

Definição de suítes magmáticas em corpos ediacaranos no extremo NE da Província Borborema (Estado do Rio Grande do Norte): Plútons Pitombeira, Taipu e Gameleira

Definition of magmatic suites in ediacaran bodies of the NE Province Borborema (State of Rio Grande do Norte): Pitombeira, Taipu and Gameleira Plutons

Maria Tatiany Duarte de Oliveira^{1,2}, Marcos Antonio Leite do Nascimento³, Antônio Carlos Galindo³

¹Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, Campus Universitário s/n, Lagoa Nova, Caixa Postal 1.678, CEP 59078-970, Natal, RN, BR (tatianygeologia@hotmail.com)

²Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Norte - IFRN, Natal, RN, BR

³Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, Natal, RN, BR (marcos@geologia.ufrn.br; galindo@geologia.ufrn.br)

Recebido em 27 de janeiro de 2014; aceito em 15 de outubro de 2014

Resumo

Os plútons Pitombeira, Taipu e Gameleira, localizados no extremo NE do Domínio São José do Campestre, pertencente a Província Borborema (NE do Brasil), são objetos de caracterização litogeoquímica neste trabalho. O primeiro corpo é formado por uma fácies monzogranítica a sienogranítica, distinto por seus fenocristais de K-feldspatos, e por uma fácies quartzo diorítica a tonalítica, que ocorre essencialmente como enclaves, que apresentam ripas de plagioclásios com zonação parcial e borda de resfriamento. O segundo corpo é composto de rochas monzograníticas a sienograníticas de textura equigranular, podendo pontualmente apresentarem-se porfíricas. O último corpo é composto por rochas tonalíticas a granodioríticas porfíricas caracterizadas por plagioclásios zonados. Diagramas discriminantes relevaram que o plúton Gameleira é constituído por rochas metaluminosas, cálcio-alcálicas e apresenta caráter magnésiano, enquanto que os demais corpos tendem a ser subalcalinos (cálcio-alcálica de alto K) e de caráter ferroso, onde o Taipu é mais peraluminoso e o Pitombeira é transicional de metaluminoso a peraluminoso. Todos os plútons apresentam padrão de Elementos Terras Raras (ETR) com anomalia negativa de Eu, enriquecimento em ETR leves com razões La_N/Yb_N entre 9,38 a 16,20 (Gameleira), 14,15 a 21,81 (fácies diorítica do Pitombeira), 17,99 a 31,39 (fácies granítica do Pitombeira) e 15,17 a 175,41 (Taipu). Ao analisar os diagramas juntamente com as características texturais e estruturais, é possível sugerir que estes corpos encontram-se em um contexto tardi a pós-colisional.

Palavras-chave: Província Borborema; Domínio São José de Campestre, Plúton Pitombeira; Plúton Taipu; Plúton Gameleira; Litogeoquímica.

Abstract

The Pitombeira, Taipu and Gameleira plutons, located in the northeasternmost portion of the São José do Campestre Domain within the Borborema Province (NE, Brazil), are subjects of lithogeochemical studies in the present work. The Pitombeira Pluton comprises a monzo- to syenogranitic facies defined by K-feldspar phenocrysts, and a quartz-dioritic to tonalitic facies, mainly as enclaves, with laths of plagioclase showing compositional zoning and chilled rims. The Taipu Pluton is made of equigranular, locally porphyritic, monzo- to syenogranites, whereas the Gameleira Pluton encompasses tonalitic and granodioritic rocks with porphyritic textures and compositionally zoned plagioclase crystals. Geochemical discriminant diagrams reveal that the rocks forming the Gameleira Pluton are metaluminous, with a calc-alkaline signature and magnesian character, contrasting with the subalkaline (high-K calc-alkaline) signature and ferroan character of the Taipu and Pitombeira Plutons, where the former is highly peraluminous and the latter is metaluminous to slightly peraluminous. Rare Earth Elements patterns are similar to all plutons and register negative Eu anomalies and a relative enrichment of LREE over HREE, with La_N/Yb_N ratios between 9.38 to 16.20 (Gameleira Pluton), 17.99 to 31.39 (granitic facies of the Pitombeira Pluton), 14.15 to 21.81 (dioritic facies of the Pitombeira Pluton) and 15.17 to 175.41 (Taipu Pluton). Based on the combined investigation of structural, textural and geochemical data, a late- to post-collisional tectonic environment is suggested for the plutons here studied.

Keywords: Borborema Province; São José de Campestre Domain, Pitombeira Pluton; Taipu Pluton; Gameleira Pluton; Lithogeochemistry.

INTRODUÇÃO

A atividade plutônica ediacarana (635 a 541 Ma) constitui uma das mais importantes feições geológicas encontrada em toda a Província Borborema, sendo representada por diversos batólitos, *stocks* e diques (Figura 1). Possui características texturais, petrográficas, geoquímicas e geocronológicas distintas. Na porção setentrional desta província, não podia ser diferente. Nela, inúmeros corpos plutônicos foram agrupados em diferentes suítes com base em seus aspectos petrográficos, texturais e geoquímicos (Nascimento et al., 2000, 2008).

No extremo NE da porção setentrional da Província Borborema, no conhecido Domínio São José de Campestre (Figura 2), foram selecionados três plútons (Pitombeira, Taipu e Gameleira), com o objetivo de caracterizá-los geoquimicamente, buscando definir a qual(is) suíte(s) magmática(s) os mesmos pertencem. Assim, seria possível ampliar o conhecimento geológico a cerca dos corpos plutônicos dessa porção da Província Borborema. Para tanto, se buscou fazer uma abordagem comparativa entre a petrografia (definição de assembleias minerais e composição modal) e os diferentes parâmetros litogeoquímicos (elementos maiores, traços; elementos terras raras; e diagramas discriminantes) dos corpos em questão; podendo, desse modo, caracterizar o magmatismo nesta porção do Estado do Rio Grande do Norte (Nordeste do Brasil).

CONTEXTO GEOLÓGICO

Geologia Regional

A área estudada está inserida no Domínio São José do Campestre, extremo NE da Província Borborema. Este domínio é limitado pela Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, a oeste, pela Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos, a sudeste, a sul pela Zona de Cisalhamento Patos e a leste/norte pelas coberturas fanerozoicas (Figura 1), sendo definido por Angelim et al. (2006) como um domo arqueano amalgamado por segmentos crustais paleoproterozoicos, contendo supracrustais e granitoides de idades neoproterozoicas (Figura 2).

O bloco mais antigo, Arqueano, é composto pelas unidades paleoarqueana Metatonalito Bom Jesus (ortognaisses tonalíticos migmatizados); meso/paleoarqueana Complexo Presidente Juscelino (ortognaisses e migmatitos); mesoarqueanas Complexo Brejinho (granada-biotita ortognaisses tonalíticos, trondhjemíticos, granodioríticos e monzograníticos) e Complexo Senador Elói de Souza (rochas gnáissicas

melanocráticas); e neoarqueana Granitoide São José do Campestre (ortognaisses monzograníticos a sienograníticos). A unidade Paleoproterozoica é formada pelo Complexo João Câmara (migmatitos, gnaisses bandados, hornblenda-biotita ortognaisses, anfíbolitos, leucogranitos e, subordinadamente, tremolita-actinolita xistos), Complexo Serrinha-Pedro Velho (migmatitos e ortognaisses), Complexo Santa Cruz (biotita-hornblenda ortognaisses granodioríticos, biotita *augen* gnaisses granodioríticos e biotita-hornblenda ortognaisses tonalíticos) e Suíte Inharé (diques e soleiras de anfíbolitos). Já a unidade Neoproterozoica é composta pelas Formações Jucurutu (hornblenda paragnaisses, calciossilicáticas e intercalações lenticulares de mármore) e Seridó (micaxistos feldspáticos, além de intercalações de mármore, calciossilicáticas, paragnaisses, metavulcânicas básicas, quartzitos e metaconglomerados).

O plutonismo brasileiro presente no Domínio São José do Campestre é de idade neoproterozoica (Ediacarana), formado por corpos de diversas afinidades, como identificado na Tabela 1, de acordo com a classificação proposta por Angelim et al. (2006) e Nascimento et al. (2008).

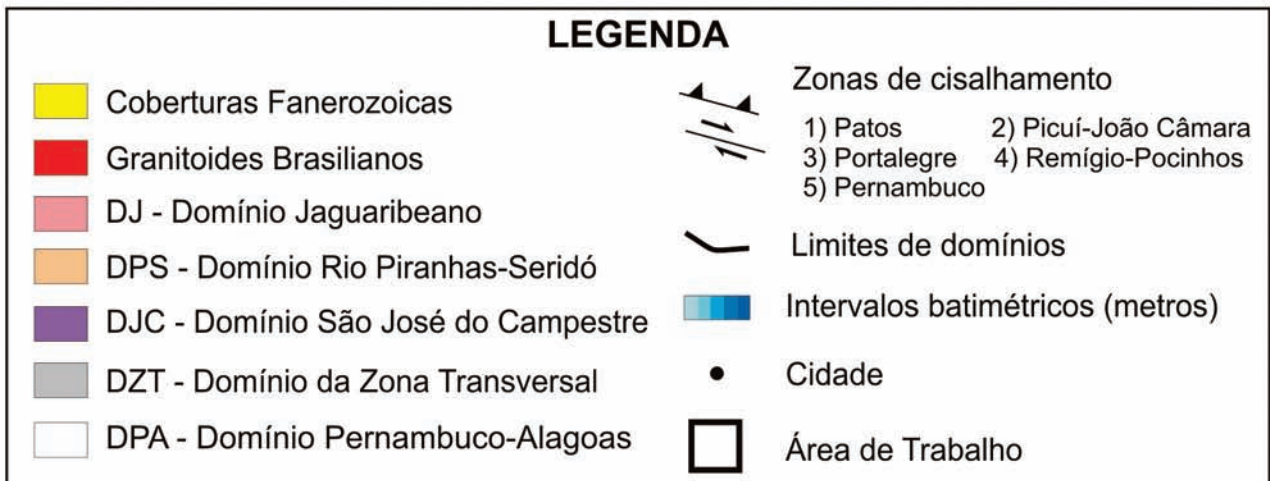
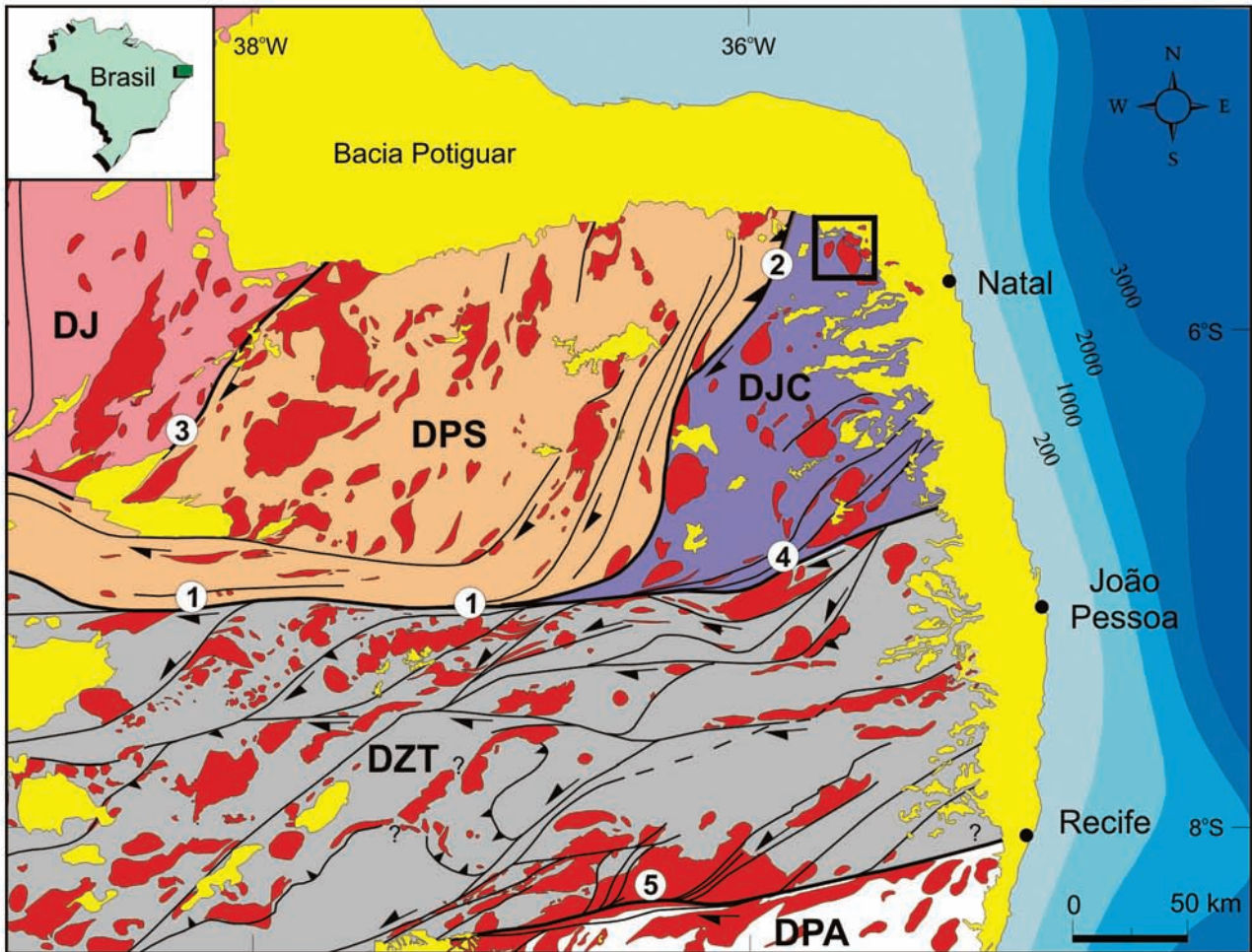
De acordo com Angelim et al. (2006) e Nascimento et al. (2008), o Plúton Pitombeira integra a Suíte Cálcio-alcalina de alto K Porfirítica correlacionada a Suíte Itaporanga, mostrando ainda uma fácies de natureza shoshonítica representativa da Suíte São João do Sabugi. Os plútons Taipu e Gameleira, entretanto, são representativos da Suíte Cálcio-alcalina de alto K Equigranular correlacionada a Suíte Dona Inês.

