



## EVIDÊNCIAS DE ENRIQUECIMENTO MANTÉLICO EM ROCHAS GABRO-MONZONÍTIAS DE CASSERENGUE (PB) NO EXTREMO NORDESTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA

M.A.L. do Nascimento<sup>1</sup>, Z.S. de Souza<sup>2</sup>, A.C. Galindo<sup>2</sup>,  
M.H.B.M. de Hollanda<sup>3</sup>, M.M. Pimentel<sup>3</sup>

1. Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, CEP 59078-970, Natal
2. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, CEP 59078-970, Natal - Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica
3. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 70910-900, Brasília/DF - Pós-Graduação em Geociências - Laboratório de Geocronologia

Recebido em 03/02; aprovado para publicação em 03/03

### ABSTRACT

*The Casserengue Gabbro-Monzonitic Suite (CGMS) is located on the southern portion of the São José de Campestre Massif (SJCM). This suite is formed by an elliptical body elongated in the NE-SW direction, with an area of approximately 27 km<sup>2</sup>. Petrographically, it is composed of ortho and clinopyroxenes, high-Ti biotite, besides calcic amphibole, titanite, ilmenite, allanite and zircon. The rocks of the CGMS have SiO<sub>2</sub> between 53.0 and 58.3 weight% and high contents of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO and CaO. An interesting characteristic is their considerable amounts of Na<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O, even in the most primitive terms. They are metaluminous and transitional between alkaline and sub-alkaline series, following the shoshonitic trend. Their REE patterns show slightly negative europium anomalies and are LREE-enriched, with chondrite normalized La and Yb of, respectively, 200 to 500 and 10 to 20. Integration of field, petrographic and geochemical data suggest that the genesis and evolution of the CGMS occurred during the late- to post-collisional stages of the Brasiliano orogeny. The relationships between  $\epsilon_{Nd}$  (600 Ma),  $T_{DM}$  (Nd) and the geochemical features observed suggest for the CGMS an origin from a metasomatised mantle (LREE-, Ba-, Sr-, Zr-enriched).*

### RESUMO

*A Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue (SGMC) está localizada na porção sudeste do Maciço São José de Campestre (MSJC). Esta suíte é formada por um corpo elíptico alongado na direção NE-SW, com uma área de aproximadamente 27 km<sup>2</sup>. Petrograficamente, suas rochas são formadas por orto e clinopiroxênio, biotita ricas em Ti, além de anfibólio cálcico, titanita, ilmenita, allanita e zircão. As rochas da SGMC possuem SiO<sub>2</sub> entre 53,0 and 58,3%, além de altos conteúdos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO e CaO, e apresentam consideráveis quantidades de Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O, mesmo nos termos mais primitivos. Eles são metaluminosos e transitacionais entre séries alcalina e sub-alcalina, seguindo o trend shoshonítico. Seus espectros de ETR mostram anomalia ligeiramente negativa de Eu e são enriquecidos em ETRL, com La e Yb normalizados variando entre 200 a 500 e 10 a 20, respectivamente. A integração dos dados de campo, petrográficos e geoquímicos sugere que a gênese e evolução deu-se em um estágio tardi- a pós-colisional da Orogênese Brasileira. A relação entre  $\epsilon_{Nd}$  (600 Ma),  $T_{DM}$  (Nd) e as feições geoquímicas observadas sugerem, para a SGMC, uma origem a partir de um manto metassomatizado, enriquecido em ETRL, Ba, Sr e Zr.*

## INTRODUÇÃO

Rochas de natureza shoshonítica brasileiras, reconhecidas em diferentes locais do Brasil, estão, em geral, intimamente associadas às rochas cálcio-alcálicas potássicas (Jardim de Sá *et al.*, 1986; Janasi *et al.*, 1993; Galindo *et al.*, 1997; Nardi, 1997; Bitencourt & Nardi, 2000; Nascimento *et al.*, 2000). No Nordeste brasileiro, essas rochas shoshoníticas encontram-se também associadas com rochas peralcalinas e ultrapotássicas (Sial & Ferreira, 1990; Silva Filho *et al.*, 1993; Plá Cid *et al.*, 1999).

Através de estudos em rochas shoshoníticas e ultrapotássicas (Sial & Ferreira, 1988) foi possível identificar, pela primeira vez, a presença de uma fonte geoquimicamente enriquecida para as rochas neoproterozóicas da Província Borborema. Trabalhos posteriores (Jardim de Sá, 1994; Ferreira *et al.*, 1997; Guimarães & Silva Filho, 1998; Mariano *et al.*, 1999, entre outros), também, comprovaram a existência desse manto anômalo nessa província. Essa anomalia deve-se ao enriquecimento observado em elementos incompatíveis, valores de  $\epsilon Nd$  bastante negativos e razões  $^{87}Sr/^{86}Sr$  fortemente radiogênicas identificados, principalmente, em gabros/dioritos, quartzo-monzonitos a monzonitos e sienitos neoproterozóicos.

Na região do Domínio Seridó (Fig. 1), o magmatismo shoshonítico ocorre como plútons isolados (São João do Sabugi, Quixaba e Poço Verde) ou associado com rochas da suíte cálcio-alcálica potássica porfirítica (São José de Espinharas, Totoró e Cardoso). Estas suítes shoshoníticas compreendem rochas com composições variando de gabro/diorito a quartzo-monzonito, e contêm orto e clinopiroxênio, além de anfibólio cálcico e biotita, como minerais máficos principais. Apresentam elevados valores de  $K_2O$ , elementos terras raras leves, além de Ba e Sr. Em diagramas de Harker, elas mostram correlações negativas para  $Fe_2O_3$  e  $MgO$ , e positiva para  $K_2O$ , com respeito a  $SiO_2$ .

Recentemente, Nascimento (2000) descreveu um desses corpos na porção sul do Maciço São José de Campestre (MSJC), leste do Domínio Seridó, mais precisamente a oeste da Cidade de Casserengue, leste do Estado da Paraíba. Este trabalho discute os aspectos petrográficos, geoquímicos e isotópicos da Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue (SGMC), envolvidos na geração e evolução do magma, visando investigar os processos e a natureza da fonte mantélica "enriquecida".

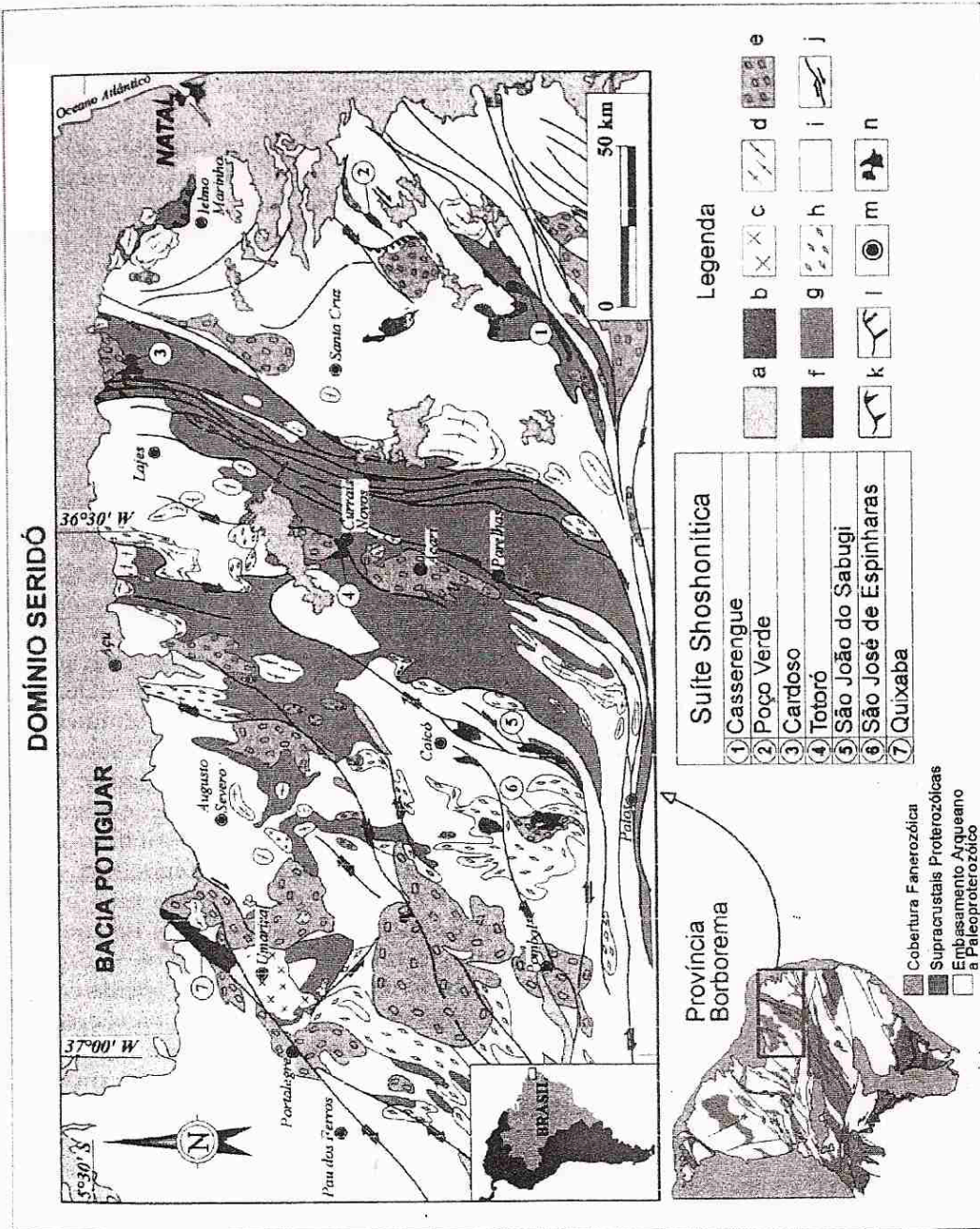
## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As rochas da Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue (SGMC) estão inseridas no contexto geológico do Domínio Seridó (Fig. 1), mais especificamente no MSJC, sendo este caracterizado por um substrato gnáissico-migmatítico de idades arqueana e paleoproterozóica (Dantas, 1997), e que serve de embasamento para faixas de micaxistos granadíferos, localmente migmatizados.

