UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROGÊNESE E GEOCRONOLOGIA U-Pb DO MAGMATISMO
GRANÍTICO TARDI-A PÓS-OROGÊNICO NO BATÓLITO AGUDOS
GRANDES (SP)**

RENATO JORDAN LEITE

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Valdecir de Assis Janasi

Examinadores: Prof. Dr. Antonio Misson de Godoy

A. Misson de Godoy

Profa. Dra. Ignez de Pinho Guimarães

Ignez de Pinho Guimarães

Profa. Dra. Marly Babinski

Marly Babinski

Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach

Silvio Roberto Farias Vlach

SÃO PAULO
2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900012029

**PETROGÊNESE E GEOCRONOLOGIA U-Pb DO
MAGMATISMO GRANÍTICO TARDI- A
PÓS-OROGÊNICO NO BATÓLITO
AGUDOS GRANDES (SP)**

Renato Jordan Leite

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2003

A Renata e Enrico

ÍNDICE DE TEMAS

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1. Apresentação do problema	1
1.2. Histórico da pesquisa	3
1.3. Localização e acessos	4
1.4. Aspectos fisiográficos	6
1.5. Metodologia	7
1.5.1. Levantamento Geológico	7
1.5.2. Análises petrográficas	10
1.5.3. Análises modais	10
1.5.4. Susceptibilidade magnética	12
1.5.5. Química mineral	13
1.5.6. Química de rochas	13
1.5.7. Isotopia Rb-Sr e Sm-Nd	14
1.5.8. Geocronologia U-Pb	16
 CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL	 18
2.1. Contexto geotectônico	18
2.2. A porção central da Faixa Ribeira no Estado de São Paulo	20
2.3. O magmatismo granítico na porção central da Faixa Ribeira	24

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA DO BATÓLITO AGUDOS GRANDES	27
3.1. Evolução dos conhecimentos	27
3.2. O magmatismo sin-orogênico	33
3.3. Magmatismo tardi-orogênico	34
3.3.1. Granito Piedade	36
3.3.2. Granito Roseira	37
3.3.3. Granito Serra dos Lopes	41
3.3.4. Granito Pilar do Sul	42
3.3.5. Leucogranitos isolados	43
3.4. Os efeitos pós-magmáticos associados aos plútons tardi-orogênicos	43
3.5. Magmatismo pós-orogênico	47
3.5.1. Sienogranitos Serra da Bateia	50
3.5.2. Sienogranito Serra da Queimada	51
3.5.3. Granito São Miguel Arcanjo	51
3.5.4. Sienogranito Capão Bonito	52
3.6. Susceptibilidade magnética	54
3.6.1. Magmatismo tardi-orogênico	54
3.6.2. Magmatismo pós-orogênico	56
 CAPÍTULO 4 - PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL	 64
4.1. Granitóides tardi-orogênicos	72
4.1.1. Granito Piedade	72
4.1.2. Granito Roseira	74
4.1.3. Granito Serra dos Lopes	76
4.1.4. Granito Pilar do Sul	78

4.1.5. Leucogranitos isolados	80
4.2. Granitóides pós-orogênicos	91
4.2.1. Sienogranito Serra da Bateia	91
4.2.2. Sienogranito Serra da Queimada	92
4.2.3. Granito São Miguel Arcanjo	94
4.2.4. Sienogranito Capão Bonito	95
4.3. Considerações sobre a ordem de cristalização	104
4.4. Aspectos da química de minerais máficos	107
 CAPÍTULO 5 - GEOCRONOLOGIA U-Pb	 111
 5.1. Datações U-Pb de rochas encaixantes	 111
5.1.1. Granito Gnáissico Serra dos Lopes (amostra PD215)	111
5.1.2. “Migmatito” (amostra PD15A)	117
5.2. Magmatismo sin-orogênico	119
5.2.1. Granito Serra dos Agudos Grandes (amostras AG4 e AG12)	119
5.2.2. Granito Tapiraí (amostra PD1612)	121
5.2.3. Gnaiss Butantã (amostra B1)	121
5.3. Magmatismo tardi-orogênico	125
5.3.1. Granito Piedade	125
5.3.2. Granito Roseira (amostra PD498)	126
5.3.3. Granito Serra dos Lopes (amostra PD2266)	126
5.3.4. Granito Pilar do Sul (amostra PD2154)	127
5.4. Magmatismo pós-orogênico	130
5.4.1. Granitos Serra da Bateia e Serra da Queimada	130
5.4.2. Granito São Miguel Arcanjo (amostra SMA3)	130
5.4.3. Sienogranito Capão Bonito (amostra CB3)	131

5.5. Discussão	132
5.5.1. A idade das rochas encaixantes do batólito Agudos Grandes	132
5.5.2. A idade do magmatismo sin-orogênico	136
5.5.3. O magmatismo tardi-orogênico: idades U-Pb de monazita	136
5.5.3.1. Texturas e quimismo das monazitas do granitos tardi-orogênicos	136
5.5.3.2. Discordância reversa em monazitas: um sumário das hipóteses	139
5.5.3.3. A idade do magmatismo tardi-orogênico	143
5.5.4. A idade do magmatismo pós-orogênico	146
 CAPÍTULO 6 - GEOQUÍMICA DE ROCHAS	 148
 6.1. Afinidades geoquímicas	 148
6.1.1. Os teores de sílica	148
6.1.2. O índice mg#	158
6.1.3. O índice de saturação em alumina (A/CNK)	159
6.1.4. Os índices cálcio-álcalis e Fe* (Fe number) - Frost et al., 2001	160
6.2. Elementos maiores	163
6.3. Elementos menores e traços	165
6.4. Elementos Terras Raras	167
6.5. Aranhogramas	171
6.6. Razões entre elementos incompatíveis: discriminação entre as suítes e afinidades tectônicas	174

CAPÍTULO 7 - ISOTOPIA Rb-Sr E Sm-Nd	179
7.1. Sistema Rb-Sr	179
7.1.1. Granitos tardi-orogênicos	179
7.1.2. Granitos pós-orogênicos	182
7.2. Sistema Sm-Nd	184
7.2.1. Granitos tardi-orogênicos	184
7.2.2. Granitos pós-orogênicos	184
7.3. Diagrama ϵNd x Sr inicial: algumas considerações genéticas	186
 CAPÍTULO 8 - ASPECTOS PETROGENÉTICOS E TECTÔNICOS	 190
8.1. Magmatismo cálcio-alcalino potássico: granitos sin- e tardi-orogênicos	190
8.1.1. O significado tectônico dos granitos cálcio-alcalinos potássicos	190
8.1.2. Cronoestratigrafia e evolução estrutural	191
8.1.3. Petrogênese	194
8.1.3.1. O magmatismo sin-orogênico	194
8.1.3.2. O granito Piedade	195
8.1.3.3. O granito Roseira	196
8.1.3.4. O granito Serra dos Lopes	196
8.1.3.5. O granito Pilar do Sul	197
8.1.3.6. Os granitos equigranulares isolados	198
8.1.4. Síntese da petrogênese do magmatismo tardi-orogênese	199
8.2. A transição dos períodos tardi-a pós-orogênico no batólito Agudos Grandes	200
8.2.1. Aspectos tectônicos	200
8.2.2. Petrogênese do magmatismo pós-orogênico	201

8.2.2.1. O granito São Miguel Arcanjo	202
8.2.2.2. O granito Capão Bonito	202
8.2.2.3. Os granitos Serra da Bateia e Serra da Queimada	203
8.2.3. Síntese da petrogênese do magmatismo pós-orogênico	204

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	206
-----------------------------------	------------

ANEXO A:

Janasi, V.A., Leite, R.J., van Schmus, W.R., 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences* 14(4), 363-376.

ANEXO B:

Leite, R.J., Janasi, V.A., Martins, L. Manuscrito: "The origin of peraluminous melagranites: a Sr/Nd isotope and elemental geochemistry study of the neoproterozoic Piedade granite (Ribeira Fold Belt, Brazil).

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Localização e acessos.	5
Figura 2.1. Províncias estruturais da porção E do Brasil.	19
Figura 3.1. Mapa geológico da parte central do Cinturão Ribeira.	28
Figura 3.2. Manifestações magmáticas da Folha São Roque 1:100.000	29
Figura 3.3. Mapa de faciologia granítica a W da cidade de São Paulo.	29
Figura 3.4. Faciologia de granitos da região entre Piedade e Capão Bonito	32
Figura 3.5. Mapa dos granitóides entre as cidades de Piedade e Pilar do Sul.	35
Figura 3.6. Mapa de produtos hidrotermais na região de Pilar do Sul (IPT, 1990).	49
Figura 3.7. Histogramas de frequência com susceptibilidade magnética (SI).	62
Figura 3.8. Mapa com a distribuição das medidas de SI.	63
Figura 4.1. Modas dos granitos tardi- e pós-orogênicos.	66
Figura 4.2. Ordem de cristalização.	105
Figura 4.3. Composição da biotita.	110
Figura 4.4. Composição da hornblenda.	110
Figura 5.1. Diagrama concórdia com idades dos plútons tardi a pós-orogênicos.	114
Figura 5.2. Modelamento para perda de Pb em monazita (Parrish, 1990).	141
Figura 5.3. Relação entre a razão Th/U e a discordância em monazitas	144
Figura 5.4. Síntese das idades U-Pb dos granitos do batólito Agudos Grandes.	147
Figura 6.1. Diagramas com os índices A/CNK - A/NK e Mg# versus sílica.	157
Figura 6.2. Diagramas de Na ₂ O+K ₂ O-CaO e Fe <i>number</i> versus sílica.	161
Figura 6.3. Diagramas de variação de Harker para elementos maiores.	164
Figura 6.4. Diagramas de variação de Harker para elementos menores e traços.	166
Figura 6.5. Padrões de ETR para granitos tardi- a pós-orogênicos.	168
Figura 6.6. . Padrões de ETR para o granito Piedade e corpos sin-orogênicos	169
Figura 6.7. Aranhogramas normalizados para Manto Primitivo para granitóides tardi e pós-orogênicos.	172

Figura 6.8. Aranhogramas normalizados para Manto Primitivo para o granito Piedade e corpos sin-orogênicos	173
Figura 7.1. Diagrama isocrônico Rb-Sr para granitos tardi-orogênicos	183
Figura 7.2. Diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (T) para granitos tardi-orogênicos	183
Figura 7.3. Diagrama isocrônico Rb-Sr para granitos pós-orogênicos	185
Figura 7.4. Curvas de evolução de Nd no tempo para granitos tardi- e pós-orogênicos.	187
Figura 7.5. Diagrama ϵNd versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (T) para os granitos tardi- e pós-orogênicos	189

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1. Medidas de susceptibilidade magnética para os plútons tardi- e pós-orogênicos.	58
Tabela 4.1. Modas dos granitos tardi- e pós-orogênicos.	65
Tabela 4.2. Proporções de minerais acessórios em lâmina delgada.	67
Tabela 4.3. Síntese petrográfica.	68
Tabela 5.1. Dados geocronológicos U-Pb.	112
Tabela 6.1. Composição química dos granitóides tardi- e pós-orogênicos.	150
Tabela 7.1. Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd .	180

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 3.1 - Muscovita-biotita monzogranito, megacrisais róseos, gr. Piedade	38
Foto 3.2 - Muscovita-biotita monzogranito, megacrisais brancos, gr. Piedade	38
Foto 3.3 - Biotita monzogranito inequigranular, gr. Piedade	38
Foto 3.4 - Biotita monzogranito c/ titanita, gr. Piedade	38
Foto 3.5 - Biotita monzogranito porfiróide, granito Roseira	39
Foto 3.6 - Muscovita-biotita monzogranito, granito Roseira	39
Foto 3.7 - Biotita monzogranito inequigranular médio a fino, granito Roseira	39
Foto 3.8 - Muscovita-biotita monzogranito porfirítico, granito Serra dos Lopes	44
Foto 3.9 - Muscovita-biotita monzogranito inequigranular, gr. Serra dos Lopes	44
Foto 3.10 - Epidoto-biotita monzogranito portador de hornblenda, gr. S. Lopes	44
Foto 3.11 - Glomérulos de biotita, granito Serra dos Lopes	44
Foto 3.12 - Muscovita-biotita monz. inequigr. médio a fino, gr. Pilar do Sul	44
Foto 3.13 - Muscovita-biotita monzogranito fino, granito Pilar do Sul	44
Foto 3.14 - Agregados de muscovita placóide, granito Roseira	48
Foto 3.15 - Muscovita greisen + veio de quartzo, granito Serra dos Lopes	48
Foto 3.16 - Muscovita greisen + veio de quartzo, granito Pilar do Sul	48
Foto 3.17 - Muscovita greisen associado a metapelito, granito Pilar do Sul	48
Foto 3.18 - Biotita sienogranito porfirítico, sienogranito Serra da Bateia	53
Foto 3.19 - Biotita sienogranito porfirítico, sienogranito Serra da Queimada	53
Foto 3.20 - Hornblenda-biotita monzogranito, granito São Miguel Arcanjo	53
Foto 3.21 - Hornblenda-biotita monzogranito porfiróide, gr. São Miguel Arcanjo	53
Foto 3.22 - Biotita sienogranito grosso, sienogranito Capão Bonito	53
Foto 5.1 - amostra PD215 (datação U-Pb), granito gnáissico S. Lopes	116
Foto 5.2 - fração #1, zircões límpidos, granito gnáissico S. Lopes	116
Foto 5.3 - fração #2, monazitas, granito gnáissico S. Lopes	116
Foto 5.4 - fração #3, monazitas subarredondadas, granito gnáissico S. Lopes	116

Foto 5.5 - fração #4, fragmentos de zircões, granito gnáissico S. Lopes	116
Foto 5.6 - amostra PD15A (datação U-Pb), “migmatito” a leste do gr. Piedade	118
Foto 5.7 - fração #1 e 3, zircões abradados, “migmatito” a leste do gr. Piedade	118
Foto 5.8 - fração #2, monazitas, “migmatito” a leste do gr. Piedade	118
Foto 5.9 - amostra AG12 (datação U-Pb), sul do gr. Serra dos Agudos Grandes	122
Foto 5.10 - fração #1, zircões alongados, sul do gr. S Agudos Grandes	122
Foto 5.11 - fração #1, zircões alongados e límpidos, sul do gr. S Agudos Grandes	122
Foto 5.12 - fração #3, titanitas, sul do gr. S Agudos Grandes	122
Foto 5.13 - fração #4, zircões, multi-grão, sul do gr. S Agudos Grandes	122
Foto 5.14 - amostra AG4 (datação U-Pb), norte do gr. Serra dos Agudos Grandes	123
Foto 5.15 - fração #1, zircões equidimensionais, norte gr. S. Agudos Grandes	123
Foto 5.16 - fração #2, titanitas, norte gr. S. Agudos Grandes	123
Foto 5.17 - fração #3, titanitas, multi-grão, norte gr. S. Agudos Grandes	123
Foto 5.18 - fração #5, titanitas, multi-grão, norte gr. S. Agudos Grandes	123
Foto 5.19 - amostra PD1612 (datação U-Pb), granito Tapiraí	124
Foto 5.20 - fração #1, zircões alongados, granito Tapiraí	124
Foto 5.21 - amostra IB1 (datação U-Pb), Gnaiss Butantã	124
Foto 5.22 - fração #1, zircões alongados, Gnaiss Butantã	124
Foto 5.23 - amostra PD498 (datação U-Pb), granito Roseira	128
Foto 5.24 - fração #1, monazitas, granito Roseira	128
Foto 5.25 - fração #2, monazitas, multi-grão, granito Roseira	128
Foto 5.26 - amostra PD2266 (datação U-Pb), granito Serra dos Lopes	128
Foto 5.27 – fração #1, monazitas, granito Serra dos Lopes	128
Foto 5.28 - fração #2, monazitas, multi-grão, granito Serra dos Lopes	128
Foto 5.29 - amostra PD2154 (datação U-Pb), granito Pilar do Sul	129
Foto 5.30 - fração #1, monazitas, granito Pilar do Sul	129
Foto 5.31 - fração #2, monazitas, multi-grão, granito Pilar do Sul	129
Foto 5.32 - amostra SMA3 (datação U-Pb), granito São Miguel Arcanjo	133
Foto 5.33 - fração #1, zircões c/ inclusões, granito São Miguel Arcanjo	133

Foto 5.34 - fração #2, zircões límpidos, granito São Miguel Arcanjo	133
Foto 5.35 - fração #3, titanitas, multi-grão, granito São Miguel Arcanjo	133
Foto 5.36 - fração #4, zircões c/ inclusões, granito São Miguel Arcanjo	133
Foto 5.37 - amostra CB3 (datação U-Pb), sienogranito Capão Bonito	134
Foto 5.38 - fração #1, zircões c/ inclusões, sienogranito Capão Bonito	134
Foto 5.39 - fração #2, zircões euedrais límpidos, sienogranito Capão Bonito	134
Foto 5.40 - fração #3, monazitas, multi-grão, sienogranito Capão Bonito	134
Foto 5.41 - fração #4, zircões c/ poucas inclusões, sienogranito Capão Bonito	134
Foto 5.42 - fração #5, zircões límpidos, sienogranito Capão Bonito	134

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 4.1 - Agregado de biotita e muscovita. G. Piedade	82
Fotomicrografia 4.2 - Agregado de biotita, muscovita e monazita. G. Piedade	82
Fotomicrografia 4.3 - Agregado de titanita. G. Piedade	82
Fotomicrografia 4.4 - Allanita e titanita inclusas em biotita. G. Piedade	82
Fotomicrografia 4.5 - Agregados de magnetita idiomórfica. G. Piedade	83
Fotomicrografia 4.6 - Grãos xenomórficos de ilmenita. G. Piedade	83
Fotomicrografia 4.7 - Titanita c/ magnetita e titanohematita. G. Piedade	83
Fotomicrografia 4.8 - Muscovita primária com apatita. G. Roseira	84
Fotomicrografia 4.9 - Muscovitas primária e secundária. G. Roseira	84
Fotomicrografia 4.10 - Monazita + apatita + allanita. G. Roseira	84
Fotomicrografia 4.11 - Opacos circundados por quartzo. G. Roseira	84
Fotomicrografia 4.12 - Associação de magnetita e ilmenita. G. Roseira	85
Fotomicrografia 4.13 - Detalhe da magnetita da Fotomic. 4.12. G. Roseira	85
Fotomicrografia 4.14 - Detalhe da ilmenita da Fotomic. 4.12. G. Roseira	85

Fotomicrografia 4.15 - Magnetitas envolvidas por titanitas. G. Roseira	85
Fotomicrografia 4.16 - Muscovitas primária e secundária. G. Serra dos Lopes	86
Fotomicrografia 4.17 - Monazita em núcleo de allanita. G. Serra dos Lopes	86
Fotomicrografia 4.18 - Apatita + titanita + epidoto. G. Serra dos Lopes	86
Fotomicrografia 4.19 - Allanita em núcleo de epidoto. G. Serra dos Lopes	86
Fotomicrografia 4.20 - Magnetitas idiomórficas. G. Serra dos Lopes	87
Fotomicrografia 4.21 - Magnetitas xenomórficas. G. Serra dos Lopes	87
Fotomicrografia 4.22 - Ilmenita associada a hematita. G. Serra dos Lopes	87
Fotomicrografia 4.23 - Titanita associada a magnetitas. G. Serra dos Lopes	87
Fotomicrografia 4.24 - Textura magmática. G. Pilar do Sul	88
Fotomicrografia 4.25 - Muscovita primária. G. Pilar do Sul	88
Fotomicrografia 4.26 - Muscovita primária + apatita. G. Pilar do Sul	88
Fotomicrografia 4.27 - Monazita circundada por apatita. G. Pilar do Sul	88
Fotomicrografia 4.28 - Plagioclásio zonado saussuritizado. G. Pilar do Sul	89
Fotomicrografia 4.29 - Plagioclásio com muscovita interna. G. Pilar do Sul	89
Fotomicrografia 4.30 - Muscovita intersticial + fluorita. G. Pilar do Sul	89
Fotomicrografia 4.31 - Calcita + muscovita em fratura. G. Pilar do Sul	89
Fotomicrografia 4.32 - Magnetita fraturada. G. Pilar do Sul	90
Fotomicrografia 4.33 - Magnetita com núcleo de biotita. G. Pilar do Sul	90
Fotomicrografia 4.34 - Magnetita rica em inclusões de zircão. G. Pilar do Sul	90
Fotomicrografia 4.35 - Detalhe de zircão da Fotomic. 4.34. G. Pilar do Sul	90
Fotomicrografia 4.36 - Biotita e anfibólio com inclusões. S. Serra da Bateia	97
Fotomicrografia 4.37 - Agregado de apatita prismática. S. Serra da Bateia	97
Fotomicrografia 4.38 - Biotita e anfibólio com inclusões. S. Serra da Bateia	97
Fotomicrografia 4.39 - Opacos envoltos por titanita. S. Serra da Bateia	97
Fotomicrografia 4.40 - Titanita inclusa em hornblenda. S. S. da Queimada	98
Fotomicrografia 4.41 - Biotita rica em inclusões. S. S. da Queimada	98
Fotomicrografia 4.42 - Plagioclásio zonado alterado. S. S. da Queimada	98
Fotomicrografia 4.43 - Fluoritas em fraturas. S. S. da Queimada	98

Fotomicrografia 4.44 - Ilmenitas circundadas por titanita. S. Serra da Bateia	99
Fotomicrografia 4.45 - Agregado de magnetita. S. Serra da Bateia	99
Fotomicrografia 4.46 - Agregado de óxidos. S. S. da Queimada	99
Fotomicrografia 4.47 - Ilmenita em núcleo de titanita. S. S. da Queimada	99
Fotomicrografia 4.48 - Biotita rica em inclusões. G. São Miguel Arcanjo	100
Fotomicrografia 4.49 - Titanita e opaco. G. São Miguel Arcanjo	100
Fotomicrografia 4.50 - Epidoto + núcleo de allanita. G. São Miguel Arcanjo	100
Fotomicrografia 4.51 - Plag. c/ inclusões. G. São Miguel Arcanjo	100
Fotomicrografia 4.52 - Ilmenitas envoltas por titanita. G. São Miguel Arcanjo	101
Fotomicrografia 4.53 - Agregado de óxidos. G. São Miguel Arcanjo	101
Fotomicrografia 4.54 - Magnetitas e titanitas. G. São Miguel Arcanjo	101
Fotomicrografia 4.55 - Magnetita e titanita (detalhe). G. São Miguel Arcanjo	101
Fotomicrografia 4.56 - Biotita c/ inclusões. Dique de sienogranito	102
Fotomicrografia 4.57 - Aspecto de textura magmática. S. Capão Bonito	102
Fotomicrografia 4.58 - Fluorita em fratura no quartzo. S. Capão Bonito	102
Fotomicrografia 4.59 - Fluorita + quartzo redondo. S. Capão Bonito	102
Fotomicrografia 4.60 - Biotita cloritizada. S. Capão Bonito	103
Fotomicrografia 4.61 - Opacos em biotita. S. Capão Bonito	103
Fotomicrografia 4.62 - Magnetitas idiomórficas. S. Capão Bonito	103
Fotomicrografia 4.63 - Ilmenita inclusa em biotita. S. Capão Bonito	103

RESUMO

O presente trabalho integra mapeamento faciológico, petrografia, geoquímica, isotopia Rb-Sr e Sm-Nd, e geocronologia U-Pb no estudo do magmatismo tardi- a pós-orogênico do batólito granítico Agudos Grandes, uma extensa unidade Neoproterozóica intrusiva no Complexo Embu, porção central da Faixa Ribeira.

Os principais corpos tardi-orogênicos do batólito ocorrem como uma sucessão de intrusões elipsoidais complexamente zonadas que, em direção a oeste, têm caráter progressivamente mais félsico e são mais afetadas por processos hidrotermais. Todos os plútons foram datados pelo método U-Pb em monazita, e têm idades indistinguíveis, de ~600 Ma. Os termos menos diferenciados são constituintes principais do granito Piedade; peculiar é a linhagem peraluminosa (muscovita-biotita granitos) de borda, que deve ter se gerado por forte contaminação de magmas básicos por material metassedimentar, e contrasta com a linhagem metaluminosa central (biotita granitos portadores de titanita) por exibir menor Mg#, maior Al, padrões de ETR mais fracionados, ϵNd_T mais negativo (-14 a -15 versus -12 a -14) e maior $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ (0,712-0,713 versus 0,710-0,711). Os granitos mais diferenciados, presentes nos maciços Roseira, Serra dos Lopes e Pilar do Sul, têm assinatura isotópica de Sr e Nd consistente com origem a partir de magmas similares aos da linhagem peraluminosa de Piedade através de processos de assimilação e cristalização fracionada. Os granitos tardi-orogênicos mostram algumas similaridades importantes com os granitos sin-orogênicos cálcio-alcálinos de alto K que formaram a massa principal do batólito Agudos Grandes a ~610 Ma, entre elas os teores elevados Sr e os padrões de ETR muito fracionados e com fracas anomalias negativas de Eu, sugestivos de fontes profundas, fora campo de estabilidade do plagioclásio.

Dois conjuntos de granitos pós-orogênicos, ambos com afinidades geoquímicas com granitos de tipo A (altos K/Na, Y, Nb e Zr e baixos Al,

Ba, Sr e Mg#), foram identificados. A ~585 Ma se formaram os plútons São Miguel Arcanjo e Capão Bonito, integrantes da Província Itu, que exibem ϵNd_T fortemente negativos (~-16) e altos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ (0,715-0,717) e Th/U, consistentes com a participação importante de crosta antiga empobrecida. A ~565 Ma formaram-se os plútons fortemente alongados Serra da Bateia e Serra da Queimada, que têm assinatura isotópica mais primitiva (e.g., $\epsilon\text{Nd}_T = -10$ a -12), possivelmente refletindo a participação de um componente de manto, mas também incorporando material de crosta menos empobrecida. Esses plútons tardios podem ter se formado como reflexos intra-placa de processos orogênicos que ocorriam mais a NE. O baixo Mg# dos granitos pós-orogênicos indica geração sob condições redutoras, o que é confirmado pela química dos minerais máficos. Os padrões de ETR pouco fracionados com anomalias negativas de Eu bem definidas sugerem que a geração dos magmas parentais dos granitos pós-orogênicos ocorreu a profundidades menores, dentro do campo de estabilidade do plagioclásio.

ABSTRACT

The present study combines faciological mapping, petrography, geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd isotope geochemistry, and U-Pb geochronology as tools in the study of the late- to post-orogenic magmatism in the Agudos Grandes granitic batholith, an extensive Neoproterozoic unit intrusive into the Embu Metamorphic Complex, central portion of the Ribeira Belt.

The main late-orogenic bodies occur as a succession of zoned ellipsoidal plutons which are progressively more felsic and were more affected by hydrothermal processes westwards. All the plutons were dated by the U-Pb method in monazite, and yield undistinguishable ages at ~600 Ma. The least differentiated rocks are the main constituents of the Piedade granite; peculiar is the border

peraluminous lineage (muscovite-biotite granites), which seems to have been generated by strong contamination of basic magmas with metasedimentary material, and differs from the central metaluminous lineage (titanite-bearing biotite granites) by its lower Mg#, higher Al, more fractionated REE patterns, more negative ϵNd_T (-14 to -15 versus -12 to -14) and higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ (0.712-0.713 versus 0.710-0.711). The more differentiated granites, which predominate in the Roseira, Serra dos Lopes and Pilar do Sul massifs, have Sr and Nd isotope signature consistent with an origin from magmas akin to the Piedade peraluminous lineage through assimilation-crystal fractionation (ACF) processes. The late-orogenic granites show some important similarities with the ~610 Ma syn-orogenic high-K calc-alkaline granites that make up the bulk of the batholith, such high Sr contents and strongly fractionated REE patterns with weak negative Eu anomalies, suggestive of deep sources, outside the feldspar stability field.

Two groups of post-orogenic granites were identified, both with A-type geochemical affinities (high K/Na, Y, Nb and Zr and low Al, Ba, Sr and Mg#). At ~585 Ma the São Miguel Arcanjo and Capão Bonito plutons were formed, as a part of the Itu Province; these granites have strongly negative ϵNd_T (~-16), high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ (0.715-0.717) and Th/U, suggestive of sources within a depleted old crust. At ~565 Ma the elongated Serra da Bateia and Serra da Queimada plutons were formed, with a more primitive isotope signature (e.g., $\epsilon\text{Nd}_T = -10$ a -12), possibly reflecting a mantle component, but also incorporating less depleted crust material. These late plutons may have formed as within-plate reflections of coeval orogenic processes occurring to the NE. The Mg# of the post-orogenic granites is indicative of generation under reducing conditions, which is confirmed by the chemistry of mafic minerals. The weakly fractionated REE patterns with well-defined negative Eu anomalies suggest that their parent melts were generated at lower depths, within the plagioclase stability field.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente a todo apoio familiar, sem o qual a elaboração desta Tese não seria possível.

Devo a Valdecir de Assis Janasi minha mais profunda gratidão por todo o apoio inestimável e contínuo desde meu ingresso no estudo de rochas granitóides em 1990. Desde a época de graduação, passando pelo mestrado e agora doutoramento, completam-se 12 anos de amizade, orientação e busca de recursos para o estudo da granitogênese a W de São Paulo. A ele devo meus profundos agradecimentos.

A Lucelene Martins pelos anos de amizade e suporte sempre bem-vindos, além da importante contribuição referente à química mineral desta Tese. Como integrante fundamental de nosso grupo de petrologia de granitóides, um apoio recíproco sempre nos envolveu desde seu ingresso como bolsista de Iniciação Científica.

A Larry Heaman, Robert Creaser e toda equipe do Radiogenic Isotope Facility, Departament of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Canadá, pela amizade e orientação no desenvolvimento de análises geocronológicas U-P e isotopia Rb-Sr e Sm-Nd.

A Horstpeter H. G. J. Ulbrich pela orientação e incentivos durante os anos da Bolsa de Iniciação Científica.

A Sandra Andrade e equipe técnica do Laboratório de Química e ICP-AES do IG-USP, meus sinceros agradecimentos pela realização das análises químicas.

Aos integrantes do corpo técnico do Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP, agradeço pela realização das análises isotópicas.

A Gergely Szabó e Angélica, pelo apoio e sugestões na obtenção de fotomicrografias no laboratório de Óptica.

A Cláudio Hopp e todo corpo técnico do Laboratório de Laminação, pela confecção de lâminas delgadas.

A todo pessoal da gráfica, meus sinceros agradecimentos pelo trabalho de encadernação da TESE.

Finalmente, agradeço ao CNPQ pela bolsa de doutoramento no Brasil (Processo 141851/97-0), a CAPES (Processo BEX0423/99-8) pela bolsa sanduíche desenvolvida no Canadá, e a FAPESP (Processo 00/2509-8) pelos financiamentos necessários à realização desta obra.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação do problema

Granitos ocupam volume significativo das exposições do embasamento cristalino pré-Cambriano do Estado de São Paulo e áreas vizinhas, e o seu estudo tem trazido contribuições decisivas para a compreensão da evolução da crosta continental na região. Embora sejam extremamente variados composicionalmente, é notável o predomínio de suites metaluminosas de caráter cálcio-alcalino de alto potássio (HKCAG – high potassium calc-alkaline granites; *e.g.* Liégeois *et al.*, 1998; Barbarin, 1999), que são o constituinte principal dos maiores batólitos presentes regionalmente (Wernick, 1984; Janasi & Ulbrich, 1991). Trabalhos recentes têm demonstrado que os HKCAG são mais característicos do estágio pós-colisional, isto é, se colocam após o período de máxima convergência entre massas continentais (caracterizado por metamorfismo de alta pressão e fechamento de bacias oceânicas), mas ainda sob a influência do processo de colisão, com importantes movimentos horizontais ao longo de mega-zonas de cisalhamento (Liégeois *et al.*, 1998).

O final do período colisional, quando cessam os deslocamentos maiores entre os terrenos e se instala um regime “intraplaca” (a região como um todo adquire um único pólo magnético e se comporta como uma única placa tectônica), é comumente marcada por importante mudança no caráter do magmatismo granítico (*e.g.*, Bonin *et al.*, 1998). Usualmente, o surgimento de plútons com características “alcalinas” ou “granitos de tipo A” associa-se a uma mudança importante na estrutura térmica da crosta continental, refletida no deslocamento da região onde ocorre a fusão parcial. A passagem entre o magmatismo predominantemente cálcio-alcalino do período “colisional” e o magmatismo “alcalino”, abordada em inúmeros trabalhos recentes, pode ocorrer de diversas maneiras. Em alguns orógenos, um hiato temporal significativo é

observado, enquanto em outros existe superposição temporal entre as duas séries, identificada tanto por relações de campo como pela coincidência de idades de cristalização magmática (cf. Liégeois *et al.*, 1987; King *et al.*, 1997).

O presente estudo discute a mudança do caráter do magmatismo granítico no final da evolução do batólito Agudos Grandes, uma importante manifestação granítica neoproterozóica situada na porção central da Faixa Ribeira, SE do Brasil. O volume principal do batólito é composto por intrusões “sin-orogênicas” de caráter cálcio-alcalino potássico datadas em 610 Ma (Janasi *et al.*, 2001). Manifestações graníticas mais jovens formam ocorrências satélites à massa principal do batólito, e têm características petrográficas variadas. Uma associação de plútons elípticos a subcirculares dominados por granitos marginalmente peraluminosos, em parte de caráter mais félsico que as intrusões cálcio-alcalinas, ocorre na porção centro-norte do batólito, e foi descrita como de caráter “tardi-orogênico” em trabalhos de cunho regional. As relações geológicas são sugestivas de que os plútons que constituem esta associação marcam uma migração do foco do magmatismo em direção a SW, com mudança progressiva da composição dos magmas, que se torna cada vez mais diferenciado. Intrusões alongadas formadas por granitos com afinidades de tipo A localmente invadem os corpos “tardi-orogênicos”, e marcam uma mudança fundamental nas características do magmatismo no batólito.

O enfoque deste trabalho é a caracterização geológica e petrográfica dos conjuntos de granitos tardi- a pós-orogênicos do batólito Agudos Grandes. Um programa de geocronologia U-Pb foi realizado, com o objetivo de identificar com precisão a idade das ocorrências, e com isto determinar a duração de cada episódio, e o intervalo entre eles. Dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos obtidos para essas mesmas rochas dão subsídios para a apresentação de um modelo petrogenético para a passagem entre o magmatismo tardi- e pós-orogênico no batólito.

1.2. Histórico da pesquisa

As primeiras caracterizações das rochas graníticas aflorantes a W da cidade São Paulo, na área hoje descrita como batólito Agudos Grandes, aparecem em trabalhos de mapeamento regional (Coutinho, 1953, 1972; Hasui *et al.*, 1969). As primeiras tentativas de distinguir em mapa os diferentes corpos e tipos de granito presentes na região devem-se a Hasui *et al.* (1969) e Hasui (1973). Na década de 1980, iniciaram-se trabalhos de maior detalhe, em escala 1:50.000 ou maior, que refinaram localmente esta distinção (Stein, 1984; Campos Neto *et al.*, 1990; Oliveira *et al.*, 1990). Janasi *et al.* (1990) apresentaram uma sistematização geral desses trabalhos e, com base em perfis regionais, apresentaram um mapa faciológico em escala de reconhecimento para o batólito Agudos Grandes, agrupando os diferentes plútons então reconhecidos em “tipos” sin-, tardi- e pós-orogênicos.

O autor da presente tese começou a trabalhar no tema no começo dos anos 1990, com um trabalho de Iniciação Científica orientado pelos Professores Horstpeter Ulbrich e Valdecir Janasi, concentrado na caracterização dos granitos tardi-orogênicos da região entre as cidades de Piedade e Pilar do Sul, que mostrava uma ampla variedade petrográfica de granitos, sugestiva de uma evolução bastante complexa. Como resultado, foi esboçada em mapa geológico a disposição de diferentes facies graníticas, que foram ainda alvo de descrições macro e microscópicas. O granito Piedade foi escolhido como tema da Dissertação de Mestrado do autor, e assim foi alvo de mapeamento faciológico de detalhe, bem como de estudos petrográficos, geoquímicos e de isotopia Rb-Sr (Leite, 1997).

A proposta desta Tese de Doutorado, que amplia a área de estudos para os demais maciços tardi-orogênicos e para os maciços pós-orogênicos do batólito, implicou em uma grande extensão dos trabalhos de mapeamento faciológico de corpos granitóides e um aumento significativo na coleta de amostras, já que incluiu ainda os corpos sin-orogênicos que em geral hospedam as

manifestações mais jovens, e que serão alvo de uma publicação à parte. A seqüência de plútons tardi-orogênicos, de E para W, Piedade, Roseira, Serra dos Lopes e Pilar do Sul foi toda ela mapeada em detalhe, resultando em mapas faciológicos novos (Serra dos Lopes) ou que modificam mapas pré-existentes (Piedade, modificado de Leite, 1997; Pilar do Sul, modificado de IPT, 1990 e Campos Neto *et al.*, 1990). Os plútons pós-orogênicos Serra da Bateia e Serra da Queimada (este último aqui reconhecido pela primeira vez), além de São Miguel Arcanjo e Capão Bonito, foram mapeados com menor detalhe, em vista de seu caráter geralmente menos heterogêneo (Capão Bonito), pequena área de exposição (São Miguel Arcanjo), ou de maior dificuldade de acesso (Serra da Bateia). Para obtenção dos dados laboratoriais necessários a esta Tese, foram utilizados laboratórios do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, da Universidade do Kansas (dados obtidos pelo orientador, e publicados em Janasi *et al.*, 2001), e da Universidade de Alberta (dados obtidos pelo autor, através de bolsa sanduíche da CAPES e em trabalho de colaboração com os Professores Larry Heaman e Robert Creaser).

1.3. Localização e acessos

O objeto em foco encontra-se a W da cidade de São Paulo e localiza-se em três áreas principais (Figura 1.1).

A região entre as cidades de Piedade e Pilar do Sul, onde ocorreu o estudo em maior detalhe, está compreendida entre os paralelos 23° 40' e 24° 00' de latitude sul e os meridianos 47° 35' e 47° 45' de longitude oeste. O acesso dá-se, a partir de São Paulo, pela rodovia Raposo Tavares (SP-270) até Vargem Grande seguindo-se, então, pela SP-250 que passa por Ibiúna e, por fim, Piedade. Uma outra opção, também a partir de São Paulo, é seguir pela rodovia Castelo Branco (SP - 280) até o km 78, a partir de qual segue-se pela rodovia José

Ermírio de Moraes até Sorocaba, com prosseguimento para Piedade através da rodovia SP-79, que se interliga com Votorantim. Para Pilar do Sul deve-se seguir pela rodovia SP-264 a partir de Votorantim, passando por Salto de Pirapora. A interligação entre Piedade e Pilar do Sul é realizada através da rodovia SP-250.

Na região de São Miguel Arcanjo, as ocorrências granitóides estão em torno do paralelo $48^{\circ}00'$ de latitude sul e os meridianos $23^{\circ}55'$ e $24^{\circ}00'$ de longitude oeste. O acesso, a partir do leste, é feito pela rodovia SP-250 através de Pilar do Sul.

Na região de Capão Bonito, o estudo foi realizado em pedreiras de extração de granito que se encontram entre os paralelos $48^{\circ}30'$ e $48^{\circ}40'$ de latitude sul e $24^{\circ}05'$ e $24^{\circ}10'$ de longitude oeste. O acesso pode ser realizado diretamente a partir da cidade de São Paulo através da rodovia Raposo Tavares (SP - 270) e então pela rodovia SP-127, assim como esta última pode ter acesso através de São Miguel Arcanjo.

1.4. Aspectos fisiográficos

Na região em questão, as principais unidades geomorfológicas reconhecidas, a W da cidade São Paulo, constituem parte do Planalto Atlântico no Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (IPT, 1981b), e são os Planaltos de Ibiúna, na porção E, e o planalto de Guapiara, na parte W da área de estudo. As descrições a seguir são baseadas em IPT (1981b) e notas do presente autor.

O Planalto de Ibiúna é denominado pela superfície de Japi, maturamente dissecada, onde se encontram serras exclusivamente graníticas que alcançam pouco mais de 1000 m de altitude e vales em torno de 850-900 m. Os sistemas de juntas dos corpos granitóides são os principais condicionantes do

traçado das drenagens, embora rochas metasedimentares xistosas a gnáissicas, em áreas onde estas são mais abundantes, podem exercer marcante influência através de sua conspícua foliação ou mesmo através de falhamentos associados. No limite a sul, entalhamentos na Serra de Paranapiacaba relacionados a profundas drenagens retilíneas com orientação NE geraram desníveis significativos para o aproveitamento hidroelétrico, havendo uma densidade relativamente alta de represamentos para esta finalidade.

O Planalto de Guapiara faz limite a leste com o Planalto de Ibiúna, e inclui da mesma forma abundância em rochas graníticas, embora os metasedimentos encaixantes sejam de grau metamórfico relativamente mais baixo, com filitos, calcários, quartzitos, associados por vezes a metabasitos. A superfície de Japi é local e de caráter residual, nivelando espigões graníticos um pouco acima de 1000 m. Feições associadas às rochas graníticas resultam em relevo de “mar de morros” associado ao batólito Três Córregos em sua porção W. Já ao sudeste e sul, grandes divisores de águas de constituição granítica ocorrem, sendo este o principal componente do arcabouço da Serra de Paranaipicaba. Nas porções a SW em que predominam rochas metasedimentares, em especial as de composições quartzíticas, camadas com mergulhos muito acentuados podem definir um arranjo segundo cristas monoclinais.

1.5. Metodologia

1.5.1. Levantamento Geológico

O mapa geológico da região (Figura 3.1), compreendido entre as cidades de Piedade e Capão Bonito, resulta da compilação de dados referentes aos

formatos dos plútons Capão Bonito, São Miguel Arcanjo e Serra dos Agudos Grandes (IPT, 1981a; Janasi e Ulbrich, 1992), além de parte da porção SW do sienogranito Serra da Bateia (Stein, 1984) e granito Jurupará (Janasi *et al.*, 1990). A porção E, onde encontram-se os plútons Ibiúna, Tapiraí, Piedade, Roseira, Serra dos Lopes, Pilar do Sul, Turvo, extremidade E do sienogranito Serra da Bateia e sienogranito Serra da Queimada, foi detalhada pelo autor.

As Folhas Topográficas em escala 1:50.000, produzidas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), foram utilizadas na porção E da área e na região de São Miguel Arcanjo e Capão Bonito, e estão listadas abaixo. Também estão listadas a seguir as Folhas Topográficas em escala 1:10.000, produzidas pelo Instituto Geográfico e Cartográfico (Projeto Macro-Metrópole), utilizadas na separação em detalhe da faciologia granitóide, na porção E da área:

Folhas 1:50.000

FOLHA	NOMENCLATURA
Salto de Pirapora	SF-23-Y-C-IV-2
Sorocaba	SF-23-Y-C-V-1
São Miguel Arcanjo	SF-23-Y-C-IV-3
Pilar do Sul	SF-23-Y-C-IV-4
Jurupará	SF-23-Y-C-V-3
Juquitiba	SF-23-Y-C-V-4
Capão Bonito	SF-22-X-B-III-1
São José	SF-23-V-A-I-1
Foz Açuñgui	SF-23-V-A-I-2
Pedro Barros	SF-23-V-A-II-1

Folhas 1:10.000

Código SEP/CAR	FOLHA	NOMENCLATURA	Código SEP/CAR	FOLHA	NOMENCLATURA
93/94	Serrote do Paiol Velho	SF-23-Y-C-V-1-NE-E	99/89	Represa das Paineiras	SF-23-Y-C-IV-4-NO-F
93/95	Represa do Itupararanga	SF-23-Y-C-V-1-NE-F	99/90	Bairro do Turvo dos Góis	SF-23-Y-C-IV-4-NE-E
93/96	Bairro Cebandilha	SF-23-Y-C-V-2-NO-E	99/91	Bairro dos Furtados	SF-23-Y-C-IV-4-NE-F
94/93	Fazenda Simal	SF-23-Y-C-V-1-SO-B	99/92	Bairro da Batéia	SF-23-Y-C-V-3-NO-E
94/94	Antilhas I	SF-23-Y-C-V-1-SE-A	99/93	Rio Turvo	SF-23-Y-C-V-3-NO-F
94/95	Bairro Campo Verde	SF-23-Y-C-V-1-SE-B	99/94	Ribeirão Grande	SF-23-Y-C-V-3-NE-E

94/96	Ibiúna	SF-23-Y-C-V-2-SO-A	99/95	Fazenda Novo Tempo	SF-23-Y-C-V-3-NE-F
95/88	Bairro dos Cocais	SF-23-Y-C-V-2-SO-C	99/96	Ribeirão das Vargens	SF-23-Y-C-V-4-NO-E
95/89	Bairro dos Alves	SF-23-Y-C-IV-2-SO-D	100/88	Ribeirão do Pombal	SF-23-Y-C-IV-4-SO-A
95/90	Salto de Pirapora II	SF-23-Y-C-IV-2-SE-C	100/89	Fazenda Fibrasil	SF-23-Y-C-IV-4-SO-B
95/91	Bairro Juncal	SF-23-Y-C-IV-2-SE-D	100/90	Murunduva	SF-23-Y-C-IV-4-SE-A
95/92	Bairro Boa Vista de Baixo	SF-23-Y-C-V-1-SO-C	100/91	Bairro do Turvo	SF-23-Y-C-IV-4-SE-B
95/93	Piedade I	SF-23-Y-C-V-1-SO-D	100/92	Bairro Ribeirão Bonito	SF-23-Y-C-V-3-SO-A
95/94	Bairro Paruru	SF-23-Y-C-V-1-SE-C	100/93	Fazenda Santa Catarina	SF-23-Y-C-V-3-SO-B
95/95	Bairro da Ressaca	SF-23-Y-C-V-1-SE-D	100/94	Rio do Peixe	SF-23-Y-C-V-3-SE-A
95/96	Bairro do Capim Azedo	SF-23-Y-C-V-2-SO-C	100/95	Ribeirão dos Bagres	SF-23-Y-C-V-3-SE-B
96/88	Fazenda Água Santa	SF-23-Y-C-IV-2-SO-E	100/96	Ribeirão São Sebastião	SF-23-Y-C-V-4-SO-A
96/89	Bairro da Ilha	SF-23-Y-C-IV-2-SO-F	101/88	Fazenda Moquém	SF-23-Y-C-IV-4-SO-C
96/90	Fazenda Casa Branca	SF-23-Y-C-IV-2-SE-E	101/89	Ribeirão Três Barras	SF-23-Y-C-IV-4-SO-D
96/91	Bairro dos Buenos	SF-23-Y-C-IV-2-SE-F	101/90	Fazenda Rio Bonito	SF-23-Y-C-IV-4-SE-C
96/92	Bairro do Funil	SF-23-Y-C-V-1-SO-E	101/91	Bairro Juquiazinho de Cima	SF-23-Y-C-IV-4-SE-D
96/93	Piedade II	SF-23-Y-C-V-1-SO-F	101/92	Sítio Juquiazinho	SF-23-Y-C-V-3-SO-C
96/94	Bairro Piraporinha	SF-23-Y-C-V-1-SE-E	101/93	Represa Jurupará	SF-23-Y-C-V-3-SO-D
96/95	Vargem do Salto	SF-23-Y-C-V-1-SE-F	101/94	Córrego Furriel	SF-23-Y-C-V-3-SE-C
96/96	Bairro do Cupim	SF-23-Y-C-V-2-SO-E	101/95	Ribeirão Bonito	SF-23-Y-C-V-3-SE-D
97/88	Bairro do Turvo	SF-23-Y-C-IV-4-NO-A	101/96	Represa da Cachoeira do França	SF-23-Y-C-V-4-SO-C
97/89	Bairro do Bom Retiro	SF-23-Y-C-IV-4-NO-B	102/88	Córrego do Amaral	SF-23-Y-C-IV-4-SO-E
97/90	Bairro da Serra	SF-23-Y-C-IV-4-NE-A	102/89	Rio Água das Furnas	SF-23-Y-C-IV-4-SO-F
97/91	Fazenda Sarapuá	SF-23-Y-C-IV-4-NE-B	102/90	Bairro do Belchior	SF-23-Y-C-IV-4-SE-E
97/92	Bairro Caetezal de Baixo	SF-23-Y-C-V-3-NO-A	102/91	Tapiraí	SF-23-Y-C-IV-4-SE-F
97/93	Bairro dos Pintos	SF-23-Y-C-V-3-NO-B	102/92	Rio Juquiazinho	SF-23-Y-C-V-3-SO-E
97/94	Bairro Furnas	SF-23-Y-C-V-3-NE-A	102/93	Bairro Rio do Peixe	SF-23-Y-C-V-3-SO-F
97/95	Bairro do Lageado	SF-23-Y-C-V-3-NE-B	102/94	Ribeirão das Onças	SF-23-Y-C-V-3-SE-E
97/96	Bairro do Piaí	SF-23-Y-C-V-4-NO-A	102/95	Represa Cachoeira da Fumaça	SF-23-Y-C-V-3-SE-F
99/88	Bairro da Lavrinha	SF-23-Y-C-IV-4-NO-E	102/96	Fazenda Santa Rosa	SF-23-Y-C-V-4-SO-E

Feições estruturais foram identificadas segundo a utilização de fotografias aéreas (Projeto MacroMetrópole - TERRAFOTO S.A.), em escala 1:35.000 (publicados em 1978), além das imagens de satélite LANDSAT 219/076 e 219/077 com 7 bandas espectrais cada, sendo a banda 6 termal.

1.5.2. Análises petrográficas

Um total de 2343 afloramentos foram analisados, sendo 1200 somente relacionados ao granito Piedade (Leite, 1997), incluindo pontos realizados anteriormente por Janasi *et al.* (1990). Em torno de 600 seções delgadas foram obtidas para o estudo textural ao microscópio óptico. Em 24 amostras foram feitas fatias para a realização de contagem modal. Um tingimento prévio destas fatias foi obtido a partir da utilização de solução de cobaltinitrito de sódio para um destaque do feldspato potássico, identificado pela coloração amarela que o distingue do plagioclásio (cf. descrição metodológica em Sartori, 1978). O estudo de minerais opacos foi realizado por meio do microscópio Zeiss Axioplan e Olympus BXP-50, com luz refletida.

1.5.3. Análises modais

A identificação petrográfica de rochas graníticas representantes dos diferentes plútons tardi- e pós-orogênicos estudados teve como suporte a utilização de análise modal a partir da contagem de minerais em seções de rocha ou em lâmina delgada (Figura 4.1 e Tabela 4.1). Os contadores utilizados foram do tipo mecânico, eletrônico ou mesmo digital, este último realizado através do uso computador a partir de uma rotina criada no programa Excel capaz de simular um contador convencional.

Nas seções de rocha foram realizadas contagens em 24 amostras a partir da utilização de sobreposição de uma transparência impressa com malha de pontos espaçados em 4 mm. O número de contagens variou de acordo com o tamanho da seção de rocha, normalmente entre 300 e 600 pontos para cada amostra. Uma etapa prévia de coloração de feldspato potássico através de

cobaltonitrito de sódio foi realizada, com a finalidade de destacá-lo do plagioclásio. Para uma parte das amostras não houve necessidade da aplicação desta metodologia devido ao amplo predomínio de feldspatos róseos sobre os brancos, além de existir um forte contraste os dois feldspatos.

Paralelamente às contagens convencionais, contagens em imagens no computador também foram realizadas. Fotos ou em alguns casos as próprias seções de rochas foram utilizadas para digitalização através de um *scanner* de mesa. As imagens geradas em computador PC tiveram resoluções de 600 dpi (“dots per inch”). Com o software CorelPhotopaint® estas imagens tiveram realces quando necessário, através do ajuste de brilho, contraste e intensidade. Também foi criada uma grade sobre estas imagens e a contagem foi realizada segundo a espécie mineral encontrada nos nós das linhas verticais e horizontais, com espaçamento de 4 mm similar àquele das contagens realizadas por meios convencionais.

A análise modal em lâmina delgada foi realizada através de microscópio óptico. A contagem de pontos foi feita em 17 lâminas, cada uma com um total entre 600 e 1600 pontos, valores variáveis de acordo com um tamanho da área disponível para a contagem entre 2 e 8 cm² (valores menores relativos a algumas amostras relativamente pequenas de granulação média-fina a fina, e.g. enclaves obtidos por sondagem manual). O espaçamento utilizado na contagem foi entre 0,5 x 1,0 mm, em lâminas que mostravam um predomínio de granulação média a grossa, ou 0,5 x 0,5 mm, naquelas de granulação média-fina a fina, valores que correspondem ao comprimento da lâmina pela largura, respectivamente.

Tanto em seções de rocha como em lâminas delgadas, as contagens de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio foram separadas para a obtenção de suas proporções relativas que foram plotadas no diagrama QAP (Streckeisen, 1976). As modas das rochas porfíricas foram denominadas a partir das seções de rocha, enquanto as rochas de granulação média a fina, a partir de lâminas delgadas. O índice de cor (IC, Shand, 1947) determinado em seções de

rochas porfíricas é referente à porcentagem do constituinte máfico, predominantemente formado por biotita, em relação ao total de minerais analisados na contagem macroscópica. O IC em lâminas delgadas incluiu minerais ferro-magnesianos (biotita, hornblenda) ou mesmo minerais nos quais Fe é importante constituinte (minerais opacos e epidoto). Muscovita, apatita, zircão, monazita, allanita e outros minerais nos quais Fe não é essencial ou mesmo está ausente, não foram incluídos no índice de cor.

1.5.4. Susceptibilidade magnética

As medidas de susceptibilidade magnética (K) foram obtidas diretamente em afloramentos no campo, sendo para este fim utilizado um aparelho portátil, o susceptibilímetro de marca Exploranium, modelo KT-9. A susceptibilidade magnética K é definida como J/H , onde J é o momento magnético dipolar por volume unitário, enquanto H corresponde à intensidade do campo magnético aplicado.

O modo de leitura utilizado foi o pontual (*pin*), que registra a susceptibilidade tida como “real”. Segundo o manual técnico do equipamento, os erros relativos são da ordem de 3%. A profundidade de detecção de K no aparelho é de ca. 20 mm, sendo, portanto, evitadas superfícies intemperizadas que pudessem alterar o valor da rocha fresca. A unidade de medida de susceptibilidade utilizada é representada pelo SI (unidade do Sistema Internacional). O equipamento permite medições no intervalo entre 0,01 e 100×10^{-3} SI.

1.5.5. Química mineral

Análises químicas quantitativas de biotita e anfibólio em granitóides tardi e pós-orogênicos foram obtidas por Lucelene Martins, em complementação ao trabalho já realizado no granito Piedade (Martins, 2001), e foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP.

A obtenção dos dados foi realizada sobre amostras em seções delgadas polidas, previamente metalizadas com carbono em câmara de vácuo, e então submetidas à análise a partir do equipamento JEOL JXA-8600S, com 5 espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS), cada um com dois cristais analisadores, com automação de fabricação NORAN, e sistema Voyager 3.6.1. Detalhes sobre as condições de análise, padrões de calibração e correções aplicadas podem ser encontrados em Martins (2001).

1.5.6. Química de rochas

Uma suíte de 65 amostras (47 granitos tardi-orogênicos e 18 granitos pós-orogênicos) foram analisadas no Laboratório de ICP-AES do Instituto de Geociências da USP (Tabela 6.1) para obtenção dos teores de elementos maiores e alguns traços (Ba, La, Sr, V, Y and Zr). A abertura das amostras foi feita por fusão alcalina de uma mistura de 0,25 g de pó de rocha com 0,75 g de uma mistura eutética de tetraborato e metaborato de lítio. O vidro obtido foi dissolvido e finalmente diluído em 1:1000; a solução final é de HNO_3 0,2 N e contém 1000 ppm de amostra e 3000 ppm de fundente. A análise foi feita por ICP-AES em um espectrômetro sequencial modelo ARL-3410, a partir de calibrações utilizando como

materiais de referência padrões internacionais de rocha. Descrições mais detalhadas dos procedimentos adotados no laboratório podem ser encontradas em Janasi *et al.* (1996).

Uma subsuite de 37 amostras foi escolhida para análise de elementos traços por ICP-MS. Por conveniências distintas ao longo do período de trabalho, foram obtidas análises em três laboratórios distintos: Actlabs, no Canadá, Plasma Analytical Laboratory (Kansas University, EUA) e Laboratório Geoquímico da Washington State University (EUA). Não foram observadas quaisquer diferenças sistemáticas entre os dados obtidos nesses laboratórios.

Análises complementares de elementos traços foram obtidas por ativação neutrônica instrumental (INAA) no Actlabs, Canadá, e no Laboratório de Fluorescência de Raios X do Instituto de Geociências, USP.

1.5.7. Isotopia Rb-Sr e Sm-Nd

As análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd (Tabela 7.1) em rocha total foram realizadas através da diluição isotópica no laboratório de isotopia da Universidade de Alberta (Earth and Atmospheric Sciences Radiogenic Isotope Facility), sob a responsabilidade do Dr. Robert Creaser. Foram utilizadas 15 amostras em pó ($\leq 35 \mu\text{m}$) representativas do magmatismo tardi e pós-orogênico presente no batólito Agudos Grandes. Os teores de Rb e Sr, e Sm e Nd foram previamente obtidos pela análise de elementos traços através de ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) na Washington State University, USA (Hooper *et al.*, 1993). As determinações isotópicas de Sr e Nd foram realizadas em espectrômetro de massa automatizado *VGI*, modelo VG-354.

