



MAGMATISMO GRANÍTICO DE AFINIDADE SUBALCALINA/MONZONÍTICA NO MACIÇO SÃO JOSÉ DE CAMPESTRE, PROVÍNCIA BORBOREMA (NE DO BRASIL): O EXEMPLO DO PLÚTON DE MONTE DAS GAMELEIRAS

A.F. Antunes¹, A.C. Galindo¹, F.C. Alves da Silva¹,
E.F. Jardim de Sá¹, R.F. de Souza Lima²

¹Departamento de Geologia (PPGG) – CCET/UFRN, CEP 59072-970, Natal, RN

²Departamento de Geologia (PPGeo) – CCET/UFRN, CEP 59072-970, Natal, RN

Recebido em 05/00; aprovado para publicação em 10/00

ABSTRACT

In São José de Campestre Massif, Monte das Gameleiras Pluton (MGP) is an example of Itaporanga-type magmatism. MGP is mainly composed of porphyritic granites. Geochemical studies suggest that the porphyritic granites and associated microgranites are genetically related, while associated quartz diorites correspond to a different parental magma. The granitoid rocks exhibit high-K and low-Ca contents which constrain a subalkaline/monzonitic affinity. Macro/microtextural aspects and geochemical data indicate that fractional crystallization was the main evolutive process of MGP magmas (except to the quartz diorites). Mineral paragenesis and mineral chemistry data allow to establish that these magmas crystallization happened under moderate to high fO_2 conditions. Thermobarometric data indicate pressure of $4,5 \pm 0,5$ kbar and temperature around $725 \pm 5^\circ C$ to the couple amphibole/plagioclase crystallization.

RESUMO

No Maciço São José de Campestre, o Plúton de Monte das Gameleiras (PMG) é um exemplo do magmatismo Tipo Itaporanga, sendo composto, predominantemente, por granitos porfíricos. Estudos geoquímicos sugerem relações de cogeneticidade entre os granitos porfíricos e microgranitos associados, enquanto que quartzos dioritos presentes possuiriam outra filiação. Os granitóides têm altos teores de K e baixos de Ca, conferindo-lhes uma afinidade subalcalina/monzonítica. Aspectos macro/microtexturais e geoquímicos indicam que a cristalização fracionada foi o principal processo evolutivo dos magmas do PMG (excetuando-se os quartzos dioritos). Paragêneses minerais e dados de química mineral, permitem estabelecer que a cristalização desses magmas ocorreu sob condições de fO_2 moderadas a elevadas. Os dados termobarométricos indicam pressões da ordem de $4,5 \pm 0,5$ kbar e temperaturas de $725 \pm 5^\circ C$ para a cristalização do par anfibólio/plagioclásio.

INTRODUÇÃO

O plúton de Monte das Gameleiras (PMG) constitui um batólito com cerca de 340 km² de área aflorante, situado no domínio oriental da Faixa Seridó, conhecido como Maciço São José do Campestre (Brito Neves, 1983) (MSJC – Fig. 1). Ele intrude rochas do substrato gnáissico-migmatítico arqueano a paleoproterozóico. O alojamento do plúton foi condicionado por três zonas de cisalhamento: uma zona extensional de *trend* NW-SE, que delimita a borda nordeste do batólito e outras duas de caráter transcorrente dextral com *trend* NE-SW, delimitando as bordas sudeste e noroeste. Dados geocronológicos (Rb-Sr em rocha total) denotam idades em torno de 550 Ma para este corpo (Galindo, 1982; McMurry, 1982), indicando um alojamento sincrônico à Orogênese Brasileira/Pan-africana.

O presente trabalho vem acrescentar novos dados sobre o plutonismo brasileiro tipo Itaporanga (granitóides essencialmente porfiríticos, onde se destacam megacristais de feldspato potássico – Almeida *et al.*, 1967), na Província Borborema, especificamente no contexto da Faixa Seridó. É feita uma revisão do contexto geológico, da petrografia e da geoquímica do plúton de Monte das Gameleiras, sendo adicionados resultados de química de elementos traço e de química mineral, fundamentais para a discussão de sua petrogênese.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O Maciço São José do Campestre (MSJC, Fig. 1) corresponde a um domínio com ca-

racterísticas geológicas e evolução geodinâmica singulares, sendo constituído por um mosaico de blocos predominantemente constituídos de associações metaplutônicas em alto grau metamórfico, que denotam diferentes pulsos de acreção crustal durante o Arqueano e o Paleoproterozóico (Dantas *et al.*, 1996). Dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd, daqueles autores, comprovam a ocorrência de diversas assembléias de ortognaisses com idades variando de 3,45 Ga a 2,00 Ga. Os blocos estão delimitados por zonas de cisalhamento transcorrentes/extensionais em alta temperatura, de idade brasileira (Jardim de Sá, 1994), que controlam o alojamento de vários plútons dessa idade.

Ortognaisses bandados, anfíbolio gnaisses e *augen* gnaisses, além de migmatitos, compõem as rochas encaixantes do plúton Monte das Gameleiras. Tais rochas integram parte das assembléias paleoproterozóicas do Maciço São José do Campestre, encontradas imediatamente a sul de um núcleo arqueano (Fig. 1). Esses gnaisses exibem estruturas de bandamento e dobras isoclinais que antecedem o alojamento do plúton Monte das Gameleiras, sendo regionalmente designadas de eventos D₁ e D₂ (Antunes, 1999) e com provável idade paleoproterozóica (Jardim de Sá, 1994; Dantas *et al.*, 1996).

A deformação Brasileira no Maciço São José do Campestre corresponde a um evento de alta temperatura, que atingiu fácies anfíbolito alto e mesmo granulito. Suas estruturas características são as zonas de cisalhamento com cinemática transcorrente ou extensional, melhor caracterizadas a norte ou a sul da presente área. Tais estruturas são designadas de D₃ (Jardim de

Sá, 1994; Dantas *et al.*, 1996; Antunes, 1999).

Os contatos entre o plúton Monte das Gameleiras e as rochas do substrato gnáissico-migmatítico são marcados por três zonas de cisalhamento: uma extensional, a Zona de Cisalhamento Serra de São Bento, que bordejia a face nordeste do plúton e possui direção NW-SE, com mergulhos para SW; e duas zonas transcorrentes dextrais com direção NE-SW: a Zona de Cisalhamento São José do Campestre, bordejando a face noroeste do PMG com mergulhos fortes para NW, e a Zona de Cisalhamento Passa e Fica, que delimita a face sudeste do corpo e que também possui mergulhos para NW.

As feições de campo exibidas pelas rochas do plúton Monte das Gameleiras, em termos da continuidade entre tramas magmáticas e foliações tectônicas, e a identidade entre critérios cinemáticos desenvolvidos em estado magmático, para aqueles originados em estado *subsolidus*, indicam que o plúton Monte das Gameleiras teve um alojamento sintectônico aos cisalhamentos, provavelmente durante uma etapa de relaxamento tectônico ocorrida nos estágios finais da Orogênese Brasileira (*ca.* 600 ± 50 Ma), como sugerido pelas datações Rb-Sr em rocha total de Galindo (1982) e McMurry (1982), indicando idades em torno de 550 Ma.

PLÚTON DE MONTE DAS GAMELEIRAS: ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS

As investigações de campo, petrográficas e químicas permitiram individualizar três

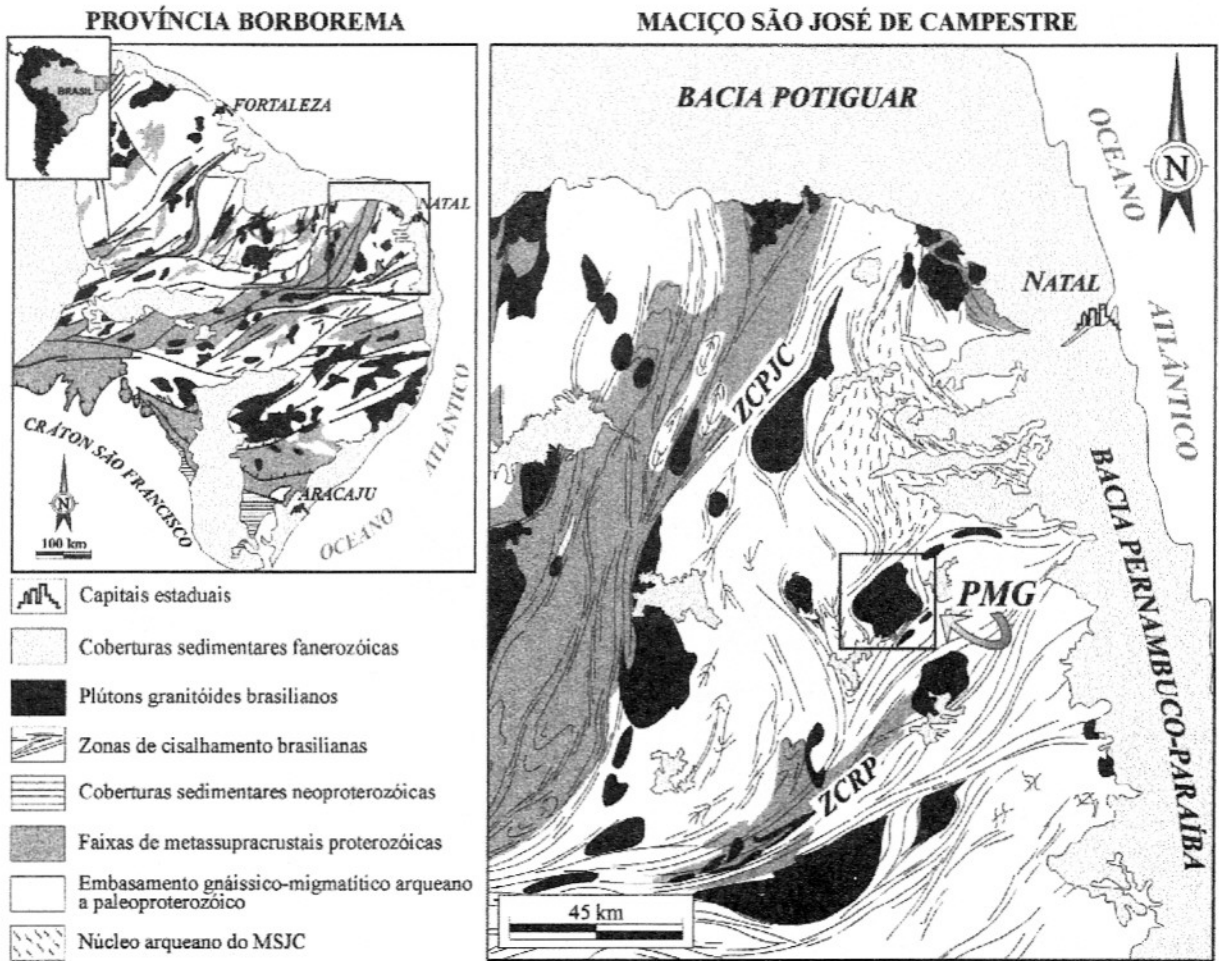


Figura 1 – Mapas geológicos simplificados da Província Borborema e do Maciço São José de Campestre (MSJC), incluindo a localização da área estudada. Legenda: PMG – Plúton de Monte das Gameleiras; ZCPJC – Zona de Cisalhamento Picuí – João Câmara; ZCRP – Zona de Cisalhamento Remígio – Pocinhos (modificado de Jardim de Sá, 1994 e Dantas, 1996).

principais fácies petrográficas no plúton Monte das Gameleiras (Fig. 2): Rochas Dioritóides (β_3), Granitóides Porfíricos (γ_3 Porf) e Microgranitos Equigranulares (γ_3 Eq).