Dantas (1997) e Dantas *et al.* (1997, 1998) reconheceram um núcleo arqueano na porção central do MSJC, formado por ortognaisses, migmatitos, granulitos e uma seqüência de rochas básicas. Dados U-Pb (em zircão) forneceram idades variando entre 3,4 Ga e 2,7 Ga (Dantas, 1997). Circundando esse núcleo, encontram-se rochas metaplutônicas paleoproterozóicas, variavelmente migmatizadas, com composição variando de dioritos a granodioritos. Dados geocronológicos U-Pb em zircão de granodioritos indicaram idades de cristalização no intervalo de 2,2 a 2,15 Ga (Dantas, 1997).

Sobrepondo-se às unidades anteriores, encontram-se metassedimentos correlacionados àquelas da Formação Seridó, mais a oeste (Fig. 1; Trindade *et al.*, 1993; Jardim de Sá, 1994), e que afloram como fatias isoladas no extremo nordeste (Ielmo Marinho, RN) e a sul do MSJC (NW de Remígio, PB). Estes litotipos correspondem predominantemente a granada-biotita xistos, podendo conter lentes de rochas calciossilicáticas.

Estruturas relacionadas a um evento dúctil  $D_2$ , possivelmente paleoproterozóico, estão registradas no substrato gnáissico-migmatítico e nas rochas metassedimentares, mas não ocorrem nos granitóides brasileiros, cuja distribuição é controlada por zonas de cisalhamento neoproterozóicas de alta temperatura. Tais granitóides representam uma das feições mais marcantes do MSJC, dado o seu grande volume e a diversidade petrográfica e geoquímica, bem como ampla distribuição em todo o maciço (Nascimento *et al.*, 2000). Os plútons mais abundantes são os tipos cálcio-alcálicos potássicos porfiríticos, os quais ocorrem intimamente associados com rochas da suíte shoshonítica, com freqüentes feições de magma *mingling* e *mixing*, atestando a contemporaneidade entre ambas as suítes. A suíte shoshonítica, em geral, é composta por rochas básicas a intermediárias, que ocorrem comumente associadas à suíte cálcio-alcálica potássica ou que podem formar corpos isolados.



**Figura 1** – Arcabouço geológico do Domínio Seridó, NE da Província Borborema, com ênfase nas rochas plutônicas neoproterozóicas (modificado de Nascimento *et al.*, 2000). Legenda: a – Coberturas meso-cenozóicas; b – Plútons alcalinos-brasilianos; c – Plútons alcalinos-charnoquíticos brasilianos; d – Plútons cálcio-alcalinos-K equigranulares brasilianos; e – Plútons cálcio-alcalinos-K porfiríticos brasilianos; f – Plútons shoshoníticos brasilianos; g – Metasupracrustais proterozóicas; h – Plútons granitoides paleoproterozóicos; i – Embasamento gnáissico-migmatítico arqueano a paleoproterozóico; j – Zonas de Cisalhamento transcorrentes brasilianas; k – Zonas de Cisalhamento contracionais-transpressivas brasilianas; l – Zonas de Cisalhamento extensionais brasilianas; m – cidades; n – capital do Estado.

## ASPECTOS DE CAMPO

A SGMC forma um corpo elíptico na porção centro-sul do MSJC, compreendendo cerca de 27 km<sup>2</sup> de área aflorante (Fig. 2). Uma das feições mais marcantes é a sua ampla variação composicional, incluindo termos que vão de noritos até monzonitos. Entretanto, predominam rochas mais diferenciadas. Estas apresentam textura equigranular média a grossa, contendo cristais de K-feldspato dispersos em uma matriz rica em piroxênios (orto e clino), biotita e raro anfibólio. Os termos menos evoluídos são de textura fina, ocorrendo como enclaves elípticos nas fácies mais diferenciadas. Xenólitos arredondados e migmatizados de micaxistos são freqüentes nas bordas do corpo.

Em geral, as rochas são isotrópicas, todavia é possível notar na porção central do corpo um acamamento magmático preservado, cuja foliação apresenta direção NE-SW e caimento moderado (45°) para NW. Apesar da ampla distribuição espacial, as rochas aqui estudadas não estão em contato direto com aquelas da suíte cálcio-alcálica potássica porfírica, impedindo a observação das relações entre as mesmas. O seu caráter intrusivo nos micaxistos é comprovado pela presença de megaxenólitos destes ou soleiras de gabronoritos.

A intrusão da SGMC provocou a formação de uma auréola migmatítica em torno deste corpo ígneo, denotada por micaxistos fortemente migmatizados. A fusão parcial *in situ* desses micaxistos originou granitóides peraluminosos, contendo granada, andaluzita, biotita e muscovita. Uma isócrona interna Sm-Nd de três pontos (rocha total, biotita e granada), nestes granitóides peraluminosos, forneceu uma idade de 574±67 Ma (MSWD=2,688; Nascimento, 2000; Souza *et al.*, 2001). Esta idade pode ser interpretada como a da migmatização provocada pelo efeito térmico da intrusão da SGMC, sendo, também, uma estimativa mínima da idade de cristalização deste corpo.

## PETROGRAFIA E TEXTURAS

As rochas da SGMC apresentam, como minerais máficos principais, piroxênios, biotita e anfibólio, chegando a atingir 35% nas mais diferenciadas e 60% nas menos evoluídas (Tabela 1). Quando colocadas no diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976), mostram uma variação composicional gradativa de termos gabróicos a

monzogabroicos até monzoníticos (Fig. 3a). As que estão no campo dos gabros/dioritos foram submetidas ao diagrama Pl-Opx-Cpx (Fig. 3b), com a finalidade de classificá-las mais apropriadamente. Neste caso, elas correspondem a noritos, devido a sua baixa quantidade de clinopiroxênio, não ultrapassando, em média, 3% modal. Os termos mais evoluídos são mesocráticos a leucocráticos, contendo menores quantidades de minerais máficos e maiores de K-feldspato.

Com a finalidade de sintetizar o texto, as diferentes rochas da SGMC serão descritas em conjunto, no entanto, quando houver diferenças entre os mesmos minerais, esses serão descritos em detalhe.

O **plagioclásio** possui forma tabular, curta ou alongada, subeuédrica a anédrica, com dimensão variando de 0,4 mm a 2,0 mm. Possui geminação polissintética, por vezes associada à geminação do tipo Carlsbad, bem como zonação normal. No caso dos noritos e monzogabros, o plagioclásio possui estimativa do teor em anortita (método Michel-Lévy), variando entre 51 e 54%, enquanto, nas rochas mais evoluídas (monzonitos), o plagioclásio apresenta teor em anortita entre 21 e 31%. Em alguns casos, é possível perceber alterações para saussurita, nas suas partes centrais, ou formação de carbonato, em microfraturas. Contém inclusões de zircão, minerais opacos, apatita, biotita e piroxênios. A **microclina** ocorre mais abundantemente nas rochas mais diferenciadas, com cristais possuindo formas subeuédricas a anédricas e geminação albita-periclínio e/ou Carlsbad. Por vezes, pertitas e fenocristais subeuédricos são comuns, podendo atingir até 4,0 mm, e contêm inclusões de titanita, biotita, piroxênios e minerais opacos. Nos noritos a monzogabros, a microclina ocorre apenas como mineral intersticial ou como pequenos cristais subeuédricos (<0,5 mm). O **quartzo** é anédrico, com forte extinção ondulante, com o tamanho dos cristais nunca ultrapassando 0,3 mm.