As amostras para a isotopia Rb-Sr e Sm-Nd foram submetidas a pesagem e, então, adicionadas uma solução Spike com ^{84}Sr e ^{87}Rb e outra ^{150}Nd e ^{149}Sm , respectivamente. Os procedimentos a seguir são comuns para ambos os sistemas isotópicos. Dissolução da amostra veio a seguir, utilizando-se cápsulas de PFA Teflon através de uma mistura 5:2 com 24N HF e 16N HNO₃, mantidas a 160° C, por ca. 96 horas. A solução resultante sofreu então evaporação até a secagem, sendo adicionados 6N HCL no resíduo, sendo esta nova solução submetida a aquecimento a 160° C, por 24 horas, para a dissolução de compostos de F. Com a evaporação posterior, o resíduo recebeu 0,75N HCL, por 2 horas, para a separação dos elementos Terras Raras através do uso de cromatógrafo para troca catiônica. Os isolamentos de Rb e Sr foram feitos com a resina BioRad AG50-X8 de 200-400 mesh em coluna de PFA Teflon. Os isolamentos de Nd e de Sm ocorreram por meio de HDEHP (Di(2-ethylhexyl phosphate) based chromatography)). O nível de branco durante o procedimento foi de < 400 pg para Nd e Sm, enquanto de < 100 pg para Rb. As medições das razões isotópicas foram corrigidas para discriminação e fracionamento de massa através da normalização em relação aos seguintes fatores: $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219, $^{152}\text{Sm}/^{154}\text{Sm}$ de 1,17537, e $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ de 0,1194. Demais detalhes não abordados neste tópico podem ser encontrados em Creaser *et al.* (1997) e Selby *et al.* (1999). Nos cálculos das razões isotópicas do sistema Rb-Sr, Sm-Nd, idade modelo e de ϵNd foram utilizadas as seguintes constantes:

$$\begin{aligned}\lambda^{87}\text{Rb} &= 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1} \\ \lambda^{147}\text{Sm} &= 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1} \\ (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} &= 0,512638 \\ (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} &= 0,513114 \\ (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} &= 0,1967 \\ (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} &= 0,222\end{aligned}$$

1.5.8. Geocronologia U-Pb

As amostras escolhidas para datação U-Pb, com pesos iniciais entre 3 e 12 kg, foram trituradas em um britador de mandíbulas e a seguir pulverizadas em moinho de discos no Instituto de Geociências da USP. Os primeiros 1 a 2 kg da fração abaixo de 80 mesh obtida no moinho de discos foram levados a uma bateia mecânica no Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, UNESP, onde foi feita a concentração dos minerais pesados.

Os procedimentos seguintes foram realizados no Radiogenic Isotope Facility, Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Canadá, sob a supervisão do Prof. Dr Larry Heaman. Os concentrados de minerais pesados foram submetidos a uma separação inicial da fração mais magnética através de um ímã de mão, seguida por separação por densidade utilizando iodeto de metileno e finalmente por separação magnética através de um separador isodinâmico Frantz. Frações de monazita, titanita e zircão foram selecionadas para análise através de separação manual através de pinça sob um microscópio binocular. Antes da dissolução, as frações minerais selecionadas foram imersas em HNO_3 4N e alternadamente submetidas a lavagem por H_2O e acetona, e então pesadas. As frações de zircão foram transferidas para as bombas de Teflon, sendo adicionados HF e HNO_3 (10:1) e uma solução spike contendo ^{205}Pb - ^{235}U , e então deixadas por 7 dias em forno para dissolução sob uma temperatura de 220°C . Capsulas Savillex foram utilizadas para dissolução de monazitas e titanitas; as primeiras foram dissolvidas em HCl, enquanto as últimas o foram em HF, sendo mantidas por 5 a 7 dias a 150°C . U e Pb foram então isolados com o uso de cromatógrafos, de acordo com procedimentos sumarizados por Heaman & Machado (1992), e carregados em filamento simples de Re com sílica-gel e H_3PO_4 . As razões isotópicas foram medidas a partir de ionização termal da amostra em um espectrômetro de massa VG354 utilizando-se de detetor simples ou múltiplo

Faraday e detetor Daly. As correções para discriminação de massa foram baseadas em medidas sucessivas dos padrões NBS981 e U500 foram 0.088 % amu⁻¹ para Pb e 0,155 % amu⁻¹ para U. Análises de branco indicaram 1-2 pg para Pb e 0,5 para U. O Pb comum inicial em excesso em relação ao branco analítico calculado para todas as amostras foi obtido usando-se o modelo de dois estágios para a evolução de Pb segundo Stacey e Kramers (1975). As linhas de discórdia foram obtidas a partir do programa de regressão linear de Davis (1982) com constantes de decaimento de ²³⁸U (1,55125 x 10⁻¹⁰ y⁻¹) e ²³⁵U (9,8485 x 10⁻¹⁰ y⁻¹). Os erros reportados na Tabela 5.1 estão a um sigma (1σ) e foram calculados a partir de um programa na Universidade de Alberta desenvolvido por Larry M. Heaman. As incertezas quanto às idades e elipses de erro são reportadas nos diagramas concórdia em 2σ e 1σ, respectivamente.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. Contexto geotectônico

A Província Mantiqueira é reconhecida como um sistema orogenético Neoproterozóico de direção dominante NE-SW que ocupa a maior parte do leste do Brasil e separa, em reconstruções pré-deriva, os crátons São Francisco, do Congo e o Escudo Angolano (Figura 2.1). Três faixas de dobramento são reconhecidas na Província, de sul para norte: Dom Feliciano, Ribeira (separada da primeira pelo “Cráton Luiz Alves”), e Araçuaí, cujo limite com a Faixa Ribeira é marcado pela inflexão das estruturas, de NE-SW para NNE-SSW (Figura 2.1). Esses diferentes cinturões têm ainda uma compartimentação interna, tendo sido reconhecidos recentemente diferentes “terrenos” alóctones (Fragoso César *et al.*, 1999; Heibron *et al.*, 1999), amalgamados durante uma tectônica de convergência no Neoproterozóico, resultante do fechamento do “oceano Adamastor” (Campos Neto, 2000).

Uma porção ainda desconhecida da Faixa Ribeira é constituída por embasamento com idades superiores a 2 Ga, que foi retrabalhado em graus variados no Neoproterozóico. A Faixa é composta por diversos domínios tectonicamente limitados e de relações mútuas ainda incertas; em função disto, uma nomenclatura de “terrenos” tem sido adotada pela maioria dos autores para descrever o seu arranjo. Dados isotópicos Sm-Nd recentes, e ainda escassos, sugerem que uma divisão maior pode ser reconhecida na Faixa Ribeira, correspondendo grosseiramente aos Terrenos Ocidental e Oriental de Heilbron *et al.* (1999). No Terreno Ocidental, que inclui os Terrenos Juiz de Fora, Embu e Apiaí de Campos Neto e Figueiredo (1995), as idades-modelo Sm-Nd são tipicamente de 2,0

Figura 2.1 - Representação geotectônica pré-deriva de América do Sul e África, com enfoque ao SE brasileiro, onde são discriminados os principais domínios estruturais, além de domínios do SW africano. CSF, cráton São Francisco; CC, cráton do Congo; EA, Escudo Angolano; CLA, cráton Luiz Alves; NG, Nappe de Guaxupé; NS, Nappe de Socorro; CR, Cinturão Ribeira; CA, Cinturão Araçuaí; CDF, Cinturão Don Feliciano; CB, Cinturão Brasília; AP, Faixa Apiaí; E, Complexo Embú; SM, Província Serra do Mar; JF, terreno de Juíz de Fora; AAN, Nappe Aiuruoca-Andrelândia; CF, terreno de Cabo Frio; M, terreno Mantiqueira; GN, terreno Guaranhães; K, Cinturão Kaoko; D, Cinturão Damara; CCO, Cinturão do Congo Oeste.
Mapa elaborado a partir de Porada (1989), Trompete (1994) e Campos Neto, 2000).

Ga ou mais velhas (Reis Neto, 1994; Sato, 1998); no Terreno Oriental, que corresponde à Microplaca Serra do Mar de Campos Neto e Figueiredo (1995) idades-modelo Sm-Nd mais baixas (usualmente no intervalo 1,3-1,7 Ga) são observadas em metassedimentos e em granitos cálcio-alcálicos e peraluminosos (Sato, 1998; Tupinambá, 1999).

Possíveis remanescentes da crosta oceânica Neoproterozóica têm sido identificados nas Faixas Araçuaí e Ribeira (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999; Tassinari *et al.*, 2001), e um pequeno terreno juvenil de arco foi descrito na Faixa Dom Feliciano (Babinski *et al.*, 1996). A tectônica convergente parece ter seu início já em ca. 810-780 Ma (Cordani *et al.*, 2002; Vlach, 2001), com término em torno de 520-500 Ma (Schmitt *et al.*, 1999). Uma sucessão de eventos é identificada temporalmente através de uma geração abundante de magma granítico, principalmente de afinidade cálcio-alcálica potássica, embora menores volumes de granitos peraluminosos ocorram associados (Janasi & Ulbrich, 1991).

2.2. A porção central da Faixa Ribeira no Estado de São Paulo

As rochas metamórficas presentes na área do presente estudo constituem o arcabouço hospedeiro para as sucessivas manifestações graníticas. Os estudos realizados por Hasui (1975a, 1975b) e Hasui and Sadowski (1976) resultaram numa subdivisão destes pacotes metamórficos em duas unidades principais, os complexos Embu (a leste) e Pilar (a oeste), o primeiro predominantemente de grau metamórfico médio, enquanto o segundo, baixo. A mudança no grau metamórfico entre um domínio e outro, entretanto, é marcada por um caráter transicional, variando de W para E a partir de rochas de fácies xisto-

verde, anfibolito baixo, anfibolito médio e eventualmente até alto grau metamórfico a partir do reconhecimento de produtos de anatexia.

O complexo Pilar de Hasui (1973) foi recentemente agrupado como constituinte do Domínio Apiaí (Campanha e Sadowski, 1999), anteriormente Grupo Açungui (Marini *et al.*, 1967) localizado na parte sul da Faixa Ribeira. Este domínio é descrito (Campanha e Sadowski, 1999) como constituído essencialmente por pacotes de rochas supracrustais com metamorfismo de baixo a médio grau, com intercalações menores de metabasitos (Campanha, 1991; Frascá *et al.*, 1997). Idades de sedimentação situam-se entre 1,1-1,8 Ga, enquanto rochas básicas interpretadas como intrusivas mostram idades de 0,85 e 1,1 Ga. Entre 0,7 e 0,6 Ga, o Domínio Apiaí é interpretado por diversos autores (e.g. Takahashi *et al.*, 1986; Gimenes Filho *et al.*, 1995) como tendo uma evolução a partir de um arco magmático do tipo Cordilherano, relacionado a uma subducção situada a SE do cráton Luís Alves. O evento pós-tectônico está associado à geração de granitóides com idades, segundo as sistemáticas U-Pb, Rb-Sr e K/Ar, entre 0,5 e 0,6 Ga (Teixeira, 1982; Gimenez Filho, 1993; Siga Jr., 1995).

A unidade metamórfica com maior expressão na área é o Complexo Embu, um domínio litológico com orientação NE-SW, de formato alongado e com exposição ao longo de ca. 400 km, com ca. 50 km de largura, no Estado de São Paulo. É constituído basicamente por xistos e gnaisses migmatíticos, além de modestas contribuições de derivações cálcio-silicatadas e, pouco comum, de caráter básico, que constituem o principal arcabouço hospedeiro das sucessivas invasões de magma granítico. Campos Neto *et al.* (1990) consideraram estas rochas como constituídas originalmente por um pacote turbidítico. Uma intensa alteração intempérica nas rochas metamórficas deste domínio é um importante limitante para trabalhos de cunho geoquímico, isotópico e geocronológico. Coube a Vieira e Tassinari (1988), entretanto, através de testemunhos de sondagem provenientes da região de Embu-Guaçu, a realização de um estudo de isotopia Rb-Sr, a partir do qual

definem pela primeira vez uma isócrona Rb-Sr com idade de 750 ± 20 Ma para muscovita-biotita-quartzo xistos portadores de granada e sillimanita, com valor da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (i) de 0.7277 ± 0.0009 , interpretada como de pico de metamorfismo. O granito intrusivo Embu-Guaçu mostrou idade isocrônica Rb-Sr de 612 ± 83 Ma, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) de 0.707 ± 0.007 . São estes os únicos dados de isotopia obtidos no setor W do Complexo Embu. Um agravante à caracterização das rochas metamórficas deste setor, é a superimposição de eventos metassomáticos, um aspecto freqüentemente observado na área e que está provavelmente relacionado aos processos pós-magmáticos de baixa temperatura que acarretaram na modificação da paragênese primária dos pacotes metamórficos. Como resultado, muitas vezes é verificada uma ampla muscovitização de aluminossilicatos cristalizados previamente durante o evento metamórfico (Vieira e Candia, 2000).

Ainda no setor W do Complexo Embu, Cordani *et al.*, (2000, 2002) obtiveram datações U-Pb (SHRIMP) em zircões provenientes de ortognaisses miloníticos, com preservada estrutura migmatítica, localizados em São Lourenço da Serra, identificando zircões magmáticos com idade em torno de 800 Ma. Idades de magmatismo mais antigo também foram obtidas, em torno de 2000 Ma, assim como sobrecrecimentos mais jovens em torno de 660 Ma, sugerindo a presença de eventos térmicos tardios. A obtenção de uma idade isocrônica Rb-Sr de 770 Ma, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) de 0.722, suporta um evento magmático em torno de 800 Ma, enquanto idades em minerais ao redor de 500 Ma seriam, segundo os autores, provavelmente registros de resfriamento regional.

Estudando migmatitos na região de São José dos Campos, Tassinari (1988a) definiu uma idade isocrônica Rb-Sr de 2473 ± 46 Ma, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) de 0.7003 ± 0.0009 , para um hornblenda-biotita gnaiss de composição variável de tonalito a granito, caracterizando uma adição de material juvenil à crosta durante o Paleoproterozóico. Os leucogranitos associados, como prováveis leucossomas dos migmatitos, mostraram uma idade isocrônica Rb-Sr de 1497 ± 46

Ma, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) de 0.735 ± 0.001 , e idade isocrônica Pb-Pb de 1275 ± 240 Ma. Babinski (1989), a partir da análise de isotopia de Pb das mesmas amostras estudadas por Tassinari (1988a), obteve uma idade isocrônica Pb-Pb de 2335 ± 85 Ma para o componente “antigo” do migmatito, com $\mu 1 = 8.33$, enquanto que os leucogranitos associados mostraram 1388 ± 290 Ma, $\mu 1 = 8.15$. De fato, como observado por Babinski (1989), os valores de $\mu 1$ obtidos são típicos representantes da crosta continental superior, sugerindo que o evento Paleoproterozóico pudesse representar uma reciclagem de núcleos mais antigos, provavelmente de idade arqueana. Esses núcleos migmatíticos são, desde então, considerados como o embasamento das rochas supracrustais do Complexo Embu, e foram atribuídos ao Complexo Rio Capivari por Fernandes (1991).

A principal descontinuidade presente na área, em escala regional, é a zona de cisalhamento Taxaquara, com orientação NE, que separa o Complexo Embu, a sul, de um pacote com baixo grau metamórfico com importante conteúdo em metacarbonatos e metapelitos (Grupo São Roque). Campos Neto *et al.* (1983) sugeriram o Complexo Embu como sendo o embasamento do Grupo São Roque baseados em uma história deformacional mais complexa presente no primeiro, um aspecto já notado anteriormente no trabalho de Hasui (1973). Hackspacher *et al.* (1997) e Hackspacher e Godoy (1999) consideraram estes domínios (Embu e São Roque) como parte de um orógeno contínuo, sugerindo que deslocamentos verticais poderiam justapor lado a lado diferentes partes de um mesmo segmento crustal e não necessariamente corresponder a diferentes terrenos.

2.3. O magmatismo granítico na porção central da Faixa Ribeira

A notável abundância de corpos granitóides ao longo do Faixa Ribeira tem sempre sido explorada no tratamento de modelos tectônicos evolutivos, embora na maioria das vezes ainda faltem estudos básicos que ajudem a desvendar uma intrincada evolução magmática de plútons de diversas afinidades. A caracterização adequada e o entendimento desse magmatismo é de fato parte fundamental da história evolutiva tanto local, como em escala regional, de uma área particular. Contribuições advindas do estudo das rochas granitóides podem não ser visíveis quando determinados estudos estão somente centrados nas rochas hospedeiras, relegando às rochas plutônicas um caráter secundário dentro de um modelo evolutivo. Atualmente, este cenário vem mudando dentro da Faixa Ribeira, com novas e diversas abordagens adotadas por pesquisadores de diversas instituições brasileiras e estrangeiras, destacando-se os esforços para a definição da estratigrafia do magmatismo granítico e para a compreensão dos processos petrológicos e tectônicos responsáveis pela geração desses magmas (e.g., Hasui *et al.*, 1978; Janasi & Ulbrich, 1991; Machado *et al.*, 1996; Tupinambá, 1999).

Dados geocronológicos precisos, em especial a datação de granitos pelo método U-Pb, têm se revelado como ferramentas muito importantes no entendimento da evolução geológica da Faixa Ribeira, em vista da dificuldade em obtenção e interpretação de idades em rochas paraderivadas. Mesmo a obtenção de um número relativamente pequeno de idades precisas em corpos magmáticos e a confrontação destas com observações de relações de contato no campo, muitas vezes ajudam a definir o posicionamento estratigráfico de outras entidades geológicas sem a necessidade de uma profusão de análises geocronológicas.

A importância da datação de corpos magmáticos na Faixa Ribeira pode ser exemplificada pela definição precisa de idades de granitos sin-orogênicos como os principais marcadores de eventos tectono-metamórficos. Os

primeiros dados U-Pb obtidos de maneira sistemática foram apresentados para granitóides e rochas de alto grau metamórfico do extremo NE da Faixa (e.g., Söner *et al.*, 1987); as idades obtidas para batólitos graníticos cálcio-alcálinos, granitos peraluminosos “sin-colisionais” e para o metamorfismo principal se situaram entre 580 e 560 Ma. Campos Neto & Figueiredo (1995) utilizaram esses dados para caracterizar uma orogênese Neoproterozóica importante nesse segmento da Faixa Ribeira, por eles designada “Rio Doce”.

Um intervalo de idades similar (590-565 Ma) foi identificado para o metamorfismo M1 na porção central da Faixa Ribeira, na região oeste do Estado do Rio de Janeiro e áreas adjacentes em Minas Gerais (Machado *et al.*, 1996). Esses autores caracterizaram ainda um segundo evento metamórfico (M2), restrito aos Domínios Costeiro e Paraíba do Sul (correspondentes ao Terreno Oriental de Heilbron *et al.*, 1999), a 535-520 Ma.

Entre as principais ocorrências de rochas graníticas que foram alvo de estudos geocronológicos de algum detalhe na Faixa Ribeira, destacam-se os batólitos Serra dos Órgãos, Agudos Grandes e Três Córregos.

A estratigrafia do Batólito Serra dos Órgãos foi estudada por Tupinambá (1999). Um conjunto de ortognaisses de composição predominantemente tonalítica (o “Complexo Rio Negro”) foi datado em 634 ± 10 Ma (U-Pb em zircão; TIMS); essa idade é a mais antiga obtida até o momento para rochas graníticas nessa região da Faixa Ribeira, e é interpretada pelo autor como anterior ao primeiro evento metamórfico, época da instalação de um arco magmático continental. Leucogranitos gnáissicos intrusivos nessas rochas foram datados no intervalo 600-590 Ma (Pb-Pb, evaporação de zircão). A idade da fase magmática principal (“Serra dos Órgãos *s.s.*”) foi investigada pelo mesmo método (580 ± 17 Ma) e também por TIMS. De acordo com a interpretação do autor, os dados obtidos por TIMS forneceria idades mais jovens (560-550 Ma), mas as idades das frações mais precisas e isentas de herança sugerem valores similares ao obtido por evaporação de zircão (580-590

Ma). Valores nesse intervalo posicionam a idade da fase magmática principal, “sin-metamórfica”, do Batólito Serra dos Órgãos, no mesmo intervalo obtido para o metamorfismo M1 por Machado *et al.* (1996). Apenas idades Rb-Sr estão disponíveis para o magmatismo pós-orogênico nessa região; os dados obtidos por Tupinambá (1999) indicaram idades de 560 ± 23 Ma (granitos porfiríticos predominantes) e 547 ± 8 Ma (leucogranitos tardios).

Datações U-Pb em zircão e monazita foram obtidas recentemente em amostras representativas de alguns dos principais tipos de granitos constituintes do Batólito Agudos Grandes (Janasi *et al.*, 2001). Hornblenda-biotita granitos porfiríticos, que contituem a variedade petrográfica mais abundante entre os granitos sin-orogênicos do batólito (“tipo Ibiúna”), foram datados em 610 ± 2 Ma; essa idade é idêntica à obtida para monazita de um tipo petrográfico fortemente contrastado, e neles intrusivo, o muscovita-biotita leucogranito Turvo (610 ± 1 Ma). O magmatismo tardi-orogênico do batólito é cerca de 5-10 Ma mais jovem, como demonstrado pelas datações obtidas no maciço granítico Piedade (três idades U-Pb, variáveis entre 601 e 605 Ma). O magmatismo pós-orogênico, representado pelo maciço Serra da Batéia, com características geoquímicas de granitos de tipo A, é significativamente mais jovem (564 ± 8 Ma).

Determinações U-Pb obtidas em diferentes amostras de granitos cálcio-alcalinos do batólito Três Córregos indicaram idades similares às observadas no batólito Agudos Grandes (605-610 Ma) (Gimenez Filho *et al.*, 2000; ver também Prazeres Filho, 2001). Essas idades mostram não ter significado o amplo intervalo de idades previamente sugerido para o batólito a partir de datações Rb-Sr (750-640 Ma; Gimenez Filho, 1993). Por outro lado, destacam o caráter um pouco mais antigo do evento magmático gerador dos grandes batólitos cálcio-alcalinos na porção centro-sul da Faixa Ribeira (SW de São Paulo, NE do Paraná), se comparado ao que se observa na porção NE (Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo).

3. GEOLOGIA DO BATÓLITO AGUDOS GRANDES

3.1. Evolução dos conhecimentos

O batólito Agudos Grandes corresponde a uma importante unidade geológica na porção central da Faixa Ribeira, e se estende por ca. 240 km na direção NE-SW, com largura variável entre 20 e 70 km (Figura 3.1). As primeiras considerações sobre as rochas granitóides pertencentes a este batólito ocorreram no trabalho pioneiro de Florence (1907, *apud* Hasui, 1975), onde uma denominação genérica foi aplicada de granito *tipo Varejão*.

Uma diversidade de tipos de granito foi reconhecida nos trabalhos de Coutinho (1953, 1972) e Hasui *et al.* (1969). Esses últimos apresentaram um mapa do extremo oriental do batólito onde distinguiram diversos corpos compostos de granitos petrograficamente distintos. Deve-se a Hasui (1973) uma primeira tentativa de compartimentação em relação ao caráter tectônico, identificando um extenso batólito sin-orogênico que denominou de *Complexo Piedade* (Figura 3.2), onde foram identificados três tipos texturais distintos de granitóides “porfiríticos, inequigranulares e finos”, agrupados com a designação de “*tipo Pirituba*”, então bastante utilizada regionalmente para granitos porfiríticos. Este autor ainda reconheceu corpos que teriam colocação posterior, que seriam os granitos Turvo, Pilar do Sul e Serra dos Lopes, por ele considerados pós-orogênicos.

Redenominações foram uma constante na área, optando Algarte *et al.*, (1974) por *Batólito Ibiúna* ao invés de *Complexo Piedade* (Hasui, 1973), designação também adotada por Hasui e Sadowski (1976). O nome *Batólito Agudos Grandes*, que já havia sido empregado por Bettencourt *et al.* (1971), foi adotado por Hasui *et al.*, (1978) e então aplicado na elaboração do Mapa Geológico do Estado São Paulo em escala 1:500.000 (IPT, 1981a), sendo esta a denominação aplicada atualmente em diversos trabalhos, incluindo o presente estudo.

Figura 3.1 - Mapa geológico da parte central do Cinturão Ribeira de Campos Neto (2000), modificado em Janasi *et al.*, (2001).
 1- cobertura Fanerozoica, 2 granitos tardi- a pós-orogênicos, 3 - granitos peraluminosas com granada e/ou muscovita, 4 - biotita granitos porfiríticos, 5 - hornblenda-biotita granitos porfiríticos, 6 - Nappe Socorro-Guaxupé (migmatitos portadores de granada), 7 - Grupo São Roque (metapelitos e metapsamitos), 8 - Grupo Serra do Itaberaba (sequências metavulcanosedimentares de grau médio, 9 - Complexos Embú e Pilar (supracrustais de médio e baixo grau, respectivamente), 10 - Embasamento Paleoproterozóico a Arqueano do Complexo Embú, 11 - Complexo Costeiro (orto e para-

Figura 3.2 - Manifestações magmáticas discriminadas por Hasui (1973). na região das Folhas São Roque e Pilar do Sul.

Trabalhos de maior detalhe tiveram impulso na década de 1980, principalmente em granitóides da região de Piedade e Pilar do Sul. Stein (1984) apresentou mapeamento da Folha Pilar do Sul em 1:50.000, e distinguiu corpos graníticos de posicionamento tectônico e afinidades distintas dentro do batólito. Campos Neto *et al.* (1990) apresentaram mapeamento geológico em escala 1:25.000 da parte ocidental desta mesma Folha, que incluiu petrografia e geoquímica de granitos dos maciços Pilar do Sul e Serra dos Lopes. IPT (1990) realizou estudos de potencialidade mineral do granito Pilar do Sul, caracterizando eventos metassomáticos e hidrotermais associados.

Trabalhos de campo com ênfase na faciologia dos corpos graníticos foram apresentados no início da década de 1990 (Janasi *et al.*, 1990; Pires *et al.*, 1990, Oliveira *et al.*, 1992). A partir deles, as mesmas equipes desenvolveram aspectos de geologia estrutural (Hackspacher *et al.*, 1992; Hackspacher *et al.*, 1999), geoquímicos e isotópicos (Janasi *et al.*, 1995; Leite, 1997; Leite *et al.*, 1997; Leite *et al.*, 2000; Hackspacher *et al.*, 1997; Godoy *et al.*, 1999; Dantas *et al.*, 2000), e de química mineral (Martins *et al.*, 2000; Martins, 2001).

A subdivisão dos granitos do Batólito Agudos Grandes em escala regional adotada neste trabalho é uma atualização daquela proposta por Janasi *et al.* (1990), que identificaram tipos petrográficos sin-, tardi- e pós-orogênicos (Figura 3.3). Essa subdivisão foi substantiada recentemente por datações U-Pb em zircão e monazita (Janasi *et al.*, 2001), que definiram idades de 610 ± 2 Ma para granitos sin-orogênicos metaluminosos (maciço Ibiúna) e peraluminosos (maciço Turvo), de 600-605 Ma para o maciço tardi-orogênico Piedade, e de 565 ± 8 Ma para o maciço pós-orogênico Serra da Bateia.

Os principais corpos granitóides que constituem a porção oriental do batólito Agudos Grandes estão representados na Figura 3.4. A terminação ocidental do batólito é precariamente conhecida, já que se situa em área de floresta nativa de difícil acesso; até o momento, apenas trabalhos de interpretação

Figura 3.3 - Mapa de facilogia granitóide entre as cidades de São Paulo e Pilar do Sul (segundo Janasi *et al.*, 1990).

Figura 3.4 - Esboço Geológico com a faciologia dos granitos da região entre Piedade e Capão Bonito, SP.

de dados aerogeofísicos trazem informações sobre as rochas ali presentes (Perrotta, 1997).

3.2. O magmatismo sin-orogênico

A porção oriental do batólito Agudos Grandes é formada principalmente por granitos considerados sin-orogênicos, com base em suas relações geológicas e idades radiométricas (Anexo A). A unidade predominante corresponde a um hornblenda-biotita quartzo monzonito a monzogranito megaporfíritico com fenocristais de feldspato alcalino largos, com 3-4 cm de comprimento, geralmente foliado e relativamente máfico (IC, índice de cor, de 12–15), o tipo Ibiúna de Janasi *et al.* (1990). Predominam corpos intrusivos de formatos elipsoidais de orientação NE, com foliação geralmente paralela aos contatos com as rochas encaixantes. Regionalmente, observa-se em direção a leste que os corpos desses granitos tornam-se mais alongados a lenticulares, e ocorre um aumento gradativo da intensidade da foliação, que é acompanhada de uma lineação de estiramento mineral subhorizontal. Na região da cidade de São Paulo, essas rochas foram descritas como “gnaisses Butantã” por Coutinho (1972); trata-se de uma variação intensamente deformada reconhecida no extremo leste do conjunto sin-orogênico, constituído por protomilonitos com megacristais oclares de feldspato-alcalino bastante deformados (3-5 cm, por vezes em torno de 10 cm), com IC = 15-18. Os principais corpos de granitos são relativamente homogêneos; variedades mais máficas, com IC superior a 20, são restritas a alguns corpos não mapeáveis. A principal variação observada é a presença local de uma facies de borda também porfíritica, mas com fenocristais menores e um pouco mais félsica, que designamos, no maciço Ibiúna, “facies Godinho”. Uma variedade também mais félsica (IC~ 8) e com fenocristais menores, com ~2 cm, constitui o maciço Tapiraí e a metade meridional do maciço Serra dos

Agudos Grandes. Enclaves escuros, de granulação média ou média a fina, são relativamente comuns em todos os corpos estudados.

O granito “tipo Itapevi” (Janasi *et al.*, 1990) é um biotita monzogranito equigranular médio a fino que varia de cinza-claro a cinza-escuro (IC= 5-15) com abundante titanita e allanita, que se destaca em mapas aerogamaespetrométricos pelo forte sinal de Th (Ferreira *et al.*, 1991). Onde contatos foram observados, esses granitos invadem os granitos porfiríticos tipo Ibiúna. Seu caráter sin-orogênico é sugerido pela presença comum de uma foliação *subsolidus* de caráter regional.

O granito Turvo, datado por Janasi *et al.* (2001) em 610 ± 1 Ma, é dominado por muscovita-biotita monzogranito equigranular médio (IC= 5) foliado, com variedades mais félsicas portadoras de turmalina e granada que formam enxames de diques ao redor do plúton, intrudindo granitos sin-orogênicos metaluminosos do granito Tapiraí. Também apresentam uma foliação *subsolidus* concordante com foliação dos termos sin-orogênicos predominantes e das rochas encaixantes metamórficas. O granito Sete Barras, aflorante a sul do batólito, é possivelmente correlato do granito Turvo.

3.3 Magmatismo tardi-orogênico

Na região compreendida entre as cidades de Piedade e Pilar do Sul (a NW da massa principal do batólito Agudos Grandes), ocorrem plútons graníticos de forma elíptica a subcircular, internamente bastante zonados e com abundantes septos de xistos e gnaisses (Figura 3.5). Estes granitos geralmente apresentam foliação pouco intensa, com orientações distintas das presentes nos granitos sin-orogênicos. A variação faciológica é ampla e complexa em alguns corpos (e.g. granito Piedade e Serra dos Lopes), ou mesmo simples (e.g. granito Pilar do Sul), podendo ocorrer facies com afinidades geoquímicas distintas num

Figura 3.5 - Mapa dos corpos granitóides ente as cidades de Piedade e Pilar do Sul.

mesmo plúton granítico (Leite, 1997; Leite *et al.*, 2000). Estes corpos foram reconhecidos como representantes de um evento magmático tardi-orogênico (Janasi *et al.*, 1990; Janasi *et al.*, 1995; Leite *et al.*, 2000).

3.3.1. Granito Piedade

O granito Piedade foi alvo de estudos de detalhe prévios pelo autor (Leite, 1997), com ênfase em sua geologia, petrografia e geoquímica, e por Martins (2001), com ênfase na estimativa das condições de cristalização. Foi também alvo de três datações U-Pb prévias, obtidas em rochas de diferentes unidades, que determinaram de modo preciso a sua idade (600-605 Ma; cf. Janasi *et al.* 2001, Anexo A). Segue-se um sumário das principais características deste granito; para maiores detalhes, o leitor é remetido ao Anexo B, onde aparece trabalho submetido de autoria de Leite *et al.*

O granito Piedade corresponde a uma intrusão de forma elíptica em planta, com zoneamento complexo. Um aspecto peculiar é a ocorrência de rochas de afinidade química tanto metaluminosa quanto peraluminosa, todas elas com conteúdo de minerais máficos relativamente elevado (IC até 12-14), o que caracteriza este magmatismo como o mais “primitivo” entre os plútons tardi-orogênicos regionais.

A borda do plúton (Figura 3.5) é formada por uma unidade de muscovita-biotita granodiorito a monzogranito porfirítico, IC = 8-14, foliado, com megacrístais subedrais a eudrais de feldspato alcalino, sugerindo a parcial preservação da textura magmática e o caráter sin-magmático da foliação. Uma importante variação observada refere-se à cor dos megacrístais de feldspato alcalino, que geralmente é rósea, mas em alguns locais, geralmente próximo aos xistos e gnaisses migmatíticos encaixantes, é branca (fotos 3.1 e 3.2, respectivamente). Glomérulos biotíticos de 1-2 cm são o tipo de enclave mais abundante nesta unidade; localmente, formam enclaves micáceos centimétricos alongados. Enclaves

microgranulares máficos elípticos a subarredondados de dimensões até decimétricas podem ocorrer localmente. Rochas de composição granodiorítica portadoras de hornblenda e epidoto ocorrem como lentes de dezenas de metros em alguns afloramentos.

A porção intermediária do plúton é ocupada, em boa parte, por um biotita monzogranito equi a inequigranular róseo pouco foliado (foto 3.3), que corresponde à unidade mais félsica (IC = 5-7) presente no maciço. Esta unidade possui uma menor abundância em enclaves se comparada às demais, exceção feita à porção centro-norte do plúton, onde enxames de diques podem ser expressivos. Neste caso, abundantes enclaves tonalíticos a granodioríticos finos a médios elípticos, decimétricos, ocorrem separados por porções centimétricas de leucogranito. Também na porção leste do granito Piedade, *schlieren* biotíticos sub-horizontais podem ocorrer nesta unidade.

No centro do maciço ocorre uma unidade de biotita monzogranito porfirítico (IC = 7-9) que apresenta titanita e allanita como minerais acessórios relativamente abundantes (foto 3.4). Enclaves são relativamente comuns, especialmente como corpos centimétricos a decimétricos elípticos de biotita “melagranitos” portadores de titanita e allanita; enclaves micáceos também ocorrem, mas são mais raros.

3.3.2. Granito Roseira

Na porção NW do granito Piedade está uma pequena intrusão circunscrita denominada granito Roseira, com aproximadamente 3 km de diâmetro, que tem um núcleo de muscovita-biotita monzogranito porfiróide, IC 6-8, pouco foliado, com característicos grãos de quartzo intersticial de 1-2 cm (foto 3.5). Envolvendo este núcleo, está uma unidade de muscovita-biotita monzogranito porfirítico, IC 8-10 (foto 3.6), que se intercala com um biotita monzogranito equigranular médio, IC 6-7, na porção E-NE do plúton (foto 3.7). Este último exhibe

Foto 3.1 – Muscovita-biotita monzogranito porfirítico, IC 12, com megacristais eudrais róseos de feldspato alcalino. Este é o aspecto predominante na borda N do granito **Piedade**. Amostra PD490

Foto 3.2 - Muscovita-biotita monzogranito porfirítico, IC 13, com megacristais eudrais brancos de feldspato alcalino, presente na borda N do granito **Piedade**, principalmente em porções junto às rochas encaixantes compostas por xistos e gnaisses migmatíticos. Amostra PD489.

Foto 3.3 – Biotita monzogranito inequigranular médio-grosso, IC 7, pouco foliado, presente na porção intermediária do plúton **Piedade**. Amostra PD451.

Foto 3.4 – Biotita monzogranito portador de titanita, porfirítico, foliado, IC 8, da porção central do granito **Piedade**. Biotita grossa é uma das características distintas. Amostra PD438.

Foto 3.5 - Biotita monzogranito porfiróide, pouco foliado, IC 6, da parte central do granito **Roseira**. Largos grãos intersticiais de quartzo podem ser observados. Amostra PD227.

Foto 3.6 - Muscovita-biotita monzogranito porfirítico, foliado, IC 10, presente em faixa lenticular adjacente ao núcleo do granito **Roseira** (setor NE). Afloramento PD955.

Foto 3.7 – Aspecto de um biotita monzogranito inequigranular médio a fino, IC 6-7, com cristais de plagioclásio relativamente maiores do que os de feldspato alcalino. O quartzo, pouco visível na foto, revela aspecto subarredondado. Uma faixa deste granito intercala-se a termos porfiríticos na porção NE do plúton **Roseira**. Afloramento PD998.

uma textura peculiar, com quartzo arredondado, e plagioclásio como grãos de 0,5 a 1 cm, maiores que os de feldspato alcalino. Tal textura revela desequilíbrio na paragénesis em cristalização e pode estar relacionada a uma relativamente rápida descompressão sofrida pelo magma granítico em cristalização ou mesmo que o granito parcialmente cristalizado tenha sido submetido a processos de mistura com magma de caráter relativamente mais máfico. Na porção SW, uma pequena ocorrência de muscovita-biotita monzogranito porfirítico semelhante aos presentes a NE faz contato (intrusivo?) com a unidade de biotita monzogranito com titanita (BmgT) central do granito Piedade.

Estruturas *schlieren* podem estar presentes no núcleo, eventualmente truncadas por granito sin-plutônico hololeucocrático equigranular fino com muscovita comum e ausência de biotita. Associações pegmatíticas, além de ocasionais blocos decimétricos de quartzo leitoso e veios de quartzo-greisen (este último observado nas rochas encaixantes xistosas adjacentes à porção central) podem ser eventualmente encontrados, sugerindo que a atividade pós-magmática deve ter sido efetiva nesta porção. De fato, esta porção central é pobre em afloramentos, um aspecto provavelmente relacionado à maior suscetibilidade das rochas ao intemperismo, uma vez que os efeitos do enriquecimento em fluidos e voláteis nas fases finais de cristalização do magma granítico devem ter ocasionado um intenso fraturamento na rocha granítica hospedeira e uma conseqüente geração de veios e diques pegmatíticos, culminando com a greisenização.

Semelhanças petrográficas entre as unidades do granito Roseira e Piedade sugerem uma continuidade litológica de leste para oeste. Uma provável migração do foco do magmatismo granítico para W é sugerida pela disposição em seqüência destas unidades graníticas, como observado em mapa (Figura 3.5), através de uma progressiva intrusão de corpos graníticos de formato semi-anelar, que tenderiam a um decréscimo em expressividade espacial, a partir da borda do granito Piedade em direção ao núcleo do granito Roseira. A separação das duas ocorrências

em granitos Piedade e Roseira fundamenta-se, assim, na disposição areal das unidades, e é coerente com o estudo químico e isotópico apresentado mais adiante.

3.3.3. Granito Serra dos Lopes

O granito Serra dos Lopes aflora numa área de 60 km² a oeste do granito Roseira e corresponde a uma intrusão elíptica complexa com eixo maior orientado segundo a direção NW-SE (Figura 3.5).

A variação faciológica deste corpo granítico é basicamente definida por unidades porfíricas nas porções NW e SE, e termos inequigranulares em seu interior. No setor SE, corpos lenticulares de muscovita-biotita monzogranito porfírico, IC = 4-5, com megacristais tabulares (2-3 cm) de feldspato alcalino róseo-alaranjado (30 - 40 % do volume da rocha), isorientados, definem uma foliação por fluxo magmático (foto 3.8) que é paralela à das rochas encaixantes xistosas a gnáissicas do Complexo Embu. Muscovita é comumente observada a olho nu. Estas “lâminas” graníticas ocorrem descontinuamente e têm geralmente 4 a 8 km de comprimento e 100 a 800 m de espessura. Intercalações de leucogranitos inequigranulares ocorrem junto às extremidades da porção sul destas lentes e podem ser isotropas ou ter foliação marcada pelo desenvolvimento de porções laminares máficas (“shlieren”); os termos porfíricos revelam alinhamento de megacristais paralelo a estes corpos de leucogranitos, sugerindo colocação contemporânea. No setor NW do granito Serra dos Lopes as rochas porfíricas não desenvolvem uma sucessão de “sheets” como no setor SE, mas exibem a forte foliação de megacristais euedrais de feldspato alcalino característica desta unidade petrográfica. A norte, esta unidade é truncada pela Zona de Cisalhamento Taxaquara, com forte milonitização segundo N70E.

Muscovita-biotita monzogranitos inequigranulares médios, pouco foliados, IC = 6-7 (foto 3.9), predominam na porção central do plúton. Na borda NE, estão em contato direto com as encaixantes, e são caracterizados pela presença sistemática de

schlieren micáceos. Em um local, ocorrem em meio a esta unidade corpos métricos de epidoto-biotita monzogranito portador de hornblenda, equigranular médio, escuro (IC ~ 20), pouco foliado (foto 3.10). Nessa mesma região, enclaves máficos decimétricos elípticos a subarredondados são abundantes, e o granito pode ter maior IC, feições que podem estar relacionadas a interação com magmas máficos.

No interior do corpo granítico *schlieren* e enclaves não são freqüentemente observados e dão lugar a glomérulos biotíticos de 1-2 cm de diâmetro (foto 3.11). O núcleo do granito Serra dos Lopes é praticamente isento destes glomérulos e ocorre parcialmente envolvido por septos de rochas encaixantes xistosas a gnáissicas. Na porção oeste do núcleo foi observada relativa abundância em quartzo greisen e veios de quartzo que resultaram da atividade pós-magmática (cf. item 3.4.).

3.3.4. Granito Pilar do Sul

O granito Pilar do Sul constitui um corpo com colocação definida entre falhamentos paralelos ao seu comprimento, com orientação geral N75E (Figura 3.5), e é o plúton mais diferenciado do conjunto de granitos tardi-orogênicos. Aparece invadindo e cortando obliquamente a foliação das rochas encaixantes metapelíticas de facies xisto verde a oeste e xistos com granada de facies anfibolito médio a leste. Está separado do granito Serra dos Lopes através de um estreito septo de rochas encaixantes com espessura variável entre 700-1500 m.

Mostra um nítido zoneamento textural, com uma borda em forma de um semi-anel (área total: 22 km²) composta por muscovita-biotita monzogranito inequigranular médio a grosso (IC = 5-7) pouco foliado (foto 3.12), e o centro constituído por muscovita-biotita monzogranito equigranular fino isótropo, com IC = 4-5 (foto 3.13) (IPT, 1990). A facies central faz contato direto com as rochas encaixantes a sul através de falhamento orientado segundo N60E. A facies de

borda é petrograficamente semelhante às ocorrências centrais do granito Serra dos Lopes.

Efeitos da atividade pós-magmática estão amplamente impressos neste plúton (ver em maior detalhe adiante), com maior intensidade em seu núcleo. Endo- e exogreisens são freqüentes e investigações sobre ocorrências de estanho, wolfrâmio e terras-raras foram realizadas em estudos de concentrados de bateia pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT, 1990). Uma viabilidade econômica destas ocorrências, entretanto, não foi detectada.

3.3.5. Leucogranitos isolados

Biotita monzogranitos róseos com significativa variação textural desde equigranulares finos a médios (predominante) até inequigranulares grossos, ou muito raramente porfiríticos, ocorrem como lentes concordantes decimétricas a métricas ou mesmo bolsões isolados com dezenas ou até centenas de metros, ao longo das rochas encaixantes xistosas a gnáissicas presentes na área de ocorrência de granitos tardi-orogênicos. São rochas de foliação pouco intensa e baixo conteúdo em minerais máficos (IC 5-7). Na porção a leste do granito Piedade são freqüentemente encontrados, principalmente concentrados onde há uma importante inflexão estrutural regional nas rochas encaixantes. A partir do granito Piedade rumo a oeste a abundância destes corpos leucocráticos tende a diminuir, estando ausentes junto às rochas metapelíticas na porção oeste do granito Pilar do Sul.

3.4. Os efeitos pós-magmáticos associados aos plútons tardi-orogênicos

Manifestações aplíticas e pegmatíticas afetaram principalmente as porções mais diferenciadas do granito Piedade. Muscovita monzogranitos

Foto 3.8 – Muscovita-biotita monzogranito porfirítico, foliado, IC 5. Bordas intersticiais de megacristais denunciam cristalização posterior ao fluxo magmático. Margem E do granito **Serra dos Lopes**. Amostra PD373.

Foto 3.9 – Muscovita-biotita monzogranito inequigranular médio a grosso, pouco foliado, IC 6-7. Porção central do granito **Serra dos Lopes**. Amostra PD2266.

Foto 3.10 – Epidoto-biotita monzogranito portador de hornblenda, inequigranular fino a médio, pouco foliado, IC 19. Extremidade NE do granito **Serra dos Lopes**. Amostra PD2203.

Foto 3.11 – Superfície de alteração onde se ressaltam glomérulos de biotita (manchas escuras na foto) em granito da porção central do plúton **Serra dos Lopes**, com características semelhantes ao da foto 3.9. Afloramento PD148.

Foto 3.12 – Muscovita-biotita monzogranito inequigranular médio a fino, IC 7, presente na porção de borda do granito **Pilar do Sul**. Amostra PD154.

Foto 3.13 – Muscovita-biotita monzogranito fino, pouco foliado, IC 4-5. Porção central do granito **Pilar do Sul**. Amostra PD2141.

também ocorrem localmente invadindo a unidade mais máfica, de borda, na forma de veios ou diques, alguns com espessura em torno de 2 m, e estão provavelmente relacionados às ocorrências de leucogranitos isolados. Na extremidade E, agregados de muscovita de 1-3 cm ocorrem como veios ou bolsões decimétricos concordantes ao longo da foliação de xistos e gnaisses que circundam o granito Piedade.

A porção central do granito Roseira, formada por granito porfiróide, é invadida por diques sin-plutônicos de leucogranito equigranular. Em sua maior parte, entretanto, esta porção encontra-se totalmente alterada, embora ocasionalmente blocos centimétricos a decimétricos de quartzo leitoso sejam encontrados próximo às drenagens. Nas rochas encaixantes a oeste do granito Roseira ocorre muscovita greisen, com muscovita em agregados de 1-2 cm formando veios decimétricos concordantes a discordantes em relação à foliação de xistos (foto 3.14). Quartzo greisen também ocorre na forma de lentes concordantes decimétricas, porém em menor abundância.

Os granitos Serra dos Lopes e Pilar do Sul já foram alvo de um trabalho sobre a sua potencialidade mineral (IPT, 1990). Naquele trabalho, os dois corpos graníticos foram agrupados como um único plúton único designado “batólito Pilar do Sul”. Ocorrências de processos de greisenização foram somente detectadas na porção W deste corpo (Figura 3.6). Os valores de concentração de Sn determinados em concentrados de bateia revelaram, entretanto, uma ausência de mineralização importante, não atingindo níveis de especialização. Ocorrências de mineralizações menores também foram detectadas próximo à zona de cisalhamento Taxaquara, junto à porção N. Scheelita foi encontrada em nível cálciosilicático de enclave xistoso no granito gnáissico encaixante. Ao longo de fraturas de rochas cálciosilicáticas termometamorfisadas também foram identificados sulfetos e óxidos de Cu. A seguir encontram-se as descrições das feições relacionadas aos efeitos pós-magmáticos segundo observações realizadas pelo autor do presente trabalho, respeitando a separação dos granitos Serra dos Lopes e Pilar do Sul.

No granito Serra dos Lopes, efeitos de metassomatismo e geração de greisen foram observados pela primeira vez, principalmente no granito em contato com rochas encaixantes xistosas que margeiam o núcleo do plúton. Neste caso, um zoneamento é visível, com porções bastante alteradas constituídas por muscovita greisen envolvendo lentes ou veios de quartzo leitoso de 1-2 m de alongamento por 0,2-0,6 m de espessura. Internamente a estes últimos, agregados de muscovita maciça de granulação média são comuns, semelhantes ao muscovita greisen envolvente (foto 3.15). Em situação um pouco diferente, porções muscovíticas internas a lentes de quartzo mostram alongamento e acompanham paralelamente as bordas destas últimas, num arranjo de alternância que sugere colocação concomitante. Ao longo da borda desse plúton, quartzo-muscovita greisen eventualmente ocorre na forma de corpos lenticulares de 1-2 x 0,1-0,2 m, porém estes já se encontram em elevado estado de alteração supérgena; já ocorrências de greisenização na borda oeste podem estar relacionadas ao processo de metassomatismo relacionado à fase pós-cristalização relacionada ao granito Pilar do Sul a oeste, onde tal processo se dá com maior intensidade.

As feições metassomáticas (greisenização) e hidrotermais (veios de quartzo) encontram sua máxima expressão no granito Pilar do Sul. Endo e exogreisens são comuns, os primeiros abundantes na porção central e os últimos frequentemente observados em metasedimentos a N do plúton. Os *endogreisens* denunciam intensa modificação das características primárias da rocha granítica e são constituídos predominantemente por muscovita greisen (foto 3.16). Um zoneamento a partir da rocha menos modificada é visível segundo a variação muscovita greisen – quartzo-muscovita greisen, muscovita-quartzo greisen e veios e diques de quartzo, definindo uma sucessão que se repete paralelamente a intervalos de alguns metros. Os diques centrais de quartzo, nesta sucessão, atingem aproximadamente 1,5 m de espessura e comprimento de pelo menos 4 m. Os *exogreisens* são caracterizados por bolsões ou lentes concordantes à foliação de metapelitos a xistos finos. São constituídos predominantemente por muscovita greisen. A granulação destas

porções metassomáticas é geralmente média a grossa, em contraste com os minerais micáceos da rocha hospedeira, normalmente metapelitos de baixo grau metamórfico. A substituição da paragênese original destes metasedimentos ainda pode manter um aspecto foliado reliquiar, dando a impressão de uma geração prévia à foliação (foto 3.17). Entretanto, em porções mais desenvolvidas, o aspecto maciço do exogreisen, semelhante ao do endogreisen, mostra claramente tratar-se de uma origem posterior à da foliação da rocha metamórfica. Em porções mais feldspáticas, intensa sericitização pode ocorrer, gerando colorações esverdeadas.

3.5. Magmatismo pós-orogênico

Os corpos graníticos caracterizados como pós-orogênicos foram reconhecidos na porção oeste do batólito Agudos Grandes (Figura 3.5) e ocorrem associados a fraturas NE, eventualmente truncando limites entre domínios de metamorfismo de grau médio a alto, assim como podem invadir discordantemente granitos sin- a tardi-orogênicos (Janasi *et al.*, 1990; Leite, 1997). Estes aspectos podem ser verificados, respectivamente, nos sienogranitos Serra da Bateia e Serra da Queimada. O granito São Miguel Arcanjo ocorre mais a oeste destes (Figura 3.4), destacado do corpo principal que agrupa os diferentes granitóides do batólito Agudos Grandes e apresenta-se parcialmente encoberto por sedimentos Paleozóicos da Bacia do Paraná. Já o sienogranito Capão Bonito (Figura 3.4) é parte do batólito Três Córregos e o seu estudo visou traçar um paralelismo com os granitos pós-orogênicos do batólito Agudos Grandes a fim de serem confrontadas semelhanças e diferenças que possam auxiliar na compreensão da história do magmatismo tardio na região.

Foto 3.14 – Agregados de muscovita placóide grossa ao longo de fraturas em xistos bastante alterados junto à porção W do granito **Roseira**.

Foto 3.15 – Afloramento alterado com lente de quartzo (parte superior esquerda da foto) associada a muscovita greisen altamente alterado (porção marrom clara a bege na foto). Granito **Roseira**.

Foto 3.16 – Muscovita greisen (parte central e inferior da foto) associado a veio de quartzo (porção superior esquerda da foto). Endogreisen no granito **Pilar do Sul**.

Foto 3.17 – Muscovita greisen (porção esbranquiçada na foto) associado a metapelito, com preservação parcial da foliação do xisto. Exogreisen a norte do granito **Pilar do Sul**.

Figura 3.6 - Mapa de produtos metassomáticos e hidrotermais na região de Pilar do Sul (segundo IPT, 1990).

3.5.1. Sienogranito Serra da Bateia

Esta unidade encontra-se intrudindo a porção SW do granito Piedade (Figura 3.5), o que denuncia sua colocação mais jovem (idade U-Pb em zircão de 564 ± 8 Ma, Janasi *et al.*, 2001). Desenvolve-se como um corpo alongado segundo N60E, com extensão de 45 km e largura entre 4 e 5 km. Foi inicialmente mapeada e descrita por Stein (1984), sendo constituída predominantemente por biotita sienogranito porfirítico, IC 7-8, com a mais alta abundância em megacristais de feldspato alcalino (40-50 %) entre as unidades presentes no batólito Agudos Grandes (foto 3.18). Estes megacristais são geralmente retangulares (2-3 x 1 cm), róseos, em marcante alinhamento definindo uma foliação por fluxo magmático que continuou a se desenvolver no estado sólido, especialmente nas porções marginais do plúton, onde o quartzo se encontra fortemente estirado, e os megacristais de feldspato foram parcialmente recristalizados. Enclaves microgranulares félsicos são comuns como corpos elípticos paralelos a foliação da rocha com 20-30 cm, e contêm quartzo subarredondado e megacristais retangulares de feldspato alcalino.

Em sua extremidade oriental, junto ao contato com o granito Piedade, o granito Serra da Bateia bifurca-se, ocorrendo nesta região duas fácies de borda. A primeira, a norte, corresponde a biotita monzogranitos a sienogranitos equi-inequigranulares róseos com granulação média a grossa, IC 7-8 e foliação tipicamente subsólida que pode chegar a ser intensa, com estiramento de quartzo e feldspato desenvolvendo arredondamento segundo rotação e com recristalização nas bordas. Enclaves microgranulares decimétricos também ocorrem, com alongamento paralelo à foliação da rocha. A segunda unidade de borda ocorre a E, e corresponde a um hornblenda-biotita quartzo monzonito equigranular de granulação média, IC 10-12, caracteristicamente maciço.

3.5.2. Sienogranito Serra da Queimada

O plúton Serra da Queimada corresponde a um pequeno corpo satélite ao sienogranito Serra da Bateia, situando-se a leste deste e com área de exposição alongada com ca. 15 km². Aparece como um corpo intrusivo no granito sin-orogênico Ibiúna (Figura 3.5). Trata-se da ocorrência mais oriental de granito pós-orogênico conhecida até o momento no batólito Agudos Grandes. A rocha predominante é um sienogranito róseo-claro com IC 6-8, e foliação de fluxo magmático dada pelo alinhamento de megacristais eudrais com até 2-3 cm (foto 3.19).

3.5.3. Granito São Miguel Arcanjo

Este plúton encontra-se parcialmente coberto por sedimentos da Bacia do Paraná, e se expõe em uma área com ca. 8 x 6 km (Figura 3.4). Tem sido considerado na literatura como constituído por duas porções grosseiramente retangulares, descontínuas e paralelas, orientadas segundo E-W (Silva *et al.*, 1977; Algarte *et al.*, 1974; Hasui, 1973; IPT, 1981a). Neste trabalho, entretanto, foi realizada uma separação destas porções, sendo identificadas como norte e sul por exibirem características distintas. As descrições a seguir destacam os critérios utilizados para a separação destas duas porções.

Os granitos considerados de caráter pós-orogênico afloram na porção norte (Figura 3.4), junto a vales de rios onde as coberturas arenosas e pelíticas de idade Permo-Carbonífera da Bacia do Paraná estão erodidas, revelando “janelas” do embasamento pré-Cambriano a sul da cidade de São Miguel Arcanjo. Trata-se de blocos de hornblenda-biotita monzogranito porfirítico a porfiróide, IC 8, pouco foliado (fotos 3.20 e 3.21). Preservam a textura magmática e são fracamente foliadas. Feições de campo que pudessem definir a disposição deste corpo não foram detectadas, embora lineamentos estruturais observados em imagem de satélite

sugiram colocação ao longo de fraturas ou falhas N65E que provavelmente condicionam as atuais drenagens existentes na região. As rochas encaixantes metasedimentares nesta área são quartzitos a metapelitos, que ocorrem principalmente como blocos soltos.

A sul das ocorrências definidas neste trabalho como constituintes do granito pós-orogênico São Miguel Arcanjo, ocorre um hornblenda-biotita monzogranito a granodiorito porfirítico, IC 8-10, com foliação subsólida mais intensa. A petrografia e a geoquímica revelam uma afinidade distinta daquela do granito São Miguel Arcanjo, embora em mapa geológico estas rochas apareçam como constituintes do mesmo plúton (IPT, 1981a). Foram observados alguns blocos desse granito também a norte; possivelmente, trata-se de um corpo mais antigo de granito “sin-orogênico” que foi invadido pelo granito pós-orogênico.

3.5.4. Sienogranito Capão Bonito

Este corpo granitóide (Figura 3.4) é parte do batólito Três Córregos, situado no domínio geológico imediatamente a oeste do batólito Agudos Grandes, e é constituído essencialmente por um biotita sienogranito vermelho de granulação grossa, isotrópico, com baixo conteúdo em máficos (IC 4-5) (foto 3.22). O plúton, cuja geologia e petrografia foram descritas em trabalhos de mapeamento regional (Algarte *et al.*, 1974; Batolla Jr. *et al.*, 1981; Gomes *et al.*, 1975; Chiodi Filho *et al.*, 1983; Takahashi, 1984), apresenta um formato irregular, com alongamento segundo E-W, numa área de 5 x 15 km, sendo delimitado por falhamentos a S e NW. Contatos intrusivos são observados em suas porções E e SW, onde invadem quartzitos, e NE, onde são encaixados por biotita-hornblenda gnaisses. Enclaves, assim como manifestações pegmatíticas, estão ausentes.