Rochas Dioritóides – β_3

Ocorre, principalmente, como enclaves de forma e tamanho variados, intimamente associados aos γ_3 Porf. Tratam-se, essencialmente, de quartzo dioritos mesocráticos a melano-cráticos (Fig. 3), de textura fina a média, equigranulares a ine-

quigranulares e coloração negra ou verde-escuro. Muitas vezes, definem relações típicas de mistura de magmas com os γ_3 Porf, como: (i) veios do granito cortando o diorito em feição tipo *stockwork*; (ii) xenocristais de feldspato potássico imersos na rocha diorítica (Fig. 4a); (iii) contatos interdigitados e difusos entre as duas litologias. Essas feições de mistura de magmas têm sido observadas com relativa frequência em inúmeros granitóides brasileiros da Província Borborema (Jardim de Sá *et al.*, 1986; Mariano &

Sial, 1989; Sial *et al.*, 1989; Galindo, 1993; Jardim de Sá, 1994; Neves & Mariano, 1997) e são, também, amplamente documentadas e discutidas na literatura internacional (Vernon *et al.*, 1988; Eberz & Nicholls, 1988; Zorpi *et al.*, 1989; Didier & Barbarin, 1991). Este tipo de estrutura é resultado da coexistência de dois magmas de composições distintas e parcialmente imiscíveis, envolvendo mistura a nível mecânico e/ou químico.

As β_3 são compostas por plagioclásio, quartzo, anfibólio e

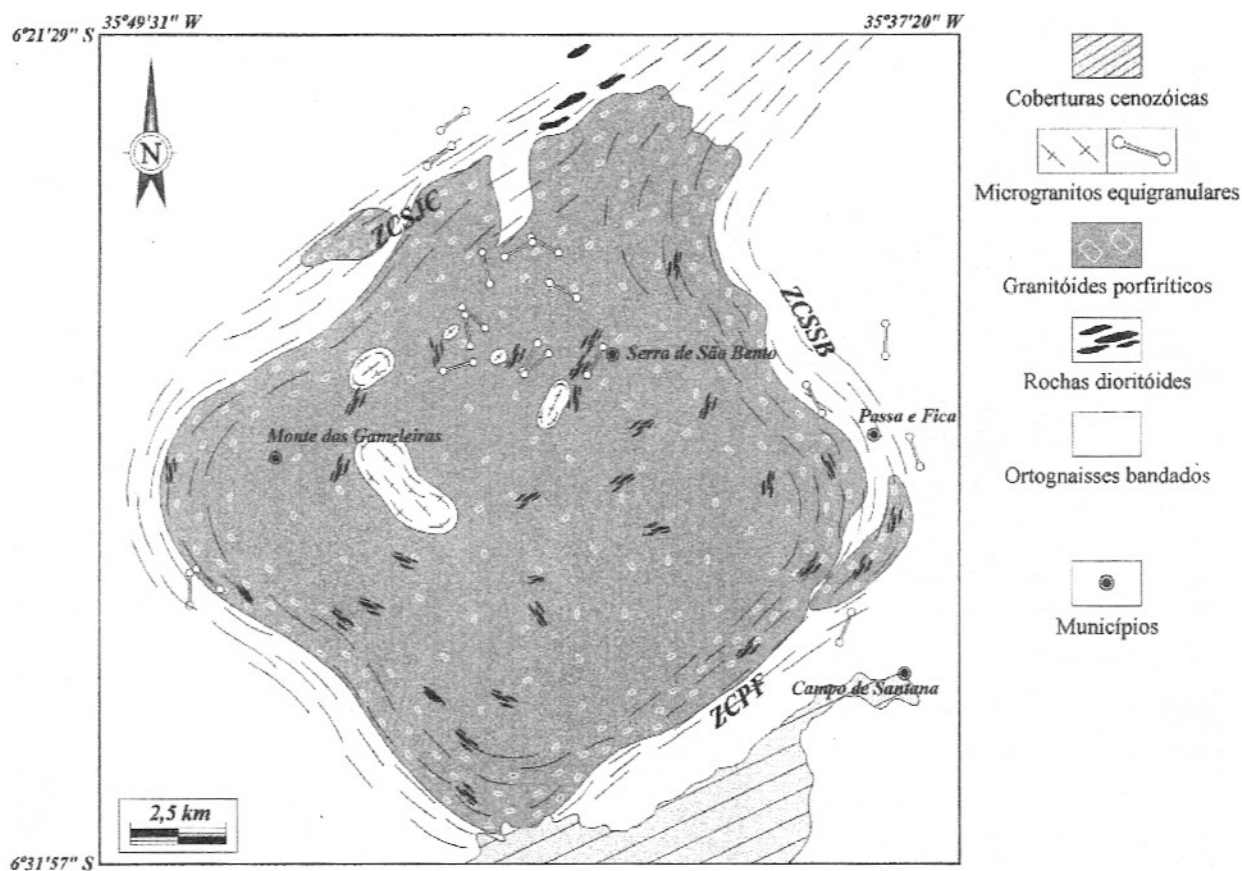


Figura 2 – Mapa geológico do Plúton de Monte das Gameleiras mostrando a distribuição das diferentes fácies petrográficas. Diques de microgranito e enclaves quartzo dioríticos foram representados em escala exagerada. Legenda: ZCJSC – Zona de Cisalhamento São José de Campestre; ZCSSB – Zona de Cisalhamento Serra de São Bento; ZCPF – Zona de Cisalhamento Passa e Fica.

biotita como minerais essenciais, e feldspato potássico aparece subordinadamente (Tabela 1). Titanita (em proporções modais usualmente acima de 1%), opacos, epidoto, zircão e apatita são acessórios comuns.

O plagioclásio é andesínico (An_{31-33}), em cristais xenomórficos a hipidiomórficos, usualmente zonados, e tendo sofrido forte processo de saussuritização, principalmente em seu núcleo.

O quartzo forma cristais xenomórficos, normalmente exibindo extinção ondulante e, eventualmente, textura *mortar*, além de, algumas vezes, arranjos em mosaico poligonal.

O feldspato potássico ocorre como raros cristais pequenos, xenomórficos a hipidiomórficos, ocasionalmente apresentando exsolução peritítica tipo *string*.

A biotita ocorre em palhetas hipidiomórficas associadas em agregados com os anfibólios. Alguns cristais mostram processo incipiente de cloritização.

O anfibólio, da família das hornblendas, ocorre em cristais hipidiomórficos a idiomórficos com coloração que vai do verde amarelado ao verde esmeralda.

A titanita ocorre tanto em cristais hipidiomórficos de origem magmática, com hábito

prismático/losângico quanto em coroas finas e irregulares mantendo opacos, como resultado de processos de esfenitização destes.

Opacos, epidoto, zircão e apatita ocorrem como poucos e pequenos cristais, usualmente hipidiomórficos a idiomórficos.

Granitóides Porfíricos – γ_3 Porf

Estas rochas (dominantes no plúton Monte das Gameleiras) intrudem as rochas do substrato gnáissico-migmatítico (Fig. 4b), constituindo o corpo principal do plúton, além de apófises ao seu redor (Fig. 2). São

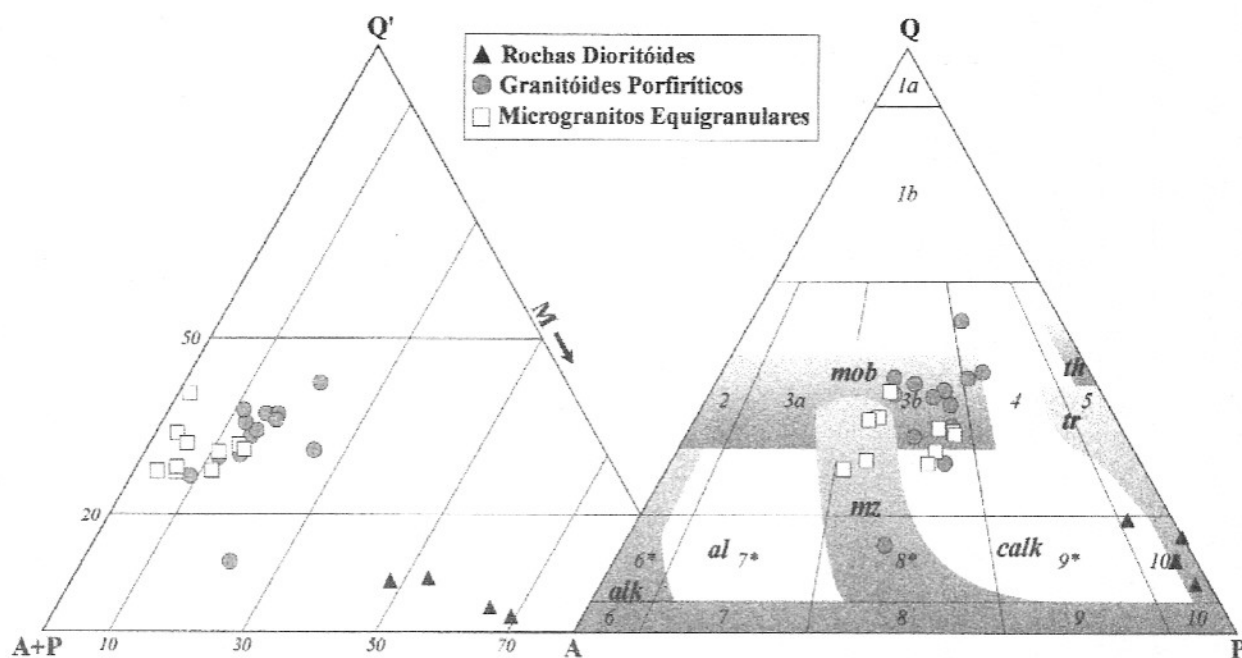


Figura 3 – Diagramas Q-(A+P)-M e Q-A-P (Streckeisen, 1976) para classificação modal dos fácies do Plúton de Monte das Gameleiras. No diagrama QAP estão representados *trends* de filiação magmática segundo Lameyre (1987). Legenda: *th* – toleítico; *tr* – trondjemítico; *calk* – cálcio-alcalino; *mz* – monzonítico; *al* – alcalino peraluminoso; *alk* – alcalino peralcalino; *mob* – mobilizados anatócticos.

rochas leucocráticas a mesocráticas, de textura grossa a muito grossa, caracterizadas pela presença de fenocristais de feldspato potássico, usualmente geminados e zonados (Fig. 4c) e exibindo, localmente, textura tipo *rapakivi*.