O **ortopiroxênio** ocorre como cristais subeuédricos a anédricos, com dimensões entre 0,6 mm e 2,0 mm. Características tais como sinal ótico (biaxial negativo), ângulo  $2V_x$  ( $\approx 70^\circ$ ), extinção reta e cor marrom clara permitem distingui-lo do clinopiroxênio, e, adicionadas aos dados de química mineral (Nascimento, 2000), é possível caracterizá-lo como ferrosilita. Em muitas ocasiões, o ortopiroxênio apresenta-se transformado para anfibólio (principalmente nos monzonitos), além de grãos irregu-

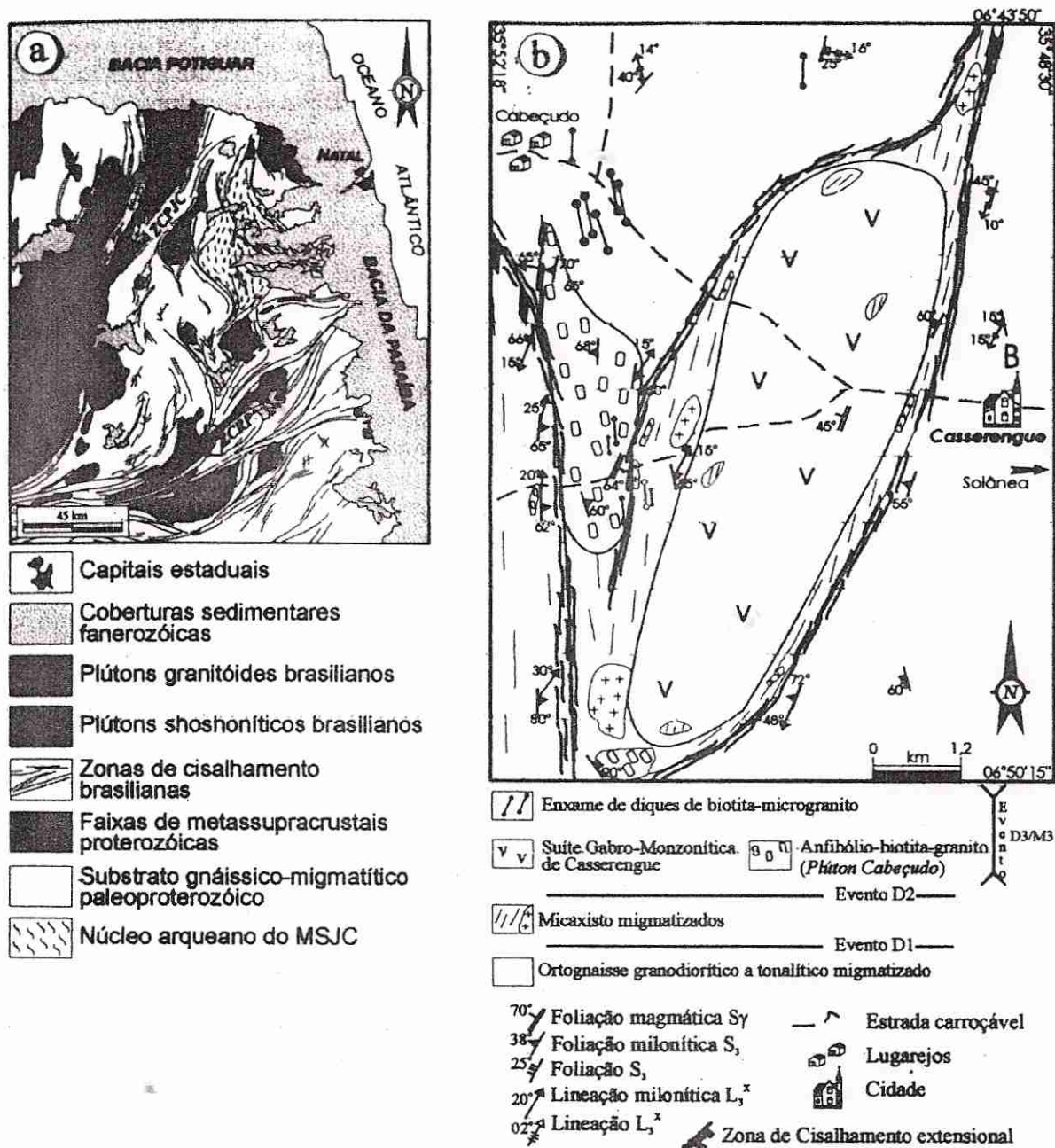


Figura 2 – (a) Mapa geológico simplificado do Maciço São José de Campestre; (b) Esboço geológico da área de ocorrência da Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue (Nascimento, 2000).

lares de minerais opacos. O clinopiroxênio aparece como cristais de dimensões menores que 0,4 mm, às vezes com macla simples e frequentemente com borda de anfibólio. As características óticas observadas, tipo pleocroísmo em tons de verde, ângulo de extinção elevado ( $Z^{\wedge}c = 38-43^{\circ}$ ), sinal ótico positivo e  $2V_z$  de  $60^{\circ}$ , permitem classificá-lo como **diopsídio**.

O **anfibólio** tem cor verde escura a marrom, dimensões entre 0,5 mm e 1,0 mm, geminação simples, ocorrendo, preferencialmente, como produto de transformação dos piroxênios. Pode conter inclusões de titanita, minerais opacos, zircão e apatita. Suas propriedades óticas (cores de pleocroísmo verde clara a verde acastanhada, ângulo de extinção ( $Z^{\wedge}c$ ) de  $25-30^{\circ}$  e

elongação positiva) permitem enquadrá-lo no grupo das **hornblendas**. A **biotita** aparece como cristais lamelares, subeuédricos a anédricos, de cor marrom avermelhada, desenvolvendo contatos interdigitados e retos com os demais minerais ferromagnesianos. As relações texturais sugerem que a biotita se formou posteriormente aos piroxênios.

Os minerais **opacos (Op)** apresentam-se em dois tipos texturais distintos. Os **Op<sub>1</sub>** são euédricos a subeuédricos, dispersos na matriz da rocha, atingindo até 0,3 mm de tamanho, classificados como **magnetita**. Já os **Op<sub>2</sub>** compreendem grãos anédricos, derivados da transformação de piroxênios, biotita e anfibólio, sendo representados por **ilmenita**. A **allanita** encontra-se em pequena quantidade, tendo hábito subeuédrico, cor amarelada e tamanho menor que 0,2 mm. A **titanita** forma cristais subeuédricos de dimensão inferior a 0,4 mm, estando incluída em piroxênios e biotita ou relacionada à transformação desta.

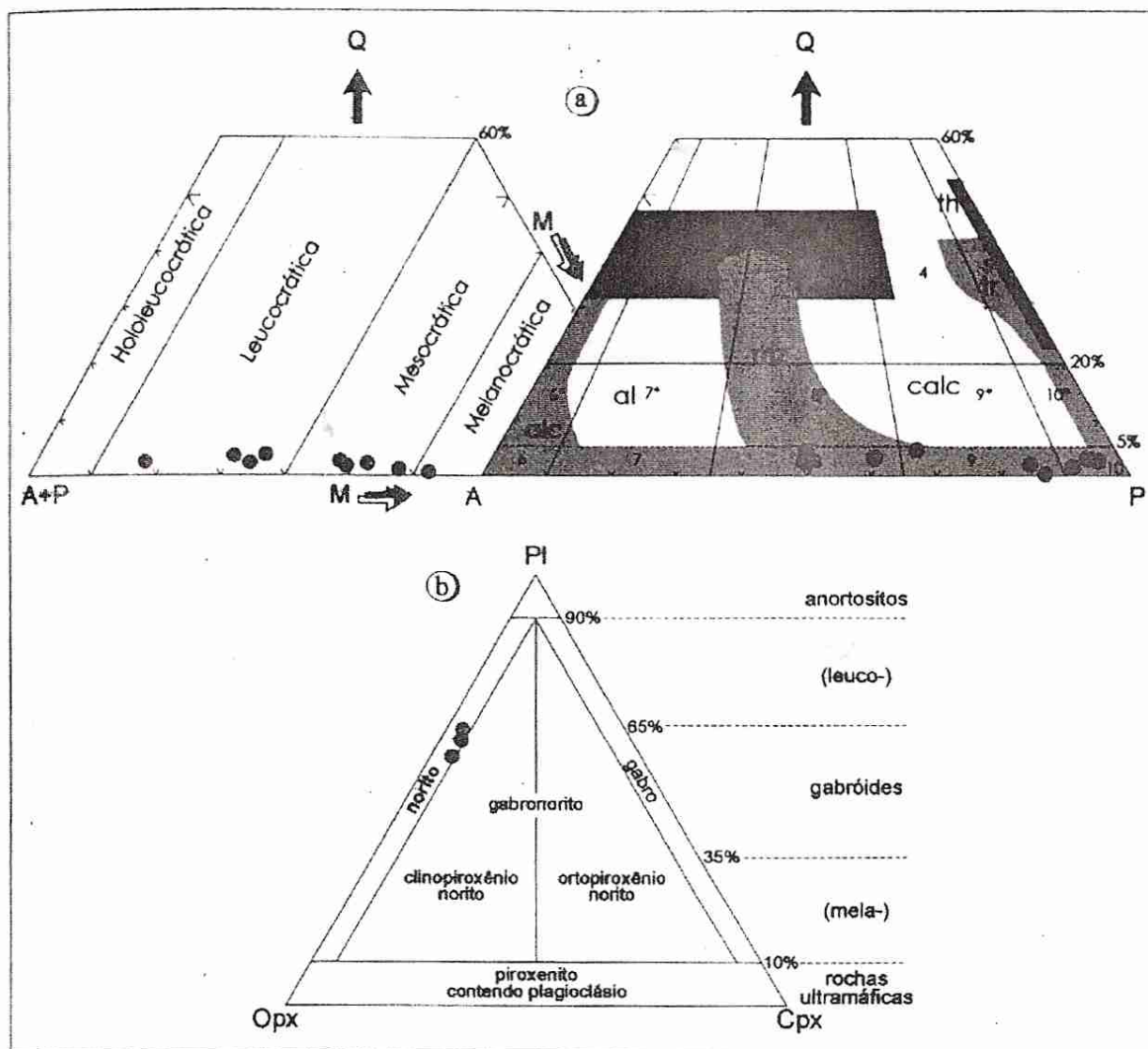
O **zircão** ocorre como grãos euédricos, com tamanho inferior a 0,2 mm, e são incluídos em piroxênios, biotita, plagioclásio e quartzo. A

**apatita** encontra-se como pequenos cristais prismáticos finos, na matriz da rocha, ou incluídos em plagioclásio e feldspato potássico. **Carbonatos** e **saussurita** são produtos de transformação tardia do plagioclásio.