Por fim, têm-se as coberturas fanerozoicas formadas por arenitos finos a grossos (Formação Açu), calcários (Formação Jandaíra), conglomerados e arenitos (Formação Serra do Martins) e arenitos grossos a conglomeráticos (Formação Barreiras), além de sedimentos recentes de origem colúvio-eluvial e aluvionar.

Geologia dos Plútons Pitombeira, Taipu e Gameleira

Os plútons Pitombeira, Taipu e Gameleira estão intrusivos em ortognaisses migmatizados do Complexo João Câmara e unidades metassedimentares da Formação Seridó.

Ao observar a Figura 3, se vê que o Plúton Pitombeira aflora na porção oeste da área de pesquisa, sendo intrusivo unicamente em ortognaisses tonalíticos a granodioríticos migmatizados correlacionados ao Complexo João Câmara e, eventualmente, apresentando xenólitos dos mesmos. A norte do corpo principal as rochas desse plúton ocorrem como *sheets* anelares concordantes com a foliação S_3 da rocha encaixante. Este plúton apresenta uma fácies de composição granítica (de maior expressão) e uma fácies de composição diorítica, ocorrendo



Fonte: modificado de Santos (2000).

Figura 1. Localização da área no contexto do Domínio São José do Campestre, extremo nordeste da Província Borborema.

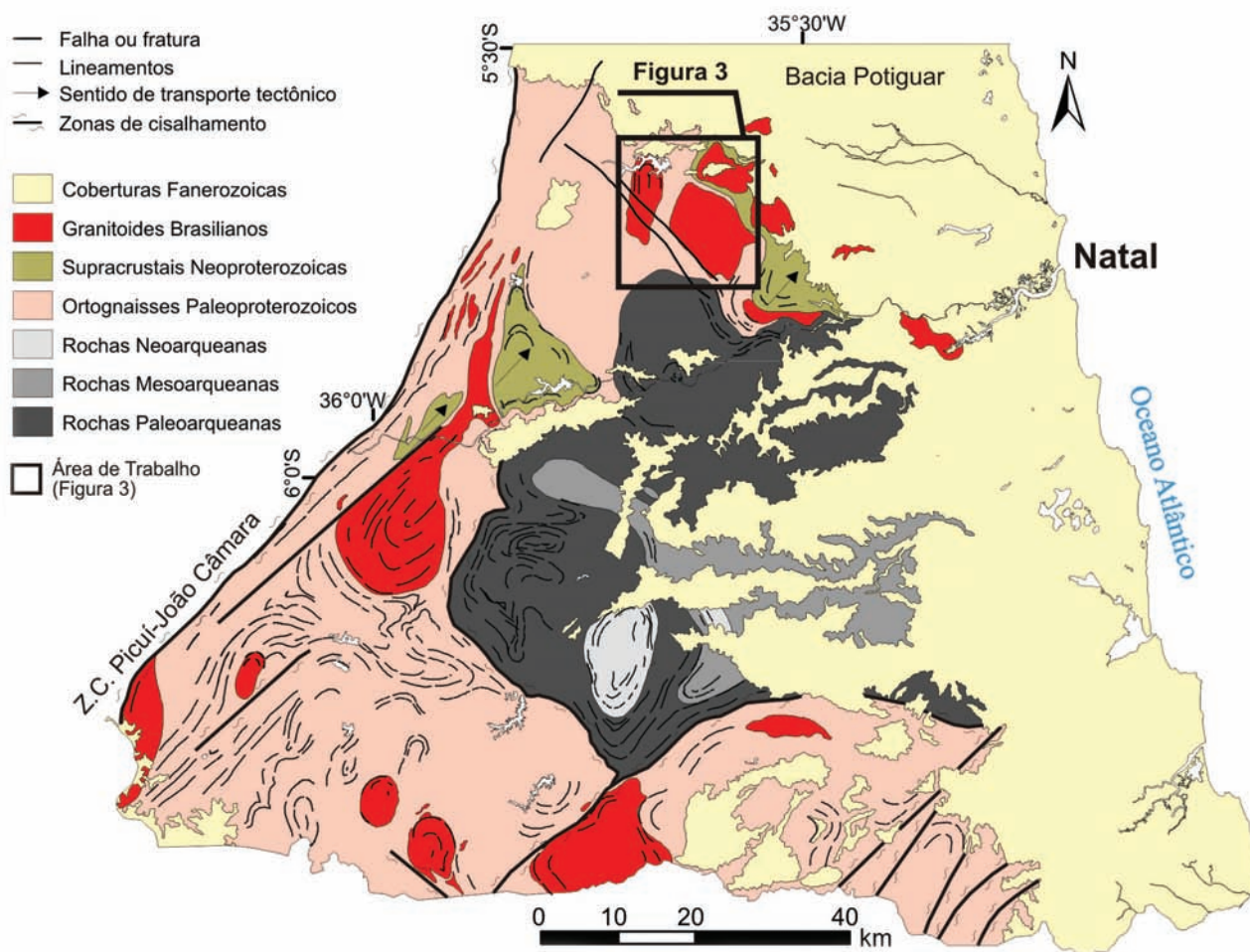


Figura 2. Contexto geológico do Domínio São José do Campestre, no Estado do Rio Grande do Norte (extremo nordeste da Província Borborema), com destaque para as diferentes unidades geológicas definidas por Angelim et al. (2006).

Tabela 1. Suítes plutônicas neoproterozoicas presentes no Domínio São José do Campestre com suas características geoquímicas.

Suíte	Litologia	Características Geoquímicas
São João do Sabugi Shoshonítica	Gabro/dioritos e quartzo-monzonito	$SiO_2 = 46,7$ a $61,5\%$, $Na_2O + K_2O = 3,9 - 10,8\%$, $CaO = 3 - 9,9\%$, $(Ce/Yb)_N = 6,4 - 107,4$, $(Ce/Sm)_N = 1,1 - 5,4$ e $Eu/Eu^* = 0,4 - 1,4$.
Itaporanga	Monzogranito granodioritos e quartzo monzonitos	$SiO_2 = 62 - 76,2\%$, $Na_2O + K_2O = 7,4 - 10,8\%$, $CaO = 0,6 - 4,1\%$, $(Ce/Yb)_N = 7,5 - 117,9$, $(Ce/Sm)_N = 2,8 - 12,9$ e $Eu/Eu^* = 0,3 - 0,9$.
Dona Inês	Granitos, granodioritos e monzonitos	$SiO_2 = 66,7$ a $78,8\%$, $Na_2O + K_2O = 6,7 - 9,8\%$, $CaO = 0,5 - 4\%$, $(Ce/Yb)_N = 0,4 - 343,9$, $(Ce/Sm)_N = 0,8 - 8,3$ e $Eu/Eu^* = 0,2 - 0,9$.
Catingueira	Álcali-feldspato granitos	$SiO_2 = 66,2 - 76,9\%$, $Na_2O + K_2O = 8,6 - 11,7\%$, $CaO = 0,2 - 2,1\%$, $(Ce/Yb)_N = 2,9 - 42,2$ $(Ce/Sm)_N = 1,8 - 5,2$ e $Eu/Eu^* = 1,2 - 2,9$.

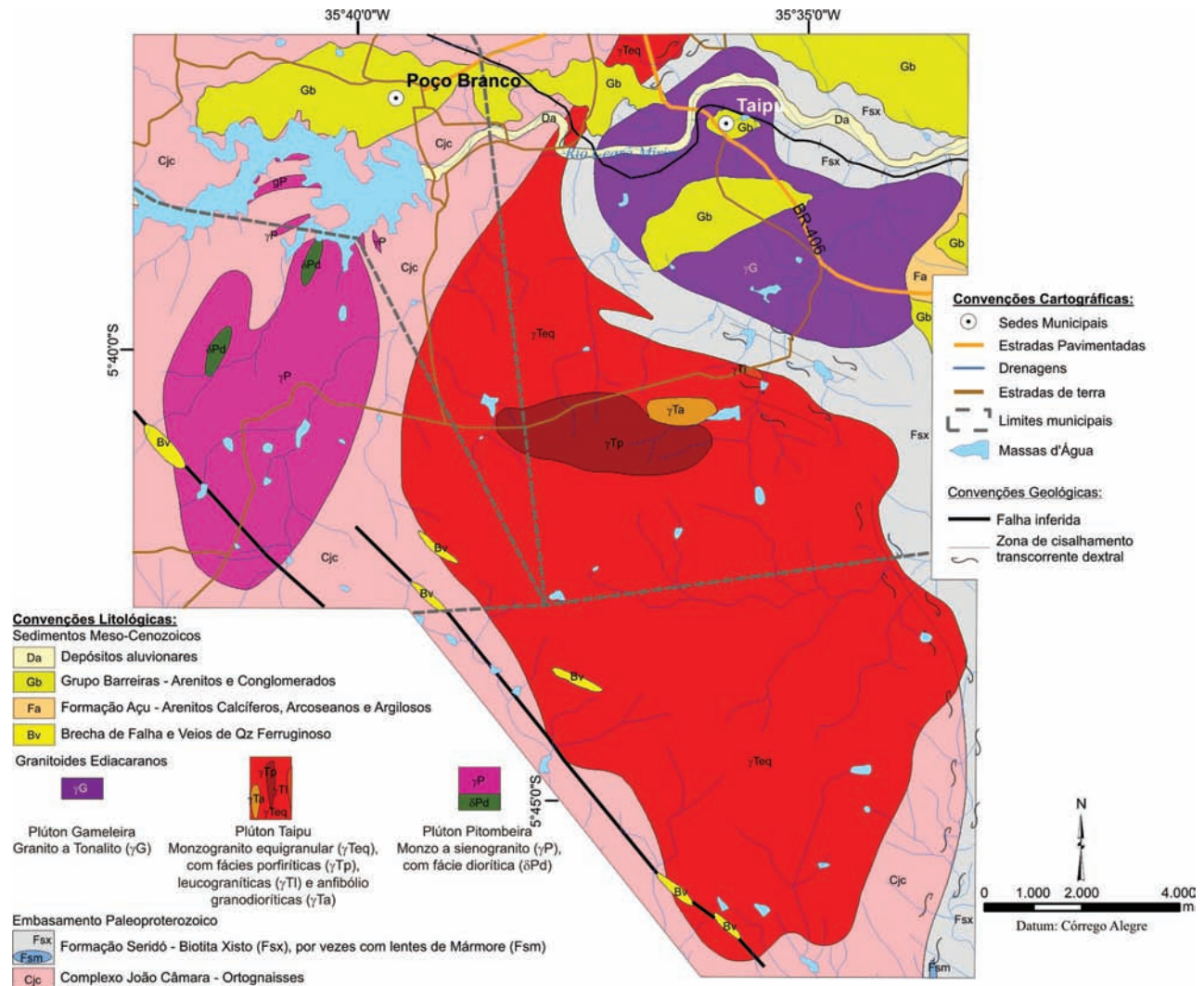
Compilado de Angelim et al. (2006) e Nascimento et al. (2008).
 Eu/Eu^* : $Eu_N / [(Sm_N / Gd_N) / 2]$.

sempre como enclaves (porção N-NW do corpo) de formas ovaladas ou elipsoidais, com dimensões centimétricas a decamétricas, granulometria fina e mostrando bordas de reação com a fácies principal.