A granulação da rocha aumenta das bordas do plúton, onde os fenocristais de feldspato potássico normalmente não ultrapassam 3 cm de comprimento, para o seu núcleo, onde podem atingir mais de 15 cm. Isto decorre, provavelmente, de que as bordas do plúton sofreram resfriamento mais rápido que o núcleo, não favorecendo o crescimento exagerado dos cristais. Estruturas de acumulados, constituídas por grande proporção destes fenocristais, ocorrem localmente (Fig. 4d), sendo provavelmente relacionadas a efeitos de filtração sob pressão. Os

fenocristais podem, ainda, exibir estrutura de *tuillage* e arranjos preferenciais plano-lineares, constituindo um *fabric* magmático (PFC de Hutton, 1988). Localmente, diques sinplutônicos exibem feições de acamamento ígneo, com bandas constituídas por megacristais de feldspato potássico, alternando com bandas enriquecidas em biotita e anfibólio (Figs. 4e e 4f).

É comum, no núcleo do Plúton, os fenocristais de feldspato potássico não possuírem qualquer orientação preferencial ou, quando esta ocorre, ela é de origem estritamente magmática, observando-se, ainda, uma lineação predominantemente subvertical, sugestiva de zonas de raiz. Com o aumento da deformação em direção às bordas, os fenocristais de feldspato potássico exibem uma orientação mais nítida, desenvolvida parte

em condições magmáticas, parte em estado sólido (*fabric* SPD de Hutton, 1988). Esta última feição é denotada pelo desenvolvimento de caudas de recristalização e/ou sombras de pressão nos fenocristais e pelo forte estiramento do quartzo. Localmente, estas rochas assumem o aspecto de *augen* gnais-ses.

Composicionalmente são monzogranitos, com granodioritos e quartzo monzonitos subordinados (Fig. 3). Quartzo, plagioclásio e microclínio são os minerais essenciais, somando, em média, mais de 80% da moda, e biotita e anfibólio são os máficos principais (Tabela 1). Titanita, opacos, allanita, epídoto, zircão e apatita são os acessórios mais comuns (Tabela 1). Nas fácies mais deformadas (milonitos grossos), ocorre recristalização de quartzo, dos feldspatos e da biotita.

Tabela 1 – Dados modais das fácies do Plúton de Monte das Gameleiras. Legenda: *Qz* – quartzo; *K-f* – feldspato potássico; *Pl* – plagioclásio; *Bio* – biotita; *Hb* – hornblenda; *Tit* – titanita; *Op* – minerais opacos; *Ap* – apatita; *Zir* – zircão; *Ep* – epídoto; *All* – allanita; *Clor* – clorita; *MBr* – mica-branca; *Cb* – carbonatos; ΣM – somatório de minerais máficos; *tr.* - traço (proporção < 0,1%).

	ROCHAS DIORITÓIDES – β_3								MICROGRANITOS EQUIGRANULARES – γ_3EQ							
	AG-48A	AG-61	AG-66	AG-70	AG-131	MG-28B	AG-48C	AG-75	MG-04	MG-07B	MG-08	MG-09	MG-10B	MG-21	MG-23	MG-25B
Qz	8,1	2,6	6,6	8,6	5,3	4,3	27,1	27,8	40,6	31,8	27,5	30,6	33,8	32,1	27,1	31,1
K-f	3,1	1,0	5,1	0,5	1,5	1,1	43,7	38,6	31,3	30,8	26,5	22,8	26,6	24,2	30,1	31,8
Pl	35,2	27,1	49,0	43,0	27,6	29,3	25,5	27,2	26,3	23,6	34,4	35,3	36,1	38,0	36,2	22,2
Bio	26,1	20,6	23,8	19,3	22,1	31,1	2,7	2,8	<i>tr.</i>	11,3	9,8	4,5	0,2	3,5	2,3	11,3
Hb	21,2	48,0	13,8	24,8	39,2	23,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Tit	4,1	0,2	1,3	3,3	3,1	6,2	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	0,4	1,5	0,3	<i>tr.</i>	0,3	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	1,1
Op	1,3	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	0,3	<i>tr.</i>	1,1	0,6	0,5	–	0,1	0,7	0,1	–	–	0,7	0,2
Ap	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	1,0	2,6	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	–	–	0,1	–	–	–	0,1
Zir	–	–	–	<i>tr.</i>	–	0,1	<i>tr.</i>	–	–	–	<i>tr.</i>	–	–	–	–	–
Ep	0,7	–	<i>tr.</i>	0,2	–	0,5	–	0,3	1,2	<i>tr.</i>	–	–	–	0,6	0,2	0,3
All	–	–	<i>tr.</i>	–	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	0,2	–	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	–	–	<i>tr.</i>	0,5	<i>tr.</i>	0,8
Clor	–	–	–	–	–	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	0,2	<i>tr.</i>	0,6	0,4	2,0	1,7	0,3	1,6	0,8
MBr/Cb	–	–	0,3	–	–	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	2,3	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	0,4	4,3	1,0	0,6	1,5	<i>tr.</i>
Total	99,8	99,5	99,9	100,0	99,8	99,5	99,8	99,7	99,8	99,7	100,0	99,7	99,7	99,8	99,7	99,7
Pontos	800	800	800	800	800	800	800	800	900	800	700	600	800	800	800	800

	GRANITÓIDES PORFIRÍTICOS – γ_3PORF													
	AG-48D	MG-01	MG-02	MG-03	MG-05	MG-06	MG-07	MG-07A	MG-10A	MG-13	MG-17	MG-20	MG-28A	
Qz	11,8	37,1	42,4	37,1	33,3	36,2	31,0	26,6	34,3	35,8	29,8	30,1	37,9	
K-f	35,5	25,5	12,0	13,5	20,3	15,8	17,5	27,0	21,8	27,4	28,3	21,7	24,3	
Pl	30,5	22,3	25,0	32,5	31,6	31,1	26,1	37,6	28,7	24,3	30,4	33,3	26,5	
Bio	13,8	11,0	12,5	14,3	12,3	14,1	18,0	5,3	12,6	10,0	8,0	10,7	9,9	
Hb	5,4	0,5	4,3	–	–	<i>tr.</i>	3,5	<i>tr.</i>	0,5	<i>tr.</i>	1,3	0,5	<i>tr.</i>	
Tit	1,6	1,1	2,5	1,2	1,0	2,1	2,3	1,1	1,0	1,3	0,5	1,7	0,6	
Op	0,8	1,1	0,9	1,1	1,0	0,6	0,8	1,1	0,8	1,0	0,6	0,8	–	
Ap	0,1	–	<i>tr.</i>	–	–	0,1	0,1	0,2	–	–	–	0,1	0,1	
Zir	<i>tr.</i>	–	–	0,1	0,2	–	–	–	–	–	–	–	–	
Ep	0,3	0,2	0,1	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	–	0,3	<i>tr.</i>	–	<i>tr.</i>	0,3	0,3	0,1	
All	0,2	1,0	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	–	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	–	0,3	0,3	0,5	
Clor	–	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	–	0,1	1,1	<i>tr.</i>	–	0,4	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	
MBr/Cb	–	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	0,2	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>	
Total	100,0	99,8	99,7	99,8	99,7	100,0	99,7	100,0	99,7	100,0	100,0	99,5	99,9	
Pontos	1000	800	1200	800	800	1000	900	1000	800	1000	1000	800	1200	

