

Pesquisas em Geociências

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

**Geoquímica e petrogênese do Plúton Serra da Macambira,
Neoproterozoico da Faixa Seridó, Província Borborema (NE do Brasil)**

Dalton Rosemberg Valentim da Silva, Zorano Sérgio de Souza

Pesquisas em Geociências, 39 (1): 63-85, jan./abr., 2012.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/35815>

Publicado por

Instituto de Geociências



Portal de Periódicos
UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

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

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

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

Data de publicação - jan./abr., 2012.

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

Geoquímica e petrogênese do Plúton Serra da Macambira, Neoproterozoico da Faixa Seridó, Província Borborema (NE do Brasil)

Dalton Rosemberg Valentim da SILVA¹ & Zorano Sérgio de SOUZA²

¹Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Caixa Postal 1.502, CEP 59.078-970, Natal, RN, Brasil. E-mail: daltonrosemberg@yahoo.com.br.

²Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Caixa Postal 1.502, CEP 59.078-970, Natal, RN, Brasil. E-mail: zorano@geologia.ufrn.br.

Recebido em 07/2011. Aceito para publicação em 04/2012.
Versão online publicada em 01/12/2012. (www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br)

Resumo - O plúton Serra da Macambira intrude ortognaisses do Complexo Caicó e metassupracrustais do Grupo Seridó, no Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema, compreendendo enclaves intermediários (quartzo monzonitos e biotita tonalitos), monzogranitos porfiríticos, sienogranitos e monzogranitos equigranulares, diques tardios de granitos e pegmatitos. Os quartzo monzonitos contêm microclina, plagioclásio, biotita, hornblenda e pouco quartzo, enquanto os biotita tonalitos não apresentam hornblenda. Os granitos porfiríticos e equigranulares portam biotita e raramente hornblenda, mostram texturas mirmequítica e pertítica, além de plagioclásio zonado, que caracteriza a relevância da cristalização fracionada na sua evolução. Os diques graníticos são hololeucocráticos, com textura granofírica indicando condições de colocação hipabissais. Os granitos equigranular e porfirítico mostram características geoquímicas similares, sendo interpretados como produtos de diferenciação do mesmo magma. Esses granitos apresentam padrão de Elementos Terras Raras (ETR) com anomalia negativa de Eu, enriquecimento em ETR leves, razão $(La/Yb)_N$ entre 8,9 e 24,6 e Yb_N entre 8,2 e 45,4, variando de ligeiramente metaluminosos a ligeiramente peraluminosos e seguindo a trajetória cálcio-alcálica de alto-K. Modelos geoquímicos utilizando elementos maiores e traços sugerem que o magma foi formado a partir de 20-35% de fusão parcial da crosta continental inferior, deixando um resíduo composto por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, hornblenda, ortopiroxênio, apatita, magnetita, ilmenita e zircão. A evolução magmática envolveu 20-25% de cristalização fracionada, gerando um cumulado de plagioclásio, K-feldspato, biotita, hornblenda, titanita, magnetita, apatita, zircão e alanita, formando as rochas que constituem o plúton. Diagramas discriminantes aliados a feições texturais e estruturais permitem posicioná-lo em contexto de geração e colocação tardi- a pós-tectônico, durante o colapso da orogênese Brasileira.

Palavras-chave: Plutonismo neoproterozoico, Faixa Seridó, Província Borborema, geoquímica.

Abstract - **GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS OF THE SERRA DA MACAMBIRA PLUTON, NEOPROTEROZOIC OF THE SERIDO BELT, BORBOREMA PROVINCE (NE BRAZIL).** The Serra da Macambira pluton intrudes Caicó Complex orthogneisses and metasediments of the Seridó Group of the Rio Grande do Norte Domain in the Borborema Province. The Serra da Macambira pluton comprises intermediate enclaves (quartz-bearing monzonite and biotite-bearing tonalite), porphyritic monzogranite, equigranular syenogranite to monzogranite, and late granitic and pegmatitic dykes. The quartz-bearing monzonite has mainly K-feldspar, plagioclase, biotite, hornblende, whereas in biotite-bearing tonalite hornblende is absent. Porphyritic and equigranular granites display mainly biotite and rare hornblende, myrmequite and pertitic textures, and zoned plagioclase indicating the relevance of fractional crystallization during magma evolution. Granitic dykes are hololeucocratic and granophyric demonstrating conditions of hypabissal crystallization. Equigranular and porphyritic granites have similar geochemical characteristics, which suggest they were formed from similar parental magmas. Such granitic rocks have Rare Earth Element (REE) patterns with negative Eu anomalies and light REE enrichment (normalized La/Yb from 8.9 to 24.6, and normalized Yb from 6.2 to 45.5). They are metaluminous to slightly peraluminous, following a classical high-K calc-alkaline path. Major and trace element contents suggest that the parental magma was generated by 20-35% partial melting of hydrated lower continental crust, leaving a restite of orthopyroxene, plagioclase, quartz, K-feldspar, hornblende, apatite, magnetite, ilmenite, and zircon. Such magma evolved through 20-25% of fractional crystallization, with a cumulate composed by plagioclase, K-feldspar, biotite, hornblende, titanite, magnetite, apatite, zircon and allanite. Discriminant diagrams and textural and structural characteristics may imply that the Serra da Macambira pluton is a late- to post-collisional intrusion formed during the collapse stage of the Neoproterozoic Brasileiro / Pan-African orogeny.

Keywords: Neoproterozoic pluton, Seridó Belt, Borborema Province, geochemistry.

1. Introdução

A caracterização geoquímica de rochas plutônicas fornece informações importantes para a interpretação dos processos atuantes na sua gênese e subsequente diferenciação magmática, colaborando assim para a compreensão da evolução geodinâmica da área onde ocorrem. É possível com estudos petrogenéticos interpretar qual a região onde o magma foi gerado, as condições de temperatura e pressão durante a fusão parcial, além das modificações destas condições iniciais durante o transporte e alojamento em câmaras magmáticas (Wilson, 1989). Na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil, diversos plútons do final do Neoproterozoico são agrupados em diferentes suítes intrusivas com base em aspectos petrográficos, texturais e geoquímicos. O alvo do presente estudo, o plúton Serra da Macambira, situado a NW de Cerro Corá (RN), foi objeto de caracterização litogeoquímica, buscando interpretar sua evolução petrogenética e estimar possíveis fontes. O fato das rochas do plúton truncarem estruturas regionais e praticamente não apresentarem deformação dúctil permite caracterizar a geração e colocação dos magmas subsequentes ao pico de produção de granitoides (ca. 580 Ma) nesta porção da província.

2. Contexto geológico

2.1. Geologia regional

A área estudada está inserida na porção setentrional da Província Borborema, no contexto da Faixa Seridó, que está limitada a sul pelo Lineamento Patos e a oeste pela Zona de Cisalhamento Portalegre (Fig. 1). A Faixa Seridó é composta por metassupracrustais neoproterozoicas (Grupo Seridó; Van Schmus *et al.*, 2003) depositadas sobre um embasamento gnáissico arqueano (Maciço São José de Campestre; Dantas *et al.*, 2004) a paleoproterozoico (Complexo Caicó), com extenso plutonismo neoproterozoico (Jardim de Sá, 1994). Este plutonismo é em geral relacionado a zonas de cisalhamento transcorrentes, como resultado da incompatibilidade de *strain* causada pelas variações regionais na reologia da crosta (Weinberg *et al.* 2004). Já em alguns casos são os plútons que controlam a ocorrência de zonas de cisalhamento (Neves & Mariano, 1999). Os plútons são agrupados por Angelim *et al.* (2006) em duas supersuítes, uma

sin- a tardi-orogênica (São João do Sabugi, Itaporanga, Dona Inês, Catingueira) e outra pós-orogênica (Umarizal). Nascimento *et al.* (2008) utilizaram composições químicas e petrográficas para classificar estas suítes em: shoshonítica (Shos), cálcio-alcalina potássica porfirítica (CalcKP); cálcio-alcalina potássica equigranular (CalcKEq); alcalina (Alc) e alcalina charnoquítica (AlcCh).

A tabela 1 sumariza as características geoquímicas destas suítes com base em dados de Almeida *et al.* (1967), Sial (1986), Mariano & Sial (1990), Leterrier *et al.* (1994), Galindo *et al.* (1995), Jardim de Sá (1994), Ferreira *et al.* (1998), Jardim de Sá *et al.* (1999), Angelim *et al.* (2006) e Nascimento *et al.* (2008). Recentes determinações geocronológicas U-Pb dos corpos graníticos e de suas encaixantes metassedimentares (Grupo Seridó) apontam para idades de cerca de 580 Ma para o pico do magmatismo (Jardim de Sá, 1994; Leterrier *et al.*, 1994; Jardim de Sá *et al.*, 1999), do metamorfismo de alta temperatura (Souza *et al.*, 2006), da deformação transpressional e de zonas de cisalhamento dúctil (Corsini *et al.*, 1991, 1998; Jardim de Sá, 1994; Caby *et al.*, 1995).

Segundo Angelim *et al.* (2006) e Nascimento *et al.* (2008), o plúton Serra da Macambira integra a Suíte Intrusiva Dona Inês ou cálcio-alcalina potássica equigranular (Fig. 1), constituída por monzo a sienogranitos, equigranulares ou com variação a tipos microporfiríticos ou pegmatíticos, portando biotita e anfibólio ocasional. Nos mapas geológicos regionais esta suíte engloba plútons com idades diferentes. Um grupo de granitoides mais jovens (idades U-Pb em torno de 545 Ma), com características de campo e petrográficas correlatas as da suíte Dona Inês, indica a relevância de um pulso magmático tardi-Brasiliano (Medeiros *et al.*, 2008; Souza *et al.*, 2010). Uma isócrona Rb-Sr de 544 ± 16 Ma para o plúton Dona Inês foi determinada por McMurry *et al.* (1987), utilizando 15 amostras. Posteriormente Borges (1996) acrescentou mais três amostras e recalculou uma idade de 557 ± 13 Ma. Guimarães *et al.* (2009), utilizando o método SHRIMP, encontraram idade U-Pb em zircões de 582 ± 5 Ma para leucogranitos do plúton Dona Inês. Medeiros *et al.* (2008) obtiveram idades U-Pb em zircão de 541 ± 4 Ma para o plúton Capuxu, enquanto Baumgartner *et al.* (2006) e Beurlen *et al.* (2007) obtiveram idades U-Pb mais jovens, em monazitas, de respectivamente 528 ± 12 para um granito a NW de Carnaúba dos Dantas-RN e 520 ± 10 Ma obtidas via microsonda eletrônica em xenotima e uraninita

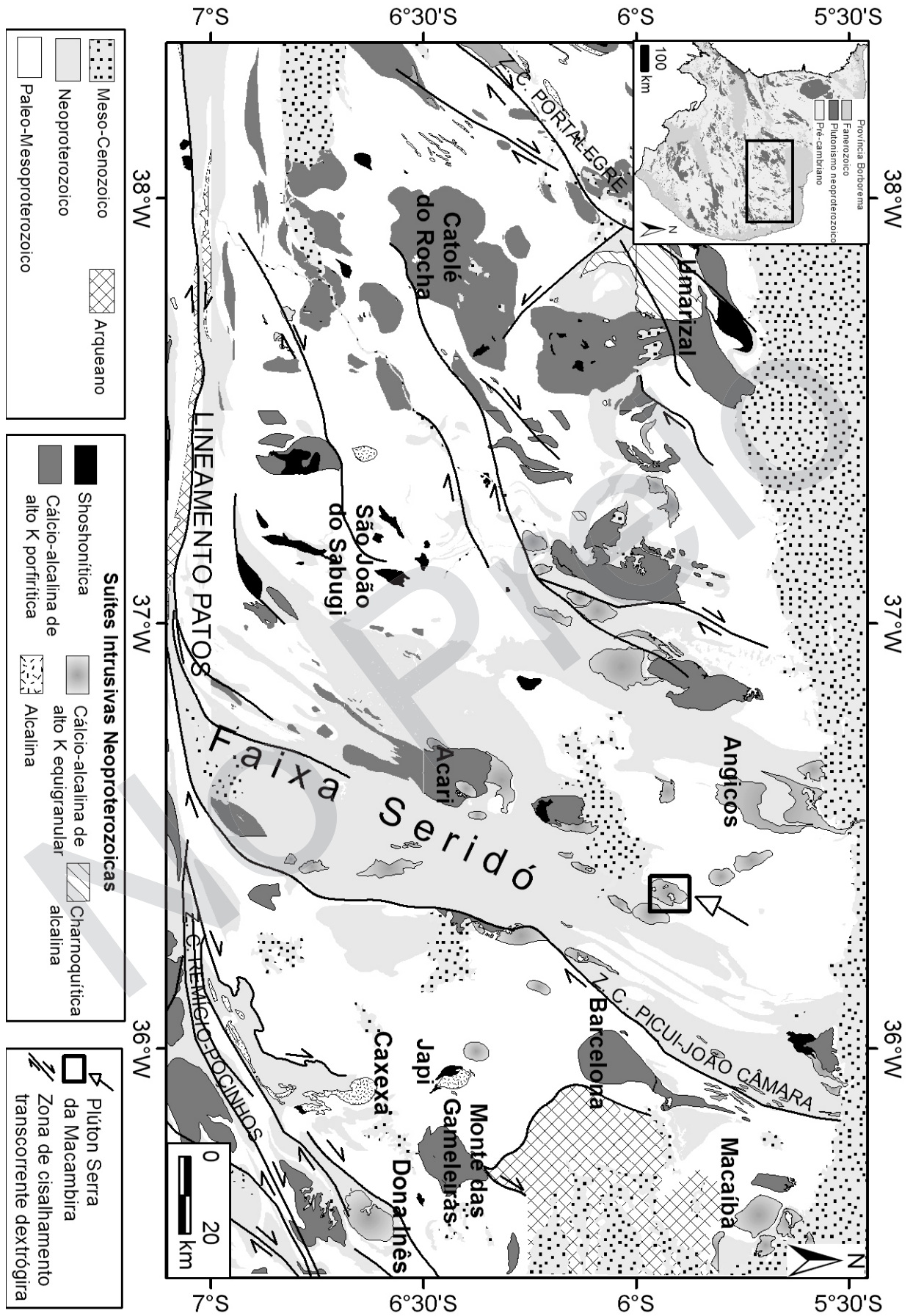


Figura 1. Arcabouço geológico simplificado da Faixa Seridó, com ênfase para as suítes intrusivas neoproterozoicas (com base em dados do GEOBANK da CPRM, acessado em 26/11/2010 <http://geobank.sa.cprm.gov.br/>).

Tabela 1. Características geoquímicas das suítes plutônicas neoproterozoicas e seu posicionamento com relação a Orogênese Brasileira / Pan-Africana (Compilado de Angelim *et al.*, 2006 e Nascimento *et al.*, 2008).