As relações texturais observadas possibilitam deduzir uma seqüência de cristalização, onde a associação mineral mais precoce é formada por zircão + apatita + opacos<sub>1</sub>, bem como allanita e titanita, seguida pela cristalização dos dois piroxênios (ferrosilita e diopsídio). No caso dos noritos e monzogabros, percebe-se que o plagioclásio tem, em parte, uma cristalização simultânea aos piroxênios, com o quartzo e a microclina formando-se posteriormente. Para os monzonitos, plagioclásio e microclina cristalizam-se posteriormente aos piroxênios, cristalizando, em seguida, o quartzo. Em um estágio tardi-magmático de alta temperatura, todas as rochas mostram a formação de biotita e de anfibólio. Os minerais relacionados ao estágio *subsólido* refletem, provavelmente, efeitos de fluidos tardios e são representados por carbonato e saussurita.

**Tabela 1** – Composições modais das rochas da Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue. Foram contados em média 1000 pontos por cada seção delgada. Legenda: Qz = quartzo; Pl = plagioclásio; Kf = feldspato potássico; Opx = ortopiroxênio; Cpx = clinopiroxênio; Bio = biotita; Anf = anfibólio; Tit = titanita; Allan = allanita; Op = minerais opacos; Ac = acessórios (apatita + zircão); Sec = secundários (saussurita + carbonatos); SM = somatório de máficos; Tr = Traço.

Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue										
Minerais	biotita-norito			biotita-monzogabro			biotita-ortopiroxênio-monzonito			X ± 1σ
	MA-269A	MA-164A1	MA-164C	MA-198A	MA-198	MA-197A	MA-164B	MA-269B	MA-164A	
Qz	1,3	1,0	1,5	0,1	0,9	3,0	1,9	2,8	2,2	1,6±0,9
Pl	45,8	46,4	48,0	32,4	35,4	40,6	38,6	33,8	39,8	40,1±5,4
Kf	1,0	3,5	2,5	4,9	6,1	19,6	24,6	32,0	40,8	15,0±13,9
Opx	29,2	25,3	24,7	15,6	16,3	3,4	17,0	11,7	4,9	16,5±8,4
Cpx	3,0	3,2	2,6	3,6	1,2	0,6	1,9	0,5	0,6	1,9±1,2
Bio	15,0	11,7	13,0	37,9	32,3	19,7	8,0	10,7	7,2	17,3±10,2
Anf	1,5	2,0	1,7	0,6	0,6	8,5	-	4,2	0,5	2,2±2,5
Tit	-	-	-	-	0,3	-	0,6	0,3	-	0,1±0,2
Allan	-	-	-	-	-	-	-	Tr	0,4	Tr
Op	2,2	4,8	4,5	3,3	5,1	3,2	5,5	3,5	3,0	3,9±1,0
Ac	1,0	2,1	1,5	1,3	1,5	1,0	1,7	0,5	0,6	1,2±0,5
Sec	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-	Tr
Total	100,0	100,0	100,0	99,7	99,7	99,6	100,0	100,0	100,0	99,9±0,2
SM	51,9	49,1	48,0	62,3	57,3	36,8	34,9	31,4	17,2	43,2±13,4



**Figura 3** – (a) Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (Streckeisen, 1976) para amostras representativas da Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue, com os campos das séries magmáticas de acordo com Lameyre & Bowden (1982, modificado). Legenda: 8. monzonito; 9. monzogabro/monzodiorito; 10. gabro/diorito/anortosito; tr=trondhjemítico; th=tholeítico; calc=cálcio-alcalino; mz=monzonítico; al=granitóides aluminosos em províncias alcalinas; alc=alcalino; mob=mobilizados crustais; (b) Diagrama classificatório PI-Opx-Cpx (Le Maitre, 1989) para os termos menos diferenciados da Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue.

## GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE

### Técnicas Analíticas

Foram efetuados estudos litogeoquímicos em nove amostras da SGMC. As composições dos elementos maiores e traço encontram-se na Tabela 2. O ferro total é reportado como  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Os dados analíticos de elementos maiores e menores foram determinados por fluorescência de raios X no *Laboratoire de Pétrologie et Tectonique* da Universidade Claude Bernard I

(Lyon, França), bem como no *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques - CRPG/CNRS* (Vandœuvre, França). Os elementos traço e os terras raras foram obtidos por espectrometria de plasma de fonte gasosa (ICP-MS) no CRPG/CNRS. A precisão analítica para os elementos maiores é inferior a 2%, podendo alcançar até 10% para aqueles com baixas abundâncias ( $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ). Para os elementos traço, a precisão é superior a 5%, chegando a 10% para os elementos com concentrações menores que 30 ppm.

**Tabela 2** – Composição em elementos maiores e traço de amostras representativas da Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue. PF = perda ao fogo. NA = não analisado. A/CNK = razão molar  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ . A/NK = razão molar  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ .

<i>Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue</i>										
Elementos	MA-198	MA-198A	MA-164C	MA-186	MA-164A	MA-186A	MA-164B	MA-197B	MA-197A	$X \pm 1\sigma$
SiO <sub>2</sub> (% peso)	52,95	53,00	55,08	55,97	56,01	56,38	56,43	58,04	58,32	55,80 ± 1,78
TiO <sub>2</sub>	1,80	1,79	1,93	1,46	2,01	1,46	1,47	1,22	1,25	1,60 ± 0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,12	16,66	16,49	15,71	15,76	15,72	16,69	16,17	15,48	16,09 ± 0,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,64	11,78	10,95	12,19	10,78	12,47	10,98	10,16	9,91	11,21 ± 0,83
MnO	0,18	0,17	0,17	0,25	0,18	0,25	0,18	0,17	0,18	0,19 ± 0,03
MgO	3,27	3,38	2,35	2,14	2,25	2,20	2,03	1,71	1,62	2,33 ± 0,58
CaO	5,37	5,37	4,66	3,75	4,74	3,69	3,84	3,54	3,62	4,29 ± 0,71
Na <sub>2</sub> O	4,22	4,10	4,24	4,43	4,41	4,22	4,41	4,12	4,27	4,27 ± 0,12
K <sub>2</sub> O	2,98	3,02	3,43	3,13	3,44	3,07	3,37	4,34	4,36	3,46 ± 0,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,44	0,66	0,49	0,71	0,42	0,46	0,37	0,44	0,50 ± 0,11
PF	0,58	0,35	0,16	0,52	0,35	0,17	0,24	0,25	0,88	0,39 ± 0,22
Total	99,61	100,06	100,12	100,04	100,64	100,05	100,10	100,09	100,33	100,12 ± 0,26
Ba (ppm)	NA	1191	1817	NA	NA	915	1423	1599	NA	1389 ± 314
Ga	NA	24	25	NA	NA	24	29	26	NA	26 ± 2
Nb	32	32	45	47	41	49	42	41	36	41 ± 6
Ni	NA	25	15	NA	NA	20	19	13	NA	18 ± 4
Rb	63	60	40	46	43	40	46	66	66	52 ± 11
Sr	538	457	477	296	513	258	455	319	330	405 ± 98
V	NA	112	104	NA	NA	80	95	58	NA	90 ± 19
Y	29	25	36	39	39	32	35	36	40	35 ± 5
Zr	NA	569	598	NA	NA	999	1039	944	NA	830 ± 204
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7,20	7,12	7,67	7,56	7,85	7,29	7,78	8,46	8,63	7,73 ± 0,50
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1,42	1,36	1,24	1,42	1,28	1,37	1,31	0,95	0,98	1,26 ± 0,17
Rb/Sr	0,12	0,13	0,08	0,16	0,08	0,16	0,10	0,21	0,20	0,14 ± 0,05
A/CNK	0,81	0,84	0,86	0,90	0,80	0,93	0,93	0,90	0,84	0,87 ± 0,05
A/NK	1,59	1,66	1,54	1,47	1,44	1,56	1,53	1,41	1,32	1,50 ± 0,10

### Geoquímica

As rochas da SGMC apresentam-se com SiO<sub>2</sub> no intervalo de 53,0% a 58,3%. Apesar dessas rochas possuírem valores de sílica compatíveis com rochas dioríticas, optou-se aqui denominá-las de gabróicas, seguindo, assim, as normas da IUGS (Le Maitre, 1989), que define essas últimas rochas como possuidoras de orto e clinopiroxênio, além de plagioclásio contendo teor em anortita superior a 50%. A SGMC possui elevadas concentrações em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15,5-

16,7%), MgO (2,0-3,4%) e CaO (3,5-5,4%), sendo os dois últimos elementos condizentes com a mineralogia máfica. Uma particularidade destas rochas são os conteúdos elevados de Na<sub>2</sub>O (4,1-4,4%) e K<sub>2</sub>O (3,0-4,4%), mesmo nos termos mais primitivos. A utilização do índice de Shand no diagrama definido por Maniar & Piccoli (1989), mostra que essas rochas são metaluminosas (Fig. 4).