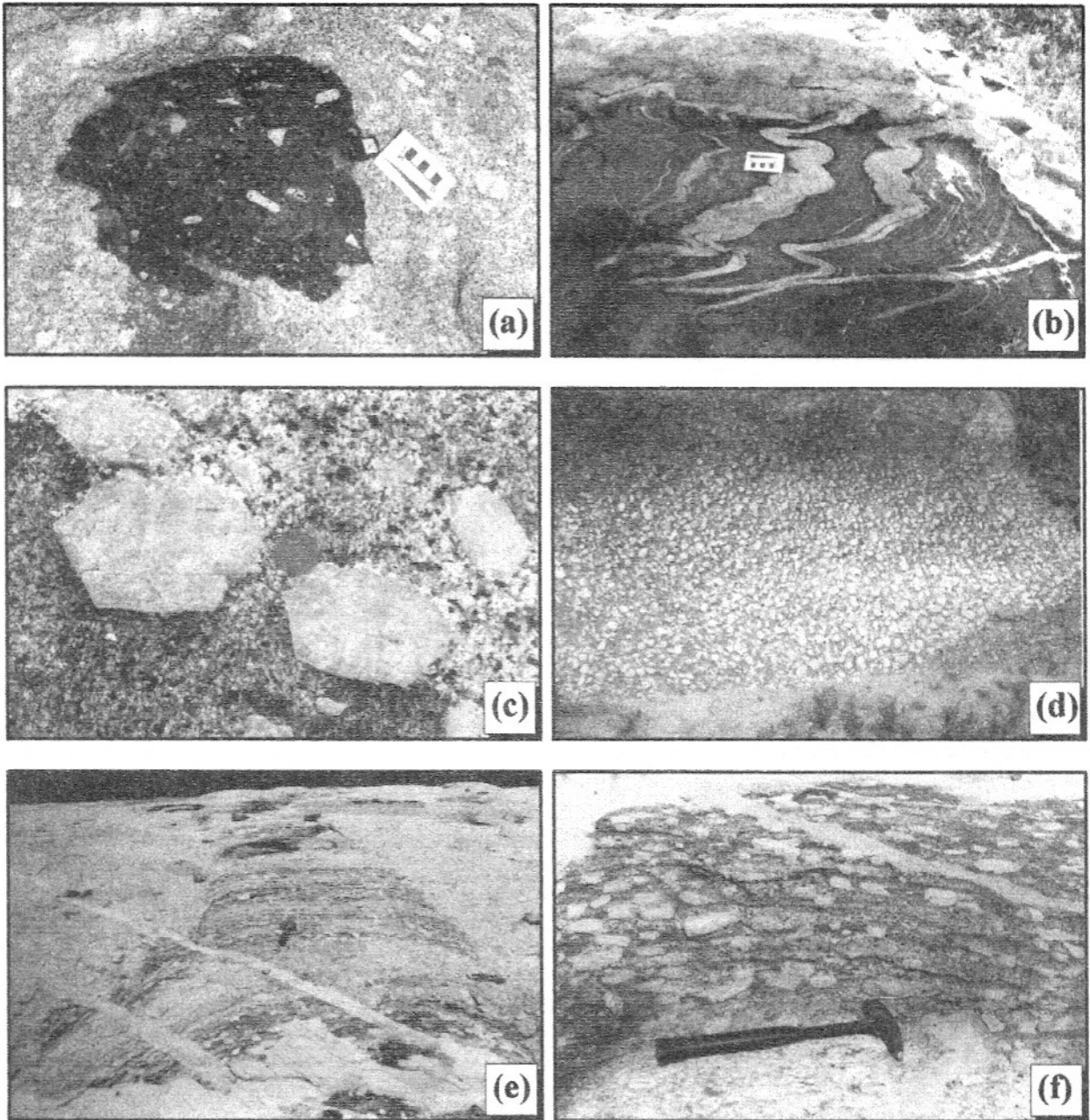


Figura 4 – Aspectos de campo do Plúton de Monte das Gameleiras e rochas encaixantes. (a) Enclave máfico microgranular sin-magmático de β_3 em γ_3 Porf. Notar a presença de xenocristais de feldspato potássico inclusos no enclave, indicativo de mistura física de magmas; (b) ortogneisse bandado exibindo faixas de composição tonalítico-granodiorítica (cinza-escuro) e graníticas (cinza-claro); (c) megacristais euédricos de feldspato potássico exibindo zonação em γ_3 Porf; (d) estrutura de acumulado de fenocristais de feldspato potássico em γ_3 Porf; (e) dique sin-plutônico acamado em γ_3 Porf, caracterizado pela alternância entre bandas enriquecidas em minerais máficos (cinza-escuro) e bandas constituídas predominantemente por fenocristais de feldspato potássico (cinza-claro). A variação composicional pode ser indicativa de processos de cristalização fracionada; (f) corte transversal do dique *acamado*. Notar a forma tabular dos fenocristais de feldspato potássico.

O quartzo ocorre como cristais xenomórficos, normalmente exibindo extinção ondulante, evoluindo até extinção em bandas (Fig. 5a). Em microzonas de cisalhamento, estes cristais mostram-se fraturados e estirados, constituindo *ribbons*.

O feldspato potássico (microclina) ocorre como fenocristais hipidiomórficos, exibindo, comumente, extinção ondulante e textura *mortar*. Zonação é uma feição comum, sendo denotada por inclusões de plagioclásio, orientadas paralelamente às faces de crescimento do cristal (Fig. 5b). Comumente exibem exsolução pertítica dos tipos *stringlets* e *string*.

O plagioclásio apresenta-se em cristais hipiomórficos com dimensões de até 5,0mm, de composição oligoclásica (An₂₁₋₁₇). Geminação polissintética, segundo a lei da Albita e/ou Periclínio, é comum, por vezes conjugada à geminação simples, segundo a lei de Carlsbad. São geralmente zonados (Fig. 5c), com núcleos mais cálcicos e mais saussuritizados. Pequenos cristais idiomórficos de hábito prismático ocorrem inclusos em fenocristais de feldspato potássico, e também podem mostrar-se saussuritizados e zonados.

A biotita constitui o principal máfico da rocha, ocorrendo como cristais xenomórficos a hipidiomórficos de hábito lamelar, usualmente em agregados com o anfibólio. Possui coloração esverdeada e, por vezes, mostra textura simplectítica com o quartzo (Fig. 5d).

O anfibólio é de coloração predominantemente verde-escuro e ocorre como cristais xenomórficos a hipidiomórficos, apresentando comumente inclusões de biotita, titanita, opacos e zircão.

A titanita ocorre em duas formas texturais distintas: (a) cristais hipidiomórficos a idiomórficos de hábito predominantemente prismático e/ou losângico (Fig. 5e), interpretados como de origem magmática; (b) coroas finas e irregulares ou cristais xenomórficos com contatos curvos e hábito granular, intimamente associados aos opacos, devendo tratar-se de alteração (esfenitização) destes em estado *subsolidus*.

O epídoto aparece tanto como cristais hipidiomórficos a idiomórficos, geralmente associados à biotita (Fig. 5f), ou como coroas de faces idiomórficas (quando em contato com biotita e/ou anfibólio) a xenomórficas (quando em contato com os félsicos) sobre cristais de allanita. Em ambos os casos, estes epídotos são interpretados como fases magmáticas.

A allanita ocorre como cristais idiomórficos usualmente prismático, e podem exibir geminação simples, zonação e, em alguns casos, processos avançados de metamictização.

Os opacos são essencialmente magnetitas em cristais hipidiomórficos a idiomórficos.

O zircão constitui diminutos cristais idiomórficos prismáticos. Quando inclusos em biotitas ou anfibólios, desenvolvem halos pleocróicos.

A apatita forma pequenos cristais idiomórficos de hábito prismático a acicular.

Microgranitos Equigranulares – γ_3 Eq

A fácies γ_3 Eq aflora, principalmente, no núcleo do plúton Monte das Gameleiras, constituindo diques e pequenos corpos intrusivos nos γ_3 Porf. Podem, também, intrudir as rochas gnáissico-migmatíticas. Localmente, observam-se fenocristais

de feldspato potássico no microgranito (xenocristais de feldspato potássico do granito porfirítico?), além de enclaves básicos, imersos na matriz dos microgranitos. Estes fatos permitem concluir que os microgranitos equigranulares são tardios em relação aos granitóides porfiríticos e às rochas dioritóides.

São rochas hololeucocráticas a leucocráticas, homogêneas, de textura fina a média, equigranulares, pouco deformadas; raramente apresentam anisotropia incipiente, principalmente dada por biotitas orientadas. Isto denota que sua colocação se deu nas etapas mais tardias da última deformação regional (D₃), o que corrobora serem relativamente mais jovens que os granitóides porfiríticos e as rochas dioritóides.

Tratam-se, essencialmente, de biotita monzogranitos (Fig. 3). Quartzo, feldspato potássico e plagioclásio são os minerais essenciais e somam, em média, mais de 85% da moda (Tabela 1); biotita é o máfico principal (até 10% modal) e titanita, opacos, epídoto, apatita e allanita são os demais acessórios (Tabela 1). Mica branca, carbonato e clorita ocorrem como fases secundárias, produto de alteração de feldspatos e biotita.

O quartzo aparece como cristais xenomórficos a hipidiomórficos, geralmente exibindo extinção ondulante. Aparecem compondo a matriz da rocha e, algumas vezes, definem agregados em mosaico poligonal. O feldspato potássico (microclínio micropertítico) mostra cristais xenomórficos a hipidiomórficos de hábito granular e/ou prismático. O plagioclásio é oligoclásico (An₁₁₋₂₂), usualmente em cristais zonados e de hábito granular a prismático. Quando em contato com o

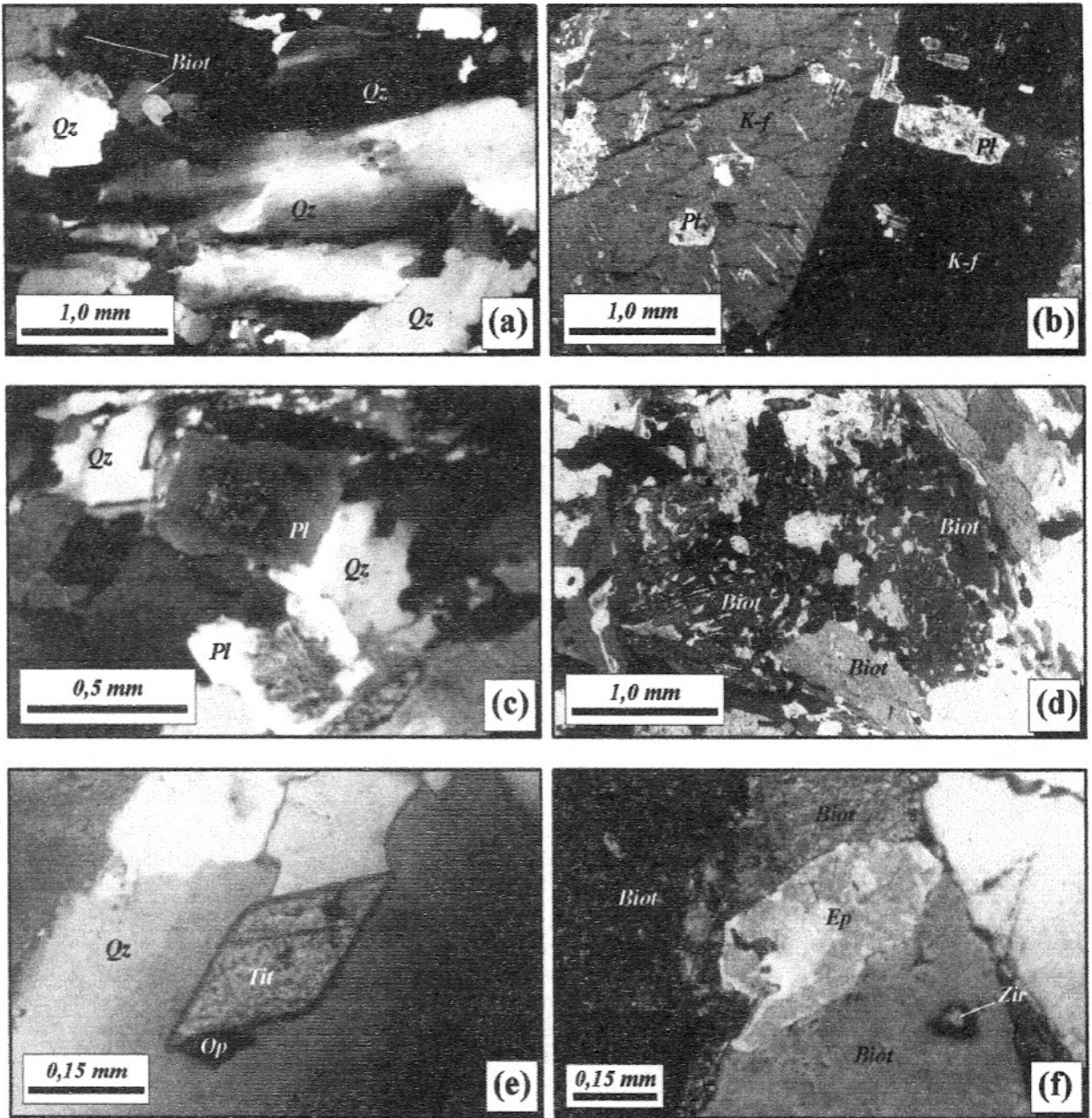


Figura 5 – Aspectos petrográficos dos γ_3 Porf. (a) Cristal de quartzo fortemente deformado exibindo bandas de deformação e formação de subgrãos; (b) fenocristal de feldspato potássico perítico, contendo inclusões alinhadas de cristais subeuédricos de plagioclásio; (c) cristais de plagioclásio exibindo núcleos saussuritizados, indicativo de zonações composicionais; (d) intercrescimento simpléctico entre cristais de biotita e de quartzo; (e) pequeno cristal euédrico de titanita magmática incluída em quartzo; (f) cristal subeuédrico de epidoto magmático incluído em biotita.

feldspato potássico pode desenvolver textura mirmequítica, principalmente do tipo bulbosa.