	Suíte	Características geoquímicas	Litologias
Sin-a Tardi-orogênica	Shoshonítica (São João do Sabugi)	SiO ₂ = 46,7-61,5%; ETR (Elementos Terras Raras) fraco a moderadamente fracionados com anomalias de Eu negativa e positiva; transicionais entre cálcio-alcalinas a alcalinas ou subalcalinas; metaluminosas.	Gabro/dioritos e quartzomonzonitos
	Cálcio-alcalina de alto K Porfirítica (Itaporanga)	SiO ₂ = 62,0-76,2%; enriquecida em álcalis; ETR pouco a fortemente fracionados com anomalia de Eu negativa; transicionais entre cálcio-alcalinas a alcalinas (mais próximo desta), com alto potássio (K ₂ O entre 3,6-6,8%) e baixo cálcio (CaO menor que 4%); metaluminosa a levemente peraluminosa.	Monzogranit ogranodioritos e quartzomonzonitos
	Cálcio-alcalina de alto K equigranular (Dona Inês)	SiO ₂ = 66,7-78,8%; altas razões K ₂ O/Na ₂ O (0,8-4,4%); ETR com anomalia negativa de Eu, empobrecida em ETR pesados; meta- a peraluminosa. Os plútons têm composição mais evoluída que os da suíte Itaporanga.	Granitos, granodioritos e monzonitos
	Alcalina (Catingueira)	SiO ₂ = 66,2-76,9%; forte enriquecimento em álcalis e empobrecimento em CaO e MgO; anomalias positivas de Eu predominam; meta- a peraluminosas.	Álcali-feldspato granitos
Pós-orogênica	Alcalina Charnoquítica (Umarizal)	SiO ₂ = 63,6-75,1%; enriquecimento em álcalis; alto Zr e baixo MgO; pouco fracionamento de ETR; anomalia negativa de Eu; meta- a peraluminosas.	Mangeritos e charnoquitos

para o granito pegmatítico Picuí. Assumindo que os plútons da Suíte Dona Inês tenham idade de aproximadamente 580 Ma, então a atual classificação destes granitoides mais jovens como integrantes desta suíte deve ser reavaliada. Numerosos pegmatitos intrusivos nas rochas plutônicas, em parte mineralizados em Be, Ta e Li, apresentam idades U-Pb em minerais do grupo da columbita de $514,9 \pm 1,1$ Ma e $509,5 \pm 2,9$ Ma, com granito grosso a eles associados com idade U-Pb em monazitas de 528 a 510 Ma, marcando o final do magmatismo neoproterozoico na Faixa Seridó (Baumgartner *et al.*, 2006). Estes dados são concordantes com aqueles obtidos para granitoides pós-orogênicos associados à abertura das bacias interiores nos domínios Norte e Central da Província Borborema (p. ex.: Guimarães *et al.*, 1998, 2004; Brito Neves *et al.*, 2003; Archanjo *et al.*, 2009; Holanda *et al.*, 2010).

2.2. Geologia do Plúton Serra da Macambira

O plúton Serra da Macambira é intrusivo em ortognaisses do Complexo Caicó, biotita paragnaisses com lentes de rochas calcissilicáticas da Formação Jucurutu e granada biotita xistos da Formação Seridó. Xenólitos de ortognaisses, paragnaisses, rochas calcissilicáticas e micaxistos são observados em granitos equigranulares e porfiríticos que compõem o plúton. Arenitos cenozoicos da Formação Serra do Martins formam platôs sobre o

plúton e seu embasamento. Nas bordas SE e SW do plúton ocorrem *plugs* de basaltos relacionados ao magmatismo básico cenozoico (Souza *et al.*, 2003, 2004). As unidades litológicas foram identificadas com base em informações bibliográficas e cartográficas prévias, processamento digital de produtos de sensoriamento remoto, trabalhos desenvolvidos em campo, além de descrição petrográfica e textural em escala microscópica, resultando na identificação da seguinte litoestratigrafia para o plúton Serra da Macambira (Fig. 2; Tab. 2): enclaves intermediários (quartzomonzonitos e biotita tonalitos); monzogranitos porfiríticos; sienogranitos e monzogranitos equigranulares médios a grossos; diques tardios de sienogranito e pegmatitos.

O diagrama QAP (Streckeisen, 1976), representado na figura 3, mostra a composição modal das amostras e os campos de séries magmáticas de Lameyre & Bowden (1982). As amostras do plúton Serra da Macambira integram a série magmática monzonítica ou cálcio-alcalina de alto K (Fig. 3). Os granitos equigranulares e porfiríticos variam de hololeucocráticos a leucocráticos, sendo biotita o mineral máfico principal, com ocorrências raras de hornblenda, e ainda titanita, alanita, apatita e zircão como fases acessórias, e mica branca e epidoto secundários. É comum a ocorrência de texturas mirmequítica e pertítica e ausência de tramas tectônicas. Apenas na borda sul do plúton observa-se orientação de biotita e mosaicos poligo-

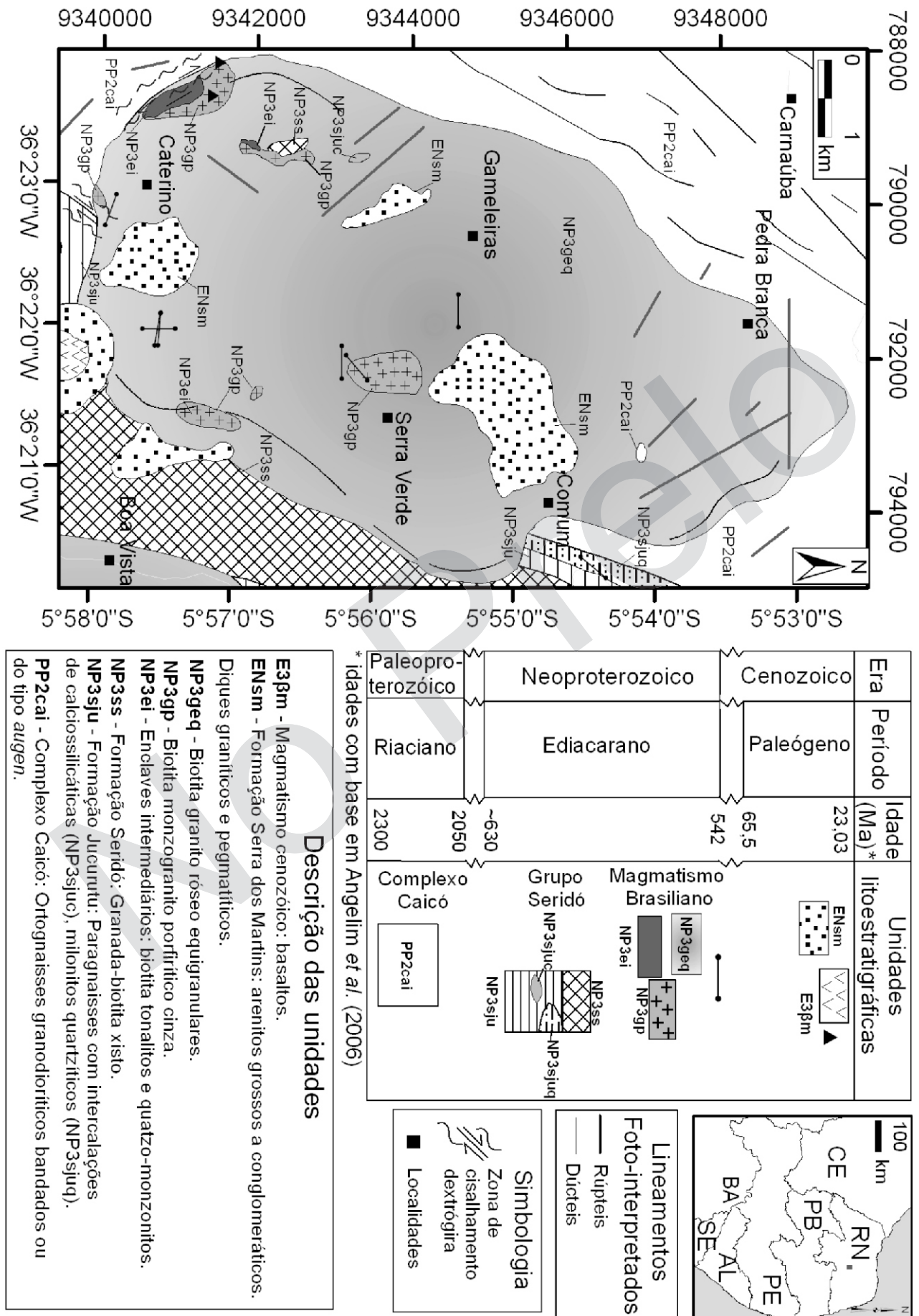


Figura 2. Mapa geológico do plúton Serra da Macambira e suas encaixantes.

Tabela 2. Principais fases minerais e tipos de textura para os litotipos que compõem o plúton.

Estratigrafia	Fases minerais principais	Fases minerais secundários	Texturas
Diques graníticos	Microclina, plagioclásio, quartzo	Mica branca, carbonato, epídoto, opacos	Granofírica, mirmequita, pertita
Granito equigranular	Microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, titanita, alanita, hornblenda	Mica branca, clorita carbonato, opacos	Mirmequita, pertita
Granito porfírico	Microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, titanita, alanita, hornblenda	Mica branca, clorita carbonato, opacos	Mirmequita, pertita
Enclave intermediário	Biotita, hornblenda, apatita, plagioclásio, microclina	Titanita, epídoto, opacos	

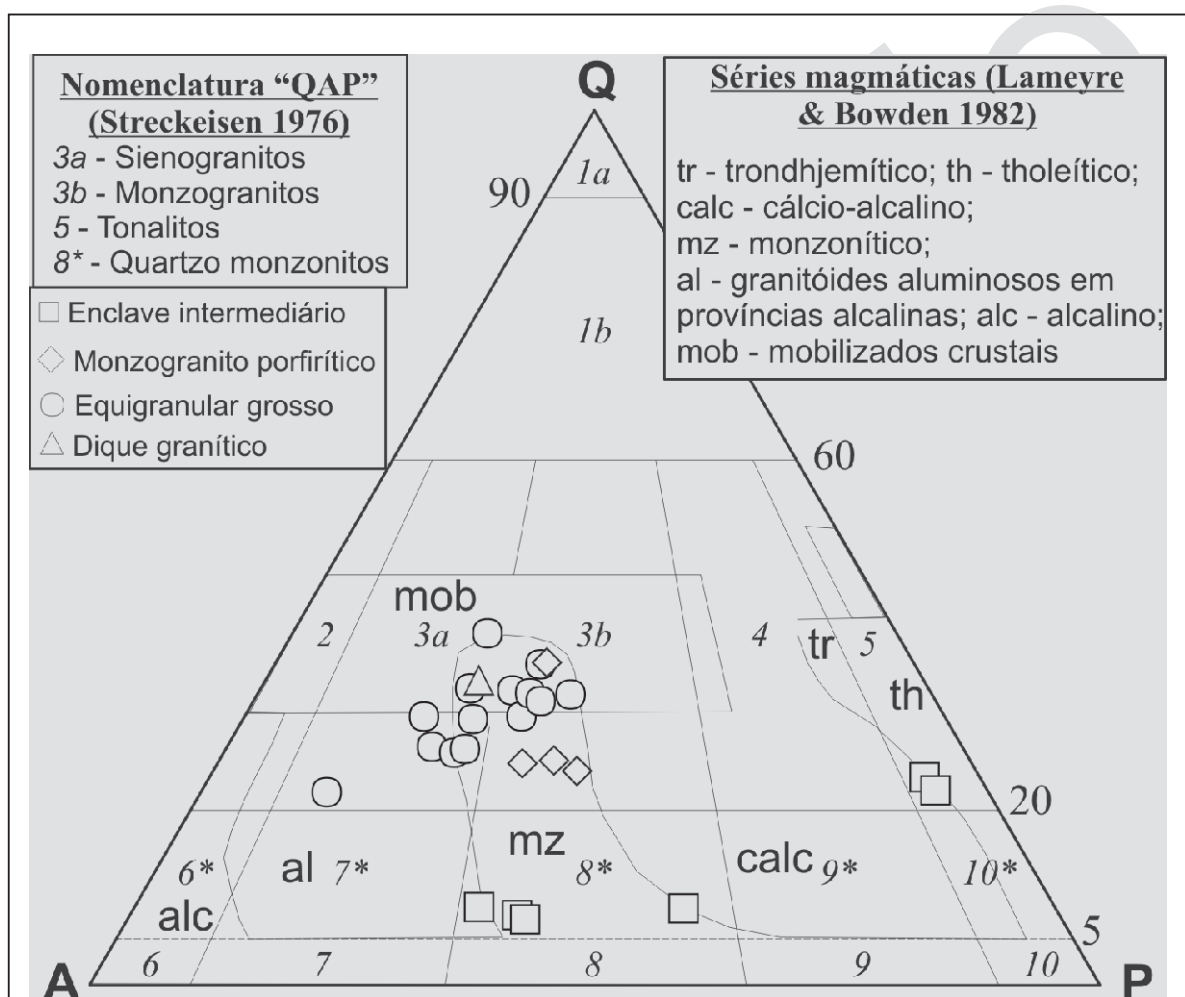


Figura 3. Classificação das rochas plutônicas estudadas no diagrama QAP de Streckeisen (1976). Q = Quartzo, A = Feldspato alcalino (K-feldspato + plagioclásio com <5%An), e P = Plagioclásio (An>5%). As composições detalhadas por unidade litológica se encontram nos apêndices 1, 2 e 3.

nais de microclina em rochas afetadas por zona de cisalhamento de cinemática dextrógira. Cristais zonados de plagioclásio indicam que a cristalização fracionada foi um processo importante durante a diferenciação magmática. Os enclaves intermediários são leucocráticos a mesocráticos, sendo os quartzos monzonitos ricos em microclina, biotita, plagioclásio e hornblenda, enquanto os biotita tona-

litos não apresentam hornblenda, porém ambos têm biotita como máfico principal. Nos enclaves centimétricos de biotita tonalito, são observados cristais mais desenvolvidos de quartzo e plagioclásio que podem ser interpretados como xenocristais capturados do magma ácido ou fenocristais (parte central) com bordas tardias, intersticiais, formadas no estágio de *subsolidus*.