O Plúton Taipu também corta os ortognaisses do Complexo João Câmara na porção sul-oeste, mas também afeta os biotita xistos com pequenas intercalações de mármore representativos da Formação Seridó, na porção leste. O Plúton Taipu mostra, em campo, uma variação textural (e composicional), sendo representado por uma fácies granítica que pode apresentar textura equigranular (de maior expressão) ou eventualmente porfirítica (no centro do corpo) e uma fácies granodiorítica fina (na porção

norte do corpo). O Plúton Gameleira encontra-se na porção NE da área pesquisada intrusivo exclusivamente nos biotitas xistos da Formação Seridó e representando rochas equigranulares fina a média de composição tonalítica a granodiorítica. Pode, ainda, conter pequenos enclaves máficos (centimétricos), veios pegmatíticos e xenólitos de micaxistos da Formação Seridó. Essas unidades litológicas foram identificadas tendo como base informações bibliográficas e mapas geológicos prévios (Medeiros, 1982; Sales, 1994; Lopes, 1995; Angelim et al., 2006), bem como por trabalhos desenvolvidos em campo.

Com a finalidade de definir a composição modal das rochas estudadas, foi realizada a descrição petrográfica e



Fonte: modificado de Sales (1995) e Angelim et al. (2006).

Figura 3. Mapa geológico da área estudada.

textural em escala microscópica dos plútons em questão. Foram, também, identificadas diferentes fases minerais, bem como confeccionados os diagramas QA+PM de Le Maitre (2002) e QAP de Streckeisen (1976), representados na Figura 4.

O Plúton Pitombeira é composto por duas fácies. A primeira é caracterizada por rochas de composição quartzo diorítica a tonalítica equigranular, variando de melanocrática a mesocrática, sendo a biotita seu máfico principal, com ocorrências expressivas de hornblenda, e ainda apresentando minerais opacos, titanita e apatita como acessórios. Como minerais secundários, aparecem clorita e mica branca. Observam-se plagioclásios (do tipo andesina – 36% An) com zonação parcial e borda de resfriamento, além de textura subvulcânica evidenciada por plagioclásios ripiformes numa matriz, em geral, de granulometria fina. Textura poiquilítica é observada nesta fácies. A segunda fácies é formada por rochas de natureza monzogranítica a sienogranítica inequigranular, leucocrática, caracterizada por fenocristais

de K-feldspatos (tamanho < 4 mm), sendo a biotita seu principal máfico, podendo ocorrer, porém, hornblenda em algumas amostras, além de minerais opacos, titanita, epidoto, apatita e alanita como acessórios e mica branca como mineral secundário.

O Plúton Taipu apresenta rochas de composição monzogranítica a sienogranítica equigranulares, de natureza leucocrática a hololeucocrática, sendo a biotita seu máfico predominante, tendo ainda minerais opacos, titanita, zircão, apatita, alanita e epidoto como minerais acessórios. Calcita, clorita e mica branca ocorrem como minerais secundários. Texturas do tipo pertita e mirmequita são bastante comuns. As rochas possuem, em geral, granulometria média, embora seja possível observar rochas de natureza porfirítica.

O Plúton Gameleira é formado por rochas de composição tonalítica a granodiorítica inequigranulares, leucocráticas, e caracterizadas por cristais de plagioclásios zonados (tamanho > 6 mm) com teor de anortita indicando ser andesina (32% An). Hornblenda e biotita

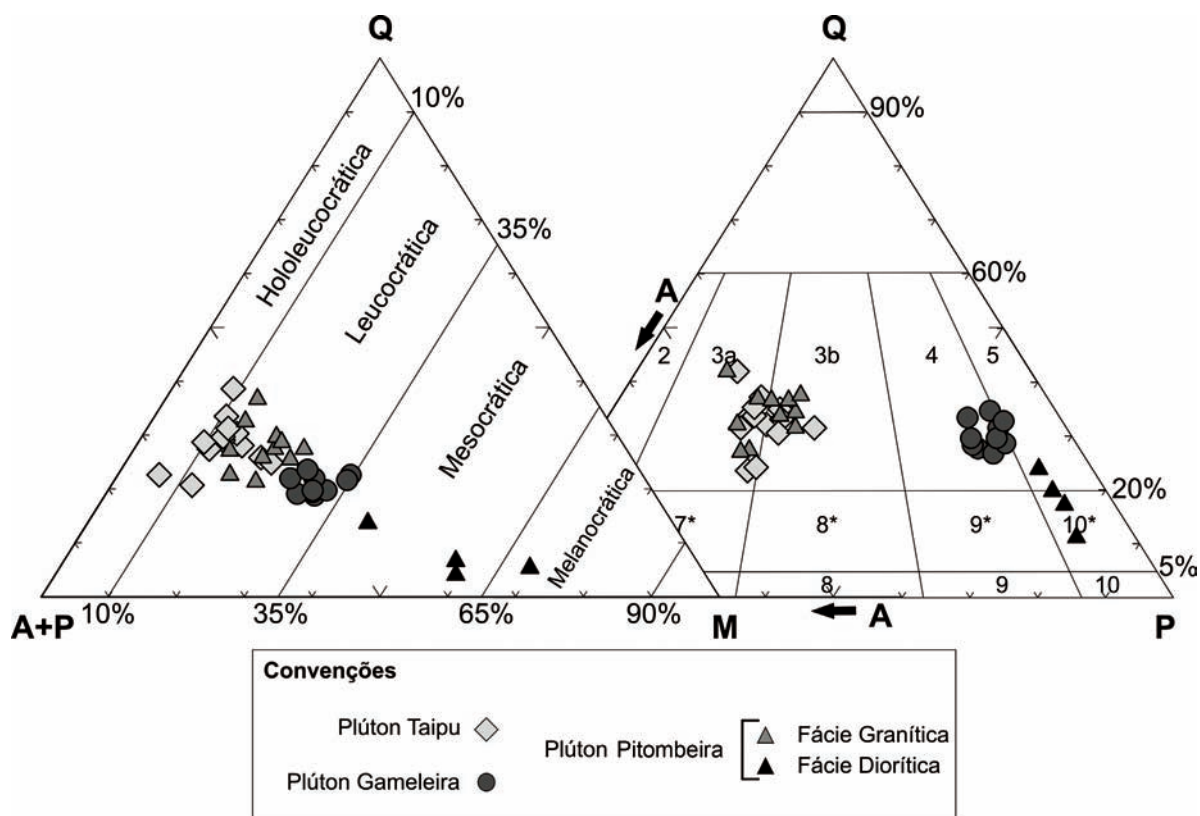


Figura 4. Classificação das rochas plutônicas estudadas com base nos diagramas QA+PM (Le Maitre, 2002) e QAP (Streckeisen, 1976). Q: Quartzo; A: Felspato alcalino (K-feldspato + plagioclásio com < 5% An); P: Plagioclásio (> 5% An); M: Somatório de minerais máficos; 3a: sienogranito; 3b: monzogranito; 4: granodiorito; 5: tonalito; 10*: quartzo diorito.

são os máficos principais, tendo ainda minerais opacos, epidoto, titanita, alanita, zircão e apatita como minerais acessórios, além de calcita, clorita e mica branca, como produtos de alteração. Observa-se a ocorrência de texturas dos tipos pertitas e mirmequitas ou ainda poiquilíticas (nos plagioclásios). A zonação normal vista em cristais de plagioclásio pode indicar a cristalização fracionada, processo importante durante a diferenciação magmática.

RESULTADOS

Caracterização Litogeoquímica

A caracterização litogeoquímica das amostras foi feita a partir da análise de elementos maiores, traços, terras raras e dados normativos Cross, Iddings, Pirsson & Washington (CIPW – Cross et al., 1903) de um total de 40 amostras, sendo 15 para o Plúton Pitombeira, 14 para o Plúton Taipu e 11 para o Plúton Gameleira. A preparação das amostras foi realizada nas instalações do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), passando pela fragmentação de 1 até 3 cm em britador de mandíbula.

As amostras foram analisadas para elementos maiores (método de Espectrometria de Emissão Atômica com Plasma Acoplado Indutivamente – ICP-OES), traços e terras raras (método Espectrometria de Massas com Plasma Acoplado Indutivamente – ICP-MS) após fusão por metaborato/tetraborato de lítio e digestão ácida, sendo 34 amostras analisadas na Lakefield Geosol Laboratório Ltda. (Belo Horizonte, Brasil) e seis na ACME Analytical Laboratories Ltda. (Vancouver, Canadá). A perda ao fogo foi calculada pela diferença de peso após aquecer 0,2 g de amostra a 1.000°C. O erro analítico é menor que 5% para os óxidos e de 10 a 15% para os elementos traços. Os resultados para elementos maiores e alguns elementos traços estão distribuídos ao longo das Tabelas 2 a 4.

Elementos Maiores e Traços

Nos diagramas do tipo Harker, considerando SiO₂ como índice de diferenciação, é possível identificar o comportamento dos elementos químicos ao longo da evolução magmática e a distinção entre os três corpos pesquisados, principalmente no que se refere ao Plúton Gameleira em relação aos outros dois (plútons Pitombeira e Taipu) (Figuras 5 e 6).

Tabela 2. Composição química das rochas do Plúton Pitombeira.

Elementos	Tonalito	Quartzo Diorito				Sienogranito					Monzogranito				
	CEBP-83	TP-17B	TP-27B	TP-28	TP-23	TP-26	TP-24	TP-25	TP-17A	TP-18	TP-21	TP-19	TP-27A	TP-22	TP-20
SiO ₂ (%)	53,44	54,69	55,15	60,98	66,01	66,50	68,90	69,60	71,70	64,23	64,97	67,78	69,98	70,60	71,08
Al ₂ O ₃	13,99	16,45	15,30	13,98	15,33	16,22	13,80	13,60	13,50	14,44	14,02	15,96	15,42	13,10	15,95
Fe ₂ O _{3t}	11,39	10,73	11,16	8,56	5,23	5,95	4,70	4,41	4,13	6,07	5,67	5,55	4,22	3,61	3,49
MnO	0,16	0,15	0,16	0,13	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,06	0,07	0,05
MgO	3,66	2,69	2,27	1,53	0,85	0,97	0,75	0,63	0,53	1,09	1,01	0,85	0,54	0,37	0,42
CaO	6,10	5,34	5,10	3,79	2,09	2,35	2,13	2,11	1,77	2,90	2,48	2,25	1,91	1,54	1,33
Na ₂ O	3,35	3,29	2,70	2,86	2,91	2,99	3,03	3,05	2,99	3,40	3,25	3,15	2,89	2,79	3,17
K ₂ O	3,30	3,14	3,35	4,21	5,01	5,18	5,62	5,51	5,42	5,70	5,20	4,77	5,32	5,53	5,41
TiO ₂	3,15	2,74	3,00	2,26	1,02	1,12	0,88	0,81	0,66	1,20	1,04	1,02	0,72	0,52	0,49
P ₂ O ₅	1,71	1,52	1,55	1,03	0,38	0,42	0,30	0,28	0,23	0,40	0,39	0,40	0,22	0,16	0,12
PF	0,31	0,43	0,58	0,54	0,32	0,42	0,27	0,30	0,72	0,37	0,57	0,46	0,57	0,70	0,26
Total	100,56	101,17	100,32	99,87	99,22	102,20	100,46	100,37	101,73	99,88	98,67	102,27	101,85	98,99	101,77
Rb (ppm)	84,40	240,60	466,50	361,60	336,80	307,70	345,10	307,90	411,70	312,70	380,00	317,30	549,70	399,70	392,80
Ba	2.078,00	2.046,00	1.876,00	1.790,00	1.477,00	1.665,00	1.655,00	1.547,00	1.217,00	1.437,00	1.454,00	1.664,00	1.223,00	1.171,00	1.100,00
Sr	1.048,00	997,00	544,00	520,00	351,00	390,00	366,00	363,00	244,00	420,00	342,00	399,00	268,00	243,00	230,00
Zr	574,00	730,00	672,00	485,00	668,00	712,00	687,00	658,00	537,00	783,00	632,00	637,00	534,00	486,00	464,00
Ni	31,60	21,10	17,700	9,60	7,400	7,50	5,20	3,90	3,30	7,30	9,700	6,900	4,00	2,70	2,60
V	181,00	186,00	186,00	139,00	65,00	93,00	58,00	230,00	38,00	64,00	77,00	88,00	65,00	50,00	38,00
Nb	48,67	35,00	35,53	25,59	26,00	24,30	29,92	28,58	24,29	27,82	33,78	30,56	30,09	23,77	26,98
Y	62,03	59,39	70,36	53,19	52,93	56,89	57,98	48,74	62,10	70,83	69,49	62,52	52,26	64,36	42,19
Na ₂ O+K ₂ O	6,65	6,43	6,05	7,07	7,92	8,17	8,65	8,56	8,41	9,10	8,45	7,92	8,21	8,32	8,58
Na ₂ O/K ₂ O	1,02	1,05	0,81	0,68	0,58	0,58	0,54	0,55	0,55	0,60	0,63	0,66	0,54	0,50	0,59
A/CNK	0,69	0,89	0,88	0,86	1,09	1,09	0,92	0,92	0,96	0,85	0,90	1,10	1,10	0,98	1,18
A/NK	1,54	1,87	1,89	1,51	1,50	1,54	1,25	1,24	1,25	1,23	1,28	1,54	1,46	1,24	1,44

PF: Perda ao fogo.