A biotita ocorre como cristais xenomórficos a hipidiomórficos de hábito lamelar e coloração verde-claro, por vezes exibindo um *fabric* incipiente. A titanita ocorre, essencialmente, como pequenos cristais idiomórficos com seção prismática losângica, indicativos de serem cristais de origem magmática. Os opacos constituem cristais xenomórficos a hipidiomórficos de hábitos granular e/ou intersticial, comumente associados à biotita e à titanita. O epídoto aparece como raros cristais xenomórficos a hipidiomórficos de hábito granular. A allanita aparece em raros cristais hipidiomórficos a idiomórficos de hábito prismático, normalmente zonados e apresentando metamictização. Zircão e apatita constituem diminutos cristais idiomórficos de hábito usualmente prismático.

GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E EM TRAÇO

Os elementos maiores e menores das amostras com prefixo MG foram determinados por fluorescência de raios X no Laboratório de Fluorescência de Raios X do Departamento de Geologia da UFRN (Natal/RN). Para as análises, foi utilizado um Espectrômetro de Fluorescência de Raios X da marca Philips®, modelo PW 2400/00, com ânodo de ródio e potência empregada de 3 kW. As amostras com prefixo GA e CG foram analisadas no laboratório da SUDENE (vide Galindo, 1982). O tratamento dos dados, como também a construção de diferentes diagramas geoquímicos, foi realizado com os pro-

gramas Excel®, para ambiente MS Windows 95®, e Newpet® (D. Clarke, versão 1994 – Mem. Univ. Newfoundland), para ambiente MS-DOS®.

A fácies β_3 corresponde às litologias menos diferenciadas do plúton, possuindo conteúdo relativamente baixo de sílica (<60% – Tabela 2) e altos teores de MgO, CaO e Fe₂O_{3(t)} (Tabela 2), além de valores relativamente altos de K₂O, reflexo das altas proporções modais de biotita. As fácies γ_3 Porf e γ_3 Eq possuem teores moderados a elevados de sílica (>63%) e altos de álcalis (K₂O+Na₂O = 8-10%), além de teores moderados a baixos de CaO e Fe₂O_{3(t)}. Os γ_3 Eq distinguem-se dos γ_3 Porf por serem mais enriquecidos em Rb e mais empobrecidos em Sr (Fig. 6 – Tabela 2). Com ressalvas ao número de amostras, sua disposição nos diagramas de variação de Harker sugere que as rochas da fácies β_3 e as demais não sejam cogenéticas, especialmente no caso dos diagramas para Al₂O₃, MgO, Na₂O e K₂O (Fig. 6). Por outro lado, as fácies γ_3 Porf e γ_3 Eq mostram, nestes diagramas, um comportamento geoquímico em parte sugestivo de serem cogenéticas.

As fácies β_3 e γ_3 Porf são constituídas por rochas essencialmente metaluminosas, enquanto γ_3 Eq são meta a peraluminosas (Fig. 7a). O caráter peraluminoso dos γ_3 Eq tem maior relação com o déficit em CaO em algumas amostras, do que com um excesso de alumina. Os altos teores de álcalis em relação aos teores moderados a baixos de CaO nas amostras do Plúton Monte das Gameleiras, notadamente nas fácies graníticas, caracterizam rochas de natureza mais álcali-cálcica do que cálcio-alcálica e, tal como visualizado nos diagramas dis-

criminantes de séries magmáticas (Figs. 7b, 7c e 7d), definem um comportamento tipicamente observado nas associações subalcalinas/monzoníticas (ou ainda transalcalina, ou cálcio-alcálicas de alto potássio, segundo alguns autores).

QUÍMICA MINERAL

As análises de química mineral foram efetuadas na Universidade Blaise Pascal (Clermont-Ferrand, França) através de microsonda eletrônica tipo Camebax SX-100, com voltagem de 15 kV, corrente de 11 nA e tempo de contagem de 10s para cada análise.

As biotitas das três fácies do plúton Monte das Gameleiras ocorrem como cristais lamelares hipidiomórficos, esverdeados, com pleocroísmo que varia do ocre ao verde-escuro. Mostram enriquecimento em Fe, com razões Fe/Fe+Mg similares para as fácies β_3 e γ_3 Porf, e algo mais elevadas para os γ_3 Eq (Fig. 8a). Por outro lado, as biotitas dos β_3 são mais enriquecidas em Al_(v) que as demais.

Os anfibólios dos β_3 e dos γ_3 Porf são hipidiomórficos de coloração verde-escuro e pleocroísmo verde-pálido a verde-escuro. Em ambos os casos, são tipicamente anfibólios cálcicos (Leake *et al.*, 1997), sendo hornblendas edeníticas nos γ_3 Porf e Mg-hastingsíticas nos β_3 (Fig. 8b).

As titanitas analisadas das fácies β_3 e γ_3 Porf ocorrem como cristais idiomórficos prismáticos e/ou losângicos de cristalização precoce e tipicamente magmáticos. São empobrecidas em alumínio, com valores sempre inferiores a 6% (Al₂O₃ < 2,0%), valores estes mais característicos de titanitas magmáticas (Tulloch, 1979; Enami *et al.*,

Tabela 2 – Análises químicas de elementos maiores e de alguns elementos em traço das fácies do Plúton de Monte das Gameleiras. Legenda: # Mg – número de magnésio; PF – perda ao fogo. OBS.: Amostras com prefixo MG, analisadas para este trabalho; amostras com prefixo GA e CG, Galindo (1982).

MICROGRANITOS EQUIGRANULARES – γ_3 EQ													
# Mg	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3 (t)}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Total	
MG-07B	35,13	68,04	0,43	15,60	2,67	0,04	0,73	1,74	4,10	5,06	0,14	0,55	99,10
MG-08	33,46	68,81	0,41	14,93	2,56	0,03	0,65	1,74	4,06	4,94	0,13	0,60	98,86
MG-09	34,11	67,39	0,42	15,39	2,64	0,04	0,69	1,68	4,02	4,97	0,15	0,89	98,28
MG-10B	16,79	74,84	0,10	13,06	1,08	0,01	0,11	1,10	4,16	4,49	0,03	0,89	99,87
MG-21	32,97	71,61	0,22	14,25	1,57	0,02	0,39	1,15	4,09	5,24	0,08	0,65	99,27
MG-23	28,18	69,89	0,29	14,41	2,17	0,04	0,43	1,31	3,92	4,81	0,10	0,92	98,29
GA-02	18,14	68,98	0,43	15,20	3,22	0,03	0,36	2,21	3,54	5,09	0,13	–	99,98
GA-08	20,90	67,67	0,53	15,60	3,22	0,03	0,43	2,61	3,67	5,44	0,15	–	99,17
GA-09	19,21	69,81	0,40	14,91	2,50	0,04	0,30	2,30	4,01	4,79	0,12	–	99,01
GA-14	40,70	69,14	0,20	14,98	2,57	0,03	0,89	2,94	3,88	5,00	0,02	–	99,49

GRANITÓIDES PORFIRÍTICOS – γ_3 PORF													
# Mg	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3 (t)}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Total	
MG-01	41,09	68,05	0,53	15,23	3,18	0,04	1,12	2,39	4,19	4,84	0,23	0,75	100,55
MG-02	38,45	68,51	0,47	15,15	2,79	0,03	0,88	2,14	3,95	5,36	0,18	0,06	99,52
MG-05	36,59	70,04	0,43	14,89	2,54	0,04	0,74	1,92	4,18	4,74	0,17	1,08	100,77
MG-06	37,13	67,88	0,35	15,70	2,18	0,03	0,65	1,67	4,00	5,54	0,14	1,01	99,15
MG-07A	35,71	71,07	0,40	14,41	2,71	0,03	0,76	2,00	4,47	3,76	0,19	0,73	100,53
MG-10A	32,92	70,89	0,31	14,30	2,30	0,04	0,57	1,47	4,16	4,59	0,14	1,08	99,85
MG-15	42,26	67,10	0,48	15,63	2,76	0,04	1,02	2,21	4,18	5,24	0,22	0,84	129,72
MG-17	40,57	69,91	0,40	14,85	2,35	0,03	0,81	2,03	3,97	4,75	0,14	0,94	100,18
MG-19	40,62	68,42	0,41	14,79	2,49	0,03	0,86	2,00	3,92	4,68	0,18	1,39	99,17
MG-20	19,39	70,42	0,06	15,37	1,07	0,03	0,13	0,75	5,55	5,28	0,04	1,92	100,62
MG-27	35,82	70,55	0,34	14,65	2,20	0,03	0,62	1,77	4,08	5,08	0,13	0,85	100,30
MG-28	42,96	65,70	0,51	16,46	2,84	0,04	1,08	2,38	4,31	5,24	0,23	0,57	99,36
MG-30	39,42	68,90	0,38	15,18	2,13	0,03	0,70	1,85	4,04	5,42	0,17	0,53	99,33
MG-31	40,21	68,43	0,37	15,48	2,12	0,03	0,72	1,87	4,03	5,42	0,16	0,52	99,15
GA-01	24,99	68,75	0,43	15,22	2,79	0,04	0,47	2,54	3,63	5,27	0,18	–	99,14
GA-05	27,97	66,06	0,60	16,30	3,57	0,04	0,70	3,33	3,81	4,77	0,25	–	99,19
GA-10B	46,50	63,40	0,42	17,25	4,49	0,06	1,97	2,94	4,21	4,85	0,07	–	99,39
GA-10D	34,73	68,49	0,20	14,98	3,50	0,04	0,94	2,94	3,50	5,21	0,01	–	99,57
GA-12B	45,52	64,77	0,50	15,21	5,14	0,05	2,17	4,06	3,40	4,37	0,01	–	99,27
GA-15A	51,56	65,78	0,30	14,98	3,72	0,04	2,00	2,80	3,77	5,72	0,04	–	98,92
GA-16	50,10	66,51	0,35	15,73	3,35	0,04	1,70	2,52	3,81	5,33	0,00	–	99,09
CG-27A	17,33	68,00	0,55	16,20	2,93	0,04	0,31	2,72	3,54	5,48	0,08	–	99,64
CG-42	17,07	65,35	0,67	15,95	3,66	0,06	0,38	3,99	4,01	4,94	0,33	–	99,08
CG-47B	18,69	65,90	0,63	15,95	3,79	0,04	0,44	3,99	3,71	5,42	0,23	–	99,86