3. Resultados

3.1. Caracterização litogeoquímica

Os dados foram obtidos a partir da análise litogeoquímica de 25 amostras, sendo três enclaves de quartzo monzonitos, três monzogranitos porfiríticos, doze monzogranitos a sienogranitos equigranulares grossos, cinco monzogranitos a sienogranitos equigranulares médios e dois diques graníticos finos tardios. A preparação das amostras foi realizada no Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN),

incluindo fragmentação até 1-3 cm em britador de mandíbula, seguido de redução a pó (fração argila) em moinho de anéis de tungstênio. As amostras foram analisadas por espectrometria de plasma acoplado (ICP-MS) no Acme Analytical Laboratories Ltda (Vancouver, Canadá). Elementos maiores, menores e traços (incluindo terras raras) foram analisados por ICP-MS após fusão por metaborato/tetraborato de lítio e digestão ácida. A perda ao fogo foi calculada pela diferença de peso após aquecer 0,2 g de amostra a 1000° C. O erro analítico é menor que 5% para os óxidos e de 10 a 15% para os elementos traços. Os resultados estão na tabela 3.

Tabela 3. Composições químicas das rochas que compõem o plúton estudado.

	Quartzo monzonito			Monzogranito porfirítico			Diques graníticos		Granitos equigranulares			
	D19B	D21	D22	D5C	D3	D31	D7C	D14	D06A	D02A	D04A	D13
SiO ₂	56,62	57,5	61,42	71,1	71,12	71,71	74,2	76,3	68,4	68,7	70,9	71,3
TiO ₂	1,61	1,51	1,12	0,41	0,45	0,38	0,03	0,02	0,58	0,55	0,35	0,31
Al ₂ O ₃	15,99	15,83	15,33	13,97	13,72	14,20	13,26	13,1	14,3	15,2	14,5	14,3
Fe ₂ O ₃	7,92	7,50	5,82	2,51	2,95	2,07	0,48	0,57	3,96	2,70	2,40	2,19
MgO	2,63	2,44	1,73	0,47	0,64	0,59	0,01	0,03	0,72	0,53	0,45	0,46
MnO	0,11	0,10	0,09	0,04	0,06	0,02	0,01	0,01	0,06	0,06	0,04	0,04
CaO	4,16	3,91	3,12	1,41	1,53	1,76	0,75	0,78	1,65	1,71	1,47	1,41
Na ₂ O	3,89	3,93	3,83	3,23	2,99	3,37	3,43	3,64	3,27	4,22	3,43	3,17
K ₂ O	4,99	4,86	5,25	5,71	5,49	4,95	5,39	4,84	5,82	5,07	5,62	5,86
P ₂ O ₅	0,9	0,84	0,65	0,13	0,15	0,14	0,05	0,01	0,21	0,15	0,11	0,10
PF	0,6	1,00	1,10	0,70	0,60	0,50	2,20	0,50	0,70	0,80	0,50	0,70
Total	99,42	99,42	99,46	99,68	99,7	99,69	99,8	99,8	99,7	99,7	99,8	99,8
Ba (ppm)	2381	2197	2273	840	791	776	151	28	984	557	738	722
Hf	6,1	7,6	8,20	9,50	8,40	8,8	9,30	8,1	10,6	7,30	9,00	7,40
Nb	41,4	41,3	40,40	42,2	43,2	43,9	17,20	99,8	52,0	75,7	30,1	30,8
Rb	236,4	169,3	168,3	227,3	229,5	92,7	284,2	340	232	325	216	229
Sc	9,0	9,0	7,0	5,0	5,0	3,0	1,0	1,0	6,0	3,0	4,0	3,0
Sr	107,2	102,7	104,3	204,3	189	251,1	67,0	16,4	211	155	191	182
Ta	2,8	3,10	2,90	4,4	4,70	4,0	1,70	13,1	4,90	7,30	2,70	3,00
Th	12,4	13,8	19,40	34,5	37,8	39,2	17,2	30,0	29,8	40,8	28,1	51,5
U	5,7	6,10	6,50	15,1	8,10	6,40	21,4	36,5	7,40	9,00	5,20	9,70
Y	32,9	31,7	33,90	44,9	65,4	31,5	19,4	45,3	55,3	82,1	29,0	39,4
Zr	243,1	292,4	316,0	320,7	292,1	307,8	123,3	107	418	250	301	255
Na ₂ O + K ₂ O	8,88	8,79	9,08	8,94	8,48	8,32	8,82	8,48	9,09	9,29	9,05	9,03
Na ₂ O / K ₂ O	0,78	0,81	0,73	0,57	0,54	0,68	0,64	0,75	0,56	0,83	0,61	0,54
Rb/Sr	0,22	0,16	0,16	1,11	1,21	0,37	4,24	20,7	1,10	2,10	1,13	1,26
A/CNK	0,83	0,84	0,87	0,99	1,01	1,01	1,03	1,04	0,97	0,83	0,84	0,87
A/NK	1,35	1,35	1,28	1,22	1,26	1,30	1,16	1,17	1,22	1,35	1,35	1,28
Coríndon	---	---	---	0,14	0,36	0,35	0,52	0,49	0,02	0,04	0,27	0,31
Mg#	39,74	39,25	37,12	27,10	30,11	36,14	3,97	9,46	26,5	28,0	27,1	29,4
La (ppm)	70,4	52,2	90,4	108,9	139	111,3	7,4	5,2	119	152	87,1	121
Ce	158,6	128,2	195,8	214,4	235	221,1	13,6	12,4	248	300	176	238
Pr	18,3	16,13	21,5	22,11	29	21,33	1,35	1,35	25,5	31,7	17,4	24,3
Nd	71,5	63,2	78,9	73,5	102	69,7	4,8	5,9	88,6	108	57,1	81,4
Sm	11,19	10,53	11,87	11,44	16,3	10,19	1,11	2,85	13,8	17,8	8,58	11,7
Eu	2,81	2,55	2,54	1,49	2,02	1,44	0,45	0,14	1,84	1,88	1,21	1,45
Gd	8,78	8,19	8,82	8,8	12,9	7,02	1,31	4,27	10,7	14,6	6,11	8,67
Tb	1,24	1,19	1,26	1,39	2,08	1,07	0,28	1,06	1,75	2,44	0,97	1,31
Dy	6,02	6,16	6,4	7,57	11,2	5,63	2,11	7,02	9,28	13,3	5,09	6,83
Ho	1,09	1,1	1,2	1,51	2,21	1,04	0,51	1,63	1,82	2,69	0,98	1,3
Er	3,0	2,96	3,27	4,8	6,32	3,05	2,05	5,44	5,70	7,98	3,04	3,69
Tm	0,45	0,43	0,5	0,7	0,92	0,47	0,4	0,95	0,87	1,22	0,45	0,55
Yb	2,89	2,91	3,28	4,42	6,01	3,24	3,21	7,19	5,61	7,74	2,97	3,57
Lu	0,43	0,42	0,46	0,66	0,84	0,51	0,63	1,13	0,85	1,13	0,45	0,5
ΣETR	356,7	296,2	426,2	461,7	566	457,1	39,21	56,53	534	662	367	505
(La/Yb) _N	17,47	12,87	19,77	17,67	16,6	24,64	1,65	0,52	15,2	14,1	21,0	24,4
(La/Sm) _N	4,06	3,2	4,92	6,15	5,53	7,05	4,3	1,18	5,56	5,49	6,55	6,66
(Gd/Yb) _N	2,51	2,33	2,22	1,65	1,77	1,79	0,34	0,49	1,58	1,56	1,7	2,01
Eu/Eu*	0,84	0,81	0,73	0,44	0,41	0,49	1,14	0,12	0,45	0,35	0,49	0,42

Tabela 3. (cont.) Composições químicas das rochas que compõem o plúton estudado.

	Granitos equigranulares												
(% peso)	D09A	D32	D01	D19A	D46	D18	D02B	D40	D47	D29	D08A	D12	D07A
SiO ₂	71,6	71,7	71,8	72,3	72,4	72,9	73,1	73,2	73,6	73,7	74,1	74,3	74,4
TiO ₂	0,38	0,30	0,33	0,33	0,28	0,27	0,33	0,32	0,14	0,17	0,19	0,11	0,17
Al ₂ O ₃	13,8	13,9	14,1	13,8	13,6	13,4	13,4	13,3	13,9	13,6	13,2	13,5	13,2
Fe ₂ O ₃	2,64	2,23	2,12	2,23	1,98	1,96	2,04	2,17	1,31	1,38	1,51	1,16	1,43
MgO	0,45	0,42	0,43	0,40	0,38	0,29	0,30	0,39	0,21	0,25	0,25	0,18	0,21
MnO	0,06	0,04	0,05	0,03	0,06	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,03	0,05
CaO	1,29	1,10	1,28	1,52	1,12	1,11	0,84	1,17	0,97	1,08	1,13	0,87	0,97
Na ₂ O	3,35	2,87	3,35	3,90	3,16	3,13	3,16	3,35	3,64	3,44	3,29	3,15	3,34
K ₂ O	5,39	6,06	5,59	4,60	5,53	5,67	5,56	5,04	5,29	5,21	5,20	5,75	5,20
P ₂ O ₅	0,11	0,14	0,11	0,10	0,09	0,10	0,18	0,09	0,04	0,05	0,05	0,03	0,04
PF	0,70	0,90	0,60	0,50	1,10	0,90	0,80	0,70	0,60	0,50	0,80	0,70	0,70
Total	99,8	99,7	99,8	99,7	99,7	99,8	99,8	99,8	99,8	99,4	99,8	99,8	99,7
Ba (ppm)	551	846	580	1123	629	572	552	499	288	2157	387	251	375
Hf	8,50	7,20	6,90	8,9	7,20	5,80	7,70	6,80	4,70	8,30	6,00	4,50	5,00
Nb	54,4	31,0	44,3	45,2	41,6	42,0	49,9	45,6	32,0	38,7	32,8	15,7	33,8
Rb	274	256	276	84,6	316	273	291	297	348	160	307	222	311
Sc	4,0	3,0	4,0	4,0	3,0	4,0	3,0	4,0	3,0	3,0	3,0	1,0	2,0
Sr	142	192	152	547	140	137	115	123	82,0	996	109	78,3	88,9
Ta	7,20	3,20	4,50	6,0	3,90	7,0	5,30	5,20	4,60	2,70	4,50	1,20	4,0
Th	46,4	47,4	45,0	52,7	53,3	42,7	27,9	65,3	49,6	18,8	58,3	43,3	52,0
U	12,8	7,00	18,1	15,0	14,7	12,5	8,00	11,0	21,9	6,40	28,0	62,1	14,4
Y	55,9	35,3	45,5	45,1	137	48,0	35,2	43,5	31,4	34,0	34,7	12,6	35,5
Zr	262	272	228	280	260	206	257	211	121	304	179	110	161
Na ₂ O+K ₂ O	8,74	8,93	8,94	8,5	8,69	8,80	8,72	8,39	8,93	8,65	8,49	8,90	8,54
Na ₂ O/K ₂ O	0,62	0,47	0,60	0,85	0,57	0,55	0,57	0,66	0,69	0,66	0,63	0,55	0,64
Rb/Sr	1,93	1,33	1,81	0,15	2,25	1,99	2,52	2,42	4,25	0,16	2,82	2,84	3,50
A/CNK	0,98	1,05	1,01	0,97	1,03	1,01	1,01	1,00	1,01	1,05	1,01	1,04	1,03
A/NK	1,23	1,23	1,23	1,21	1,22	1,19	1,23	1,21	1,22	1,20	1,19	1,19	1,19
Coríndon	0,28	0,9	0,41	---	0,55	0,32	1,05	0,40	0,50	0,24	0,15	0,61	0,43
Mg#	25,3	27,2	28,7	26,3	27,59	22,7	22,6	26,3	24,1	26,4	24,7	23,5	22,6
La (ppm)	96,1	89,0	82,5	90,9	137	65	50,5	86,1	39,9	86,3	63,9	37,3	62,6
Ce	197	182	163	187	182	143	120	167	87,3	190	132	72,6	122
Pr	20,1	18,8	17,2	18,9	30,5	14,5	11,6	17,6	8,30	20,6	13,2	8,14	12,9
Nd	69,4	60,9	58,4	63,3	108	50,4	38	61,5	27,5	75,5	43,4	28,4	43,5
Sm	11,8	9,59	9,87	9,53	19,6	8,89	6,82	9,79	4,80	11,4	7,60	4,50	7,32
Eu	1,31	1,25	1,21	1,34	2,68	1,04	0,94	1,06	0,57	2,37	0,80	0,65	0,73
Gd	9,25	7,03	8,23	7,49	21,3	7,84	5,76	7,76	3,83	8,53	5,75	3,04	5,89
Tb	1,61	1,12	1,34	1,26	3,50	1,34	1,01	1,29	0,72	1,22	0,97	0,42	0,97
Dy	9,44	5,94	7,24	6,94	20,1	7,21	5,78	7,24	3,89	6,26	5,35	2,08	5,12
Ho	1,83	1,18	1,48	1,47	4,27	1,5	1,16	1,45	0,84	1,12	1,03	0,39	1,02
Er	5,85	3,41	4,19	4,45	12,0	4,64	3,66	4,37	2,7	3,34	3,28	1,16	3,31
Tm	0,91	0,52	0,67	0,74	1,70	0,75	0,6	0,7	0,39	0,49	0,53	0,19	0,5
Yb	5,82	3,44	4,45	5,2	10,37	5,13	4,09	4,81	2,55	3,08	3,71	1,4	3,18
Lu	0,88	0,50	0,72	0,76	1,60	0,75	0,63	0,73	0,39	0,46	0,57	0,23	0,5
ΣETR	431	385	361	399	554	312	251	372	184	411	282	160	269
(La/Yb) _N	11,84	18,6	13,3	12,5	9,45	9,09	8,86	12,8	11,2	20,1	12,3	19,1	14,1
(La/Sm) _N	5,27	5,99	5,4	6,16	4,50	4,72	4,78	5,68	5,37	4,87	5,43	5,35	5,52
(Gd/Yb) _N	1,31	1,69	1,53	1,19	1,70	1,26	1,17	1,33	1,24	2,29	1,28	1,8	1,53
Eu/Eu*	0,37	0,44	0,4	0,47	0,40	0,37	0,45	0,36	0,39	0,7	0,36	0,51	0,33

Diagramas do tipo Harker permitem analisar o comportamento dos elementos químicos ao longo da evolução magmática e a existência de diferentes grupos de amostra (Fig. 4). Os enclaves quartzo monzoníticos se destacam pelos seus teores de SiO₂, que são menores em comparação às rochas graníticas. Os teores de Fe₂O_{3T}, MgO, CaO, TiO₂ e P₂O₅ são mais elevados nos enclaves (quartzo monzoníticos) do que nas demais unidades (graníticas). Na figura 3 observa-se a correlação negativa de Al₂O₃, Fe₂O_{3T} e MgO, explicada pelo fracionamen-

to de biotita e minerais opacos, de CaO relacionada ao fracionamento de plagioclásio e titanita, e de TiO₂ ligada ao fracionamento de titanita e minerais opacos. Na₂O e K₂O apresentam correlação subparalela ao eixo sílica. As amostras D-06 e D-02A apresentam menores teores de SiO₂ dentre os granitos equigranulares. A análise petrográfica mostra que ambas são enriquecidas em máficos, principalmente biotita e titanita, com menor quantidade de hornblenda na amostra D-06. Os diques graníticos têm os maiores teores de SiO₂, com concentrações