A notável homogeneidade e ausência de foliação neste corpo são características valorizadas economicamente para uso como pedra ornamental.

Foto 3.18 – Biotita sienogranito porfirítico, IC 8, com matriz média a grossa, destacando-se a forte foliação segundo o alinhamento de megacristais tabulares de feldspato alcalino que denunciam uma foliação por fluxo magmático. Sienogranito **Serra da Bateia**, amostra PD311.

Foto 3.19 – Biotita sienogranito porfirítico, IC 8, pouco foliado, com amplos cristais de quartzo intersticial de baixa recristalização. Sienogranito **Serra da Queimada**, amostra PD1926.

Foto 3.20 – Hornblenda-biotita monzogranito porfirítico médio a grosso, IC 20. Granito **São Miguel Arcanjo**, amostra SMA3

Foto 3.21 – Hornblenda-biotita monzogranito porfiróide de graulação média a grossa, pouco foliado. Observar a preservação da textura magmática principalmente através da manutenção da intersticialidade do quartzo em relação aos grãos de feldspatos e biotita. Mantimento de feldspato alcalino por plagioclásio (textura Rapakivi) é observada no centro da foto. Granito **São Miguel Arcanjo**, amostra SMA4.

Foto 3.22 – Biotita sienogranito de grossa granulação, com estrutura maciça. Notar o arredondamento de grãos de quartzo e o caráter intersticial do feldspato branco, provavelmente plagioclásio rico em albita. Plúton **Capão Bonito**, amostra CB2.

Diversas pedreiras exploram esse granito, conhecido no mercado de rochas ornamentais como “Granito Vermelho Capão Bonito”.

3.6. Susceptibilidade magnética

3.6.1. Magmatismo tardi-orogênico

As medidas de *susceptibilidade magnética* (SM, aqui expressa em termos de K , em unidades SI) feitas em campo para o *granito Piedade* (cf. Tabela 3.1) mostram uma distribuição bimodal (cf. histograma de frequência da Figura 3.7). A distribuição geográfica destes valores e sua associação com a faciologia do plúton podem ser verificadas na Figura 3.8. A maior parte dos dados obtidos estão dentro do intervalo de K entre $10^{-2,6}$ e $10^{-1,8}$ SI (correspondendo aos intervalos 6 e 7 na Figura 3.7). As rochas do núcleo (unidade BmgT) deste plúton exibem os mais altos valores de SM; K inferiores a $10^{-2,6}$ SI estão ausentes, refletindo as maiores concentrações de magnetita das rochas. A borda do granito Piedade (MBmg) mostra grande variabilidade de SM. Valores muito baixos de K , entre $10^{-4,2}$ e $10^{-3,4}$ SI, são encontrados ao longo da borda N do plúton, e estão relacionados às rochas porfíriticas máficas com megacrístais brancos, portadoras das maiores proporções de muscovita primária, isentas de magnetita e com ilmenita pobre em componente hematita (Martins, 2001). As rochas porfíriticas com megacrístais de feldspato alcalino rosado, que predominam na unidade de borda do granito Piedade, têm valores bem mais altos de SM (Figura 3.8), próximos aos de BmgT, mesmo em casos em que a passagem para os granitos com fenocristais brancos se dá dentro de um mesmo corpo (Martins, 2001). Os granodioritos cinzas portadores de hornblenda e epidoto primário que esparsamente ocorrem como lentes invadindo essa unidade mostram valores de SM muito baixos ($K = 10^{-3,7}$ SI), refletindo a ausência de minerais opacos na rocha, uma característica comum em

granitos portadores de epidoto primário (Sial *et al.*, 1998). Os granitos inequigranulares róseos da porção intermediária do granito Piedade (unidade Bmg, a mais diferenciada) mostram valores pouco variáveis de SM, dentro do intervalo típico da facies portadora de feldspato alcalino rosado de MBmg ($K \sim 10^{-2,2}$ SI, Figura 3.8).

Os poucos valores de SM medidos no *granito Roseira* (Figuras 3.7 e 3.8) situam-se dentro do intervalo típico do granito Piedade ($K = 10^{-2,6}$ - 10^{-2} SI).

O *granito Serra dos Lopes* mostra um amplo intervalo de valores de SM. Comparada ao granito Piedade, a moda é um pouco mais baixa, no intervalo de K entre $10^{-2,4}$ e $10^{-2,2}$ SI (Figura 3.7). Esses valores são encontrados junto à borda E rica em schlieren (Figura 3.8), onde também se observa o valor máximo, no monzogranito máfico do afloramento PD2203. As rochas porfiríticas de borda (em especial as da porção SE do plúton, mais félsica), e as inequigranulares do centro do plúton, afetado por processos hidrotermais, respondem pelos valores contrastadamente mais baixos observados na Figura 3.8.

O *granito Pilar do Sul* exhibe valores de susceptibilidade magnética que, com poucas exceções, revelam um decréscimo gradativo de E para W. Como mostrado em mapa (Figura 3.8), esta distribuição ocorre de forma contínua, cruzando o limite entre as unidades de borda e central deste plúton. Observa-se na Figura 3.7 que os valores de K $10^{-3,4}$ e $10^{-2,6}$ SI (correspondentes aos intervalos 4 e 5 na Figura 3.8), justamente os menos frequentes no maciço Piedade, são os mais comuns em Pilar do Sul. Valores mais baixos que $10^{-3,4}$ SI concentram-se na metade sul-ocidental do maciço (Figura 3.8), onde se concentram os efeitos de metassomatismo e hidrotermalismo (IPT, 1990; ver adiante). É portanto provável que a diminuição dos valores de K ao longo do plúton, ou apenas em sua porção SW, esteja, ao menos em parte, relacionada a processos tardios a pós-magmáticos de modificação da paragênese primária, que inclui magnetita.

A distribuição dos valores da susceptibilidade magnética nos *leucogranitos isolados* (figura 3.8) é essencialmente bimodal no histograma de frequência (figura 3.7), acompanhando de forma semelhante a distribuição dos valores de K no granito Piedade. Os valores mais altos (K acima de $10^{-2,8}$ SI) podem ser encontrados nos leucogranitos que circundam a porção oriental do granito Piedade, enquanto valores menores, por vezes muito baixos ($< 10^{-3,6}$ SI), são encontrados a N e W deste, assim como nas cercanias dos granitos Serra dos Lopes e Pilar do Sul.

3.6.2. Magmatismo pós-orogênico

O comportamento dos granitos pós-orogênicos em termos de SM é apresentado nas Figuras 3.7 e 3.8. O número de medidas é muito pequeno, se comparado ao obtido nos granitos tardi-orogênicos. Observa-se, contudo, caráter claramente unimodal, com ausência de medidas de K inferiores a $10^{-3,2}$ SI (grupos 1 a 5), e moda no intervalo $10^{-2,6}$ a $10^{-2,4}$ SI, um pouco inferior à dos granitos tardi-orogênicos.

O *sienogranito Serra da Bateia* apresenta a maior variabilidade em susceptibilidade magnética entre os plútons pós-orogênicos (K entre 10^{-2} e $10^{-3,2}$ SI, Tabela 3.1 e figuras 3.7 e 3.8). Este aspecto é em parte devido a este ser o plúton com um número maior de medidas de K entre os pós-orogênicos. Por outro lado, com uma exposição que em mapa suplanta em mais de cinco vezes a área dos demais corpos granitóides pós-orogênicos, variações no conteúdo em magnetita seriam esperadas, mesmo porque existe também uma significativa diversidade faciológica, principalmente ao longo da extremidade NE deste plúton. O pequeno número de medidas impede a identificação de padrões de distribuição regional de SM. O valor mais alto foi observado em rochas foliadas que invadem o núcleo do granito Piedade; as medidas feitas em afloramentos mais a SW mostraram valores mais baixos (figura 3.8). Nesta última região, os valores de K exibem uma variação

de forma transversal ao comprimento do corpo plutônico: o valor mais baixo foi medido no contato com as rochas encaixantes a sul, e ocorre um aumento para N.

Os poucos valores de SM medidos em campo para o *sienogranito Serra da Queimada* situam-se no mesmo intervalo observado para o sienogranito Serra da Bateia (Tabela 3.1 e Figuras 3.7 e 3.8).

Valores de SM foram obtidos em apenas dois afloramentos do *granito São Miguel Arcanjo*, e eles também se encontram dentro do intervalo de K do sienogranito Serra da Bateia, concentrados junto aos valores mais altos, acima de $10^{-2,6}$ SI.

O sienogranito Capão Bonito apresenta os valores de SM mais baixos encontrados entre os plútons pós-orogênicos, com K abaixo de $10^{-2,6}$ SI (Tabela 3.1 e Figura 3.7). Nota-se também, apesar do estudo ser realizado em apenas três afloramentos, que este é o plúton que revelou menor variação de SM, um aspecto que deve estar associado a sua notável homogeneidade petrográfica.

Tabela 3.1 - Valores de susceptibilidade magnética para as diferentes unidades do granito Piedade.
(ver texto para simbologia utilizada).

plúton	amostra	K médio ($\times 10^{-3}$ SI)	desvio	n	$\log K$
Hbgde	PD1152	0,18	0,10	20	-3,74
	PD415B	1,40	0,53	30	-2,85
MBmg	PD1155D	0,07	0,06	10	-4,18
	PD1155L	0,14	0,03	10	-3,86
	PD849B	0,14	0,03	12	-3,85
	PD1152E	0,15	0,04	10	-3,82
	PD231	0,15	0,03	11	-3,82
	PD1155E	0,16	0,09	10	-3,80
	PD17	0,22	0,04	40	-3,66
	PD893	0,23	0,06	20	-3,64
	PD490C	0,24	0,05	10	-3,62
	PD860	0,24	0,10	10	-3,62
	PD16A	0,28	0,13	44	-3,55
	PD1155F	2,58	0,30	10	-2,59
	PD1225A	3,84	1,36	10	-2,42
	PD707	4,02	1,50	10	-2,40
	PD1355	4,30	1,04	10	-2,37
	PD380	4,48	-	-	-2,35
	PD1155I	5,27	1,61	10	-2,28
	PD1357	5,59	3,10	10	-2,25
	PD221	5,28	0,94	20	-2,28
	PD1355B	5,59	3,10	10	-2,25
	PD1172	5,97	1,94	30	-2,22
	PD1482	6,45	0,62	10	-2,19
	PD761B	6,98	-	-	-2,16
	PD1155K	7,69	1,03	10	-2,11
	PD845	7,70	0,80	11	-2,11
	PD453	7,90	1,62	10	-2,10
	PD1155M	7,94	0,38	10	-2,10
	PD419	8,12	1,63	30	-2,09
	PD436	8,12	-	-	-2,09
	PD1155J	8,30	1,08	10	-2,08
	PD410	8,32	-	-	-2,08
	PD61	8,72	1,82	30	-2,06
	PD495	9,07	-	-	-2,04
	PD415A	9,11	1,56	30	-2,04
	PD1152F	10,19	2,23	10	-1,99
	PD16B	10,91	1,67	11	-1,96
	PD1155B	11,32	1,63	10	-1,95
	PD1155C	11,39	2,25	11	-1,94
	PD1155H	11,54	3,32	12	-1,94
	PD761A	12,50	4,06	10	-1,90
	PD1155G	12,64	0,86	10	-1,90
	PD71	13,74	-	-	-1,86
	PD490B	13,98	3,37	10	-1,85
	PD1179	14,34	2,58	10	-1,84
	PD462	15,48	5,12	30	-1,81

Tabela 3.1 - Valores de susceptibilidade magnética para as diferentes unidades do granito Piedade (cont.).
(ver texto para simbologia utilizada).

plúton	amostra	K médio (x 10^{-3} SI)	desvio	n	log K
Bmg	PD135	5,09	2,87	20	-2,29
	PD425	5,33	1,32	10	-2,27
	PD414	7,59	2,88	30	-2,12
	PD1326	9,37	1,26	10	-2,03
	PD463	9,93	2,81	30	-2,00
BmgT	PD1055	3,10	0,62	10	-2,51
	PD1079	3,23	0,79	10	-2,49
	PD1056	3,62	0,91	10	-2,44
	PD1082	5,48	0,67	10	-2,26
	PD1054	7,87	1,33	10	-2,10
	PD1021	8,63	2,60	40	-2,06
	PD65	8,69	2,66	10	-2,06
	PD64	8,91	2,14	20	-2,05
	PD1020	9,36	2,49	23	-2,03
	PD438	10,05	1,67	30	-2,00
	PD1023B	11,68	2,17	31	-1,93
	PD1207	13,00	2,54	52	-1,89
	PD18	13,16	2,42	10	-1,88
	PD474B	16,43	3,27	30	-1,78

Tabela 3.1 - Valores de susceptibilidade magnética para os granitóides tardi-orogênicos.

plúton	amostra	K médio (x 10 ⁻³ SI)	desvio	n	log K	plúton	amostra	K médio (x 10 ⁻³ SI)	desvio	n	log K
Rosceira	PD1060	3,19	0,96	10	-2,50	Pilar do Sul	PD158	0,05	0,03	10	-4,32
	PD227	3,43	0,67	20	-2,47		PD2158	0,06	0,01	10	-4,20
	PD1000	6,77	0,58	10	-2,17		PD2157	0,09	0,08	20	-4,07
	PD995	7,31	-	-	-2,14		PD2165	0,10	0,04	10	-4,02
	PD998	7,53	-	-	-2,12		PD159	0,13	0,07	10	-3,87
	PD498	7,70	1,99	30	-2,11		PD2163	0,14	0,08	10	-3,86
Serra do Lopes	PD146	0,10	0,03	10	-4,02		PD2160	0,23	0,12	10	-3,63
	PD2278	0,13	0,04	10	-3,89		PD2161	0,27	0,29	10	-3,56
	PD149	0,22	0,12	10	-3,65		PD2171	0,43	0,53	10	-3,37
	PD144	0,78	0,71	10	-3,11		PD2173	0,48	0,27	10	-3,32
	PD2221	1,73	0,12	10	-2,76		PD2172	0,73	0,28	10	-3,14
	PD2201	2,25	0,61	10	-2,65		PD155	0,80	0,22	10	-3,10
	PD2259	2,53	0,68	10	-2,60		PD163	0,82	0,85	10	-3,09
	PD330	2,76	0,86	10	-2,56		PD2168	0,96	0,23	10	-3,02
	PD2301	2,79	0,59	10	-2,55		PD2159	1,12	0,46	10	-2,95
	PD249	2,93	0,93	10	-2,53		PD161	1,17	0,91	10	-2,93
	PD2175	4,21	0,57	10	-2,38		PD2155	1,20	0,24	10	-2,92
	PD2207	4,54	0,56	10	-2,34		PD2162	1,23	0,82	10	-2,91
	PD2212	4,54	1,00	10	-2,34		PD153	2,34	1,33	10	-2,63
	PD2193	5,29	1,21	10	-2,28		PD2156	2,51	0,78	10	-2,60
	PD148	5,44	1,92	10	-2,26		PD154	2,75	0,74	10	-2,56
	PD2174	5,76	2,05	10	-2,24		PD2154	4,15	0,79	10	-2,38
	PD2210	5,99	1,84	10	-2,22		PD165	8,66	3,11	10	-2,06
	PD2213	6,39	2,12	10	-2,19	leucog. isolados	PD214	0,04	0,02	10	-4,37
	PD142	7,02	1,80	10	-2,15		PD2167	0,07	0,05	10	-4,14
	PD2196	8,61	1,49	10	-2,07		PD2164	0,08	0,03	10	-4,09
	PD2202	9,61	2,04	10	-2,02		PD919	0,24	0,20	10	-3,62
	PD241	9,57	2,66	10	-2,02		PD2341	1,73	0,57	10	-2,76
	PD366B	10,18	1,12	10	-1,99		PD2343	2,53	2,58	10	-2,60
	PD2203	25,58	4,56	10	-1,59		PD1481	2,86	0,52	10	-2,54
							PD2338	3,13	1,78	10	-2,51
							PD709B	4,72	1,22	10	-2,33
							PD1269	5,21	1,18	10	-2,28
							PD707B	5,83	0,87	9	-2,23
							PD2134	11,09	2,55	10	-1,95
							PD170	11,72	1,71	10	-1,93
							PD1383	11,93	4,28	20	-1,92

Tabela 3.1 - Valores de susceptibilidade magnética para os granitóides pós-orogênicos.

plúton	amostra	K médio ($\times 10^{-3}$ SI)	desvio	n	$\log K$
Serra da Bateia	PD121	0,93	0,11	10	-3,03
	PD124B	2,42	0,27	10	-2,62
	PD375	2,56	-	-	-2,59
	PD126	3,02	0,41	10	-2,52
	PD126B	3,19	0,27	10	-2,50
	PD482	7,1	-	-	-2,15
Serra da Queimada	PD1923	1,27	1,28	10	-2,90
	PD2141	2,75	0,90	10	-2,56
	PD1925	4,17	0,65	10	-2,38
	PD1926	4,19	0,97	10	-2,38
São Miguel Arcanjo	SMA4	3,75	0,72	10	-2,43
	SMA3	6,90	0,65	10	-2,16
Capão Bonito	CB2	1,20	0,55	10	-2,92
	CB1	1,72	0,28	10	-2,77
	CB3	1,93	0,81	10	-2,71

Figura 3.7 - Histograma de frequência com as medidas de susceptibilidade magnética dos granióides tardi- a pós-orogênicos. Simbologia:
 MBmg - muscovita-biotita monzogranitos porfiríticos (IC 8-14)
 Bmg - biotita monzogranito inequigranular médio a grosso (IC 5-7)
 BmgT - biotita monzogranito porfirítico com titanita (IC 8-10)
 HBgde - hornblenda-biotita granodiorito equigranular fino (IC 8-10)

símbolo	intervalo do log K
①	-4.6 a -4.2
②	-4.2 a -3.8
③	-3.8 a -3.4
④	-3.4 a -3.0
⑤	-3.0 a -2.6
⑥	-2.6 a -2.2
⑦	-2.2 a -1.8
⑧	-1.8 a -1.4

plútons tardi-orogênicos
 (○ leucoganitos isolados)
plútons pós-orogênicos

Figura 3.8 - Mapa de distribuição das medidas de susceptibilidade magnética para granitóides tardi a pós-orogênicos no batólito Agudos Grande

4. PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

Os resultados da análise modal dos granitóides tardi- a pós-orogênicos são apresentados na Tabela 4.1 e plotados nos diagramas da Figura 4.1a, b e c, nos quais também aparecem os campos referentes à análise modal do granito Piedade, realizada por Leite (1997). Na Tabela 4.2 estão as análises modais de minerais acessórios, incluindo entre estes a muscovita, embora sua proporção possa alcançar valores acima de 5 %, o que sugere, em alguns casos, tratar-se de um mineral essencial. A síntese da petrografia dos corpos granitóides encontra-se na Tabela 4.3.

As rochas estudadas mostram um intervalo composicional bastante restrito, onde estão ausentes termos com Q abaixo de 20 % no diagrama QAP (Streckeisen, 1976) e termos mais ricos em plagioclásio, características que são mais comuns em granitóides típicos de associações cálcio-alcálinas pouco diferenciadas. A variação do índice de cor (IC) destas rochas mostra-se com intervalos praticamente equivalentes tanto nos granitos tardi- como nos pós-orogênicos. A variação de IC, somada à variação no conteúdo em plagioclásio destas rochas mostram-se como os principais responsáveis pela diversidade composicional observada, já que a razão entre quartzo e feldspato alcalino é pouco variável. No diagrama que correlaciona quartzo e IC (Figura 4.1b), observam-se valores constantes de quartzo com o decréscimo em IC, definindo conjuntos de variação paralela para os granitos tardi- e pós-orogênicos. Já a variação entre plagioclásio e IC (Figura 4.1c) mostra uma progressiva divergência nos valores de plagioclásio, principalmente devido a um substancial decréscimo deste mineral com o decréscimo em IC nos corpos pós-orogênicos, definindo, portanto, tendências de variação composicional não paralelas.

Em geral nota-se que os granitóides tardi-orogênicos são essencialmente monzogranitos com variação do conteúdo em quartzo entre 20 e 40

Tabela 4.1 - Análises modais para os granitóides tardi- a pós orogênicos do batólito Agudos Grandes.

Realizadas em lâmina delgada (*) e fatia de rocha.

Símbolos: Q, quartzo; A, feldspato alcalino; P, plagioclásio; IC, índice de cor (Shand, 1947).

Ver tabela 4.3 para síntese da petrografia.

unidade	amostra	Q	A	P	CI
Granitos tardi-orogênicos					
Roseira	PD227	41,5	35,2	23,3	7,8
	PD498	33,6	30,9	35,6	9,5
	PD993*	34,8	35,9	29,3	8,2
	PD998*	27,8	44,1	28,1	9,7
Serra dos Lopes	PD335	28,1	36,1	35,8	4,2
	PD336	28,4	42,0	29,7	4,7
	PD324	21,7	35,9	42,4	5,5
	PD366B	40,6	26,2	33,2	3,6
	PD368	39,7	32,6	27,7	5,6
	PD366A	28,2	38,9	32,9	5,6
	PD365	28,9	27,9	43,2	5,8
	PD2228*	33,9	24,0	42,1	6,1
	PD145	36,2	31,4	32,4	7,4
	PD367	30,7	25,1	44,2	8,3
	PD2202*	30,4	36,4	33,2	9,0
	PD370A	34,6	23,1	42,3	9,3
	PD2203*	25,9	29,4	44,7	18,9
	PD330*	35,4	34,6	29,9	2,4
	PD248	37,8	31,5	30,6	5,7
	PD2266*	27,4	41,2	31,4	7,2
Pilar do Sul	PD2154*	35,3	35,4	29,3	3,1
	PD162A*	29,8	38,3	31,9	5,2
	PD159A*	26,6	38,7	34,6	5,5
	PD165*	32,5	47,7	19,9	6,3
	PD154*	30,6	48,1	21,3	7,2
granitos equigr.	PD1383*	36,3	32,5	31,3	3,8
	PD14*	38,0	40,9	21,1	5,5
	PD883A*	37,6	29,5	32,9	6,0
	PD170*	28,2	32,6	39,1	6,2
Granitos pós-orogênicos					
Serra da Bateia	PD121	39,4	47,8	12,8	7,5
	PD126B	41,7	48,9	9,4	7,7
	PD311	40,4	49,5	10,1	8,4
	PD124	35,1	52,5	12,4	9,2
Serra da Queimada	PD1926	39,7	49,0	11,3	7,6
	PD1924	43,7	41,4	14,9	9,3
São Miguel Arcanjo	SMA4	31,2	43,9	24,9	9,4
	SMA17	34,9	36,3	28,8	13,4
	SMA3*	33,4	38,5	28,1	19,6
Capão Bonito	CB1	38,9	53,0	8,1	4,1
	CB3	34,9	58,1	7,0	5,0
	CB2	32,7	54,0	13,3	5,8

Figura 4.1. - Modas dos granitos tardi- e pós-orogênicos. Q, quartzo, P, plagioclásio, A, feldspato alcalino, IC, índice de cor.

Tabela 4.2 - Proporções de minerais acessórios em lâmina delgada.

Plútons tardi-orogênicos		muscovita primária (%)	muscovita secundária (%)	muscovita intersticial (%)	monazita (%)	apatita (%)	titanita (%)	zircão (%)	minerais opacos (%)	fluorita (%)	allanita (%)
Piedade	unidades										
	MBmg (megacristais brancos)	3.2 - 6.0	0.5 - 2.3	-	0.2 - 0.3	0.6 - 1.5	-	0.2 - 0.3	0.5 - 1.9	-	-
	MBmg (megacristais róseos)	0.6 - 3.3	0.7 - 2.8	-	0.3 - 0.6	0.3 - 0.8	-	0,1	0.7 - 0.9	-	-
	Bmg	0.2 - 2.5	0.5 - 0.9	-	0.1 - 0.3	0.2 - 1.5	-	0,2	~ 0.6	-	-
	BmgT	-	-	-	-	0.3 - 1.1	0.2 - 1.9	0.2 - 0.3	0.3 - 1.2	-	-
Roseira		0.1 - 4.9	0.2 - 2.6	-	0.1 - 0.2	0.1 - 1.2	-	0.3 - 1.5	0.3 - 1.5	-	0.2 - 0.8
S. dos Lopes		1.5 - 2.1	1.2 - 2.4	-	0.1 - 0.2	0.1 - 0.5	-	~ 0.3	0.5 - 1.4	-	-
67 Pilar do Sul		0.5 - 1.5	0.6 - 4.1	≤ 1.6	< 0.1 - 2.5	0.2 - 0.9 (2.5)	-	≤ 0.1	0.1 - 1.8	0.1 - 0.4	-
Monzog. máfico S. dos Lopes (PD2203)		anfibólio (%)	titanita (%)	allanita (%)	apatita (%)	zircão (%)	minerais opacos (%)	epidoto prismático (%)			
		3,1	2,7	0,1	0,9	≤ 0.1	0,7	5,1			
Plútons pós-orogênicos		anfibólio (%)	titanita (%)	allanita (%)	apatita (%)	zircão (%)	minerais opacos (%)	epidoto prismático (%)	fluorita (%)		
Serra da Bateia		- (PD319 = 3.1)	0.2 - 0.4 (PD319 = 1.0)	~ 0.3	0.1 - 0.3 (PD319 = 1.8)	0.1 - 0.9	0.1 - 0.9	0.2 - 1.5	0.1 - 0.2		
Serra da Queimada		≤ 0.1 - 1.8	< 0.1 - 0.7	~ 0.4	0.1 - 0.4	~ 0.1	~ 0.4	0.3 - 1.5	0.1 - 0.4		
São Miguel Arcanjo		≤ 0.1 - 1.5	1.0 - 2.1	0.1 - 0.2	0.5 - 0.9	0.1 - 0.4	0.3 - 0.7	1.3 - 3.2	~ 0.1		
Capão Bonito		-	-	0.06 - 0.4	0.1 - 0.2	0,22	~ 0.3	-	0.1 - 0.4		

Tabela 4.3 – Síntese petrográfica das unidades granitóides tardi- e pós-orogênicas.

<u>plúton</u>	<u>composição</u>	<u>índice de cor</u>	<u>Textura e estruturas associadas</u>	<u>Principais minerais</u>	<u>Minerais acessórios</u>
Piedade	granodiorito <u>monzogranito</u> sienogranito	5-14	- borda (IC 8-14) : foliada, porfirítica, com megacristais eudrais a subeudrais de feldspato acalino; - porção intermediária (IC 5-7) : inequigranular média-grossa; - parte central (IC 8-9) : porfirítica, com megacristais eudrais a subeudrais, com foliação pouco intensa. Biotita grossa em destaque.	plagioclásio (An 22-35), feldspato alcalino, quartzo, biotita. <u>Muscovita na borda. Titanita no núcleo.</u>	Zircão, apatita. Monazita, magnetita e ilmenita na borda. Allanita e magnetita no núcleo.
Roseira	monzogranito	6-10	parte central porfiróide média-grossa; borda porfirítica com muscovita visível, em alternância com faixa equigranular média com quartzo subarredondado.	plagioclásio (An 20-29; alcançando An 38 na unidade equigranular), feldspato alcalino, quartzo, biotita, <u>muscovita.</u>	Magnetita, ± ilmenita, apatita, zircão, <u>monazita.</u>
Serra dos Lopes	monzogranito	5-7 (8-9 porção leste)	borda porfirítica com megacristais eudrais iso-orientados; núcleo inequigranular médio-grosso, pouco foliado.	plagioclásio (An 22-26; chegando a An 34 no monzogranito máfico), feldspato alcalino, quartzo, biotita, <u>muscovita.</u>	Magnetita, ± ilmenita, apatita, zircão, <u>monazita.</u>
Pilar do Sul	monzogranito sienogranito	4-5	borda inequigranular média a grossa fracamente foliada; núcleo equigranular fino maciço.	plagioclásio (An 20-27), feldspato alcalino, quartzo, biotita, <u>muscovita.</u>	Zircão, apatita, ± magnetita, <u>monazita,</u> fluorita.

Tabela 4.3 – Síntese petrográfica das unidades granitóides tardi- e pós-orogênicas (continuação).

<u>plúton</u>	<u>composição</u>	<u>índice de cor</u>	<u>Textura e estruturas associadas</u>	<u>Principais minerais</u>	<u>Minerais acessórios</u>
Serra da Bateia	sienogranito	7 - 8	porfíritico, com forte foliação por fluxo magmático segundo orientação de megacristais tabulares de feldspato alcalino róseo (2-3 x 1 cm). Unidades de borda equi-inequigranulares média a grossa, foliada a maciça.	plagioclásio (An 22-35; até An 38 na unidade de borda equigranular maciça), feldspato alcalino, quartzo, biotita, ± hornblenda,	ilmenita, ± magnetita, apatita, zircão, fluorita, epidoto, titanita, allanita.
Serra da Queimada	sienogranito	6 - 8	porfíritico, foliado, com feldspato alcalino róseo-esbranquiçado eudral	plagioclásio (An 23-27), feldspato-alcalino, quartzo, biotita, hornblenda	ilmenita, ± magnetita, apatita, zircão, fluorita, epidoto, titanita, allanita.
São Miguel Arcanjo	monzogranito	9 - 20	porfíritico a porfiróide, pouco foliado. Destaque para o índice de cor elevado em termos porfiróides.	plagioclásio (An 23-30), feldspato alcalino, quartzo, biotita, hornblenda, titanita	ilmenita, magnetita, apatita, zircão, ± fluorita, epidoto, titanita, allanita.
Capão Bonito	sienogranito	4 - 6	inequigranular grossa, maciça. Destaque para quartzo subarredondado e plagioclásio intersticial.	plagioclásio (An 20-30), alkali-feldspar, quartz, biotite	± magnetita, ± ilmenita, , apatita, zircão, fluorita, allanita.

% no diagrama QAP. Já os granitóides pós-orogênicos ocorrem predominantemente no campo sienogranítico, com exceção para o plúton São Miguel Arcanjo, que é monzogranítico, e têm concentrações relativamente mais restritas em quartzo se comparados aos granitóides tardi-orogênicos (30-45 % no QAP).

Considerada em um cenário regional, a granitogênese tardi-orogênica é formada por um conjunto de plútons que são progressivamente mais félsicos no sentido de E para W, representando o granito Piedade (embora com importante variação faciológica) o corpo mais máfico entre eles, enquanto o granito Pilar do Sul representa o corpo granítico mais félsico e menos complexo em termos faciológicos.

As rochas mais máficas (IC até 14) do granito Piedade correspondem à unidade de borda, que também têm composições mais ricas em plagioclásio e quartzo, enquanto suas rochas mais félsicas (IC até 2), com maior proporção de feldspato alcalino, têm menor abundância de quartzo. Já no granito Roseira não ocorrem rochas com IC acima de 10. O granito Serra dos Lopes mantém a tendência a um decréscimo no IC (6-7), embora um corpo máfico em sua porção NE revele um peculiar IC de 19 (amostra PD2203). Também se mostra com conteúdo em plagioclásio que chega a superar aquele presente no granito Piedade. Pilar do Sul é o mais félsico dos plútons, com IC mais baixo em torno de 3.

Entre os granitos pós-orogênicos, o granito São Miguel Arcanjo é o plúton mais máfico, com IC que chega a 20, apresentando teores mais baixos de quartzo e mais altos de plagioclásio. Os sienogranitos Serra da Bateia e Serra da Queimada mostram semelhanças petrográficas, com IC 6-8, e exibem em alguns casos os teores mais elevados em quartzo. Estes corpos são os únicos que ocorrem geograficamente próximos, sugerindo alguma afinidade genética, o que parece ser corroborado pelos dados modais obtidos neste trabalho. O sienogranito Capão Bonito é o plúton mais félsico (IC em torno de 5), com as composições mais pobres em plagioclásio.

Uma análise modal complementar visou a uma estimativa das porcentagens de minerais acessórios, sendo para este fim realizada contagem modal em lâmina delgada. Os resultados destas análises encontram-se na Tabela 4.2. Nas amostras de granulação média, média-fina a fina, os valores obtidos estão provavelmente mais próximos daqueles presentes na rocha devido a sua melhor representatividade (seção delgada considerada representativa segundo uma área 10 vezes maior que a área do maior grão) em comparação com os resultados encontrados em rochas porfiríticas. Na contagem de minerais acessórios realizada em rochas porfiríticas, entretanto, deve-se levar em conta que diferentes porcentagens de megacristais estão presentes no granito (e.g. granito Piedade com 25 % e sienogranito Serra da Bateia com até 50 % de megacristais), indicando que os valores obtidos na Tabela 4.2 devam sofrer uma significativa redução ou aumento, já que uma proporção maior de matriz ou de megacristais, respectivamente, pode estar sendo representada. Como exemplo, se somente a matriz do granito Piedade tivesse sido analisada em lâmina delgada, os percentuais obtidos para cada mineral deveriam sofrer redução de até 25 %. No sienogranito Serra da Bateia, esta redução seria ainda mais drástica, de até 50 %. O fato da maioria dos granitóides porfiríticos apresentarem importante variação no conteúdo em megacristais, entretanto, levou o autor a optar por apresentar os resultados das contagens em lâminas sem qualquer manipulação posterior, a fim de se evitar a adição de fontes de erros ou mesmo quaisquer subjetividades que pudessem comprometer os valores obtidos.

4.1. Granitóides tardi-orogênicos

4.1.1 Granito Piedade

As unidades granitóides neste corpo plutônico são bastante heterogêneas texturalmente. Aspectos de recristalização são mais comumente observados em lâminas representantes da borda do plúton, onde quartzo chega a desenvolver-se como pequenos grãos em textura granoblástica e minerais micáceos aparecem finamente distribuídos como agregados em “cordões”, estes últimos definindo uma foliação *subsolidus*. Mesmo nestas porções, os megacristais de feldspato alcalino ainda podem manter aspecto eudral, sugerindo cristalização magmática. Já no núcleo do plúton a textura magmática encontra-se melhor preservada; o quartzo apresenta um caráter marcadamente intersticial e a biotita define-se como placas de até 0,5 cm com orientação pouco intensa a ausente.

Plagioclásio é mais abundante nos termos mais máficos, principalmente na unidade de borda, com significativo intervalo composicional de An 25-35 (Tabela 4.3), muitas vezes definindo um zoneamento simples onde o núcleo ocorre saussuritizado e a borda límpida. Nas outras unidades, o plagioclásio tem caráter menos cálcico e é pouco zonado. Inclusões de biotita placóide e magnetita são comuns, além de ocasional apatita com hábito prismático ou acicular.

O Feldspato alcalino ocorre nas rochas máficas de borda na forma de megacristais eudrais (1-2 cm), principalmente; um progressivo decréscimo no conteúdo em máficos é acompanhado por um aumento no conteúdo de feldspato alcalino na matriz da rocha em direção à porção intermediária (félsica) do plúton. Feldspatos unicamente brancos (megacristais e grãos na matriz) são observados na porção externa da borda norte do granito Piedade, em locais próximos às ocorrências da rocha encaixante xistosa a gnáissica. Entretanto, mais comumente

observado são os casos em que o feldspato alcalino é róseo, tanto os megacristais, assim como os grãos da matriz.

A biotita (1,0 - 4,0 mm) é placóide ou pode formar "cordões" de minerais micáceos, associada a finas ripas de muscovita, ao longo da foliação, preenchendo contornos entre grãos de quartzo e feldspatos. O pleocroísmo é verde acastanhado a bege, entretanto em lâminas de rochas compostas unicamente por feldspato alcalino branco é variável entre marrom-avermelhado e castanho escuro. Como inclusões pode apresentar apatita, zircão (algumas vezes abundante) e monazita. No núcleo do granito Piedade, biotita ocorre com pleocroísmo verde amarronzado a bege. Exibe um idiomorfismo mais elevado que o presente na borda segundo uma foliação *subsolidus* pouco desenvolvida. Inclusões comuns, neste caso, são apatita, zircão (por vezes abundante, como ocorre na borda) e titanita idiomórfica.

A mineralogia de acessórios do granito Piedade permite uma separação em dois conjuntos de paragêneses distintas, uma tipicamente peraluminosa na borda, com muscovita e monazita, e outra, metaluminosa, com titanita e allanita, na parte central.

Na borda, muscovita chega a proporções em torno de 5% (Tabela 4.2) e normalmente está inclusa em biotita, desenvolvendo hábito placóide (Fotomicrografia 4.1), embora ocorram situações com hábito ripiforme e de desenvolvimento ao longo da direção de clivagem da biotita, normalmente associada a minerais opacos alongados. Monazita é mineral importante nestas rochas portadoras de muscovita, ocorrendo geralmente como inclusões em biotita (Fotomicrografia 4.2). Outros acessórios comuns são apatita e zircão prismáticos, além de epidoto e allanita com aspectos geralmente xenomórficos.

Titanita e allanita são minerais acessórios característicos da unidade central do granito Piedade, com proporções respectivas entre 0,2-1,9 % e 0,2-0,3 % (Tabela 4.2), e apresentam-se em geral idiomórficas, podendo ocorrer

isoladas ou como inclusões na biotita (Fotomicrografias 4.3 e 4.4, respectivamente). No caso da allanita, o aspecto metamítico é característico. Zircão e apatita prismáticos são comuns, o primeiro com abundância semelhante à borda (0,2-0,3 %), enquanto apatita chega a ser mais abundante (0,3-1,1 no centro x 0,3-0,9 % na borda).

Os óxidos opacos presentes são constituídos essencialmente por magnetita na porção central (Fotomicrografia 4.7), enquanto na borda ocorrem associações de magnetita (Fotomicrografia 4.5) + ferri-ilmenita ou mesmo casos em que ilmenita praticamente pura é único óxido (Fotomicrografia 4.6). Este último aspecto é exclusivo das rochas porfíricas portadoras exclusivamente de megacristais de feldspato alcalino branco e biotita avermelhada. Maiores detalhes descritivos e interpretativos destas associações minerais podem ser encontrados em Martins (2001).

4.1.2. Granito Roseira

A variedade petrográfica deste plúton é composta por termos porfíricos na borda, com intercalação de uma faixa equigranular, e um núcleo porfíroide. Em geral preserva uma textura magmática, embora o desenvolvimento de uma foliação em estado *subsolidus* esteja presente também nas porções porfíricas de borda.

Plagioclásio subidiomórfico é geralmente menos cálcico do que o presente no granito Piedade, restringindo-se ao intervalo do oligoclásio cálcico (Tabela 4.3). Exceção é a faixa equigranular, onde valores de até An 38 foram encontrados, além de grãos com um forte zoneamento composicional que exibem núcleos saussuritizados. Feldspato alcalino tem abundância maior em direção ao

núcleo do plúton; em paralelo, seu hábito varia de megacristal de 1-2 cm, predominante na borda, a grãos em torno de 0,5 cm, geralmente menores que o plagioclásio, na faixa equigranular, chegando a 2-3 cm como grãos equidimensionais de borda intersticial na parte central do corpo granítico. Quartzo é pouco recrystalizado e mantém caráter intersticial a feldspatos e biotita. Na faixa equigranular, entretanto, mostra marcante arredondamento.

As biotitas (2 - 4 mm) desenvolvem hábito placóide a xenomórfico, com pleocroísmo que varia de verde-amarronzado a bege claro. As inclusões mais comuns são de apatitas prismáticas e de pequenos cristais de zircão, denunciados pelo desenvolvimento de halos pleocróicos.

A mineralogia de acessórios do granito Roseira revelou uma paragénese peraluminosa composta em sua essência por muscovita primária (Fotomicrografias 4.8 e 4.9) e monazita, embora allanita seja um mineral também comum. Esta última está associada a sobrecrecimentos segundo a seqüência monazita-apatita-allanita (Fotomicrografia 4.10), e sugere reação magmática possivelmente relacionada a mudanças químicas, evidência também corroborada pelo aspecto corroído da monazita. Os maiores teores de muscovita primária, apatita, zircão e minerais opacos estão associados às rochas porfiríticas e inequigranulares de borda, enquanto na porção central porfiróide muscovita secundária torna-se mais abundante, associada a um baixo conteúdo dos minerais acessórios.

Os minerais opacos encontrados são compostos em sua maioria por magnetita. Esta pode ocorrer como grãos subidiomórficos incluídos em biotita, eventualmente circundados por quartzo (Fotomicrografia 4.11), ou como grãos idiomórficos ou xenomórficos associados a bordas ou fraturas preenchidas por titanita (Fotomicrografias 4.12, 4.13 e 4.15). Ilmenita também ocorre, normalmente exibindo pequenas lentes de hematita (Fotomicrografias 4.12 e 4.14).

4.1.3. Granito Serra dos Lopes

Assim como os demais plútons a E (i.e. Piedade e Roseira), o granito Serra dos Lopes mostra uma importante variedade faciológica; neste caso, contudo, as porções de borda porfiríticas têm mais baixo conteúdo em máficos (IC 5) do que as rochas inequigranulares (IC 6-7) internas. Estas últimas têm maior conteúdo de minerais máficos em sua porção E (IC 8-9, chegando a 19 em PD2203). O estudo microscópico deste plúton mostra que, em geral, há uma preservação da textura magmática de suas rochas.

Plagioclásio subidiomórfico exibe um restrito intervalo composicional (An 22-26), somente alcançando An 34 no monzogranito máfico. Em rochas mais máficas, um zoneamento com núcleo mais cálcico é observado, sugerido pela presença de saussuritização, enquanto sua borda é límpida. Feldspato alcalino perítico exibe hábito tabular (1-3 cm) nos termos porfiríticos, definindo um arranjo paralelo, e pode incluir cristais menores de plagioclásio e biotita. Nas rochas inequigranulares, seus cristais são menores (0,5-1,5 cm), equidimensionais, e exibe bordas com aspecto intersticial. Quartzo tem hábito intersticial, embora algum arredondamento seja encontrado em termos mais máficos (e.g. PD2203).

A biotita (2,0-3,0 mm) tem pleocroísmo verde escuro a bege. Ocorre geralmente com hábito placóide, raramente como finas ripas desenvolvidas segundo alguma foliação *subsolidus* mais pronunciada. Inclusões comuns são zircão, apatita e monazita.

Nos granitos inequigranulares, muscovita é bastante comum (Fotomicrografia 4.16), variando entre 4 e 6 % em volume (Tabela 4.2). Cristais de caráter primário (geralmente com hábito placóide e inclusos em biotita) e secundário (substituindo biotita ao longo das direções de clivagem, estando normalmente

associada a minerais opacos de caráter também secundário) ocorrem em proporções semelhantes. Allanita é característica nesta unidade, ocorrendo geralmente como cristais euedrais, embora aglomerados xenomórficos sejam também comuns, com metamitização total ou parcial, podendo apresentar carbonatos secundários. Monazita é comum, em certos casos aparecendo corroída e envolvida por allanita, uma característica marcante nesta unidade (Fotomicrografia 4.17). A ocorrência freqüente de epidoto xenomórfico como subproduto da saussuritização de plagioclásio, além de clorita substituindo biotita atestam a importância de um evento de baixa temperatura (*subsolidus*) atuando na modificação da paragênese primária.

Nos granitos porfíricos, muscovita de granulação média preserva caráter primário. Epidoto e clorita geralmente xenomórficos são o resultado da cristalização a temperatura *subsolidus*. Monazita é menos comum do que nas rochas inequigranulares. Zircão e apatita preservam o hábito prismático, o primeiro atestando a presença de diferente tipologia, um indicativo de que provável herança de grãos por assimilação de componentes externos ao magma granítico deve ter ocorrido.

O monzogranito máfico que se encontra na borda E rica em *schlieren* da unidade de leucogranitos inequigranulares (PD2203) é a única rocha portadora de epidoto prismático (Fotomicrografia 4.18), geralmente como inclusões em biotita. Allanita pode ocorrer como núcleo destes cristais (Fotomicrografia 4.19), embora não seja um aspecto freqüentemente observado. Epidoto xenomórfico também está presente, geralmente na forma de agregados. Titanita idiomórfica é mineral acessório encontrado apenas nesta rocha, estando ausente nos demais tipos petrográficos constituintes do granito Serra dos Lopes.

Os óxidos opacos são em sua maioria magnetita (Fotomicrografia 4.20), preservando idiomorfismo principalmente em amostras da margem E rica em *schlieren*. Na amostra de monzogranito máfico ocorre associada à titanita (Fotomicrografia 4.21 e 4.23). Ilmenita pode ter a sua cristalização ao longo

da direção de clivagem da muscovita primária, um aspecto que indica caráter secundário, e comumente exhibe borda de hematita (Fotomicrografia 4.22).

4.1.4. Granito Pilar do Sul

Este plúton, ao contrário dos demais, tem pequena diversidade faciológica. Uma borda inequigranular média a grossa (IC 5-6), pouco foliada, dá lugar a um núcleo equigranular fino maciço (IC 4-5). A textura magmática encontra-se preservada (Fotomicrografia 4.24), embora em muitas rochas de sua porção central e SW este aspecto esteja mascarado pelos efeitos tardi- a pós-magmáticos que afetaram o plúton. A recristalização da paragênese primária foi intensa nestas ocorrências, onde estão bem desenvolvidas a saussuritização do plagioclásio (Fotomicrografias 4.28 e 4.29), a mirmequitização, a cloritização da biotita e a cristalização de muscovita e fluorita tardias em fraturas na rocha.

Plagioclásio subidiomórfico (0,3-1,0 cm) ocorre com zoneamento, com núcleo mais cálcico, principalmente ao longo da borda. Sua composição é de An 20-27. Feldspato alcalino ocorre com 0,5-1,0 cm nos termos de borda e 0,2-0,5 cm na unidade interna, na forma de grãos equidimensionais, com bordas intersticiais, exibindo exsoluções peritíticas mais desenvolvidas que as presentes nos demais plútons tardi-orogênicos. A geminação em grade está bem desenvolvida, e é acompanhada da geminação Carlsbad nos cristais maiores. Quartzo é intersticial, revelando-se seriado em sua porção de borda, enquanto na unidade interna apresenta tamanho geralmente entre 0,2 e 0,4 cm.

A biotita (1,0 - 3,0 mm) apresenta pleocroísmo verde escuro a bege e com hábito placóide, poucas vezes ripiforme. Não define foliação importante.

Principais inclusões são zircão e apatita prismáticos; na unidade de borda, inclusões de monazita são mais comuns.

A cristalização da muscovita foi o resultado de três gerações distintas. A primeira é decorrência da cristalização magmática e está bem preservada principalmente na borda E, onde muscovita placóide aparece inclusa em biotita (Fotomicrografia 4.25 e 4.26). Algumas destas podem apresentar em suas extremidades terminações vermiformes onde está intercrecida com quartzo, um aspecto que lembra o que ocorre com as mirmequitas. A segunda está relacionada a fases tardi- a pós-magmáticas que aparecem bem preservadas na porção central do granito, sendo comum a ocorrência de muscovita intersticial, normalmente não acompanhada por biotita, e muitas vezes isolada entre grãos de quartzo e feldspato, além da importante associação com fluorita como venulações marginais relativamente menores (Fotomicrografia 4.30). Dentro de núcleos saussuritizados de plagioclásio a muscovita também ocorre (Fotomicrografia 4.29), aparecendo bem desenvolvida como agregados ou como um único grão, ainda associada a fluorita, epidoto, sericita e calcita. Muscovita ainda pode ocorrer ao longo de fraturas na rocha, em associação com calcita (Fotomicrografia 4.31). A terceira geração de muscovita está associada a um processo de recristalização subsólida de biotita ou mesmo a uma provável quebra mecânica de muscovita previamente cristalizada, culminando com o aparecimento de finas ripas orientadas ao longo das direções de fraturas.

Monazita ocorre comumente em associação com biotita, na qual está muitas vezes inclusa, e mostra sinais de corrosão, com posterior recristalização de apatita junto ao contato com a biotita (Fotomicrografia 4.27). Apatita é reconhecida de cristalização precoce no magma, principalmente nas amostras da borda do granito Pilar do Sul (Fotomicrografia 4.26). Zircão desenvolve-se como grãos prismáticos de tamanho bastante reduzido (40-60 μm) que são denunciados principalmente pelo halo pleocróico, quando inclusos na biotita.

Os óxidos opacos são geralmente pouco abundantes (Tabela 4.2), sendo encontrados com mais frequência na unidade de borda. Cristais de magnetita podem ocorrer fraturados (Fotomicrografia 4.32) e em geral exibem aspecto xenomórfico. Inclusões de outros minerais acessórios podem ser comuns na magnetita (Fotomicrografia 4.33); foram observados casos particulares de abundância anômala de inclusões de zircões prismáticos zonados de dimensões variáveis (Fotomicrografias 4.34 e 4.35).

4.1.5. Leucogranitos isolados

Estas rochas têm similaridade petrográfica com os termos mais diferenciados existentes nos plútons graníticos tardi-orogênicos. São geralmente equi- a inequigranulares, IC 5-7, com poucos casos em que aparecem porfiríticos. A textura magmática é a predominante, embora em algumas situações ocorra recristalização subsólida.

Plagioclásio hipidiomórfico exibe composição entre An 20-28, com zoneamento normal pouco intenso. Feldspato alcalino é comumente equidimensional, com bordas intersticiais, com geminação em grade e/ou Carlsbad, geralmente exibindo exsoluções cálcicas que são menos desenvolvidas que as observadas no plúton Pilar do Sul. Quartzo é geralmente intersticial, algumas vezes recristalizado em grãos de dimensões variáveis.

Biotita apresenta dimensões bastante variáveis (1,0-5,0 mm), com pleocroísmo verde-amarronzado a bege. Principais inclusões são zircão, apatita e monazita.

Estas rochas apresentam paragênese tipicamente peraluminosa, com conteúdo variável principalmente em muscovita, sendo a de caráter secundário

a mais abundante. Alguma allanita pode ser eventualmente encontrada com hábito prismático envolvendo cristais de monazita. Fluorita é rara, mas alguns cristais secundários podem ocorrer com hábito xenomórfico em núcleos saussuritizados de plagioclásio. Em termos em que uma leve foliação pode ser verificada, é comum o aparecimento de sericita, assim como muscovita pode substituir parcialmente biotita ao longo de sua direção de clivagem ou mesmo, finas ripas de muscovita podem ocorrer devido à provável quebra mecânica da muscovita primária.

O minerais opacos são de abundância bastante variável e comumente constituídos por magnetita xenomórfica, que pode, em alguns casos, exibir idiomorfismo. Ilmenita, quando presente, ocorre ao longo da clivagem de muscovita secundária.

Fotomicrografia 4.1 – Agregado de cristais de biotita verde com inclusões de muscovita idiomórfica. Na porção direita ocorre um grão de apatita em seção prismática também incluso em biotita, assim como um cristal de zircão (denunciado pelo halo pleocróico, porção superior da foto). Unidade de borda do granito Piedade, amostra PD1267, nicois paralelos, lado menor da foto corresponde a 1,85 mm.

Fotomicrografia 4.2 – Muscovitas placóides (incolores) inclusas em biotita, e cristal de monazita (porção inferior direita). Unidade de borda do granito Piedade, amostra PD1267, nicois paralelos, lado menor da foto corresponde a 1,85 mm.

Fotomicrografia 4.3 – Agregado de titanitas idiomórficas com inclusões de apatita (centro). Na biotita, os cristais de apatita chegam a ser maiores. Unidade central do granito Piedade, amostra PD1049, nicois paralelos, lado menor da foto corresponde a 1,85 mm.

Fotomicrografia 4.4 – Allanita prismática zonada metamítica (centro) parcialmente inclusa em biotita verde. Titanita com borda de apatita também aparece inclusa em biotita (porção superior da foto). Unidade central do granito Piedade, amostra PD1049, nicois paralelos, lado menor da foto corresponde a 1,85 mm.

Fotomicrografia 4.5 – Agregados de magnetitas idiomórficas tardias associadas a plagioclásio. Unidade de borda do granito Piedade, amostra PD1152F, nícois cruzados, lado maior da foto corresponde a 0,66 mm.

Fotomicrografia 4.6 – Grãos xenomórficos de ilmenita (praticamente pura; cf., Martins, 2001). Amostra PD17C, luz refletida, lado maior da foto corresponde a 1,31 mm. Unidade de borda do granito Piedade.

Fotomicrografia 4.7 – Agregado de titanita com grãos reliquiais de magnetita e titanohematita. Unidade central do granito Piedade, amostra PD438, luz refletida, lado maior da foto corresponde a 1,31 mm.

Fotomicrografia 4.8 – Muscovita de hábito placóide, com inclusão parcial de apatita, sendo envolvida por biotita, parte superior, e quartzo, parte inferior da foto. Granito Roseira, amostra PD227, nicos paralelos.

Fotomicrografia 4.9 – Muscovitas placóides, incluídas em biotita, com minerais opacos nas bordas e ao longo da direção de clivagem. Na parte superior da foto ocorre fratura com desenvolvimento de agregado de muscovita em finas ripas que caracterizam cristalização pós-magmática. Granito Roseira, amostra PD498, nicos paralelos.

Fotomicrografia 4.10 - Monazita, em destaque no centro, com envoltório de apatita e uma auréola de allanita xenomórfica que ocorrem junto ao contato entre plagioclásio saussuritizado, parte superior, e quartzo, parte inferior da foto. Inclusões de zircões com extremidades arredondadas são visíveis na porção esquerda da foto. Granito Roseira, amostra PD498, nicos paralelos.

Fotomicrografia 4.11 – Minerais opacos incluídos em biotita exibindo aspecto corroído e circundados por quartzo. Quartzo também apresenta cristalização ao longo das direções de clivagem da biotita. Granito Roseira, amostra PD498, nicos cruzados.

Fotomicrografia 4.12 – Agregado de óxidos compostos por magnetita subidiomórfica contendo fraturas internas com desenvolvimento de titanita (porção inferior) e ilmenita xenomórfica (porção superior da foto). Granito Roseira, amostra PD227, luz refletida.

Fotomicrografia 4.13 – Detalhe de uma das extremidades do cristal de magnetita da foto anterior (porção esquerda da foto 4.12). As fraturas existentes ao longo da maior elongação do grão parecem ter condicionado o desenvolvimento de titanitas (bolsões cinza escuro na foto). Granito Roseira, amostra PD227, luz refletida. Lado maior da foto igual a 300 µm.

Fotomicrografia 4.14 – Detalhe do cristal xenomórfico de ilmenita da foto 4.12, apresentando alinhamentos de pequenos pontos e lentes de hematita (tonalidade mais clara). Granito Roseira, amostra 227, luz refletida.

Fotomicrografia 4.15 – Aspecto de óxidos compostos irregulares, exibindo porções internas de magnetita (tonalidade mais clara), com desenvolvimento de titanitas marginais. Um grão de zircão zonado parcialmente incluso pelo óxido aparece na porção direita da foto. Granito Roseira, amostra 227, luz refletida.

Fotomicrografia 4.16 – Biotita com inclusões, exibindo muscovitas retangulares (cor rosada) envolvendo parcialmente um grão de apatita. Um agregado de muscovita xenomórfica, de caráter secundário, ocorre na porção direita inferior da foto. Granito Serra dos Lopes, amostra PD2266, nicois cruzados.

Fotomicrografia 4.17 – Monazita com reentrâncias côncavas denunciando corrosão, apresentando sobrecrecimento de allanita prismática (porção esquerda). À direita, nota-se muscovitas subidiomórficas incluídas em biotita. Granito Serra dos Lopes, amostra PD370A, nicois paralelos.

Fotomicrografia 4.18 – Agregado de biotitas ricas em inclusões. O cristal de titanita idiomórfica central inclui parcialmente uma apatita prismática (porção superior) e por sua vez é envolvido por epidoto prismático em sua extremidade direita. Granito Serra dos Lopes, amostra PD2203, nicois paralelos.

Fotomicrografia 4.19 – Allanita metamítica em núcleo de epidoto prismático com grãos marginais de apatita (seções prismáticas subarredondadas claras). Associação envolvida por biotita verde. Granito Serra dos Lopes, amostra PD2203, nicois paralelos.

Fotomicrografia 4.20 – Grãos idiomórficos de magnetita com poucas impurezas. Granito Serra dos Lopes, amostra PD2266, luz refletida.

Fotomicrografia 4.21 – Magnetita xenomórfica com intensa substituição por titanita internamente e ao longo de sua porção marginal. Granito Serra dos Lopes, amostra PD2266, luz refletida.

Fotomicrografia 4.22 – Cristal alongado de ilmenita associada a uma borda de hematita desenvolvida marginalmente ao longo de seu comprimento. Cristal junto à clivagem de uma muscovita. Granito Serra dos Lopes, amostra PD2266, luz refletida.

Fotomicrografia 4.23 – Cristais de magnetita, com preservação parcial de facetas, associados a titanita idiomórfica. Granito Serra dos Lopes, amostra PD2203, luz refletida.

Fotomicrografia 4.24 – Aspecto da textura magmática preservada. Grãos subidiomórficos de plagioclásio com núcleos saussuritizados (centro) e de quartzo (porção inferior), envolvidos por microclínio intersticial. Este último ocorre como uma pertita apenas na porção esquerda, gradativamente passando para a geminação do periclínio no canto superior esquerdo à direita da foto. Granito Pilar do Sul, amostra PD162A, nicos cruzados.

Fotomicrografia 4.25 – Muscovita placóide inclusa em biotita verde, com ângulo entre clivagens oblíquo e contato brusco, atestando caráter primário. Recristalização de quartzo é observada na porção central superior da muscovita. Granito Pilar do Sul, amostra PD154, nicos paralelos.