De acordo com o conteúdo de SiO<sub>2</sub> e K<sub>2</sub>O (Rickwood, 1989), todas as amostras são transicionais entre cálcio-alcalina alto-K e shosho-



nítica, com a maioria das amostras caindo no campo shoshonítico (Fig. 5a). Em diagramas discriminantes que utilizam elementos maiores, tais como total de álcalis vs. sílica (TAS, Lameyre 1987, Fig. 5b) e sílica vs. razão  $K_2O/MgO$  (Rogers & Greenberg 1981, Fig. 5c), essas rochas mostram um comportamento químico que não adequado nem às séries cálcio-alcálicas típicas, nem à alcalina, representando rochas de uma típica série shoshonítica. Algumas características definidas por Nardi (1997) para rochas da série shoshonítica corroboram a afinidade química da SGMC com esta série, destacando-se: (i) um *trend* composicional no diagrama Q-A-P, evoluindo desde gabros/dioritos até quartzo monzonitos e monzogranitos; (ii) valores de  $(Na_2O - 2) < K_2O$ ; (iii) caráter meta-

luminoso, segundo o índice de Shand; (iv) enriquecimento em Ba e Sr e; (v) anomalia inexistente ou muito fraca de Eu, com enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL).

#### Dados Isotópicos de Nd

Análises isotópicas de Nd foram efetuadas em quatro amostras (Nascimento, 2000), no Laboratório de Geocronologia da UnB, cujo os resultados indicam  $\epsilon_{Nd}$  (600 Ma) negativo, variando de -10,7 a -9,0 e idades modelo  $T_{DM}$  entre 1,97 Ga e 1,66 Ga (Tabela 3). Valores de  $\epsilon_{Nd}$  (600 Ma) e  $T_{DM}$  similares também são reportados para as rochas básicas a intermediárias de Poço Verde (Dantas, 1997), situadas a nordeste da área em estudo.

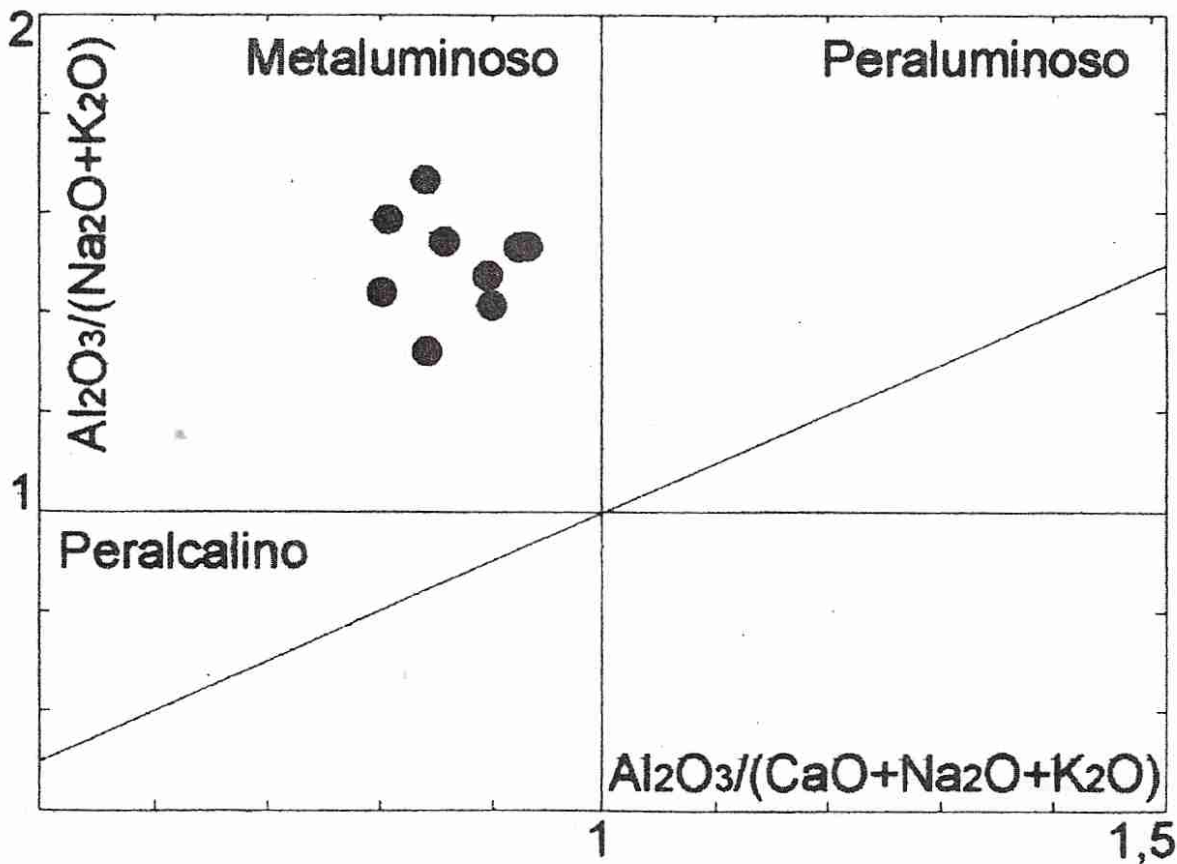


Figura 4 – Representação das rochas da Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue, segundo o índice de saturação em alumina de Shand (Maniar & Piccoli, 1989).

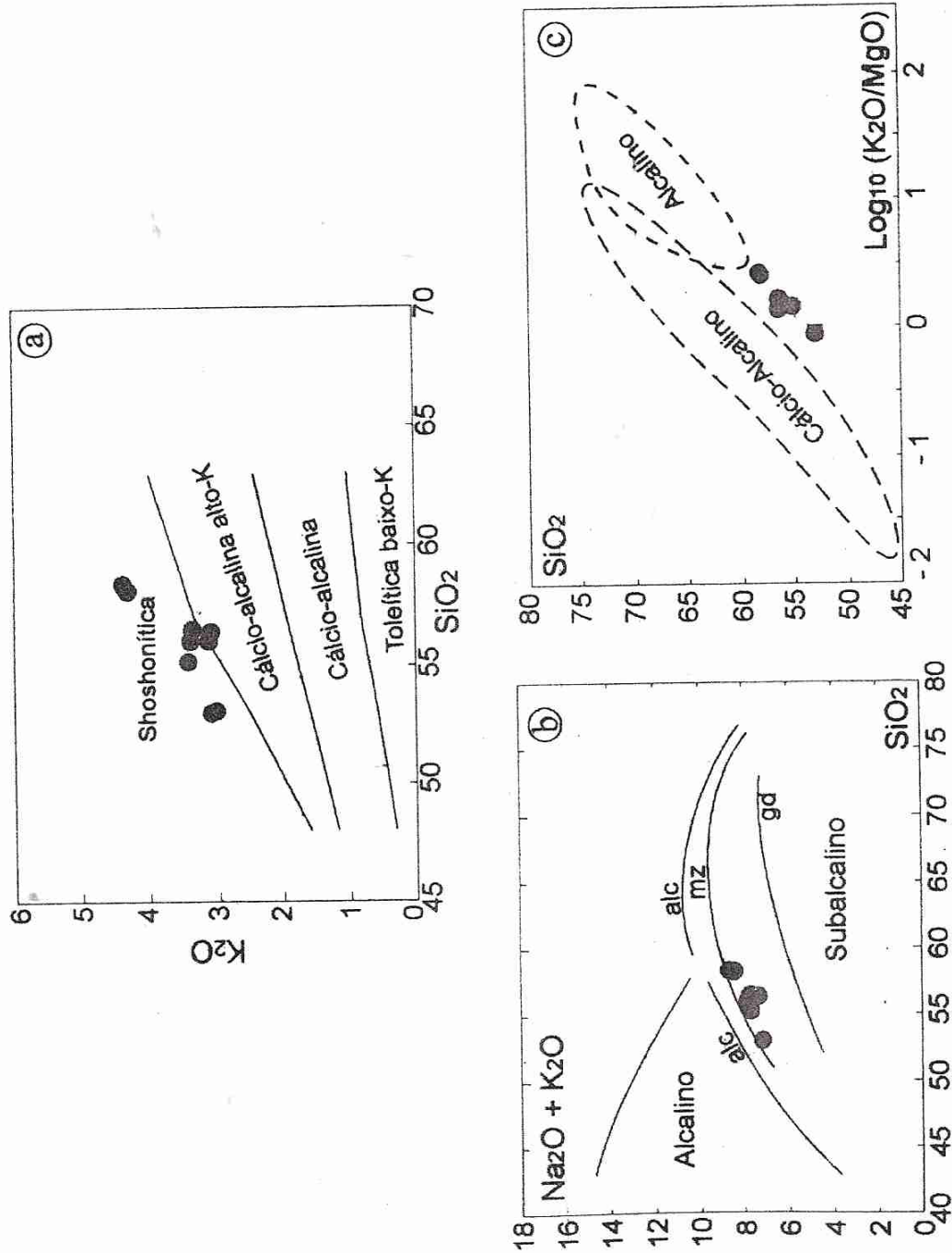


Figura 5 – Diagramas geoquímicos usados na definição de séries magmáticas, segundo vários autores aplicadas às rochas da Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue. a) sílica vs.  $K_2O$  (Rickwood, 1989), b) sílica vs. álcalis vs. álcalis total (Lameyre, 1987); c)  $Log_{10} (K_2O/MgO)$  vs. sílica (Rogers & Greenberg, 1981).