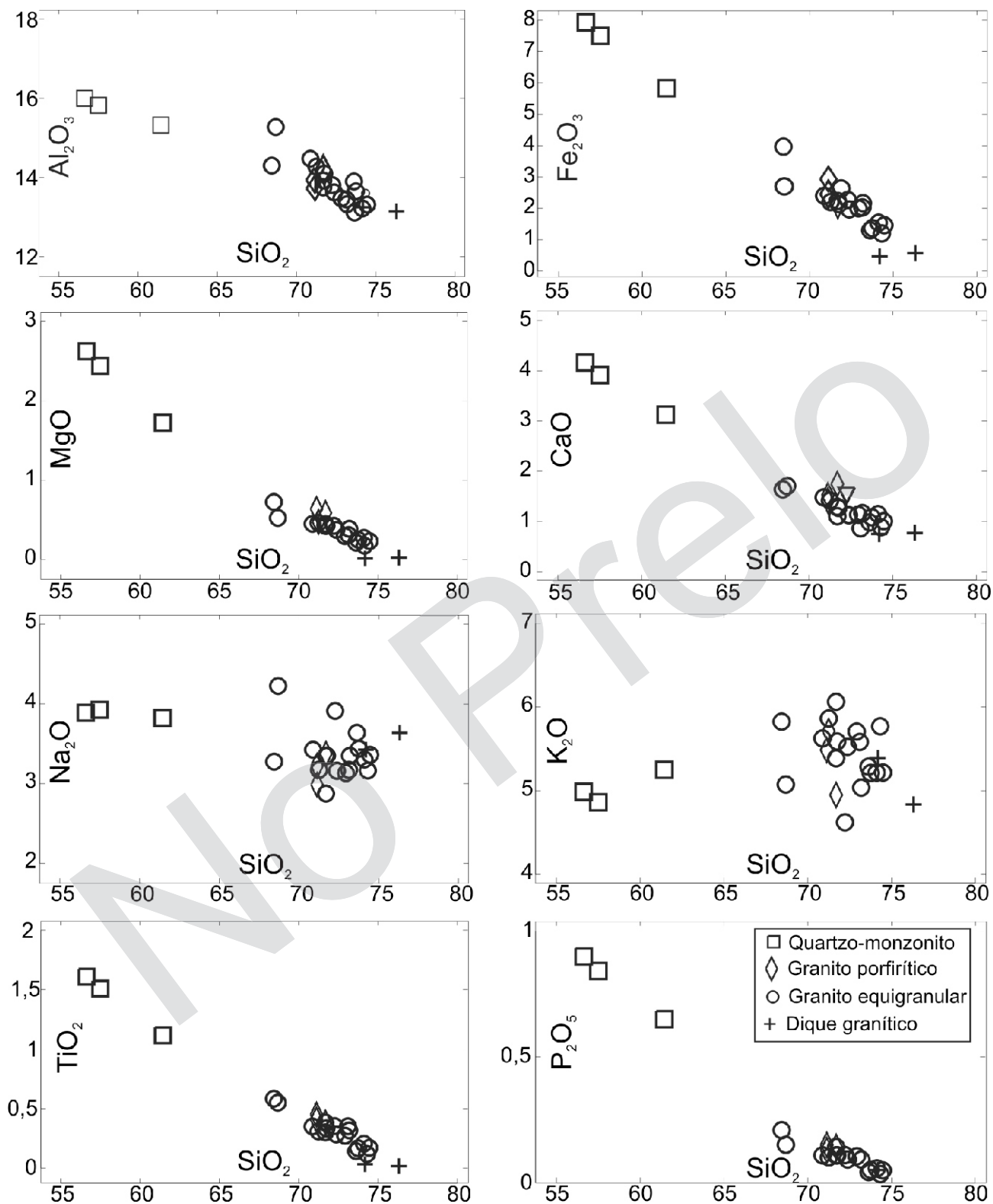


Figura 4. Diagramas binários para elementos maiores (% peso), considerando SiO₂ como índice de diferenciação.

menores de Al₂O₃, Na₂O e K₂O e quase nulas dos demais óxidos. Estas características são concordantes com a pequena concentração de fases máficas observadas.

A análise isolada dos diagramas de Harker para elementos maiores (Fig. 4) poderia

levar a interpretação de que os quartzo monzonitos e os granitos apresentam uma correlação linear, porém ao observar os diagramas para elementos traço (Fig. 5) fica clara a diferença de comportamento entre estes dois grupos de rochas.

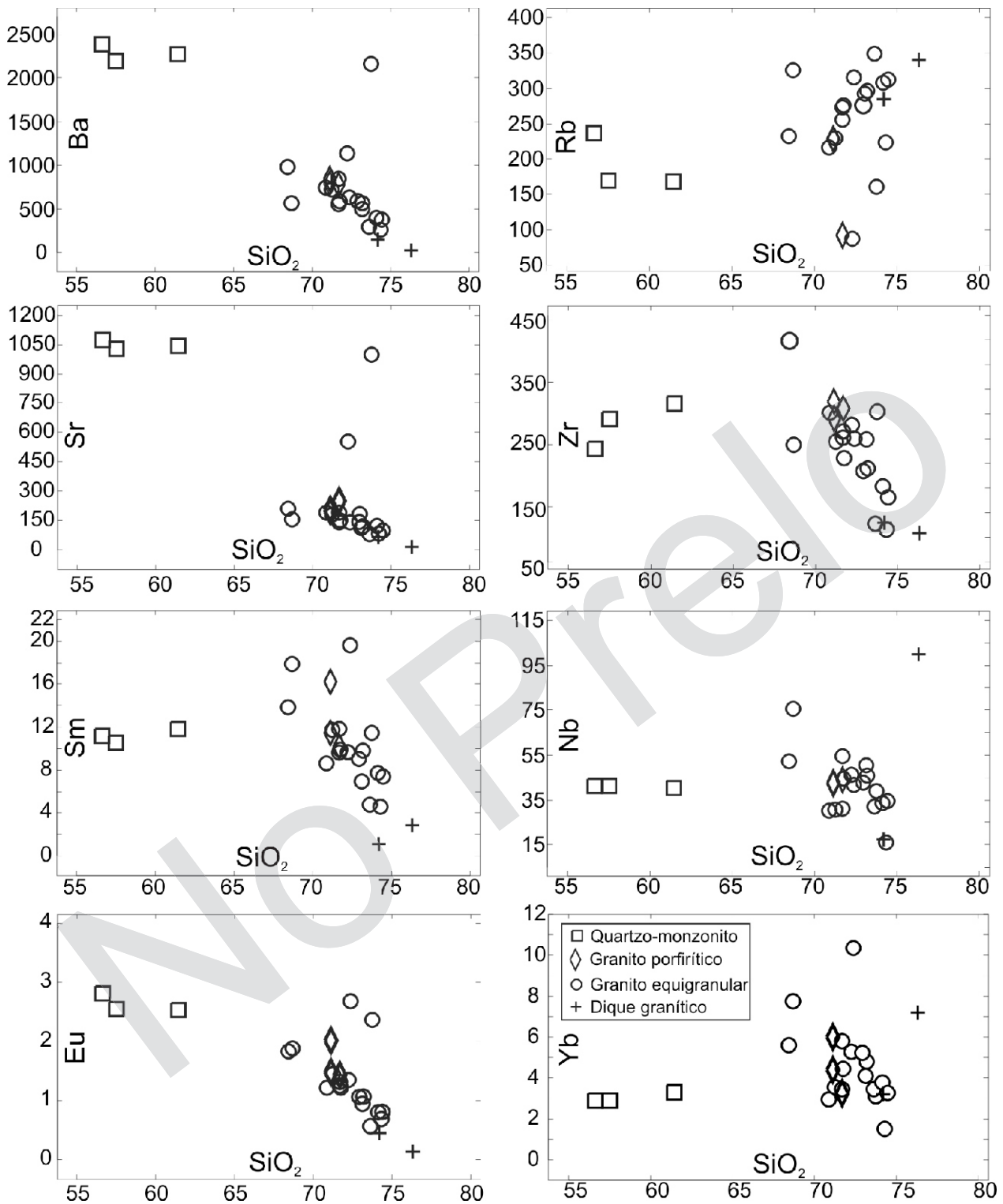


Figura 5. Diagramas para elementos traços (em ppm), utilizando SiO₂ como índice de diferenciação.

As rochas do plúton Serra da Macambira formam três grupos distintos: enclaves (SiO₂ entre 56,6 e 61,4%); granitos equigranulares e porfiríticos (SiO₂ entre 68,4 e 74,4%); e diques graníticos tardios (SiO₂ entre 74,2 e 76,3%), relacionados a diferentes pulsos magmáticos. Ao comparar os quartzo monzonitos com as rochas graníticas, observa-se que estas são enriquecidas em Ba, Sr e

Zr e empobrecidas em Rb. As amostras D19A e D29 apresentam teores de Ba e Sr mais altos que os demais granitos, que podem ser justificados pela alta proporção modal de plagioclásio e K-feldspato, minerais que apresentam coeficientes de partição (Kd) altos para Ba e Sr. Os granitos porfiríticos e equigranulares apresentam correlação negativa de Ba, Sr, Zr, Nb, e Y, e positiva de Rb, o que sugere o

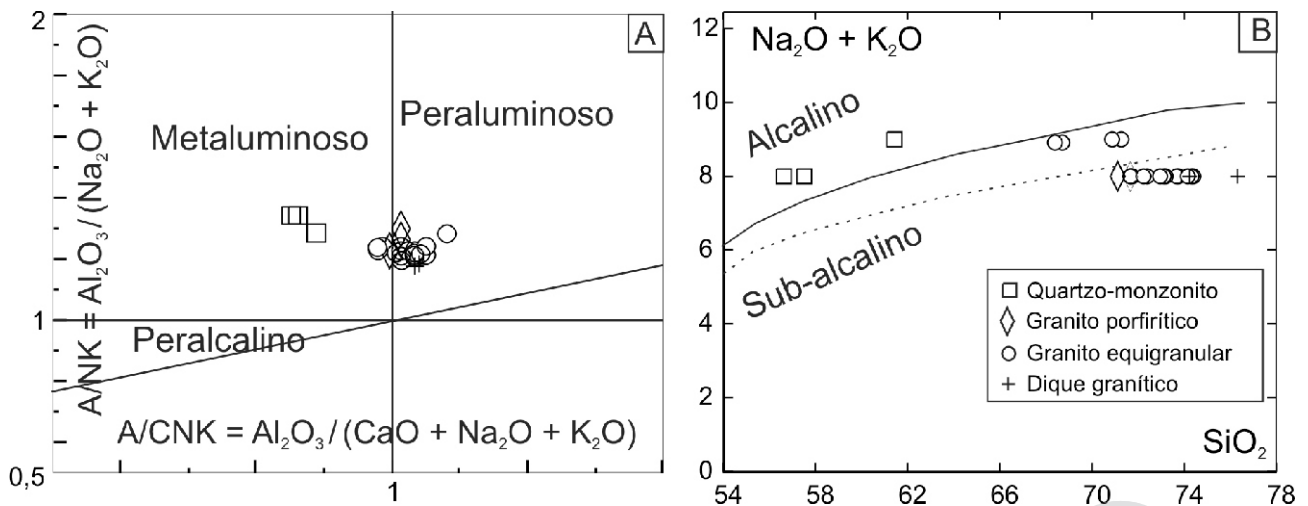


Figura 6. A) Classificação das rochas estudadas de acordo com índice de Shand (1943) em diagrama de Maniar & Picolli (1989). (B) Diagrama (Na₂O+K₂O) vs SiO₂ (Lameyre, 1987), mostrando a separação entre os campos alcalino e subalcalino (linha tracejada) e as linhagens alcalina (alc), monzonítica (mz) e granodiorítica (gd).

fracionamento de K-feldspato, plagioclásio e biotita. A correlação positiva do Zr nos enclaves e negativa nos granitos refletiria o fracionamento de zircão nos granitos.

3.2. Definição de séries magmáticas

O índice de saturação em alumina (Shand, 1943) permite classificar as rochas como metaluminosas, peraluminosas ou peralcalinas. Este índice considera as razões molares A/(CNK) e A/(NK), na qual A = mol Al₂O₃, C = mol CaO, N = mol Na₂O, e K = mol K₂O. Na figura 6A observa-se que os enclaves intermediários são metaluminosos, ao passo que os granitos equigranulares e porfíricos variam de ligeiramente metaluminosos a ligeiramente peraluminosos, que também é a tendência dos diques graníticos. O diagrama TAS (total álcalis *versus* sílica), apresentado na figura 6B, mostra o caráter subalcalino das rochas graníticas.

O diagrama ternário (Barker & Arth, 1976) com as proporções catiônicas de K, Na e Ca diferencia as séries magmáticas trondhjemiticas (enriquecimento em Na) das cálcio-alcalinas clássicas (enriquecimento em K). O posicionamento das amostras neste diagrama mostra que elas seguem a tendência evolutiva cálcio-alcalina potássica, com os enclaves de quartzo monzonito na porção menos evoluída e os granitos na mais evoluída (Fig. 7).

3.3. Elementos Terras Raras (ETR)

Os elementos Terras Raras (ETR) são utilizados como indicadores de processos petrogenéticos, como a cristalização fracionada em rochas

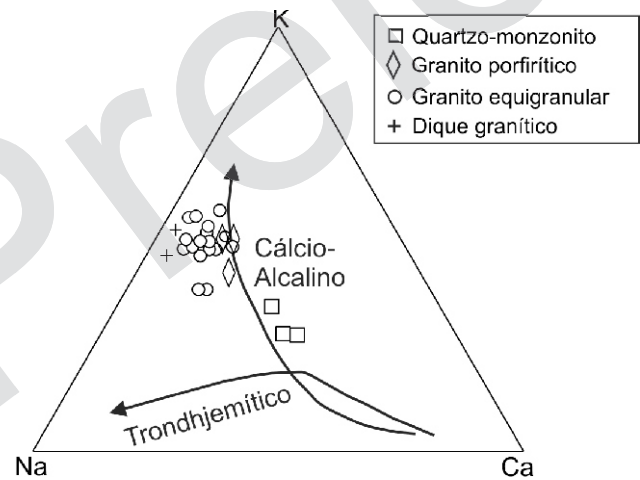


Figura 7. Classificação das amostras no diagrama catiônico K-Na-Ca de Barker & Arth (1976).