Tabela 3. Composição química das rochas do Plúton Taipu.

Elementos	Sienogranito							Monzogranito						
	TP-9	TP-16	TP-1	TP-7A	TP-13	TP-14	TP-15	TP-7B	TP-6	TP-5	TP-12	TP-8	CEBP-84	TP-30
SiO ₂ (%)	67,50	70,90	72,81	73,00	73,20	73,90	74,40	70,60	70,61	71,02	71,87	72,30	72,36	72,73
Al ₂ O ₃	15,30	14,80	16,26	14,10	14,30	14,30	13,90	14,90	15,80	14,76	14,97	14,40	13,52	14,32
Fe ₂ O _{3t}	3,27	3,49	2,51	1,95	2,47	2,40	1,49	2,66	2,58	2,51	1,95	2,43	2,78	1,61
MnO	0,08	0,05	0,03	0,04	0,05	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,06	0,04	0,03
MgO	0,83	0,68	0,33	0,23	0,29	0,30	0,18	0,46	0,37	0,22	0,18	0,37	0,34	0,26
CaO	2,68	2,08	1,37	1,29	1,40	1,56	1,60	1,75	1,14	0,81	0,90	1,39	1,32	1,28
Na ₂ O	4,28	3,42	3,18	3,44	3,56	3,41	3,57	3,75	3,33	3,76	3,14	3,36	3,09	3,64
K ₂ O	4,43	5,02	5,07	4,97	5,18	5,09	4,76	4,66	4,79	5,96	4,64	4,85	5,56	4,98
TiO ₂	0,31	0,52	0,26	0,19	0,22	0,28	0,14	0,35	0,26	0,16	0,13	0,31	0,25	0,18
P ₂ O ₅	0,21	0,14	0,06	0,04	0,07	0,08	0,03	0,10	0,06	0,04	0,03	0,08	0,08	0,05
PF	0,09	0,78	0,17	0,55	0,43	0,30	0,32	0,29	0,43	0,13	0,21	0,30	0,36	0,60
Total	98,98	101,88	102,05	99,80	101,17	101,67	100,42	99,57	99,41	99,41	98,05	99,85	99,70	99,67
Rb (ppm)	328,20	351,40	569,10	727,30	380,90	418,30	319,80	582,00	379,30	501,40	560,40	473,40	203,70	258,50
Ba	2.592,00	1.366,00	699,00	636,00	973,00	768,00	641,00	986,00	1.052,00	483,00	492,00	1.141,00	975,00	548,00
Sr	1.513,00	226,00	114,00	105,00	301,00	149,00	229,00	143,00	385,00	96,00	84,00	246,00	145,10	99,60
Zr	184,00	414,00	245,00	151,00	210,00	225,00	166,00	332,00	234,00	189,00	141,00	467,00	251,30	173,00
Ni	3,30	4,70	2,70	3,30	2,60	2,80	1,70	3,20	2,70	1,40	2,50	3,90	2,30	2,10
V	62,00	61,00	51,00	46,00	56,00	118,00	29,00	43,00	69,00	31,00	49,00	33,00	10,00	11,00
Nb	5,97	9,43	26,52	16,65	8,16	17,46	5,04	20,60	10,87	23,44	23,90	18,39	21,28	38,80
Y	9,09	4,97	31,91	23,99	14,25	16,97	4,54	29,47	26,62	38,46	30,48	27,41	20,44	22,80
Na ₂ O+K ₂ O	8,71	8,44	8,25	8,41	8,74	8,50	8,33	8,41	8,12	9,72	7,78	8,21	8,65	8,62
Na ₂ O/K ₂ O	0,97	0,68	0,63	0,69	0,69	0,67	0,75	0,80	0,70	0,63	0,68	0,69	0,56	0,73
A/CNK	0,91	1,00	1,23	1,05	1,02	1,02	1,00	1,03	1,24	1,04	1,26	1,08	1,00	1,04
A/NK	1,29	1,34	1,51	1,28	1,25	1,28	1,26	1,33	1,48	1,17	1,47	1,33	1,22	1,26

PF: Perda ao fogo.

Tabela 4. Composição química das rochas do Plúton Gameleira.

Elementos	Tonalito		Granodiorito								
	TP-10	TP-35	TP-32	TP-34	TP-31	TP-33	TP-29	TP-2	TP-4	TP-3	TP-11
SiO ₂ (%)	66,00	62,58	62,86	63,17	63,19	63,41	63,72	64,10	64,60	64,95	65,40
Al ₂ O ₃	14,90	14,83	15,55	15,00	14,58	15,08	14,40	14,30	14,70	16,70	14,70
Fe ₂ O _{3t}	5,86	5,57	5,38	5,59	5,91	5,32	6,12	6,49	5,82	6,18	5,44
MnO	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09	0,10	0,12	0,11	0,10	0,10
MgO	2,39	2,61	2,49	2,61	2,66	2,46	2,32	2,67	2,43	2,28	2,20
CaO	3,85	3,48	3,53	3,56	3,63	3,60	3,87	3,74	3,74	3,54	3,67
Na ₂ O	3,85	3,71	3,89	4,12	3,64	3,90	3,79	3,45	3,78	3,68	3,82
K ₂ O	3,58	3,95	4,09	3,35	3,64	3,84	3,52	3,71	3,48	3,32	3,41
TiO ₂	0,67	0,62	0,62	0,63	0,68	0,61	0,70	0,72	0,66	0,68	0,61
P ₂ O ₅	0,39	0,40	0,39	0,39	0,42	0,36	0,40	0,41	0,39	0,40	0,39
PF	0,22	1,70	0,60	1,00	1,10	0,90	0,58	0,45	0,65	0,43	0,31
Total	101,82	99,52	99,51	99,56	99,54	99,54	99,52	100,16	100,36	102,26	100,05
Rb (ppm)	237,50	96,60	97,20	87,00	92,50	92,30	243,50	271,80	220,50	211,90	231,80
Ba	1.205,00	1.343,00	1.403,00	913,00	1.220,00	1.242,00	1.216,00	1.168,00	1.003,00	1.257,00	1.112,00
Sr	893,00	811,40	852,20	812,80	789,20	799,10	871,00	697,00	750,00	861,00	846,00
Zr	245,00	201,40	196,50	197,20	200,60	188,80	234,00	242,00	188,00	205,00	186,00
Ni	14,60	14,40	15,00	14,20	22,10	13,70	13,50	15,30	14,30	12,60	13,10
V	161,00	98,00	95,00	96,00	100,00	94,00	144,00	380,00	156,00	159,00	152,00
Nb	7,30	12,60	12,80	12,40	13,30	13,50	9,24	7,81	7,54	7,91	7,54
Y	15,07	20,20	20,70	19,80	20,10	20,50	13,92	33,90	21,90	23,70	13,70
Na ₂ O+K ₂ O	7,43	7,66	7,98	7,47	7,28	7,74	7,31	7,16	7,26	7,00	7,23
Na ₂ O/K ₂ O	1,08	0,94	0,95	1,23	1,00	1,02	1,08	0,93	1,09	1,11	1,12
A/CNK	0,86	0,89	0,90	0,89	0,88	0,88	0,84	0,87	0,87	1,04	0,88
A/NK	1,46	1,43	1,43	1,44	1,47	1,42	1,43	1,47	1,47	1,73	1,47

PF: Perda ao fogo.

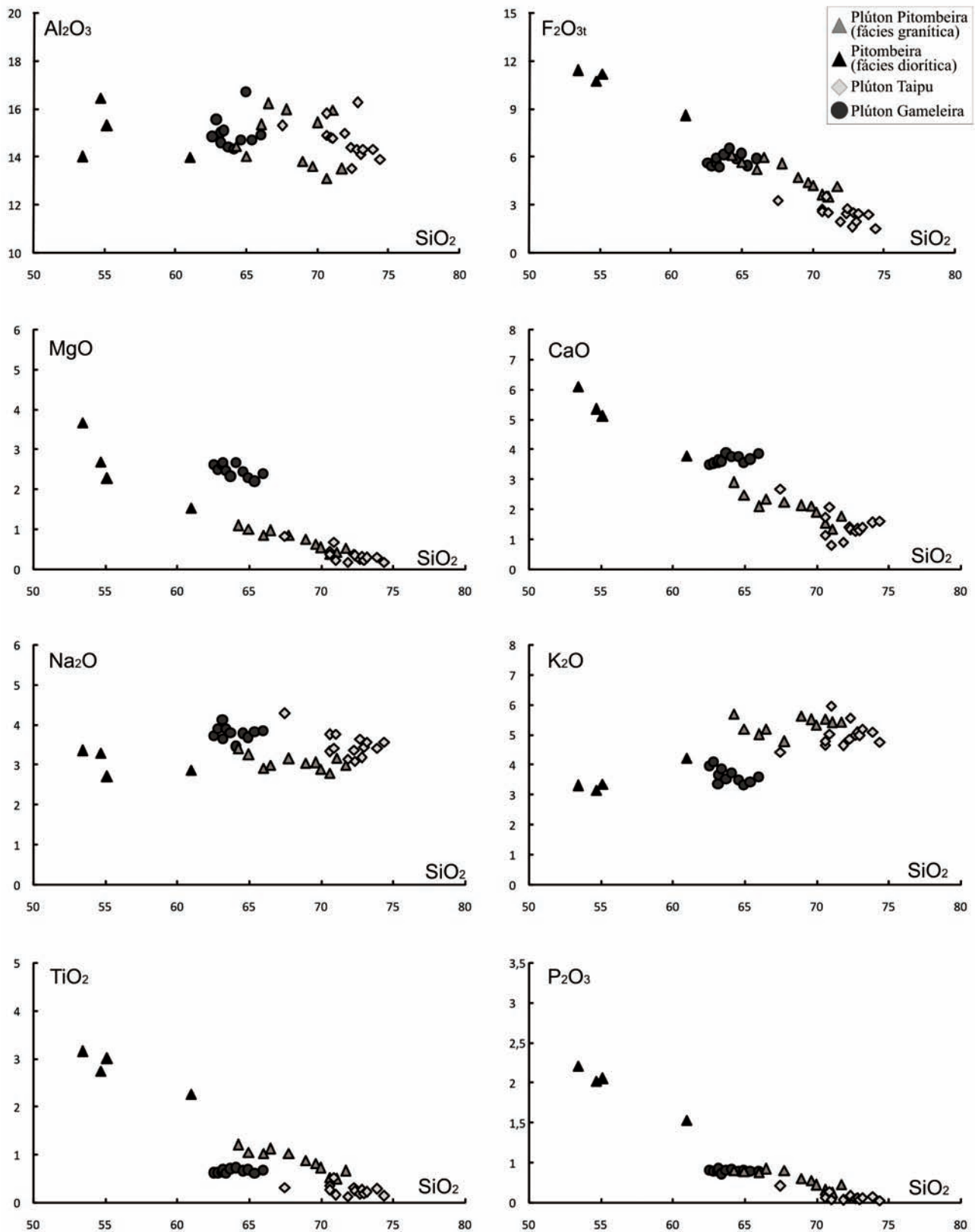


Figura 5. Diagramas tipo Harker para elementos maiores, utilizando a SiO₂ como índice de diferenciação.