**Tabela 3** – Dados analíticos Sm-Nd, em rocha total, para as rochas da Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue.

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}}$ (600 Ma)
MA-164A	11,61	71,03	0,0994	0,511706	1,77	-10,73
MA-186A	11,57	75,09	0,0956	0,511749	1,66	-9,60
MA-197A	9,30	54,28	0,1041	0,511811	1,70	-9,04
MA-198	9,39	48,55	0,1175	0,511793	1,97	-10,42

### Diagramas de Harker e Mecanismo Petrogenético

A composição petrográfica e feições texturais da suíte em questão sugerem uma seqüência de cristalização com formação de orto e clinopiroxênios, plagioclásio cálcico e com biotita e anfibólio tardios. Apesar de uma certa dispersão, as rochas dispostas nos diagramas de Harker para óxidos, nos quais se utilizou  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação (Fig. 6), mostram um decréscimo de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  com a diferenciação, o que é coerente com a suposição de fracionamento dos minerais já referidos, além de titanita, ilmenita e apatita. Por outro lado, o aumento de  $\text{K}_2\text{O}$  deve refletir a cristalização tardia de biotita e maior abundância de K-feldspato.

A presença de cristais de plagioclásio e piroxênios zonados, bem como a variação petrográfica sugere a existência de mecanismos de cristalização fracionada na suíte em questão. Um outro critério usado na dedução desse mecanismo são os diagramas bi-logarítmicos da Figura 6, que apresentam amostras segundo uma reta fortemente negativa. A cristalização fracionada também é evidente no diagrama da Figura 7. A relação entre  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (Hollanda *et al.*, no prelo) mostra um *trend* horizontal para as amostras estudadas, evidenciando a cristalização fracionada como o mecanismo petrogenético predominante. Todavia, contaminação com a crosta continental e/ou processos de mistura com magmas graníticos talvez possa(m) ter ocorrido em uma escala mais restrita ou, alternativamente, como um processo de importância secundária.

### Elementos Traço

As análises químicas de cinco amostras para elementos terras raras (ETR) estão listados

na Tabela 4. Os respectivos espectros, normalizados segundo o condrito C1 de Evensen *et al.* (1978), encontram-se apresentados na Figura 8.

Os espectros dos ETR para a SGMC mostram-se subparalelos, fortalecendo a hipótese de as amostras estudadas serem cogenéticas. Os padrões são enriquecidos em TRL com relação aos terras raras pesados (TRP) ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N=16,3-23,6$ ) e com anomalia negativa de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,5-0,9$ ), que podem ser explicadas por fracionamento de plagioclásio.

Também se observa uma uniformidade nos padrões em diagramas multielementais (Fig. 9). Os espectros possuem uma forma ligeiramente convexa para cima, com região de inflexão entre K e Zr; anomalias negativas de Sr, P, Ti e Nb, e positivas de Zr, Nd e K. Estes padrões podem ser explicados pelo fracionamento de fases acessórias do tipo apatita (Sr), titanita (Ti) e óxidos (Ti, Nb), seja durante a cristalização do magma, seja durante a fusão da fonte que originou o magma em discussão.

### DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A origem da SGMC aparenta envolver uma fonte de características geoquímicas particulares. Um dos aspectos mais marcantes nessas rochas é o enriquecimento em elementos incompatíveis, especialmente dos álcalis e dos TRL. O fracionamento de plagioclásio, anfibólio e piroxênio não explica adequadamente o forte fracionamento dos ETR. Por outro lado, ao se considerarem os termos menos evoluídos (noritos), cuja origem mais provável é o manto superior, a presença também naquelas rochas das mesmas feições geoquímicas requer a existência de um manto metassomatizado.

Os dados isotópicos revelam  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (600 Ma) negativos, variando de -10,7 a -9,0, com as idades modelo  $T_{\text{DM}}$  entre 1,97 Ga e 1,66 Ga. Esses valores mostram que a suíte básica a interme-

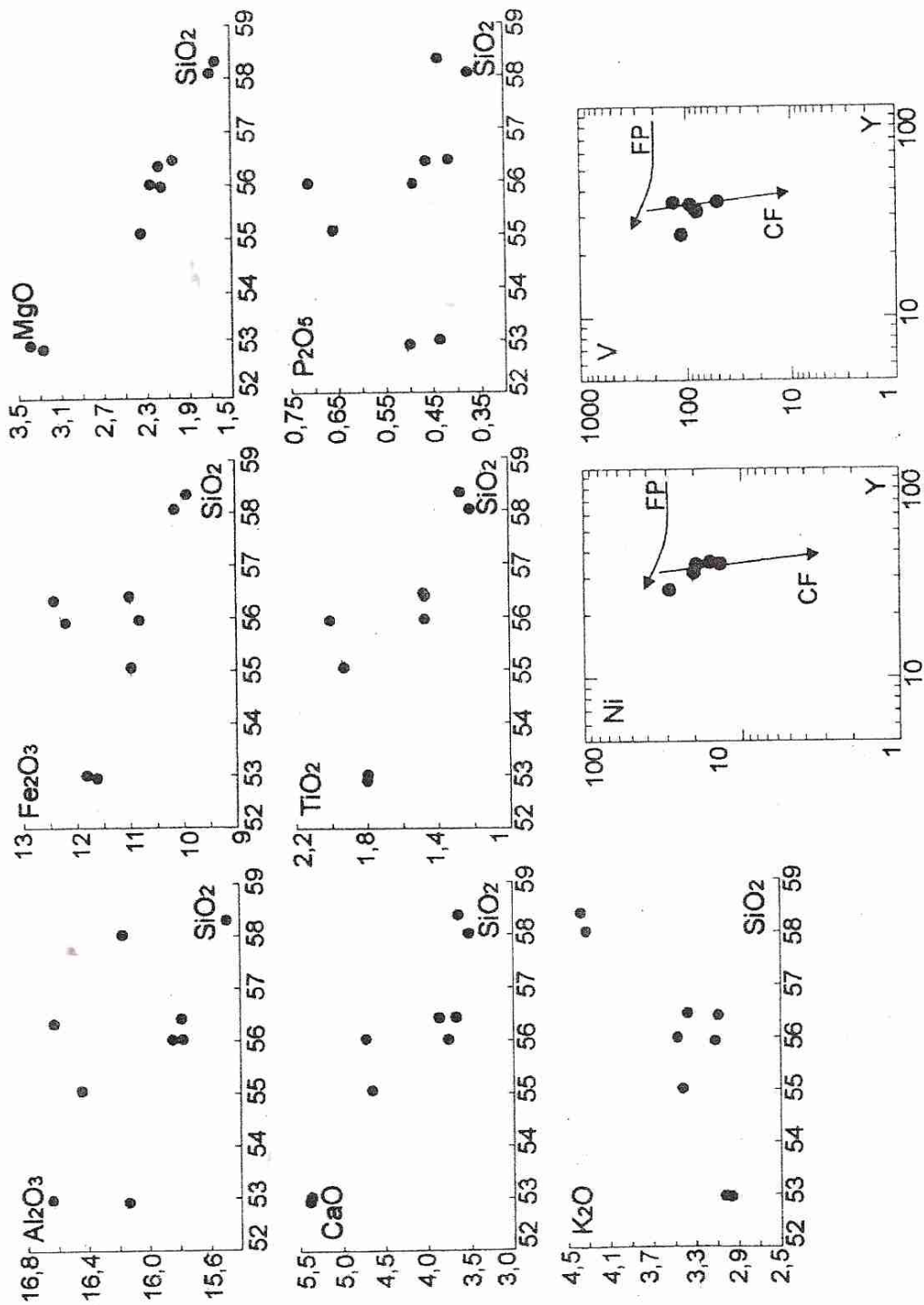
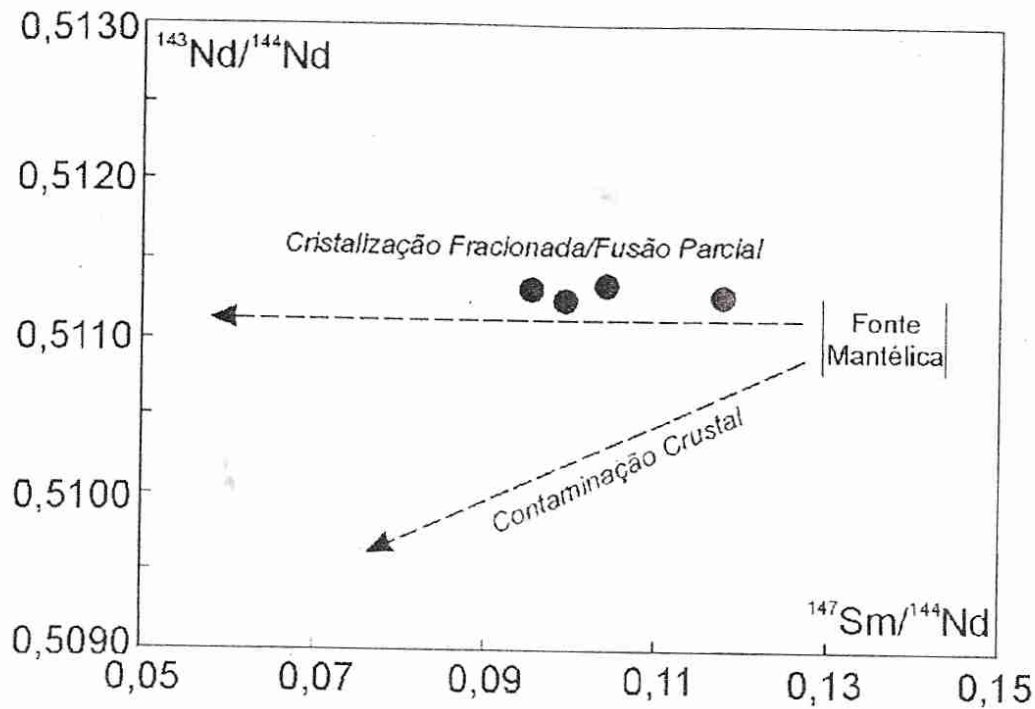