Fotomicrografia 4.26 – Grãos de apatita (centro) envolvidos por biotita verde e muscovita placóide (cor róseo-esverdeada, canto superior esquerdo). Esta última atesta um caráter primário de cristalização segundo sua inclusão em biotita, de acordo com contatos bruscos algo lineares e clivagens discrepantes em aproximadamente 90°. Granito Pilar do Sul, amostra PD154, nicos cruzados.

Fotomicrografia 4.27 – Monazita (centro) inclusa em biotita, com halo pleocróico. Apatita xenomórfica desenvolve-se ao longo de suas margens e paralelamente à clivagem da biotita. Granito Pilar do Sul, amostra PD154, nicos paralelos.

Fotomicrografia 4.28 – Plagioclásio zonado com núcleo intensamente saussuritizado e bordas relativamente mais límpidas de caráter intersticial. Manchas escuras são constituídas por fluorita xenomórfica. Granito Pilar do Sul, amostra PD159A, nicois cruzados.

Fotomicrografia 4.29 – Plagioclásio com núcleo saussuritizado, exibindo muscovitas bem desenvolvidas em associação com fluorita xenomórfica (pequenas manchas escuras). Granito Pilar do Sul, amostra PD162A, nicois cruzados.

Fotomicrografia 4.30 – Muscovitas como dois grãos de caráter intersticial a quartzo e feldspatos. Estão associadas a fluorita xenomórfica (pequenas manchas escuras na porção central e inferior direita). Granito Pilar do Sul, amostra PD162A, nicois cruzados.

Fotomicrografia 4.31 – Calcita desenvolvida em porção fraturada de plagioclásio em associação com muscovita (à direita na foto, envolvendo parcialmente apatita prismática). Granito Pilar do Sul, amostra PD162A, nicois cruzados.

Fotomicrografia 4.32 – Magnetita com fraturas preenchidas por titanohematita desenvolvida em contato de biotita (porção superior) e quartzo (porção inferior). Granito Pilar do Sul, amostra PD154, luz refletida.

Fotomicrografia 4.33 – Magnetita, com núcleo de biotita placóide, associada a apatita e pequeno grão de zircão prismático zonado (porção centro-esquerda da foto). Granito Pilar do Sul, amostra PD154, luz refletida.

Fotomicrografia 4.34 – Magnetita rica em inclusões de zircão prismático fortemente zonados. Alguns grãos de zircão menores revelam aspectos subarredondados. Granito Pilar do Sul, amostra PD154, luz refletida.

Fotomicrografia 4.35 – Detalhe da porção inferior direita da foto anterior, exibindo um zircão prismático fortemente zonado (porção centro direita da foto) associado a zircões com aspecto subarredondado. Granito Pilar do Sul, amostra PD154, luz refletida.

4.2. Granitóides pós-orogênicos

4.2.1. Sienogranito Serra da Bateia

As rochas desta unidade preservam notavelmente a textura magmática original, marcada por uma forte foliação por fluxo magmático. Este aspecto é observado através de megacristais tabulares (3x2x1 cm) de feldspato alcalino com geminação Carlsbad, apresentando esparsas lamelas de exsolução, embora suas bordas desenvolvam a geminação do microclínio e caráter intersticial. Inclusões comuns são de plagioclásio subidiomórfico intensamente saussuritizado, com grãos que podem alcançar de 4 a 8 mm.

Plagioclásio (0,5-0,8 cm) ocorre na matriz como grãos subidiomórficos e composições geralmente pouco cálcicas (An 25-27), embora as rochas de contato, junto à extremidade E do granito Piedade, exibam teores de An de até An 38. Saussuritização em seu núcleo chega a ser intensa, revelando um zoneamento, com composições mais albiticas na borda do cristal.

O feldspato alcalino da matriz (0,5-1,0 cm) é xenomórfico, com geminação Carlsbad, e apresenta o desenvolvimento de exsoluções lenticulares transversais ao comprimento do grão com evidente geminação da albita. Em casos em que a foliação é mais pronunciada, fraturas transversais ocorrem no grão deste mineral, havendo o preenchimento de cloritas. Também ocorrem grãos intersticiais que podem conter inclusões de plagioclásio subidiomórfico, além de alguma biotita placóide e, menos freqüente, apatita prismática.

A biotita, de dimensões variadas (0,1-2,0 mm), exhibe pleocroísmo verde acastanhado a bege esverdeado, apresenta-se com aspecto heterogêneo, formando “cordões” micáceos em rochas que mostram foliação gerada em estado *subsolidus*, um aspecto que pode estar presente principalmente ao longo

das bordas do plúton. Neste caso, uma parcial cloritização da biotita pode ocorrer ao longo de sua clivagem. Inclusões mais comuns são zircão e apatita prismáticos. Hornblenda, de ocorrência restrita, é subidiomórfica e exibe pleocroísmo verde azulado a verde amarronzado, podendo formar agregados junto à biotita e à titanita. Tanto biotita como hornblenda podem apresentar abundantes inclusões de apatita prismática, acompanhada de menores proporções de zircão (Fotomicrografias 4.36, 4.37 e 4.38).

Titanita apresenta caráter geralmente secundário, sendo rara a presença de cristais idiomórficos. É comum bordejando minerais opacos, formando agregados inclusos em biotita ou em anfibólio (Fotomicrografias 4.38 e 4.39). O desenvolvimento contínuo da borda destes agregados ao longo das direções de clivagem da biotita e do anfibólio é sugestivo de cristalização posterior. Epidoto ocorre com proporção variável (até >1 %) e pode exibir núcleo de allanita. Fluorita é xenomórfica e ocorre principalmente em núcleos saussuritizados de plagioclásio.

Entre os óxidos opacos é mais comum a ilmenita, com sinais de corrosão e geralmente apresentando sobrecrecimento de titanita (Fotomicrografia 4.44). Pode exibir finas gotículas ou lentes de hematita. Magnetita é rara, geralmente tem hábito xenomórfico; raras vezes é idiomórfica, podendo desenvolver agregados (Fotomicrografia 4.45). Pirita ocorre ocasionalmente como grãos menores, algumas vezes associada a ilmenita (Fotomicrografia 4. 44).

4.2.2. Sienogranito Serra da Queimada

Composto por sienogranitos porfiríticos (IC 6-8), este plúton tem a sua textura magmática preservada. Assim como o sienogranito Serra da Bateia, também desenvolve uma foliação por fluxo magmático marcada pelo

alinhamento de megacristais de feldspato alcalino, embora também ocorram variações em que a foliação é de pouca intensidade.

O plagioclásio, hipidiomórfico, tem composição An 23-27. Zoneamento é evidenciado pela presença de núcleos saussuritizados que sugerem composição mais cálcica, aspecto que não ocorre na borda do mineral.

O feldspato alcalino desenvolve-se como megacristais euedrais, com geminação Carlsbad, de bordas intersticiais (1-3 cm), com desenvolvimento de exsoluções albiticas transversais ao comprimento do grão. Na matriz são comuns cristais (0,5-1,0 cm) com geminação em grade e de caráter intersticial.

O quartzo ocorre em grãos pouco recristalizados, com caráter intersticial bem definido; alguns grãos atingem dimensões de até 2 cm.

A biotita (1,0-5,0 mm) exibe pleocroísmo verde acastanhado a bege esverdeado, orientada ou com pouca orientação segundo a foliação da rocha. Ao longo de sua direção de clivagem pode ocorrer cloritização. Diferentemente do sienogranito Serra da Bateia, hornblenda é mais comum, geralmente subidiomórfica, com pleocroísmo verde azulado a verde amarronzado. Biotita e hornblenda são ricas em inclusões de apatita prismática, embora na segunda seja mais comum a de hábito acicular. Inclusões de zircão também ocorrem, porém em menor proporção (Fotomicrografias 4.40, 4.41).

Titanita idiomórfica é comum, um aspecto pouco observado no sienogranito Serra da Bateia. Cristais idiomórficos de titanita com dimensões em torno de 300 μm podem ocorrer como inclusões em hornblenda (Fotomicrografia 4.40), enquanto cristais maiores que 700 μm são mais comuns como inclusões na biotita.

Epidoto (até >1 % modal) pode ocorrer com hábito prismático dentro da biotita, onde núcleos de allanita são eventualmente identificados. Fluorita

é relativamente abundante (Tabela 4.2), e ocorre como grãos anedrais ou mesmo associada a fraturas em cristais de plagioclásio (Fotomicrografias 4.42 e 4.43).

Entre os óxidos opacos é mais comum a ilmenita, com sinais de corrosão e geralmente apresentando sobrecrecimento de titanita (Fotomicrografias 4.46 e 4.47), aspecto comum também ao que ocorre no sienogranito Serra da Bateia. Magnetita é geralmente xenomórfica e ocorre associada a concentrações de minerais máficos.

4.2.3. Granito São Miguel Arcanjo

Feldspato alcalino é o mineral félsico predominante no granito São Miguel Arcanjo, desenvolvendo geminação Carlsbad, embora a do microclínio seja mais comum em grãos de caráter intersticial, que se associam ao quartzo. Plagioclásio (oligoclásio) subidiomórfico tende a ser mais abundante em rochas de granulação grossa.

Biotita é rica em inclusões de apatita, com menores proporções de zircão (Fotomicrografia 4.48). Hornblenda subidiomórfica ocorre em rochas mais ricas em máficos e apresenta-se parcialmente cloritizada. Observa-se uma proporção significativa de titanita idiomórfica (1-2 %, a maior entre os plútons pós-orogênicos), ocorrendo junto a agregados máficos e parcialmente incluída na biotita (cf. Fotomicrografia 4.49). O granito São Miguel Arcanjo também exibe um alto conteúdo de epidoto prismático (1-3 %), muitas vezes com núcleos de allanita prismática (Fotomicrografias 4.50 e 4.51).

Apatita pode ocorrer como grãos prismáticos bem desenvolvidos em rochas de granulação grossa, enquanto o hábito acicular é mais comum em rochas de granulação mais fina, algumas vezes como agregados incluídos

em plagioclásio. Allanita pode aparecer como núcleos bem desenvolvidos em epidoto (Fotomicrografia 4.50). Fluorita ocorre em baixa proporção, geralmente como grãos xenomórficos em núcleo saussuritizado de plagioclásio.

Os óxidos presentes são principalmente ilmenita, com reentrâncias marginais e manteada por titanita xenomórfica (Fotomicrografia 4.52), e magnetita, com fraturas internas preenchidas também por titanita (Fotomicrografias 4.53, 4.54 e 4.55). A proporção de magnetita nestas rochas é relativamente maior que a presente nos granitos Serra da Bateia e Queimada.

4.2.4. Sienogranito Capão Bonito

A preservação da textura magmática é um aspecto comum no sienogranito Capão Bonito, embora minerais ferromagnesianos apresentem-se bastante afetados por efeitos tardi-magmáticos (Fotomicrografia 4.57).

Feldspato alcalino é o mineral mais abundante, seguido por quartzo subarredondado (Tabela 4.1). Plagioclásio (An 20-30) ocorre em baixa proporção, na forma de grãos subidiomórficos ou, mais comumente, de aspecto intersticial entre grãos de quartzo e feldspato alcalino. A feição côncava das bordas do feldspato alcalino deve-se ao caráter intersticial, geralmente posterior ao quartzo subarredondado (Foto 3.22). Quartzo intersticial é menos freqüentemente observado. Minerais máficos e acessórios ocorrem em baixa proporção.

Biotita com pleocroísmo em tonalidades de verde é geralmente marcada por intensa cloritização (Fotomicrografias 4.57 e 4.60); halos pleocróicos denunciam a presença de inclusões de pequenos zircões prismáticos. Muscovita pode ocorrer como finas plaquetas secundárias associadas à clivagem da biotita. De modo distinto dos demais granitos pós-orogênicos estudados, apatita não é

abundante como inclusões na biotita. Epidoto e allanita são geralmente xenomórficos. Fluorita pode ocorrer como venulações, associada a fraturas (Fotomicrografias 4.58 e 4.59), ou como grãos anedrais junto a núcleos saussuritizados de plagioclásio.

Os óxidos opacos têm abundância em torno de 0,3 % (Tabela 4.2), a mais baixa encontrada entre todas as unidades graníticas estudadas. São compostos em parte por grãos de magnetita, normalmente com aspecto rico em reentrâncias e preenchimentos por titanita (Fotomicrografia 4.62), além de ilmenita fina de formato alongado ao longo da clivagem de biotitas (Fotomicrografia 4.61). Neste último caso, ilmenita parece tornar-se mais abundante com o aumento da recristalização da biotita, podendo associar-se a pequenos grãos de pirita (Fotomicrografia 4.63).

Fotomicrografia 4.36 – Agregado máfico contendo hornblenda com inclusões de apatita, e biotita, com apatita e zircão. Titanita ocorre ao longo das clivagens da hornblenda e biotita ou mesmo envolvendo grãos de opacos (porção superior direita da foto). Sienogranito Serra da Bateia, amostra PD319, nicois paralelos.

Fotomicrografia 4.37 – Agregado de apatita prismática ao longo de contato entre quartzo, biotita e mineral opaco. Sienogranito Serra da Bateia, amostra PD319, nicois paralelos

Fotomicrografia 4.38 – Agregado máfico de biotita e hornblenda (no centro e canto inferior direito) ricas em inclusões de minerais opacos com invólucros de titanita e apatita. Zircão ocorre em menor proporção. Sienogranito Serra da Bateia, amostra PD319, nicois paralelos.

Fotomicrografia 4.39 – Detalhe de minerais opacos envolvidos por titanita em contato entre biotita e hornblenda. Sienogranito Serra da Bateia, amostra PD319, nicois paralelos.

Fotomicrografia 4.40 – Hornblenda com inclusão idiomórfica de titanita. Apatita também ocorre, exibindo hábito acicular. Sienogranito Serra da Queimada, amostra PD2141, nícois paralelos.

Fotomicrografia 4.41 – Biotita rica em pequenas inclusões de apatita e zircão (denunciado por halo pleocróico). Na porção superior direita ocorre uma titanita subidiomórfica. Sienogranito Serra da Queimada, amostra PD2141, nícois paralelos.

Fotomicrografia 4.42 – Plagioclásio zonado com saussuritização mais intensa no núcleo, apresentando bordas intersticiais mais límpidas com alguma recristalização. Fluorita ocorre como pequenos grãos xenomórficos associados às partes mais alteradas do plagioclásio. Sienogranito Serra da Queimada, amostra PD2141, nícois cruzados.

Fotomicrografia 4.43 - Fluoritas alongadas (centro superior e inferior) associadas a fraturas no plagioclásio saussuritizado. Sienogranito Serra da Queimada, amostra PD2141, nícois cruzados.

Fotomicrografia 4.44 – Ilmenitas (tonalidade cinza claro em destaque) com reentrâncias que sugerem corrosão. Apresentam sobrecrecimento de titanita. Dois cristais de pirita ocorrem associados (cor amarela clara, porção direita da foto). Sienogranito Serra da Bateia, amostra PD319, luz refletida.

Fotomicrografia 4.45 – Agregado de magnetita com reentrâncias (porções escuras). Sienogranito Serra da Bateia, amostra PD125, luz refletida.

Fotomicrografia 4.46 – Uma associação de óxidos, na qual magnetita ocorre no centro (coloração amarelo-esbranquiçada), circundada por dois cristais contendo ilmenitas praticamente residuais com sobrecrecimento de titanita (extremidades direita e esquerda da foto). Sienogranito Serra da Queimada, amostra PD2141, luz refletida.

Fotomicrografia 4.47 – Um detalhe da foto 4.46. Cristal contendo ilmenita rica em reentrâncias, porção central, sendo envolvida por titanita idiomórfica. Sienogranito Serra da Queimada, amostra PD2141, luz refletida.

Fotomicrografia 4.48 – Biotitas ricas em inclusões de apatita e de minerais opacos circundados por titanita. Na porção direita superior, a titanita ocorre com inclusões de apatita e mineral opaco. Granito São Miguel Arcanjo, amostra SMA3, nicos paralelos.

Fotomicrografia 4.49 – Titanita rica em inclusões de apatita e zircão prismáticos associada a mineral opaco. Ocorre envolvendo grão de plagioclásio saussuritizado (com visível geminação da albita na porção superior esquerda da foto). Granito São Miguel Arcanjo, amostra SMA3, nicos paralelos.

Fotomicrografia 4.50 – Biotita com inclusões de titanita subidiomórfica com núcleo de mineral opaco (direita) e epidoto prismático com núcleo bem desenvolvido de allanita (centro-esquerda). Granito São Miguel Arcanjo, amostra SMA17, nicos paralelos.

Fotomicrografia 4.51 – Plagioclásio saussuritizado com inclusões de hornblenda (porção inferior esquerda) e biotita com inclusões de epidotos prismáticos com núcleos de allanita (porção superior direita). Um destes epidotos ocorre com geminação (na extremidade esquerda da biotita). Granito São Miguel Arcanjo, amostra SMA17, nicos paralelos.

Fotomicrografia 4.52 – Ilmenitas (tonalidades claras) com desenvolvimento de reentrâncias e sobre crescimento de titanita. Na porção esquerda da foto ocorre um cristal de zircão com extremidades arredondadas inclusa na ilmenita. Granito São Miguel Arcanjo, amostra SMA3, luz refletida.

Fotomicrografia 4.53 – Agregado de óxidos inclusos em biotita contendo uma larga magnetita central bastante substituída por titanita, além de ilmenitas residuais envoltas por titanita (porção esquerda da foto). Granito São Miguel Arcanjo, amostra SMA3, luz refletida.

Fotomicrografia 4.54 - Magnetitas com preservação parcial de suas facetas em aspecto fraturado (centro e inferior, aspecto brilhante). Titanita xenomórfica desenvolve-se circundando os cristais (cor acinzentada). Na porção superior da foto ocorrem algumas manchas residuais de ilmenita (amarelo esbranquiçado). Granito São Miguel Arcanjo, amostra SMA3, luz refletida.

Fotomicrografia 4.55 – Cristal de magnetita (direita), contendo reentrâncias e algumas fraturas, associado a titanita (esquerda). Granito São Miguel Arcanjo, amostra SMA3, luz refletida.

Fotomicrografia 4.56 – Biotita rica em inclusões de zircão (denunciada pelo halo pleocróico) e apatita, esta última em menor abundância. Titanita subidiomórfica ocorre na porção superior direita. Dique sienogranítico a sul de São Miguel Arcanjo, amostra AG11, nicos paralelos.

Fotomicrografia 4.57 – Aspecto textural exibindo feldspato alcalino com geminação do microclínio em caráter intersticial a grãos de plagioclásio e biotita cloritizada. Sienogranito Capão Bonito, amostra CB3, nicos cruzados.

Fotomicrografia 4.58 Foto - Quartzo fraturado com parcial preenchimento por fluorita (cinza escura). Sienogranito Capão Bonito, amostra CB3, nicos cruzados.

Fotomicrografia 4.59 – Dois grãos de fluorita ao longo de fratura no quartzo. Na porção direita ocorre feldspato alcalino com geminação em grade. Notar subarredondamento nas bordas de grãos de quartzo. Sienogranito Capão Bonito, amostra CB3, nicos cruzados.

Fotomicrografia 4.60 – Aspecto da biotita com alteração nas bordas e ao longo da direção de clivagem. Na porção centro-direita ocorre uma inclusão de titanita como resultado de recristalização. Sienogranito Capão Bonito, amostra CB3, nicois paralelos.

Fotomicrografia 4.61 – Biotita da fotomicrografia 4.60. Grãos alongados ilmenitas (feições brilhantes na foto) ocorrem ao longo da direção de clivagem da biotita. Sienogranito Capão Bonito, amostra CB3, luz refletida.

Fotomicrografia 4.62 – Magnetitas idiomórficas com feições de corrosão interna e preenchimento por titanita. Sienogranito Capão Bonito, amostra CB3, luz refletida.

Fotomicrografia 4.63 – Ilmenita alongada ao longo da clivagem da biotita. Porções internas apresentam gotículas de hematita orientadas segundo o comprimento do grão. Alguns pontos com brilho mais intenso são pequenos grãos de pirita. Sienogranito Capão Bonito, amostra CB3, luz refletida.

4.3. Considerações sobre a ordem de cristalização

Na Figura 4.2 estão as ordens de cristalização dos principais minerais relacionados aos plútons estudados. Nota-se a princípio que o início da cristalização da mineralogia principal revela poucas variações entre as associações, enquanto que diferenças mais significativas quanto à ordem de cristalização podem ser observadas especialmente através da mineralogia de acessórios. Os contrastes nas paragéneses observadas, essencialmente peraluminosa nos corpos tardi-orogênicos (muscovita, monazita) e metaluminosa (titanita, allanita), nos pós-orogênicos, já sugerem condições de cristalização distintas que resultaram na cristalização de assembléias minerais particulares.

Nos granitóides tardi-orogênicos peraluminosos, o início da cristalização do plagioclásio parece se dar precocemente no magma, evidenciado pelos núcleos de maior conteúdo da molécula anortítica. A precipitação de biotita vem a seguir, podendo ser incluída por cristais um pouco mais tardios de plagioclásio. Muscovita é relativamente precoce, em boa parte contemporânea à biotita, na qual ocorre como inclusões; continua a se formar no estágio pós-magmático, como finas ripas com inclusões de minerais opacos laminares (ilmenita). A cristalização de feldspato alcalino tem o seu início após plagioclásio e biotita, ocorrendo como megacristais nas rochas mais máficas (borda do granito Piedade), enquanto uma maior taxa de nucleação deste mineral deve ter ocorrido nas unidades mais félsicas (porção intermediária do granito Piedade, Roseira, Serra dos Lopes e Pilar do Sul), onde o feldspato alcalino é mais abundante na matriz. O quartzo é o último mineral félsico a iniciar a cristalização, com caráter tipicamente intersticial. Entre os minerais acessórios das rochas peraluminosas, monazita, zircão e apatita mostram uma precipitação anterior à contemporânea à biotita, como mostram as inclusões neste mineral. Os dois últimos continuam a cristalizar nas fases magmáticas tardias, como evidenciado pelos cristais inclusos em quartzo,

ASSOCIAÇÃO PERALUMINOSA TARDI-OROGÊNICA

Minerais	Piedade (borda)		Roseira		Serra dos Lopes		Pilar do Sul	
	magmática	pós-magmática	magmática	pós-magmática	magmática	pós-magmática	magmática	pós-magmática
PLAGIOCLÁSIO	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____
BIOTITA		_____		_____		_____		_____
MUSCOVITA		_____		_____		_____		_____
FELDSPATO ALCALINO	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____
QUARTZO	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____
ZIRCÃO	...	_____	...	_____	...	_____	...	_____
APATITA	...	_____	...	_____	...	_____	...	_____
MONAZITA		_____		_____		_____		_____
ALLANITA	XX	_____		_____		_____		_____
MAGNETITA		_____		_____		_____	XX	_____
ILMENITA		_____		_____		_____		_____
FLUORITA	XX	_____	XX	_____	XX	_____	_____	_____

ROCHAS DE AFINIDADE METALUMINOSA (TARDI-OROGÊNICAS)

Minerais	Piedade (núcleo)		Piedade (lentes granodioríticas)		S. dos Lopes (monzogranito máfico)	
	magmática	pós-magmática	magmática	pós-magmática	magmática	pós-magmática
PLAGIOCLÁSIO	_____	_____	_____	_____	_____	_____
BIOTITA		_____		_____		_____
HORNBLENDA	XX	_____		_____		_____
FELDSPATO ALCALINO	_____	_____		_____		_____
QUARTZO	_____	_____	_____	_____	_____	_____
ZIRCÃO	...	_____	...	_____	...	_____
APATITA	...	_____	...	_____	...	_____
TITANITA	_____	_____	_____	_____	_____	_____
ALLANITA		_____	_____	_____	_____	_____
EPIDOTO	XX	_____	_____	_____	_____	_____
MAGNETITA		_____	XX	_____		_____
ILMENITA	_____	_____	XX	_____	_____	_____
FLUORITA	XX	_____	XX	_____	XX	_____

ASSOCIAÇÃO METALUMINOSA PÓS-OROGÊNICA

Minerais	Serra da Bateia		Serra da Queimada		São Miguel Arcanjo		Capão Bonito	
	magmática	pós-magmática	magmática	pós-magmática	magmática	pós-magmática	magmática	pós-magmática
PLAGIOCLÁSIO		_____		_____		_____		_____
BIOTITA		_____		_____		_____		_____
HORNBLENDA		_____		_____		_____		_____
FELDSPATO ALCALINO	_____	_____		_____		_____	XX	_____
QUARTZO	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____
ZIRCÃO	_____	_____	_____	_____	_____	_____	...	_____
APATITA	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____
TITANITA	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____
ALLANITA		_____		_____		_____	XX	_____
EPIDOTO	_____	_____	_____	_____	_____	_____		_____
MAGNETITA	_____	_____	_____	_____	_____	_____	XX	_____
ILMENITA		_____		_____		_____		_____
FLUORITA	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____

Figura 4.2 – Ordem de cristalização mineral para as associações granitóides tardi- a pós-orogênicas.

geralmente de maior tamanho que aqueles presentes na biotita. As ocorrências de allanita são posteriores e sobrecrecidas à monazita, normalmente separadas desta por auréolas de apatita.

De volume relativamente menos expressivo, as rochas metaluminosas tardi-orogênicas revelam, geralmente, cristalização de minerais félsicos segundo uma ordem semelhante ao que ocorre com os tardi-orogênicos peraluminosos. Diferenças, entretanto, são mostradas pelos minerais acessórios, onde titanita aparece com cristalização iniciada após a de zircão e apatita, seguida por allanita, ambas com um elevado idiomorfismo. Os minerais opacos mostram diversas fases de cristalização no núcleo do granito Piedade, com cristais octaédricos de magnetita, certamente magmáticos, até grãos lamelares de ilmenita associados a muscovita *subsolidus*. Hornblenda é importante nas lentes granodioríticas e monzogranito máfico, tendo cristalização precoce entre os máficos, sendo seguida por biotita. Epidoto é particularmente importante, com cristalização sobre núcleo de allanita, quando disponível, e tende a exibir hábito prismático, que se encontra bem preservado quando incluso na biotita.

Nos plútons pós-orogênicos, cristais abundantes de apatita e zircão sugerem serem estes os que tiveram cristalização precoce no magma. Cristais de hornblenda e biotita atestam este fato devido à riqueza em inclusões destes minerais, sendo zircões mais comumente inclusos no segundo. Plagioclásio é o primeiro félsico a cristalizar, seguido por feldspato alcalino, que se desenvolve como megacristais bem desenvolvidos. Quartzo inicia a cristalização em estágios mais avançados, quando tende a ocupar os interstícios deixados pela cristalização dos demais. No caso do Sienogranito Capão Bonito, o quartzo revela que dois momentos principais de geração deve ter ocorrido ao longo da cristalização: um anterior ao arredondamento de grãos, um aspecto provavelmente relacionado a uma mudança nas condições de cristalização, que provocaram corrosão deste mineral previamente cristalizado, e outro já nas condições de estabilidade que imperaram até o fim da cristalização, que resultou na cristalização de quartzo e microclínio

intersticiais. O aspecto corroído de ilmenitas em núcleos de titanita sugerem que condições antes mais reduzidas em termos de fO_2 tiveram também uma oxidação importante com a cristalização de titanitas superimpostas a estes grãos, além de magnetitas. Epidoto resultou em parte na formação de cristais sobre núcleos de allanita, em outros não há evidência destes núcleos, mas o caráter de ambas as ocorrências sugerem início da cristalização anterior à biotita. Fluorita ocorre geralmente em núcleos de plagioclásio saussuritizado e sugere um caráter posterior a este mineral.

4.4. Aspectos da química de minerais máficos

Foram obtidas análises químicas de biotita e hornblenda por microsonda eletrônica de amostras representativas dos principais tipos de granitos tardi- e pós-orogênicos do batólito Agudos Grandes. Detalhes sobre os procedimentos analíticos podem ser encontrados em Martins (2001).

A Figura 4.3 mostra os resultados obtidos para biotita no diagrama classificatório $Fet/(Fet + Mg) \times Al_{IV}$. Os dados para os granitos metaluminosos sin-orogênicos e para o maciço Piedade foram apresentados na Dissertação de Mestrado de Martins (2001), onde foram utilizados para estimar condições de cristalização desses granitos, e são aqui apresentados apenas como referência.

A biotita é o mineral máfico mais adequado para comparações entre as diferentes unidades do batólito Agudos Grandes, visto que está presente em todas os tipos de granito estudados. As variações nos teores de Fe e Mg da biotita registram diferenças composicionais bastante evidentes. Os valores de $fe\#$ ($Fe/(Fe + Mg)$ atômico) encontram-se normalmente entre 0,40 e 0,60 nos granitos tardi-

orogênicos, e são mais elevados para os granitos pós-orogênicos, onde variam entre 0,60 e 0,80 (Figura 4.3).

Martins (2001) mostrou que existe um forte contraste composicional entre a biotita da unidade peraluminosa de borda do maciço Piedade e a biotita da unidade central portadora de titanita. O conjunto de dados mostra uma correlação positiva entre $Fe\#$ e $AlIV$, de modo que a unidade de borda tem alta proporção do componente siderofilita. A biotita da unidade de núcleo é semelhante àquela presente nos granitos sin-orogênicos metaluminosos portadores de hornblenda do tipo Ibiúna (Figura 4.3). A biotita de lentes de hornblenda-biotita granodiorito encontradas em meio à unidade peraluminosa de borda, embora mostre $Fe\#$ semelhantes aos da rocha encaixante, distingue-se por seus menores teores de $AlIV$.

As composições de biotitas dos granitos tardi-orogênicos Serra do Lopes e Pilar do Sul seguem uma tendência evolutiva paralela à observada no maciço Piedade, porém com maior razão $Fet/(Fet + Mg)$, sugestiva de caráter um pouco menos oxidado para esses magmas. O enriquecimento em $AlIV$ é menos acentuado, e não se alcançam teores da molécula siderofilita tão elevados como os observados na borda do maciço Piedade.

A biotita dos granitos pós-orogênicos é caracteristicamente rica em Fe ($Fe\# > 0,60$). Os valores mais altos encontram-se nas rochas mais diferenciadas do sienogranito Serra da Bateia e no sienogranito Serra da Queimada ($Fé\# = 0,68- 0,76$), sugerindo serem estes os magmas menos oxidados do conjunto estudado. Outro contraste importante é o conteúdo de $AlIV$, maior na biotita do sienogranito Serra da Queimada e do granito São Miguel Arcanjo que na do sienogranito Serra da Bateia.

A Figura 4.4 mostra os resultados obtidos para anfibólio em um diagrama $Fet/(Fet + Mg) \times Al(total)$. Anfibólio é um mineral máfico típico dos granitos metaluminosos sin-orogênicos do batólito Agudos Grandes, mas está praticamente ausente nos granitos tardi-orogênicos, onde ocorre apenas em corpos

lenticulares encontrados nos granitos Piedade e Serra dos Lopes. Nos granitos pós-orogênicos, está presente nas facies mais máficas dos plútons Serra da Batéia e São Miguel Arcanjo. Uma vez mais, os dados apresentados por Martins (2001) são usados para comparação.

Nota-se, também para os anfibólios, um aumento da razão $Fet/(Fet + Mg)$ conforme se passa dos tipos sin-orogênicos para os tardi- e finalmente para os pós-orogênicos, indicativo que condições progressivamente menos oxidantes.

A formulação de Anderson & Smith (1995) para o geobarômetro de Al em hornblenda foi aplicada por Martins (2001) para estimar a pressão de colocação dos granitos cálcio-alcálicos sin-orogênicos. Os resultados obtidos mostram que a variação no teor de Al responde principalmente à troca edenítica, sensível à temperatura, e que a profundidade de colocação desses granitos foi pouco variável ao longo de toda a metade oriental do batólito Agudos Grandes (3,5- 4,5 kbar).

Os teores de Al dos termos equigranulares presentes nos granitos tardi-orogênicos são da mesma ordem que os teores máximos encontrados nos granitos sin-orogênicos, e devem refletir temperaturas solidus relativamente altas ($>750^{\circ}C$), e pressões de cristalização semelhantes.

O caráter reduzido dos granitos pós-orogênicos inviabiliza a aplicação do geobarômetro de Al em hornblenda para essas rochas, pois, como demonstrado por Anderson & Smith (1995), anfibólios de granitos de tipo A, tipicamente com razões $Fet/(Fet + Mg)$ superiores a 0,65, tendem a fornecer valores superestimados de pressão.

Figura 4.3. - Diagrama de variações catiônicas para biotita de granitóides tardi a pós-orogênicos do batólito Agudos Grandes.

Figura 4.4. - Diagrama de variações catiônicas para anfibólio de granitóides tardi- a pós-orogênicos do batólito Agudos Grandes.

5. GEOCRONOLOGIA U-Pb

Um programa de datação geocronológica pelo método U-Pb foi desenvolvido em colaboração com o Prof. Larry Heaman, da Universidade de Alberta, Canadá, com vistas a determinar de maneira precisa a idade dos plútons graníticos estudados nesta tese. Os resultados aqui apresentados (Tabela 5.1 e Figura 5.1) são complementares àqueles desenvolvidos previamente por Janasi *et al.* (2001) (cf. Anexo A) e incluem, além dos plútons tardi- e pós-orogênicos, algumas amostras de gnaisses encaixantes e de tipos de granitos sin-orogênicos não analisados até então.

5.1. Rochas encaixantes

5.1.1. Granito Gnáissico Serra dos Lopes (amostra PD215)

Rochas granitóides fortemente foliadas ocorrem na forma de pequenos corpos lenticulares com espessuras de dezenas de metros, concordantes com a foliação de xistos e paragnaisses na borda oeste do granito Serra dos Lopes. São de coloração cinza-escura, porfiríticas, com abundante muscovita que reflete seu caráter peraluminoso ($A/CNK = 1,08$). Significativo, entretanto, é o alto conteúdo em Ba e Sr, que levou Campos Neto *et al.* (1990) a compará-las a shoshonitos.

A amostra estudada é um biotita granodiorito porfirítico (IC = 15) com forte foliação subsólida, e megacristais de feldspato alcalino destacados (1,5-2 cm) de aspecto euhedral, porém com recristalizações de borda (Foto 5.1).

Tabela 5.1 - Análises de geocronologia U-Pb para amostras de rochas granitóides do batólito Agudos Grandes.

Descrição	peso (µg)	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	TCPb (pg)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	%Disc
amostra PD215														
1 z, anh n/incl ylw trans 0.5A (5)	6	748	358	97	0,5	14	2281	0.1208±2	1.089±2	0.0654±1	735.1±1.2	747.9±1.1	786.2±1.9	6,9
2 m, anh n/incl frac ylw trans 0.6A (4)	46	2099	36278	1502	17,3	28	27688	0.1265±4	1.139±4	0.0653±0	767.9±2.5	771.8±1.9	783.2±1.2	2,1
3 m, anh n/incl ylw trans 0.5A (8)	38	2041	33194	1428	16,3	1294	488	0.1271±5	1.146±6	0.0654±2	771.4±3.0	775.6±2.9	787.6±6.8	2,2
4 z, 4:1 frags n/incl trans 0NM (4)	12	554	265	73	0,5	16	3247	0.1247±3	1.125±3	0.0654±1	757.5±1.4	765.3±1.2	788.1±1.7	4,1
amostra AG4														
1 z, s/euh eq pr incl lt ylw trans 3NM (6)	16	152	42	32	0,3	23	1201	0.1850±4	2.757±6	0.1081±1	1094.0±1.9	1343.9±1.6	1767.5±1.9	41,4
2 s, anh bm trans 0.6A (7)	52	35	85	7	2,4	83	158	0.1020±3	0.851±9	0.0605±6	626.1±1.8	625.2±4.8	621.9±21.8	-0,7
3 s, anh f/incl bm trans 0.8A (94)	607	32	48	7	1,5	1386	107	0.1011±3	0.854±14	0.0613±10	620.6±1.9	627.1±7.6	650.5±33.6	4,8
4 s, anh incl lt bm trans 0.8A (80)	554	27	47	5	1,8	1046	108	0.1004±3	0.800±13	0.0578±10	616.6±1.7	596.6±7.3	521.0±34.8	-19,3
amostra AG12														
1 z, 3:1 s/euh pr incl lt ylw trans 1.0A NM (13)	31	218	120	23	0,6	12	3416	0.0970±2	0.804±2	0.0601±1	596.5±1.0	599.0±1.0	608.4±1.8	2,0
2 z, 3:1 euh pr incl col trans 1.0A NM (4)	6	212	142	25	0,7	17	456	0.0960±2	0.789±4	0.0603±2	590.7±1.4	595.9±2.1	615.8±8.1	4,3
3 s, anh incl bm trans 0.6A (80)	591	83	347	19	4,2	1218	273	0.1017±2	0.865±5	0.0617±3	624.1±1.3	633.0±2.8	664.7±11.4	6,4
4 z, 3:1 euh pr incl col trans 1.0A NM (20)	31	217	123	23	0,6	13	3044	0.0964±2	0.802±2	0.0604±1	593.1±1.0	598.1±1.9	617.1±1.9	4,1
5 z, 3:1 euh pr col trans 1.0A NM (5)	6	363	177	39	0,5	25	553	0.0936±2	0.773±3	0.0599±2	576.6±1.1	581.4±1.9	600.3±7.7	4,1
amostra PD498														
1 m, anh n/incl ylw trans 0.5A (8)	63	467	21355	623	45,7	30	6291	0.1004±3	0.831±2	0.0600±1	616.8±1.7	614.0±1.3	603.3±2.3	-2,4
2 m, anh n/incl ylw trans 0.5A (17)	144	677	28175	820	41,6	247	2440	0.0980±2	0.809±2	0.0598±1	602.7±1.4	601.7±1.1	597.7±2.9	-0,9
3 m, anh n/incl ylw trans 0.5A (11)	68	604	26136	775	43,2	29	10000	0.1142±3	0.945±2	0.0601±0	679.0±1.6	675.7±1.3	605.3±1.4	-16,0
amostra PD2266														
1 m, anh n/incl ywl trans 0.5A (5)	46	436	12495	379	28,7	18	6952	0.0983±3	0.813±2	0.0600±1	604.5±1.9	604.2±1.3	603.3±4.4	-0,2
2 m, anh n/incl ylw trans 0.5A (21)	156	949	28245	856	29,8	162	5812	0.1011±3	0.836±3	0.0600±1	620.7±2.0	617.0±1.6	603.5±1.8	-3,0
amostra PD2154														
1 m, anh n/incl ylw trans 0.5A (5)	48	116	2795	85	24,2	17	2030	0.0964±3	0.795±2	0.0598±2	593.2±1.8	594.1±1.2	597.4±1.2	0,7
2 m, anh n/incl ylw trans 0.5A (93)	542	457	30134	857	66,0	699	2220	0.0994±7	0.821±6	0.0599±1	610.7±4.0	608.5±3.2	600.3±2	-1,8
amostra SMA3														
1 z, 2:1 euh pr incl col trans 0NM (12)	19	77	52	8	0,7	3	2661	0.0899±2	0.736±2	0.0593±1	555.2±0.9	559.8±1.2	578.6±4.1	4,2
2 z, 2:1 euh pr col trans 0NM (3)	4	67	52	11	0,8	19	97	0.0864±3	0.722±15	0.0606±12	534.3±1.6	552.0±8.9	625.9±43.3	15,3
3 s, anh dk bm trans 0.8M (80)	663	149	269	22	1,8	1075	587	0.0987±5	0.825±3	0.0607±3	606.7±3.0	610.9±1.7	626.7±12.0	3,3
4 z, 2:1 euh pr incl col trans 0 NM (5)	113	323	204	36	0,6	51	416	0.0891±2	0.730±3	0.0594±3	550.3±1.0	556.5±2.1	582.2±9.1	5,7
amostra CB3														
1 z, euh eq pr incl ylw trans 2M (6)	10	118	59	11	0,5	9	708	0.0818±2	0.675±3	0.0599±2	506.9±0.9	523.9±1.5	598.6±6.7	15,9
2 z, euh eq pr ylw trans n/incl 2NM (5)	5	476	116	43	0,2	5	2715	0.0919±2	0.755±2	0.0596±1	566.9±1.0	571.0±1.1	587.4±3.3	3,7
3 m, anh ylw trans n/incl 0.5A (50)	326	1875	50266	1510	26,8	157	26206	0.1075±4	0.882±3	0.0595±0	658.3±2.2	642.3±1.7	586.5±1.1	-12,9
4 z, euh 3:1 s/incl trans 2NM (5)	8	175	95	14	0,5	5	1277	0.0737±2	0.605±2	0.0595±2	458.4±0.9	480.1±1.4	585.4±6.2	22,5
5 z, 2:1 euh pr incl col trans 2NM (5)	8	173	89	15	0,5	6	1050	0.0768±1	0.629±2	0.0595±2	476.9±0.8	495.8±1.4	583.8±6.0	19,0

Tabela 5.1 - Análises de geocronologia U-Pb para amostras de rochas granitóides do batólito Agudos Grandes (continuação).

Descrição	peso (µg)	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	TCPb (pg)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	%Disc
amostra PD15A														
1 z, abr incl 0NM (8)	16	351	98	77	0,3	11	6783	0.2129±4	2.929±6	0.0998±1	1244.5±2.0	1389.4±1.5	1619.5±1.1	25,4
2 m, anh n/incl ylw trans 0.6A (16)	83	1644	31778	1000	19,3	51	16414	0.0982±3	0.809±3	0.0598±0	603.6±1.7	602.0±1.4	595.9±1.2	-1,4
3 z, 2:1 s/res pr incl 0NM (8)	15	657	182	89	0,3	13	6411	0.1331±3	1.428±3	0.0778±1	805.6±1.5	900.6±1.3	1141.5±1.3	31,3
4 z, abr incl col 0NM (7)	6	132	31	17	0,2	3	2369	0.1318±2	1.335±4	0.0734±1	798.4±1.4	861.1±1.6	1026.2±3.9	23,6
amostra B1														
1 z, 3:1 res incl col trans (21)	49	120	65	12	0,5	21	1559	0.0878±2	0.780±2	0.0645±1	542.3±0.9	585.7±1.0	757.9±2.4	29,7
amostra PD1612														
1 z, 3:1 res pr incl col trans 15NM (18)	26	311	146	32	0,5	10	5184	0.0992±2	0.825±2	0.0603±0	609.4±1.0	610.7±0.9	615.3±1.5	1,0

Simbologia:

z, zircão; m, monazita; s, titanita; anh, anedral; euh, eudral; eq, equidimensional; pr, prismático; incl, inclusões; n/incl, sem inclusões; ylw, amarelo; brn, branco; trans, transparente; abr, abradado; frags, fragmentos; frac, fratura; lt, leve; col, incolor; dk, dark; res, reabsorção; s/res, sinais de reabsorção.

Figura 5.1. - Diagramas concórdia com as regressões obtidas e idades para os granitóides tardi- a pós-orogênicos.

Os grãos de zircão obtidos desta amostra são alongados (4:1), transparentes e com baixo conteúdo de inclusões (Fotos 5.2 e 5.5). Duas frações multi-grão foram analisadas e se revelaram moderadamente discordantes, mas com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ idênticas e com baixo erro ($787,6 \pm 6,8$ Ma e $788,1 \pm 1,7$ Ma).

Os cristais de monazita são amarelos, translúcidos, subarredondados a xenomórficos, sem inclusões. Duas frações multi-grão de monazita (fotos 5.3 e 5.4) são um pouco menos discordantes, e têm idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ligeiramente mais baixas ($786,2 \pm 1,9$ Ma e $783,2 \pm 1,2$ Ma). Embora não exista superposição, dentro do erro, entre as idades de zircão e de uma das idades de monazita, não é claro se a diferença observada tem significado geológico. Uma possibilidade seria que as idades mais jovens mostradas pela monazita refletem sua menor temperatura de fechamento. Uma regressão linear das quatro frações analisadas resultou em um intercepto superior a $783,6 \pm 3,8$ Ma e inferior a -82 ± 124 Ma, com MSWD de 1,6 (Figura 5.1f). Forçando a zero, esta idade é de $785,6 \pm 5,4$ Ma, com um aumento no valor de MSWD para 2,5. Levando-se em conta apenas as duas frações de zircão gerou-se um intercepto superior a 790 ± 10 Ma e inferior a 62 ± 185 Ma. Forçando a zero, este valor diminuiu para $787,6 \pm 2,4$ Ma, com MSWD de 0,4. Para as frações de monazitas, uma regressão linear forçada a zero fornece a idade de $784,2 \pm 2,0$ Ma, com MSWD de 0,18; o erro tende a ser bem mais significativo se a regressão não é forçada.

Como inexistem evidências de herança magmática, interpreta-se a idade obtida para os cristais de zircão ($787,6 \pm 2,4$ Ma), forçada a zero, como a melhor estimativa para a cristalização magmática desse ortogneisse.

Foto 5.1 – Granodiorito porfirítico com forte foliação (“granito gnáissico” Serra dos Lopes, amostra PD215, utilizada na geocronologia U-Pb).

Foto 5.2 – Zircões límpidos com extremidades arredondadas do granito gnáissico Serra dos Lopes (amostra PD215, fração #1). Aumento 80 x.

Foto 5.3 – Cristais de monazita do granito gnáissico Serra dos Lopes (amostra PD215, fração #2). Aumento 100 x.

Foto 5.4 – Monazitas subarredondadas do granito gnáissico Serra dos Lopes (amostra PD215, fração #3). Aumento 80 x.

Foto 5.5 – Fragmentos de cristais límpidos e alongados de zircão. Granito Gnáissico Serra dos Lopes (amostra PD215, fração #4). Aumento 100x.

5.1.2. “Migmatito” (amostra PD15A)

No afloramento PD15, situado na área urbana da cidade de Piedade, ocorrem rochas “migmatíticas”, formadas pela alternância de bandas escuras com 3-6 cm de quartzo-muscovita-biotita xistos/gnaisses, concordantes a bandas claras de granito branco hololeucocrático não foliado (leucogranito). Lentes descontínuas, decimétricas, de rocha cálcio-silicática aparecem localmente nas bandas escuras.

A amostra selecionada para análise corresponde à rocha mista de leucogranito não foliado + máfica xistosa foliada (foto 5.6). Os minerais pesados de interesse obtidos consistiram em zircão e monazita. Os grãos de zircão escolhidos são prismáticos, com comprimento/largura de 2:1, terminações piramidais, e com presença de núcleos subarredondados que sugeriam serem estes componentes mais antigos que serviram como germes de nucleação mais jovem. As monazitas são amarelas, subarredondadas, translúcidas a transparentes, sem fraturamento e isentas de inclusão.

Uma fração de monazita (foto 5.8) forneceu idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $595,9 \pm 1,2$ Ma, com pequena discordância reversa de -1,4 %, interpretada como a idade de cristalização magmática. A composição química do leucogranito em separado revelou semelhanças composicionais com a de granitos tardi-orogênicos peraluminosos (cf. capítulos 6 e 7), de modo que ele poderia corresponder a material injetado de mesma idade.

As determinações isotópicas U-Pb em cristais de zircão forneceram resultados fortemente discordantes (24-31%; Tabela 5.1), que refletem eventos mais antigos. Núcleos de cristais abradados (foto 5.7) resultaram em idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1619,5 \pm 1,1$ (fração #1, rica em inclusões e fraturas) e $1026,2 \pm 3,9$ Ma (fração # 4, límpida, sem fraturas). Uma fração não submetida a abrasão, com

Foto 5.6 – “Migmatito” da extremidade leste do granito Piedade (amostra PD15A, utilizada na geocronologia U-Pb).

Foto 5.7 – Frações de cristais abradados de zircão do “migmatito” Piedade (amostra PD15A). A fração #1 identificada na figura é rica em fraturas e inclusões. A fração #3, também identificada, contém inclusões pequenas a ausentes. Aumento 20 x.

Foto 5.8 – Cristais límpidos de monazita do “migmatito” Piedade (amostra PD15A, fração #2). Aumento 80x.

aspecto de reabsorção em suas extremidades resultou numa idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1141,5 \pm 1,3$ Ma.

5.2. Magmatismo sin-orogênico

Janasi *et al.* (2001) apresentaram idades coincidentes, de $610 \pm 1-2$ Ma, para diferentes tipos de granitos sin-orogênicos do batólito Agudos Grandes: o maciço Ibiúna, formado por hornblenda-biotita granitos porfiríticos (tipo petrográfico mais abundante no batólito) e o maciço Turvo, uma pequeno corpo de leucogranito peraluminoso intrusivo no tipo anterior.

Neste trabalho, foram datadas amostras adicionais de hornblenda-biotita granitos porfiríticos, constituintes de outros plútons, com o objetivo de definir melhor a idade e a duração do período sin-orogênico no batólito.

5.2.1. Granito Serra dos Agudos Grandes (amostras AG4 e AG12)

Foram selecionadas para datação U-Pb duas amostras do maciço Serra dos Agudos Grandes, em vista de terem sido observados contrastes petrográficos e geoquímicos importantes entre as porções norte e sul do maciço (Leite *et al.*, em preparação).

As amostras estudadas (AG12 e AG4, Fotos 5.9 e 5.14, respectivamente) são biotita monzogranitos portadores de hornblenda, porfiríticos, IC ~ 8 , de foliação pouco pronunciada. Quartzo preserva aspecto intersticial, uma feição também exibida pelas bordas de feldspato alcalino.

A amostra da porção sul do maciço (AG12) apresenta cristais de zircão homogêneos na forma de prismas alongados, normalmente límpidos ou com poucas inclusões (Fotos 5.10, 5.11 e 5.13). Todas as frações analisadas são moderadamente discordantes (Tabela 5.1). As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variam entre 600 e 617 Ma; os resultados mais altos podem incorporar um componente herdado, à semelhança do que foi observado para o maciço Ibiúna (Janasi *et al.*, 2001). A idade Pb-Pb de $608,4 \pm 1,8$ Ma, obtida com elevada precisão, é apenas 2% discordante, e é considerada a melhor estimativa para a cristalização desta amostra. A idade de $600,3 \pm 7,7$ Ma, embora seja a mais jovem, revela um erro mais significativo que a anterior, assim como discordância mais elevada (4,1 %).

A amostra da porção norte do maciço (AG4) tem cristais de zircão bastante heterogêneos, ricos em inclusões; cristais alongados como os encontrados em AG12 são praticamente ausentes. Os únicos cristais datados são curtos e largos, transparentes (Foto 5.15). O resultado obtido mostra forte discordância, e representa um componente herdado, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1768 ± 2 Ma.

Foram também datados cristais de titanita (Fotos 5.12, 5.16, 5.17 e 5.18) de ambas as amostras. Exceto em um caso, os cristais estudados mostram elevado teor de Pb comum (> 1000 pg), o que torna o modelo de correção para Pb inicial crítico para a obtenção de idades confiáveis. Embora os resultados analíticos sejam em todos os casos imprecisos (em vista das baixas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 100 e 270) e por vezes claramente discordantes, nota-se que as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ das quatro frações analisadas são bastante semelhantes (617-626 Ma).

5.2.2. Granito Tapiraí (amostra PD1612)

Foi analisada apenas uma fração de zircão da amostra PD1612, um biotita monzogranito porfirítico, IC 8-9 levemente foliado do maciço Tapiraí (Foto 5.19). Os cristais de zircão são bastante semelhantes aos da amostra AG12, de formatos alongados (comprimento : largura de 3:1) e normalmente livres de inclusões (Foto 5.20). O resultado obtido é praticamente concordante, e bastante preciso, de modo que a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida pode ser interpretada preliminarmente como a idade de cristalização deste maciço ($615,3 \pm 1,5$ Ma).

5.2.3. Gnaiss Butantã (amostra B1)

O Gnaiss Butantã (Coutinho, 1972) corresponde a um hornblenda-biotita augen gnaiss granítico extremamente foliado, com elevado IC (~15) (Foto 5.21), considerado um equivalente deformado dos granitos sin-orogênicos do batólito Agudos Grandes. Os cristais de zircão separados são homogêneos, transparentes, prismáticos com proporção comprimento : largura de 5:1, e extremidades reabsorvidas (Foto 5.22). A única fração de zircão analisada é fortemente discordante, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $757,9 \pm 2,4$ Ma. O caráter discordante e a possibilidade de existir herança isotópica importante inviabilizam interpretações sobre o significado deste resultado no momento.

Foto 5.9 - Monzogranito da porção sul do granito Serra dos Agudos Grandes (amostra AG12, utilizada na geocronologia U-Pb).

Foto 5.10 - Cristais de zircão alongados. Porção sul do granito Serra dos Agudos Grandes (amostra AG12, fração #1). Aumento 100 x.

Foto 5.11 - Cristais de zircão alongados e límpidos. Porção sul do granito Serra dos Agudos Grandes (amostra AG12, fração #2). Aumento 100 x.

Foto 5.12 - Fração multi-grão de titanita. Parte sul do granito Serra dos Agudos Grandes (amostra AG12, fração #3). Aumento 30 x.

Foto 5.13 - Fração multi-grão de zircão alongado e límpido. Porção sul do granito Serra dos Agudos Grandes (amostra AG12, fração #4). Aumento 80x.

Foto 5.14 - Detalhe do monzogranito da porção norte do granito Serra dos Agudos Grandes (amostra AG4, utilizada na geocronologia U-Pb).

Foto 5.15 - Zircões equidimensionais da parte norte do granito Serra dos Agudos Grandes. (amostra AG4, fração #1). Aumento 100 x.

Foto 5.16 - Cristais de titanita da parte norte do granito Serra dos Agudos Grandes (amostra AG4, fração #2). Aumento 80 x.

Foto 5.17 - Fração multi-grão de titanita da parte norte do granito Serra dos Agudos Grandes. (amostra AG4, fração #3). Aumento 30 x

Foto 5.18 - Fração multi-grão de titanita da parte norte do granito Serra dos Agudos Grandes. (amostra AG4, fração #4). Aumento 30 x.

Foto 5.19 - Detalhe do monzogranito Tapiraí (amostra PD1612, utilizada na geocronologia U-Pb).

Foto 5.20 - Fração de cristais alongados do granito Tapiraí (amostra PD1612). Aumento 80 x.

Foto 5.21 - Granodiorito foliado conhecido como Gnaiss Butantã, junto ao Hospital das Clínicas, Cidade Universitária, USP (amostra B1, utilizada na geocronologia U-Pb).

Foto 5.22 - Cristais de zircão com poucas inclusões e extremidades arredondadas do Gnaiss Butantã. Amostra B1. Aumento 80 x.

5.3. Magmatismo tardi-orogênico

O único dos plútons tardi-orogênicos datado previamente a este trabalho é o granito Piedade. Desta forma, foram datadas as três outras ocorrências tardi-orogênicas mais importantes, com o objetivo de definir sua idade absoluta e testar a possibilidade de existir uma progressão do magmatismo no sentido oeste, como sugerido pelas relações geológicas.

O zircão das amostras estudadas é geralmente pouco límpido, rico em inclusões, mostra ampla diversidade tipológica e muitas vezes exhibe núcleos subarredondados que parecem herdados, seja da fonte de magma, seja das rochas encaixantes. Em vista disto, e considerando tratar-se de magmas de baixa temperatura, optou-se por escolher para datação U-Pb cristais de monazita, que são encontrados em todos os plútons de interesse, de afinidade peraluminosa.

5.3.1. Granito Piedade

Três datações U-Pb obtidas em rochas de diferentes unidades determinaram a sua idade em 600-605 Ma (Janasi *et al.*, 2001; Anexo A). A existência de herança, como verificada através das análises das frações de zircão, foi uma dificuldade freqüente na definição da idade magmática deste granito, com as frações de zircão alcançando com freqüência idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ acima de 700 Ma.

A idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 600 ± 2 Ma obtida em monazita de um monzogranito porfirítico da unidade BmgM, foi considerada a melhor estimativa para a cristalização magmática do granito Piedade (Janasi *et al.* (2001), já que os cristais mostraram-se isentos de herança, e a temperatura de pico de metamorfismo na região é prévia às intrusões dos corpos granitóides. As outras duas unidades principais do granito Piedade foram também datadas, e forneceram idades U-Pb em

zircão (604 ± 8 Ma, unidade central BmgT) ou zircão e monazita (605 ± 7 Ma, unidade fêlsica Bmg) menos precisas, porém idênticas, dentro da incerteza, mostrando serem todas contemporâneas.

5.3.2. Granito Roseira (amostra PD498)

A amostra analisada é um biotita monzogranito de granulação grossa, IC 8, pouco foliado, do núcleo do corpo (Foto 5.23).

Os cristais de monazita mostraram-se em tonalidades de amarelo, transparentes e límpidos de inclusões a olho nu, desenvolvendo formatos subarredondados a xenomórficos, muitas vezes com facetas devido à quebra mecânica durante a britagem, e com dimensões entre 0,3 e 0,6 mm (Fotos 5.24 e 5.25). Foram datadas três frações, todas elas com razões Th/U em torno de 40-45 (Tabela 5.1). Discordância reversa, por vezes extrema (fração # 3) é observada em todos os casos. Para a regressão em diagrama concórdia foram escolhidas as duas primeiras frações, já que a utilização da terceira resulta em incerteza muito elevada. A regressão forçada a zero gerou a idade de $602,0 \pm 12,0$ Ma, com erro relativamente alto, assim como um elevado MSWD de 2,3 (Figura 5.1a). A idade interpretada como de cristalização magmática, entretanto, é a da primeira fração analisada, que se mostra praticamente concordante, e que resultou em $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $597,7 \pm 2,9$ Ma.

5.3.3. Granito Serra dos Lopes (amostra PD2266)

A amostra estudada é um muscovita-biotita monzogranito inequigranular médio pouco foliado, IC 6-7, que ocorre na unidade central do corpo intrusivo (Foto 5.26).