ROCHAS DIORITÓIDES – β_3													
# Mg	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3 (t)}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Total	
GA-07	58,49	57,67	1,00	13,57	7,58	0,13	5,39	5,70	3,37	4,41	0,35	–	98,67
GA-12A	40,62	50,22	1,30	17,95	10,51	0,12	3,63	7,56	4,21	3,58	0,03	–	98,31
GA-15B	59,77	56,70	0,65	13,96	7,81	0,14	5,86	5,04	3,40	4,67	0,82	–	98,51
GA-17	48,21	49,48	1,30	16,77	10,74	0,13	5,05	8,12	3,40	4,23	0,01	–	98,50
CG-35	30,71	50,86	3,07	17,10	10,01	0,26	2,24	6,72	4,75	2,98	1,49	–	98,84
CG-50	40,83	50,45	2,12	17,10	10,59	0,26	3,69	8,68	3,98	1,78	0,67	–	98,59

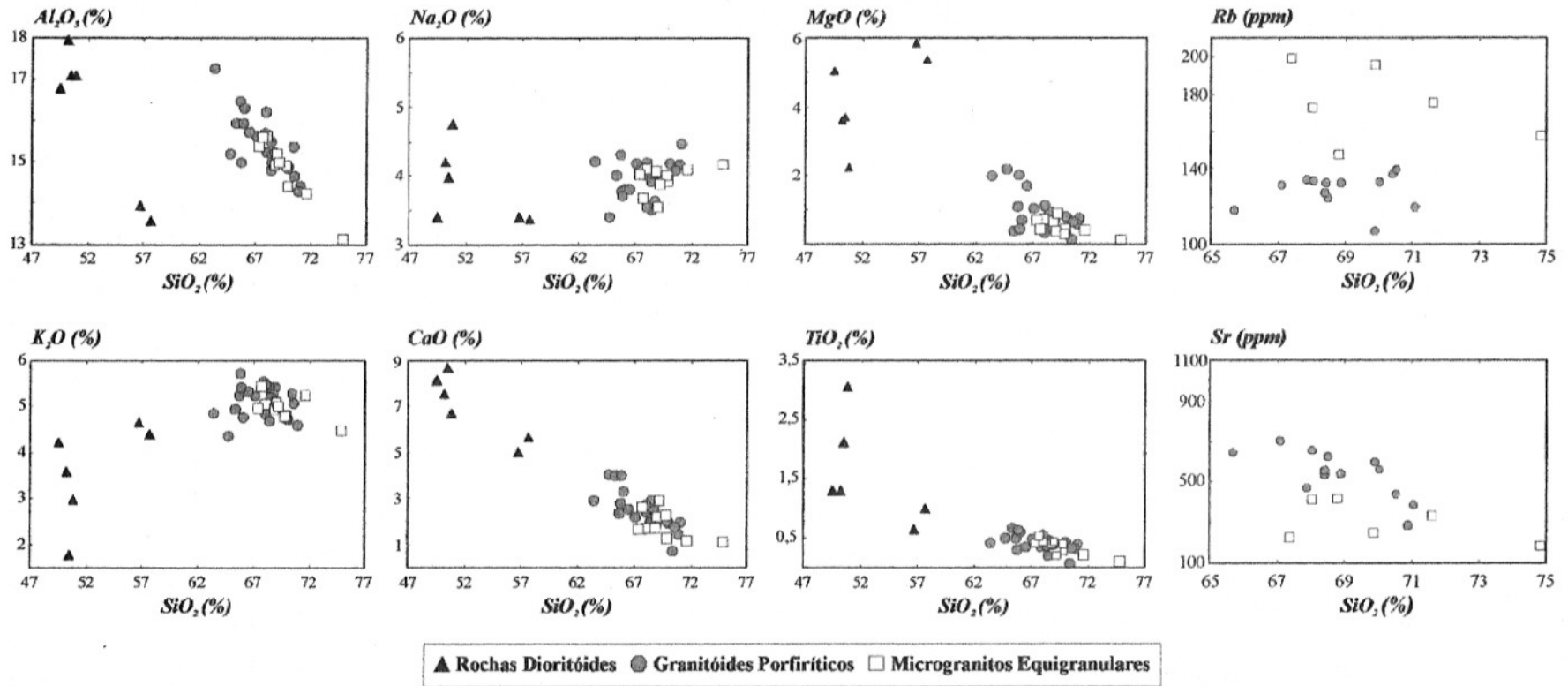


Figura 6 – Diagramas de variação de Harker para elementos maiores e traço, para as diferentes fácies do Plúton de Monte das Gameleiras.

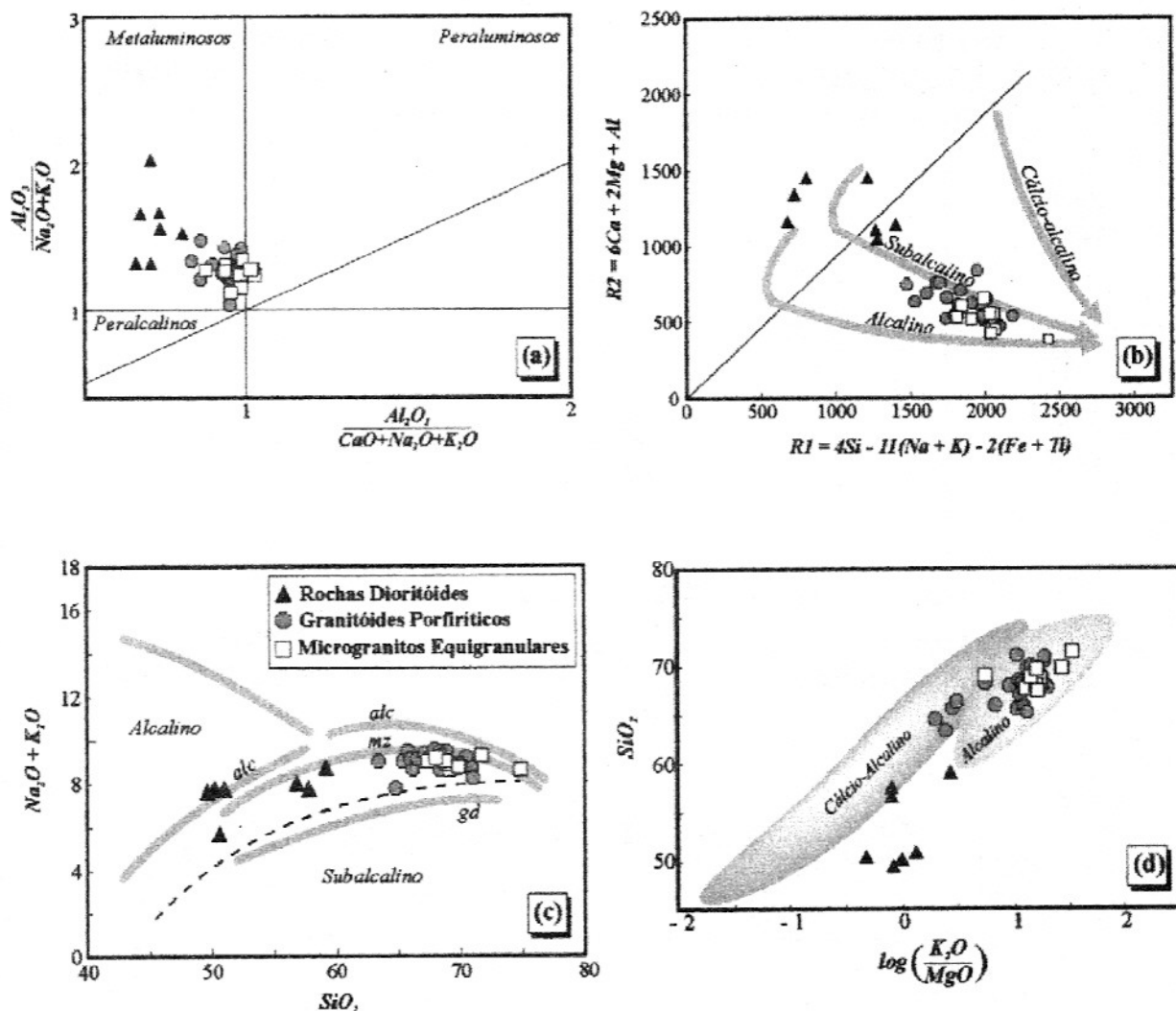


Figura 7 – Diagramas discriminantes para as fácies do Plúton de Monte das Gameleiras. (a) Diagrama do Índice de Shand (Maniar & Piccoli, 1989); (b) diagrama R1-R2 de De La Roche *et al.* (1980), com *trends* de afinidade geoquímica; (c) diagrama álcalis total vs. sílica (TAS), com os *trends* de afinidade geoquímica de Lameyre (1987); (d) diagrama de alcalinidade de Rogers & Greenberg (1981).

1993), sendo que as titanitas dos γ_3 Porf são relativamente mais enriquecidas em Al_2O_3 do que as dos β_3 (teores de 1,5 e 1,2%, respectivamente).

O epidoto dos γ_3 Porf aparece como cristais hipidiomórficos a idiomórficos associados à biotita, ou ainda como coroas em torno de cristais de allanita. Em ambos os casos, o epidoto é interpretado como magmático, o que é confirmado quimicamente por apresentarem valores elevados na molécula de pistacita ($Ps=30$).

Os opacos aparecem comumente como cristais quadráticos nas três fácies do plúton Monte das Gameleiras e as análises por microsonda eletrônica confirmam serem, os mesmos, essencialmente magnetitas.