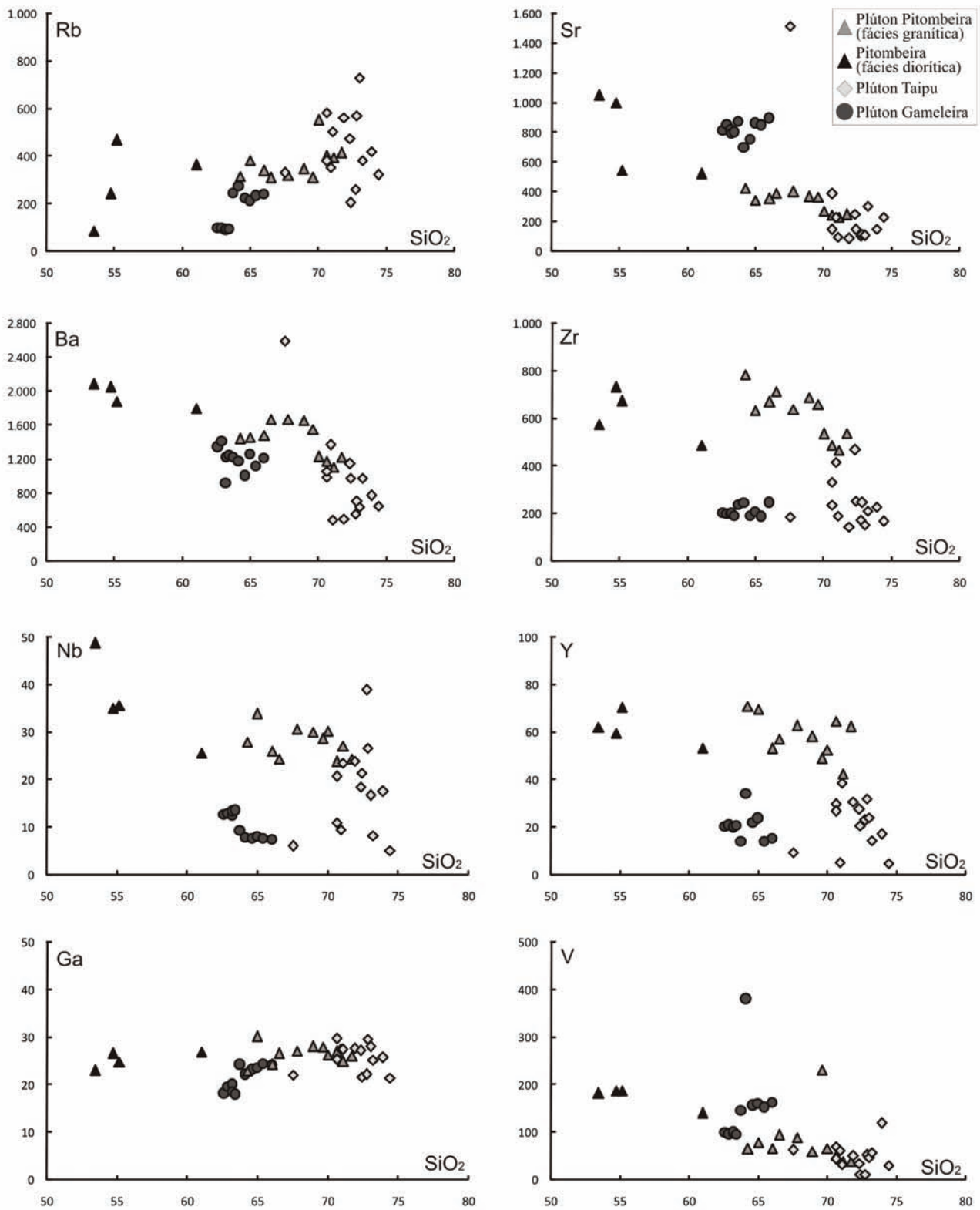


Figura 6. Diagramas tipo Harker para elementos traços, utilizando a SiO₂ como índice de diferenciação.

Em geral, a maioria das amostras é de natureza ácida ($\text{SiO}_2 > 63\%$), exceto os enclaves da fácies quartzo diorítica a tonalítica do Plúton Pitombeira ($\text{SiO}_2 = 53,44 - 60,98\%$), além das duas rochas menos evoluídas do Plúton Gameleira ($\text{SiO}_2 = 62,58 - 62,86\%$), todas consideradas intermediárias.

As rochas quartzo dioríticas a tonalíticas do Plúton Pitombeira são as que apresentam os mais altos teores em Fe_2O_{3t} , CaO , TiO_2 , P_2O_5 e Ba , e o mais baixo em K_2O entre todas as rochas estudadas. Já as rochas ácidas dos três corpos pesquisados, quando são comparadas entre si, percebe-se que as do Plúton Gameleira são as que possuem mais altos teores em Fe_2O_{3t} , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 , Sr e V , e os mais baixos valores em K_2O e Rb . Em geral, as rochas dos plútons Pitombeira e Taipu possuem composições usualmente superpostas, com valores parecidos entre alguns elementos químicos, diferenciando-se principalmente nos teores de SiO_2 (Plúton Pitombeira – 64,23 a 71,70%; Plúton Taipu – 67,50 a 74,40%), Fe_2O_{3t} (Plúton Pitombeira $> 3,61\%$ e Plúton Taipu $< 3,49\%$), TiO_2 (Plúton Pitombeira $> 0,49\%$ e Plúton Taipu $< 0,52\%$), Na_2O (Plúton Pitombeira $< 3,40\%$ e Plúton Taipu $> 3,09\%$), Zr (Plúton Pitombeira > 464 ppm e Plúton Taipu < 467 ppm) e Y (Plúton Pitombeira $> 42,19$ ppm e Plúton Taipu $< 38,46$ ppm).

Nos diagramas dos elementos maiores (Figura 5), verificam-se inicialmente uma clara separação entre os plútons, com o Plúton Gameleira se destacando dos demais. Este corpo apresenta altos teores de MgO e CaO que reflete na presença de anfibólio em sua composição modal. Este fato também pode ser observado em uma amostra do Plúton Taipu (TP-9) e em quatro amostras do Plúton Pitombeira (TP-18, TP-23, TP-24 e TP-25). O diagrama de K_2O também separa as rochas do Plúton Gameleira dos demais corpos, já que esse apresenta baixos teores de K_2O , corroborando com sua composição modal que é mais pobre em K-feldspato. Já os diagramas de Fe_2O_{3t} e MgO mostram, claramente, uma distinção entre os três plútons, onde o empobrecimento destes óxidos está inversamente ligado ao enriquecimento de SiO_2 . Rochas mais evoluídas em sílica são mais pobres em minerais que contêm Fe_2O_{3t} e MgO , como é o exemplo das rochas do Plúton Taipu. A separação entre os três plútons também é clara no diagrama de TiO_2 .

Quatro amostras do Plúton Pitombeira (CEBP-83, TP-17B, TP-27B e TP-28) apresentam características geoquímicas de rochas poucas evoluídas bem diferentes das demais amostras, se destacando em todos os diagramas. Isso se deve a natureza quartzo diorítica a tonalítica dessas rochas, que ocorrem como enclaves no plúton granítico.

Ao tratar cada plúton de forma individualizada, observa-se na Figura 5 que o Plúton Pitombeira mostra

correlações negativas de Fe_2O_{3t} e MgO , que são explicadas pelo fracionamento de biotita, anfibólio e minerais opacos, de CaO relacionado ao fracionamento de plagioclásio e titanita, de TiO_2 ligada ao fracionamento de titanita e minerais opacos e P_2O_5 explicado pelo fracionamento de apatita. Na_2O e K_2O não possuem tendências claras, mostrando padrões subhorizontalizados. Com relação ao Plúton Taipu a tendência negativa é observada para Fe_2O_{3t} e MgO , caracterizando o fracionamento de biotita e minerais opacos, e ocasionalmente para CaO , no caso do possível fracionamento de plagioclásio e titanita. Na_2O , K_2O , TiO_2 e P_2O_5 tendem a se mostrar com padrões subhorizontalizados. Por fim, no caso do Plúton Gameleira, é possível identificar uma pequena correlação negativa de MgO com relação a SiO_2 evidenciando fracionamento de biotita e anfibólio, enquanto que os demais elementos mostram-se, em geral, com padrão subhorizontalizado ou disperso.

Com os diagramas para elementos traços (Figura 6), é possível distinguir os três corpos estudados (especialmente para Sr , Ba , Zr , Nb e Y), onde o Plúton Gameleira é quem melhor se destaca, corroborando com os dados dos elementos maiores (Figura 5). Para cada corpo, individualmente, é possível verificar que o Ba , Sr e V mostram correlação negativa, no caso dos plútons Pitombeira e Taipu. O Plúton Gameleira apresenta uma fraca dispersão positiva nos diagramas Sr e V . O comportamento negativo do Sr e V está associado ao fracionamento de minerais máficos ricos em CaO (Sr) e Fe_2O_{3t} (V), como anfibólios, titanita e minerais opacos (magnetita e ilmenita) quando presentes na composição modal dos plútons. A correlação negativa do Ba com SiO_2 também sugere um fracionamento de minerais ricos em CaO , como, por exemplo, plagioclásios.

Terras Raras e Diagramas Multielementos

Os resultados das análises dos ETR são apresentados nas Tabelas 5 a 7, separadas por plútons. Seus respectivos espectros encontram-se na Figura 7, onde os dados foram normalizados em relação ao condrito de Evensen et al. (1978).

A partir da observação dos espectros, é possível identificar uma característica comum a todos os plútons, que é um enriquecimento relativo em relação ao condrito, com moderado grau de fracionamento dos elementos terras raras leves (ETL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), com La_N entre 530,3 e 753,1 para a fácies diorítica do Plúton Pitombeira e 623,5 e 969,7 para a fácies granítica desse mesmo plúton.

No caso do Plúton Taipu, os valores de La_N mostram uma ampla variação de 154,5 a 966,5, enquanto que o Plúton Gameleira é o que apresenta menores valores

Tabela 5. Análise de elementos terras raras das rochas do Plúton Pitombeira.

Elementos	Tonalito	Quartzo Diorito				Sienito					Monzogranito				
	CEBP-83	TP-17B	TP-27B	TP-28	TP-23	TP-26	TP-24	TP-25	TP-17A	TP-18	TP-21	TP-19	TP-27A	TP-22	TP-20
SiO ₂ (%)	53,44	54,69	55,15	60,98	66,01	66,50	68,90	69,60	71,08	64,23	64,97	67,78	69,98	70,60	71,70
La ppm	133,90	184,20	132,10	129,70	161,30	175,80	204,90	152,50	237,20	173,40	173,20	227,30	199,20	208,60	180,40
Ce	255,40	345,70	258,40	234,50	272,50	301,00	332,20	257,60	400,60	300,60	308,40	395,10	316,20	353,00	313,90
Pr	33,31	41,33	33,70	30,46	30,66	32,88	38,34	29,90	44,31	34,42	38,36	42,67	40,02	40,16	34,63
Nd	128,00	163,90	131,50	117,30	110,60	113,10	130,40	103,60	139,00	116,50	128,50	145,60	123,10	133,00	113,70
Sm	21,70	27,00	25,10	19,90	17,90	17,50	20,80	17,30	20,30	18,60	22,20	23,30	22,50	20,30	18,50
Eu	5,23	5,50	5,14	3,27	2,60	2,63	2,96	2,74	2,43	2,64	3,15	3,19	5,87	2,46	2,30
Gd	19,84	20,41	19,05	13,74	12,13	11,73	14,50	11,17	12,21	13,89	16,35	15,54	15,06	14,11	12,98
Tb	2,16	2,51	2,86	2,03	1,58	1,55	1,80	1,60	1,72	1,82	2,14	2,05	4,36	1,99	1,72
Dy	12,23	15,31	15,93	11,67	10,55	10,86	11,00	10,28	10,89	11,61	13,12	12,72	13,38	12,69	11,35
Ho	2,24	2,82	3,05	2,22	2,09	1,96	2,15	1,86	2,00	2,13	2,43	2,44	4,10	2,35	2,25
Er	5,33	7,08	7,51	6,30	5,43	5,45	5,50	4,88	5,45	5,73	7,15	6,31	7,39	6,56	6,25
Tm	0,69	0,93	1,21	0,93	0,76	0,77	0,68	0,65	0,75	0,89	0,83	0,80	2,32	0,91	0,82
Yb	4,60	5,70	6,30	5,00	5,00	4,80	5,00	4,10	5,10	4,70	6,50	5,60	6,30	5,90	5,60
Lu	0,65	0,95	1,21	0,76	0,84	0,65	0,68	0,51	0,71	0,76	1,35	0,93	1,88	0,88	0,84
ΣETR's	625,28	823,34	643,06	577,78	633,94	680,68	770,91	598,69	705,24	687,69	723,68	883,55	761,68	802,91	882,67
(La/Yb) _N	19,65	21,81	14,15	17,51	21,77	24,72	27,66	25,11	31,39	24,90	17,99	27,40	21,34	23,86	21,74
(La/Sm) _N	3,88	4,30	3,31	4,10	5,67	6,32	6,20	5,55	7,36	5,87	4,91	6,14	5,57	6,47	6,14
(Gd/Yb) _N	3,49	2,89	2,44	2,22	1,96	1,97	2,34	2,20	1,93	2,39	2,03	2,24	1,93	1,93	1,87
Eu/Eu*	0,76	0,69	0,69	0,57	0,51	0,53	0,50	0,57	0,44	0,48	0,48	0,48	0,92	0,42	0,43