Figura 6 – Diagramas de Harker e a relação entre elementos compatíveis (Ni, V) e incompatível (Y). CF = cristalização fracionada e FP = fusão parcial.



**Figura 7** – Relação entre  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (Hollanda *et al.*, no prelo) para as rochas da Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue. O *trend* horizontal observado para as rochas em questão denota a cristalização fracionada como principal mecanismo petrogenético, excluindo a contaminação crustal.

**Tabela 4** – Análises de elementos terras raras para a Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue.  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N/[(\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)/2]$ .

Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue						
Elementos	MA-198A	MA-164C	MA-186A	MA-164B	MA-197B	$X \pm 1\sigma$
$\text{SiO}_2$ (%peso)	53,00	55,08	56,38	56,43	58,04	$55,79 \pm 1,68$
La (ppm)	64,20	97,00	105,00	87,90	81,10	$87,04 \pm 14,00$
Ce	128,00	198,00	208,00	181,00	161,00	$175,20 \pm 28,49$
Pr	14,70	23,20	22,90	21,80	18,80	$20,28 \pm 3,19$
Nd	55,80	91,00	86,40	82,10	72,90	$77,64 \pm 12,45$
Sm	9,50	15,00	13,90	13,40	12,80	$12,92 \pm 1,86$
Eu	2,33	3,13	1,99	2,94	3,18	$2,71 \pm 0,47$
Gd	6,65	10,50	9,50	10,90	9,84	$9,48 \pm 1,50$
Tb	0,93	1,42	1,24	1,38	1,34	$1,26 \pm 0,18$
Dy	5,23	7,53	6,57	6,81	7,39	$6,71 \pm 0,82$
Ho	0,90	1,33	1,11	1,28	1,35	$1,19 \pm 0,17$
Er	2,31	3,46	3,08	3,50	3,61	$3,19 \pm 0,48$
Tm	0,33	0,44	0,47	0,49	0,52	$0,45 \pm 0,07$
Yb	1,93	3,09	3,00	3,36	3,36	$2,95 \pm 0,53$
Lu	0,30	0,50	0,51	0,54	0,59	$0,49 \pm 0,10$
$\Sigma\text{ETR}$	293,11	455,60	463,68	417,39	377,78	$401,51 \pm 62,22$
$(\text{La}/\text{Yb})_N$	22,45	21,19	23,62	17,66	16,29	$20,21 \pm 2,81$
$(\text{La}/\text{Sm})_N$	4,25	4,07	4,76	4,13	3,99	$4,24 \pm 0,27$
$(\text{Gd}/\text{Yb})_N$	2,78	2,75	2,56	2,62	2,37	$2,62 \pm 0,15$
$\text{Eu}/\text{Eu}^*$	0,85	0,73	0,50	0,72	0,83	$0,73 \pm 0,12$

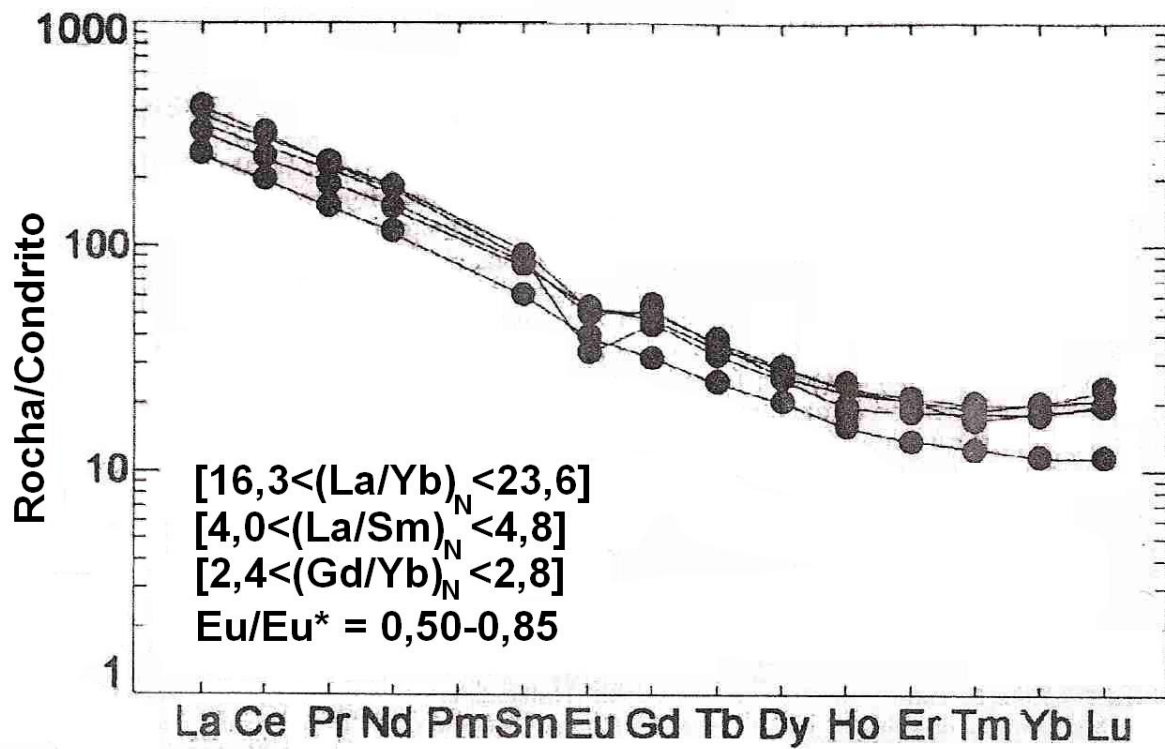


Figura 8 – Diagrama de elementos terras raras para as rochas da Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue, normalizados segundo o condrito C1 de Evensen *et al.* (1978).

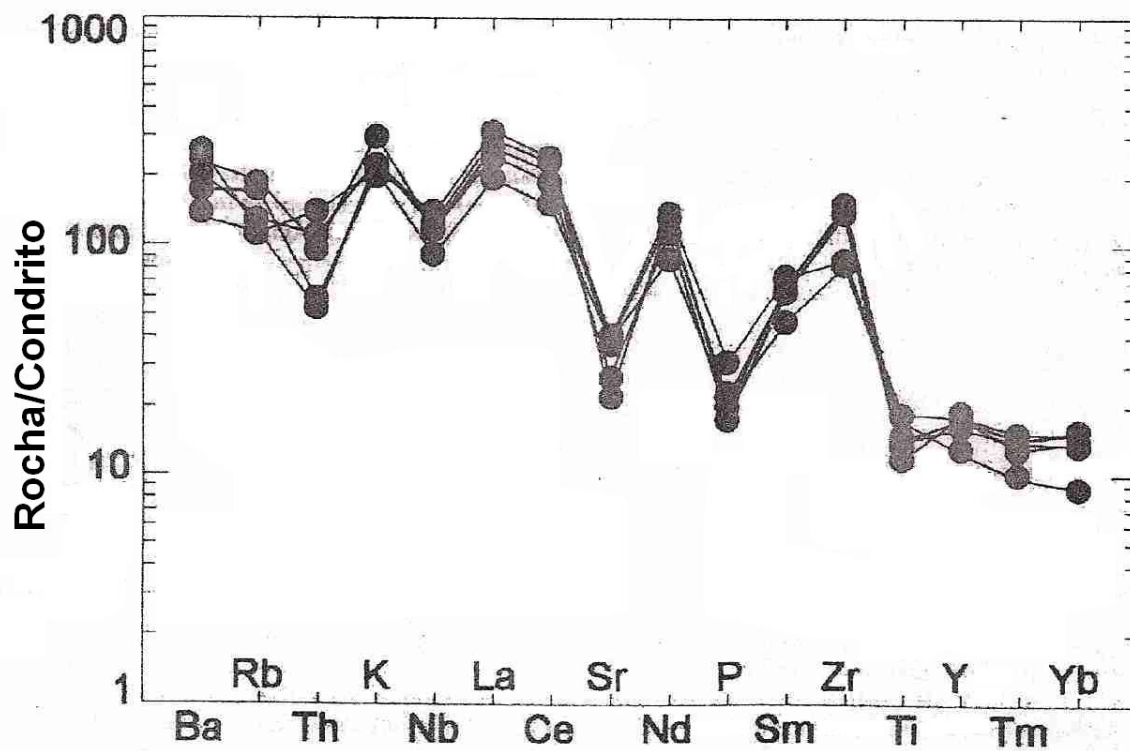


Figura 9 – Diagrama de elementos traço para a Suíte Gabro-Monzonítica de Casserengue, normalizado segundo valores sugeridos por Thompson *et al.* (1984).

diária em foco pode ser interpretada como derivada de um manto litosférico metassomatizado. Embora a presença de xenólitos de metapelitos na SGMC deixe em aberto a possibilidade de interação e contaminação com material crustal, este não deve ter sido o fator principal capaz de provocar um enriquecimento tão homogêneo por todo o corpo. Logo, o manto litosférico, metassomatizado, deve ter contribuído como importante fonte de magmas no final do Neoproterozóico.