Os cristais de monazita são predominantemente anédricos, amarelos, transparentes, livres de inclusões. As duas frações analisadas (Fotos 5.27 e 5.28) mostram razões Th/U semelhantes, em torno de 30 (Tabela 5.1). Uma delas é concordante a $603,3 \pm 4,4$ Ma; a outra mostra discordância reversa (-3%), mas a mesma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A regressão forçada a zero em diagrama concórdia para as duas frações analisadas definiu idade de $602,7 \pm 3,5$ Ma com MSWD de 0,01 (Figura 5.1c). Esta idade é idêntica àquela obtida para a fração concordante, mas como um componente de herança poderia estar presente na fração #2 (cf. discussão no item 5.4), consideramos a idade da fração #1 ($603,3 \pm 4,4$ Ma) a melhor estimativa para a idade de cristalização do maciço Serra dos Lopes.

5.3.4. Granito Pilar do Sul (amostra PD2154)

A amostra selecionada para datação é um muscovita-biotita monzogranito equi- a inequigranular médio a fino, IC 5-6, de estrutura maciça, que ocorre na porção central deste plúton (Foto 5.29).

As duas frações escolhidas para análise são de cristais anédricos, amarelos, livres de inclusões e transparentes (Fotos 5.30 e 5.31). Uma delas mostra discordância normal (fração # 1), enquanto a outra, mais rica em Th e com razão Th/U significativamente mais alta, tem discordância reversa (fração # 2). As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, contudo, são praticamente idênticas (597 ± 1 e 600 ± 2 Ma). Uma regressão forçada a zero destes dados gerou idade de $599,7 \pm 3,7$ Ma, com MSWD de 0,36 (Figura 5.1e), interpretada como a melhor estimativa para a idade do granito Pilar do Sul.

Foto 5.23 - Monzogranito porfiróide da parte central do granito Roseira (amostra PD498, utilizada na geocronologia U-Pb).

Foto 5.24 - Cristais de monazitas do granito Roseira (amostra PD498, fração #1). Aumento 80x.

Foto 5.25 - Cristais de monazita do granito Roseira (amostra PD498, fração #2). Aumento 80x.

Foto 5.26 - Monzogranito inequigranular médio da parte central do granito Serra dos Lopes (amostra PD2266, utilizada na geocronologia U-Pb).

Foto 5.27 - Cristais de monazita do granito Serra dos Lopes (amostra PD2266, fração #1). Aumento 80 x

Foto 5.28 - Cristais de monazita do granito Serra dos Lopes (amostra PD2266, fração #2). Aumento 80 x.

Foto 5.29 – Monzogranito equigranular fino. Granito Pilar do Sul (amostra PD2154, utilizada na geocronologia U-Pb).

Foto 5.30 – Monazitas do granito Pilar do Sul (amostra PD2154, fração #1). Aumento 80 x.

Foto 5.31 – Fração multi-grão de monazita. Granito Pilar do Sul (amostra PD2154, fração #2). Aumento 30 x.

5.4. Magmatismo pós-orogênico

5.4.1. Granitos Serra da Bateia e Serra da Queimada

O granito Serra da Batéia foi previamente datado por Janasi *et al.* (2001), que obtiveram a idade de 565 ± 8 Ma a partir da regressão de cinco frações de zircão, todas isentas de herança isotópica.

O granito Serra da Queimada não foi datado. Estima-se que tenha a mesma idade que o granito Serra da Batéia em vista de constituir uma ocorrência satélite com claras semelhanças estruturais, petrográficas e geoquímicas.

5.4.2. Granito São Miguel Arcanjo (amostra SMA3)

A rocha estudada é um hornblenda-biotita monzogranito porfirítico de matriz média, IC 8, levemente foliado (Foto 5.32).

Os cristais de zircão desta amostra são geralmente prismas curtos com razão comprimento/largura de 2:1 a 3:1, com terminações piramidais, em parte subarredondadas em seus ápices.

Duas frações de zircão (Fotos 5.33 e 5.36) são moderadamente discordantes (~5%), e têm idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ similares. Em diagrama concórdia, a regressão forçada a zero dessas frações resultou em idade de $581,2 \pm 7,5$ Ma, com MSWD de 0,03, interpretada como de cristalização magmática (Figura 5.1b). A adição da fração # 2 (Foto 5.34), com razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muito baixa, à regressão, resultou em elevada imprecisão, e foi descartada.

Foi também datada uma fração de titanita (Foto 5.35), que mostrou elevado conteúdo de Pb comum (1075 pg). A razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtida é elevada para esse mineral, mas a imprecisão na idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é alta (627 ± 12 Ma). A fração é pouco discordante, e também as idades U-Pb são um pouco mais antigas que a idade do zircão, o que parece refletir a presença de herança isotópica na titanita.

5.4.3. Sienogranito Capão Bonito (amostra CB3)

A amostra selecionada foi um biotita sienogranito, IC 4-5, de granulação grossa, não foliado, com textura magmática bem preservada, retirada de uma pedreira ativa na porção sudoeste a partir da cidade de Capão Bonito (Foto 5.37).

Os grãos de zircão são usualmente prismáticos, equidimensionais, com freqüentes inclusões em conteúdos variáveis (Fotos 5.38, 5.39, 5.41 e 5.42). Monazita é um mineral acessório abundante na fração de minerais pesados e foi também utilizada para datação (Foto 5.40).

Todas as frações de zircão analisadas mostram importante perda de chumbo, resultando em discordâncias moderadas a muito fortes (4-22 %). Uma delas (fração # 1, Foto 5.38) mostra idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mais elevada que as demais ($598,6 \pm 6,7$ Ma). Os cristais desta fração são ricos em inclusões, o que se reflete em uma razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mais baixa que a das demais frações. Uma fração multi-grão de monazita (Foto 5.40) tem discordância reversa acentuada (-14%), mas idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $586,4 \pm 1,1$ Ma, similar à de três frações de zircão. Em diagrama concórdia, uma regressão utilizando as quatro frações com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ semelhantes resultou num intercepto superior a $585,6 \pm 2,5$ Ma, e inferior a 3 ± 24 Ma, com MSWD de 0,72 (Figura 5.1d). A regressão incluindo

também a fração # 1 não ocasionou mudança significativa da idade (intercepto superior a $586,2 \pm 2,3$ Ma e inferior a -4 ± 23 Ma), e apenas um ligeiro aumento do MSWD (1,5), e é assumida como a melhor estimativa para a idade de cristalização do sienogranito Capão Bonito.

A perda importante de chumbo em zircão como verificada pela freqüente discordância observada deve ser o resultado de atividades hidrotermais pós-magmáticas. Efeitos de metamorfismo regional estão descartados devido à rocha ser praticamente isotrópica e não haver sinais de transformações texturais.

A fração de monazita com forte discordância reversa sugere, a princípio, que um excesso de ^{206}Pb pode estar relacionado por decaimento radiativo à incorporação de ^{230}Th , como pode ocorrer com as monazitas dos granitos tardi-orogênicos (seção 6.36). Por outro lado, atividade hidrotermal poderia ser um mecanismo atuante de lixiviação de U do zircão e conseqüentemente gerar um aumento da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Um estudo químico de monazitas do sienogranito Capão Bonito através do uso de microsonda eletrônica seria fundamental na melhor compreensão do comportamento deste mineral frente ao magma granítico e a possíveis processos hidrotermais tardios.

5.5. Discussão

5.5.1. A idade das rochas encaixantes do batólito Agudos Grandes

A idade das rochas encaixantes do batólito Agudos Grandes, em geral atribuídas ao Complexo Embu, ainda é pouco conhecida. Aparentemente, rochas do embasamento gnáissico Arqueano-Paleoproterozóico identificado na região de São José dos Campos (Tassinari, 1988, Babinski, 1989) não se encontram expostas na região, mas a herança isotópica observada em cristais de zircão de

Foto 5.32 – Monzogranito São Miguel Arcanjo (amostra SMA3, utilizada na geocronologia U-Pb).

Foto 5.33 - Zircões ricos em inclusões do granito São Miguel Arcanjo (amostra SMA3, fração #1). Aumento 70 x.

Foto 5.34 – Zircões límpidos do granito São Miguel Arcanjo (amostra SMA3, fração #2). Aumento 100 x.

Foto 5.35 – Fração multi-grão de titanita. Granito São Miguel Arcanjo (amostra SMA3, fração #3). Aumento 30 x.

Foto 5.36 - Zircões com algumas inclusões do granito São Miguel Arcanjo (amostra SMA3, fração #4). Aumento 100 x.

Foto 5.37 - Sienogranito Capão Bonito (amostra CB3, utilizada na geocronologia U-Pb).

Foto 5.38 - Cristais equidimensionais com inclusões. Sienogranito Capão Bonito (amostra CB3, fração #1). Aumento 100 x.

Foto 5.39 - Cristais eudrais, equidimensionais, com ausência de inclusões. Sienogranito Capão Bonito (amostra CB3, fração #2). Aumento 120 x.

Foto 5.40 - Fração multi-grão de monazita. Sienogranito Capão Bonito (amostra CB3, fração #3). Aumento 30 x.

Foto 5.41 - Cristais de zircão com poucas inclusões. Sienogranito Capão Bonito (amostra CB3, fração #4). Aumento 80 x.

Foto 5.42 - Cristais de zircão límpidos com extremidades piramidais. Sienogranito Capão Bonito (amostra CB3, fração #5). Aumento 80 x.

granitos sin- e tardi-orogênicos (Janasi *et al.*, 2001), bem como a sua assinatura de Nd (cf. capítulo 7) sugerem que rochas similares estão presentes em profundidade.

Datações Rb-Sr de mica-xistos apresentadas por Vieira e Tassinari (1988) sugerem idade de ~750 Ma para o metamorfismo regional. Mais recentemente, cristais de monazita dessas mesmas rochas metamórficas foram datados por Vlach (inédito), que obteve valores da ordem de 790 Ma, interpretados como a idade do metamorfismo.

A sedimentação das sequências supracrustais da região deve ser portanto mais antiga que essa idade, e não existem até o momento evidências seguras de metamorfismo regional mais jovem. A idade de ~600 Ma obtida em monazita da amostra de migmatito aqui datada (PD15A) é idêntica à dos granitos tardi-orogênicos, sugerindo que o leucossoma pode corresponder a uma injeção desses corpos. As idades dos grãos de zircão dessa mesma amostra (idades mínimas de 1026 e 1620 Ma) são de difícil interpretação, em vista da forte discordância e do seu próprio caráter heterogêneo, e podem refletir características da área-fonte dos metassedimentos.

A idade de cristalização magmática de 788 ± 2 Ma obtida no granito gnáissico (amostra PD215) indica, pela primeira vez, a existência de eventos magmáticos anteriores ao magmatismo principal no batólito Agudos Grandes. Cordani *et al.* (2000, 2002) encontraram, na região de São Lourenço da Serra, idade U-Pb por SHRIMP em zircão de caráter magmático de 811 ± 13 Ma para rocha ortognaissica do Complexo Embu, com foliação milonítica, composta por quartzo diorito e leucogranito, este último com bandamento que sugere uma estrutura migmatítica. Com idade isocrônica de 821 ± 68 Ma e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,719 \pm 0,005$, esta rocha foi interpretada como associada a um magmatismo derivado de protolito crustal, e relacionada a um arco magmático no Neoproterozóico inferior. Vlach (2001) obteve idades U-Th-Pb_T próximas a 790 Ma por EPMA em monazita e xenotima de biotita ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, interpretados como

intrusões peraluminosas sin-orogênicas, aflorantes nas proximidades da represa Paraibuna, a sul de São José dos Campos.

O ortognaisse estudado no presente trabalho ocorre como lentes concordantes em xistos e paragnaisses em região de transição de grau metamórfico, de E para W, para metapelitos. As idades U-Pb obtidas corroboram a geração de um magmatismo precoce durante as fases iniciais do ciclo brasileiro no Neoproterozóico. Entretanto, consideramos ainda precoce uma afirmação sobre se estas rochas mostram algum tipo de associação com ambiente de arco magmático, como é admitido por Cerdani *et al.* (2002) para as rochas de São Lourenço da Serra, em vista de seu caráter químico peculiar (rocha cálcio-alcálica potássica e peraluminosa), e da ausência de um maior volume de dados.

5.5.2. A idade do magmatismo sin-orogênico

As idades U-Pb em zircão aqui obtidas reiteram os resultados apresentados por Janasi *et al.* (2001) para o magmatismo sin-orogênico, confirmando que o maior volume do batólito Agudos Grandes foi gerado em curto intervalo de tempo, em torno de 610-615 Ma. A presença de abundante herança isotópica nos cristais de zircão é fator que gera dificuldades na obtenção de idades confiáveis na maioria das amostras.

5.5.3. O magmatismo tardi-orogênico: idades U-Pb de monazita

5.5.3.1. Texturas e quimismo das monazitas dos granitos tardi-orogênicos

Alguns aspectos petrográficos e químicos observados nas monazitas dos granitos tardi-orogênicos merecem consideração, pois podem

fornecer informações importantes para as idades obtidas com o estudo geocronológico U-Pb deste mineral, assim como contribuir para o entendimento da petrogênese desses corpos plutônicos.

Inclusões de monazita em biotita são comuns nos granitóides peraluminosos do batólito Agudos Grandes e provavelmente a assimilação de rochas xistosas ricas em biotita e com importante conteúdo em inclusões de monazita deve ter sido efetivamente comum nos diferentes plútons peraluminosos estudados. O caráter “encapsulado” da monazita, neste caso, deve ter sido portanto um aspecto bastante comum e assim a difusibilidade de Pb pode ter sido inibida em muitos grãos de monazita pela característica refratária da biotita e, neste caso, ausência de contato direto com temperaturas mais elevadas que pudessem acarretar em um reequilíbrio isotópico.

Outro mineral bastante comum associado à monazita é a allanita, na forma de sobrecrecimentos tardios. Monazita proveniente de rocha encaixante metasedimentar, principalmente, quando incorporada por granitos de afinidade metaluminosa pode sofrer total dissolução ou mesmo corrosão parcial com subsequente sobre cristalização de allanita. A preservação de monazita corroída como núcleo em allanita também poderia explicar a presença de idades relativamente mais antigas em relação à idade de geração do magma.

Por outro lado, a relação entre monazita e allanita pode ser erroneamente interpretada quando ocorre mistura de magmas. Quando granitos peraluminosos com cristalização de monazita diretamente a partir do magma sofrem processos de mistura com magma básico, corrosão de monazita e sobrecrecimento de allanita também pode ocorrer, gerando aspecto semelhante ao que foi exposto acima, quando granitos metaluminosos são contaminados por metasedimentos. No caso de mistura de magmas, a monazita registraria apenas a idade de cristalização magmática. Situações ainda mais complexas podem ser esperadas no quadro evolutivo de minerais que são utilizados na geocronologia U-Pb e muitas vezes a

química detalhada destes minerais através de microsonda eletrônica ajudaria a uma melhor compreensão da assembléia mineralógica presente e suas variações composicionais.

No trabalho de Janasi *et al.* (2001), as datações realizadas em duas frações de monazitas da unidade intermediária do **granito Piedade**, composta por granitos inequigranulares róseos, geraram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ no intervalo 680-690 Ma, interpretadas como relacionadas a herança. Nesta unidade, apenas uma fração de monazitas resultou em idade de 605 ± 7 Ma. Na borda máfica deste plúton, entretanto, quatro frações de monazitas resultaram em idades concordantes em torno de 600 Ma.

Leite *et al.* (Anexo B) sugerem que a assimilação de metassedimentos (portadores de monazita) por magmas básicos em níveis profundos da crosta é a melhor explicação para o caráter peraluminoso da unidade de borda deste corpo. Temperaturas provavelmente mais elevadas ou próximas às de difusão de Pb em monazita foram alcançadas na unidade borda do granito Piedade, o que sugere um reequilíbrio de monazitas pré-cristalizadas mais eficaz nesta porção. Já na parte intermediária do granito Piedade, alguma assimilação de componente portador de monazita deve ter ocorrido abaixo da temperatura de fechamento isotópico deste mineral.

Nos **granitos Roseira, Serra dos Lopes e Pilar do Sul**, foram obtidas idades U-Pb em monazita com discordância reversa.

No caso do **granito Serra dos Lopes**, monazitas corroídas e envolvidas por allanitas são muito frequentes, o que poderia justificar a preservação de núcleos herdados como material residual a partir do processo de consumo por um magma granítico metaluminoso. A cristalização com sobreposição de allanita poderia, assim, ter evitado que a monazita tivesse a sua completa dissolução. Há, entretanto, algumas evidências de mistura de magmas, na borda leste desse granito, onde se observam *schlieren*, enclaves ígneos elípticos e mesmo uma pequena

ocorrência de granitóide portador de hornblenda e epidoto magmático. É possível, portanto que a cristalização de allanita sobre monazita esteja relacionada a este processo.

No granito Pilar do Sul, as razões Th/U das duas frações de monazita analisadas são bastante distintas (24 e 66). Um progressivo decréscimo nas razões Th/U de leste para oeste é sugestivo a partir do granito Roseira, seguido por Serra dos Lopes, com valores variáveis de 42-46 a 29-30, respectivamente (cf. Tabela 5.1). Neste contexto, o valor encontrado mais baixo de uma das frações do granito Pilar do Sul poderia constituir parte de tal tendência, uma vez que este é o plúton mais diferenciado entre os demais, e uma tendência de diminuição de Th/U é observada na geoquímica de rochas nessa mesma sequência (cf. capítulo 6). Nesse contexto, o o valor de Th/U de 66 da segunda fração de monazita do granito Pilar do Sul parece anômalo, e poderia refletir herança.

5.5.3.2. Discordância reversa em monazitas: um sumário das hipóteses

Discordância reversa, um fenômeno relativamente comum na datação U-Pb de monazita, é observada em várias das frações datadas neste estudo. Diversos processos podem responder pelo excesso de Pb radiogênico, entre eles a incorporação de ^{230}Th (Schärer, 1984; Parrish, 1990), e a perda, ou lixiviação preferencial, de fases minerais (ou de porções da monazita) ricas em U com paralela à retenção, ainda que parcial, do Pb radiogênico delas derivado (Hawkins and Bowring, 1997).

Uma das características cristaloquímicas mais importantes da monazita é que ela incorpora preferencialmente o Th em relação ao U (Parrish, 1990; Heaman e Parrish, 1991). Isto possibilitaria a incorporação, durante a cristalização da monazita, de ^{230}Th , um subproduto intemediário com baixa meia-

vida (75.200 anos) da série de decaimento do ^{238}U , produzindo ^{206}Pb “em excesso” (não suportado pelo teor de ^{238}U presente) (Schärer, 1984). Esta é a explicação adotada por alguns autores para casos em que idades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ obtidas em monazita ocorrem acima da curva concórdia em diagrama U-Pb, gerando uma discordância reversa, especialmente em rochas “jovens” (de idade fanerozóica). *Deve ser notado que, desta forma, as idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ obtidas seriam mais antigas que a idade real, que corresponderia à idade $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$.*

Parrish (1990) também apontou a possibilidade de que também idades $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ mais antigas fossem geradas, por efeito da incorporação de ^{231}Pa , um subproduto do decaimento de ^{235}U também com baixa meia-vida (33.000 anos), que resultaria em excesso de ^{207}Pb (Schärer, 1984). Entretanto, o efeito da incorporação de ^{231}Pa é ainda pouco conhecido na sistemática U-Pb, e essa possibilidade não tem sido considerada em estudos recentes.

Evolução mais complexa de grãos de monazita pode dificultar ainda mais a interpretação de casos em que persiste uma discordância negativa. Na Figura 5.2a está uma possível evolução composicional da monazita num sistema essencialmente magmático de alta temperatura (T), com intervalo de T similar ao de fechamento de Pb na monazita, de acordo com o modelo de Parrish (1990). Durante a cristalização, ^{230}Th é incorporado no mineral, gerando conseqüentemente um rápido ganho em ^{206}Pb excedente. Subseqüente perda de Pb por difusão durante um resfriamento gradual, e relativamente longo do magma, pode levar o grão de monazita a uma composição ao longo da linha de concórdia. Cristais de monazita com diferentes tamanhos, com conseqüente difusão diferencial de Pb, poderiam preservar diferentes composições que tenderiam a definir um caminho (“path”) magmático. Neste caso, um componente de herança é descartado.

Por outro lado, ainda segundo um modelamento de Parrish (1990), em terrenos onde são detectados eventos sucessivos de geração e cristalização de magmas precedidos por metamorfismo regional importante, perdas

Figura 5.2 - Modelamento para perda de Pb em monazita (Parrish, 1990).
Ver texto para discussões e simbologias.

episódicas de Pb podem gerar um comportamento composicional significativamente distinto do acima exposto, assim como dificultar ainda mais interpretações evolutivas quando um número suficiente de prerrogativas não for considerado. Na Figura 5.2b estão possíveis *paths* composicionais para monazitas com perda episódica de Pb. Num primeiro caso (Figura 5.2b1), uma provável rocha granítica que teve a sua cristalização alcançada rapidamente, monazita com excesso em ^{230}Th mostra uma composição no tempo t_1 . Um evento metamórfico de alta T ou magmático que venha em intervalo de tempo relativamente curto após a cristalização granítica, no tempo t_2 , pode causar uma perda de Pb na monazita com conseqüente migração de sua composição para uma nova composição, agora correspondente a t_2 . Neste caso, o *path* a ser seguido é retilíneo, situando-se acima da linha concórdia. Num segundo caso (Figura 5.2b2), se este evento vier muito após o magmatismo em t_1 , a perda de Pb conseqüentemente irá cruzar o diagrama concórdia, tornando-se normalmente discordante.

Como discutido no item precedente, existem localmente evidências da presença de **herança isotópica** em grãos de monazita de alguns dos granitos estudados. A herança está em geral relacionada ao reequilíbrio isotópico ineficaz de cristais cristalizados em um evento anterior e incorporados ao magma (Copeland *et al.*, 1988; Parrish e Tirrul, 1989; Parrish, 1990; Heaman e Parrish, 1991; Zhu, X.K. and O'Nions, R.K., 1999a,b). A assimilação de monazita por magma com temperatura menor que a sua temperatura de fechamento para a difusão de Pb (720-750° C, Copeland *et al.*, 1988) é um mecanismo que impede perda significativa de Pb radiogênico. Magmas com processos de cristalização pós-assimilação de curta duração podem preservar grãos de monazita com perda parcial de Pb mesmo que a temperatura predominante ao longo de sua evolução tenha estado acima da de fechamento de Pb na monazita (Parrish, 1990). Como exemplificado pelo caso ilustrado na Figura 5.2b1, se o processo de assimilação ocorre pouco tempo após a cristalização da monazita que tem excesso de ^{206}Pb derivado do ^{230}Th , seria possível obter um alinhamento formado por cristais com

discordância reversa no diagrama isocrônico com intercepto na idade do evento magmático t_2 .

Hawkins and Bowring (1997) demonstraram que, no caso de cristais de monazita antigos (c. 1,7 Ga) por eles estudados, a hipótese de que a discordância reversa se deva a excesso de ^{206}Pb não parece se aplicar. Em particular, não foi observada nenhuma correlação entre a concentração de Th ou a razão Th/U e o grau ou a existência de discordância reversa. Os autores sugerem diversos mecanismos que envolvem lixiviação preferencial de U (e.g., lixiviação preferencial do U na monazita ou em inclusões de uraninita) ou incorporação de Pb (e.g., “implantado” em um núcleo pobre em U a partir de uma borda rica em U que é posteriormente dissolvida). Em qualquer desses casos, a discordância reversa não implicaria em herança, e a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corresponderia à idade de cristalização magmática, pois teria havido fracionamento entre elementos (U e Pb), mas não entre isótopos.

5.5.3.3. A idade do magmatismo tardi-orogênico

Embora os motivos pelos quais parte dos cristais de monazita datados neste trabalho exibem discordância reversa sejam incertos, sua elucidação dependendo de estudos texturais, químicos e isotópicos direcionados para o problema, considera-se provável que as idades obtidas para os granitos tardi-orogênicos refletem sua cristalização magmática, tal como interpretado em diversos outros trabalhos. Um argumento importante é empírico: as idades obtidas para todos os maciços são semelhantes entre si e com a idade da monazita granito Piedade (que é concordante). A Figura 5.3 mostra que não existe correlação evidente entre o grau de discordância reversa e a razão Th/U das monazitas, o que é particularmente claro no caso do maciço Serra dos Lopes, e pode sugerir que a incorporação de ^{230}Th não

Figura 5.3 - Modelamento para perda de Pb em monazita (Parrish, 1990).
Ver texto para discussões e simbologias.

seria a melhor explicação para essa discordância. A monazita de uma amostra do granito pós-tectônico Capão Bonito, que se alinha na mesma discórdia com os cristais de zircão (ver item 5.4.3), também sugere que as idades obtidas muito provavelmente correspondem à idade de cristalização magmática.

Deve ser notado que o mecanismo de geração dos magmas parentais dos granitos tardi-orogênicos, que envolve a assimilação de metassedimentos, e a forma de colocação de alguns corpos, que se injetam como lâminas em metassedimentos, favorece a incorporação de cristais herdados, o que é claramente mostrado pelos resultados obtidos para o zircão (e.g., Janasi *et al.*, 2001). A presença de herança em monazita já foi constatada no granito Piedade (Janasi *et al.*, 2001; Vlach e Gualda, 2000), mas é provável que esteja restrita a processos de temperatura mais baixa, que ocorreram próximo ao nível de colocação, já que o principal processo de contaminação deve ter ocorrido em profundidade e a temperaturas elevadas (cf. Anexo B). Por outro lado, a possibilidade de incorporação de excesso de ^{230}Th , fenômeno relativamente comum em cristais de monazita, e que tornaria as idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ mais jovens (mesmo que pouco, na faixa de idades considerada), é um fator de incerteza adicional sempre presente quando se encontra discordância reversa.

Na Figura 5.4 aparecem plotados os dados geocronológicos U-Pb, com seus respectivos intervalos de erro, para os diferentes corpos plutônicos relacionados ao evento tardi-orogênico. Esta figura procura retratar os corpos graníticos segundo a própria disposição destes em campo, num arranjo W-E. De um modo geral, nota-se que as idades dos plútons tardi-orogênicos encontram-se bastante próximas, em torno de 600 Ma, num intervalo de tempo bastante curto. (no máximo 13 Ma, i.e. entre 608 a 595 Ma). Deste modo, a progressão do magmatismo em direção a oeste, sugerida por critérios estruturais (e.g., truncamento, no caso da relação Roseira-Piedade) e composicionais (caráter progressivamente mais fracionado), se verdadeira, ocorreu em intervalo de tempo pequeno, dentro da

incerteza que foi possível alcançar dentro do método U-Pb (tipicamente 3-5 Ma para as rochas analisadas).

5.5.4. A idade do magmatismo pós-orogênico

O sienogranito Capão Bonito é intrusivo em domínio geológico distinto daquele em que ocorre o batólito Agudos Grandes, mas sua idade de cristalização é idêntica, dentro do erro, à do granito São Miguel Arcanjo (580-585 Ma, Figura 5.4). Esse intervalo de idades, ao redor de 15 a 20 milhões de anos mais jovens que a dos granitos tardi-orogênicos, corresponde àquele que tem sido obtido para os granitos da Província Itu (e.g., granito Itu, Tassinari, 1988a,b; Topfner, 1997), que truncam os domínios estruturais estabelecidos no período sin-orogênico (Vlach *et al.*, 1990).

As idades dos dois maciços aqui datados são, por outro lado, mais velhas que a idade do granito Serra da Bateia (565 ± 8 Ma; Janasi *et al.*, 2001; cf. Figura 5.4), sugerindo que devem existir dois episódios de geração de granitos “pós-orogênicos” distintos. Em comum, todos granitos de tipo A estudados mostram zircão isento de herança, o que deve refletir as temperaturas relativamente elevadas dos magmas dos quais eles cristalizaram.

Figura 5.4 - Compilação das idades obtidas para o magmatismo tardi e pós-orogênico no batólito Agudos Grandes, incluindo aqueles para sin-orogênicos (Janasi et al., 2001). A faixa cinza exibe o intervalo de intersecção nas idades do magmatismo tardi-orogênico.

6. GEOQUÍMICA DE ROCHAS

Com o objetivo de discutir as características geoquímicas dos granitos estudados, vários dos diagramas geoquímicos apresentados neste capítulo incluem também os campos definidos pelos diferentes tipos de granitos sin-orogênicos do batólito Agudos Grandes. Da mesma forma, o maciço tardi-orogênico Piedade, que está sendo alvo de uma publicação específica, é representado nesses diagramas apenas através de campos, onde se distinguem as duas suites principais que o compõem.

6.1. Afinidades geoquímicas

Entre os principais parâmetros utilizados para definir as afinidades geoquímicas de granitos estão teor de SiO_2 o índice de saturação em alumina (A/CNK ou ASI; Shand, 1947), o mg# ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_t)$) (e.g., Miyashiro, 1970), e a relação entre cálcio e álcalis (e.g., Peacock, 1931). Diversos autores utilizaram esses índices para identificar a tipologia química de granitos; um exemplo recente é o trabalho de Frost *et al.* (2001), do qual foram extraídos os limites mostrados na Figura 6.1a, e o índice cálcio-álcalis modificado ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$). Estes últimos autores também utilizaram, em conjunto com o índice cálcio-álcalis modificado, o índice Fe^* ($\text{Fe}_t/(\text{Fe}_t+\text{Mg})$) na identificação de tipos graníticos.

6.1.1. Os teores de sílica

A sílica é geralmente um adequado indicador de diferenciação para o conjunto dos granitóides estudados, dada uma variação composicional

importante que cobre um intervalo de 62 a 74 %, o que facilita a identificação de suítes químicas nos diagramas de Harker. Nos plútons tardi- e pós-orogênicos, em particular, predominam composições ricas em SiO₂ (frequentemente acima de 70 %) (Tabela 6.1).

Entre os plútons tardi-orogênicos, o granito Piedade apresenta composição com o caráter mais expandido em SiO₂ (65-73 %). Em sua borda e núcleo estão as mais baixas concentrações de SiO₂, enquanto sua porção intermediária ocorre com os mais altos valores, revelando ser este o setor mais diferenciado do plúton. O granito Serra dos Lopes mostra-se também com importante variação de SiO₂ entre 67 e 74 %. Neste caso, valores geralmente acima de 70 % são encontrados em sua porção porfirítica de borda, assim como em sua parte central, revelando um zoneamento em SiO₂ distinto quando comparado com o granito Piedade. Por outro lado, estes dois plútons apresentam pequenas lentes descontínuas de granitóides máficos (e.g. amostra PD2203, no Serra dos Lopes) ao longo de suas bordas com os mais baixos teores de SiO₂ (62-63 %) observados entre os corpos tardi-orogênicos. O granito Pilar do Sul possui o menor intervalo composicional, com valores altos de SiO₂ (71-73 %), refletindo a ausência de variação faciológica importante neste corpo. Seus teores de SiO₂ são correspondentes àqueles verificados na parte intermediária do granito Piedade, assim como à porção mais diferenciada do granito Serra dos Lopes. O granito Roseira, embora ainda requeira análises adicionais para uma maior definição composicional de sua faciologia, tem em sua porção central granitos com 70 % SiO₂. Entretanto, a presença de estreitas faixas de granitóides relativamente menos ácidos que a porção central sugere que valores mais baixos de SiO₂ podem ser encontrados neste plúton. Os leucogranitos isolados (68-74 % SiO₂) exibem termos granitóides de caráter composicionalmente expandido, embora estejam ausentes composições menos

Tabela 6.1 - Composição química de granitos do batólito Agudos Grandes- plútons Roseira e S.dos Lopes

	Roseira		Serra dos Lopes							
	PD498	PD227	PD2203	PD365	PD366C	PD367	PD2202	PD2228	PD2260	PD358
SiO ₂	69,65	70,40	61,97	67,29	69,25	69,50	69,84	70,01	70,20	70,59
TiO ₂	0,51	0,37	1,19	0,60	0,51	0,51	0,57	0,46	0,46	0,43
Al ₂ O ₃	14,51	15,06	15,17	15,23	15,10	15,44	14,84	14,96	14,75	14,87
Fe ₂ O ₃ ¹	2,95	2,63	5,79	2,97	2,84	2,86	3,25	2,88	2,62	2,44
MnO	0,07	0,05	0,08	0,05	0,05	0,04	0,06	0,05	0,06	0,04
MgO	1,24	0,81	2,29	0,68	0,77	0,83	0,89	0,72	0,81	0,62
CaO	1,85	1,63	3,35	1,67	1,65	1,52	1,70	1,65	1,48	1,54
Na ₂ O	3,50	3,46	3,24	3,52	3,79	3,71	3,51	3,71	3,75	3,54
K ₂ O	4,67	5,04	5,51	5,66	4,89	5,27	5,11	5,01	4,93	5,24
P ₂ O ₅	0,24	0,14	0,45	0,22	0,18	0,14	0,16	0,13	0,17	0,16
TOTAL	99,19	99,59	99,04	97,89	99,03	99,82	99,93	99,58	99,23	99,47
Ni	-	<20	-	<20	-	-	<20	-	<20	-
Cr	-	25	-	<20	-	-	<20	-	22	-
Sc	5,6	-	9,6	-	-	-	-	-	-	-
V	27	29	97	14	28	35	36	<15	32	23
Rb	186,6	186	194	177	-	-	209	-	263	211
Cs	3,75	3,40	2,46	4,5	-	-	6,7	-	10,9	-
Ba	1045	924	2120	1210	1082	1438	1431	822	1076	1070
Sr	437	394	806	446	434	510	496	330	369	390
Zn	-	54	-	47	-	-	73	-	64	50
Nb	9,9	7,4	22,75	7,3	-	-	4,7	-	11,8	-
Ta	0,38	0,63	2,05	0,92	-	-	0,70	-	1,28	-
Co	-	5	-	3	-	-	5	-	4	-
Hf	5,98	7,1	9,76	8,0	-	-	8,9	-	8,4	-
Zr	213	268	379	282	254	273	363	262	320	209
Y	8,39	13,6	22,9	14,0	12	11	7,1	<10	9,3	-
Ga	-	24	-	20	-	-	25	-	27	-
Ge	-	1,3	-	1,0	-	-	1,1	-	1,4	-
Th	20,24	31,2	15,22	33,1	-	-	21,1	-	34,8	-
Pb	30,86	47	24,36	44	-	-	32	-	50	-
U	1,29	2,91	2,09	4,89	-	-	5,52	-	5,39	-
Tl	-	1,19	-	1,19	-	-	1,25	-	1,62	-
W	-	1,2	-	1,4	-	-	1,7	-	1,7	-
Sn	-	4	-	2	-	-	4	-	5	-
La	86	113	89	96	118	102	129	78	100	-
Ce	146	187	171	169	-	-	225	-	167	-
Pr	14,32	18,2	18,8	17,2	-	-	21,2	-	16,1	-
Nd	48,14	60,5	70,46	60,3	-	-	68,3	-	53,4	-
Sm	7,66	7,86	13,18	7,25	-	-	7,68	-	6,74	-
Eu	1,26	1,24	2,93	1,15	-	-	1,44	-	1,12	-
Gd	4,67	5,20	8,81	3,89	-	-	3,89	-	4,24	-
Tb	0,54	0,59	1,05	0,33	-	-	0,30	-	0,43	-
Dy	2,34	2,75	4,94	1,48	-	-	1,15	-	1,82	-
Ho	0,34	0,45	0,81	0,26	-	-	0,20	-	0,28	-
Er	0,64	1,27	1,84	0,89	-	-	0,86	-	0,84	-
Tm	0,07	0,20	0,23	0,163	-	-	0,204	-	0,130	-
Yb	0,45	1,23	1,27	1,09	-	-	1,30	-	0,84	-
Lu	0,07	0,15	0,19	0,177	-	-	0,163	-	0,107	-
A/CNK	1,02	1,07	0,87	1,02	1,04	1,06	1,03	1,03	1,07	1,04
A/NK	1,34	1,35	1,34	1,28	1,31	1,31	1,31	1,30	1,28	1,29
N/K	1,14	1,04	0,89	0,95	1,18	1,07	1,04	1,13	1,16	1,03
Mg#	45,43	37,89	43,92	31,20	34,94	36,50	35,16	33,12	38,90	33,5
La _N /Yb _N	129,20	61,94	47,11	59,38	-	-	66,9	-	80,26	-
Eu/Eu*	0,64	0,59	0,83	0,66	-	-	0,81	-	0,64	-

Tabela 6.1 – (cont.)- plúton Serra dos Lopes

	PD2278	PD368	PD251B	PD2266	PD330	PD146B	PD2301	PD366B	g-gnaissico	
									PD336	PD215
SiO ₂	70,66	70,94	71,10	71,42	71,92	72,04	72,88	73,97	74,20	63,13
TiO ₂	0,42	0,42	0,35	0,41	0,29	0,37	0,21	0,26	0,20	0,69
Al ₂ O ₃	15,21	15,01	14,66	14,79	14,42	15,26	14,27	13,35	13,96	16,32
Fe ₂ O ₃ ¹	2,61	2,33	2,09	2,41	1,69	2,22	1,34	1,40	1,38	5,91
MnO	0,06	0,06	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,12
MgO	0,73	0,63	0,52	0,70	0,41	0,65	0,29	0,35	0,26	1,94
CaO	1,68	1,61	1,48	1,57	1,22	1,62	1,34	1,18	1,08	3,99
Na ₂ O	3,15	3,63	3,80	3,62	3,57	3,74	3,69	3,41	3,42	2,5
K ₂ O	5,26	5,17	4,82	5,15	4,96	5,25	4,96	4,43	4,82	3,51
P ₂ O ₅	0,20	0,14	0,12	0,14	0,07	0,15	0,05	0,03	0,07	0,38
TOTAL	99,98	99,94	98,98	100,26	98,59	101,34	99,06	98,41	99,43	98,49
Ni	-	-	-	-	<20	-	-	-	-	-
Cr	-	-	6,2	-	<20	8,9	-	-	6,2	-
Sc	-	-	2,7	3,5	-	2,6	-	-	1,9	20,5
V	<15	23	-	<15	19	-	<15	<15	-	-
Rb	-	-	258	218,3	257	222	-	-	204	165
Cs	-	-	6,2	5,7	4,2	5,4	-	-	3,5	6,78
Ba	1075	1062	860	972	754	1133	734	902	635	3156
Sr	345	399	340	370	293	434	295	399	270	709
Zn	-	-	-	-	52	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	10,47	10,2	-	-	-	-	14,47
Ta	-	-	< 0,5	1,51	0,89	< 0,5	-	-	1,2	1,13
Co	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-
Hf	-	-	5,7	7,52	5,7	6,3	-	-	4,0	8
Zr	278	197	189	269	215	218	106	105	101	299
Y	22	13	-	7,52	8,9	-	<10	<10	-	36,9
Ga	-	-	-	-	26	-	-	-	-	-
Ge	-	-	-	-	1,2	-	-	-	-	-
Th	-	-	23,6	31,08	24,8	19,4	-	-	16,9	51,42
Pb	-	-	-	36,46	51	-	-	-	-	52,48
U	-	-	3,3	4,84	2,39	4,2	-	-	5,3	6,61
Tl	-	-	-	-	1,44	-	-	-	-	-
W	-	-	-	-	1,1	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-
La	65	74	77,8	85,69	68,2	100,0	40	86	48,3	160,1
Ce	-	-	140	146,47	119	184	-	-	89	261,91
Pr	-	-	-	14,18	12,1	-	-	-	-	28,5
Nd	-	-	41	47,74	42,7	52	-	-	24	102,97
Sm	-	-	6,41	7,42	6,44	6,95	-	-	4,30	17,28
Eu	-	-	1,07	1,31	1,04	1,35	-	-	0,84	3,3
Gd	-	-	-	3,96	4,26	-	-	-	-	11,13
Tb	-	-	< 0,5	0,42	0,48	< 0,5	-	-	< 0,5	1,21
Dy	-	-	-	1,78	1,98	-	-	-	-	5,84
Ho	-	-	-	0,27	0,30	-	-	-	-	1,03
Er	-	-	-	0,61	0,75	-	-	-	-	2,52
Tm	-	-	-	0,08	0,107	-	-	-	-	0,34
Yb	-	-	0,56	0,48	0,65	0,54	-	-	0,35	1,99
Lu	-	-	0,06	0,08	0,079	0,11	-	-	< 0,05	0,32
A/CNK	1,09	1,04	1,04	1,03	1,07	1,03	1,03	1,06	1,09	1,08
A/NK	1,40	1,30	1,28	1,28	1,28	1,29	1,25	1,28	1,29	2,06
N/K	0,91	1,07	1,20	1,07	1,09	1,08	1,13	1,17	1,08	1,08
Mg#	35,65	34,87	33,00	36,52	32,45	36,7	30,00	33,11	27,2	38,14
La _N /Yb _N	-	-	93,66	120,40	70,74	124,90	-	-	93,04	54,24
Eu/Eu*	-	-	-	0,74	0,61	-	-	-	-	0,73

Tabela 6.1 – (cont.)- plúton Pilar do Sul

	PD162C	PD154	PD165	PD162A	PD162D	PD163E	PD162B	PD299	PD2154	PD163D	PD300A
SiO ₂	70,83	71,09	71,44	71,51	71,62	71,86	72,03	72,26	72,60	72,60	72,78
TiO ₂	0,35	0,34	0,29	0,34	0,27	0,28	0,37	0,27	0,30	0,29	0,21
Al ₂ O ₃	14,62	14,93	14,57	14,72	14,58	14,39	14,42	14,12	14,28	14,32	14,64
Fe ₂ O ₃ ¹	1,93	2,15	1,91	1,87	1,46	1,87	2,08	1,86	1,94	1,89	1,82
MnO	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	0,06	0,04	0,04
MgO	0,53	0,58	0,42	0,59	0,34	0,45	0,58	0,47	0,43	0,47	0,31
CaO	1,38	1,48	1,30	1,39	1,17	1,29	1,37	1,06	1,31	1,21	1,01
Na ₂ O	3,67	3,77	3,74	3,83	3,76	3,83	3,81	4,06	3,74	3,76	3,52
K ₂ O	4,96	4,88	5,00	4,76	4,82	4,34	5,19	4,73	4,96	4,68	5,11
P ₂ O ₅	0,05	0,09	0,09	0,10	0,05	0,10	0,11	0,07	0,09	0,10	0,10
TOTAL	98,37	99,36	98,81	99,15	98,11	98,46	100,01	98,93	99,71	99,36	99,54
Ni	-	-	3,84	<20	-	-	-	<20	-	-	<20
Cr	-	-	23,54	23	-	-	32	<20	-	-	<20
Sc	-	3,2	3,09	-	-	-	-	-	2,8	-	-
V	17	-	20	28	31	-	24	14	<15	-	10
Rb	-	218	259	285	-	-	-	213	196	-	302
Cs	-	12,72	7,98	7,6	-	-	-	3,3	7,87	-	6,4
Ba	842	-	749	842	857	621	760	818	798	675	483
Sr	327	299	307	327	315	256	310	339	225	274	192
Zn	-	-	118	62	-	150	60	46	-	202	45
Nb	-	17,02	10,82	7,5	-	-	-	8,9	9,65	-	15,6
Ta	-	2,98	2,49	0,68	-	-	-	1,00	1,09	-	1,89
Co	-	-	85,11	4	-	-	-	2	-	-	2
Hf	-	6,08	5,19	6,3	-	-	-	4,8	5,31	-	4,4
Zr	177	207	168	253	152	144	195	175	178	141	151
Y	10	8,55	7,76	8,5	13	-	-	7,5	8,17	-	10,2
Ga	-	-	-	29	-	-	-	25	-	-	30
Ge	-	-	-	1,2	-	-	-	1,0	-	-	1,3
Th	-	23,41	24,58	25,2	-	-	-	16,2	23,8	-	25,7
Pb	-	36,13	44,79	40	-	-	-	45	42,44	-	55
U	-	4,51	4,70	6,21	-	-	-	5,62	4,15	-	18,3
Tl	-	-	-	1,55	-	-	-	1,20	-	-	1,65
W	-	-	-	1,7	-	-	-	1,3	-	-	2,3
Sn	-	-	3	3	-	-	-	3	-	-	7
La	74	78,06	56,50	78,2	105	-	-	50,2	69,94	-	64,4
Ce	-	132,75	100,57	134	-	-	-	87,1	118,49	-	115
Pr	-	12,88	10,25	13,0	-	-	-	8,59	11,56	-	11,6
Nd	-	42,6	34,05	44,6	-	-	-	28,8	38,37	-	40,0
Sm	-	6,68	5,32	6,35	-	-	-	4,24	6,09	-	6,29
Eu	-	1,12	0,87	1,05	-	-	-	0,793	1,05	-	0,858
Gd	-	3,76	3,03	4,05	-	-	-	2,90	3,35	-	4,35
Tb	-	0,43	0,42	0,43	-	-	-	0,34	0,36	-	0,50
Dy	-	1,87	1,85	1,85	-	-	-	1,52	1,7	-	2,12
Ho	-	0,31	0,28	0,27	-	-	-	0,25	0,28	-	0,32
Er	-	0,72	0,86	0,71	-	-	-	0,70	0,67	-	0,82
Tm	-	0,10	-	0,104	-	-	-	0,103	0,09	-	0,126
Yb	-	0,59	0,63	0,64	-	-	-	0,68	0,54	-	0,74
Lu	-	0,09	0,10	0,081	-	-	-	0,090	0,08	-	0,091
A/CNK	1,05	1,05	1,05	1,05	1,08	1,08	1,00	1,03	1,03	1,06	1,11
A/NK	1,28	1,29	1,26	1,29	1,28	1,31	1,21	1,20	1,24	1,27	1,29
N/K	1,12	1,17	1,14	1,22	1,19	1,34	1,12	1,30	1,15	1,22	1,05
Mg#	35,23	34,82	30,34	38,46	31,56	32,28	35,58	33,35	30,51	33,00	25,22
La _N /Yb _N	-	89,2	60,46	82,38	-	-	-	49,77	87,32	-	58,67
Eu/Eu*	-	0,68	0,66	0,63	-	-	-	0,69	0,71	-	0,50
M	-	1,42	1,42	1,41	-	-	-	1,43	1,43	-	1,32
T(Zr), °C	-	810	792	830	-	-	-	795	796	-	790

Tabela 6.1 – (cont.) granitos equigranulares isolados

	PD72B	PD2341	PD170	PD796B	PD2340	PD937	PD883A	PD883B	PD1581	PD1383
SiO ₂	67,49	69,18	69,25	69,53	70,32	70,45	70,48	71,13	71,25	71,28
TiO ₂	0,67	0,54	0,48	0,42	0,44	0,35	0,26	0,25	0,50	0,38
Al ₂ O ₃	15,60	15,07	14,99	14,79	14,75	14,90	14,54	14,69	14,55	14,94
Fe ₂ O ₃ ^t	3,30	3,05	2,65	2,50	2,52	2,01	1,87	1,94	2,63	2,31
MnO	0,07	0,06	0,06	0,06	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04
MgO	0,89	0,77	0,68	0,66	0,59	0,52	0,40	0,43	0,63	0,54
CaO	1,94	1,95	1,71	1,53	1,66	1,39	1,36	1,48	1,92	1,61
Na ₂ O	3,89	3,61	3,46	3,62	3,33	3,35	3,78	3,89	3,50	3,42
K ₂ O	4,77	4,35	5,39	4,75	5,19	4,96	4,84	4,65	4,06	5,22
P ₂ O ₅	0,22	0,25	0,17	0,09	0,16	0,08	0,07	0,04	0,14	0,13
TOTAL	98,84	98,83	98,84	97,95	99,00	98,05	97,64	98,53	99,21	99,87
Ni	4,40	<20	-	<20	-	-	2,83	-	-	<20
Cr	10,57	<20	-	<20	-	-	5,22	-	-	<20
Sc	2,00	-	-	-	-	-	2,61	-	-	-
V	48	37	32	9	33	<15	-	17	<15	28
Rb	-	158	-	170	-	-	-	-	-	189
Cs	6,86	2,5	-	3,8	-	-	1,75	-	-	2,9
Ba	1313	1156	1286	941	1241	945	843	780	918	1120
Sr	473	443	430	351	430	336	299	288	386	429
Zn	-	61	-	49	-	-	-	-	-	56
Nb	6,87	12,0	-	10,1	-	-	11,02	-	-	8,2
Ta	0,65	0,81	-	0,88	-	-	0,72	-	-	0,59
Co	3,72	6	-	3	-	-	2,61	-	-	3
Hf	6,10	11,7	-	9,1	-	-	5,33	-	-	7,9
Zr	278	480	299	335	294	209	160	156	310	320
Y	5,06	33,7	<10	13,3	13	26	11,44	11	<10	8,1
Ga	-	24	-	19	-	-	-	-	-	24
Ge	-	1,4	-	1,1	-	-	-	-	-	1,2
Th	21,61	41,8	-	42,0	-	-	23,01	-	-	23,0
Pb	37,44	40	-	37	-	-	39,40	-	-	40
U	2,58	5,12	-	6,83	-	-	2,24	-	-	2,16
Tl	-	0,89	-	1,12	-	-	-	-	-	1,04
W	0,31	1,2	-	0,9	-	-	0,30	-	-	1,0
Sn	1,72	2	-	3	-	-	2,92	-	-	2
La	73,04	145	70	93,6	78	64	64,43	75	120	86,5
Ce	134,51	253	-	169	-	-	120,08	-	-	151
Pr	13,15	25,4	-	18,0	-	-	11,79	-	-	15,0
Nd	43,62	86,1	-	63,9	-	-	38,44	-	-	49,7
Sm	6,23	10,2	-	8,61	-	-	5,98	-	-	6,37
Eu	1,20	1,58	-	1,14	-	-	0,95	-	-	1,16
Gd	3,02	6,75	-	5,33	-	-	3,63	-	-	4,02
Tb	0,39	0,95	-	0,63	-	-	0,56	-	-	0,40
Dy	1,52	5,96	-	2,82	-	-	2,65	-	-	1,65
Ho	0,18	1,10	-	0,42	-	-	0,41	-	-	0,27
Er	0,55	3,05	-	1,00	-	-	1,01	-	-	0,73
Tm	-	0,416	-	0,123	-	-	-	-	-	0,109
Yb	0,51	2,25	-	0,72	-	-	0,74	-	-	0,75
Lu	0,08	0,257	-	0,086	-	-	0,11	-	-	0,111
A/CNK	1,03	1,06	1,02	1,07	1,05	1,11	1,04	1,04	1,07	1,05
A/NK	1,35	1,42	1,30	1,33	1,33	1,37	1,27	1,28	1,43	1,32
N/K	1,24	1,26	0,98	1,16	0,98	1,03	1,19	1,27	1,31	1,00
Mg#	35,42	33,33	33,69	34,33	31,68	33,88	29,76	30,40	32,18	31,65
La _N /Yb _N	96,56	43,45	-	87,65	-	-	58,70	-	-	77,76
Eu/Eu*	0,85	0,58	-	0,51	-	-	0,62	-	-	0,70

Tabela 6.1 – (cont.)-granitos equigranulares isolados

	PD15B2	PD2342	PD14	PD1943	PD1269	PD2343	PD15A1
SiO ₂	71,42	71,45	72,09	72,28	72,28	72,89	74,12
TiO ₂	0,35	0,25	0,29	0,34	0,31	0,26	0,42
Al ₂ O ₃	14,77	14,33	14,70	14,31	14,65	13,94	12,68
Fe ₂ O ₃ ^t	1,94	1,55	1,87	2,43	1,87	1,98	2,64
MnO	0,03	0,03	0,04	0,06	0,03	0,04	0,04
MgO	0,48	0,36	0,44	0,83	0,49	0,64	0,78
CaO	1,71	1,26	1,64	1,91	1,50	1,68	1,99
Na ₂ O	3,36	3,34	3,72	3,53	3,53	3,26	3,04
K ₂ O	4,89	5,16	4,37	4,09	4,85	4,40	3,13
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,08	0,09	0,13	0,01	0,03
TOTAL	99,06	97,83	99,24	99,87	99,64	99,10	98,87
Ni	-	-	<20	-	-	<20	-
Cr	-	-	41	-	-	<20	-
Sc	-	-	-	-	-	-	5,0
V	<15	<15	21	33	<15	21	22
Rb	-	-	144	-	-	122	100,9
Cs	-	-	2,4	-	-	1,9	1,95
Ba	1107	810	691	866	862	841	1008
Sr	407	290	286	415	344	337	498
Zn	-	-	46	-	-	43	-
Nb	-	-	6,7	-	-	5,8	7,83
Ta	-	-	0,52	-	-	0,53	0,53
Co	-	-	4	-	-	4	-
Hf	-	-	5,3	-	-	3,1	6,47
Zr	183	168	207	116	159	117	222
Y	<10	<10	12,3	<10	<10	15,2	4,83
Ga	-	-	24	-	-	18	-
Ge	-	-	1,2	-	-	1,2	-
Th	-	-	24,6	-	-	10,0	10,55
Pb	-	-	46	-	-	43	31,21
U	-	-	5,14	-	-	1,13	2,36
Tl	-	-	0,79	-	-	0,79	-
W	-	-	1,9	-	-	1,7	-
Sn	-	-	-1	-	-	2	-
La	88	50	74,4	38	40	40,5	39,68
Ce	-	-	135	-	-	72,3	69,96
Pr	-	-	13,6	-	-	7,44	7,21
Nd	-	-	46,0	-	-	27,2	25,55
Sm	-	-	7,06	-	-	4,60	4,05
Eu	-	-	1,05	-	-	1,22	1,41
Gd	-	-	5,25	-	-	3,90	2,54
Tb	-	-	0,64	-	-	0,56	0,26
Dy	-	-	2,85	-	-	2,70	1,14
Ho	-	-	0,40	-	-	0,45	0,18
Er	-	-	0,87	-	-	1,07	0,38
Tm	-	-	0,099	-	-	0,139	0,06
Yb	-	-	0,54	-	-	0,76	0,38
Lu	-	-	0,052	-	-	0,094	0,07
A/CNK	1,06	1,07	1,07	1,04	1,06	1,06	1,06
A/NK	1,37	1,29	1,36	1,40	1,33	1,38	1,51
N/K	1,04	0,98	1,29	1,31	1,11	1,13	1,48
Mg#	32,89	31,51	31,79	40,35	34,16	39,03	36,91
La _N /Yb _N	-	-	92,89	-	-	35,93	70,34
Eu/Eu*	-	-	0,53	-	-	0,88	1,34

Tabela 6.1 – (cont.)- plútons Serra da Bateia e Serra da Queimada

	Serra da Queimada		Serra da Bateia								
	PD2141	PD1926	PD319	PD124B	PD482	PD121	PD125A	PD311	PD193	PD125	PD304
SiO ₂	70,4	74,34	65,36	68,34	70,41	70,69	70,72	70,77	71,93	72,01	72,42
TiO ₂	0,43	0,24	0,11	0,81	0,55	0,54	0,45	0,32	0,35	0,46	0,40
Al ₂ O ₃	15,29	12,82	13,95	14,38	14,05	13,78	13,57	13,84	13,62	13,78	13,53
Fe ₂ O ₃ ^t	4,1	2,06	5,83	4,85	3,47	3,11	3,08	2,52	2,71	3,11	2,80
MnO	0,07	0,06	0,33	0,09	0,07	0,07	0,08	0,07	0,15	0,07	0,07
MgO	0,63	0,26	1,61	0,89	0,56	0,52	0,52	0,44	0,34	0,52	0,42
CaO	1,8	1,04	2,88	1,85	1,57	1,22	1,20	1,14	0,93	1,22	1,15
Na ₂ O	3,86	3,55	3,47	3,94	3,58	3,24	3,28	3,73	4,08	3,24	3,44
K ₂ O	5,69	4,79	4,47	4,06	5,29	5,26	5,30	5,28	4,95	5,26	5,35
P ₂ O ₅	0,13	0,03	1,09	0,27	0,19	0,18	0,18	0,11	0,09	0,18	0,16
TOTAL	102,4	99,19	99,10	99,48	99,74	99,21	98,38	98,22	99,75	99,85	99,74
Ni	-	<20	11,21	-	-	-	-	56	3,47	4,17	<20
Cr	-	<20	21,20	-	-	-	-	<20	19,85	18,89	<20
Sc	6,5	-	10,7	-	-	-	-	-	5,75	5,08	-
V	11	9	-	-	27	30	-	12	25	30	17
Rb	236,6	298	195,4	-	-	-	-	291	-	-	328
Cs	5,27	10,2	6,7	-	-	-	-	7,9	9,52	8,66	10,5
Ba	651	297	846	346	620	725	512	418	328	541	477
Sr	137	103	245	128	139	170	121	108	75	124	113
Zn	-	50	67	308	-	56	112	53	69	72	60
Nb	27,56	19,9	24,18	-	-	-	-	22,7	30,48	22,35	22,0
Ta	2,28	2,14	1,86	-	-	-	-	2,39	4,03	3,70	2,08
Co	-	1	12	-	-	-	-	2	-	-	3
Hf	11,65	8,2	11,45	-	-	-	-	8,2	9,38	7,39	9,0
Zr	465	281	468	445	341	277	227	314	331	246	340
Y	56,77	36,9	47,45	41	53	-	41	34,1	42,93	44,96	35,4
Ga	-	23	-	-	-	-	-	24	-	-	24
Ge	-	1,4	-	-	-	-	-	1,6	-	-	1,6
Th	21,6	57,2	14,44	-	-	-	-	30,4	26,19	24,63	37,8
Pb	30,79	40	22,72	-	-	-	-	39	33,77	39,18	38
U	4,95	14,9	3,63	-	-	-	-	14,7	14,70	8,70	13,1
Tl	-	1,85	-	-	-	-	-	1,76	-	-	2,05
W	-	1,6	1,8	-	-	-	-	1,0	-	-	1,3
Sn	-	7	5,11	-	-	-	-	6	6,68	8,80	8
La	81,74	73,3	68,17	-	57	-	-	72,6	66,73	49,03	71,7
Ce	151,89	144	132,64	-	-	-	-	141	136,35	101,72	139
Pr	16,16	14,6	14,76	-	-	-	-	14,6	14,54	11,63	14,7
Nd	59,49	50,9	56,07	-	-	-	-	52,9	50,27	42,74	53,2
Sm	12,07	9,08	11,75	-	-	-	-	9,29	9,39	8,73	9,17
Eu	1,88	0,872	1,84	-	-	-	-	1,10	0,79	1,01	1,15
Gd	9,54	7,43	9,74	-	-	-	-	7,68	6,97	6,84	7,75
Tb	1,57	1,18	1,53	-	-	-	-	1,22	1,34	1,28	1,21
Dy	9,49	6,58	8,91	-	-	-	-	6,68	7,54	7,24	6,39
Ho	1,92	1,26	1,73	-	-	-	-	1,17	1,60	1,53	1,16
Er	5,25	3,80	4,57	-	-	-	-	3,49	4,45	4,28	3,62
Tm	0,79	0,685	0,67	-	-	-	-	0,593	-	-	0,607
Yb	4,71	4,90	4,10	-	-	-	-	4,10	4,25	3,47	4,26
Lu	0,71	0,699	0,63	-	-	-	-	0,575	0,63	0,50	0,647
A/CNK	0,96	0,99	0,89	1,01	0,97	1,03	1,02	0,99	0,99	1,04	1,00
A/NK	1,23	1,16	1,32	1,32	1,21	1,28	1,22	1,17	1,13	1,25	1,18
N/K	1,03	1,13	1,18	1,47	1,03	0,94	0,94	1,07	1,25	0,94	0,98
Mg#	22,30	20,00	35,19	26,65	24,22	27,37	25,06	25,69	19,9	24,88	22,9
La _N /Yb _N	11,70	10,09	11,21	-	-	-	-	11,94	10,59	9,53	11,35
Eu/Eu*	0,54	0,32	0,53	-	-	-	-	0,40	0,30	0,40	0,42
M	1,61	1,43	1,83	-	-	-	-	1,49	1,49	1,42	1,47
T(Zr), °C	873	838	856	-	-	-	-	844	849	827	854

Tabela 6.1 – (cont.)- plútons São Miguel Arcanjo e Capão Bonito

	São Miguel Arcanjo			Capão Bonito		
	SMA3	SMA4	SMA17	CB2	CB3	CB1
SiO ₂	65,32	69,59	69,78	71,79	74,17	74,18
TiO ₂	1,00	0,54	0,62	0,21	0,18	0,17
Al ₂ O ₃	14,29	14,09	14,01	12,65	12,33	12,09
Fe ₂ O ₃ ^t	5,53	3,49	3,84	2,01	1,96	1,75
MnO	0,09	0,07	0,07	0,04	0,04	0,03
MgO	1,20	0,66	0,79	0,15	0,11	0,11
CaO	2,73	1,81	1,89	0,91	0,84	0,72
Na ₂ O	3,25	3,42	3,21	3,03	2,86	2,91
K ₂ O	4,92	5,33	5,23	5,66	5,52	5,32
P ₂ O ₅	0,34	0,16	0,19	0,03	0,01	0,02
TOTAL	98,67	99,16	99,63	96,48	98,02	97,30
Ni	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-
Sc	9,4	-	6,2	3,7	3,5	-
V	50	24	<15	<15	17	<15
Rb	205,4	-	231,4	307,1	314,8	-
Cs	3,76	-	5,7	3,72	4,88	-
Ba	943	590	804	219	146	155
Sr	259	156	196	55	32	45
Zn	-	-	-	-	-	-
Nb	31,02	-	25,49	31,42	36,23	-
Ta	2,04	-	2,09	1,93	2,39	-
Co	-	-	-	-	-	-
Hf	12,63	-	10,3	7,81	7,69	-
Zr	497	-	379	248	225	209
Y	52,86	-	61,35	53,86	55,1	55
Ga	-	-	-	-	-	-
Ge	-	-	-	-	-	-
Th	28,73	-	33,79	34,55	45,11	-
Pb	28,98	-	30,93	37,86	43,08	-
U	3,35	-	4,75	5,24	7,65	-
Tl	-	-	-	-	-	-
W	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-
La	116,56	93	113,95	133,16	123,74	99
Ce	216,5	-	201,17	249,9	242,53	-
Pr	22,75	-	20,98	25,94	25,76	-
Nd	82,04	-	74,45	88,79	89,36	-
Sm	16,07	-	14,03	16,29	17,65	-
Eu	2,34	-	1,94	0,87	0,72	-
Gd	12,04	-	11,18	11,98	12,61	-
Tb	1,81	-	1,74	1,9	1,97	-
Dy	10,24	-	10,23	10,92	11,24	-
Ho	1,94	-	2,06	2,07	2,15	-
Er	5,11	-	5,50	5,38	5,57	-
Tm	0,71	-	0,80	0,77	0,82	-
Yb	4,23	-	4,70	4,54	4,86	-
Lu	0,66	-	0,72	0,66	0,73	-
A/CNK	0,91	0,96	0,97	0,99	1,01	1,02
A/NK	1,34	1,24	1,27	1,14	1,15	1,15
N/K	1,00	0,98	0,93	0,81	0,79	0,83
Mg#	30,06	27,25	28,84	12,88	10,00	11,07
La _N /Yb _N	18,58	-	16,35	19,77	17,17	-
Eu/Eu*	0,51	-	0,47	0,19	0,15	-
M	1,75	1,58	1,56	1,44	1,39	1,36
T(Zr), °C	882		857	825	821	

M= (Na+K+2Ca)/(Si*Al), e T(Zr)= T de saturação em zircão; Watson & Harrison, 1983.