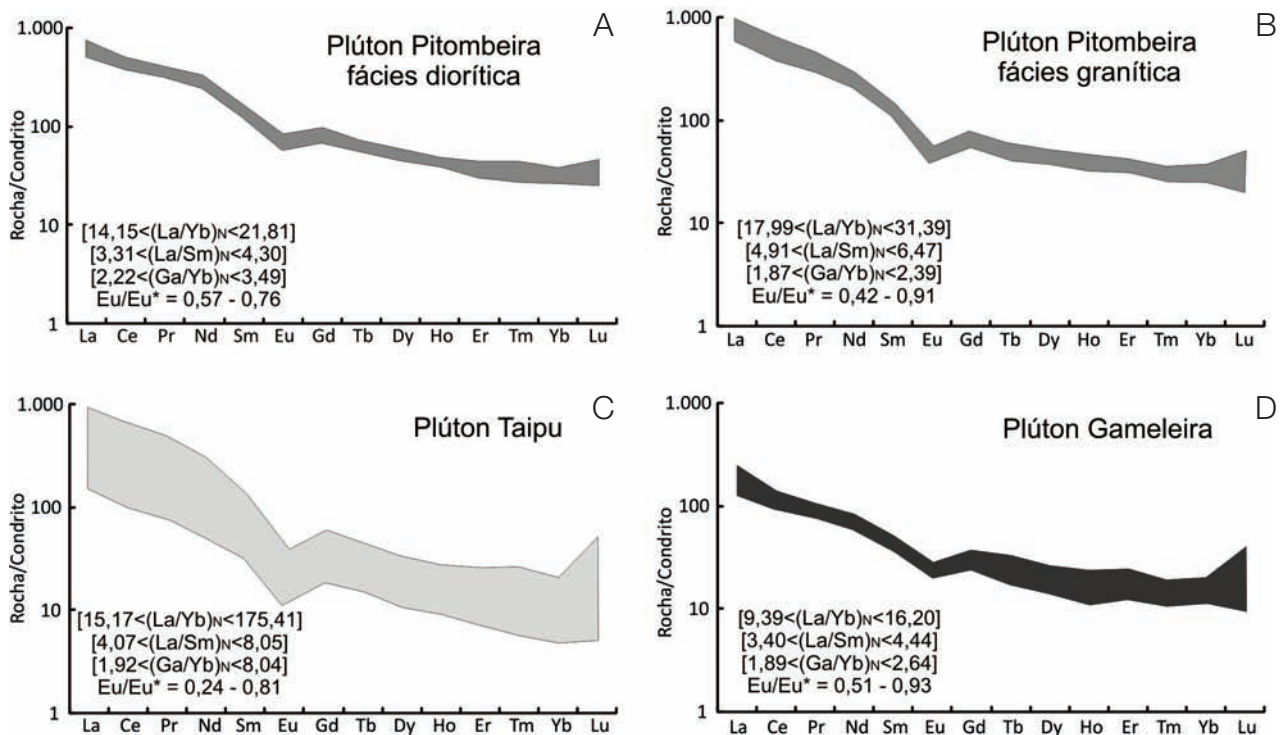
Eu/Eu*: (Eu_N/[(Sm_N + Gd_N)/2]).**Tabela 6.** Análise de elementos terras raras das rochas do Plúton Taipu.

Elementos	Sienogranito							Monzogranito						
	TP-9	TP-16	TP-1	TP-7A	TP-13	TP-14	TP-15	TP-7B	TP-6	TP-5	TP-12	TP-8	CEBP-84	TP-30
SiO ₂ (%)	67,50	70,90	72,81	73,00	73,20	73,90	74,40	70,60	70,61	71,02	71,87	72,30	72,36	72,73
La (ppm)	42,70	35,30	0,93	1,91	0,41	1,90	0,99	71,40	9,18	6,60	0,63	5,06	0,82	3,83
Ce	236,50	137,50	1,34	2,85	0,58	2,60	1,14	393,90	42,01	18,50	1,96	9,14	1,53	6,66
Pr	179,10	109,30	1,06	2,53	0,37	1,80	0,84	260,10	32,73	19,10	1,54	12,20	1,28	6,79
Nd	207,90	121,30	0,60	1,27	0,19	0,80	0,13	342,10	36,40	16,30	1,51	7,96	0,69	3,88
Sm	107,50	66,30	1,50	4,13	0,59	3,40	1,15	190,10	19,70	12,10	0,85	8,87	1,28	7,49
Eu	87,70	56,90	1,40	3,61	0,54	3,30	1,22	150,10	16,59	10,80	0,99	7,85	1,40	7,90
Gd	158,30	89,90	1,18	2,81	0,51	2,00	0,94	266,40	26,96	12,50	1,46	8,48	1,20	5,31
Tb	127,00	79,70	0,80	1,99	0,14	1,50	0,16	204,40	23,35	12,70	1,18	9,99	0,96	4,91
Dy	76,30	45,60	0,79	2,18	0,27	1,63	0,23	137,20	15,32	8,24	0,92	6,22	0,88	4,82
Ho	139,20	89,50	1,21	2,93	0,43	2,20	0,95	232,60	26,80	14,60	1,36	10,07	1,21	7,04
Er	91,30	55,40	1,55	2,66	0,88	2,10	1,33	144,80	17,59	9,60	2,33	7,48	1,82	5,58
Tm	105,40	62,30	0,81	2,12	0,37	1,50	0,84	171,20	18,76	10,40	1,10	6,59	0,93	5,11
Yb	85,00	48,00	0,94	2,13	0,37	1,80	0,86	134,00	15,25	8,10	0,90	6,32	0,82	5,44
Lu	37,80	24,60	0,51	1,23	0,23	1,10	0,20	62,70	6,97	4,60	0,78	3,67	0,55	2,77
ΣETR's	181,66	741,03	530,10	344,42	387,43	309,93	147,71	856,21	628,74	424,96	350,30	577,95	468,78	300,60
(La/Yb) _N	15,17	175,41	42,71	29,35	47,43	31,87	23,19	61,40	67,16	21,34	17,94	53,42	57,15	31,60
(La/Sm) _N	4,07	8,03	6,00	5,99	6,38	6,61	5,17	8,05	5,90	5,59	5,11	7,97	6,30	5,83
(Gd/Yb) _N	2,15	8,04	3,70	2,88	3,55	2,84	2,70	2,84	5,48	2,11	1,92	3,43	5,38	3,08
Eu/Eu*	0,32	0,36	0,33	0,81	0,38	0,37	0,56	0,41	0,29	0,24	0,31	0,41	0,31	0,38

Eu/Eu*: (Eu_N/[(Sm_N + Gd_N)/2]).

Tabela 7. Análise de elementos terras raras das rochas do Plúton Gameleira.

Elementos	Tonálito					Granodiorito					
	TP-10	TP-35	TP-32	TP-34	TP-31	TP-33	TP-29	TP-2	TP-4	TP-3	TP-11
SiO ₂ (%)	66,00	62,58	62,86	63,17	63,19	63,41	63,72	64,10	64,60	64,95	65,40
La ppm	46,40	36,50	35,20	33,70	31,40	33,00	39,10	59,20	45,10	49,50	45,60
Ce	75,40	67,40	59,90	60,60	60,30	63,50	68,10	92,00	74,40	84,00	65,00
Pr	9,56	8,33	7,86	7,60	7,57	7,77	8,89	11,15	9,56	10,18	9,08
Nd	37,50	30,30	29,70	31,10	29,00	30,70	34,20	42,30	35,20	40,60	35,10
Sm	7,60	5,88	5,39	5,59	5,82	5,86	7,10	8,40	6,50	8,30	6,90
Eu	1,60	1,59	1,60	1,54	1,53	1,56	1,37	1,36	1,18	1,49	1,50
Gd	5,76	5,03	5,01	4,98	5,51	5,38	5,15	7,72	6,31	6,85	5,92
Tb	0,92	0,71	0,68	0,66	0,73	0,72	0,81	1,25	0,78	0,82	0,82
Dy	4,85	4,38	3,78	4,11	3,99	3,74	4,47	6,64	4,54	5,08	4,45
Ho	1,00	0,75	0,72	0,66	0,75	0,64	1,03	1,37	0,90	0,97	1,00
Er	2,26	2,12	2,29	2,16	2,24	2,13	2,27	3,90	2,35	2,38	2,19
Tm	0,41	0,28	0,27	0,29	0,30	0,29	0,42	0,48	0,39	0,41	0,39
Yb	2,00	2,12	1,86	2,06	2,26	2,08	2,10	3,30	2,20	2,10	1,90
Lu	0,98	0,24	0,27	0,25	0,27	0,27	0,44	1,17	0,98	0,99	1,07
ΣETR's	196,24	165,63	154,53	155,30	151,67	157,64	175,45	240,24	190,39	213,67	180,92
(La/Yb) _N	15,66	11,62	12,77	11,04	9,38	10,71	12,57	12,11	13,84	15,91	16,20
(La/Sm) _N	3,84	3,91	4,11	3,80	3,40	3,55	3,47	4,44	4,37	3,75	4,16
(Gd/Yb) _N	2,33	1,92	2,18	1,95	1,97	2,09	1,98	1,89	2,32	2,64	2,52
Eu/Eu*	0,71	0,87	0,93	0,88	0,81	0,84	0,66	0,51	0,56	0,59	0,70

Eu/Eu*: (Eu_N/[(Sm_N + Gd_N)/2]).**Figura 7.** Espectro de elementos terras raras (ETR) para os plútons pesquisados. (A e B) Pitombeira; (C) Taipu; (D) Gameleira. Em todos os casos, usaram-se os valores de normalização segundo Evensen et al. (1978).

de La_N , variando entre 128,4 e 202,4 (Figura 7). Esses enriquecimento em ETRL também se observa na razão $(La/Sm)_N$ com valores mais baixos para as rochas do Plúton Gameleira (9,39) e mais altas para a fácies granítica do Plúton Pitombeira (17,99).

Os espectros de ETRP, apontados pela razão $(Gd/Yb)_N$, são subhorizontais (com ligeira inclinação negativa) e progressivamente mais fracionados na fácies granítica do Plúton Pitombeira (1,87), Plúton Gameleira (1,89), Plúton Taipu (1,92) e fácies diorítica do Plúton Pitombeira (2,22).

Com relação a anomalia de európio, observam-se anomalias negativas para todos os plútons estudados, com menores valores crescentes na sequência Plúton Taipu ($Eu/Eu^* = 0,24$), fácies granítica do Plúton Pitombeira ($Eu/Eu^* = 0,42$), Plúton Gameleira ($Eu/Eu^* = 0,51$) e fácies diorítica do Plúton Pitombeira ($Eu/Eu^* = 0,57$), conseqüentemente sendo mais marcante a forte anomalia negativa no primeiro corpo. Um fracionamento importante de feldspatos, combinado a variadas proporções de anfibólio, pode explicar essas feições conforme discutido por Hanson (1980).

A Figura 8 mostra os diagramas multielementos do tipo *spidergrams* dos três corpos estudados, onde apresentam uma inclinação negativa que sugere a ausência ou pouca mudança brusca durante a evolução do magma.

Em um primeiro momento, é possível identificar anomalias negativas de Sr, P, Ti e U bem pronunciadas na fácies granítica do Plúton Pitombeira e no Plúton Taipu e menos pronunciadas na fácies diorítica do Plúton Pitombeira, sugerindo maior e menor fracionamento de plagioclásio, apatita e anfibólio (Sr), apatita (P), titanita (Ti) e Zircão (U), respectivamente. No Plúton Gameleira, se observa apenas anomalia negativa em Ti.

Com relação as anomalias positivas, é possível identificá-las em Rb, Nd, Sm, Tb e Zr. O primeiro sugere o não fracionamento precoce de K-feldspato, os Nd e Sm refletem no enriquecimento dos terras raras leves, enquanto que o Zr e Tb indicam o não fracionamento de zircão. Porém, vale ressaltar que essas anomalias positivas são menos pronunciadas nas rochas do Plúton Gameleira, corroborando com sua distinção em relação aos demais plútons estudados.