Percebe-se, portanto, que a assinatura geoquímica e isotópica das rochas da SGMC invalida uma derivação a partir da crosta ou do manto empobrecido. A presença de rochas ricas em  $K_2O$ , o enriquecimento em TRL, Ba e Sr, e os valores acentuadamente negativos de  $\epsilon_{Nd}$  para rochas derivadas de um manto normal requereriam uma assimilação/mistura envolvendo grande volume de material crustal. Os valores normalizados de TRP sempre superiores a 10 vezes o condrito sugerem a ausência de granada, na fonte mantélica, admitindo-se, então, que esta seria uma cunha litosférica metassomatizada.

A distribuição dos elementos traço, a provável fonte e a associação da SGMC com zonas de cisalhamento tangenciais e transcorrentes, de cinemática extensional, permitem aventar a hipótese de ter havido um forte controle na evolução da suíte por parte dessas estruturas enraizadas no manto, relacionadas a episódios tardios a pós-colisionais ao final da orogênese brasileira. Essas zonas de cisalhamento serviram de canais para a colocação das rochas da SGMC, aportando magmas derivados de uma fonte mantélica já enriquecida no neoproterozóico.

## AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos à FINEP/PADCT, ao CNPq e à CAPES/COFECUB por projetos e bolsas de pesquisa e de estudo concedidos, bem como à Universidade Claude Berbard (Lyon), ao CRPG/CNRS (Vandouvre), à Universidade Blaise Pascal (Clermont-Ferrand) e à Universidade de Brasília (UnB), por facilidades analíticas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BITENCOURT, M.F. & NARDI, L.V.S. (2000) Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:184-187.
- DANTAS, E.L. (1997) Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 206p.
- DANTAS, E.L.; HACKSPACHER, P.C.; VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B. (1997) Arcabouço crono-estratigráfico do Maciço Caldas Brandão-RN - Província Borborema - NE do Brasil. *In: Simp. Geol. Nordeste*, 17, Fortaleza. SBG/Núcleo Nordeste, Boletim, **15**:20-23.
- DANTAS, E.L.; HACKSPACHER, P.C.; VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B. (1998) Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:221-228.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANCLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**:183-210.
- EVENSEN, N.H.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **42**:1199-1212.
- FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N.; LONG, L.E.; PIN, C. (1997) Isotopic signature of neoproterozoic to cambrian ultrapotassic syenitic magmas, northeastern Brazil: evidence for an enriched mantle source. *Intern. Geol. Rev.*, **39**:660-669.
- GALINDO, A.C.; DALL'AGNOL, R.; MCREATH, I.; LETERRIER, J.; NASCIMENTO, M.A.L. (1997) Granitóide Quixaba: um magmatismo monzonítico (shoshonítico?) no extremo oeste da Faixa Seridó. *In: Simp. Geol. Nordeste*, 17, Fortaleza. SBG/Núcleo Nordeste, Boletim, **15**: 268-272.
- GUIMARÃES, I. P. & SILVA FILHO, A.F. (1998) Nd- and Sr-isotopic and U-Pb geochronologic constraints for evolution of the shoshonitic brasileiro Bom Jardim and Toritama complexes:

- evidence for a transamazonian enriched mantle under Borborema Tectonic Province, Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **40**:500-527.
- HOLLANDA, M.H.B.M.; PIMENTEL, M.M.; JARDIM DE SÁ, E.F. (no prelo). Paleoproterozoic subduction-related metassomatic signature in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace elements and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of neoproterozoic high-K igneous rocks. *J. South Amer. Earth Sci.*, (no prelo).
- JANASI, V.A.; VLACH, S.R.F.; ULBRICH, H.H.G.J. (1993) Enriched-mantle contributions to the Itu Granitoid Belt, Southeastern Brazil: evidence from K-rich diorites and syenites. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **65**:107-118.
- JARDIM DE SÁ, E.F. (1994) A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 803p.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; GALINDO, A.C.; SÁ, J.M.; HACKSPACHER, P.C. (1986) Granitogênese brasileira no Seridó: o maciço de Acari (RN). *Rev. Bras. Geoc.*, **16**:95-105.
- LAMEYRE, J. (1987) Granites and evolution of the crust. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:349-359.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. (1982) Plutonic rocks type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volc. Geoterm. Res.*, **14**:169-186.
- LE MAITRE, R.W. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 193p.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**:635-643.
- MARIANO, G.; NEVES, S.P.; SILVA FILHO, A.F. (1999) Dioritos da associação potássica cálcio-alcalina, Província Borborema, NE Brasil: geoquímica do manto litosférico e implicações para o conceito de terrenos. *In: Congr. Bras. Geoq.*, 7, Porto Seguro. SBGq, Anai, p.543-546.
- NARDI, L.V.S. (1997) Shoshonitic rocks in Brazil: their characterization and evolution. *In: Symp. Granites Assoc. Min.*, 1, Salvador. SBG/BA-SE, *Ext. Abstr.*, **1**:171-172.
- NASCIMENTO, M.A.L. (2000) Petrologia do magmatismo tardi-brasiliano no Maciço São José de Campestre, com ênfase no plúton alcalino Caxexa. Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 142p.
- NASCIMENTO, M.A.L.; ANTUNES, A.F.; GALINDO, A.C.; JARDIM DE SÁ, E.F.; SOUZA, Z.S. (2000) Geochemical signature of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó Belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:161-164.
- PLÁ CID, J.; NARDI, L.V.S.; CONCEIÇÃO, H. (1999) O magmatismo sienítico shoshonítico e ultrapotássico saturado em sílica, no Brasil. *In: Congr. Bras. Geoq.*, 7, Porto Seguro. SBGq, Anais, p.578-580.
- RICKWOOD, P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, **22**:247-263.
- ROGERS, J.J.W. & GREENBERG, J.K. (1981) Trace elements in continental margin magmatism. Part III. Alkali granites and their relationship to cratonization. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **92**:6-9.
- SIAL, A.N. & FERREIRA, V.P. (1988) Brasiliano age peralkaline rocks of the central structural domain, Northeast Brazil. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **43**(2):307-341.
- SIAL, A.N. & FERREIRA, V.P. (1990) Granitoids in northeastern Brazil: oxygen and sulfur isotope compositions and depths of emplacement. *J. South Amer. Earth Sci.*, **3**:103-112.
- SILVA FILHO, A.F.; GUIMARÃES, I.P.; THOMPSON, R.N. (1993) Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachoerinha-Salgueiro belt, NE Brazil: a transition from collisional to post-collisional magmatism. *Precam. Res.*, **62**:323-342.
- SOUZA, Z.S.; MONTEL, J.M.; HOLLANDA, M.H.B.; JARDIM DE SÁ, E.F.; PIMENTEL, M.M.; LARDEAUX, J.M.; AMARO, V.E.; VESCHAMBRE M.; NASCIMENTO, M.A.L.; MENEZES, L. (2001) Idade do metamorfismo Neoproterozóico de alta temperatura no Maciço São José de Campestre, NE da Província Borborema, com base em datações U-Th-Pb em monazitas e isócronas internas Sm-Nd. *In: Simp. Nac. Est. Tect.*, 8, Recife. SBG/Núcleo NE, Anais, **1**:115-118.
- STRECKEISEN, A.L. (1976) To Each Plutonic Rock Its Proper Name. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.



- THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L.; PARRY, S.J. (1984) An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A-**310**:549-590.
- TRINDADE, R.I.F.; HOLLANDA, M.H.B.M.; ARAÚJO, J.M.M.; ACCIOLY, P.C.V.; MACHADO, M.F.M.; ARAÚJO, M.G.S.; COSTA, A.C.D.; CALDAS, L.H.O.; APOLUCENO, D.M.; DUARTE, M.I.M.; SILVA, G.L.P.; ARAÚJO, M.A.T.; MEDEIROS, P.J.; FERNANDES, N.H.; ALVES, A.L.; SILVA, R.P.; JARDIM DE SÁ, E.F.; SOUZA, Z.S. (1993) Mapeamento geológico da região a sudeste de Barra de Santa Rosa (PB): uma estrutura transtraccional brasileira. *In: Simp. Geol. NE*, 15, Natal. SBG/Núcleo Nordeste, Boletim, **13**:264-267.