ígneas (Figueiredo, 1985). O enriquecimento ou empobrecimento destes elementos está relacionado com as fases minerais cristalizadas durante a evolução do magma e com as características da fonte (Sial *et al.*, 1981). A amostra com maior concentração de ETR é a D-02A (Tab. 3, granito equigranular grosso), o que se deve à abundância de titanita, zircão e alanita, enquanto as menores concentrações são observadas em diques graníticos, nos quais estes minerais estão ausentes. Os teores de ETR normalizados a partir da sua composição no condrito (Sun & McDonough, 1989) estão representados na figura 8. Os enclaves intermediários apresentam enriquecimento em ETR leves, anomalia negativa de Eu e empobrecimento em ETR pesados (Fig. 8A). Os granitos equigranulares e os porfíricos mostram enriquecimento em ETR leves, anomalia negativa de Eu e espectro sub-horizontal dos ETR pesados (Fig. 8B). A semelhança entre os padrões de ETR para os granitos equigranulares e porfíricos pode refletir similaridade nos proces-

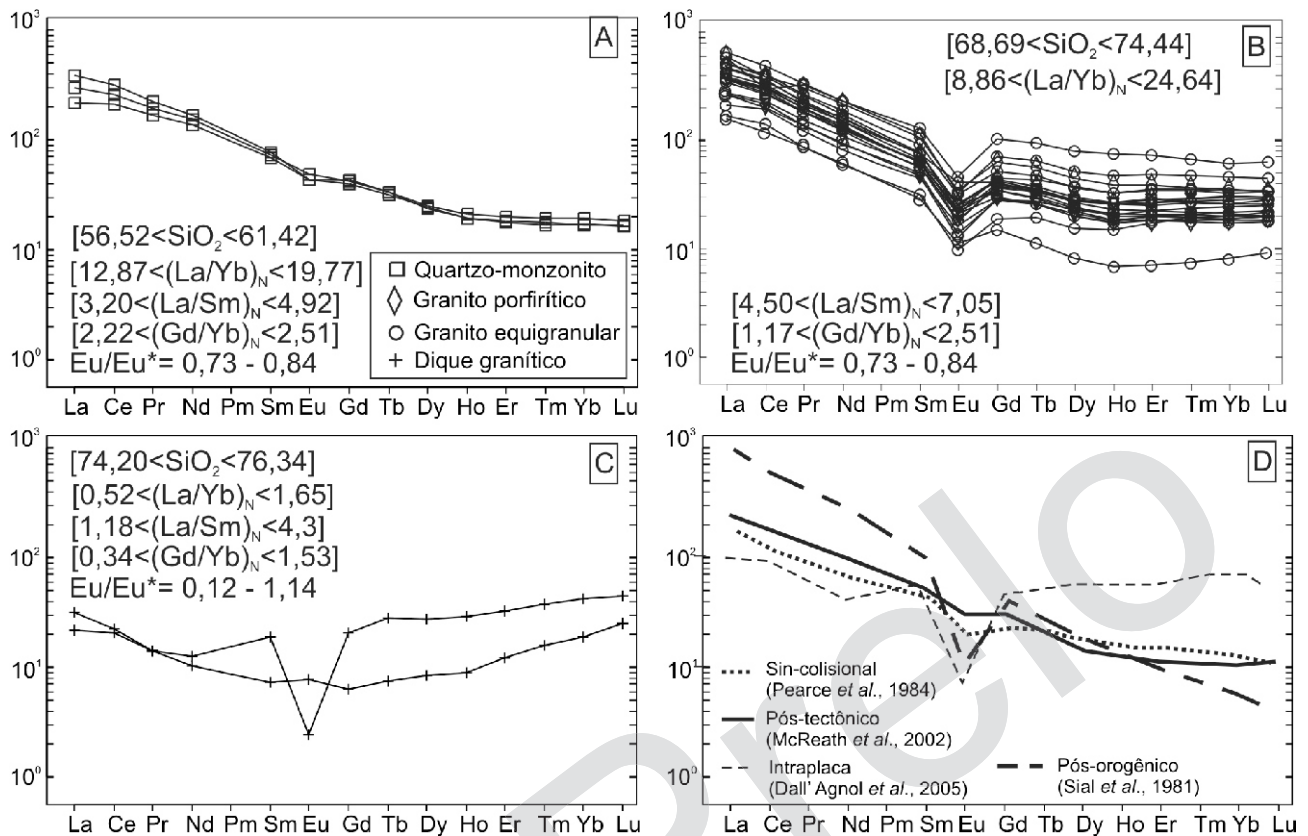


Figura 8. Espectros de ETR utilizando valores de normalização de Sun & McDonough (1989) para amostras de quartzo monzonito em (A), granitos porfiríticos e equigranulares em (B) e diques graníticos tardios em (C), além de espectro para diferentes ambientes tectônicos em (D).

so petrogenéticos envolvidos na gênese dos mesmos. A anomalia negativa de Eu sugere fracionamento de plagioclásio a partir do líquido progenitor ou permanência do feldspato no resíduo de fusão. Segundo Figueiredo (1985), o enriquecimento em ETR leves ocorre devido à incorporação preferencial dos ETR pesados na fração líquida, sendo este padrão típico de rochas félsicas crustais. Em diagramas desenvolvidos para os diques graníticos, ocorrem diferenças expressivas entre as duas amostras e também com relação aos demais granitos analisados (Fig. 8C). A amostra D-14 apresenta enriquecimento em ETR leves e pesados, com anomalia negativa de Eu, apresentando um padrão similar aos de granitos tipo-A (Nardi, 1989; Dall'Agnol *et al.*, 2005). A interpretação do nível crustal destes diques graníticos tardios é também evidenciada pela presença de textura granofírica.

3.4. Ambiente tectônico

Pearce *et al.* (1984) desenvolveram diagramas discriminantes relacionando a fontes de magmas com diferentes ambientes tectônicos. O uso dos mesmos para

distinguir ambientes tectônicos dever ser feito com cautela devido às diversas variáveis envolvidas na dinâmica de geração de magmas e a natureza da crosta ao seu redor (Maniar & Piccoli, 1989). Harris *et al.* (1986) utilizaram o diagrama Rb/30-Hf-3Ta para diferenciar granitos cálcio-alcinos sin-colisionais e tardi- a pós-colisionais. As amostras do plúton Serra da Macambira caem no campo de granitos de ambiente tardi- a pós-colisional (Fig. 9A). No diagrama (Y+Nb) *versus* Rb, as amostras do plúton dispõem-se no campo de granitos sin-colisionais. Segundo Pearce (1996), granitos pós-colisionais podem ter diferentes fontes, o que leva à dispersão de amostras no diagrama (Y+Nb) *vs* Rb. Esta peculiaridade é observada nas amostras do plúton Serra da Macambira, que estão posicionadas na transição entre ambientes intraplaca e sin-colisional (Fig. 9B). Ao confrontar estas informações com dados da literatura prévia e com as características estruturais e texturais do plúton, é possível confirmar o seu posicionamento tardi-colisional com relação à orogênese Brasileira.

Diagramas multielementares discriminantes de ambientes tectônicos foram desenvolvidos com a normalização de amostras por ORG (granito de cadeia oceânica) definido, por Pearce *et al.*

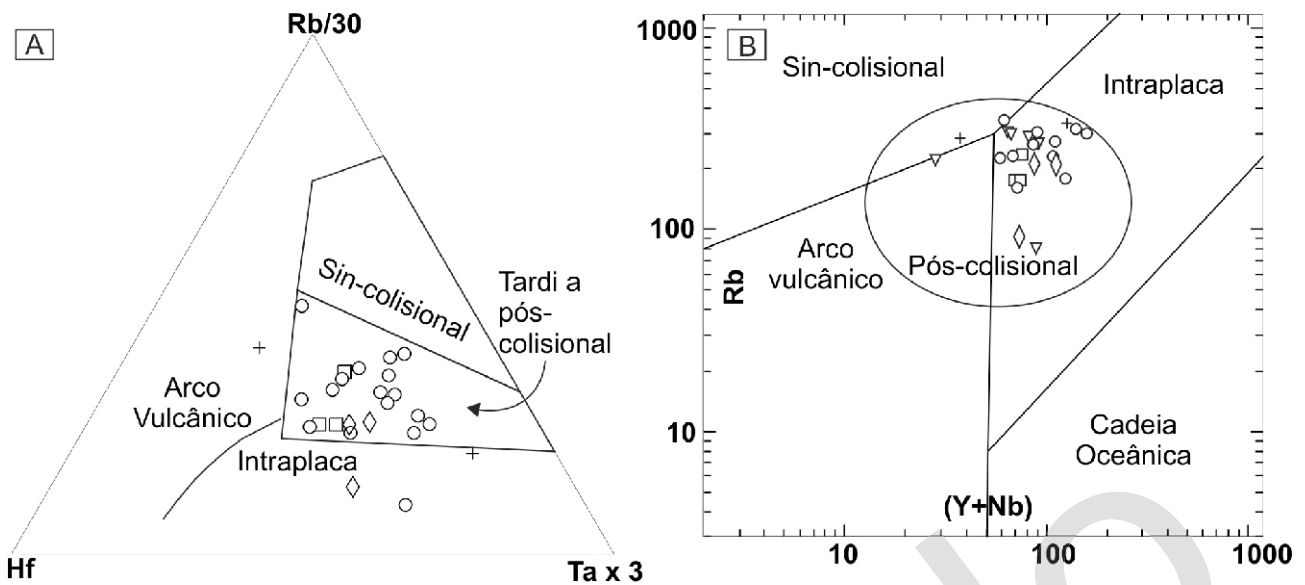


Figura 9. Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. (A) Diagrama Rb/30 - Hf - Ta x 3 de Harris *et al.* (1986); (B) Diagrama Rb versus (Y+Nb) de Pearce (1996).

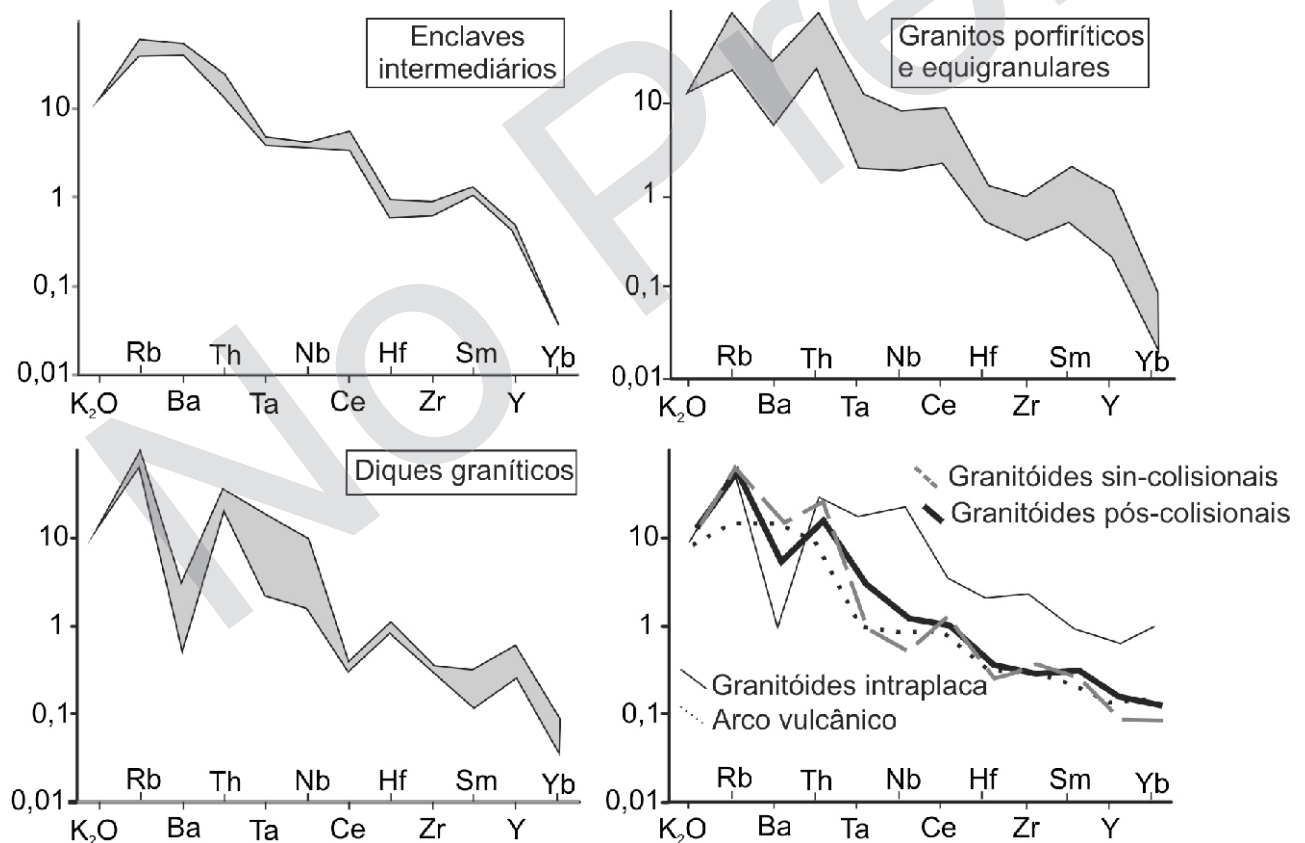


Figura 10. Diagramas multielementares comparando as rochas estudadas com granitoides de diferentes ambientes tectônicos, segundo Pearce *et al.* (1984).

(1984). Os valores normalizados foram representados em escala logarítmica e o espectro das amostras foi comparado com aqueles de granitoides intraplaca e de arco magmático de Pearce *et al.* (1984). Os granitos do plúton Serra da Macambira apresentam anomalia negativa de Ba, que é mais forte nos diques. Os granitos equi-

granulares e os porfíricos têm espectros similares aos granitoides de ambiente pós-colisional, enquanto os diques graníticos são similares aos padrões de ambiente intraplaca e pós-colisional. É comum a todas as amostras o empobrecimento em elementos mais compatíveis, a exemplo de Hf e Yb (Fig. 10).