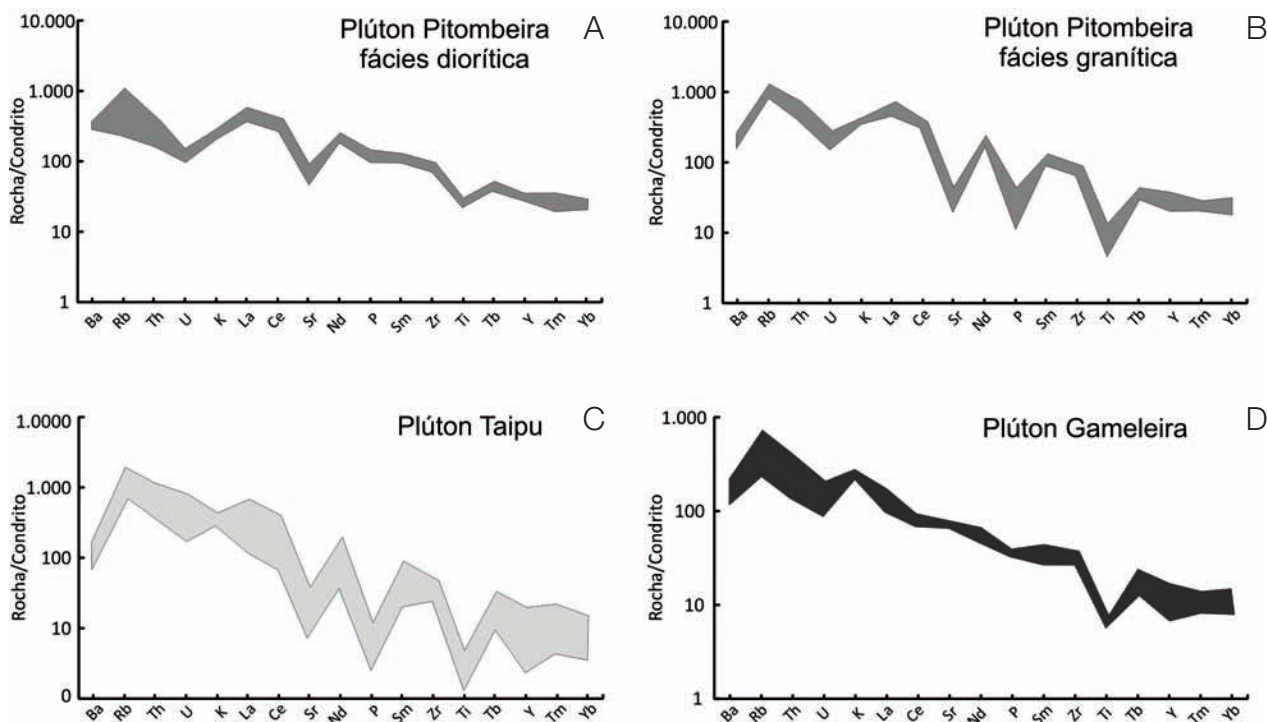


Figura 8. Diagramas multielementos para as rochas do plútons. (A e B) Pitombeira; (C) Taipu; (D) Gameleira. Para a normalização foram utilizados os valores propostos por Thompson (1982).

Saturação em Alumina

A utilização do índice de saturação em alumina (Figura 9), em sua forma modificada por Maniar e Piccoli (1989), mostra que as rochas do Plúton Pitombeira são transicionais de metaluminosas a peraluminosas em sua fácies granítica e metaluminosas para a fácies diorítica. Este caráter peraluminoso é creditado a pequena quantidade de CaO e não, necessariamente, ao excesso em Al_2O_3 . As rochas do Plúton Taipu são predominantemente peraluminosas, muito por causa das altas concentrações de Al_2O_3 . Já as rochas do Plúton Gameleira são predominantemente metaluminosas, com apenas uma amostra sendo peraluminosa (Tabela 4), reflexo de sua petrografia que é rica em plagioclásio e anfibólio.

Definição de Séries Magmáticas

A caracterização da série magmática foi feita a partir de diagramas binários com a finalidade de definir a filiação magmática (Figura 10). Todavia, a utilização dessas rochas graníticas, algumas bastante evoluídas, tem-se revelado algo problemático, haja vista que alguns diagramas originais foram aplicados inicialmente à sequências vulcânicas preservadas e só depois estendidos a rochas plutônicas.

No diagrama TAS (total de álcalis *versus* sílica) (Figura 10A), onde são plotados campos e tendências de séries graníticas (Lameyre, 1987), além da linha divisória entre os campos subalcalino e alcalino (Myashiro, 1978), é possível observar que as amostras dos plútons Pitombeira e Taipu plotam na linha transitória entre

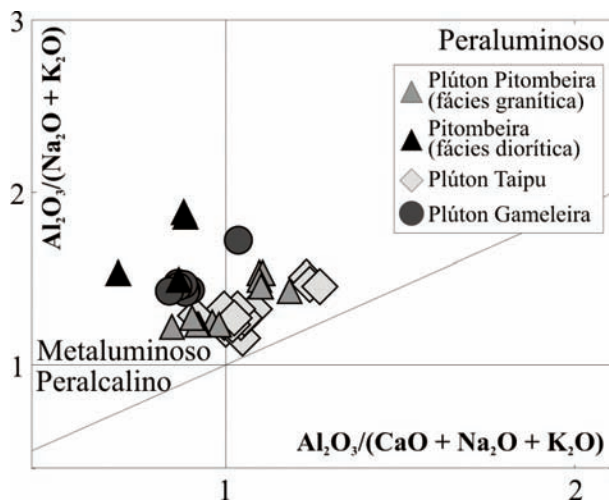


Figura 9. Representação das rochas plutônicas pesquisadas, segundo o índice de Shand (Maniar e Piccoli, 1989).

subalcalina e alcalina, ao passo que as amostras do Plúton Gameleira, por apresentar uma menor quantidade no somatório de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), caem no campo subalcalino. Na proposta de Lameyre (1987) as rochas dos plútons Pitombeira (exceto as da fácies diorítica) e Taipu seguem, em parte, a linha de tendência monzonítica, consideradas por alguns autores como similar a série cálcio-alcalina de alto K (incluindo Peccerillo e Taylor, 1976; Lameyre, 1987), diferentemente das rochas do Plúton Gameleira que plotam na tendência granodiorítica, considerada como semelhante a série cálcio-alcalina clássica. As rochas da fácies diorítica do Plúton Pitombeira plotam na tendência granodiorítica, porém em posição de rochas menos evoluídas.

No diagrama que relaciona a sílica com a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ (em base logarítmica), proposto por Rogers e Greenberg (1981) (Figura 10B), tem-se claramente a natureza transicional cálcio-alcalina a alcalina (ou considerada cálcio-alcalina de alto K) para as rochas dos plútons Pitombeira (exceto a fácies diorítica) e Taipu. A fácies diorítica do Plúton Pitombeira posiciona fora dos campos existentes do diagrama, por serem rochas pobres em SiO_2 e ricas em MgO , sugestivas de características da série shoshonítica. O que também é corroborado pelo enriquecimento em Ba e Sr, natureza metaluminosa, padrão de ETR mostrando enriquecimento em ETRL e ausência (ou pequena) de anomalia em Eu (Morrison, 1980; Nardi, 1997). Já as rochas do Plúton Gameleira mostram-se claramente de afinidade cálcio-alcalina de acordo com a Figura 10B.

O Índice de Alcalinidade (Wright, 1969) (Figuras 10C e 10D) também é útil para separar rochas cálcio-alcalinas, alcalinas e peralcalinas. O referido autor determinou que rochas com razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de 1 a 2,5, deve-se utilizar $2\text{Na}_2\text{O}$ no lugar do total de álcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) na equação original $[\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})] / [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})]$. O referido autor afirma ainda que caso não seja feita esta correção, rochas cálcio-alcalinas de alto K se deslocariam para o campo alcalino, dando, assim, uma falsa resposta ao diagrama. Deste modo, as rochas do Plúton Pitombeira (tanto a fácies diorítica, quanto a granítica) são cálcio-alcalinas, porém com as mais evoluídas (fácies granítica) tendendo a alcalinas, diferentemente das rochas do Plúton Taipu que são consideradas alcalinas ou transicionais a cálcio-alcalina. No caso das rochas do Plúton Gameleira, as mesmas são, mais uma vez, claramente de natureza cálcio-alcalinas.

A Figura 10E mostra o diagrama de Frost et al. (2001) que relaciona a SiO_2 com $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ classificando a rocha segundo sua alcalinidade. Para as rochas dos plútons Pitombeira (fácies diorítica e granítica) e Taipu observa-se que todas caem na tendência álcali-cálcica

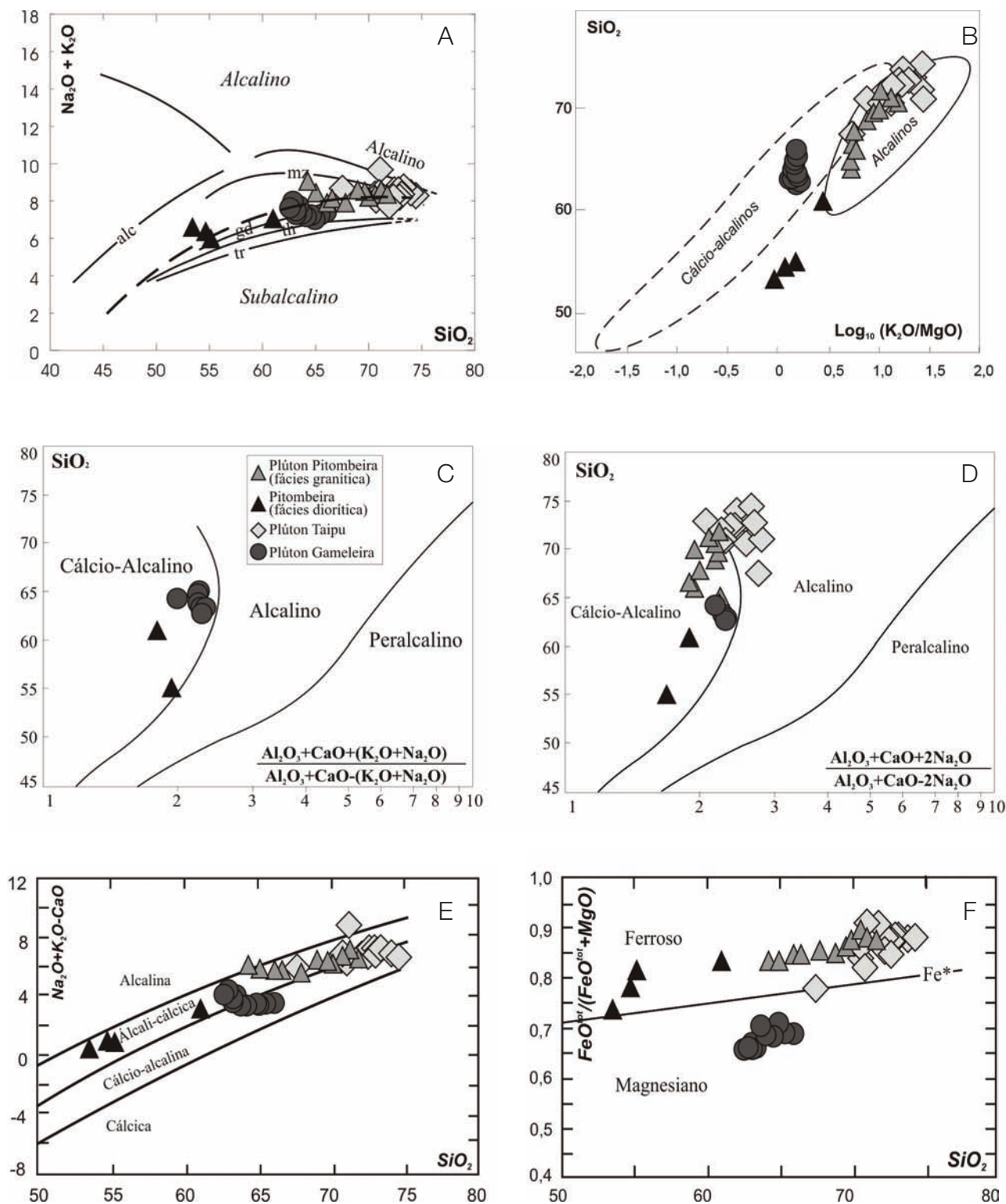


Figura 10. Diagramas utilizados na definição de séries magmáticas, segundo vários autores. (A) total de álcalis versus sílica (Lameyre, 1987); (B) Rogers e Greenberg (1981); (C e D) Wright (1969) com abscissas diferenciadas; (E e F) Frost et al. (2001).

(ou transição cálcio-alkalina para as rochas mais ricas em SiO_2), diferentemente do que acontece com as rochas do Plúton Gameleira, que, mesmo com menores valores de SiO_2 , plotam no campo das rochas cálcio-alkalinas. Frost et al. (2001) mostram que rochas cálcio-alkalinas de alto K são predominantemente álcali-cálcica no diagrama SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$, com rochas enriquecidas em SiO_2 (> 70%) plotando em cálcio-alkalina, que é o caso das rochas ácidas dos plútons Pitombeira e Taipu. No diagrama visto na Figura 10F, proposto também por Frost et al. (2001), no caso relacionando SiO_2 com $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$, com a linha divisória de Fe^* (que se aplica as análises de rochas tendo apenas quantidade total de Fe_2O_3 ou FeO) as rochas dos plútons Pitombeira (fácies diorítica e granítica) e Taipu novamente se mostram bem diferentes das rochas do Plúton Gameleira. Essas últimas são claramente de natureza magnesiânica, enquanto que as dos primeiros dois plútons são de natureza ferrosa — no caso do Plúton Pitombeira tanto a fácies diorítica, quanto a granítica. Essa natureza mais ferrosa para as rochas dos plútons Pitombeira e Taipu condiz com o maior enriquecimento em álcalis, diferentemente do que ocorre para as rochas do Plúton Gameleira.

Definição de Ambientes Tectônicos

As diversas relações de campo fornecem argumentos para posicionar o magmatismo da região pesquisada. As fábricas magmáticas relativamente bem preservadas, inclusive com porções internas de alguns plútons (Taipu e Gameleira) praticamente isotrópicas, são condizentes com episódios de alojamento em uma região já tectonicamente estabilizada. Caso acrescentemos a isso a coexistência de vários tipos de magmas, é possível compor um quadro próprio de episódios tardi- a pós-colisionais para a região.