Figura 6.1 - Diagramas químicos para rochas granitóides do batólito Agudos Grandes correlacionando em (a) o índice A/CNK (molecular $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$) versus A/CNK (molecular $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) e em (b) o índice Mg# (molecular $\text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO})$) versus SiO_2 . Símbolos fechados para granitos tardi-orogênicos (quadrado, Roseira; triângulo com ápice para cima, Serra dos Lopes; triângulo com ápice para baixo, Pilar do Sul; círculo, leucogranitos isolados) e abertos para os pós-orogênicos (quadrado, São Miguel Arcanjo; diamante, Capão Bonito; triângulo, Serra da Bateia; círculo, Serra da Queimada). Adicionalmente estão representados os campos de variação química para a “associação tipo Ibiúna” (granitos Ibiúna, Jurupará, Tapiraí e Serra dos Agudos Grandes), borda e núcleo do granito Piedade e granitos a duas micas Turvo e Sete Barras.

enriquecidas em SiO₂ como ocorrem nos plútons onde rochas com maior conteúdo máfico podem estar presentes (i.e. Piedade e Serra dos Lopes).

Os plútons pós-orogênicos apresentam uma variação em sílica de 65 a 74 %, praticamente semelhante ao que ocorre com os tardi-orogênicos. Por outro lado, lacunas composicionais são encontradas, um aspecto que pode estar relacionado tanto à falta de uma amostragem representativa da variação composicional existente. O sienogranito Serra da Bateia exibe uma variação em SiO₂ relativamente mais expandida entre 65 e 72 %, enquanto que o vizinho granito Serra da Queimada, com apenas duas amostras analisadas, exibe valores de 70 e 74 % SiO₂, sendo este último o maior valor de SiO₂ encontrado entre os granitos pós-orogênicos. De fato, rochas onde enclaves microgranulares aparecem com maior frequência tendem a exibir menores conteúdos em sílica. O granito São Miguel Arcanjo representa a unidade com caráter menos diferenciado em SiO₂ (65-70 %); o sienogranito Capão Bonito apresenta a menor variação em SiO₂ (72 e 74 %), uma homogeneidade composicional que também é refletida pela ausência de variação faciológica importante, e constitui o plúton de composição mais ácida entre os pós-orogênicos estudados.

6.1.2. O índice mg#

O índice mg# ($(\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}_{\text{total}}))$; proporções moleculares) distingue claramente os granitos tardi-orogênicos dos granitos pós-orogênicos do batólito Agudos Grandes (Figura 6.1b). Permite ainda uma distinção entre suítes químicas, apresentando os granitos tardi-orogênicos valores de Mg# entre 30 e 40 para os de afinidade peraluminosa, enquanto os de afinidade metaluminosa (parte central do granito Piedade) apresentam valores de Mg# em torno de 45. Valores mais altos, ao redor de 50, são encontrados em granitóides de caráter relativamente mais pobre em sílica da associação tipo Ibiúna. A suíte pós-orogênica define-se de

acordo com um trend com valores de Mg# mais baixos (10-35), não exibindo significativa sobreposição com a suíte tardi-orogênica. Neste caso há uma tendência para que rochas mais diferenciadas apresentem valores de Mg# progressivamente menores, podendo em parte apresentar semelhantes valores em relação aos granitos sin-orogênicos peraluminosos Turvo e Sete Barras, sendo o sienogranito Capão Bonito um caso extremo (Mg# entre 10 e 13). Uma diminuição nos valores de Mg# também é verificada nos termos mais diferenciados da associação tipo Ibiúna, embora seja menos acentuada do que a verificada nos plútons pós-orogênicos. Menor variação ocorre com os valores de Mg# das rochas tardi-orogênicas, apesar de algumas discrepâncias ocorrerem nos termos peraluminosos mais diferenciados, onde leucogranitos isolados revelam valores de Mg# maiores do que os dos plútons Serra dos Lopes e Pilar do Sul.

6.1.3. O índice de saturação em alumina (A/CNK)

Na Figura 6.1a todos os conjuntos de granitos do batólito Agudos Grandes foram lançados no diagrama A/CNK versus A/NK (índices de Shand, 1947; segundo Maniar & Piccoli, 1989).

Em sua ampla maioria, os granitos tardi-orogênicos são moderadamente peraluminosos ($A/CNK = 1,00$ até $1,12$), em concordância com a presença de muscovita primária. As rochas mais máficas da borda do granito Piedade se distinguem das demais pelos maiores índices A/NK, que refletem seu caráter mais rico em Ca. Em contraposição, os leucogranitos peraluminosos sin-orogênicos (Turvo e Sete Barras, cf. Figura 6.1a), tendem a valores mais altos de A/CNK e mais baixos de A/NK, havendo pouca superposição com os granitos tardi-orogênicos peraluminosos.

Os granitos do núcleo do plúton Piedade, onde titanita e allanita são minerais acessórios comuns, variam de metaluminosos até levemente peraluminosos (A/CNK de 0,96 a 1,04). A tendência evolutiva mostrada na Figura 6.1a é semelhante à dos granitos sin-orogênicos tipo Ibiúna, deslocada no sentido de maior A/CNK. As únicas outras rochas metaluminosas que compõem os granitos tardi-orogênicos são enclaves e diques sin-plutônicos portadores de hornblenda e/ou epidoto, encontrados nos granitos Piedade e Serra do Lopes (Figura 6.1a).

Os plútons pós-orogênicos variam de metaluminosos a moderadamente peraluminosos (A/CNK entre 0,89 e 1,04). Os granitos Serra da Bateia e Serra da Queimada situam-se no limite entre os campos, enquanto o granito Capão Bonito, que é quimicamente mais evoluído, é sistematicamente peraluminoso, e o granito São Miguel Arcanjo, mais máfico, é sempre metaluminoso.

Algumas das amostras de granitos pós-orogênicos com A/CNK~1 exibem os mais baixos valores de A/NK de todo o batólito Agudos Grandes (1,1-1,2), refletindo o conteúdo relativamente baixo de Ca dessas rochas, sugestivo de afinidades mais “alcalinas”.

6.1.4. Os índices cálcio-álcalis e Fe* (Fe *number*) - Frost *et al.*, 2001

Na Figura 6.2a está a classificação química utilizando o índice cálcio-álcalis como definido por Frost *et al.* (2001) a partir de modificações na classificação cálcio-álcalis de Peacock (1931), denominado MALI (*modified alkali-lime index*). As linhas que delimitam os campos composicionais no diagrama, emprestadas de Peacock (1931), são definidas pelas equações que se encontram em Frost *et al.* (2001, Figura 2).

Tanto os granitóides tardi-orogênicos como os pós-orogênicos estudados definem pouca variação no parâmetro Na₂O+K₂O-CaO no diagrama da

a)

b)

Figura 6.2 - Diagramas com os índices $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ e Fe number ($\text{Fe}_i / (\text{Fe}_i + \text{Mg})$; proporções moleculares) versus sílica, Frost *et al.* (2001). Para simbologia e campos ver Figura 6.1.

Figura 6.2a, sendo definidos como de composição álcali-cálcica. Os granitos pós-orogênicos revelam maior paralelismo e restrição ao campo álcali-cálcico, enquanto os termos mais ricos em sílica da seqüência tardi-orogênica tendem a divergir em direção à seqüência cálcio-alcalina. Uma fraca tendência alcalina é observada no monzogranito máfico Serra dos Lopes, assim como por alguns termos da borda, mais pobre em sílica, do granito Piedade.

Na Figura 6.2b aparece o índice Fe^* ($Fe\ number = FeO/(FeO + MgO)$; em proporções moleculares) versus sílica. Neste caso, claramente observam-se tendências distintas, onde granitóides pós-orogênicos definem uma tendência férrica com contínuo enriquecimento em Fe^* (0,8 - 0,95) com o aumento da sílica, enquanto os granitóides tardi-orogênicos ocorrem no campo magnesiano, com Fe^* entre 0,7 e 0,85. Dentre estes últimos, entretanto, as rochas de tendência peraluminosa se aproximam mais do limite entre os campos magnesiano e férrico, com um leve, mas progressivo aumento em Fe^* com SiO_2 . Já as rochas metaluminosas a levemente peraluminosas do núcleo do granito Piedade mostram valores de Fe^* praticamente invariáveis com relação à sílica.

De acordo com os campos composicionais definidos nos diagramas cálcio-álcalis e Fe^* versus SiO_2 de Frost *et al.* (2001), para os principais tipos graníticos atualmente reconhecidos, os granitóides deste trabalho podem ser comparados com outras ocorrências com composições características. Os granitóides pós-orogênicos enquadram-se claramente no campo composicional de granitos tipo A em ambos os diagramas. Já as variações de composição observadas para os granitóides tardi-orogênicos não são exclusivas de apenas um tipo granítico. Entretanto, muitas das similaridades parecem ser mais compatíveis com granitóides caledonianos pós-colisionais.

6.2. Elementos maiores

A Figura 6.3 mostra as tendências de variação definidas pelos óxidos maiores usando SiO_2 como um índice de diferenciação. As tendências dos granitos metaluminosos sin-orogênicos (granitos tipo Ibiúna) e leucogranitos peraluminosos (granitos Turvo e Sete Barras), extraídas de dados inéditos do autor, e das duas linhagens do granito tardi-orogênico Piedade (cf. Anexo xx) são mostradas para comparação.

Os granitos tardi-orogênicos Roseira, Serra dos Lopes e Pilar do Sul definem tendências de variação contínuas que se superpõem com aquela da linhagem peraluminosa do granito Piedade. Os únicos contrastes principais com a tendência da linhagem metaluminosa de Piedade (e também com os granitos sin-orogênicos tipo Ibiúna) são os teores mais altos de Al_2O_3 e mais baixos MgO a um mesmo conteúdo de SiO_2 (Fig. 6.3). Os conteúdos de CaO , no entanto, tendem a ser levemente inferiores àqueles dos granitos Piedade, exceto em um grupo de granitos equigranulares isolados que também se distingue da tendência tardi-orogênica por apresentar maior MgO e menor K_2O (Fig. 6.3). As composições dos granitos tardi-orogênicos mais ricos em SiO_2 , como os da unidade de borda de Serra dos Lopes, são grosseiramente similares, em termos dos elementos maiores àquelas dos leucogranitos peraluminosos sin-orogênicos; em detalhe, contudo, esses últimos mostram CaO e MgO levemente mais baixos (Fig. 6.3).

Granitóides pós-orogênicos destacam-se pelo evidente enriquecimento em $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ e empobrecimento em Al_2O_3 , além de mostrarem tendência a serem mais empobrecidos também em MgO e CaO e exibirem maior $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Essas características são típicas de granitos tipo A em geral, e não implicam necessariamente uma relação de consanguineidade entre todos os plútons pós-orogênicos, o que já é óbvio pelas diferenças de idade e modo de ocorrência.

Figura 6.3 - Diagramas de variação química correlacionando elementos maiores versus sílica. Descrições de símbolos são os mesmos da Figura 6.1. Campos: IB, associação tipo Ibiúna; Pi-B, borda do granito Piedade; Pi-N, núcleo do granito Piedade; Tv, granito Turvo; SB, granito Sete Barras.

Um contraste importante com a tendência geral é mostrado pelas razões K_2O/Na_2O significativamente mais altas do granito Capão Bonito, o mais fracionado do conjunto.

6.3. Elementos menores e traços

Na Figura 6.4 estão os diagramas de correlação entre SiO_2 e elementos menores e traços. Alguns desses elementos mostram comportamento contrastado nas linhagens metaluminosa e peraluminosa do granito Piedade; nesses casos, a tendência mostrada pelos demais granitos tardi-orogênicos confirmam sua maior afinidade com a linhagem peraluminosa (e.g., mais baixos teores de Sr e P_2O_5).

Conteúdos mais altos de TiO_2 e P_2O_5 estão entre os poucos contrastes sistemáticos que distinguem a linhagem metaluminosa de Piedade dos granitos sin-orogênicos tipo Ibiúna.

Os leucogranitos peraluminosos sin-orogênicos exibem baixas concentrações em elementos menores e traços, e assim diferem dos granitos tardi-orogênicos mais diferenciados, que têm maior Ba, Sr, Zr e La; o conteúdo de Y, contudo, pode ser alto, especialmente no granito Sete Barras.

Os granitos pós-orogênicos são notavelmente diferentes dos demais granitos do batólito Agudos Grandes, e exibem os baixos conteúdos de Ba e Sr e altos conteúdos de Zr e Y típicos de granitos tipo A. Teores de TiO_2 e P_2O_5 levemente mais altos devem refletir as temperaturas relativamente mais altas dos magmas dos quais derivaram.

O conteúdo em La parece ter variação distinta entre os granitóides tardi- e pós-orogênicos. Um decréscimo em teores de La com o aumento de SiO_2 é sugerido ao longo da evolução de plútons tardi-orogênicos, enquanto tal aspecto não é evidente nos pós-orogênicos. O sienogranito Capão Bonito exhibe os teores mais altos (100-130 ppm La) entre os pós-orogênicos.

Figura 6.4 - Diagramas de variação química correlacionando elementos menores versus sílica. Descrições de símbolos são os mesmos da Figura 6.1. Campos: IB, associação tipo Ibiúna; Pi-B, borda do granito Piedade; Pi-N, núcleo do granito Piedade; Tv, granito Turvo; SB, granito Sete Barras.

6.4. Elementos Terras Raras

Os diagramas com padrões de elementos Terras Raras (ETR), normalizados para o condrito de Boynton (1984), dos granitóides tardi- e pós-orogênicos estão apresentados na Figura 6.5. Os padrões de ETR para o granito Piedade, associação tipo Ibiúna e os granitos Turvo e Sete Barras estão apresentados na Figura 6.6.

Nota-se uma significativa distinção nos padrões de ETR presentes entre granitóides tardi- e pós-orogênicos. No primeiro caso, os padrões de ETR são fortemente fracionados e com incipiente anomalia negativa de Eu, em alguns casos ausente ou até mesmo ligeiramente positiva. No segundo, os padrões de ETR são menos fracionados, com marcante anomalia negativa de Eu.

Observados em maior detalhe, os *granitóides tardi-orogênicos* mostram importantes variações na distribuição dos ETR.

O granito Piedade apresenta geralmente padrões de ETRs com forte fracionamento, marcado pela elevada razão La_N/Yb_N . O fracionamento é menor na unidade metaluminosa do núcleo, com La_N/Yb_N em geral entre 40 e 60 nos granitos e nos enclaves microgranulares, que são mais enriquecidos. Fracionamento mais acentuado, com La_N/Yb_N em geral entre 60 e 90 (em alguns casos, superior a 100) é mostrado pela unidade peraluminosa de borda e pelos granitos mais diferenciados, especialmente devido aos menores teores de ETRP com relação à unidade metalulínosa.

As duas amostras do granito Roseira apresentam padrões distintos, com La_N/Yb_N de 62 e 129, diferenças que refletem variações no conteúdo em ETRs pesados, e lembram o contraste observado entre as duas unidades principais do granito Piedade.

Figura 6.5 - Diagramas de elementos Terras Raras, normalizados para condrito (Boynton, 1984), para granitóides do batólito Agudos Grandes.

Figura 6.6 - Diagramas de elementos Terras Raras, normalizados para condrito (Boynton, 1984), para granitóides do batólito Agudos Grandes.

O granito Serra dos Lopes exhibe La_N/Yb_N entre 60 e 120. O contraste deve-se principalmente ao enriquecimento nos ETR mais pesados que o Ho em algumas amostras da porção NE do plúton. A amostra de hornblenda-biotita granodiorito (PD2203), também desta porção, apresenta o mais baixo La_N/Yb_N (47), e é a mais rica em ETR, especialmente os médios e pesados (Figura 6.5).

O granito Pilar do Sul exhibe padrões de ETR sempre paralelos e de menor variação entre os plútons tardi-orogênicos, com La_N/Yb_N entre 50 e 90.

Os leucogranitos isolados apresentam La_N/Yb_N variáveis entre 40 e 100, e podem desenvolver padrões com importantes diferenças no comportamento de Eu. Padrões menos enriquecidos são verificados nos casos com anomalia de Eu positiva.

Os padrões *granitóides pós-orogênicos* são marcados pelo pequeno fracionamento dos ETR. Os plútons Serra da Bateia e Serra da Queimada apresentam razões La_N/Yb_N semelhantes, entre 10 e 12, com padrões de ETR pesados praticamente planos. São Miguel Arcanjo e Capão Bonito apresentam razões La_N/Yb_N entre 16 e 20, refletindo um maior enriquecimento em La e demais ETR leves, além de um suave fracionamento em ETR pesados. Neste caso, com exceção de uma anomalia negativa de Eu mais pronunciada para o sienogranito Capão Bonito (Eu^* de 0,15 e 0,19 versus 0,47 e 0,51 para o granito São Miguel Arcanjo), as abundâncias em ETRs são praticamente idênticas.

Os *granitos sin-orogênicos* tipo Ibiúna revelam em geral um fracionamento compatível com o presente nos termos tardi-orogênicos. O plúton Ibiúna exhibe rochas com padrões paralelos e de variável abundância em relação ao condrito. Os granitos peraluminosos sin-orogênicos Turvo e Sete Barras desenvolvem padrões de ETR algo semelhantes aos de plútons pós-orogênicos, embora com abundâncias relativas significativamente menores. O granito Sete Barras apresenta padrão de ETR menos fracionado e mais enriquecido em relação ao granito Turvo, com maior contraste nos ETR médios e pesados. O conteúdo em Eu é

uma exceção, com valores praticamente idênticos nos dois plútons, um aspecto que dá ao granito Sete Barras o desenvolvimento de uma ampla anomalia de Eu.

6.5. Aranhogramas

As análises de elementos incompatíveis das rochas granitóides estudadas estão apresentadas em aranhogramas normalizados para Manto Primitivo (PM, Sun e McDonough, 1989).

Na Figura 6.7 estão os aranhogramas para os granitos tardi- e pós-orogênicos. Em geral nota-se que os tardi-orogênicos revelam tendência a um maior empobrecimento em direção aos elementos com maior compatibilidade, com mais altos teores de Sr e Ba e baixos Ta, Nb, Y e Yb do que o presente nos pós-orogênicos.

Os aranhogramas referentes ao plúton Piedade (Figura 6.8a,b,c,d) guardam semelhanças com os dos demais granitos tardi-orogênicos, embora seu núcleo apresente enclaves com um padrão de distribuição mais enriquecido nos elementos a partir de Ta. O granito Ibiúna (Figura 6.8f) exibe, com algumas poucas exceções, importante semelhança nos padrões de elementos incompatíveis. São comparáveis aos aranhogramas dos termos tardi-orogênicos, exceto pelo maior enriquecimento em Sr, com um padrão de distribuição convexa em Elementos Litófilos de Raio Iônico Grande (LILEs) com pico de enriquecimento em Ba (100 x PM).

Nos granitos tardi- e pós-orogênicos, o pico de enriquecimento em Th é pronunciado (até 300 x PM), podendo ser acompanhado por Rb (até 170 x PM). O Ba alcança entre 20 e 70 x PM nos tardi-orogênicos e entre 7 e 50 nos pós-orogênicos, desenvolvendo uma distribuição em LILEs visivelmente peculiar nestas rochas. Os granitos Sete Barras e Turvo também guardam em parte semelhanças

Figura 6.7 -Distribuição de elementos traços, normalizados para Manto Primitivo (Sun e McDonough, 1989), para granitóides tardi- e pós-orogênicos do batólito Agudos Grandes.

Figura 6.8 -Distribuição de elementos traços, normalizados para Manto Primitivo (Sun e McDonough, 1989), para o granito Piedade e corpos sin-orogênicos do batólito Agudos Grandes.

com os pós-orogênicos segundo a distribuição em LILEs, embora com marcante empobrecimento em Zr (Figura 6.8f). Diferenças em Y e Yb são mais contrastantes nestes granitos, com teores mais baixos no granito Turvo.

6.6. Razões entre elementos incompatíveis: discriminação entre as suites e afinidades tectônicas

Como revelado pelos aranhogramas, as razões entre alguns elementos traço podem ser particularmente reveladoras de contrastes entre as diferentes associações graníticas estudadas. Desta forma, algumas dessas razões são discutidas em maior detalhe com base nos diagramas binários apresentados na Figura 6.9.

Contraste importante entre os granitos sin-orogênicos tipo Ibiúna e os granitos tardi-orogênicos é dado por sua mais alta razão Ba/Rb (>10). Ambas as suites mostram importante enriquecimento em Ba, mas apenas nos granitos tardi-orogênicos este é acompanhado de enriquecimento importante em Rb. Dentro do conjunto de granitos tardi-orogênicos, a razão Ba/Sr mais baixa, equivalente à dos granitos tipo Ibiúna, distingue o granito Piedade (incluindo a linhagem peraluminosa) dos demais (Serra dos Lopes, Pilar do Sul e granitos equigranulares isolados) (Fig. 6.9a). Os granitos pós-orogênicos se distinguem claramente dos demais grupos, ocupando um campo com baixa razão Ba/Rb (característica que compartilham com os leucogranitos peraluminosos sin-orogênicos) e os mais altos valores de Ba/Sr de todo o batólito (>3).

Uma ampla variação nos teores de Nb (e Ta) é observada no batólito Agudos Grandes, e também se mostra importante discriminante entre as diferentes suites. Distinguem-se três grupos principais: um com teores de Nb inferiores a 10 ppm, formado pelo conjunto de granitos tardi-orogênicos mais

Figura 6.9 - Diagramas de variação para elementos traços dos granitóides tardi- a pós orogênicos. Em a) Ba/Rb x Ba/Sr, b) La/Nb x Nb, c) Th/U x Nb. Simbologia é a mesma da Figura 6.1.

félsicos (granitos Pilar do Sul, Serra dos Lopes, granitos equigranulares isolados e, em geral com os teores mais baixos, os granitos diferenciados do maciço Piedade); um segundo grupo com teores entre 10 e 20 ppm, formado pelos granitos sin-orogênicos tipo Ibiúna e pelos granitos mais máficos do maciço Piedade; e um terceiro grupo com teores superiores a 20 ppm, formado pelos granitos pós-orogênicos. La é um elemento de incompatibilidade semelhante ao Nb, e a razão La/Nb auxilia na discriminação, mostrando uma progressiva diminuição do primeiro para o terceiro grupo, e destacando os leucogranitos peraluminosos sin-orogênicos, que exibem as mais baixas razões La/Nb (e consequentemente as anomalias negativas de Nb e Ta menos destacadas nos aranhogramas), em vista de seus baixos teores de ETRL.

A razão Th/U mostra-se também um importante discriminante entre as suites. A Figura 6.9c mostra contrastes importantes dentro do conjunto de granitos tardi-orogênicos mais félsicos (pobres em Nb), com diminuição sensível de Th/U dos granitos diferenciados de Piedade para Serra dos Lopes e Pilar do Sul. Enfatiza também o notável contraste entre os granitos diferenciados do maciço Piedade e os granitos da unidade metaluminosa central (mais ricos em Nb e com baixo Th/U), com os granitos máficos da unidade peraluminosa de borda e o granito Roseira ocupando posição intermediária. Também distingue claramente os leucogranitos peraluminosos sin-orogênicos dos granitos pós-orogênicos, especialmente os dos maciços São Miguel Arcanjo e Capão Bonito. Os granitos Serra da Bateia se deslocam dos demais granitos pós-orogênicos em direção a menor Th/U, de modo análogo ao que ocorre com a unidade metaluminosa de Piedade em relação aos granitos metaluminosos sin-orogênicos tipo Ibiúna, sugerindo contribuição de componente mais rico em U semelhante ao que está presente nos leucogranitos peraluminosos (crosta superior?).

Algumas relações entre elementos incompatíveis têm sido usadas em tentativas de discriminação tectônica de granitos.

A Figura 6.10a, mostra o diagrama Yb + Ta x Rb de Pearce *et al.* (1984), que separa os granitóides pós-orogênicos, que ocorrem no campo de granitos intra-placa, e os demais granitos tardi-orogênicos. Entre estes últimos, é possível destacar algumas diferenças, como os menores conteúdos de Rb dos granitos equigranulares isolados revelam, que os enquadram no campo de granitos de arco vulcânico, enquanto os demais plútons tardi-orogênicos, incluindo o granito Piedade (não aparece neste diagrama, ver Leite *et al.*, submetido), ocorrem no campo de granitos “sin-colisionais”. Por outro lado, o posicionamento dos granitóides neste diagrama, junto ao limite entre os campos definidos, já foi destacado por diversos autores (e.g., Liégeois *et al.*, 1998) como uma região de convergência de tipos graníticos de origens tectônicas distintas, o que dificulta a interpretação quando os termos envolvidos são muito fracionados..

A Figura 6.10b mostra o diagrama Rb-Hf-Ta de Harris *et al.* (1986), onde os granitóides ocorrem em geral dentro do campo de “arco vulcânico”, junto a composições de granitos “colisionais” (campo não delimitado no diagrama). Um conteúdo relativamente maior em Ta nos termos pós-orogênicos, entretanto, tende a concentrar estas rochas mais próximas ao campo “intra-placa”.

a)

b)

Figura 6.10 - Diagramas a) Rb x $\bar{Y}b + Ta$ (Pearce et al., 1984) e b) Rb x Hf x Ta (Harris et al., 1986) para a discriminação tectônica dos granitóides tardi e pós-orogênicos no batólito Agudos Grandes. Para simbologia ver Figura 6.1.

7. ISOTOPIA RB-SR E SM-ND

Um total de 16 amostras (Tabela 7.1) foram selecionadas para análise isotópica através dos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd, de forma a representar os maciços estudados e a variedade de tipos de granitos presente. As idades adotadas para o cálculo das razões isotópicas de Sr iniciais e ϵ Nd foram 780 Ma para o granito gnáissico pré-orogênico PD215, 615 Ma para granitóides sin-orogênicos, 600 Ma para tardi-orogênicos e 580 Ma para os pós-orogênicos São Miguel Arcanjo e Capão Bonito. Para os plútons pós-orogênicos Serra da Bateia e Serra da Queimada, foi utilizado o valor de 565 Ma, idade obtida para o primeiro por Janasi *et al.* (2001).

7.1. Sistema Rb-Sr

7.1.1. Granitos tardi-orogênicos

Na Figura 7.1 encontra-se um diagrama isocrônico Rb-Sr para todo o conjunto de amostras de granitos tardi-orogênicos, incluindo as amostras do maciço Piedade, estudadas por Leite (1997) e Leite *et al.* (submetido).

Os resultados obtidos para a unidade central (BmgT) do maciço Piedade resultam em idade 681 ± 21 Ma (Leite, 1997), significativamente mais elevada que a idade de cristalização obtida pelo método U-Pb (604 ± 8 Ma; Janasi *et al.*, 2001). Tal fato é atribuído ao progressivo aumento da razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (de $\sim 0,710$ até $0,712$) com o fracionamento, e portanto compatível com um processo do tipo AFC, envolvendo um contaminante com alta razão Rb/Sr (Leite *et al.*, submetido; Anexo B).

Tabela 7.1 - Dados de isotopia Rb-Sr e Sm-Nd para os granitóides do batólito Agudos Grandes

Amostra	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	+2s	T(Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$
PD15A1	88.1	406.5	0.628	0.71963	0.00001	600	0.71426
PD154	218.4	299.1	2.118	0.73286	0.00001	600	0.71474
PD165	259.3	307.3	2.449	0.73582	0.00007	600	0.71486
PD2154	196.3	225.0	2.532	0.73596	0.00001	600	0.71430
PD2203	267.1	1112.8	0.695	0.71776	0.00001	600	0.71181
PD146B	222.0	463.7	1.388	0.72560	0.00004	600	0.71372
PD2266	165.8	292.6	1.643	0.72814	0.00001	600	0.71407
PD498	162.2	379.9	1.237	0.72242	0.00002	600	0.71184
CB2	272.7	44.0	18.233	0.86679	0.00002	580	0.71600
CB3	267.8	29.0	27.307	0.94338	0.00001	580	0.71756
SMA3	163.2	201.8	2.346	0.73430	0.00002	580	0.71489
SMA17	183.8	150.2	3.554	0.74496	0.00001	580	0.71557
PD2141	209.5	153.5	3.963	0.74359	0.00001	565	0.71167
PD125A	280.7	124.5	6.563	0.77024	0.00006	565	0.71737
PD193	249.8	75.1	9.716	0.79382	0.00007	565	0.71555
PD319	170.1	215.8	2.285	0.72995	0.00001	565	0.71154

Amostra	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro	T(Ma)	ϵNd_T	TDM (Ga)
PD15A1	4.5	25.9	0.10498	0.511568	0.000010	600	-13.9	2.01
PD154	5.9	43.2	0.08310	0.511408	0.000007	600	-15.3	1.87
PD165	5.0	33.8	0.08994	0.511387	0.000008	600	-16.2	1.99
PD2154	5.0	35.3	0.08499	0.511406	0.000008	600	-15.5	1.89
PD2203	12.9	79.4	0.09814	0.511521	0.000008	600	-14.3	1.95
PD146B	6.1	48.7	0.07527	0.511381	0.000022	600	-15.2	1.80
PD2266	6.7	50.0	0.08166	0.511431	0.000008	600	-14.7	1.82
PD498	7.3	52.0	0.08506	0.511498	0.000006	600	-13.7	1.79
CB2	15.2	93.2	0.09848	0.511439	0.000008	580	-16.1	2.06
CB3	16.0	93.3	0.10370	0.511464	0.000007	580	-16.0	2.12
SMA3	15.3	89.9	0.10299	0.511480	0.000007	580	-15.7	2.09
SMA17	12.7	76.9	0.10012	0.511472	0.000009	580	-15.6	2.05
PD2141	11.3	63.2	0.10852	0.511670	0.000007	565	-12.5	1.93
PD125A	8.3	43.1	0.11693	0.511751	0.000013	565	-11.6	1.97
PD193	9.4	53.4	0.10681	0.511798	0.000015	565	-9.9	1.74
PD319	10.9	58.6	0.11190	0.511707	0.000009	565	-12.1	1.94

Amostras das unidades peraluminosas do maciço Piedade (BmgM e Bmg) exibem razões iniciais de Sr sistematicamente mais elevadas, que se alinham grosseiramente ao longo de uma isócrona com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,713 a 600 Ma (Figura 7.1). Essas rochas exibem razões Rb/Sr equivalentes às mais baixas observadas em BmgT, e obviamente não foram produzidas pelo mesmo processo de AFC identificado naquela unidade. As elevadas razões iniciais de Sr dessas rochas devem ter sido adquiridas previamente ao fracionamento, possivelmente por contaminação crustal de rochas básicas (Anexo B). O granito PD17c, da facies reduzida de BmgM (com feldspato branco), tem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial ainda mais alto que o das demais amostras da unidade (0,714), o que sugere um caráter mais fortemente contaminado para esta facies.

Os novos dados apresentados nesta tese mostram que os granitos dos maciços Serra dos Lopes e Pilar do Sul exibem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial entre 0,714 e 0,715, em geral mais altos que os das unidades peraluminosas de Piedade (Figuras 7.1, 7.2). O progressivo aumento desta razão com o fracionamento (expresso através do aumento da razão Rb/Sr) sugere que seria possível, considerando apenas os isótopos de Sr, relacionar esses granitos com processos AFC a partir da unidade BmgM de Piedade. Já a amostra do granito Roseira tem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial equivalente ao dos termos mais fracionados (e contaminados) da unidade central (BmgT) de Piedade.

As amostras de corpos lenticulares metaluminosos (portadores de hornblenda e epidoto) exibem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial mais baixo que o dos granitos hospedeiros; a amostra PD1152 de Piedade tem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr(i)} = 0.708$, o valor mais baixo encontrado até o momento em todo o batólito Agudos Grandes.

7.1.2. Granitos pós-orogênicos

Em geral, as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para os granitóides pós-orogênicos mostram, como algumas exceções, valores mais altos que os obtidos para os granitos tardi-orogênicos (cf. Figura 7.3).

O sienogranito Capão Bonito apresenta-se com os valores das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais altos encontrados, 0,716-0,718, seguido pelo granito São Miguel Arcanjo, com 0,715-0,716. O sienogranito Serra da Bateia é bastante heterogêneo, com valores entre 0,712 e 0,717. A única amostra analisada do sienogranito Serra da Queimada (PD2141) mostra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,712$, valor similar ao mais baixo encontrado no sienogranito Serra da Bateia.

A presença de fácies mais máficas (a unidade de monzonitos da borda E, e rochas com $\text{IC} > 10$ portadoras de hornblenda, como PD319), além da ocorrência local de enclaves de composição intermediária, sugere que interações com magmas de caráter mais básico podem responder por parte das variações isotópicas observadas no granito Serra da Bateia.

As razões de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ do granito Capão Bonito mostram forte contraste em relação aos outros corpos (18-27 x 2-10), um aspecto que está relacionado principalmente ao mais baixo conteúdo em Sr (29-44 ppm x 75-216 ppm).

Figura 7.1 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para granitóides tardi-orogênicos do batólito Agudos Grandes.

Figura 7.2 - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (a 600 Ma) para granitóides tardi-orogênicos do batólito Agudos Grandes.

7.2. Sistema Sm-Nd

7.2.1. Granitos tardi-orogênicos

A Figura 7.4a mostra as curvas de evolução de Nd no tempo para o granito Piedade, extraídas de Leite *et al.* (submetido). As idades-modelo Sm-Nd (segundo De Paolo, 1988) situam-se entre 1,75 e 2,1 Ga; os ϵNd_{600} variam entre -12 e -16, com os valores mais negativos caracterizando a facies peraluminosa de borda e os granitos inequigranulares mais diferenciados.

As curvas de evolução para os granitos Roseira, Serra dos Lopes e Pilar do Sul são apresentadas na Figura 7.4b, e mostram idades-modelo entre 1,8 e 2,0 Ga, dentro do intervalo apresentado pelo maciço Piedade. O forte fracionamento dos padrões de ETRs está refletido nas baixas razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($\sim 0,08\text{-}0,09$), de modo que as idades de extração mantélica são possivelmente superiores às idades calculadas. Os valores de ϵNd_{600} variam de -13,7 a -16,2, com um discreto, mas consistente, decréscimo a partir do plúton Roseira para Serra dos Lopes e finalmente Pilar do Sul (Figura 7.4b).

7.2.2. Granitos pós-orogênicos

As idades modelo Sm-Nd dos granitóides pós-orogênicos estão em média um pouco acima daquelas dos tardi-orogênicos, com valores entre 1,94 e 2,12 Ga, embora ocorra um único caso com 1,74 Ga (PD193) (Figura 7.4c). Os valores da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ estão próximos aos da média crustal ($\sim 0,10\text{-}0,11$). Os plútons Capão Bonito e São Miguel Arcanjo (580 Ma) têm T_{DM} Sm-Nd de 2,1 Ga e ϵNd_T tão negativo quanto os granitos tardi-orogênicos com menos Nd

Figura 7.3 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para granitóides pós-orogênicos do batólito Agudos Grandes.

radiogênico ($\epsilon\text{Nd}_T \sim -16$). Os plútons Serra da Bateia e Serra da Queimada (565 Ma), por outro lado, têm ϵNd_T no intervalo -10 a -12,5, que se encontram entre os menos negativos do batólito.

7.3. Diagrama ϵNd x Sr inicial: algumas considerações genéticas

No diagrama da Figura 7.5, que correlaciona os valores de ϵNd com as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais, existe um arranjo geral que sugere, em primeira aproximação, a participação de *pelo menos* dois componentes na geração dos magmas tardi- a pós-orogênicos. Uma tendência evolutiva segundo processos de AFC parece mais evidente na seqüência de geração dos plútons Piedade, Roseira, Serra dos Lopes e Pilar do Sul. Os plútons pós-orogênicos mostram maior contraste na assinatura isotópica, revelando que reservatórios distintos podem ter atuado de forma independente na sua geração.

Quando se considera o comportamento dos granitos tardi-orogênicos, observa-se uma evidente tendência de incremento em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ com o decréscimo em ϵNd_T , apresentando o núcleo metaluminoso do granito Piedade o caráter mais “primitivo”, enquanto os termos peraluminosos e mais fracionados do granito Pilar do Sul mostram-se como as rochas mais evoluídas. Tal tipo de correlação é frequentemente interpretado como um resultado da mistura de dois componentes. No presente caso, a composição isotópica dos granitos metaluminosos teria contribuições de um componente com ϵNd_T menos negativo, enquanto um outro mais antigo, com alta razão Rb/Sr, seria progressivamente mais importante nos granitos mais diferenciados.

Em detalhe, contudo, o cenário deve ser algo mais complexo, como já destacado na discussão apresentada nos itens precedentes. Os granitos da

Figura 7.4 - Evolução isotópica de Nd no tempo, para os corpos granitóides do batólito Agudos Grandes

unidade de borda de Piedade (PD-B; BmgM) são pelo menos tão pouco fracionados quanto aqueles da unidade de núcleo (PD-N), e no entanto são mais “evoluídos” isotopicamente, o que descarta um processo único e contínuo de ACF. Os granitos metaluminosos de Piedade, incluindo as lentes com Hbl+Epi, têm $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ consistentemente mais baixas, que estão no intervalo exibido pelos granitos metaluminosos sin-orogênicos (~ 0.710).

A composição isotópica dos hornblenda-biotita granitos máficos (IC 10-14), sin-orogênicos (tipo Ibiúna) indica que eles não correspondem ao componente menos contaminado esperado no modelamento acima. Estes granitos apresentam ϵNd_T fortemente negativo, o qual, combinado ao $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ menos radiogênico, sugere importante contribuição de um reservatório antigo com baixa razão Rb/Sr, possivelmente uma crosta inferior granulítica.

Por outro lado, os leucogranitos peraluminosos sin-orogênicos, interpretados como de derivação de fusão parcial puramente crustal, têm ϵNd_T de -13 a -14 , indicativo de que o reservatório crustal do qual estas rochas derivaram não constitui o componente antigo identificado nos granitos tardi-orogênicos mais fracionados.

O principal aspecto da assinatura isotópica Sr-Nd dos granitos pós-orogênicos é o marcante contraste, especialmente no comportamento de Nd, entre os dois grupos de idades. Os plútons de ~ 585 Ma têm os valores de ϵNd_T pelo menos tão negativos quanto os do granito tardi-orogênico Pilar do Sul, e poderia ser uma extensão do trend tardi-orogênico rumo a composições isotópicas mais evoluídas (Figura 7.5). Parte da dispersão dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ mostrados pelos plútons de ~ 565 Ma pode refletir alteração pós-magmática; entretanto as similaridades existem em termos de ϵNd_T , que são os valores menos negativos conhecidos no batólito Agudos Grandes (-10 a -12). Este é um indicativo de que sua origem é diferente daquela dos granitóides pós-orogênicos de ~ 585 Ma, incluindo um componente mais jovem, isotopicamente mais “primitivo” (infracrustal?).

Figura 7.5 - Diagrama com eNd versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial para os granitóides tardi a pós-orogênicos do batólito Agudos Grandes. Na legenda estão os valores de T (em parênteses) utilizados nos cálculos de eNd e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Os dados referentes ao granito Piedade foram obtidos a partir de Leite et al. (submetido), enquanto que para os granitóides sin-orogênicos são dados ainda inéditos do autor.

8. ASPECTOS PETROGENÉTICOS E TECTÔNICOS

Neste capítulo final, são apresentadas de forma integrada algumas das principais conclusões alcançadas no presente trabalho, com ênfase na cronoestratigrafia e na petrogênese do batólito Agudos Grandes, em especial na passagem entre os períodos tardi- e pós-orogênico.

8.1. Magmatismo cálcio-alcálico potássico: granitos sin- e tardi-orogênicos

8.1.1. O significado tectônico dos granitos cálcio alcalinos potássicos

O batólito Agudos Grandes é constituído essencialmente (~ 90 % da área exposta estudada) por granitos cálcio-alcálicos ricos em potássio que se enquadram na definição de HKCAG de Liégeois (1998). Incluem-se aí os granitóides sin- e os tardi-orogênicos, que em conjunto se colocaram em um curto período, da ordem de 15 Ma (~ 600-615 Ma).

Os granitos cálcio-alcálicos potássicos (HKCAG) têm sido reconhecidos em trabalhos de síntese recentes como os mais volumosos na crosta continental terrestre, perfazendo ca. 35-40% dos granitóides (Roberts & Clemens, 1993, apud Liégeois et al., 1998). Todas as propostas de classificação de granito recentes os distinguem dos granitos cálcio-alcálicos “normais” (e.g., Maniar & Picoli, 1989; Barbarin, 1999; Patiño-Douce, 1999; Frost et al., 2001). Sua petrogênese e posicionamento tectônico, contudo, ainda são motivos de controvérsia. Tal fato se deve, provavelmente, a sua ocorrência em diversos ambientes geodinâmicos; no entanto, eles parecem mais abundantes “nos cinturões orogênicos relacionados com colisão continental, particularmente no momento em que a colisão está terminando” (Barbarin, 1999). Diversos autores têm manifestado opinião semelhante (e.g., Liégeois *et al.*, 1998, Bonin *et al.*, 1998), mas as semelhanças com os granitos cálcio-alcálicos “normais” (tipo Cordilherano de

Pitcher, 1987) levam outros a admitir uma origem associada a subducção de placa oceânica.

Em termos petrogenéticos, ambos os tipos de granitos cálcio-alcalinos são admitidos como de origem híbrida, isto é, incluindo componentes de crosta e manto, uma vez que sua composição média é muito máfica para se originar por fusão da crosta continental (Patiño-Douce, 1999). Para a maioria dos autores, os granitos HKCA diferem dos granitos cálcio-alcalinos “normais” por terem maior contribuição do componente crustal, daí seu caráter potássico e, em média, mais diferenciado (Barbarin, 1999; Patiño-Douce, 1999). No entanto, o componente mantélico pode ser já rico em K, derivado do manto litosférico enriquecido (portador de flogopita e K-richterita), especialmente quando existe associação com magmas máficos potássicos, como shoshonitos (e.g., Liégeois et al., 1998).

8.1.2. Cronoestratigrafia e evolução estrutural

Aproximadamente 75 % da volume de granitos atualmente expostos no batólito Agudos Grandes é admitida como de caráter “sin-orogênico”. Incluem-se aí todos os plútons formados por hornblenda-biotita granitos porfíricos, de caráter marcadamente metaluminoso, como os maciços Ibiúna, Tapiraí, Jurupará e Serra dos Agudos Grandes, e também corpos de granitos peraluminosos de pequena expressão regional (maciço Turvo), todos eles datados no intervalo entre 610 e 615 Ma. Embora por vezes apenas com foliação magmática pouco pronunciada (especialmente nos corpos situados mais a oeste, intrusivos em rochas metamórficas de baixo grau), esses granitos ocorrem em corpos de contornos amendoados, ou mesmo em corpos tabulares (cf. Figura 3.3), e frequentemente apresentam-se deformados e afetados por foliação de estado sólido desenvolvida em alta temperatura (até ~ 800°C em equivalentes gnáissicos como os gnaisses Butantã; Martins, 2001). Apesar das diferenças marcantes no grau de deformação, os

diferentes corpos de granitos metaluminosos parecem estar expostos aproximadamente na mesma profundidade, em torno de 4 kbar (Martins, 2001).

Em termos estruturais, os corpos graníticos “sin-orogênicos” parecem relacionados a uma tectônica transpressiva segundo um regime de esforços de orientação E-W onde o desenvolvimento de zonas de cisalhamento dextrais de orientação NE-SW foi o principal mecanismo para geração de espaço e colocação dos plútons. Uma importante homogeneidade interna e pobre variação faciológica é característica marcante na maioria dos plútons. Nas porções de borda, onde a foliação se mostra mais intensa, a orientação se desenvolveu inicialmente na presença de fase líquida, como mostra a presença de megacristais eudrais de feldspato alcalino (Paterson et al., 1989), mas existem registros de importante deformação de estado sólido a alta temperatura.

Spanner & Kruhl (2002) estudaram o mecanismo de colocação de uma pequena intrusão tabular situada a leste de Ibiúna, por eles designada “Carmo”. Os autores utilizaram o alinhamento de fluxo dos megacristais de feldspato alcalino para inferir o sentido de cisalhamento, através de diferentes indicadores cinemáticos, e concluíram que a colocação do magma foi sin-tectônica a processos de cavalgamento direcionados para WSW. Os autores associam essa tectônica à colisão dos crátons do Congo e São Francisco, de modo que o granito seria essencialmente sin-orogênico.

O modelo tectônico apresentado por Hachspacher et al. (2000), que admite a formação de bacias de retroarco Neoproterozóicas a norte e a oeste do Domínio Embu, também assume um caráter “sin-colisional” para a formação da massa principal do batólito Agudos Grandes.

O segundo estágio evolutivo na granitogênese no batólito Agudos Grandes ocorreu em torno de 600 Ma e é refletido no agrupamento de plútons subcirculares a elipsoidais que ocorre na porção NW do batólito, limitada a N pela zona de cisalhamento Taxaquara. Esses granitos, associados ao período tardi-orogênico, diferem dos anteriores no modo de colocação e também na composição,

pois estão praticamente ausentes os termos metaluminosos, predominando amplamente granitos cálcio-alcálinos potássicos bastante contaminados por material crustal. Existe, contrariamente ao caso anterior, uma significativa variação petrográfica dentro de uma pequena área de 30 x 15 km². Os plútons individuais mostram disposição faciológica em arranjo aproximadamente concêntrico, e os centros intrusivos parecem ter migrado progressivamente de E para W, embora em intervalo de tempo que está dentro da incerteza das datações U-Pb. Em paralelo, a essa migração, os magmas se tornaram vez mais diferenciados, e intrudiram rochas de mais baixo grau metamórfico, culminando com o granito Pilar do Sul, intrusivo em filitos e afetado por intensa alteração hidrotermal.

As foliações são essencialmente relacionadas ao fluxo magmático, geralmente paralelas aos formatos dos corpos, sendo observadas principalmente em rochas porfíricas segundo o alinhamento de megacristais eudrais de feldspato alcalino nos granitos Piedade, Roseira e borda do Serra dos Lopes. Foliações de estado sólido aparecem associadas à borda externa do granito Piedade, principalmente, e estas desenvolvem-se paralelamente ao formato do corpo granítico. As porções internas dos plútons mostram pouca influência da importante cinemática visível na borda, desenvolvendo facies graníticas com foliação magmática pouco desenvolvida.

A mudança na geometria dos corpos e no mecanismo de colocação parece refletir uma mudança no regime de esforços regional. O agrupamento dos plútons tardi-orogênicos em uma região limitada, com alongamento oblíquo em relação à disposição geral NE-SW das feições estruturais observadas regionalmente nos pacotes metamórficos do Complexo Embu e também verificada nos alongamentos de corpos sin-orogênicos sugere que prevaleceu localmente um regime distensional. Observações locais do autor sugerem movimentações laterais com cinemática sinistral afetando os pacotes metamórficos encaixantes e o corpo de granito sin-orogênico que acompanha as estruturas regionais a leste do maciço Piedade (Fig. 3.5).

Vale notar que Spanner & Kruhl (2002) associam a colocação do plúton “Cindacta”, situado a NE de Ibiúna (corpo de granito tipo Itapevi na Fig. 3.3) a uma cinemática transcorrente sinistral que se superpôs à tectônica de cavalgamento identificada quando da intrusão do plúton “Carmo” (ver acima). A falta de datações para o plúton “Cindacta” não encoraja tentativas de correlação mais decididas, porém confirma-se que ocorreu regionalmente a colocação de plútons graníticos associada a movimentos transcorrentes sinistrais em um momento em que os plútons sin-orogênicos tipo Ibiúna já se encontravam consolidados.

8.1.3. Petrogênese

Os dados de geoquímica elemental e geoquímica isotópica de Sr e Nd apresentados nesta tese mostram diferenças importantes nos reservatórios que deram origem aos diferentes grupos de granitos sin- e tardi-orogênicos.

8.1.3.1. O magmatismo sin-orogênico

Um modelo petrogenético para o magmatismo sin-orogênico está fora do escopo deste trabalho, e será apresentado em publicação à parte (Leite et al., in prep.). Destaca-se, contudo, que existem similaridades geoquímicas importantes entre os granitos metaluminosos potássicos tipo Ibiúna e os granitos mais máficos encontrados no maciço tardi-orogênico Piedade, sugestivos de um vínculo genético. Um modelo geral de contaminação por material metassedimentar associada a fracionamento magmático para explicar a origem dos granitos tardi-orogênicos a partir de magmas equivalentes aos granitos tipo Ibiúna tem sido admitido por diversos autores (Wernick et al., 1990; Leite, 1997; Godoy et al., 1999; Martins, 2001).

Os dados obtidos por Leite et al. (in prep.) mostram que os granitos metaluminosos sin-orogênicos exibem valores de ϵNd (a 610 Ma) bastante negativos (-15 a -17,5), e não têm portanto caráter mais “primitivo” que os granitos supostamente menos contaminados encontrados no maciço Piedade (unidade metaluminosa central, com ϵNd (a 600 Ma) = -12 a -14. Esses dados sugerem que os granitos tipo Ibiúna têm um importante componente crustal com tempo de residência relativamente alto, que poderia corresponder a rochas de embasamento presentes na crosta inferior. É importante destacar que, ainda que em pequeno volume, foram gerados nesse mesmo evento leucogranitos peraluminosos (granito Turvo) que refletem a fusão de sequências supracrustais em níveis mais rasos da crosta.

8.1.3.2. O granito Piedade

A petrogênese do granito Piedade foi discutida por Leite *et al.* (Anexo B). O maciço é uma ocorrência singular, pela existência de duas linhagens dominadas por granitos pouco fracionados (com IC >8): (1) a unidade central metaluminosa, com biotita granitos portadores de titanita e allanita, e (2) a unidade de borda peraluminosa, com muscovita-biotita granitos portadores de monazita. Embora exibam importantes características petrográficas e geoquímicas em comum, as diferenças entre as duas linhagens denunciam a participação de fontes distintas.

O caráter relativamente máfico da unidade peraluminosa sugere uma origem por contaminação de magmas básicos com material metassedimentar seguida de fracionamento magmático. A zonalidade normal observada no granito Piedade sugere que parte deste fracionamento ocorreu ao nível de colocação; no entanto, a unidade mais fracionada interna tem contatos abruptos com as demais, e apresenta algumas características geoquímicas peculiares (e.g., Nb e ETRP distintamente mais baixos) que requerem processos evolutivos mais complexos ou mesmo áreas-fontes distintas.

A unidade central metaluminosa mostra evidências de contaminação por material com alto Rb/Sr paralela ao fracionamento, retratadas no progressivo aumento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nas rochas mais diferenciadas. Os termos menos fracionados, contudo, são sensivelmente menos contaminados por material metassedimentar, se comparados à unidade de borda, e em termos dos isótopos de Sr e Nd são os mais “primitivos” do maciço.

Efeitos de interação de magmas ao nível de colocação parecem localmente importantes no maciço, particularmente em zonas de elevada concentração de enclaves intermediários a máficos encontradas na unidade peraluminosa e na unidade mais fracionada que a ela se associa.

8.1.3.3. O granito Roseira

O granito Roseira é uma pequena manifestação intrusiva na borda NW do granito Piedade e, em linhas gerais, mostra composições semelhantes às deste último, incluindo granitos com $\text{IC} > 8$ portadores de muscovita primária. Entre as diferenças principais, cita-se a maior proporção de rochas mais diferenciadas, a presença de facies com textura subvulcânica, e evidências de processos de greisenização.