CONTEXTO TECTÔNICO

No diagrama Rb vs. (Y+Nb) (Pearce *et al.*, 1984 – Figura 9a), todas as amostras colocam-se no campo dos granitos de arco vulcânico, próximo ao

limite com o campo dos granitos sin-colisionais. No diagrama triangular Rb/100-Y/44-Nb/16 (Thiéblemont & Cabanis, 1990 – Fig. 9b), a maior parte das amostras dos granitoides porfiriticos posiciona-se no campo dos granitos pós-colisionais/sin-subducção, com algumas plotando no campo dos granitos sin-colisionais. As amostras dos microgranitos plotam na transição entre o campo dos granitos sin-colisionais e o dos granitos pós-colisionais/sin-subducção. No di-

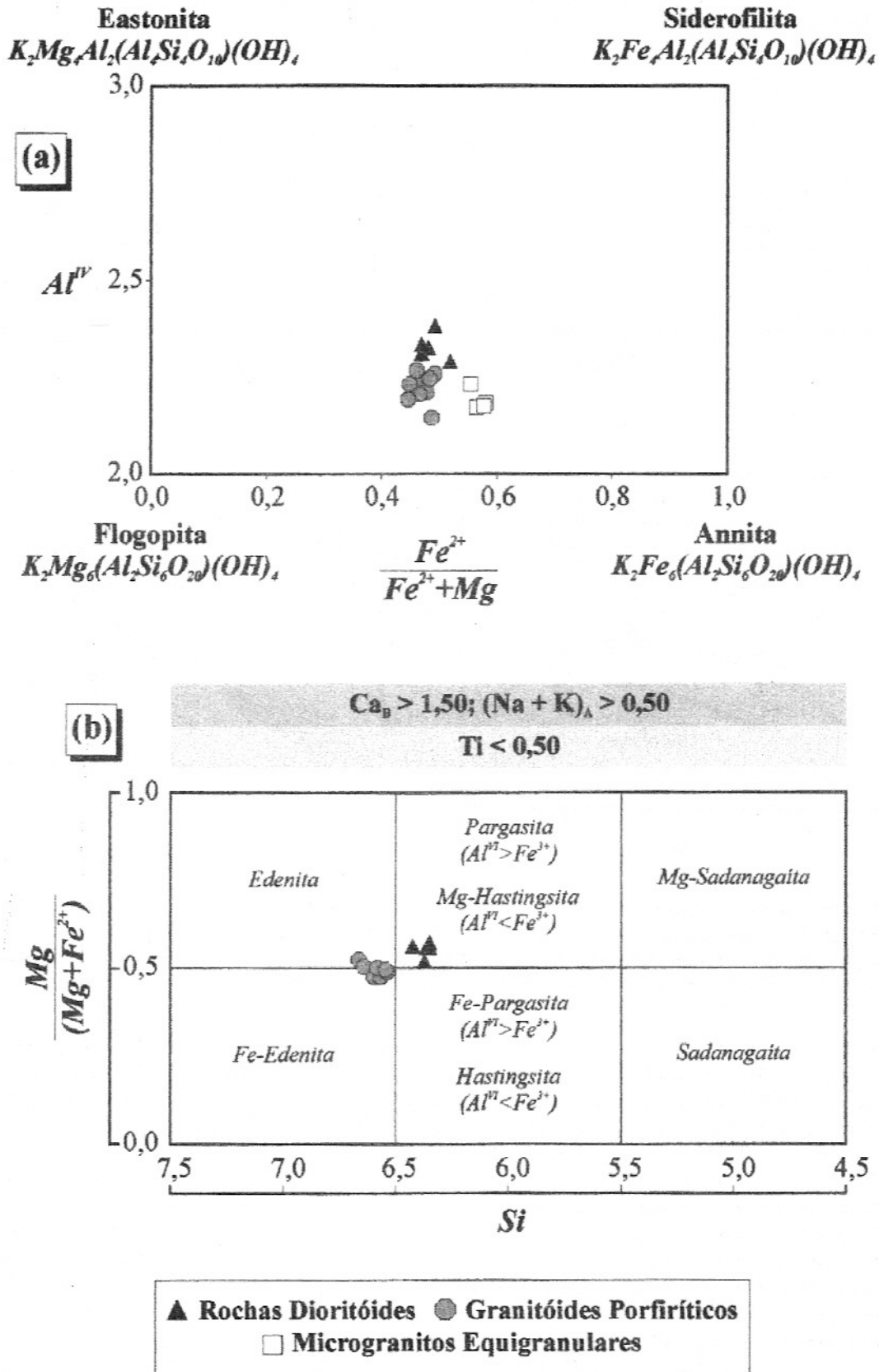


Figura 8 – Diagramas de classificação para (a) biotitas (Deer *et al.*, 1992) e (b) anfibólios (Leake *et al.*, 1997), nas diferentes fácies do Plúton de Monte das Gameleiras.

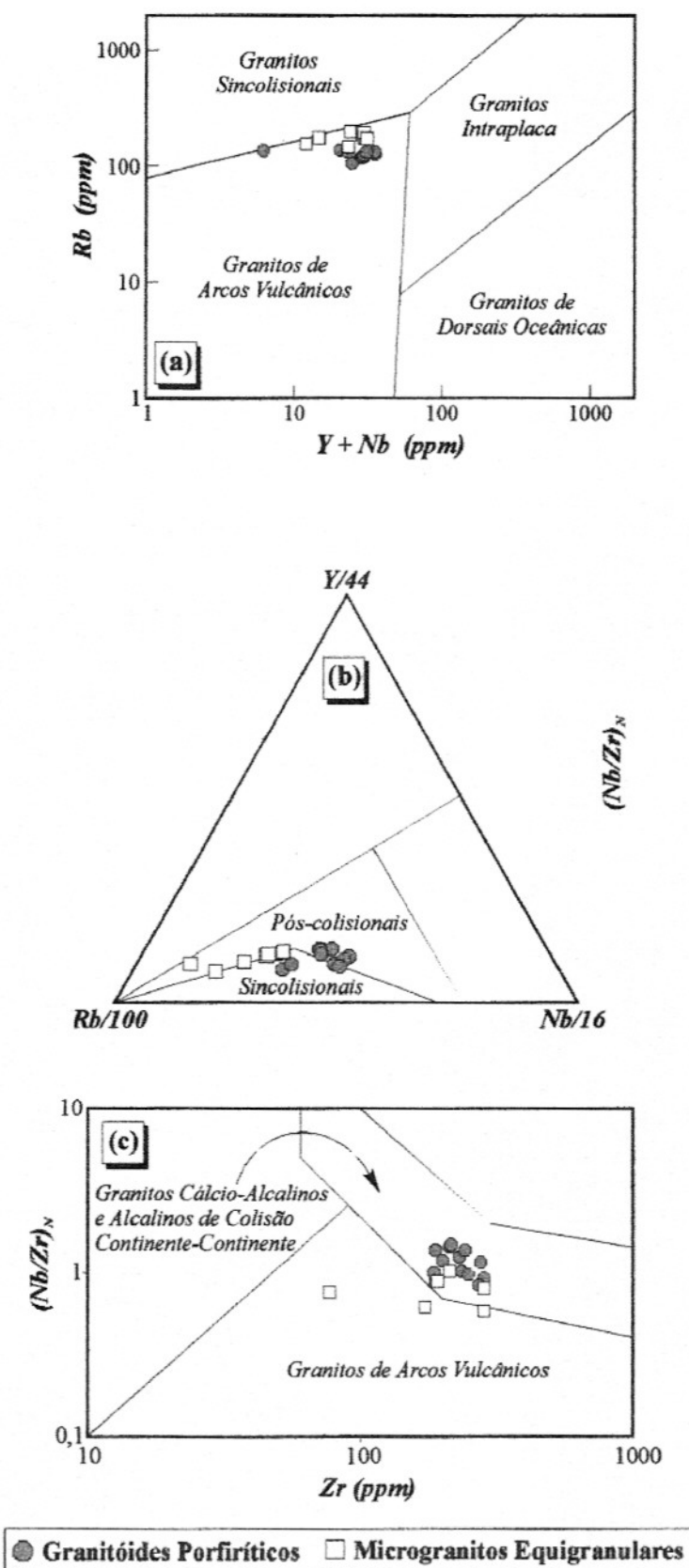


Figura 9 – Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para o Plúton de Monte das Gameleiras. (a) Diagrama Y+Nb vs. Rb de Pearce *et al.* (1984); (b) diagrama triangular Rb/100 – Y/44 – Nb/16 de Thiéblemont & Cabanis (1990); (c) diagrama Zr vs. (Zr+Nb)_N de Thiéblemont & Tégéy (1994).

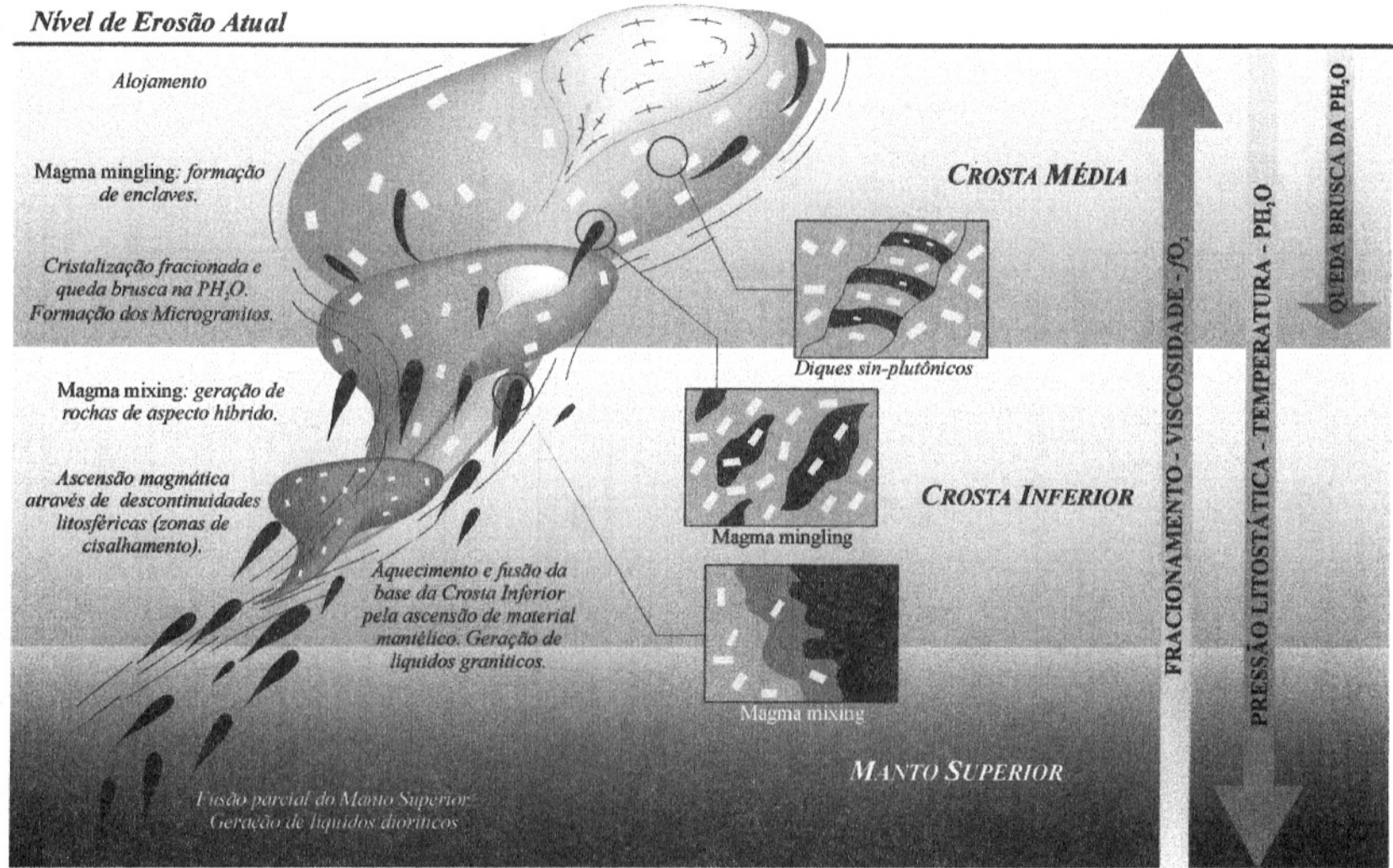


Figura 10 – Seção esquemática ilustrando as etapas de evolução petrogenética propostas para o Plúton de Monte das Gameleiras. Discussões no texto.

agrama Zr vs. $(Zr+Nb)_N$ (Thiéblemont & Téggyey, 1994 – Fig. 9c), todas as amostras do granitóide porfirítico plotam no campo das rochas cálcio-alcalinas de colisão continente-contidente, enquanto as amostras dos microgranitos plotam transicionais entre os campos dos granitos de arco vulcânico e dos granitos cálcio-alcalinos de colisão continente-contidente.

DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O plúton de Monte das Gameleiras compreende uma associação de litologias de natureza bastante diversa. As relações de campo permitem estabelecer que os microgranitos equigranulares – γ_3Eq são as rochas mais jovens desta, dado o seu caráter intrusivo nos granitos porfiríticos – γ_3Porf .

Constantes relações de misturas encontradas entre γ_3Porf e β_3 dão suporte a uma evolução contemporânea para estes magmas. Todo o processo pode ter iniciado com a fusão parcial do manto superior, originando magmas básicos. Durante sua ascensão e graças às suas altas temperaturas, esses magmas fundiriam a base da crosta, provocando a segregação dos líquidos graníticos (Fig. 10). Os processos de mistura de magmas teriam início em grande profundidade (crosta inferior). Com taxas de cristalização ainda reduzidas, o menor contraste de viscosidade entre ambos os magmas promoveria misturas químicas em larga escala, dando origem a rochas híbridas. Enquanto o plúton Monte das Gameleiras ascenderia na crosta, a temperatura sofreria uma gradual diminuição e a cristalização

avançaria, resultando no aumento do contraste de viscosidade dos magmas, dificultando, assim, a mistura completa entre β_3 e γ_3Porf . O líquido diorítico passaria a concentrar-se em bolhas ou seria injetado em *stockworks*, com processos de mistura mecânica substituindo as fácies híbridas (Fig. 10).

Concomitantemente à mistura de magmas, o plúton Monte das Gameleiras sofreu um contínuo processo de cristalização fracionada, como constatado, nos γ_3Porf , pela presença de diques sin-plutônicos acamados, cristais de feldspatos, hornblenda e allanita zonados. A queda brusca na PH_2O aumenta ainda mais a viscosidade do magma e impede, deste modo, o crescimento dos cristais (como tipicamente observado nos γ_3Porf), dando origem aos γ_3Eq (Fig. 10).

No contexto da filiação magmática das rochas do plúton Monte das Gameleiras, verifica-se que seus altos teores de álcalis, associados aos baixos teores de CaO, conferem às mesmas um caráter mais alcali-cálcico do que cálcio-alcalino, típico das rochas da série subalcalina/monzonítica. Tal feição, adicionada ao caráter predominantemente metaluminoso destas rochas e à presença da assembléia anfibólio + biotita + magnetita + titanita nos γ_3Porf , e biotita + magnetita + titanita nos γ_3Eq , em equilíbrio, permite compará-los aos granitos do Tipo I de White & Chappell (1983), bem como aos granitos com magnetita de Ishihara (1977).

Relativo às condições de cristalização dos magmas do plúton Monte das Gameleiras, constata-se que a presença da assembléia titanita + magnetita + quartzo em equilíbrio, asso-

ciada ao anfibólio com razões $Mg/Fe^{2+}+Mg$ moderadas a altas nos γ_3Porf e β_3 , indica que a evolução dos magmas deu-se em condições de fO_2 moderadas a elevadas (Wones, 1989), certamente acima do tampão FMQ. Isto pode ser, ainda, corroborado pela presença de epídoto magmático como um mineral comum nos granitos porfiríticos (Schmidt & Thompson, 1996).

Para os γ_3Porf (paragênese constituída por hornblenda + biotita + plagioclásio + feldspato potássico + titanita), o geobarômetro de Al em anfibólio de Schmidt (1992) indica pressões de cristalização de $4,5 \pm 0,5$ kbar, enquanto o geotermômetro de Blundy & Holland (1990) denota temperaturas de $725 \pm 5^\circ C$. Estes valores P-T refletem as condições de equilíbrio de cristalização do par anfibólio/plagioclásio, e não necessariamente as condições finais de cristalização dos magmas do plúton Monte das Gameleiras.

No contexto da “ambiência tectônica versus parâmetros geoquímicos”, observa-se, de um modo geral, que a disposição das amostras do plúton Monte das Gameleiras nos diagramas discriminantes utilizados, à exceção do diagrama Rb vs. (Y+Nb) de Pearce *et al.* (1984), é compatível com um contexto de rochas sin a tardi-colisionais, comportamento este tipicamente exibido por plútons que tenham se alojado nas etapas mais tardias de uma orogênese, durante estágio de relaxamento tectônico. Tais resultados são geologicamente corroborados pelo fato de o alojamento do plúton ter sido controlado por zonas de cisalhamento extensionais e transcorrentes (feições estas dominantes em todo o Maciço São José de Campestre), o que pode indicar

uma etapa de relaxamento crustal tardi-colisional nesta porção da Província Borborema.

No caso particular do diagrama Rb vs. (Y+Nb), o posicionamento das amostras do plúton Monte das Gameleiras no campo dos granitos de arco vulcânico pode ser explicado em virtude de características intrínsecas à própria concepção do diagrama, uma vez que o campo dos granitos sin-colisionais

foi definido unicamente com base em granitóides peraluminosos (que exibem padrões geoquímicos bastante diferentes das rochas aqui estudadas).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio fi-

nanceiro; ao Centro de Ciências Exatas e da Terra, à Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação, ao Departamento de Geologia e ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN pelo apoio logístico; e a Carlos C. N. da Silva, Eugênio P. Dantas, Leonardo Menezes, Marcos A. L. do Nascimento e Werner F. Tabosa pela contribuição nos trabalhos de campo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; LEONARDOS Jr., O.H.; VALENÇA, J. (1967) Review on granitic rocks of northeast South America. *In: IUGS/UNESCO Symp.*, Recife, 41p.
- ANTUNES, A.F. (1999) Cinemática de alojamento e petrografia do plúton de Monte das Gameleiras, porção sudeste do Estado do Rio Grande do Norte. Relatório de Graduação. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 91p.
- BLUNDY, J.D. & HOLLAND, T.J. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contr. Min. Petrol.*, **104**:208-224.
- BRITO NEVES, B.B. (1983) O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 177p.
- DANTAS, E.L. (1996) Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, 208p.
- DANTAS, E.L.; VAN SCHMUS, W.R.; HACKSPACHER, P.C.; BRITO NEVES, B.B. (1996) Crustal Nd isotopic evolution and differentiation during Archean and Paleoproterozoic of the Caldas Brandão Massif, Northeast Brazil. *In: Cong. Bras. Geol.*, 39, Salvador. SBG, Anais, p.495-498.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks and associations. *Chem. Geol.*, **29**:183-210.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. 2nd. ed. Longman Group Ltd., 696p.
- DIDIER, J. & BARBARIN, B. (1991) Enclaves and granite petrology. Elsevier, 625p.
- EBERZ, G.W. & NICHOLLS, I.A. (1988) Microgranitoid enclaves from the Swifts Creek Plutons, SE-Australia: textural and physical constraints on the nature of magma mingling processes in the plutonic environment. *Geol. Rundsc.*, **77** (3):713-736.
- ENAMI, M.; SUZUKI, K.; LIOU, J.G.; BIRD, D.K. (1993) Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence. *Eur. Jour. Mineral.*, **5**:219-231.
- GALINDO, A.C. (1982) Estudo petrológico do corpo granítico de Monte das Gameleiras (RN-PB). Dissertação de Mestrado. Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco, 99p.
- GALINDO, A.C. (1993) Petrologia dos granitóides brasileiros da região de Caraúbas e Umarizal (oeste do Rio Grande do Norte). Tese de Doutorado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 386p.
- HUTTON, D.H.W. (1988) Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Trans. R. Soc. Edimb., Earth-Sci.*, **79**:245-255.
- ISHIHARA, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**:293-305.
- JARDIM DE SÁ, E.F. (1994) A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-africana. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 803p.

- JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; GALINDO, A.C.; SÁ, J.M.; HACKSPACHER, P.C. (1986) Granitogênese brasileira no Seridó: o Maciço de Acari (RN). *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(1):95-105.
- LAMEYRE, J. (1987) Granites and evolution of the crust. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:349-359.
- LEAKE, B.E.; WOOLLEY, A.R.; ARPS, C.E.S; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Magazine*, **61**:295-321.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**:635-643.
- MARIANO, G. & SIAL, A.N. (1989) Evidence of magma mixing in the Itaporanga batholith, northeastern Brazil. *Rendiconti della Soc. Italiana Miner. Petrol.*, **43**:555-568.
- MCMURRY, J. (1982) Petrology and Rb-Sr geochemistry of Monte das Gameleiras and Dona Inês plutons, Northeastern Brazil. Master of Art Thesis. University of Texas, 180p.
- NEVES, S.P. & MARIANO, G. (1997) High-K calc-alkalic plutons in NE Brazil: origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema Province. *Internat. Geol. Review*, **39**:621-638.
- PEARCE, J.A.; HARROW, B.W.N.; TINDLE, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petr.*, **25**:956-983.
- ROGERS, J.J. & GREENBERG, J.K. (1981) Trace elements in continental margin magmatism. Part. III. Alkali granites and their relationship to cratonization. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **92**:6-9.
- SCHMIDT, M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer. *Contr. Min. Petrol.*, **110**:304-310.
- SCHMIDT, M.W. & THOMPSON, A.B. (1996) Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *Am. Mineral.*, **81**:462-474.
- SIAL, A.N.; MARIANO, G.; FERREIRA, V.P. (1989) Isotope geochemistry of Brasiliano age, coarsely porphyritic, K-calc-alkalic granitoids and associated K-diorites, Northeast Brazil. *In: Cong. Bras. Geoc.*, 2, Rio de Janeiro. SBGq., Anais, **1**:229-240.
- STRECKEISEN, A. (1976) To each plutonic rocks its proper name. *Earth-Sci. Review*, **12**:1-33.
- THIÉBLEMONT, D. & CABANIS, B. (1990) Utilisations d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**:23-25.
- THIÉBLEMONT, D. & TÉGYEY, M. (1994) Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alkalins. *Comp. Rend. Acad. Sci.*, **319**(2):87-94.
- TULLOCH, A.J. (1979) Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**:105-117.
- VERNON, R.H.; ETHERIDGE, M.A.; WALL, V.J. (1988) Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, **22**:1-11.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1983) Granitoids types and their distribution in the Lachland Fold Belt, southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Memoir*, **159**:21-34.
- WONES, D.R. (1989) Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *Amer. Mineral.*, **74**:744-749.
- ZORPI, M.J.; COULON, C.; ORSINI, J.B.; COCIRTA, C. (1989) Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, **157**:315-329.