Alguns diagramas geoquímicos discriminantes de ambiente tectônico foram empregados visando aperfeiçoar as interpretações prévias. Contudo, é importante ressaltar que esses tipos de diagramas têm dado melhores resultados para rochas de natureza básica, permitindo relacioná-las a tipo de fonte mantélica e aos diferentes contextos tectônicos, enquanto que para rochas ácidas, a complexidade de fontes e processos envolvidos na sua petrogênese conduz a maiores incertezas nas inferências.

No diagrama $(\text{Y}+\text{Nb})$ versus Rb (Pearce et al., 1984), as rochas dos plútons Pitombeiras e Taipu plotam na transição dos campos sin-colisional e intraplaca, sendo o Plúton Pitombeira mais presente no campo intraplaca e o Plúton Taipu no campo sin-colisional. As rochas do Plúton Gameleira caem no campo de arco magmático,

típico desse magmatismo que é associado a arco magmático contemporâneo com subducção. Ao acrescentarmos ao diagrama o campo das rochas pós-colisionais (Pearce, 1996), percebe-se que todas as amostras do Plúton Gameleira e parte (uma minoria) das amostras dos demais plútons caem neste campo (Figura 11A). No diagrama triangular Y/44-Rb/100-Nb/16 (Thiéblemont e Cabanis, 1990) as rochas dos três plútons estudados (com a exceção de uma amostra da suíte diorítica do Plúton Pitombeira) se posicionam na transição dos campos sin-colisional (a minoria das amostras do Plúton Taipu) a pós-colisional/sin-subducção (predominando amostras dos demais plútons) (Figura 11B). Finalmente, o diagrama com a relação Zr versus $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$, empregada por Thiéblemont e Tégyey (1994), indica que todas as rochas plotam na transição dos granitóides colisional continente-continente de natureza cálcio-alkalina + alcalina (Figura 11C).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O final da orogênese Brasileira foi palco de um volumoso e variado magmatismo, bem caracterizado no Domínio São José de Campestre. No caso específico da região estudada, chama atenção a ocorrência de vários corpos plutônicos distintos numa área relativamente pequena. Em parte, estas rochas afloram em estreita associação com zonas de cisalhamento transcorrentes, de cinemática distensional, principalmente os corpos Taipu e Gameleira. Em particular, a interface substrato gnáissico-micaxistos parece controlar o posicionamento do Plúton Taipu (Figura 2), por exemplo. Isto é relevante por estes lineamentos poderem representar estruturas com raízes profundas (na crosta inferior, por exemplo) e terem servido como canais para a colocação de corpos ígneos.

Para os três plútons pesquisados, ficam evidentes as semelhanças petrográficas e geoquímicas apenas entre a fácies granítica do Plúton Pitombeira e as rochas do Plúton Taipu, diferentemente do que ocorre para a fácies diorítica do Plúton Pitombeira e para as rochas do Plúton Gameleira, ambas bastante distintas.

Petrograficamente, a fácies granítica do Plúton Pitombeira e o Plúton Taipu são formadas por biotita monzogranitos a sienogranitos, por vezes com anfíblio, de características hololeucocráticas a leucocráticas. Ao passo que a fácies diorítica do Plúton Pitombeira é caracterizada por hornblenda e biotita quartzo dioritos a tonalitos, de natureza melanocráticas a mesocráticas. Já o Plúton Gameleira é formado por tonalitos a granodioritos, contendo biotita e anfíblio, de caráter

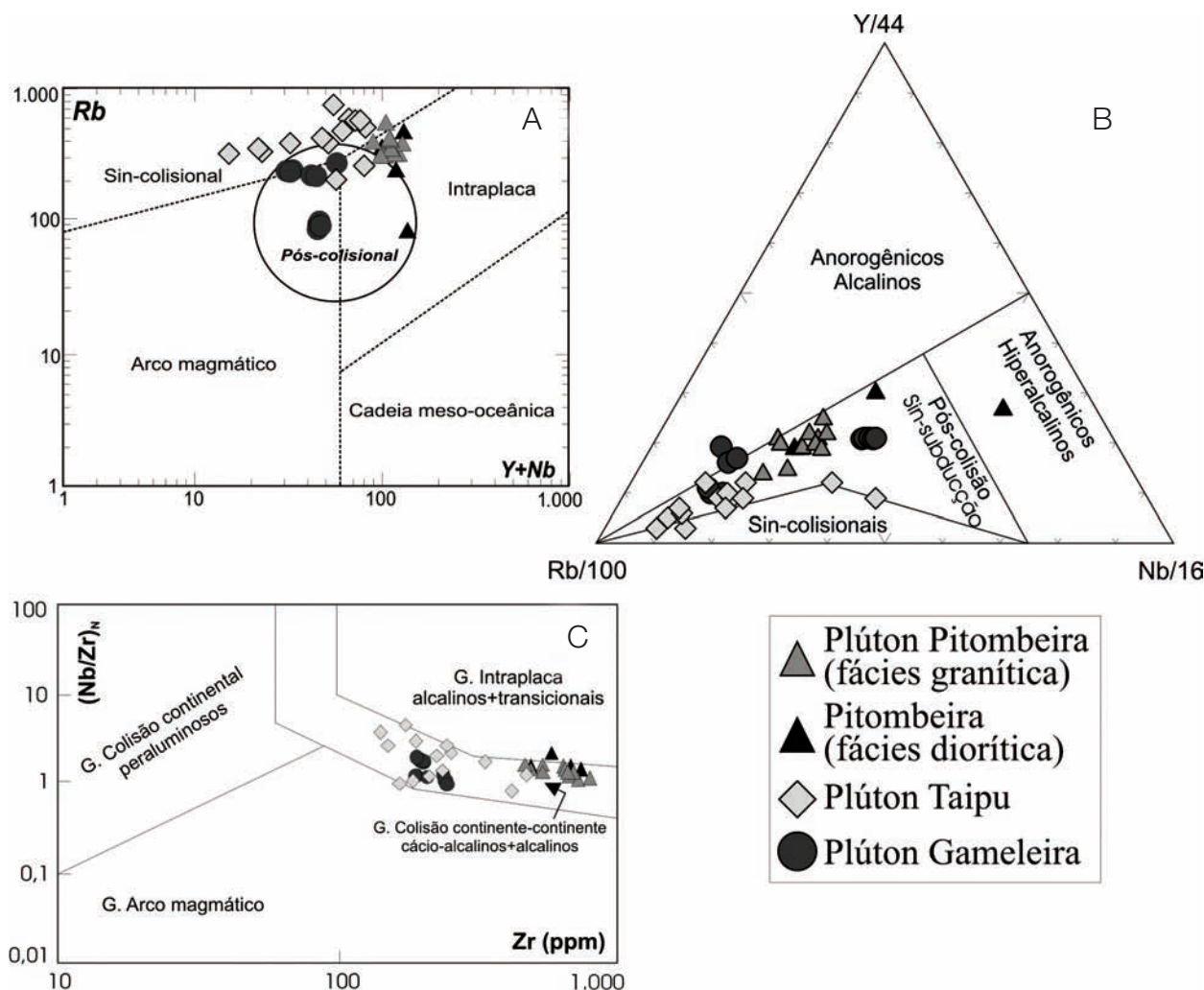


Figura 11. Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos aplicados aos corpos pesquisados, de acordo com (A) Pearce et al. (1984) e Pearce (1996); (B) Thiéblemont e Cabanis (1990); e (C) Thiéblemont e Téguy (1994).

leucocrático. Essas diferenças petrográficas irão refletir na distinção desses plútons também a nível geoquímico.

As características geoquímicas mostram que as rochas da fácies granítica do Plúton Pitombeira e o Plúton Taipu apresentam comportamentos similares, de natureza cálcio-alcalina de alto K (transicional entre cálcio-alcalina e alcalina ou subalcalina), de caráter ferroso, metaluminosa a peraluminosa, além de padrões de ETR e de multielementos idênticos. Estes fatos sugerem a existência de cogeneticidade na gênese de ambos os plútons, onde o Taipu representaria os termos mais evoluídos. No que se refere às rochas da fácies diorítica do Plúton Pitombeira, estas se comportam como de natureza shoshonítica, de caráter ferroso, metaluminoso. Ocorrem como enclaves máficos na fácies granítica, que segundo Vernon (1984)

pode corresponder a pulsos de magma injetados e aprisionados na hospedeira granítica, no caso na fácies predominante do Plúton Pitombeira. Finalmente, o Plúton Gameleira se comporta de forma diferente dos demais corpos plutônicos estudados, mostrando-se de natureza cálcio-alcalina, magnesiana e metaluminosa. Algo incomum para os corpos granitoides da porção setentrional da Província Borborema.

Um modelo integrado com base nos dados de campo, petrográficos e geoquímicos apresentados nesse trabalho pode ser imaginado em um contexto tectônico tardiou pós-colisional. Na área em foco, onde relações de campo demonstram o caráter intrusivo dos plútons em uma crosta continental (substrato gnáissico, micaxistos) já relativamente estabilizada (os contatos com os corpos

ígneos são bruscos), interpreta-se a geração e posicionamento das suítes granitoides durante os eventos tardios da orogênese brasileira. Neste sentido, podem-se esperar intrusões localmente sin-tectônica (caso do Plúton Taipu) relacionados a processos globais regionais tardi-tectônicos. Esta interpretação se adequa à situação típica de regiões orogênicas recém estabilizadas ou em processo de afinamento crustal.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) e ao Departamento de Geologia (DG), ambos da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) pelo apoio logístico e de laboratórios, bem como a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) por concessão de bolsa de mestrado (a primeira autora) e ao apoio do projeto “Parametrização de afloramentos do embasamento cristalino das bacias do Ceará e interiores do *trend* Cariri-Potiguar para estudos de condutividade térmica: um tema em continuidade” (UFRN/PETROBRAS-CENPES/FUNPEC).

REFERÊNCIAS

- Angelim, L. A. A., Medeiros, V. C., Nesi, J. R. (2006). *Programa Geologia do Brasil –PGB. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000*. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Cross, W., Iddings, J. P., Pirsson, L. V., Washington, H. S. (1903). *Quantitative classification of igneous rocks: based on chemical and mineral characters, with a systematic nomenclature*. Chicago: University of Chicago Press.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., Onions, R. K. (1978). Rare-Earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 42(8), 1199-1212.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033–2048.
- Hanson, G. N. (1980). Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Reviews Earth and Planetary Sciences*, 8, 371-406.
- Lameyre, J. (1987). Granites and evolution of the crust. *Revista Brasileira de Geociências*, 17, 349-359.
- Le Maitre, R.W. (2002). *Igneous Rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press.
- Lopes, C. V. M. (1995). Mapeamento Geológico da Região de Taipu – Poço Branco (RN). Monografia Graduação. Natal: Departamento de Geologia – UFRN.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *The Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 635-643.
- Medeiros, H. (1982). *Os Granitóides da região dos municípios de Poço Branco e Taipu, RN*. Monografia (Graduação). Natal: Departamento de Geologia – UFRN.
- Morrison, G. W. (1980). Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1), 97-108.
- Myashiro, A. (1978). Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 66, 91-104.
- Nardi, L. V. S. (1997). Shoshonitic rocks in Brazil: their characterization and evolution. In: *II International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, 171-172.
- Nascimento, M. A. L., Antunes, A. F., Galindo, A. C., Jardim de Sá, E. F., Souza, Z. S. (2000). Geochemical signatures of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 161-164.
- 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(1), 4-25.
- Pearce, J. A. (1996). Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19(4), 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(4), 956-983.
- Peccerillo, A., Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of eoceno calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogical and Petrology*, 58(1), 63-81.
- Rogers, J. J. W., Greenberg, J. K. (1981). Trace elements in continental margin magmatism. Part III Alkali granites and their relationships to cratonization. *Geological Society of America Bulletin*, 92(1), 6-9.

- Sales, A. O. (1994). *Mapeamento Geológico / Geofísico da Região de Taipu – Ielmo Marinho (RN)*. Monografia (Graduação). Natal: Departamento de Geologia – UFRN.
- Santos, E. J. (2000). Contexto Tectônico Regional. In: V. C. Medeiros. (Org.), *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju/NE – SC.24-X (escala 1:500.000)* (3-7). Brasília: CPRM.
- Streckeisen, A. L. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1), 1-33.
- Thiéblemont, D., Cabanis, B. (1990). Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, VI, 23-35.
- Thiéblemont, D., Téggyey, M. (1994). Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 319, 87-94.
- Thompson, R. N. (1982). Magmatism of the British tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Vernon, R. H. (1984). Microgranitoid enclaves in granites – globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309, 438-439.
- Wright, J. B. (1969). A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine*, 106(4), 370-384.