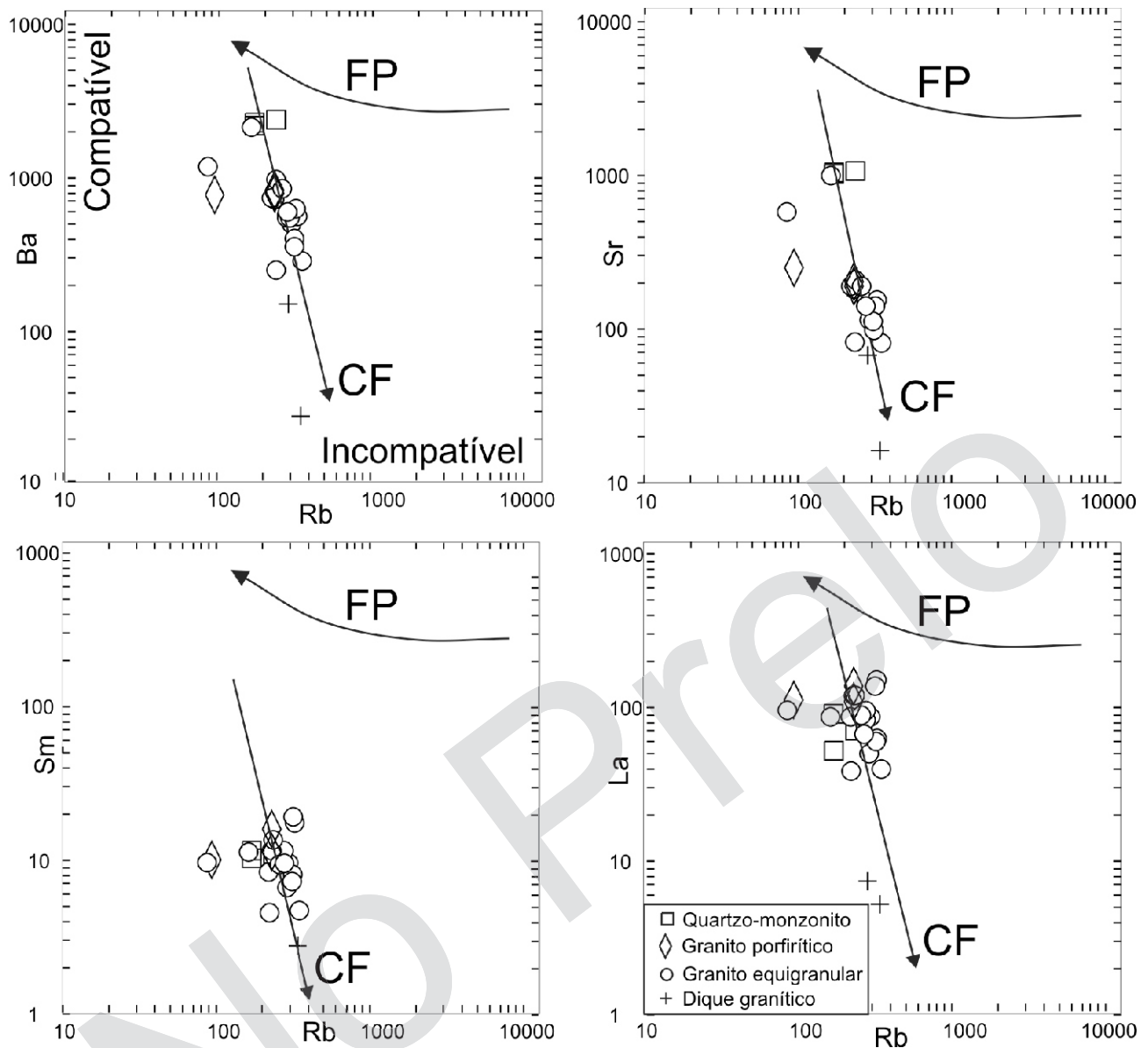


Figura 11. Diagramas bilogárítmicos indicando que a cristalização fracionada foi o processo dominante de diferenciação magmática.

3.5. Diferenciação magmática

Segundo Cocherie (1986), diagramas bilogárítmicos relacionando elementos incompatíveis e compatíveis indicam se o processo de cristalização foi dominado por fusão parcial (curva de inclinação fraca e negativa) ou cristalização fracionada (curva com forte declividade negativa). No caso do plúton estudado, os diagramas da figura 11 mostram os teores de Rb vs os de Ba, Sr, Sm e La, apontando para o processo de cristalização fracionada, constatação reforçada por zonação composicional em cristais de plagioclásio. A composição do cumulado foi calculada com o programa PetroMode (Eric H. Christiansen, Geological Sciences, Brigham Young University), no ambiente computacional do

Microsoft Excel. O cálculo do balanço de massa dos elementos maiores foi realizado para testar a derivação de um líquido residual a partir de um líquido inicial pela remoção de fases minerais.

A tabela 4 apresenta os dados utilizados e gerados nesta fase da modelagem, sendo a composição dos minerais proveniente de Deer *et al.* (1992) e do programa PetroMode. Os cálculos indicam que o cumulado que apresentou menor erro estatístico ($\sum r^2 = 0,169$) tem uma taxa de cristalização de 22%, sendo composto por plagioclásio, K-feldspato, biotita, hornblenda, magnetita, apatita, titanita, zircão e alanita. O zircão e a alanita não constavam no cálculo feito pelo programa, sendo adicionados para balancear o cálculo de elementos traços e terras raras no líquido diferenciado (L_1).

Tabela 4. Composição química em elementos maiores e traços utilizados na modelagem de cristalização fracionada. CF = Cristalização Fracionada, Kd = Coeficiente de partição, Pl = plagioclásio, Or = ortoclásio, Bt = biotita, Mt = magnetita, Hb = hornblenda, Tt = titanita, Ap = apatita, Zi = zircão e At = alanita.

	Granito equigranular ($\sum r^2 = 0,169$)			Cumulato para 22% de CF								
	C ₀ D06A	C _L D07A	C _{L'} CF=22%	Pl 30,1%	Or 33,2%	Bt 23,8%	Mt 7,7%	Hb 2,7%	Tt 1,3%	Ap 0,4%	Zi 0,6%	At 0,2%
SiO₂ (% peso)	68,41	74,44	74,55									
TiO₂	0,58	0,17	0,26									
Al₂O₃	14,29	13,26	13,34									
Fe₂O₃	3,96	1,43	1,53									
MnO	0,06	0,21	0,01									
MgO	0,72	0,05	0,04									
CaO	1,65	0,97	0,17									
Na₂O	3,27	3,34	1,09									
K₂O	5,82	5,2	3,56									
P₂O₅	0,21	0,04	0,04									
				Coeficientes de partição (Kd) utilizados								
				Pl	Or	By	Mt	Hb	Tt	Ap	Zir	At
Ba (ppm)	984	375	365	6,95	4,9	5,6	0,1	0,054	---	---	---	---
Rb	232,1	311,2	280	0,011	0,07	0,936	0,01	0,0077	---	---	---	0,029
Sr	211,1	88,9	88,1	7,8	6,0	0,53	0,093	0,9	---	2,1	---	0,78
Y	55,3	35,5	36,0	0,6	0,086	2,4	3,21	45,2	---	---	71,4	---
Sc	6,0	2	2,0	0,06	0,01	4,9	15,6	90	---	---	60,3	62,3
Zr	417,8	161,4	0,7	0,45	0,01	1,8	0,24	0,59	---	0,906	3800	0,13
Nb	52	33,8	32,8	2,5	0,01	9,1	---	0,98	---	---	---	0,12
Hf	10,6	5,0	6,3	0,028	0,02	0,44	0,44	0,24	---	0,878	958	9,8
La	119,3	62,60	62,6	0,3	0,07	0,272	1,9	0,92	46	11,9	7,2	960
Nd	88,6	43,50	43,9	0,29	0,093	2,7	3,5	4,26	---	21	4,6	750
Sm	13,85	7,32	7,32	0,168	0,046	0,39	1,2	1,61	204	18,5	17,7	620
Eu	1,84	0,73	0,73	1	9,6	0,14	0,26	5,9	101	14,5	0,18	122
Gd	10,73	5,89	5,81	0,24	0,011	0,442	0,32	2,0	102	95,6	6,77	440
Yb	5,61	3,18	3,21	0,13	0,04	0,69	2,2	5,5	---	37	299	54

A composição dos elementos traços é calculada por meio da fórmula $C_{L1} = C_{L0} \times F^{(D-1)}$ (Rayleigh, 1896), na qual C_{L1} é a composição calculada de um determinado elemento traço no líquido mais evoluído, C_{L0} é a composição de um determinado elemento traço na amostra menos evoluída (D06A), F é a fração de líquido residual que não cristalizou durante a formação do cumulato (0,78), e D é o coeficiente de partição global. Os coeficientes de partição (Kd) de cada elemento para diferentes minerais (Tab. 4) foram escolhidos em função do tipo de magma (básico, intermediário, ácido), utilizando o banco de dados disponível no endereço eletrônico <http://earthref.org/GERM/>. No caso deste estudo foram utilizados coeficientes de partição para minerais em rochas graníticas, riolíticas e dacíticas.

A tabela 4 apresenta valores de coeficiente

de partição (Kd) e coeficiente de partição global (D) para os elementos analisados. A modelagem geoquímica de cristalização fracionada para os elementos terras raras (normalizados segundo o condrito de Sun & McDonough, 1989) é apresentada na figura 12. Com a composição de ETR nas amostras menos (D06A) e mais (D07A) diferenciadas e Kds disponíveis na literatura foi possível determinar os padrões de ETR em dois líquidos diferenciados com 10 e 35% de cristalização fracionada, que são coerentes com o espectro da amostra mais diferenciada. As curvas de L_1 calculadas e da amostra D07A têm enriquecimento em ETR leves e uma anomalia negativa de Eu. Além do processo de cristalização fracionada, outro processo relevante na diferenciação magmática é a assimilação crustal, que consiste na contaminação do magma por absorção das encai-

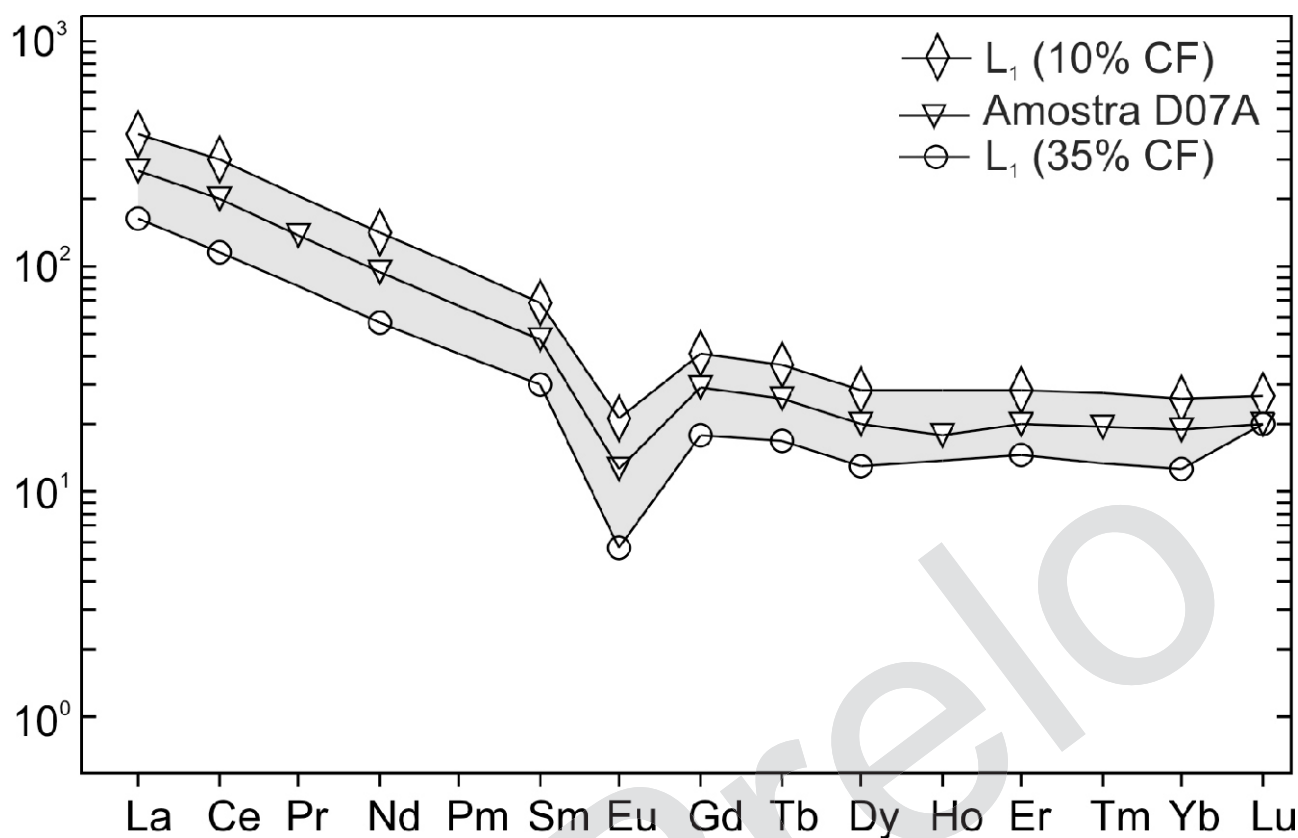


Figura 12. Modelagem geoquímica dos ETR, mostrando modelos para 10 e 35% de cristalização fracionada, que se adequam muito bem a amostra mais evoluída (D07A) e ao líquido calculado para 22% de cristalização fracionada.

encaixantes. Na tentativa de estimar a contribuição da assimilação na evolução do magma progenitor das rochas que compõem o plúton Serra da Macambira, foram realizados diversos cálculos para modelagem de assimilação seguida de fracionamento para elementos traços. Os resultados mostraram que a influência da assimilação na diferenciação magmática foi irrelevante.

3.6. Gênese de magma

Didier *et al.* (1982) propuseram uma classificação de granitoides nos tipos M (fonte mantélica), CI (fonte crustal ígnea) e CS (fonte crustal sedimentar), seguindo uma classificação inicial de Chappell & White (1974). Todavia, Pearce (1996) acrescentou que a fonte dos granitoides pode ser mista, envolvendo o manto e a crosta continental. A grande variedade tipológica dos magmas graníticos não está relacionada apenas com a composição da fonte, mas também com o grau, a temperatura, a pressão e a profundidade onde ocorreu a fusão parcial. A ausência de abundantes componentes dioríticos ou variação gradual de rochas básicas para ácidas, predomínio de rochas com SiO₂ entre 68% e 74%, ocorrência rara de hornblenda e ausência de clinopiroxênio indicam que é improvável

que a fonte do magma progenitor seja mantélica. As rochas não são fortemente peraluminosas, o que se reflete em razões A/NCK menores que 1,1 e coríndon normativo menor que 1, sugerindo que o magma progenitor também não teria sido formado a partir da fusão de protólito metassedimentar. Desta forma, a fonte mais provável seriam rochas ígneas crustais, semelhante aos ortognaisses do Complexo Caicó, os quais constituem o embasamento cristalino regional. Diversos estudos confirmam a possibilidade de gerar líquidos graníticos a partir de fusão de crosta tonalítica a granodiorítica (Patiño Douce & Beard, 1995; Singh & Johannes, 1996; entre outros).