8.1.3.4. O granito Serra dos Lopes

O granito Serra dos Lopes é composicionalmente complexo, com uma predomínio de fácies com índices de cor intermediários entre aqueles mostrados pelos granitos mais máficos de Piedade e os granitos félsicos de Pilar do Sul. As amostras mais máficas têm SiO_2 inferior ($< 70\%$) e CFMT ($\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$; cf. Patiño-Douce, 1999) superior ($> 5\%$) em relação às fusões tipicamente crustais e devem incorporar um componente não crustal máfico. A associação geográfica destas amostras com um corpo de melagranito com

hornblenda e epidoto, além de enxames de enclaves microgranulares, sugerem que um evento de mistura com magmas básicos poderia responder pela variação composicional presente na porção E do granito.

Os padrões de ETR fortemente fracionados ($La_N/Yb_N \sim 90$) e conteúdos muito baixos em Nb (< 10 ppm) são aspectos marcantes no granito Serra dos Lopes, assim ocorrendo também nos demais granitos tardi-orogênicos félsicos, distinguindo-os dos granitos pós-orogênicos (ver abaixo). Conteúdos baixos de ETR pesados combinados com uma fraca anomalia de Eu e alta razão Sr/Y (30-90) sugerem uma origem profunda, a partir de fontes onde granada predominava sobre o plagioclásio na assembléia residual.

As variações observadas no conteúdo de ETR pesados no granito Serra dos Lopes revelam um incremento sistemático em direção a termos com caráter progressivamente mais máfico, na porção E do plúton. Este aspecto pode estar correlacionado com a uma maior contribuição de mistura com magma de composição mais máfica, e assim não refletiria variações composicionais geradas ao nível de colocação, e não na fonte do magma granítico.

Os granitos típicos do maciço se superpõem, em termos de isótopos de Sr e Nd, com os termos mais “evoluídos” da unidade peraluminosa do granito Piedade (Fig. 7.5) sugere um vínculo com a unidade peraluminosa através de processos tipo AFC.

8.1.3.5. O granito Pilar do Sul

O granito Pilar do Sul é um plúton fortemente fracionado e de pouca variação composicional. A variação textural observada (borda mais grossa que núcleo) não tem correspondência com uma variação composicional mais expressiva. Os efeitos pós-magmáticos ocorrem de modo mais intenso para oeste e são, provavelmente, responsáveis pela redução da susceptibilidade magnética da rocha, um aspecto atribuído à martitização da magnetita original. É também nesta

porção do corpo plutônico onde ocorrem os termos graníticos mais fracionados, refletindo numa mudança do foco de cristalização para oeste que se alinha com o enriquecimento em fluidos responsável pelos efeitos pós-magmáticos.

A natureza félsica do granito Pilar do Sul seria consistente com uma origem magmática puramente crustal. As temperaturas de saturação para zircão e monazita são coincidentes dentro do intervalo 780-830° C (Tabela 6.1), valores que estão levemente abaixo das temperaturas típicas para a fusão associada à desidratração da biotita. A ausência de enclaves microgranulares máficos é sugestiva de que fusões derivadas do manto não tiveram participação significativa na sua petrogênese.

O comportamento isotópico de Sr e Nd das amostras estudadas mostra que o granito Pilar do Sul corresponderia ao termo mais fracionado em uma evolução tipo ACF envolvendo também a unidade peraluminosa de borda de Piedade e o granito Serra dos Lopes (cf. item 7.1.1).

8.1.3.6. Os granitos equigranulares isolados

Os granitos equi-inequigranulares que formam ocorrências isoladas na região de Piedade mostram características geoquímicas semelhantes às porções mais fracionadas dos plútons tardi-orogênicos, particularmente os conteúdos baixos em Nb e alta razão $(La/Yb)_N$, em torno de 70. São algo heterogêneos quimicamente, destacando-se um grupo com maior **mg#** e conteúdo de Ca e Sr. Exibem anomalias negativas de Eu pouco pronunciadas ou mesmo, em alguns casos, levemente positivas.

Embora texturalmente sejam semelhantes ao granito Pilar do Sul, deles diferentem em algumas características químicas importantes, como mais alto Ba/Rb, Th/U, baixo Na₂O e tendência a C/FMT e CFMT mais altos. Contrastam também com os granitos mais diferenciados do maciços Piedade (Ba/Sr mais alto e Th/U mais baixo). Não foram obtidos dados isotópicos para esses granitos, mas as

semelhanças geoquímicas e associação geográfica com o maciço Serra dos Lopes sugerem um vínculo genético.

8.1.4. Síntese da petrogênese do magmatismo tardi-orogênico

O granito Piedade, com toda a sua diversidade petrográfica, é referência fundamental para a petrogênese do magmatismo tardi-orogênico, e por isto foi alvo de estudo à parte (Anexo B). Apesar de toda a sua complexidade evolutiva, as unidades que o compõem compartilham algumas características importantes que sugerem algum tipo de vínculo genético entre elas e, possivelmente, com os granitos sin-orogênicos tipo Ibiúna. Entre essas características, destaca-se a assinatura química de magmas “cálcio-alcálinos de alto potássio”, assim como os padrões de ETR bastante fracionados e os altos teores de Ba e Sr, resultando em altas razões Sr/Y características de magmas graníticos gerados em profundidade, no campo de estabilidade da granada.

Assim, embora tenha havido importantes mudanças no regime tectônico no intervalo de geração dos plútons sin- e tardi-orogênicos, e a interação com diferentes segmentos da crosta inferior e média tenha resultado em diferenças fundamentais entre as linhagens, o processo geral de geração de magmas graníticos parece ter permanecido semelhante, isto é, a hibridização de magmas básicos com a crosta continental a profundidade elevada.

Os demais plútons tardi-orogênicos são compostos por granitos mais diferenciados que aqueles que compõem a massa principal do granito Piedade. São melhor comparados à unidade inequigranular rósea deste último plúton e, em termos isotópicos, são consistentes com um modelo de cristalização fracionada associada a contaminação de um magma equivalente à unidade peraluminosa do granito Piedade por material de elevada vida crustal e razão Rb/Sr moderada. Em detalhe, contudo, mostram alguns contrastes geoquímicos sistemáticos com o

granito Piedade (e.g, maior Ba/Sr), que parecem refletir diferenças, ainda que sutis, nas fontes envolvidas.

8.2. A transição dos períodos tardi- a pós-orogênico no batólito Agudos Grandes

8.2.1. Aspectos tectônicos

O final de eventos pós-colisionais é marcado pela colocação de plútons graníticos pós-orogênicos, como províncias alinhadas ao longo de zonas de falhas transcorrentes criadas durante a colisão e então reativadas (e.g., Bonin et al., 1998). A mudança significativa no caráter do magmatismo implica na mobilização de áreas-fonte distintas. Para muitos autores (Bonin et al., 1998; Liégeois et al., 1998), o manto litosférico empobrecido metassomatizado por influência da subducção, que seria a fonte principal do magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio prévio, seria a partir de então substituído por fontes mantélicas não empobrecidas.

Na região estudada, o cinturão Itu (Vlach et al., 1990; Wernick, 1998, 2000) abriga diversos plútons graníticos pós-orogênicos que se alinham ao longo da borda erosiva atual da Bacia do Paraná. A colocação desses plútons mostra-se claramente relacionada ao movimento de falhas transcorrentes de orientação NE-SW e movimentação predominantemente dextral (Ebert et al., 1996) e as datações existentes indicam idades em torno de 580-590 Ma (Tassinari, 1988; Ebert et al., 1996; Topfner, 1996), posteriores aos eventos orogênicos principais na região. As suites graníticas mais volumosas mostram uma variedade aparentemente contínua desde termos cálcio-alcálicos de alto potássio (e.g., granitos Morungaba, Itupeva) até granitos de tipo A da série aluminosa, neste caso frequentemente com texturas rapakivi (granitos Salto, São Francisco e outros). Rochas máficas a

intermediárias potássicas estão presentes na forma de pequenos plútons (e.g., Piracaia) ou de diques em meio às intrusões maiores (Janasi et al., 1993; Wernick, 2000), indicando a participação de magmas derivados do manto litosférico enriquecido. Granitos peralcalinos estão aparentemente ausentes.

Os granitos São Miguel Arcanjo e Capão Bonito, estudados neste trabalho, são claramente componentes da Província Itu, como indicado pelas idades aqui obtidas e por suas afinidades geoquímicas com granitos A da série aluminosa. Por outro lado, os granitos Serra da Bateia e Serra da Queimada devem registrar um episódio mais jovem, que possivelmente responde a outro cenário tectônico.

8.2.2. Petrogênese do magmatismo pós-orogênico

Os padrões de ETR distintos entre granitos tardi- e pós-orogênicos são aspectos químicos marcantes que devem ser levados em conta em quaisquer modelos petrogenéticos. A variação observada, dos padrões fortemente fracionados ($(La/Yb)_N$ frequentemente acima de 50) com conteúdos muito baixos em HREE (e.g. $Yb < 5$ vezes o condrito) e negligenciável anomalia de Eu apresentados pelos granitos tardi-orogênicos, para os padrões levemente fracionados, mais ricos em HREE e com uma anomalia negativa de Eu bem definida dos granitos pós-orogênicos, é típica da evolução de muitos orógenos (Atherton & Ghani, 2002) e é geralmente atribuída a uma mudança significativa na profundidade da geração de magma, a partir de uma origem profunda, abaixo do campo de estabilidade do feldspato (com granada residual), até níveis mais rasos, já sob a influência de plagioclásio residual.

8.2.2.1. O granito São Miguel Arcanjo

O granito São Miguel Arcanjo é uma pequena ocorrência constituída por granitos metaluminosos intermediários a félsicos com uma inequívoca afinidade com granitos tipo A. O contraste geoquímico com o magmatismo tardi-orogênico é marcante, como mostram os padrões de ETR distintos, principalmente devido a conteúdos mais altos em ETR pesados (Yb ~20 vezes o condrito) e anomalia negativa de Eu mais pronunciada. Uma origem mais rasa, dentro do campo de estabilidade do campo do plagioclásio é também sugerida pelo baixo Sr/Y (~4). Os valores fortemente negativos de $\epsilon_{Nd}(585)$, por outro lado, sugerem fontes com longa vida crustal, possivelmente residentes na crosta média a inferior, talvez semelhantes àquelas que deram origem ao granito tardi-orogênico Pilar do Sul, que tem assinatura isotópica de Sr e Nd parecida (cf. item 7.1.1)

8.2.2.2. O granito Capão Bonito

Este plúton é de composição praticamente invariável, como mostrado pelas ocorrências de sienogranito avermelhado ao longo da totalidade de sua área de exposição, com aparente ausência de enclaves máficos. Possui a mesma idade do granito São Miguel Arcanjo (~585 Ma), que permite correlacioná-lo à Província Itu, o que justifica que esses dois plútons, embora tenham se colocado em domínios tectônicos distintos, compartilham diversas características químicas e isotópicas. Uma das similaridades mais marcantes é a assinatura isotópica de Sr e Nd, com ambos os corpos constituindo os granitos mais evoluídos do conjunto estudado; o caráter levemente mais evoluído do granito Capão Bonito ($\epsilon_{Nd} < -16$; $Sr(i) > 0,716$) é consistente com seu aspecto fracionado.

Alto K/Na, Rb/Sr, Rb/Ba e Th/U, e temperaturas de saturação de zircão de ~825 C são consistentes com uma fusão sob baixa atividade de água tal

qual prevalece durante a fusão por desidratação de biotita de uma crosta inferior rica em plagioclásio e empobrecida em U. Valores do Mg# muito baixo implicam baixo grau de fusão e/ou uma fonte com afinidade toleítica (cf. Frost & Frost, 2001).

8.2.2.3. Os granitos Serra da Bateia e Serra da Queimada

Este plútons estrutural e geograficamente relacionados correspondem a manifestações jovens no batólito Agudos Grandes (~565 Ma) e, embora apresentem uma típica assinatura de granito tipo A, diferem em muitos aspectos dos granitos Capão Bonito e São Miguel Arcanjo (585 Ma).

Em termos de geoquímica elemental, as diferenças mais importantes são o padrão de ETR levemente menos fracionado (em média $(La/Yb)_N = 11$ versus 17-18), mais alto Na_2O e N/K , e alto U, resultando em mais baixo Th/U (cf. capítulo 6).

O forte contraste na isotopia de Nd ($\epsilon Nd_T = -10$ a -12 versus -16) aponta para diferenças importantes nas fontes destes dois grupos de granitos pós-orogênicos.

Em comum com os outros granitos tipo A, os granitos Serra da Bateia e Serra da Queimada mostram um forte empobrecimento em Ca, Sr e Eu os quais, combinados com os altos conteúdos ETR pesados e Y, sugerem uma evolução magmática dentro do campo de estabilidade do plagioclásio. Os contrastes com os outros granitos tipo A parecem requerer a presença de um componente de crosta superior, o qual responderia pelos altos conteúdos em U e Cs. A mais baixa razão K_2O/Na_2O aponta para uma atividade de água mais alta, que exerceria influência no deslocamento do mínimo granítico em direção valores inferiores de Or/Ab (Ebadi & Johannes, 1991).

É digno de nota que os granitos Serra da Bateia e Serra da Queimada tendem a se deslocar, em alguns diagramas geoquímicos, em direção ao campo dos leucogranitos peraluminosos sin-orogênicos (granito Turvo). Enquanto

isto, os granitos São Miguel Arcanjo e Capão Bonito mostram maior semelhança com os granitos de tipo Itapevi, interpretados como de derivação a partir de uma crosta inferior empobrecida antiga (Leite *et al.*, in prep.). A isotopia de Nd não está em desacordo com estas inferências, já que valores de ϵNd_T mais negativos mostrados pelos plútons São Miguel Arcanjo e Capão Bonito poderiam ser derivados de uma fonte na crosta inferior similar à que gerou o granito Itapevi. Por outro lado, a contaminação com um reservatório de crosta superior tal como a que originou os leucogranitos peraluminosos tipo Turvo impediria os granitos Serra da Bateia e Serra da Queimada de atingirem ϵNd_T fortemente negativo. Os valores de ϵNd_T , entretanto, são os menos negativos até agora encontrados no batólito Agudos Grandes, e demandam uma origem diferente, envolvendo possivelmente um magma máfico oringado no manto, como observado em outros granitos de tipo A metaluminosos (Kerr & Fryer, 1993; Poitrasson *et al.*, 1995). A presença, no maciço Serra da Bateia, de granitos com baixo conteúdo em SiO_2 (< 65 %), cujas composições são muito máficas para serem geradas por fusão crustal pura, é também sugestiva dessa possibilidade.

8.2.3. Síntese da petrogênese do magmatismo pós-orogênico

No batólito Agudos Grandes, os plútons pós-orogênicos são volumetricamente subordinados, e mostram claras afinidades com granitos tipo A. As datações U-Pb disponíveis indicam que eles se formaram em dois episódios distintos, separados por ca. 10-20 Ma entre si.

O primeiro episódio, que gerou os plútons São Miguel Arcanjo e Capão Bonito (este, em outro domínio geológico), está relacionado à Província Itu que, com grande expressão regional, acompanha boa parte da borda erosiva atual da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. Os dois plútons estudados mostram semelhanças na assinatura isotópica de Sr e Nd, sugestivas da participação

importante de fontes de longa vida crustal possivelmente localizadas na crosta inferior a média. Os valores de ϵNd_T (~ -16) são os mais negativos obtidos até o momento para granitos da Província Itu (cf. ~ -12 a -14 para São Francisco e -10 para Itu; Dantas et al., 2000). O intervalo de tempo que separa a geração desses granitos dos granitos tardi-orogênicos do batólito Agudos Grandes (~ 15 milhões de anos) é pequeno se comparado ao de outras províncias, demonstrando que a mudança na área-fonte (e na profundidade de geração) dos magmas ocorreu rapidamente. O nível de colocação mais raso dos plútons da Província Itu indica que no período precedente ocorreu intenso soerguimento regional e consequente erosão do orógeno.

O segundo episódio de geração de granitos A deu origem ao granito Serra da Bateia e à intrusão satélite do granito Serra da Queimada, ambos com geometria alongada que contrasta com a da maioria das intrusões pós-orogênicas regionais. A assinatura isotópica é claramente distinta da dos granitos pós-orogênicos que os precederam na região, especialmente os ϵNd_T menos negativos (~ -10 a -12). Esses valores não diferem daqueles observados em algumas ocorrências da Província Itu (e.g., granito Itu), e poderiam estar refletindo a participação de material derivado de manto fértil (tipo fonte dos OIB) na gênese desses granitos (cf. modelo de Poitrasson et al., 1995).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist* 80, 549-559.
- Atherton, M.P., Ghani, A.A., 2002. Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn- collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos* 62, 65-85.
- Babinski, M., 1989. Metodologia isotópica Pb/Pb. Aplicação aos migmatitos e rochas associadas da região de São José dos Campos, SP. Dissertação de Mestrado. Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), 101 pp.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology* 25(5), 439-442.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605-626.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S., 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos* 45, 45-70.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, pp. 63 - 114.
- Cameron, A.E.; Smith, D.E., Walker, R.L., 1969. Mass spectrometry of nanogram size quantities of lead. *Analytical Chemistry* 41, 525-526.
- Campanha, G.A.C., 1991. Tectônica Proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 296 p.
- Campanha, G.A.C., Sadowski, G.R., 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiáí Domain). *Precambrian Research* 98, 31-51.

- Campos Neto, M.C., 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: An approach to Brasiliano-Pan-African cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. *In*: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos (Eds.): Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 335-365.
- Campos Neto, M.C., Figueiredo, M.C.H., 1995. The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 8 (2), 143-162.
- Campos Neto, M.C., Bergmann, M., Siga Jr., O., Figueiredo, M.C.H., 1990. Geologia da Folha Pilar do Sul, escala 1:25.000. Convênio Instituto de Geociencias, USP/PRÓ-MINÉRIO, Relatório Final, vol. 1, 143 pp.
- Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S., Artur, A.C., Silva, M.E., Machado, R., Dias Neto, C.M., Fragoso César, A.R., Souza, A. P., 1983. Geologia das Folhas Piracaia e Igaratá. *In*: 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo, escala 1:50.000. PRÓ-MINÉRIO, São Paulo, p. 55-79.
- Copeland, P., Parrish, R.R., Harrison, T.M., 1988. Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and implications for U-Pb systematics. *Nature* 333, 760-763.
- Cordani, U.G., Coutinho, J.M.V., Nutman, A.P., 2000. Geochronological constraints for the age of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, abstract (CDROM).
- Cordani, U.G., Coutinho, J.M.V., Nutman, A.P., 2002. Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 903-910.
- Coutinho, J.M.V., 1953. Petrologia da região de São Roque, SP. Fac. Fil. Ci. Let., USP, Bol. 159, Mineralogia 11, 80 pp.
- Coutinho, J.M.V., 1972. Petrologia do pré-Cambriano em São Paulo e arredores. Bol. IGA, Instituto de Geociências, USP, 3: 5-99.
- Creaser, R.A., Erdmer, P., Stevens, R.A., Grant, S.L., 1997. Tectonic affinity of Nisutlin and Anvil assemblage strata from the Teslin tectonic zone, northern Canadian Cordillera: Constraints from neodymium isotope and geochemical evidence. *Tectonics*, 16 (1): 107-121.
- Dantas, E.L, Hackspacher, Fetter, A.H., Sato, K., Pimentel, M.M., Godoy, A.M., 2000. Nd isotope systems related to Proterozoic evolution of the central Ribeira

Belt in the State of São Paulo, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1), 140-143.

Davis, D.W., 1982. Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, 2141-2149.

DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization, *Earth and Planetary Science Letters* 53, 189 - 202.

DePaolo, D. J., 1988. Neodymium isotope geochemistry: an introduction. Springer Verlag, Berlin, Germany.

Ebadi, A., Johannes, W., 1991. Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz-Ab-Or-H₂O-CO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106, 286-295.

Ebert, H.D., Chemale Jr., F., Babinski, M., Artur, A.C., van Schmus, W.R., 1996. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. *Tectonics* 15(2), 688-699.

Fernandes, A.J., 1991. O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo - contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 120 pp.

Ferreira, F.J.F., Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., 1991. Comportamento aerogamaespectrométrico e aeromagnetométrico dos principais granitóides de parte dos Domínios Embu e São Roque, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991, ATAS, 149-150.

Florence, G., 1907. Notas geológicas sobre o rio Tietê no trecho estudado pela turma em 1905. In: Exploração do Rio Tietê. Comm. Geogr. Geol. Prov. São Paulo, 9-15.

Frascá, M.H.B.O., Campanha, G.A.C., Figueiredo, M.C.H., Sadowski, G.R., 1997. Geoquímica e ambiência tectônica de metabasitos do Alto e Médio Vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 27 (11), 41-48.

Fragoso César, A.R.S., Machado, R., Phillip, R.P., Mello, F.M., Endo, I., Nummer, A.R., Preciozzi, F.P., Fambrini, G.L., Sayeg, H.S., 1998. Terrenos suspeitos a

sul da Placa Sanfranciscana (SE da Plataforma Sul-Americana). In: II Congresso Uruguayo de Geologia, Punta del Este, Uruguay, Actas, pp. 1-6.

- Frost, C.D., Frost, B.R., 1997. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology* 25(7), 647–650.
- 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, 2033–2048.
- Gimenez Filho, A. 1993. Evolução do Complexo Granítico de Três Córregos, a noroeste de Apiaí- SP. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 118 p.
- Gimenez Filho A., Janasi, V.A., Campanha G.A.C., Teixeira W., Trevizoli Júnior L.E., 2000. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos batholith, Ribeira Fold Belt, São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1-3), 45-50.
- Godoy, A. M., Oliveira, M.A.F., Hackspacher, P.C., 1996. Geoquímica das rochas granitóides da Folha São Roque, SP. *Geociências*, São Paulo, 15: 67-68;
- Godoy, A.M., Gomes, A.B., Galembeck, T.M.B., Hackspacher, O.C., 1999. Litogeoquímica dos maciços granitóides Ibiúna e Piedade, SP (Folha Sorocaba). In: VI Simp. de Geologia do Sudeste, Bol. Resumos, p. 48.
- Gomes, C.B., Berenholc, M., Hipólito, R., Arruda, J.R., 1975. Geoquímica de maciços graníticos da região do Ribeira. Parte 1: Elementos principais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 47 (1), 113-130.
- Hackspacher, P.C., Godoy, A.M., 1999. Vertical displacement during late-collisional escape tectonics (Brasiliano Orogeny) in the Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil. *Journal of African Earth Sciences* 29, 25-32.
- Hackspacher, P.C., Dantas, E.L., van Schmus, W.R., Fetter, A., 1997. Terrenos exóticos na Faixa Ribeira ? sim ou não. VI SNET. Pirenópolis, Goiás, 72-74.
- Hackspacher, P.C., Dantas, E.L., Spoladore, A., Fetter, A.H., Oliveira, M.A.F., 2000. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências* 30(1), 110-114.

- Hackspacher, P.C., Morales, N., Zanardo, A., Godoy, A.M., Oliveira, M.A.F., Artur, A.C.A., 1992. Tectônica transcorrente-transpressiva brasileira da Folha São Roque-SP. *In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, vol. 2, 348-349.*
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In: M. P. Coward & A. C. Ries (eds.), Collision Tectonics, Geological Society Special Publication 19, 67 - 81.*
- Hasui, Y., 1973. Tectônica da área das Folhas de São Paulo e Pilar do Sul, São Paulo. Tese de Doutorado, Inst. Geociências USP, 190 pp.
- Hasui, Y., 1975a. Evolução polifásica do pré-Cambriano a oeste de São Paulo. *Bol. Inst. Geociências 6, 95-107.*
- Hasui, Y., 1975b. Geologia da Folha de São Roque. *Bol. Inst. Geociências 6, 157-183.*
- Hasui, Y., Sadowski, G.R., 1976. Evolução Geológica do pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências 6, 182 - 200.*
- Hasui, Y., Penalva, F., Hennies, W.T., 1969. Geologia do Grupo São Roque. *In: XXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador, Anais, SBG, 101-134.*
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Coimbra, A.M., 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências, 5 (4): 257 - 266.*
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Bistrichi, C.A., 1978. Os granitos e granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. *XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 6, 2594-2608.*
- Hawkins, D.P., Howring, S.A., 1997. U-Pb systematics of monazite and xenotime: case studies from the Paleoproterozoic of the Grand Canyon, Arizona. *Contributions to Mineralogy and Petrology 127, 87-103.*
- Heaman, L.M., Machado, N., 1982. End origin of midcontinent rift alkaline magmatism, North America: evidence from the Coldwell Complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology 110, 289-303.*
- Heaman, L.M., Parrish, R.R., 1991. U-Pb geochronology of accessory minerals. *In: L. M. Heaman & J.N. Ludden (eds). Short course handbook on applications of*

radiogenic isotope systems to problems in geology. Mineralogical Association of Canada, Toronto, 59-102.

- Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C.M., Milani, E., Almeida, J.C.H., Tupinambá M., 1999. The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. *Geology and Geophysics of Continental Margins*. In: W. U. Mohriak and M. Talwani (eds). From Collision to Extension. AGU Geophysical Monograph 115, 1-31.
- Hooper, P.R., Johnson, D.M., Conrey, R.M., 1993. Major and trace element analyses of rocks and minerals by automated X-ray spectrometry, open file report, Washington State University, Pullman.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), 1981a. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000. IPT / PRÓ-MINÉRIO.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), 1981b. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. Escala 1:1.000.000. IPT / PRÓ-MINÉRIO.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), 1990. Avaliação da potencialidade mineral na área de Pilar do Sul, São Paulo, IPT, 120 p.
- Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C., Essling, A.M., 1971. Precision measurements of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . *Physical Review* 4, 1889-1906.
- Janasi, V.A., Ulbrich, H.H.G.J., 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research* 51, 351-374.
- Janasi, V.A., Ulbrich, H.H.G.J., 1992. Inventário Bibliográfico de Granitos do Estado de São Paulo. Bol. Inst. Geoc. USP. Publicação Especial, 11, 253 p.
- Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., Ulbrich, H.H.G.J., 1993. Enriched-mantle contributions to the Itu granitoid belt, southeastern Brazil: evidence from K-rich diorites and syenites. In: A.N. Sial & V.P. Ferreira (Eds.): Proceedings of the workshop MAGMA. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65 (supl.1), 107-118.
- Janasi, V.A., Leite, R.J., Ulbrich, H.H.G.J., 1995. Diversidade do magmatismo granítico tardi-brasiliano na região de Piedade, SP: aspectos petrográficos e geoquímicos. In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, *Anais*, pp. 131 - 133.

- Janasi, V.A., Andrade, S., Ulbrich, H.H.G.J., 1996. A correção do *drift* instrumental em ICP-AES com espectrômetro seqüencial e a análise de elementos maiores, menores e traços em rochas. *Bol. IG-USP, Série Científica*, 26, 45-58;
- Janasi, V.A., Leite, R.J., van Schmus, W.R., 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences* 14(4), 363-376.
- Janasi, V. A., Vasconcelos, A. C. B. C., Vlach, S. R. F., Motidome, M. J., 1990. Granitóides da região entre as cidades de São Paulo e Piedade (SP): faciologia e contexto tectônico. *In: XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, Anais* 4, 1925 - 1935.
- Kerr, A., Fryer, B.J., 1993. Nd isotope evidence for crust-mantle interaction in the generation of A-type granitoid suites in Labrador, Canada. *Chemical Geology* 104, 39-60.
- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W., Allen, C.M., 1997. Characterization and Origin of Aluminous A-types Granites from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38(3), 371–391.
- Leite R.J., 1997. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides da região de Piedade, SP. Tese de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 138 p.
- Leite, R.J., Janasi, V.A., Martins, L., Heaman, L.M., Creaser, R.A., 2000. Petrography and Geochemistry of late Neoproterozoic granitic magmatism in the central part of the Ribeira Belt, west of São Paulo, Brazil. *GeoCanada2000*, Calgary, abstract 979 (CD rom).
- Liégeois, J.P., Bertrand, J.M., Black, R., 1987. The subduction- and collision-related Pan-African composite batholith of the Adrar des Iforas Mali : a review. *Geol. J.* 22, 185–211.
- Liégeois, J.P., Navez, J., H., J., Black, R., 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1-28.
- Machado, N., Valladares, C., Heibron, M., Valeriano, C., 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research* 79, 347-361.

- Maniar, P. D., Picolli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635-643;
- Marini, O.J., Trein, E., Fuck, R.A., 1967. O Grupo Açungui no Estado de Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, 23/25, 43-103.
- Martins, L., Janasi, V.A., Leite, R.J., Ulbrich, H.H.G.J., 2000. Mineral and rock chemistry constraints on the petrogenesis of variably contaminated calc-alkaline granites in the Agudos Grandes batholith, Ribeira Belt, Brazil. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, abstract (CDROM).
- Martins, L., 2001. Condições de cristalização de granitos sin- e tardi-orogênicos da porção central do batólito Agudos Grandes, SP, com base em geoquímica de minerais e rochas. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências da USP, 133 pp.
- Myashiro, 1970. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321-355.
- Oliveira, M.A.F., Godoy, A.M., Zanardo, A., Artur, A.C., Hackspacher, P.C., Morales, N., 1992. Geologia da Folha São Roque-SP. In: 37^o Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú. Resumos expandidos. Sociedade brasileira de Geologia, 2, 126-127.
- Parrish, R.R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27, 1431-1450.
- Parrish, R.R., Tirrul, R., 1989. U-Pb age of the Baltoro granite, northwest Himalaya, and implications for monazite U-Pb systematics. *Geology* 17, 1076-1079.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tobisch, O.T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11, 349-363.
- Patiño-Douce, A., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernández, C. & Vigneresse, J.L. (eds) *Understanding granites: integrating new and classical techniques*. Geological Society of London, Special Publications 168, 55-75.

- Peacock, M.A, 1931. Classification of igneous rocks series. *Journal of Geology* 39, 54-67.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25 (4), 956 - 983.
- Pedrosa-Soares, A.C., Wiedemann, C.M., Fernandes, M.L.S., Faria, L.F., Ferreira, J.C.H., 1999. Geotectonic significance of the Neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí Belt: A model and pertinent questions. *Revista Brasileira de Geociências* 29 (1), 956-983.
- Perrota, M.M., 1996. Potencial aurífero de uma região no Vale do Ribeira, São Paulo, estimado por modelagem de dados geológicos, geoquímicos, geofísicos e de sensores remotos num sistema de informações geográficas. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 149 p.
- Pires, F.A., Fernandes, A.J., Teixeira, A.L., Boggiani, P.C., Massoli, M., 1990. Mapeamento Geológico da Folha Salto de Pirapora (SP), escala 1:50.000. Relatório IG. Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo - Coordenadoria de Informações Técnicas, Documentação e Pesquisa Ambiental (CINP), 88 p.
- Pitcher, W.S., 1987. Granites and yet more granites, forty years on. *Geologische Rundschau* 76, 51-79.
- Poitrasson, F., Pin, C., Duthou, J.L., 1995. The relationship between petrology and Nd isotopes as evidence for contrasting anorogenic granite genesis: example of the Corsican province (SE France). *Journal of Petrology* 36, 1251-1274.
- Porada, H., 1989. Pan-African rifting and orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Research* 44, 103-136.
- Prazeres Filho, H.J., 2000. Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geologia isotópica dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 180 p.
- Reis Neto, J.M., 1994. Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 253 pp.

- Sartori, P.L.P., 1978. Petrologia do complexo granítico São Sepé: modelo evolucionar para granitos do sul do Brasil. Tese de Doutorado. Inst. de Geociências, USP, 196 pp.
- Sato, K., 1998. Evolução crustal da Plataforma Sul-Americana com base na geoquímica isotópica Sm-Nd. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Petronilho, L., 1995. O Método Geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas Aplicações. An. Acad. Bras. Ciências, 67 (3): 313-336;
- Selby, D., Creaser, R.A., Nesbitt, B.E., 1999. Major and trace element compositions and S-Nd-Pb systematics of crystalline rocks from the Dawson Range, Yukon, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36, 1463-141.
- Shand, S.J., 1947. Eruptive Rocks. T. Murby, London, 3rd edn, 488 pp.
- Schärer, U., 1984. The effect of initial ^{230}Th disequilibrium on young U-Pb ages: the Makalu case, Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters* 67, 191-204.
- Schmitt, R.S., Trouw, R.J., Van Schmus, W.R., 1999. The characterization of a Cambrian (520 Ma) tectonometamorphic event in the coastal domain of the Ribeira Belt (SE Brazil) using U/Pb in syntectonic veins. In: 2nd South American Symposium on Isotope Geology, Córdoba, Argentina, Actas, p. 363-366.
- Siga Jr., 1995. Domínios tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, USP.
- Sölner, F., Lammerer, B., Weber-Diefenbach, K., 1987. The Brasiliano Orogenesis: Age determination (Rb-Sr, U-Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1987, 729-741.
- Spanner, B.G., Kruhl, J.H. 2002. Syntectonic granites in thrust and strike-slip regimes: the story of the Carmo and Cindacta plutons (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 15, 431-434.

- Stacey, J.S. and Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207-221.
- Stein, D.P., 1984. Esboço da geologia pré-Cambriana da Folha Pilar do Sul, SP-SF.23-Y-C-IV-4. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, 179 pp.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews* 12, 1-33.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London Special Publication 42, 313-345.
- Takahashi, A.T., *et al.*, 1986. Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco; relatório final, DNPM/CPRM, São Paulo (inédito).
- Tassinari, C.C.G., 1988a. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, USP, 236 pp.
- Tassinari, C.C.G., 1988b. Precambrian continental crust evolution of southern São Paulo State - Brazil: based on isotopic evidences. In: Inter. Conference: Geochemical evolution of the continental crust. Poços de Caldas, Brasil. Abstr., 141-147;
- Tassinari, C.C.G., Munha, J.M.U., Ribeiro, A., Correia, C.T., 2001. Neoproterozoic oceans in the Ribeira Belt (southeastern Brazil): The Pirapora do Bom Jesus ophiolitic complex. *Episodes* 24(4).
- Teixeira, W., 1982. Considerações sobre os dados radiométricos: interpretação e evolução geocronológica. Projeto RADAMBRASIL, Folhas SG21 – Assuncion, SG22 – Curitiba e SG23 – Iguape, Ministério das Minas e Energia, Brasília.
- Töpfner, C., 1996. Brasiliano-granitóide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien - eine Vergleichende studie, *Münchner Geologische Hefte*, A17, 259 p.
- Trompette, R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Balkema.

- Tupinambá, M., 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 221 pp.
- Vieira, S.R.S.S., Tassinari, C.C.G., 1988. Estudo Geocronológico das rochas da região de Embu-Guaçu, Estado de São Paulo. In: XXXV Congr. Bras. Geol., Belém (PA), Anais, 3, 1391-1399.
- Vieira, S.R.S.S., Candia, 2000. Petrographic and petrochemical characterization of metamorphic-metassomatic process in the Embu and Pilar Complexes, in the Juquitiba block, SP state, Brasil. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, abstract (CDROM).
- Vlach, S.R.F., 2001. Microprobe monazite constraints for an early (ca. 790 Ma) Brasiliano Orogeny: the Embu Terrane, Southeastern Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 3. Pucón. Extended Abstracts Volume (CD), 2001, 265-268.
- Vlach, S.R.F., 2001. Microprobe monazite constraints for an early (ca. 790 Ma) Brasiliano orogeny: the Embu terrane, Southeastern Brazil. In: III Simposio Sul-americano de Geologia isotópica, Pucón, Chile. Abstracts vol. (CD-ROM).
- Vlach, S.R.F., Gualda, G.A.R., 2000. Microprobe monazite dating and the ages of some granitic and metamorphic rocks from Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30(1), 214-218.
- Vlach, S.R.F., Janasi, V.A., Vasconcellos, A.C.B.C., 1990. The Itu belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late brasiliano granitoids in the States of São Paulo and Paraná, southern Brazil. In: XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal (RN), Anais 4, 1700-1711.
- Watson, E. B., Harrison, T. M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planetary Science Letters* 64, 295–304.
- Wernick, E., 1984. Granitos calco-alcalinos: características e tentativa de um modelo genético e evolutivo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 6, 2738-2756.
- Wernick, E., 1998. The Pluriseria Ribeira Magmatic System 590, SE/S Brazil and Uruguay. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4), 533-542.

- Wernick, E., 2000. Arc-related rapakivi granites from the Ribeira Fold Belt, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30(1), 20-24.
- Wernick, E., Rigo Jr, Galembeck, T.M.B., Artur, A.C., 1989. O Complexo Granitóide Ibiúna (SP): dados petrográficos e de tipologia de zircão. 1^o Simpósio de Geologia do Sudeste, SBG, Rio de Janeiro, Boletim de Resumos, 157-158.
- Zhu, X.K., O'Nions, 1999a. Zonation of monazite in metamorphic rocks and its implications for high temperature thermochronology: a case study from the Lewisian terrain. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 209-220.
- Zhu, X.K., O'Nions, 1999b. Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 137 (4), 351-363.

Anexo A

PERGAMON

Journal of South American Earth Sciences 14 (2001) 363–376

Journal of
South American
Earth Sciences

www.elsevier.com/locate/jsames

U–Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil) — implications for the evolution of the Ribeira Belt

V.A. Janasi^{a,*}, R.J. Leite^a, W.R. van Schmus^b^a*Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, São Paulo SP, 05508-900, Brazil*^b*Department of Geology, University of Kansas, 120 Lindley Hall, Lawrence, KS 66045-2124, USA*

Accepted 1 February 2001

Abstract

U–Pb zircon and monazite dating was used to investigate the emplacement ages of granitic bodies in the Agudos Grandes Batholith, Central Ribeira Belt, southeast Brazil. The most voluminous granite type in the batholith, a syn-orogenic, isotropic to strongly foliated porphyritic hornblende-biotite quartz monzonite to monzogranite (Ibiúna type), was dated at 610 ± 2 Ma. The less abundant Turvo type, a foliated peraluminous (muscovite + biotite $\pm$ garnet $\pm$ tourmaline) leucogranite appearing as scarce bodies intruding the Ibiúna type, has an identical U–Pb monazite age (610 ± 1 Ma), suggesting a short duration for the syn-orogenic period in the batholith. The late-orogenic Piedade massif, a zoned elliptical body cropping out in the NW border of the batholith, was also dated and yielded three similar ages in the range 600–605 Ma. A more precise age was obtained for a porphyritic muscovite-bearing facies (601 ± 2 Ma in monazite); other two ages, less precise owing to inheritance and Pb loss, were obtained: a porphyritic titanite-bearing biotite granite yielded 604 ± 8 Ma (zircon), and an inequigranular, more fractionated pink biotite granite yielded 605 ± 7 Ma (zircon and monazite). The post-orogenic Serra da Bateia massif, made up of biotite syenogranites with a strong magmatic foliation and A-type geochemical affinities, was dated at 564 ± 8 Ma (zircon). The U–Pb ages are consistent with field relations previously established and show that the evolution of the Agudos Grandes Batholith spanned at least 45 million years. The ages of the syn-orogenic granites (Ibiúna and Turvo types, ca. 610 Ma) are older than those of similar rocks in the northern part of the Mantiqueira Orogenic System (590–565 Ma in the north Ribeira and Araçuaí Fold Belt in Rio de Janeiro and Espírito Santo States), demonstrating the diachronous character of the orogenies in the belt. © 2001 Elsevier Science Ltd. All rights reserved.

Keywords: Granite; Zircon; Monazite; U–Pb dating; Ribeira Belt; Brasileiro Cycle

Resumo

Datações U–Pb em zircão e monazita foram utilizadas para investigar as idades de colocação de corpos graníticos no Batólito Agudos Grandes, porção central da Faixa Ribeira, Sudeste do Brasil. O tipo de granito mais abundante no batólito, um hornblenda-biotita quartzo monzonito a monzogranito porfirítico sin-orogênico, isotrópico a fortemente foliado (tipo Ibiúna), foi datado em 610 ± 2 Ma. O tipo Turvo, menos abundante, um leucogranito peraluminoso (commuscovita + biotita $\pm$ granada $\pm$ turmalina) que ocorre como corpos esparsos invadindo o tipo Ibiúna, tem idade U–Pb em monazita idêntica (610 ± 1 Ma), sugerindo uma curta duração para o período sin-orogênico no batólito. Três facies diferentes do maciço tardi-orogênico Piedade, um corpo elíptico zonado que aflora na borda NW do batólito, foram também datadas e forneceram idades similares no intervalo 600–605 Ma. Idade mais precisa foi obtida em uma facies de muscovita-biotita monzogranito porfirítico (601 ± 2 Ma em monazita); as outras duas idades são menos precisas devido a herança e perda de Pb: um biotita granito porfirítico portador de titanita forneceu 604 ± 8 Ma (zircão) e um biotita granito inequigranular róseo mais fracionado forneceu 605 ± 7 Ma (zircão e monazita). O maciço pós-orogênico Serra da Bateia, constituído por biotita sienogranitos com forte foliação magmática e afinidades geoquímicas de granitos A, foi datado em 564 ± 8 Ma (zircão). As idades U–Pb são consistentes com relações de campo previamente estabelecidas e mostram que a evolução do Batólito Agudos Grandes estendeu-se por no mínimo 45 [milhões de anos]. As idades dos granitos sin-orogênicos (tipos Ibiúna e Turvo, com ca. 610 Ma) são mais antigas que as observadas para rochas semelhantes na porção oriental do Sistema Orogênico Mantiqueira (590–565 Ma no norte da Faixa Ribeira e Faixa Araçuaí; Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo), evidenciando o caráter diacrônico das orogenias na faixa. © 2001 Elsevier Science Ltd. All rights reserved.

Palavras-chave: Granito; Zircão; Monazita; Datação U–Pb; Faixa Ribeira; Ciclo Brasileiro

* Corresponding author. Tel.: +55-11-3818-3994; fax: +55-11-3818-4258.

E-mail address: vajanasi@usp.br (V.A. Janasi).

1. Introduction

Granitic rocks are prominent in the central portion of the Ribeira Fold Belt (SE Brazil), locally forming huge, elongated batholiths that extend for hundreds of kilometers. Recent geochronological studies (e.g. Campos Neto and Figuciredo, 1995; Machado et al., 1996) revealed that several events of Neoproterozoic metamorphism and genesis of 'syn-orogenic' granitoids can be recognized in the Ribeira Belt. As the depositional ages of most metasedimentary sequences are still poorly constrained, the plutonic chronostratigraphy is presently one of the most powerful tools to decipher the tectonic history of the belt.

The Agudos Grandes is one of the most extensive batholiths of the Ribeira Belt, and is known, since the 1960s, to be made up of a wide variety of granite types (Hasui et al., 1969; Hasui, 1973). Detailed mapping of its eastern half, west of the city of São Paulo, which was undertaken by our group (Janasi et al., 1990; Leite, 1997) and others (Stein, 1984; Godoy et al., 1996), resulted in the recognition of the main granite types present in the batholith and their relationships. U–Pb dating on some of these granite types, presented here, allows a refinement of this picture with the precise definition of the main events of granite generation in the batholith. Comparisons between the pattern of age distribution here identified and those observed in other portions of the Ribeira Belt have important implications for the geologic evolution of the belt, which are discussed in the final section of this article.

2. Geological setting

The Mantiqueira Province (Almeida et al., 1981) is a Neoproterozoic Orogenic System (Campos Neto, 2000) that roughly follows the eastern and southern coast of Brazil. The structural trend is dominantly ENE along its southern and central portions, which are usually divided into the Dom Feliciano and Ribeira belts, separated by a small 'cratonic' area (the Luís Alves terrane, Fig. 1) comprising Paleoproterozoic and Archean granulites. The northernmost portion of the province is usually referred to as the Araçuaí Fold Belt, whose limit with the Ribeira Fold Belt (RFB) is poorly defined; most authors tend to associate this limit with an inflection of the structural trend to NNE (Fig. 1).

Recent reviews describe the Ribeira and Araçuaí Fold Belts as a mosaic of different terranes identified by their contrasting lithologic content, geochronology, and isotope geochemistry and collated to each other at different times during the Neoproterozoic orogenies. Several of these terranes are dominated by old (Paleoproterozoic or, more rarely, Archean) basement sequences (e.g. the Curitiba, Juiz de Fora, and Guanhães terranes) reworked to varying

degrees in the Neoproterozoic. Mesoproterozoic supracrustal covers, such as the Espinhaço Group (west of the Guanhães Terrane, Fig. 1) and apparently several others (e.g. those making up the Apiaí Terrane; Campanha and Sadowski, 1999; Campos Neto, 2000) were also locally strongly affected by the Neoproterozoic orogeny.

Neoproterozoic supracrustal sequences include passive-margin sequences bordering the São Francisco Craton (e.g.

Fig. 1. Geotectonic sketch of eastern Brazil, with the location of major structural provinces (simplified and modified from Campos Neto, 2000): cratons (SFC, São Francisco Craton, delineated by a thick line; PC = probable location of the Paraná (-Rio de la Plata?) Craton, covered by Phanerozoic sediments, inferred by gravimetry and delineated by a thick dashed line) and Fold Belts (ArFB = Araçuaí Fold Belt, BFB = Brasília Fold Belt, both part of the Tocantins Province; AFB, RFB, DFFB = Araçuaí, Ribeira, and Dom Feliciano fold belts, respectively, all part of the Mantiqueira Province). Patterns distinguish different types of predominant lithology, mostly within the Mantiqueira Province: 1 = Archean to Paleoproterozoic, dominantly gneissic terranes, partly reworked in the Neoproterozoic (GN = Guanhães Terrane; M = Mantiqueira; CF = Cabo Frio Terrane; LAC = Luís Alves 'Cratonic Fragment'); 2 = Paleoproterozoic terranes affected by intense metamorphism and arc magmatism in the Neoproterozoic (CT = Curitiba and JF = Juiz de Fora terranes); 3 = 1.77–1.75 Ga rift sequences (Espinhaço and Araçuaí Groups); 4 = Mesoproterozoic (?) continental margin sequences (AP = Apiaí Terrane; E = Embu Terrane); 5 = Neoproterozoic passive continental margin sequences, some (the Macaúbas and Salinas groups) with remnants of oceanic crust; 6 = Neoproterozoic dominantly supracrustal sequences metamorphosed to high or medium-grade (SN = Socorro Nappe; AN = Aiuuoca-Andrelândia Nappe; also Jequitinhonha and Rio Doce Groups in the Araçuaí Fold Belt); 7 = Neoproterozoic dominantly granitic-orthogneiss complexes metamorphosed to high-grade (GN = Guaxupé Nappe; PG = Paranaguá Terrane; SM = Serra do Mar Terrane); 8 = undifferentiated meta-(volcano)-sedimentary sequences of the Brasília and Araçuaí fold belts; 9 = Neoproterozoic and Phanerozoic sedimentary cover.

Fig. 2. Geological sketch map of the central Ribeira Belt in the State of São Paulo, Brazil (simplified from Campos Neto, 2000). 1 = Phanerozoic cover and intrusive rocks; 2 = late- and post-orogenic granites, Itu Province; 3 = peraluminous, (garnet)-(muscovite)-biotite granites; 4 = porphyritic biotite granites; 5 = porphyritic hornblende-biotite granites; 6 = Socorro-Guaxupé Nappe (mostly garnet-bearing migmatites); 7 = São Roque Group (mostly low-grade metapelites and metapsammities); 8 = Serra do Itaberaba Group (medium-grade metavolcanosedimentary sequences); 9 = Embu and Pilar do Sul Complexes (respectively, medium and low-grade metasediments); 10 = Paleoproterozoic and older gneissic basement to the Embu Complex; 11 = Costeiro Complex (ortho- and para-derived migmatites).

the Macaúbas Group in the Araçuaí Belt, Fig. 1), usually metamorphosed to low-grade and, in the internal portion of the belts, extensive metasedimentary sequences metamorphosed to high-grade and associated with important volumes of anatectic granites.

Recent and still scarce Sm–Nd isotope data have been used to define upper limits for the depositional age of the supracrustal sequences (e.g. Martins, 2000) and also to identify contrasts among the different terranes. Important differences in terms of Sm–Nd T_{DM} ages have been recognized between the Juiz de Fora and Serra do Mar terranes (roughly equivalent to the Western and Eastern terranes of Heilbron et al., 1999), with ages of 2.0 Ga and older in the former and usually in 1.3–1.7 Ga range in the latter (Campos Neto, 2000). The lack of < 2.0 Ga Sm–Nd T_{DM} ages (Reis Neto, 1994; Sato, 1998) has also been used to infer that the Apiaí and Embu terranes (Fig. 1) could have some kind of relationship with the Juiz de Fora Terrane (Campos Neto, 2000).

Neoproterozoic granites are abundant throughout the entire Mantiqueira Province, in part as huge strike-parallel batholiths. Several granite types or suites have been recognized based on their petrographic affinities and structural relationships (Hasui et al., 1978; Janasi and Ulbrich, 1991; Machado and Demange, 1996). Until recently, age estimates were based almost entirely on Rb–Sr isochron ages, which were used to infer a very large time-span for the magmatism (from a main period at ca. 650–700 Ma up to 570–540 Ma; Hasui et al., 1978; Torquato and Cordani, 1981). More recent U–Pb data, which are discussed in the last part of this article, show the time-span to be much shorter in a given

region; in particular, many of the ≥ 650 Ma Rb–Sr isochron ages have been shown to be older than the U–Pb magmatic ages. On the other hand, the granite magmatism was diachronous throughout the belt, and different magmatic evolution is to be expected in different terranes, owing to contrasts in their pre-collision histories and in their tectonic situation following collision.

3. Geology of the central portion of the Agudos Grandes Batholith

3.1. Previous work

The Agudos Grandes Batholith is one of the most extensive batholiths of the Ribeira Belt (Fig. 2). It extends for over 200 km in the western portion of the Embu Domain, a terrane made up of low- to medium-grade metasedimentary sequences (the Pilar do Sul and Embu Complexes of Hasui, 1973) with a > 2 Ga gneissic–migmatitic basement (e.g. Tassinari, 1988). The country rocks are mostly phyllites in the western half, and (Sil)–Grt–Ms–Bt schists, in part migmatitic, in the eastern half.

The central portion of the Agudos Grandes Batholith has been mapped at different scales by several investigators over the last three decades. The regional mapping programs at the 1:250,000 scale undertaken in the 1970s (Algarde et al., 1974; Hasui, 1973) revealed the general shape of the batholith and distinguished some elliptical, usually marginal bodies as ‘post-tectonic’ massifs (e.g. the Pilar do Sul, Serra do Lopes, and Turvo massifs, Fig. 3) within a huge

Fig. 3. Simplified map of granites in the Piedade-Tapiraí region (R.J. Leite, in prep.), with the location of samples chosen for U-Pb dating. M = % content of mafic minerals.

and largely undifferentiated mass of 'syn-tectonic', usually porphyritic granitoids. Parts of this area were mapped at the 1:50,000 scale in the 1980s (Stein, 1984; Campos Neto et al., 1990; Godoy et al., 1996); some igneous facies differences were recognized among the 'syn-tectonic' granitoids, and other late intrusions such as the Serra da Bateia massif (Stein, 1984) were identified.

Our research group started to study the region in the late 1980s; a preliminary synthesis of the main features of the batholith on a regional scale appeared in Janasi et al. (1990). We then concentrated on mapping the Piedade massif at a more detailed scale (Leite, 1997); more recently, this was expanded to encompass the area shown in Fig. 3.

3.2. Syn-orogenic granite types

Most of the main granite types identified in the Agudos Grandes Batholith by Janasi et al. (1990) appear in the region shown in Fig. 3; the most noticeable exception is the *Itapevi-type*, a fine- to medium-grained, foliated, gray, equigranular biotite monzogranite. These allanite and titanite-rich granites occur as elongated syn-orogenic bodies east of Ibiúna, easily recognizable in aero-gammasspectrometric maps as a reflection of their high Th contents (Ferreira et al., 1991). They are, however, still poorly known, and whole-rock geochemical data are scarce for these rocks.

As in other huge Neoproterozoic batholiths in the region, the predominant rock type in the Agudos Grandes Batholith is a porphyritic hornblende-biotite quartz monzonite to monzogranite. The *Ibiúna* rock type makes up several elongated bodies, among which are the Ibiúna massif (Fig. 3) and the Jurupará massif (immediately SE of the area shown in Fig. 3; cf. Fig. 2). It is a relatively mafic granite ($M = 12\text{--}15$) with large pink K-feldspar megacrysts (usually 3–4 cm) set in a medium- to coarse-grained matrix in which white plagioclase is the dominant feldspar. Mafic enclaves are common but seldom abundant. The rock is often isotropic to slightly foliated, particularly in the Jurupará massif and in the central portions of the Ibiúna massif. A foliated, more felsic border facies, with smaller K-feldspar megacrysts (ca. 2 cm), is present in part of the Ibiúna massif. East of the area shown in Fig. 3, the rocks are increasingly more deformed and tend to occur as elongated tabular bodies. The augen-gneisses cropping out west of the city of São Paulo (Butantã-type of Coutinho, 1972) and between São Paulo and São José dos Campos (Santa Isabel type of Campos Neto et al., 1983) correspond to extremely deformed varieties of the Ibiúna-type granites.

A more felsic variety of syn-orogenic hornblende-bearing granite in the region shown in Fig. 3 makes up the Tapiraí massif; it is described as the *Tapira-type*. This granite is petrographically similar to the border facies of the Ibiúna massif (a porphyritic hornblende-biotite monzogranite with 1–2 cm pink K-feldspar megacrysts), being distinguished by its lower M (ca. 8).

The Ibiúna and Tapiraí types correspond to intermediate to felsic (62–70 wt% SiO_2), metaluminous ($\text{ASI}(\text{mol. Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) = 0.88\text{--}0.99$) high-K calc-alkaline granites that seem to have formed from several non-consanguineous magma batches crystallized under high, but variable, $f\text{O}_2$ at pressures of 3–5 kbar (Martins et al., 2000).

A very distinctive syn-orogenic granite type is the *Turvo-type*, which corresponds to a muscovite-biotite leucogranite with local garnet and tourmaline-bearing facies. At the borders of the Turvo massif (Fig. 3), an important volume of late tourmaline-bearing aplite-pegmatite dikes are seen cross-cutting the Tapiraí and Ibiúna-type granites — evidence of a younger emplacement for this massif. In spite of this, observations in these contacts show that the Turvo granites have the same penetrative, regional foliation seen in the other syn-orogenic granites, and they cannot be considered 'post-tectonic' as portrayed in some old maps (e.g. Hasui, 1973).

The Turvo-type granites are distinguished by their fractionated ($\text{SiO}_2 = 73\text{--}76$ wt%) and peraluminous ($\text{ASI} = 1.05\text{--}1.15$) geochemical character that clearly points to a crustal origin.

3.3. Late- and post-orogenic massifs

Three zoned, elliptical to subcircular massifs occur north and west of the Ibiúna and Turvo massifs (Fig. 3); they are inferred to be of late-orogenic character (Janasi et al., 1990, 1994). These massifs do not make contacts with the syn-tectonic types, and their younger character is inferred from their different structural style, more felsic average composition, and apparently shallower level of emplacement. Some remarkable variations are observed from east to west in these late-orogenic massifs, as they intrude metamorphic rocks of progressively lower metamorphic grade: the average composition becomes more felsic, and the effects of hydrothermal alteration are more pronounced.

The easternmost occurrence, intrusive into migmatitic gneisses and schists, is the *Piedade massif*, which was studied in detail by Leite (1997). The eastern half of the massif is made up of a succession, from border to center, of roughly concentric and progressively more felsic granite facies: a marginal, discontinuous unit of porphyritic muscovite-biotite granodiorite ($M = 10\text{--}15$) gives way to a predominant unit of porphyritic muscovite-biotite monzogranite ($M \approx 8$), and then to pink inequigranular biotite monzogranite ($M = 5\text{--}6$) (Fig. 3). In the central portion of the massif, this zoning seems to be truncated by a unit of titanite-bearing porphyritic monzogranite ($M \approx 8$) which also grades to lighter pink inequigranular biotite monzogranite that is difficult to distinguish from those associated with the previous assemblage. Finally, the NW border of the massif corresponds to a small zoned body with a strongly weathered core of coarse-grained pink biotite monzogranites surrounded by irregular ring-like bodies in which facies with subvolcanic textures are found.

The *Serra do Lopes* massif has also a complex zonation, with porphyritic facies making up its NW and E borders, and inequigranular to equigranular pink muscovite-biotite monzogranites, often rich in biotite schlieren and clots, making up most of the massif. The eastern border facies is usually mafic-poor and muscovite-bearing; it forms sheet-like bodies interleaved with the country schists. A circular, in part greisenized and strongly altered core is also identified in this massif (Fig. 3).

The *Pilar do Sul* massif, whose elongated shape is strongly controlled by a fault zone that defines its southern contact (Fig. 3), has a simple zonation with a border facies of pink, medium-to coarse-grained inequigranular muscovite-biotite granite abruptly truncated by fine-grained equigranular granites at the core, where extensive effects of hydrothermal alteration are observed.

A detailed geochemical survey of the Piedade massif is given by Leite (1997) and Leite and Janasi (in prep.). The two main suites that make up the massif are shown to differ mostly in their ASI and mg# (higher and lower, respectively, in the muscovite- and monazite-bearing peraluminous suite that occupies most of its eastern half, as compared to the central titanite-bearing, muscovite-free granites). In spite of these and other important geochemical contrasts (e.g. higher La/Yb and Th/Ta contents in the peraluminous suite), both suites share some important chemical fingerprints that suggest the differences can be due to the presence of an additional component (variably reduced metasedimentary rocks) in the peraluminous suite.

No systematic geochemical studies have been undertaken to date on the *Serra do Lopes* and *Pilar do Sul* massifs, but the data presented by Campos Neto et al. (1990) and Janasi et al. (1994) indicate that they are similar to the more differentiated facies ($\text{SiO}_2 \geq 70$ wt%) present in the peraluminous suite of the Piedade massif.

