proterozoico Superior), Rio Grande do Sul. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 2. Florianópolis, 1985. *Anais...* Florianópolis, SBG. v. 1, p. 63-81.
- LEINZ, V.; BARBOSA, A.F.; TEIXEIRA, E. 1941. *Mapa Geológico Caçapava-Lavras*. Porto Alegre, Secr. Agr. Ind. Com. 39 p. (Boletim).
- LIÉGEAIS, J.P. & BLACK, R. 1987. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali). In: FITTON, J.G. & UPTON, B.G.J. eds. *Alkaline Igneous Rocks*. Geol. Soc. n° 30, p. 381-401. (Spec. Publ.).
- MAHOOD, G. & HILDRETH, W. 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **47**:11-30.
- MARTIN, R.F. & PIWINSKH, A.J. 1972. Magmatism and tectonic setting. *J. Geophys. Res.*, **70**:3485-3496.
- MOREIRA, M.L. & MARIMON, M.P. 1982. Estudo petrográfico e litoquímico das rochas graníticas do escudo Sul-Rio-grandense. In: CONOR. BRAS. GEOL., 32. Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG. v.2, p. 556-576.
- NAIME, R.H. 1987. *Geologia, Geoquímica e Petrologia do Complexo Granítico Ramada e do Granito Cerro da Cria*. Porto Alegre. 148 p. (Dissertação Mestrado, UFRGS).
- NARDI, L.V.S. 1984. *Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex*, RS, Brasil. England. 268 p. (PhD thesis, London University).
- NARDI, L.V.S. 1989. Geoquímica dos elementos terras raras nas rochas graníticas da região centro-sul do Brasil. In: FORMOSO, M.L.L.; HARTMANN, L.A.; NARDI, L.V.S. eds. *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. Porto Alegre, DNPM/CPRM. p. 71-82.
- NARDI, L.V.S. & BITENCOURT, M.F. 1989. Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**:153-169.
- NARDI, L.V.S. & BONIN, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granites associations: the Saibro Intrusive Suite, Southern Brazil. A case study. *Chem. Geol.* (Submetido em 03/90).
- NARDI, L.V.S. & HARTMANN, L. 1979. O complexo granítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-rio-grandense. *Acta. Geol. Leopold.*, **3**(6):45-15.
- NASH, W.P. & CRECRAFT, H.R. 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **49**:2309-2322.
- NEARY, C.; GASS, L.; CAVANAGH, B. 1976. Granitic Association of Northeastern Sudan. *Bull. Geol. Soc. América.*, **87**:1501-1512.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**:956-983.
- PLANT, J.A.; SIMPSON, P.J.; GREEN, P.M.; WATSON, J.V.; FOWLER, M.B. 1983. Metalliferous and mineralized Caledonian granites in relation to regional metamorphism and fracture systems in northern Scotland. *Trans. Inst. Min. Metall.*, **92**(B):33-42.
- RIBEIRO, M. 1983. Informes sobre a Formação Maricá. *Iheringia*, **9**:1-84. (Série Geologia).
- RIBEIRO, M.; BOCCFI, P.R.; FIGUEIREDO, F.P.M.; TESSARI, R.J. 1966. *Geologia da Quadricula de Caçapava do Sul*. RS. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM 232 p. (Boletim 127).
- ROGERS, J.J. & GREENBERG, J.C. 1981. Trace-elements in continental-margin magmatism: Part ID. Alkali granites and their relationship to cratonization. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **92**(1):6-9. (Part I).
- SARTORI, P.L. 1978. *Petrologia do Complexo Granítico São Sepé*, RS. São Paulo. 196 p. (Tese de Doutorado, IG/USP).
- SHERATON, J.W. & BLACK, L.P. 1988. Chemical evolution of granitic rocks in the Eastern Antarctic Shield, with particular reference to post-orogenic granites. *Uthos*, **21**:37-52.
- SOLIANI, E., Jr. 1986. *Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas Implicações de Ordem Geotectônica*. São Paulo. 239 p. (Tese de Doutorado, IG/USP).

- SULTAN, M.; BATIZA, R.; STURCFFIO, N.C. 1986. The origin of small-scale geochemical and mineralogic variations in a granite intrusion: A crystallization and mixing model. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93:513-523.
- SYLVESTER, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.*, 97:261-280.
- TAUSON, L.V. & KOZLOV, V.D. 1972. Distribution function and ratios of trace element concentrations as estimators of the ore-bearing capacity potential granites, ID: Geochemical Exploration 1972. *Inst. Min. Metall.*, p.37-44.
- TAYLOR, R.P.; STRONG, D.F.; KEAN, B.F. 1980. The Topsails Igneous Complex: Silurian-Devonian peralkaline magmatism in western Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.*, 17:425-439.
- UPTON, B.G.J. & EMELEUS, C.H. 1987. Mid-Proterozoic alkaline magmatism in southwestern Greenland: The Gardar Province. In: FITTON, J.C. & UPTON, B.G.J. eds. *Alkaline Igneous Rocks*. Geol. Soc. p. 449-471. (Spec. Publ. 30).
- WHALEN, J.B. & CURRIE, K.L. 1984. The Topsails Igneous Terrane, Western Newfoundland: evidence for magma mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87:319-327.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95:407-419.
- WRIGHT, J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, 106:370-384.

MANUSCRITO A670

Recebido em 2 de agosto de 1990

Revisão do autor em 20 de fevereiro de 1991

Revisão aceita em 28 de fevereiro de 1991