O modelamento da gênese do magma progenitor do plúton Serra da Macambira a partir da fusão das rochas do Complexo Caicó foi simulada pelo programa Petromode (Eric H. Christiansen, Geological Sciences, Brigham Young University) para balanço de massa de óxidos e a equação $C_L = C_o / [D + F^{(1-D)}]$ de Shaw (1970) para os elementos traços. Esta equação calcula a fusão modal, de maneira que a proporção modal de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio não é muito diferente da composição da fonte. Para o balanço de massa e determinação da composição do resíduo foram utilizadas as composi-

Tabela 5. Composições químicas em elementos traço utilizadas e obtidas com a modelagem da fusão de ortognaisses do Complexo Caicó para gerar o magma progenitor do plúton estudado. F = Fusão parcial, Kd = Coeficiente de partição, Pl = plagioclásio, K-f = feldspato alcalino, Qz = quartzo, Mt = magnetita, Ep = epidoto, Opx = ortopiroxênio, Ap = apatita, Zi = zircão e Ilm = ilmenita. Kds compilados de <http://earthref.org/GERM/>, acessado em 25/04/2011.

	$(\Sigma r^2 = 0,27)$		Resíduo (F=27,5%) e Kd para modelagem de elementos traços									
	C ₀ Souza <i>et al</i> (2007)	C _L D06A	C _L F=27, 5%	Pl 55,62%	Kf 8,0%	Qz 24,15 %	Mt 4,28%	Ep 1,04%	Opx 5,93 %	Ap 0,28 %	Zi 0,01 %	Ilm 0,7%
Ba (ppm)	985	984	776	1	1	---	0,1	---	---	---	---	---
Rb	70	232,1	232,1	0,016	0,11	---	0,043	---	---	---	---	---
Sr	520	211,1	210,9	1,55	3,87	---	0,077	---	---	2,4	---	1,07
Y	19	55,3	55,4	0,05	0,067	---	0,12	---	---	---	71,4	0,2
Sc	9	6,0	6,7	0,01	0,059	---	12,4	---	---	---	60,3	18,5
Zr	182	417,8	402,1	0,2	0,01	---	0,24	---	---	0,906	---	0,49
Nb	9	52	24,4	0,04	0,01	---	---	---	---	---	---	6,58
Hf	4,5	10,6	9,0	0,028	0,0052	---	0,24	---	---	0,7	958	0,65
La	41,12	119,3	119,7	0,07	0,08	---	0,07	---	---	0,38	1,14	0,098
Nd	29,13	88,6	84,8	0,007 8	0,009	---	0,15	---	---	14,0	0,26	0,0075
Sm	4,9	13,85	13,83	0,06	0,014	---	0,08	---	---	5,5	0,87	0,684
Eu	1,27	1,84	1,78	0,36	1,13	---	0,07	---	---	2,94	0,18	0,4
Yb	1,6	5,61	4,62	0,01	0,002	---	0,05	---	---	9,4	128	0,075
Lu	0,3	0,85	0,85	0,06	0,003	---	0,1	---	---	1,5	72,0	0,74

composições da rocha fonte (gnaiesses tonalíticos do Complexo Caicó compilados de Souza *et al.*, 2007) e da amostra menos diferenciada (D-06A, representando o líquido formado com a fusão). A composição dos elementos traços na rocha fonte (C₀) foi também obtida em Souza *et al.* (2007). O resíduo que apresentou menor erro estatístico ($\Sigma r^2 = 0,27$) é composto por plagioclásio + quartzo + K-feldspato + ortopiroxênio + epidoto + magnetita + ilmenita + apatita + zircão, tendo sido formado a partir de 27,5% de fusão parcial (Tab. 5).

A figura 13 mostra o cálculo de elementos terras raras para um intervalo de fusão entre 20 e 35%, evidenciando que o padrão de distribuição (normalizado pelo condrito de Sun & McDonough, 1989) da amostra menos diferenciada dentre os granitos que compõem o plúton e do líquido calculado estão compreendidos neste intervalo. Na configuração atual, o plúton Serra da Macambira é intrusivo (portanto, alóctone) em rochas gnáissicas (ortognaisses do Complexo Caicó) e metassedimentos (micaxistos e paragnaisses do Grupo Seridó) metamorfisados em condições da fácies anfíbrito superior. Deste modo, o resultado teórico de 20-35% de fusão de crosta tonalítica em condições da

fácies granulito hidratado é coerente com o contexto geológico do plúton Serra da Macambira.

4. Discussão dos resultados

Relações de contato entre as rochas que compõem o plúton Serra da Macambira indicam a estratigrafia magmática iniciando com enclaves intermediários (quartzo monzonitos e biotita tonalitos) e biotita monzogranitos porfiríticos, seguindo-se biotita granitos equigranulares, e finalizando com diques graníticos e pegmatíticos. As características geoquímicas mostram que os granitos porfiríticos e equigranulares apresentam comportamentos similares, sendo interpretados como derivados de um mesmo magma progenitor. Por outro lado, os enclaves quartzo monzoníticos e os diques graníticos tardios apresentam feições distintas, o que permite sugerir a existência de três grupos de amostras. Os granitos porfiríticos mostram evidências de campo indicativas da coexistência entre um magma granítico e outro quartzo monzonítico potássico. De acordo com Didier *et al.* (1982) e Vernon (1984), a maioria dos enclaves máficos em rochas graníticas corresponde a pulsos de magma

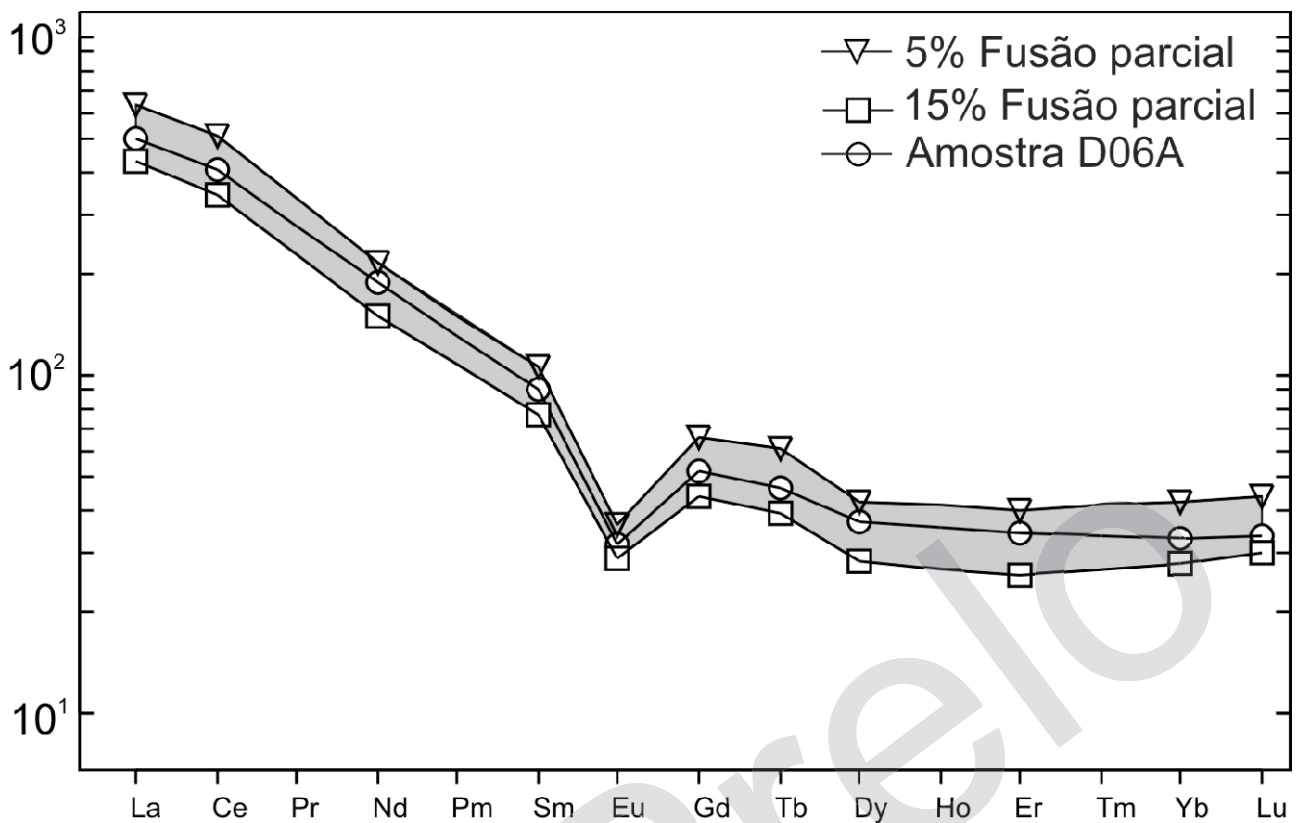


Figura 13. Modelagem geoquímica dos ETR para 25% e 30% de fusão parcial, mostrando ainda a adequação do modelo para o líquido calculado com 27,5% de fusão parcial e para a amostra menos evoluída dentre os granitos equigranulares.

granítico e outro quartzo monzonítico potássico. De acordo com Didier *et al.* (1982) e Vernon (1984), a maioria dos enclaves máficos em rochas graníticas corresponde a pulsos de magma injetados e aprisionados no hospedeiro granítico. A anomalia negativa de Eu nas rochas graníticas evidencia a importância do fracionamento de plagioclásio, necessário no cumulado calculado por modelagem geoquímica.

A caracterização dos diques graníticos como um terceiro grupo fica evidente na análise do padrão de ETR. Enquanto os enclaves e granitos apresentam enriquecimento em ETRL e empobrecimento em ETRP, os diques graníticos apresentam um padrão sub-horizontal para ambos, com leve enriquecimento em ETRP. Porém, as duas amostras de diques graníticos analisadas mostram padrões diferentes entre si. A amostra D7C tem um padrão côncavo, com enriquecimento em ETR leves e pesados e uma anomalia de Eu positiva. O padrão dos ETR para a amostra D14 é similar aquele observado para granitos tipo A em contexto pós-colisional (Nardi, 1989; Dall'Agnol *et al.*, 2005), o que juntamente com as relações de campo e características petrográficas e texturais, permite interpretar que o magma progenitor destas rochas foi formado

durante a distensão que ocorre após a colisão continental, com seu posicionamento em condições hipabissais. As diferenças entre as duas amostras são observadas também nos aspectos petrográficos e texturais: a amostra D7C apresenta menor alteração dos cristais de feldspatos e não apresenta a textura granofírica observada na amostra D14. A orientação dos diques graníticos e pegmatíticos observada em campo é similar àquelas dos pegmatitos descritos por Araújo *et al.* (2001) e Baumgartner *et al.* (2006). Segundo estes autores o magma progenitor dos pegmatitos ocupou o espaço aberto por estruturas NE-SW e E-W pré-existentes que foram reativadas sob regime extensional durante o estágio tardi- a pós-colisional.

Na Faixa Seridó, o plutonismo neoproterozoico relacionado ao ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano é classificado em sin-, tardi- ou pós-orogênico, com posicionamento geralmente relacionado a zonas de cisalhamento com raízes profundas (Jardim de Sá, 1994). Estudos a cerca da gênese destes granitos podem fornecer informações sobre a composição dos níveis mais profundos da crosta, assim como a idade das rochas fontes, de onde os magmas progenitores foram derivados (Sial, 1986; Van Schmus *et al.*, 2008).

As amostras do plúton Serra da Macambira estão posicionadas em campos tardi- a pós-colisão continental nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, concordando com os dados disponíveis na literatura e características petrográficas e texturais (ausência de minerais metamórficos, texturas ígneas preservadas e ausência de tramas tectônicas). Sendo assim, o plúton não está relacionado ao pico do magmatismo neoproterozoico na Faixa Seridó, por volta de 580-570 Ma (Trindade *et al.*, 1999; Galindo *et al.*, 2005; Medeiros *et al.*, 2007; Guimarães *et al.*, 2009) e sim ao grupo de granitoides com idades em torno de 540 Ma (Medeiros *et al.*, 2008; Baumgartner *et al.*, 2006; Souza *et al.*, 2010).

As características petrográficas, texturais e geoquímicas do plúton Serra da Macambira permitem afirmar que rochas mantélicas e crustais sedimentares ou metassedimentares não constituem a fonte do seu magma progenitor, deixando, conseqüentemente, a possibilidade de fonte crustal ígnea. Segundo Ferreira *et al.* (2004), as idades T_{DM} para granitoides tardi- a pós-colisionais na Zona Transversal da Província Borborema variam entre 2,5 e 1,5 Ga, com razões isotópicas de Sr e Nd compatíveis com magmas formados por refusão de crosta continental inferior paleoproterozoica. Porém, Guimarães *et al.* (2011) interpretam que as idades modelos T_{DM} mesoproterozoicas registradas nos granitoides refletem magmas gerados a partir de fonte híbrida envolvendo metagrauvas, rochas metamáficas de idade toniana e/ou biotita ortognaisses (ortognaisses Cariris Velhos), os quais interagiram parcialmente com magma juvenil Brasileiro (dioritos). Ferré *et al.* (1998) e Dada (2008) na no escudo Nigéria-Borborema, com predominância de fontes juvenis. No caso da Faixa Seridó, a unidade litológica que atenderia a estas condições seria o Complexo Caicó.

A modelagem do comportamento de elementos químicos mostrou que o magma progenitor das rochas graníticas equigranulares a porfiríticas, que compõem o plúton Serra da Macambira, pode ter sido formado a partir da fusão parcial de ortognaisses tonalíticos do Complexo Caicó (2,25-2,15 Ga; Souza *et al.*, 2007), em nível crustal profundo. Isto teria gerado um líquido com composição similar àquela da amostra menos diferenciada dentre os granitos, deixando um resíduo granulítico hidratado, composto por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio, anfibólio, magnetita, ilmenita, apatita e zircão. A fusão por desidratação

de fases máficas (biotita, anfibólio) de rochas tonalíticas é importante para a formação de líquidos graníticos, deixando um resíduo granulítico (p. ex.: Wyllie, 1977; Patiño Douce & Beard, 1995; Singh & Johannes, 1996). A formação de biotita e hornblenda nos estágios iniciais de cristalização do magma progenitor do plúton Serra da Macambira, constatada em seções delgadas, confirmam que este líquido era subsaturado em água. Patiño Douce & Beard (1995) e Singh & Johannes (1996) realizaram experimentos de fusão de rochas tonalíticas (biotita+plagioclásio+quartzo) e obtiveram sob condições de 2 a 5 kbar e 850-900°C resíduos de composição similar (ortopiroxênio + hornblenda + plagioclásio + quartzo + líquido) aos obtidos na presente modelagem. A cristalização fracionada foi o processo de diferenciação magmática predominante, sem contribuição relevante da assimilação de fragmentos da encaixante. A modelagem mostrou que com 22% de cristalização fracionada seria formado um cumulado composto por plagioclásio, K-feldspato, biotita, hornblenda, titanita, apatita, magnetita, zircão e alanita.

Um tema ainda aberto a interpretações se refere à produção de perturbações termais suficientes para gerar o magmatismo no Domínio Rio Grande do Norte (Hollanda *et al.*, 2003), bem como de outros corpos correlatos na Província Borborema. Neste sentido, Brown (1994) discute como fontes térmicas o calor radiogênico em crosta espessada, *intra-* e *underplating* de magmas derivados do manto, anomalias do próprio manto ou a combinação destes processos. Todavia, o mecanismo que talvez mais se aplique ao caso em foco seria a fusão por descompressão que se segue ao soergimento de cadeias orogenéticas, ou seja, em episódios de colapso gravitacional do orógeno (Brown, 1994). A presença ocasional de enclaves intermediários a máficos nas unidades do plúton Serra da Macambira poderia indicar a atuação do mecanismo mencionado na evolução da cadeia Brasileira / Pan-Africana.

5. Conclusões

A análise dos dados apresentados neste trabalho permite tecer as conclusões que seguem. É possível individualizar três grupos de amostras, os enclaves intermediários, os granitos porfiríticos e equigranulares e os diques graníticos tardios; cada grupo estaria associado a um pulso magmático diferente, sendo que há uma coexistência entre um

magma quartzo monzonítico e um outro granítico.

Apesar de evidências de campo de que a cristalização do granito equigranular foi ligeiramente posterior a do granito porfirítico, os dados geoquímicos mostram que ambos são derivados de um mesmo magma progenitor, variando de ligeiramente metaluminoso a peraluminoso, seguindo uma tendência evolutiva relacionada à série magmática cálcio-alcálica de alto K.

Com base em cálculos petrogenéticos e comparação com dados de experimentos de fusão disponíveis na literatura, é possível afirmar que a fusão parcial de rochas crustais ígneas (ortognais-paleoproterozoicos) gerou um líquido hidratado, o qual evoluiu principalmente por mecanismos de cristalização fracionada, com fracionamento de plagioclásio, biotita, K-feldspato, magnetita, anfíbólio, titanita, apatita, zircão e alanita.

A ausência de tramadas tectônicas e minerais metamórficos, o comportamento geoquímico dos granitos em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos e as correlações com a literatura prévia permitem posicionar o plúton Serra da Macambira em contexto tardi-colisional, com relação a orogênese Brasileira/Pan-Africana. São, assim, correlacionados a outros plútons tardios com idades entre 545 e 540 Ma (Medeiros *et al.*, 2008; Baumgartner *et al.*, 2006; Beurlen *et al.*, 2007; Souza *et al.*, 2010).

O plúton Serra da Macambira é um exemplo do importante plutonismo neoproterozoico relacionado à orogênese Brasileira / Pan-Africana na Província Borborema, evidenciando a geração de magmas ácidos a partir de retrabalhamento da crosta paleoproterozoica nos estágios finais da colisão continental.

Agradecimentos – Os autores agradecem ao Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) e ao Departamento de Geologia (DG) da UFRN pelo apoio logístico e de laboratórios, a CAPES por concessão de bolsa de Mestrado a DRVS, e a dois revisores anônimos por críticas e sugestões que permitiram aperfeiçoar o artigo. Este trabalho teve apoio do projeto “Magmatismo Pré-Cambriano no Maciço São José de Campestre, NE do Brasil - Litogeoquímica e Anatexia Experimental” (CNPq 479762/2008-2, coordenado por ZSS).

Referências

- Almeida, F.F.M., Leonardos Jr., O.H. & Valença, J. 1967. *Review on granitic rocks of northeast South America. IUGS/UNESCO SYMPOSIUM.*, Recife, 1967, 41p.
- Angelim, L.A.A., Nesi, J.R., Torres, H.H.F., Medeiros, V.C., Santos, C.A., Veiga Jr., J.P. & Mendes V.A. 2006. *Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte - Escala 1:500.000*. Recife. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 233p.
- Araújo, M.N.C., Alves da Silva, F.C. & Jardim de Sá, E.F. 2001. Pegmatite emplacement in the Seridó Belt, northeastern Brazil: Late stage kinematics of the Brasileiro Orogen. *Gondwana Research*, 4: 75-85.
- Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B.M., Souza, L.C. & Vasconcelos, P. 2009. Idade do magmatismo ultrapotássico-peralcalino da Zona Transversal (PE-PB) e suas implicações para a evolução da Província Borborema. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 23, 2009, Fortaleza, *Anais...* Fortaleza, p. 104-104.
- Barker, F. & Arth, J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archaic bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology*, 4: 596-600.
- Baumgartner, R., Romer, R.L., Moritz, R., Sallet, R.G. & Chiaradia M. 2006. Columbite-tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, northeastern Brazil: Genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. *Canadian Mineralogist*, 44: 69-86.
- Beurlen, H., Rhede, D., Silva, M.R.R. & Thomas, R. 2007. Petrography, geochemistry and chemical electron microprobe U-Pb-Th dating of pegmatitic granites: a possible source of the rare element granitic pegmatites of the Borborema Province, NE-Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA*, 11, SBGq, Atibaia, em CD-Rom.
- Borges S.V.F. 1996. *Geologia da região do médio Curimataú (PB) e o alojamento do granito de Dona Inês associado a zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras*. 139p. Dissertação de Mestrado Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Brito Neves, B.B., Passarelli, C.R., Basei, M.A.S. & Santos, E.J. 2003. U-Pb zircon ages of some classic granites of the Borborema Province. *In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 4, Salvador, Short papers, vol. 1. p. 158-159.
- Brown, M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth Science Reviews*, 36: 83-130.
- Caby, R., Arthaud, M.H. & Archanjo, C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasileiro Belt of northeastern Brazil: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 235-246.
- Chappell, B.W. & White, A J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.

- Cocherie, A. 1986. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 2517-2522.
- Corsini, M., Vauchez, A., Archanjo, C.J. & Jardim de Sá, E.F. 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó System, northeastern Brazil. *Geology*, 19: 586-589.
- Corsini, M., Lambert de Figueiredo, L., Caby, R., Fréaud, G., Ruffet, G. & Vauchez, A. 1998. Thermal history of the Pan-African/Brasiliano Borborema Province of northeastern Brazil deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Tectonophysics*, 285: 103-117.
- Dada, S.S. 2008. Proterozoic evolution of the Nigeria-Borborema province. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., & de Wit, M.J. (Eds.) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, Special Publication 294, p. 121-136.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B. & Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, 80: 101-129.
- Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., Nutman, A.P. & Williams, I.S. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 130: 113-137.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1992. *Minerais constituintes das rochas – uma introdução*. Tradução de Macedo, C.A.R. 2ª edição. Fundação Calouste Gulbenkian, 734 p.
- Didier, J., Duthou, J.L. & Lameyre, J. 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 125-132.
- Ferré, E.C., Caby, C., Monié, P. & Peucat, J.J. 1998. Pan-African, post-collisional, A2 type alkaline granite and monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos*, 45: 225-279.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N. & Jardim de Sá, E.F. 1998. Geochemical and isotopic signature of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 439-455.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Pimentel, M.M. & Moura, C.A.V. 2004. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, northeastern Brazil. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, p. 189-20.
- Figueiredo, M. 1985. Introdução à geoquímica dos Elementos Terras Raras. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 16: 15-31.
- Galindo, A.C., Dall'Agnol, R., McReath, I., Lafon, J.M. & Teixeira, N. 1995. Evolution of Brasiliano-age granitoid types in a shear-zone environment, Umarizal-Caraúbas region, Rio Grande do Norte, northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 79-95.
- Galindo, A.C., Souza, Z.S. & Dantas, E.L. 2005. Geocronologia U-Pb de granitoides tipo Itaporanga (Monte das Gameleiras e Serrinha), Maciço São José de Campestre, NE do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NE, 21, 2005, Recife, *Resumos Expandidos...*, Recife, SBG/Núcleo NE, p. 150-152.
- Guimarães, I.P. & Da Silva Filho, A.F. 1998. Nd- and Sr-isotopic and U-Pb geochronologic constraints for evolution of the shoshonitic Brasiliano Bom Jardim and Toritama Complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. *International Geology Review*, 40: 500-527.
- Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araújo, J.M.M., Melo, S.C. & Melo, E.B. 2004. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba Belt, northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, 135: 23-53.
- Guimarães, I.P., Araújo, D.B. & Silva Filho, A.F. 2009. Idades U-Pb em zircão por SHRIMP do magmatismo máfico e félsico do Complexo Serrinha – Pedro Velho, Província Borborema, NE Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 23, Fortaleza, *Resumos...*, Fortaleza, p. 105-105.
- Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Macambira, M.B. & Armstrong, R. 2011. U Pb SHRIMP data constraints on calc-alkaline granitoids with 1.3 1.6 Ga Nd T_{DM} model ages from the central domain of the Borborema province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 31: 383-396.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. & Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, Oxford, vol. 19, p. 67-81.
- Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Souza, L.C., Armstrong, R. & Vasconcelos, P.M. 2010. Cambrian mafic to felsic magmatism and its connections with transcurrent shear zones of the Borborema Province (NE Brazil): Implications for the late assembly of the West Gondwana. *Precambrian Research*, 178: 1-14.
- Hollanda, M.H.B.M., Pimentel, M.M. & Jardim de Sá, E.F. 2003. Paleoproterozoic subduction - related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high - K igneous rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 885-900.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Brasília. 803 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB).
- Jardim de Sá, E.F., Trindade, R., Hollanda, M.H.B.M., Araújo, J.M.M., Galindo, A.C., Amaro, V.E., Souza, Z.S., Vigneresse, J.L.M. & Lardeaux, J.M. 1999. Brasiliano syntectonic alkaline granites emplaced in a strike slip/extensional setting (eastern Seridó Belt, NE

- Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 71: 17-27.
- Lameyre, J. 1987. Granites and evolution of the crust. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 349-359.
- Lameyre, J. & Bowden, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14:169-186.
- Leterrier, J., Jardim de Sá, E.F., Bertrand, J.M., Pin, C. 1994. Ages U-Pb sur zircon de granitoids 'Brasiliense' de la ceinture du Seridó (Province Borborema, NE Brésil). *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences*, 318: 1505-1511.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *The Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- Mariano, G. & Sial, A.N. 1990. Coexistence and mixing of magmas in the late Precambrian Itaporanga Batholith, state of Paraíba, Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 20: 101-110.
- McMurry, J., Long, L.E. & Sial, A.N. 1987. Evolution of a heterogeneous, continentally derived granite: Dona Inês pluton northeastern Brazil. *Journal of Geology*, 95: 107-117.
- Medeiros, V.C., Galindo, A.C., Nascimento, M.A.L., Freire, A.G. 2007. Geologia, petrografia e idade do Batólito de Catolé do Rocha (RN-PB), porção W do Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema. *Revista de Geologia*, 20: 219-230.
- Medeiros, V.C., Rocha, D.E.G.A., Amaral, C.A., Lins, C.A.C., Souza, F.J.C., Santos, R.B., Barbosa, A.J., Mendes, V.A., Galvão, M.J.T.G. & Costa Filho, W.D. 2008. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Sousa. Folha SB.24-X-A. Escala 1:250.000. Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará*. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 312 p. + mapas.
- Nardi, L.V.S. 1989. Geoquímica dos Elementos Terras Raras nas rochas graníticas da região centro-sul do Brasil. In: Formoso, M.L.L., Nardi, L.V.S. & Hartmann, L.A. (Eds.). *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. CPRM/DNPM/SBGq. Rio de Janeiro-RJ, Brasil. 152 p.
- Nascimento, M.A.L., Medeiros, V.C. & Galindo, A.C. 2008. Magmatismo Ediacarano a Cambriano no Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, 18: 4-29.
- Neves, S.P. & Mariano, G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 21: 1369-1383.
- Patiño Douce, A.E.P. & Beard, J.S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, 36: 707-738.
- Pearce, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19: 120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Rayleigh, J.W.S. 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philosophical Magazine*, 42: 77-107.
- Shand, S.J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons. 488 p.
- Shaw, D.M. 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34: 237-243.
- Sial, A.N. 1986. Granite-types in northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 54-72.
- Sial, A.N., Figueiredo, M.C.H. & Long, L.E. 1981. Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo plutons, Ceará, northeast Brazil. *Chemical Geology*, 31: 271-283.
- Singh, J. & Johannes, W. 1996. Dehydration melting of tonalities. Part II. Composition of melts and solids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125: 26-44.
- Souza, Z.S., Martin, H., Peucat, J., Jardim de Sá, E.F. & Macedo, M.H.F. 2007. Calc-Alkaline Magmatism at the Archean-Proterozoic Transition: the Caico Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48: 2149-2185.
- Souza, Z.S., Montel, J.M., Gioia, S.M.L.C., Hollanda, M.H.B.M., Nascimento, M.A.L., Jardim de Sá, E.F., Amaro, V.E. & Pimentel, M.M. 2006. Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José de Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research*, 9: 441-455.
- Souza, Z.S., Vasconcelos, P.M.P., Nascimento, M.A.L., Silveira, F.V., Paiva, H.S., Dias, L.G.S., Thied, D. & Carmo, I.O. 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, Salvador, *Short Papers*, vol. 2, p. 691-694.
- Souza, Z.S., Vasconcelos, P.M., Nascimento, M.A.L., Silveira, F.V., Paiva, H.S., Dias, L.G.S., Viegas, M.C., Galindo, A.C. & Oliveira, M.J.R. 2004. Geocronologia e geoquímica do magmatismo Cretáceo a Terciário no nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, Araxá, *Abstracts...*, p. 76.
- Souza, Z.S., Xiaodong, D., Li, J.W., Dantas, E.L. & Galindo, A.C. 2010. Multiple late-Neoproterozoic intrusions in the Seridó Domain, NE Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45, Belém, *Resumos...*, p. 90-90.
- Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rock it's a proper name. *Earth Science Reviews*, 12:1-33.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (Eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42, p. 313-345.
- Trindade, R.I., Dantas, E.L., Babinski, M. & Van Schmus, W.R. 1999. Short-lived granitic magmatism along shear zone: evidence from U-Pb zircon and sphene age of Caraúbas and Tourão granite. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2, Argentina, *Actas...*, p. 143-144.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S.,

- Hackspacher, P.C., Fetter, A., Dantas, E. & Babinski, M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127: 284-327.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J. & Guimarães, I.P. 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *In*: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & de Wit, M.J. (Eds.) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, Special Publication 294, p. 69-100.
- Vernon, R.H. 1984. Microgranitoid enclaves in granites – globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309: 438-439.
- Weinberg, R.F., Sial, A.N. & Mariano, G. 2004. Close spatial relationship between plutons and shear zones. *Geology*, 32: 377-380.
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London. 480 p.
- Wyllie, P.J. 1977. Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics*, 43: 41-71.

NO PRELO

No Prelo