The elongated *Serra da Bateia* massif (Fig. 3) is intrusive in the SW border of the Piedade massif and is thus inferred to be the youngest granite occurrence in the region. The predominant facies is a porphyritic biotite syenogranite with abundant (up to 50% in volume) tabular K-feldspar aligned in a subvertical magmatic-flow foliation. Sub-volcanic 'rhyolite' enclaves are common; a more mafic, hornblende-bearing facies appears at the eastern contact of the massif and as small, unmapped occurrences in its central portion.

Some of the geochemical features of these rocks are reminiscent of the 'A-type' granites, especially their lower mg#, high contents of HFSE such as Zr, Nb, and Y, and low contents of Ca, Sr, and Ba (e.g. Janasi et al., 1994).

4. U–Pb geochronology

4.1. Analytical procedures

Samples chosen for analyses weighed 4–10 kg; the

largest were those that were coarse-grained or zircon-poor. They were crushed in a steel jaw-crusher and then in a disk mill. The first 1–2 kg crushed under 100 mesh were separated using a steel sieve that was carefully wiped between different samples. The heavy minerals were concentrated from this fraction at the Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista at Rio Claro, using a mechanical 'panner'. Magnetite was extracted using a hand magnet.

The separation of different magnetic fractions was done at the Isotope Geochemistry Laboratory, University of Kansas, using a Frantz™ Isodynamic magnetic separator, initially with +10° side and 15° forward dip. Monazite, when present, was concentrated in the 0.5–0.8 Å interval. Zircons were concentrated in the fraction non-magnetic at 1.5 Å that was further purified using methylene iodide. The different zircon magnetic fractions were then split varying the side inclination of the separator, from +6° to lower values until the last sizeable fraction was obtained.

The dissolution and analysis of zircon and monazite were done at the Isotope Geochemistry Laboratory, University of Kansas.

Each zircon fraction consisted of a few morphologically similar grains from the same magnetic fraction; in a few cases, single grains were used. In most cases, the grains were abraded for 2–4 h at 4 psi; in a few cases, noted in Table 1, they were not abraded. Dissolution was made with 7N HF in teflon microcapsules for 3–7 days, following procedures modified after Krogh (1973, 1982) and Parrish (1987).

Each monazite fraction consisted of a single grain that was not abraded. Dissolution was made with 5 µl 1:1 H₂SO₄ in 7 ml closed Savillex beakers on a hot plate at ca. 150°C for three days.

All samples were total-spiked with a mixed ²⁰⁵Pb–²³⁵U tracer solution. Pb and U were extracted in the same solution using micro-columns loaded with the AG1-X8 resin and 3.1 M HCl.

Pb and U were loaded on a Re filament using silica gel and H₃PO₄, then analyzed in a VG Sector multi-collector mass spectrometer. An ion-counting Daly detector was used in single-collector mode for most analyses; measured Pb isotopic compositions were corrected for an average mass fractionation of 0.18% per mass unit, determined by analysis of NBS standard SRM-982 and monitored by SRM-983. Some of the monazite analyses were done with a Faraday detector in multi-collector mode, in which case a correction of 0.12% per mass unit was applied to the measured Pb isotopic compositions.

Radiogenic ²⁰⁸Pb, ²⁰⁷Pb, and ²⁰⁶Pb were calculated by correcting for blank and nonradiogenic initial Pb corresponding to the Stacey and Kramers (1975) model Pb for the age of sample. Average blanks during the period of analysis varied from 20 to 80 pg total Pb. Decay constants used were $0.155125 \times 10^9 \text{ year}^{-1}$ for ²³⁸U and $0.98485 \times 10^9 \text{ year}^{-1}$ for ²³⁵U. Data were regressed using the ISOPLOT

program of Ludwig (1993); uncertainties on concordia intercept ages and on isotope ratios in Table 1 are given at the 2-sigma confidence level.

4.2. Ibiúna-type granite

The sample selected for U–Pb dating (PD526) is a porphyritic hornblende-biotite monzogranite with $M = 15$ from the Ibiúna massif cropping out ca. 4 km east of Piedade (Fig. 3). The rock is isotropic and shows totally preserved igneous textures. The groundmass is coarse grained, with subidiomorphic plagioclase and hornblende crystals; the K-feldspar megacrysts are typically 3–4 cm long. Titanite and magnetite are the most abundant accessory minerals; apatite, zircon, and allanite are also frequent. Zircon occurs as prismatic crystals of varied size.

The presence of inheritance in the different magnetic fractions of zircon made it difficult to obtain the age of magmatic crystallization of the sample. It was necessary to analyze 10 fractions, of which four showed an obvious inherited component ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages between 722 and 1040 Ma). Three of these fractions were the more magnetic (#7–10 in Table 1); however, the remaining one (#1) was nm(–1). The effort to identify fractions free of the inherited component was thus concentrated on the least magnetic fractions (nm(–1) and m(–1)), especially in the largest crystals. Four of these fractions (#2, 3, 5, and 6), including a single crystal weighing 0.006 mg, yielded the youngest ages and have nearly identical $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (609–611 Ma; Table 1). These fractions are also very close to the concordia, and a regression forced to zero yields the age of 609.8 ± 1.7 Ma with $\text{MSWD} = 0.99$ (Fig. 4), here interpreted as the age of magmatic crystallization of this rock. Two other analyzed fractions (#4 and 8), one a short, wide single crystal, have $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages only slightly higher (615–619 Ma), which may reflect a small inherited component. If they are included in the above regression, the age is not much different (612.5 ± 5.0 Ma) but the MSWD is considerably augmented (5.8).

A regression using five out of the six fractions in which an inherited component was identified (the single crystal #8 was excluded because of indicators of recent Pb loss) results in a lower intercept compatible with the magmatic age (ca. 600 ± 30 Ma) and an upper intercept that indicates an average Paleoproterozoic age for the inheritance (2.1 ± 0.5 Ga). The non-colinear character of the three fractions with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages between 700 and 800 Ma (Fig. 4a) can reflect sources of varied ages; forced to a lower intercept of 610 Ma, the ages of the upper intercepts of these fractions vary from 1.8 ± 0.1 Ga (fraction #9) to 2.9 ± 0.2 Ga (fraction #1).

4.3. Turvo-type leucogranite

The sample selected for U–Pb dating is a typical muscovite-biotite leucogranite from a quarry in the central portion of the Turvo massif (Fig. 3). In view of the peraluminous

character of the rock, and anticipating the occurrence of problems with inheritance in the zircon populations, the U–Pb dating was done using monazites, which occur in small abundance in the rock and were concentrated in the magnetic fractions at 0.6 and 0.7 Å.

Three crystals with masses varying between 0.005 and 0.014 mg were analyzed and are all slightly discordant, with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages between 608 and 611 Ma. A regression forced to zero through these points results in an age of 610.2 ± 1.3 Ma ($\text{MSWD} = 0.59$; Fig. 5), interpreted as the age of magmatic crystallization since, as indicated by zircon saturation thermometry (Watson and Harrison, 1983), the magma was low in temperature (slightly above 700°C).

4.4. Piedade late-orogenic massif

Samples from the three main mapping units of the Piedade massif were selected for U–Pb dating.

- Sample PD474b is from the BmgT (titanite-bearing biotite monzogranite) unit (Leite, 1997). This is a porphyritic granite with $M = 8$ that is chemically slightly metaluminous, as attested by the presence of titanite and traces of allanite among the accessory minerals.
- Sample PD462 is also porphyritic, with $M = 8$; it belongs to unit MBmg (muscovite-biotite monzogranite). It has a peraluminous character that is reflected in the presence of primary muscovite, with monazite as the LREE-bearing accessory mineral.
- Sample PD420 is a pink biotite granite with $M = 6$ from unit Bmg (pink biotite monzogranite); this is intrusive into the previous units and is generally made up of less deformed rocks. The studied sample has a slightly peraluminous character and shows traces of accessory monazite.

Magmatic inheritance was identified in zircons from the three samples. Combined with the existence of pronounced Pb loss, this turned the determination of the ages of these rocks into a complex task.

The presence of abundant monazite in sample PD462 turned out to be, therefore, the best tool to determine the age of the Piedade massif. Four monazite crystals with masses varying between 0.004 and 0.013 mg were analyzed and are all slightly discordant. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages are identical within error (Table 1); forced to zero, they yield the age of 600.9 ± 2.3 Ma ($\text{MSWD} = 1.1$; Fig. 6). This value is considered the best estimate for the age of the Piedade massif, since it is judged that the temperature of crystallization of this rock was only slightly higher than the T_c (closure temperature) for monazite, and the regional metamorphism, whose peak predated the intrusion of the massif, did not seem to have reached such temperatures.

A few monazite crystals were extracted from the pink biotite monzogranite PD420, but it was not possible to obtain a reliable magmatic age for the sample using this

Table 1

Results of U–Pb isotope determinations for granites of the Agudos Grandes Batholith, Brazil (errors given at the 2-sigma confidence level. Rho = correlation coefficient of error in $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio. Abbreviations: ac = accicular, el = elongated, eq = equant, eu = euhedral, fr = fractured, g = grain, lg = large, mk = milky, mz = monazite, pr = prismatic, py = pale yellow, r = round = short, sm = small, t and tr = transparent, y = yellow, zi = zircon)

N	Main features	Fraction	Size (mg)	Pb (ppm)	U (ppm)	Observed						Calculated ratios						Ages (Ma)			
						²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(%) Error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	(%) Error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (Ma)					
PD526 Ibiúna-type Hbl–Bt monzogranite (UTM: 737020 N; 26756 E)																					
1	zi,8g,tr,pr	nm(–1)	0.022	95.0	845.4	2010.7	0.10241	0.61	0.92896	0.63	0.06579	0.9733	628.5	667.1	799.7	3.0					
2	zi,8g,sm,p	nm(–1)	0.012	94.8	867.3	1425.6	0.09769	0.67	0.81008	0.69	0.06014	0.9853	600.9	602.5	608.6	2.5					
3	zi,4g,tr,pr,lg	nm(–1)	0.029	58.6	532.8	886.7	0.09866	0.75	0.81911	0.76	0.06021	0.9845	606.6	607.6	611.2	2.9					
4	zi,8g,sm,pr	m(–1)	0.035	79.3	722.1	1274.2	0.09906	0.64	0.82534	0.66	0.06043	0.9652	608.9	611.0	618.9	3.7					
5	zi,4g,lg,pr	m(–1)	0.051	12.7	102.8	301.5	0.09819	1.47	0.81476	1.50	0.06018	0.9827	603.8	605.1	610.2	6.0					
6	zi,s,lg,pr,bt	m(–1)	0.006	100.7	944.9	892.1	0.09807	0.97	0.81396	1.02	0.06019	0.9559	603.1	604.7	610.5	6.5					
7	zi,6g,mk-tr,pr	m(0)	0.025	107.6	877.0	3850.3	0.11537	0.52	1.17598	0.53	0.07393	0.9867	703.8	789.4	1039.6	1.7					
8	zi,s,sh,bt	m(0)	0.007	61.4	562.3	413.3	0.09455	1.27	0.78653	1.30	0.06033	0.9764	582.4	589.2	615.5	6.1					
9	zi,10g,mk,pr	m(+1)	0.020	108.3	998.2	2384.0	0.10401	0.51	0.90897	0.52	0.06339	0.9866	637.8	656.5	721.2	1.8					
10	zi,14g,tr,pr	m(+2)	0.016	78.1	701.3	1832.2	0.10258	0.69	0.91602	0.76	0.06476	0.9151	629.5	660.3	766.7	6.4					
PD313f Turvo Ms–Bt leucogranite (UTM: 735455 N; 24140 E)																					
11	mz,aliq	0.6	0.001	2086.9	2861.3	251.0	0.09802	1.88	0.81264	1.98	0.06013	0.9598	602.8	603.9	608.3	12.0					
12	mz,y,r,fr	0.6	0.014	3505.0	8167.0	5405.7	0.09718	0.65	0.80632	0.65	0.06018	0.9948	597.9	600.4	610.0	1.4					
13	mz,y,el,eu	0.7	0.005	1699.0	1512.9	724.4	0.09645	0.77	0.80047	0.80	0.06019	0.9701	593.6	597.1	610.5	4.2					
PD462 Piedade Ms–Bt granite (UTM: 737502 N; 25388 E)																					
14	mz,y,eq,fr	0.6	0.004	3240.9	1753.4	797.9	0.09859	0.82	0.81077	0.89	0.05997	0.9271	603.2	602.9	602.4	7.2					
15	mz,y,r,fr	0.6	0.013	1178.6	550.5	820.7	0.09737	0.97	0.80427	0.99	0.05991	0.9810	599.0	599.2	600.2	4.2					
16	mz,eq,gy	0.7–3	0.012	1996.0	820.4	395.0	0.09594	1.20	0.79321	1.27	0.05997	0.9480	590.6	593.0	602.3	8.7					
17	mz,y,r,frag	(0.7)–4	0.006	2445.4	1461.7	732.8	0.09675	0.83	0.79912	0.85	0.05991	0.9842	595.3	596.3	600.2	3.2					
PD474b Piedade Bt monzogranite (UTM: 736525 N; 24807 E)																					
18	zi,5g,pr,mk	m(–1)	0.015	56.4	658.5	1141.1	0.07799	0.71	0.65004	0.75	0.06045	0.9437	484.1	508.5	619.6	5.4					
19	zi,10g,t,sh	m(–1)	0.010	92.6	913.4	1348.5	0.09519	0.69	0.80342	0.70	0.06122	0.9881	586.1	598.8	646.9	2.3					
20	zi,3g,t,pr	m(–1)trpr	0.005	54.4	503.7	484.5	0.09556	1.90	0.79398	1.92	0.06026	0.9894	588.3	593.4	613.1	6.0					
21	zi,6g,pr,mk	m(0)	0.019	125.6	1558.3	1458.6	0.07554	0.70	0.62552	0.71	0.06006	0.9460	469.5	493.3	605.6	3.4					
22	zi,10g,pr,tr	m(0)tr	0.008	85.4	1006.0	1426.2	0.07799	0.58	0.64453	0.59	0.05994	0.9814	484.1	505.1	601.3	2.4					
23	zi,5g,pr,mk	m(+1)	0.021	19.3	288.2	212.4	0.05671	2.53	0.50803	2.58	0.06497	0.9839	355.6	417.2	773.3	9.7					
24	zi,7g,pr,lg	m(+2)	0.023	74.2	1269.1	2658.3	0.05590	0.50	0.46060	0.51	0.05976	0.9881	350.7	384.7	594.8	1.7					
25	zi,2g,ac,frc	m(+2)	0.013	135.0	2073.3	911.6	0.04704	0.59	0.38665	0.60	0.05961	0.9807	296.3	331.9	589.5	2.5					
26	zi,8g,pr,tr	m(+3)tr	0.021	104.1	1300.2	2494.9	0.07372	0.54	0.60863	0.54	0.05987	0.9855	458.6	482.7	599.1	2.0					
27	zi,s,pr,mkt	m(+3)	0.007	124.6	2895.6	452.8	0.03882	0.73	0.03204	0.77	0.05985	0.9644	245.5	282.2	598.2	4.4					
PD420 Piedade Bt monzogranite, pink (UTM: 737273 N; 25517 E)																					
28	zi,6g,lg,r-el	m(–1)	0.014	169.1	1287.1	1017.0	0.12153	0.63	1.37925	0.67	0.08231	0.9391	739.4	880.1	1252.9	4.5					
29	zi,3g,p,mk-tr	m(–1)	0.006	23.6	207.7	184.2	0.09380	4.38	0.77568	4.46	0.05998	0.9872	578.0	583.0	602.7	15.0					
30	zi,5g,ac,tr	m(–1)	0.015	121.1	1170.9	518.9	0.08570	0.55	0.71199	0.58	0.06025	0.9517	530.1	548.9	612.7	3.9					
31	zi,5g,ac,tr	m(–1)	0.008	136.6	1461.5	153.9	0.06095	0.75	0.50701	0.87	0.06033	0.8745	381.4	416.4	615.5	9.1					
32	zi,8g,pr,tr	m(0)	0.009	148.0	1534.5	1801.3	0.09382	0.58	0.78288	0.59	0.06052	0.9863	578.1	587.1	622.3	2.1					
33	zi,6g,mk,pr-r	m(+1)	0.009	194.6	2630.4	351.9	0.06048	0.78	0.49569	0.83	0.05944	0.9425	378.6	408.8	583.2	6.1					
34	zi,9g,mk-tr,pr	m(+2)	0.011	101.6	1159.9	305.8	0.06900	1.07	0.57022	1.11	0.05993	0.9694	430.2	458.2	601.2	5.9					

Table 1 (continued)

N	Main features	Fraction	Size (mg)	Pb (ppm)	U (ppm)	Observed	Calculated ratios				Ages (Ma)					
						$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	(%) Error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	(%) Error	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$ (Ma)
35	zi,8g,tr-mk,pr	m(+3)	0.013	113.8	1360.2	308.0	0.06585	0.86	0.56442	0.88	0.06216	0.9809	411.1	454.4	679.6	3.7
36	mz,py,eq	0.7	0.013	3394.1	5842.2	1148.6	0.10631	0.62	0.91496	0.64	0.06242	0.9733	651.3	659.7	688.5	3.1
37	mz,y,r,fr	0.6/1	0.002	2814.0	1784.9	348.8	0.09561	1.35	0.79144	1.39	0.06004	0.9751	588.6	592.0	604.9	6.7
38	mz,4g,fr	0.6/3	0.008	1396.3	764.0	306.7	0.09144	0.93	0.78515	1.04	0.06227	0.9001	564.1	588.4	683.5	9.7
PD125 Serra da Bateia Bt monzogranite (UTM: 735635 N; 23665 E)																
39	zi,pr	nm(-1)	0.009	58.2	680.2	799.0	0.08399	1.25	0.68302	1.28	0.05898	0.9816	519.9	528.6	566.3	5.3
40	zi,6g,mk,sh	m(-1)	0.023	40.0	520.7	1074.6	0.07627	0.73	0.62076	0.75	0.05903	0.9675	473.8	490.3	568.1	4.1
41	zi,4g,pr	m(0)	0.024	358.9	4301.8	2325.3	0.08484	2.46	0.68952	2.47	0.05895	0.9940	524.9	532.5	565.1	5.9
42	zi,9g,mk,pr	m(+1)	0.008	139.6	1918.4	871.9	0.07265	1.15	0.59318	1.17	0.05922	0.9860	452.1	472.9	575.0	4.3
43	zi,pr	m(+1)/2	0.009	250.1	3179.7	1153.9	0.07693	0.52	0.62487	0.54	0.05891	0.9710	477.8	492.9	563.7	2.8
44	zi,4g,mk,pr	m(+2)	0.007	123.2	1904.7	1166.0	0.06569	0.72	0.53533	0.76	0.05911	0.9479	410.1	435.3	571.0	5.3

Fig. 4. Concordia diagram for zircon fractions of the Ibiúna Hbl-Bt granite PD526: (A) all fractions; (B) fractions with more concordant ages; the fractions used in the regression are filled. Numbers correspond to those attributed to analyses in Table 1.

mineral. A single 0.012 mg crystal from the magnetic fraction m(0.7) and four fragments from fraction m(0.6) yielded $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages in the range 680–690 Ma, which seem to reflect inheritance. A smaller (0.002 mg), rounded, monazite crystal yielded a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 605 ± 7 Ma — coincident, within error, with the monazite ages in sample PD462.

Eight zircon fractions from this sample were analyzed

Fig. 5. Concordia diagram for monazite fractions of the Turvo Ms-Bt granite PD313f; all fractions were included in the regression.

Fig. 6. Concordia diagram for monazite fractions of the Piedade Ms-Bt granite PD462; all fractions were included in the regression.

and all are strongly discordant (Table 1). The effects of inheritance are more evident in a population of large crystals from the m(-1) fraction (#28 in Table 1), for which a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1253 ± 5 Ma was obtained, and in the milky prismatic crystals of the m(+3) fraction (#35; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 680 ± 4 Ma). $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages varying between 613 and 622 Ma were obtained in fractions with five to eight acicular, transparent crystals carefully chosen to represent magmatic minerals. The existence of three other fractions with lower $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (Table 1), however, suggests that some inherited component is still present in these analyses. One of these younger fractions (#33) is made up of milky, strongly metamict crystals; its strongly discordant character and very low $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age are suggestive of Pb loss. The other two fractions (#29 and 34) have $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages in the same range obtained for the smaller monazite crystal and for the crystallization of sample PD462. A regression with only these two fractions plus the younger monazite results in the age of $604.9 \pm$

Fig. 7. Concordia diagram for zircon and monazite fractions of the Piedade Bt granite PD420. Two regressions are shown; fractions included in each one, whose numbers correspond to those appearing in Table 1, are distinguished by arrows.

Fig. 8. Concordia diagram for zircon fractions of the Piedade Bt granite PD474b. Fractions used in the regression are indicated by arrows; those which were not used are indicated by their numbers.

6.6 Ma, with a lower intercept at 11 ± 26 Ma and $\text{MSWD} = 0.06$ (Fig. 7). This age is in agreement, within error, with the age of the monazites in PD462. A second regression, shown in Fig. 7, groups the two older monazite fractions and zircon fraction #35; the significance of the age thus obtained (689 ± 3 Ma) is unclear, but it is noted that it is pre-magmatic and similar to the Rb–Sr isochron age obtained for the massif by Leite (1997): 680 ± 21 Ma.

Ten zircon fractions were analyzed in sample PD474b, a number that once again reflects the difficulties in obtaining the age of crystallization of the rock owing to the combination of a persisting inherited component and important recent Pb loss. The inheritance seems to be restricted to the three analyses obtained in the fraction m(–1) (#18–20, with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages varying between 613 and 650 Ma) and to analysis #23 (see Table 1). The remaining six fractions are aligned in a discordia that intercepts the concordia curve at 604 ± 8 and 11 ± 16 Ma, with a high MSWD (7.8) (Fig. 8); the upper intercept is here accepted as the best estimate for the age of magmatic crystallization of this rock. If forced to zero, the same points yield an age of 600 ± 6 Ma and an even higher MSWD (17); these high MSWD s should reflect the combination of the wide scattering of the U/Pb ratios and the low analytical errors that could be obtained for these ratios (0.5–0.7%) owing to the high U and Pb contents of the zircons.

4.5. Serra da Bateia post-orogenic massif

The sample selected for U–Pb dating (PD125) is a porphyritic biotite syenogranite with a strong flow foliation; it is the more common rock type of the eastern half of the Serra da Bateia massif (Fig. 3).

Six zircon fractions were analyzed; all are moderately discordant. The more magnetic fractions (m(+1) and m(+2)) tend to show a slightly greater discordance. The

Fig. 9. Concordia diagram for zircon fractions of the Serra da Bateia granite PD125; all fractions were used in the regression.

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages vary from 564 to 575 Ma, suggesting the absence or minimal importance of inherited components in the sample. The scattering of these ages, however, reflects the slightly non-colinear character of the points in the concordia diagram (Fig. 9). A discordia line using all fractions results in an age of 563.5 ± 7.8 Ma ($\text{MSWD} = 2.2$); if forced to zero, the age is slightly older (567.8 ± 5.2 Ma; $\text{MSWD} = 3.2$). If only the three least magnetic fractions (#39–41) are used, the age obtained forcing the lower intercept to zero has a smaller error and MSWD lower than 1 (566.9 ± 2.8 Ma; $\text{MSWD} = 0.8$). The three ages cited above are identical within error, and the first (563.5 ± 7.8 Ma) is taken here as the age of crystallization of the Serra da Bateia massif, since no reasons were identified to justify the observed scattering and therefore to exclude any of the samples from the regression.

5. Discussion

5.1. Implications for the chronostratigraphy of the Agudos Grandes Batholith

The ages reported above place important constraints on the age and duration of the syn-tectonic magmatism in the central portion of the Agudos Grandes Batholith. The ages obtained for the Ibiúna-type granite PD526 and for the Turvo-type leucogranite PD313f are identical (609.8 ± 1.7 Ma and 610.2 ± 1.3 Ma, respectively). In spite of the field evidence outlined above that tourmaline-bearing leucogranites from the Turvo massif intrude the porphyritic hornblende-biotite granites of Ibiúna and Tapiraí type, these ages imply that the high-K calc-alkaline and the 'S-like' leucogranite magmatism were essentially coeval in the central portion of the Agudos Grandes Batholith.

The ages obtained for the 'late-orogenic' Piedade massif

are in the range 600–605 Ma; they are slightly, but consistently, lower than those of the syn-orogenic massifs. This is in agreement with the structurally distinct character of the massif (forming a subcircular, zoned, circumscribed pluton). It is, on the other hand, also consistent with the observation that these granites seem to have some genetic link with the syn-orogenic high-K magmatism, possibly representing equivalents more contaminated with supracrustal material (Wernick et al., 1989; Leite, 1997). The Rb–Sr isochron age of 654 ± 24 Ma previously obtained for the central titanite-bearing biotite monzogranites of the massif by Leite (1997) is clearly too old and should reflect variations in the Sr isotope initial ratios of the analyzed samples (Leite and Janasi, in prep.).

The lower age obtained for the ‘post-orogenic’ Serra da Bateia massif is in agreement with its field relationships. As seen above, in spite of being made up of strongly foliated rocks, it clearly post-dates the Piedade massif and was probably emplaced at a shallower level. The age itself (565 Ma) is much lower (ca. 35 my) than that of the Piedade massif; it is also lower than the ages reported so far for the latest granitic occurrences in this portion of the Ribeira Belt (cf. ages in the range 610–580 Ma associated with the development of the ‘Itu granitic belt’, Vlach et al., 1990; Wernick, 1998).

5.2. Implications for the evolution of the Ribeira Belt

Campos Neto and Figueiredo (1995) recognized that the main orogenic period over a large portion of the Mantiqueira Province is younger than that observed in the southern portion of the Tocantins Province (Brasília Fold Belt), as registered in the Socorro-Guaxupé Nappe (Fig. 1). Later U–Pb zircon and monazite and Sm–Nd isochron data further constrained these differences:

- In the Socorro-Guaxupé Nappe, the emplacement of large calc-alkaline batholiths and the main metamorphism with widespread migmatization and generation of large volumes of crustal granites broadly overlap and are tightly constrained in the 630–620 Ma range (Töpfner, 1996; Janasi, 1999). This appears to be the age of the main, high-grade metamorphism over the entire southern half of the Brasília Belt (cf. Sm–Nd mineral age of the Anápolis granulites, Fischel et al., 1998).
- In the northern half of the Mantiqueira Province (northern Ribeira Belt in the State of Rio de Janeiro and Araçuaí Belt), the main period of metamorphism and granite generation was ca. 590–565 Ma (Machado et al., 1996; Tupinambá, 1999; Noce et al., 2000). A second orogenic event at ca. 520 Ma is recognized in the easternmost portion of the belt (the Serra do Mar and Cabo Frio terranes, Fig. 1; see also Schmitt et al., 1999), where an older period of ‘pre-orogenic’ arc magmatism was also recently identified (the Rio Negro tonalites from the

Serra dos Órgãos Batholith, dated at 634 ± 10 Ma by conventional U–Pb zircon dating; Tupinambá, 1999).

- The ‘post-orogenic’ period in the Socorro-Guaxupé Nappe started with the uplift of the high-grade terranes and emplacement of potassic syenites derived from the enriched lithospheric mantle (Janasi et al., 1993) at ca. 610 Ma (Töpfner, 1996; Janasi, unpublished results), and peaked at ca. 590 Ma with the development of the Itu Granitic Province (Vlach et al., 1990; see also Wernick, 1998), which is dominated by epizonal high-K calc-alkaline and aluminous A-type granites.
- The ‘post orogenic’ period in the northern Ribeira Belt is characterized by the intrusion of subcircular, zoned massifs of high-K calc-alkaline and shoshonitic affinities (Wiedemann, 1993) dated at 520–500 Ma.

The ages presented in this article are among the first U–Pb determinations for Neoproterozoic granites of the Ribeira Belt in the State of São Paulo. They reveal that:

- the bulk of the Agudos Grandes Batholith, with the emplacement of voluminous potassic calc-alkaline suites and minor crust-derived leucogranite bodies, was formed in a short time interval (610–600 Ma), which is slightly younger than the ‘syn-orogenic’ period in the southernmost Brasília Belt (630–620 Ma) and slightly older than the ‘syn-orogenic period’ in the northern half of the Mantiqueira Province (590–565 Ma in the northern Ribeira Belt and Araçuaí Belt); and
- the age of the ‘A-type’ Serra da Bateia massif (564 ± 8 Ma) is slightly less than those usually found in the ‘post-orogenic’ massifs that make up the Itu Granitic Province — in fact, it is among the youngest U–Pb ages reported so far in granitic rocks in the State of São Paulo.

Ages similar to those reported here for the ‘syn-orogenic’ high-K calc-alkaline magmatism in the Agudos Grandes Batholith were recently obtained for similar rocks in the neighboring Três Córregos Batholith (Gimenez Filho et al., 2000). It seems, therefore, that the main period of granite generation in the southern portion of the Ribeira Belt (Apiáí and Embu terranes?) is consistently older as compared to the northern portion of the Mantiqueira Province (Juiz de Fora and Serra do Mar terranes; cf. Fig. 1).

The range 610–600 Ma also seems to be the main period of syn-orogenic granite generation in the Dom Feliciano Belt (southern Mantiqueira Province; Babinski et al., 1997; Basei et al., 2000). A fundamental change in the age pattern of granite magmatism (and metamorphism?) at a province-wide scale therefore occurs east of the region studied here. The main orogenic period at 590–565 Ma (the Rio Doce orogeny; Campos Neto and Figueiredo, 1995) seems to be important only east of the São Paulo–Rio de Janeiro state boundary, roughly coinciding with a change in the main structural trend from ENE to NNE

(see Fig. 1). Southwestwards in the province, granites with ages in the latter range are characterized on the basis of their structural and/or geochemical features as late- or post-orogenic.

Acknowledgements

We thank FAPESP for financing the U–Pb analyses through a grant (Proc. 97/0823-3) and a Post-Doctoral Scholarship (Proc. 97/2438-9) awarded to V.A.J. Allen Fetter and Marianne Kozuch are thanked for assistance with isotope analyses at the Isotope Geochemistry Laboratory, University of Kansas. We are also grateful to Mário C. Campos Neto, Silvio R.F. Vlach, William Davis, and Moacir Macambira for critical reviews of the manuscript.

References

- Algarite, J.P., Martins, A.J.M., Morgental, A., Daitx, E., Andrade Jr, F.S., Batolla Jr, F., Ferreira, F.J.F., Pinho, G.G., Cunha, H.C.S., 1974. Projeto Sudeste do Estado de São Paulo: Relatório Final. DNPM/CPRM, São Paulo Vol. 1 and 2.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews* 17, 1–29.
- Babinski, M., Chemale Jr, F., van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1997. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 10 (3/4), 263–274.
- Basei, M.A.S., Siga Jr, O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozzi, F., 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. *Tectonic Evolution of South America*, Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). Proceedings, XXXI International Geological Congress (Rio de Janeiro), 311–334.
- Campanha, G.A.C., Sadowski, G.R., 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí domain). *Precambrian Research* 98, 31–51.
- Campos Neto, M.C., 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan-African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. *Tectonic Evolution of South America*, Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). Proceedings, XXXI International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 335–365.
- Campos Neto, M.C., Figueiredo, M.C.H., 1995. The Rio Doce orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 8 (2), 143–162.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Artur, A.C., Silva, M.E., Machado, R., Dias Neto, C.M., Fragozo Cesar, A.R., 1983. Geologia das Folhas Piracica e Igaratá. In: *I Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000, PRÓ-MINÉRIO*, São Paulo, Brazil, pp. 61–78.
- Campos Neto, M.C., Bergmann, M., Siga Jr, O., Figueiredo, M.C.H., 1990. Geologia da Folha Pilar do Sul, escala 1:25.000. Convênio Instituto de Geociências, USP/PRÓ-MINÉRIO, Relatório Final, Vol. 1, 143 pp.
- Coutinho, J.M.V., 1972. Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores. *IGA-USP Boletim* 3, 5–99.
- Ferreira, F.J., Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., 1991. Comportamento aerogamaespectrométrico e aeromagnetométrico dos principais granitóides de parte dos Domínios Embu e São Roque, SP. II. Simpósio de Geologia do Sudeste (São Paulo), Atas, 149–150.
- Fischel, D.P., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1998. Idade do metamorfismo de alto grau no Complexo Anápolis-Itaçu, Goiás, determinada pelo método Sm–Nd. *Revista Brasileira de Geociências* 28 (4), 543–544.
- Gimenez Filho, A., Janasi, V.A., Campanha, G.A.C., Teixeira, W., Trevizoli Jr, L.E., 2000. U–Pb dating and Rb–Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos Batholith, Ribeira Fold Belt, São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1–3), 45–50.
- Godoy, A.M., Oliveira, M.A.F., Hackspacher, P.C., 1996. Geoquímica das rochas granitóides da Folha São Roque, SP. *Geociências (Rio Claro)* 15, 67–68.
- Hasui, Y., 1973. Tectônica da Área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul. Unpublished Doctoral Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 190 pp.
- Hasui, Y., Penalva, F., Hennies, W.T., 1969. Geologia do Grupo São Roque. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia (Salvador), Anais, 101–134.
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Bistrichi, C.A., 1978. Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. XXX Congresso Brasileiro de Geologia (Recife-PE), Anais 6, 2594–2608.
- Heilbron, M., Valeriano, C., Tupinambá, M., Valladares, C., Duarte, B.P., Palermo, N., Silva, L.G.E., Ragatki, D., Netto, A.M., 1999. Revisão da proposta de compartimentação tectônica e modelo evolutivo para o segmento central da Faixa Ribeira. VI Simpósio de Geologia do Sudeste (São Pedro-SP), Boletim de Resumos, p. 6.
- Janasi, V.A., 1999. A idade dos granitos Nazaré Paulista e Pinhal, e implicações para o metamorfismo da Nappe Socorro-Guaxupé (SP-MG). VI Simpósio de Geologia do Sudeste (São Pedro-SP), Boletim de Resumos, p. 7.
- Janasi, V.A., Ulbrich, H.H.G.J., 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research* 51, 351–374.
- Janasi, V.A., Vasconcellos, A.C.B.C., Vlach, S.R.F., Motidome, M.J., 1990. Granitóides da região entre as cidades de São Paulo e Piedade (SP): facilogia e contexto tectônico. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia (Natal-RN), Anais 4, 1925–1935.
- Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., Ulbrich, H.H.G.J., 1993. Enriched-mantle contributions to the Itu granitoid belt, southeastern Brazil: evidence from K-rich diorites and syenites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65, 107–118.
- Janasi, V.A., Leite, R.J., Ulbrich, H.H.G.J., 1994. Diversidade do magmatismo granítico tardi-brasiliano na região de Piedade, SP: Aspectos petrográficos e geoquímicos. XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia (Balneário Camboriú), Anais, 131–133.
- Krogh, T.E., 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 485–494.
- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U–Pb zircon ages by creation of more concordant systems using an abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 637–649.
- Leite, R.J., 1997. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitos da região de Piedade (SP). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Ludwig, K.R., 1993. ISOPLOT — a plotting and regression program for radiogenic isotope data, version 2.70, June 9, 1993. Revision of US Geological Survey, Open-File Report 91–445, 42.
- Machado, R., Demange, M., 1996. Classificação estrutural e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. *Boletim Instituto de Geociências-USP, Série Científica* 25, 81–96.
- Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M., Valeriano, C., 1996. U–Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research* 79 (3/4), 347–361.
- Martins, V.T.S., 2000. Geologia Isotópica do Plutonismo Neoproterozóico da Faixa Araçuaí, Região Nordeste de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 187 pp.
- Martins, L., Janasi, V.A., Leite, R.J., Ulbrich, H., 2000. Mineral and rock

- chemistry constraints on the petrogenesis of variably contaminated calc-alkaline granites in the Agudos Grandes Batholith, Ribeira Belt, Brazil. XXXI International Geological Congress (Rio de Janeiro), Abstracts (CD-ROM).
- Noce, C.M., Macambira, M.J.B., Pedrosa-Soares, A.C., 2000. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Belt, eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1), 25–29.
- Parrish, R.R., 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U–Pb geochronology. *Isotope Geoscience* 66, 99–102.
- Reis Neto, J.M., 1994. Faixa Itaiacoca: Registro de Uma Colisão entre Dois Blocos Continentais no Neoproterozóico. Unpublished Doctoral Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 253 pp.
- Sato, K., 1998. Evolução Crustal da Plataforma Sul-Americana com Base na Geoquímica Isotópica Sm–Nd. Unpublished Doctoral Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Schmitt, R.S., Trouw, R.J., van Schmus, W.R., 1999. The characterization of a Cambrian (520 Ma) tectonometamorphic event in the coastal domain of the Ribeira Belt (SE Brazil) using U/Pb in syntectonic veins. II. South American Symposium on Isotope Geology (Córdoba, Argentina), *Actas*, 363–366.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207–221.
- Stein, D.P., 1984. Esboço da Evolução Geológica pré-Cambriana da Folha Pilar do Sul, SP-SF.23-Y-C-IV-4. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 159 pp.
- Tassinari, C.C.G., 1988. As idades das Rochas e Dos Eventos Metamórficos da Porção Sudeste do Estado de São Paulo e Sua Evolução Crustal. Unpublished Doctoral Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 236 pp.
- Töpfner, C., 1996. Brasiliano-Granitoide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien — Eine Vergleichende Studie. *Münchner Geologische, Hefte A17*, 258 pp.
- Torquato, J.R., Cordani, U.G., 1981. Brazil–Africa geological links. *Earth Science Reviews* 17, 155–176.
- Tupinambá, M., 1999. Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. Unpublished Doctoral Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 221 pp.
- Vlach, S.R.F., Janasi, V.A., Vasconcellos, A.C.B.C., 1990. The Itu belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the States of São Paulo and Paraná, southern Brazil. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia (Natal-RN), *Anais* 4, 1700–1711.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295–304.
- Wernick, E., 1998. The pluriserial Ribeira magmatic system 590, SE/S Brazil and Uruguay. *Revista Brasileira de Geociências* 28 (4), 533–542.
- Wernick, E., Rigo Jr, L., Galembeck, T.M.B., Artur, A.C., 1989. O complexo granitóide Ibiúna (SP): dados petrográficos e de tipologia do zircão. I. Simpósio de Geologia do Sudeste (Rio de Janeiro-RJ), 157–158.
- Wiedemann, C., 1993. The evolution of the early Paleozoic, late to post-collisional magmatic arc of the coastal mobile belt, in the state of Espírito Santo, eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65, 163–181.

Anexo B

The origin of peraluminous melagranites: a Sr-Nd isotope and elemental geochemistry study of the Neoproterozoic Piedade granite (Ribeira Fold Belt, Brazil)

Renato J. Leite, Valdecir A. Janasi, Lucelene Martins

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, 05508-900, São Paulo, Brazil
Financed by FAPESP (Proc. 00/02509-8)

Abstract

The late-orogenic Piedade granite (ca. 600 Ma, U-Pb zircon and monazite) was emplaced at shallow levels shortly after orogenic collapse in the western part of the Agudos Grandes batholith, central portion of the Ribeira belt. It comprises a complex zoned elliptical structure defined by metaluminous to weakly peraluminous titanite-bearing biotite monzogranites in the core, peraluminous muscovite-biotite granodiorites to monzogranites in the border and weakly peraluminous biotite leucogranites cropping out between the last two units. Chemically, the metaluminous suite shows higher Mg, Rb, Sr, Ba and lower Al, Th, U and LREE as compared to the border and the intermediate units. Lower fO_2 in the border unit is suggested by lower $Mg/(Fe + Mg)$ and lower magnetic susceptibility. $^{87}Sr/^{86}Sr$ and ϵNd at 600 Ma are 0.710-0.712 and -12.3 to -14.0 in the metaluminous unit, whereas the peraluminous suite has more radiogenic Sr (0.713-0.714) and more negative ϵNd (-13.7 to -16.2). The petrography and elemental and isotope geochemistry characterize the Piedade granite as a high-K calc-alkaline suite that was strongly contaminated at different crustal levels by metasedimentary rocks. The strongly fractionated REE patterns coupled with weak to absent negative Eu anomalies shown by the peraluminous suite is suggestive of deep generation of the parent magmas (garnet-rich/plagioclase-poor residua). Fractional crystallization was important during the final evolution of the peraluminous border and it was probably the main mechanism for the generation of the more fractionated biotite leucogranites. The metaluminous core was derived from a distinct, less contaminated magma, but was affected by assimilation coupled fractional crystallization (AFC) at the site of emplacement, as indicated by a positive correlation between A/CNK and the initial $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Keywords: geochemistry, granite, metaluminous, peraluminous, late-collisional magmatism, Neoproterozoic, Ribeira belt.

1. Introduction

The origin of mafic-rich peraluminous granites has been much debated since the proposal by Chappell & White (1974) that the S-type granites from the Lachlan Fold Belt (LFB) in Australia owe their unfractionated character to the incorporation of significant amounts of restitic material to a low-temperature, entirely crust-derived melt. In recent years, several lines of evidence, such as experimental (Patiño-Douce, 1999), isotopic and the study of enclaves (Barbarin, 1999) have indicated that a non-metasedimentary component is present in many of these granites, including some LFB S-types. The nature of this component may be diverse, but most authors admit that it is ultimately derived from basic mantle-derived magmas. Incorporation of an important amount of metasedimentary (metapelite or metagreywacke) material is however required for the generation of the mafic peraluminous granites, because other processes capable of leading to an increase of the alumina saturation index (ASI) in granites such as crystal fractionation and hydrothermal alteration will typically generate felsic rocks. The sites for interaction between a mantle-derived magma and metasediments would include any site within the continental crust where both were in contact under conditions that favour assimilation. These include the lower crust, where processes such as MASH (melting, assimilation, storage and homogenization) may respond for the generation of calc-alkaline magmas in active continental margins (Hildreth and Moorbath, 1988) and also the pathway followed by originally non-peraluminous magmas through the crust or, else, the sites of final emplacement of these magmas, where metasedimentary country rocks may be digested.

The 600 Ma Piedade granite in SE Brazil is a zoned elliptical pluton with an expressive border unit of mafic ($M' = 14-8$) porphyritic muscovite-biotite granite-granodiorite and a core of contrasted, dominantly metaluminous porphyritic titanite-biotite granite with $M' \sim 8$, both usually separated by a lighter ($M' = 5-6$) unit of pink biotite-only monzogranite. The pluton is marginal to, and slightly younger than, the voluminous 610

Ma porphyritic hornblende-biotite granites ($M' = 14-8$) that make up the bulk of the Agudos Grandes batholith (Janasi et al., 2001), a major tectonic unit of the Neoproterozoic Ribeira Fold Belt (RFB). Detailed mapping of the Piedade granite, with emphasis on field aspects, including the study of different types of enclaves, coupled with mineral (Martins, 2001) and rock chemistry (Leite, 1997), as well as Sr-Nd isotopy shed light on the mechanisms responsible for its compositional variation, and therefore on the origin of the singular mafic peraluminous unit.

2. Geological setting

2.1. The Ribeira Fold Belt

The Ribeira Fold Belt (RFB) is part of the Mantiqueira Province, a Neoproterozoic dominantly NE-SW trending orogenic system that occupies most of eastern Brazil (Fig. 1, inset) and separates, in pre-drift reconstructions, the São Francisco and Congo cratons.

Although evidence for juvenile material is scarce, recent publications recognize that the Mantiqueira Province is the result of the amalgamation of several allochthonous terranes during the closure of the “Adamastor ocean” (Campos Neto, 2000). Possible remnants of Neoproterozoic oceanic crust were reported in the Araçuaí and Ribeira fold belts (Pedrosa-Soares et al., 1999; Tassinari et al., 2001), and a small juvenile arc terrane was described in its southernmost portion, the Dom Feliciano Fold Belt (Babinski et al., 1996). Convergent tectonics seem to have begun as early as ca. 800-780 Ma (Cordani et al., 2002; S.R. Vlach, submitted) and ended at 520-500 Ma (Schmitt et al., 1999), with profuse generation of granite, the most voluminous suites belonging to the high-K calc-alkaline and peraluminous leucogranite associations (Janasi and Ulbrich, 1991).

2.2. The Embu Domain

Expressive tectonic boundaries separate geologic “domains” which contrast with each other in terms of lithological contents and geologic history. Some of these “domains” have been described as “terrane” in the sense that they may correspond to crust fragments of varied origin juxtaposed during the evolution of the orogenic system. In the central part of the Ribeira Belt, the Cubatão Fault Zone seems to represent a major boundary, recognized on the basis of Nd isotopy an apparently also of the ages of the main orogenic period. The “Serra do Mar” (Campos Neto, 2000) or “eastern” (Heilbron et al., 1999) terrane has a peak of magmatic and metamorphic activity at 590-565 Ma (the “Rio Doce orogeny of Campos Neto & Figueiredo, 1995; see also Machado et al., 1996) and a peak of Sm-Nd T_{DM} ages at 1.5-1.7 Ga. The “western terrane” of Heilbron et al. (1999), on the other hand, is a mosaic of high- and medium-grade domains (the Juiz de Fora, Embu and Curitiba terranes or microplates of Campos Neto, 2000) with typical Sm-Nd T_{DM} ages of 1.8-2.0 Ga and older and a slightly younger “syn-orogenic” period (ca. 610 Ma; cf. Gimenez Filho et al. 2000; Janasi et al., 2001), at least its southern portion.

The Embu Domain correspond to the central portion of the “western terrane”, and was first divided into two complexes, based on metamorphic grade: the low-grade sequences which are dominant in its north-western portion belong to the Pilar do Sul Complex, while the medium- to high-grade mica-schists and migmatized gneisses were attributed to the Embu Complex (Hasui, 1975; Hasui & Sadowski, 1976). More recently, it was recognized that part of the high-grade rocks correspond to an Archean-Paleoproterozoic basement (Tassinari, 1988; Babinski, 1989), while others are orthogneisses intrusive into the metasupracrustal sequences (Fernandes, 1991; Cordani et al., 2002). The age of the main metamorphism was estimated to be 750 ± 20 Ma, based on a Rb-Sr isochron in mica-schists (Vieira & Tassinari, 1988); recent more precise determinations by EMPA monazite dating resulted in slightly older values (ca. 780-800 Ma; Vlach, 2001).

2.3. The Agudos Grandes batholith

The Agudos Grandes batholith is one of the most expressive granitic occurrences in SE Brazil, with the major axis running NE-SW for ~ 240 km and a width of 20-70 km. A wide diversity of granite types was already recognized in early mapping studies (Hasui et al., 1969; Hasui, 1973). Mapping in a more detailed scale distinguished several granitic bodies with different ages and chemical affinities (Stein, 1984; Oliveira et al., 1992). Janasi et al. (1990), studying the eastern half of the batholith, distinguished three main associations, emplaced during the syn-, late- and post-orogenic stages. This subdivision was later substantiated by U-Pb dating, which determined ages of 610 ± 2 Ma for the syn-orogenic high-K calc-alkaline metaluminous type that forms the Ibiúna massif and is the more voluminous rock type of the batholith and also for the small peraluminous Turvo leucogranite, $600-605$ Ma for the late-orogenic Piedade granite, and 565 ± 8 Ma for the post-orogenic Serra da Bateia granite.

3. Geology of the Piedade granite

The ~100 km² Piedade granite is a N45E trending elliptical massif. It intrudes migmatized schists and gneisses to the east, and was intruded, in the western sector, by the younger Roseira and the Serra da Bateia granites (Fig. 1). The massif has a complex zoning, with more mafic porphyritic units with contrasted chemical affinity forming its border and core, and an intermediate more felsic unit between them.

The border units (collectively referred to as BmgM) occur in a ring-shaped arrangement and consist of narrow bodies of porphyritic muscovite-bearing biotite granodiorite to monzogranite (CI = 11-14) followed inwards by a lighter monzogranite (CI = 8-10) that appears as two larger discontinuous bodies. The 1-2 cm long pink alkali feldspar megacrysts usually define a magmatic foliation that continued to develop in the solid state as showed by oriented recrystallization of quartz and micas in the groundmass. In several places, the border units are seen to penetrate the host mica-schists as concordant sheets, sometimes enclosing small xenoliths. A facies with white alkali feldspar occurs in the northern portion of the massif; in some outcrops, it seems to be a less oxidized variety of the main facies, with boulders of the two lithologies alternating at the meter scale (Martins, 2001). A precise U-Pb monazite age of 601 ± 2 Ma was obtained for the BmgM unit by Janasi *et al.* (2001).

The intermediate unit consists of discontinuous bodies of biotite monzogranite (Bmg) and is locally intrusive into the border units. These rocks are the less foliated and the most felsic in the Piedade granite. The predominant facies is inequigranular medium to coarse-grained (CI = 6-7), but locally a coarser porphyroid facies with lower CI (4-5) occurs. A discordia grouping a few zircon and monazite crystals free from inheritance indicated an age of 605 ± 7 Ma for this unit (Janasi *et al.*, 2001).

The core of the massif is made up of a weakly foliated titanite-bearing porphyritic biotite monzogranite unit (BmgT, CI = 7-11), forming an elongated NE-SW shaped body. Biotite is coarser than in the other units, a distinctive field aspect that aids in the mapping of this rock. The SW portion of this unit is intruded by the younger ~565 Ma Serra da Bateia syenogranite (Fig. 1). Janasi *et al.* (2001) obtained a U-Pb zircon discordia with upper intercept at 604 ± 8 Ma for this unit.

Enclaves are abundant in the border and core porphyritic units. In the border peraluminous BmgM unit the more common type of enclaves are 1-2 cm biotite clots that grade into the granite host. Elliptical decimetric microgranular enclaves of intermediate (tonalite to melagranite) composition are much rarer, and occur mainly along the northern portion of the pluton. Xenoliths clearly derived from the country rock (mica-schists and calc-silicate rock) may be abundant in contact zones. Meter-sized lenses of foliated medium-grained hornblende-biotite granodiorite (CI = 22-27), locally with 1-2 cm hornblende clots, occur in a few localities.

The enclaves in BmgT are centimeter-sized ellipsoidal bodies of medium-graded biotite-rich tonalite and granodiorite (CI ~ 30). The smaller bodies are seen to grade into biotite-rich schlieren or clots.

The Bmg unit is usually poorer in enclaves, but one outcrop in the north-central portion of the massif shows a cluster of decimetric elliptical microgranular enclaves separated from each other by thin granite veins that was apparently derived from the disruption of mafic dikes.

4. Petrography and crystallization conditions

Modal analyses of granites and enclaves of the Piedade massif are presented in Table 1 and Figure 2. A monzogranitic composition is largely predominant, with a few samples from BmgM falling in the granodiorite and half of the samples from Bmg in syenogranite field.

The enclaves are distinguished by their high color indices (25-40) and, in some cases, high quartz contents (cf. tonalitic enclaves in the BmgM unit).

A petrographic synthesis of the main rock units present in the Piedade granite is presented in Table 2. Plagioclase is weakly zoned, and is typically a calcic oligoclase; a few more mafic samples from BmgM show andesine (An33-35). Alkali feldspar megacrysts are perthitic microcline rich in plagioclase and biotite inclusions. Matrix quartz and alkali feldspar are usually interstitial.

Biotite is usually pleochroic in shades of brown. In the samples with white alkali feldspar of the BmgM unit, it is reddish. Primary muscovite, recognized by its euhedral shape, and may reach up to 4% modal in some BmgM samples.

Monazite is an important accessory mineral in BmgM, especially in the more mafic samples. Titanite and allanite occur exclusively in the core BmgT unit, which is monazite-free. Ti-free magnetite is the main opaque mineral in the latter unit; a few traces of relict hematite-rich ilmenite are found within titanite crystals. Martins (2001) estimated strongly oxidizing conditions ($\Delta\text{NNO} \geq +2$) for the crystallization of the core unit,

based on mineral chemistry. The border unit has usually both magnetite and ferri-ilmenite as oxide minerals, but hematite-poor ilmenite is the sole Fe-Ti oxide in the samples with white alkali feldspar and red biotite, which crystallized under very reducing conditions (close to QFM; Martins, 2001).

The enclave mineralogy usually follows that of the country granite, that is enclaves within BmgM are usually muscovite-bearing, and those from BmgT are rich in titanite and allanite. An important exception are the hornblende-biotite granodiorite lenses found within BmgM. This rock has abundant (up to 3%) epidote with all the petrographic features expected from magmatic crystallization (euhedral crystals, many with allanite cores; cf. Schmidt and Thompson, 1996; Sial *et al.*, 1999). Titanite is also common (up to 1%), but no magnetite appears, a common feature in rocks with magmatic epidote.

5. Elemental geochemistry

5.1. Analytical procedures

Major and some trace elements (Ba, La, Sr, V, Y and Zr) were analysed at the ICP-AES Laboratory, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Samples powdered to <200 mesh in an agate mill were taken into solution by alkaline fusion with a mixture of 0.25 g rock powder and 0.75 g lithium tetra and metaborate as a flux. HNO₃ 0.2 N solutions diluted to 1:1000 were analysed in an ARL-3410 sequential spectrometer; complete descriptions of these procedures can be found in Janasi *et al.* (1995).

Analyses of a set trace elements (REE, Th, U, Cs, Hf, Ta, Cr, and Sc) were obtained in some samples by instrumental neutron activation (INAA) at Activation Laboratories (ACTLABS, Canada); in other samples, the same elements and some others (Nb, Y, Ni, Co, Zr, W, Sn) were analysed and by ICP-MS at the Plasma Analytical Laboratory, Kansas University, USA. Whenever one element was analysed by more than one technique, the result obtained by ICPMS was chosen, as the detection limits are lower, and the REE patterns are more complete.

5.2. Major, minor and main trace elements

The chemical data for granites and enclaves from the Piedade pluton are presented in Table 3 and in conventional variation diagrams in Figures 4 and 5. The granitic rocks span a relatively wide silica range (64 to 73 wt% SiO₂), while the enclaves are more basic, with 56-67 wt% SiO₂.

Diagrams using the SiO₂ and Al₂O₃ contents and indices such as ASI and mg# conveniently discriminate the different granite units, as they were separated in the field using criteria such as color index and mineralogy. Samples from the BmgT unit clearly differ from the other granites by their higher mg# (Figure 3), what is mostly a reflection of their higher MgO contents (Figure 4). Unit Bmg, discriminated in the field by its lower mafic content, clearly follows the evolution tendencies of the muscovite-bearing BmgM unit (cf. Al₂O₃, mg# x SiO₂ diagrams, Figures 3 and 4). Thus, although there seems to be a general compositional convergence between the BmgT and MBgd units with fractionation (e.g., towards ASI values of ca. 1.00 to 1.03 ASI), the mg# seems to be a useful index to distinguish fractionated granites related to these two units.

Apart from the above-mentioned chemical discriminants, there is a remarkable compositional overlapping between the two main evolutionary trends identified in the Piedade pluton (Figure 4). The BmgT trend is slightly enriched in Ti, Ba and Sr, but the two trends seem to converge at SiO₂ > 70 wt%. More scatter is commonly observed in the BmgM unit, which can reflect processes acting at a local scale or the existence of as yet unrecognized different lineages. Examples are samples 379 and 490b, the first one with high K/Na and anomalously rich in P, Zr and Sr, and the second with low K/Na and Sr-rich (Figure 4).

Some of the most important chemical fingerprints shared by the two main lineages are: a moderate silica range (spanning ca. 10 wt%), with abundant more mafic granites (CI > 10%; SiO₂ < 68 wt%); similar and nearly constant Na₂O (3.6 ± 0.2 wt%) and K₂O (4-5 wt%); moderate to high Sr (mostly in the 400-800 ppm range) and Ba (800-1600 ppm), and low contents of HFS elements such as Zr, Nb and Ta. Such characteristics are comparable to those of high-K calc-alkaline suites from orogenic environments.

The three biotite and titanite-rich enclaves from BmgT are metaluminous, and in general seem to project the same trend defined by this unit to lower (57-60 wt%) SiO₂ values. Important scatter is however observed in LILE elements present in the biotite and feldspars (K, Na, Ba, Sr, Rb), which can be a result of open-system behavior, for example due to reactions between enclaves and host granite.

The tonalitic-granodioritic microgranular enclaves found in the northern portion of the BmgM unit are more SiO₂-rich than the previous type, and show important chemical contrasts with their host, not following

their evolutionary trend backwards (Figures 4, 5). Although some systematic differences are observed between the tonalite and granodiorite samples (e.g., the second with higher K/Na, higher Ba, Fe, and notably peraluminous while the first have $ASI \approx 1.0$), all these samples share important chemical characteristics not found in other rocks from the Piedade pluton, the more remarkable ones being their low Ba, Sr and K_2O contents.

The hornblende and epidote-bearing enclaves and lenses found in the BmgM and Bmg units cover the same SiO_2 range as the previous type, but are metaluminous to slightly peraluminous, and show major and trace-element contents more compatible with those of the associated granites. Lower TiO_2 and higher Sr, however, contrast these enclaves with the granite trends (Fig. 5).

5.3. Rare earth elements

The chondrite-normalized rare-earth element patterns of granites of the Piedade massif are presented in Figure 7. Common to all units is the moderate to strong fractionation ($La_N/Yb_N = 27-150$) and moderate to null Eu negative anomaly ($Eu/Eu^* = 0.6$ to 1.0). Typical samples from each of the main units are compared in Figure 7f, where the slight contrasts between can be better observed.

The titanite-bearing BmgT granites have the least fractionated patterns ($La_N/Yb_N = 27-60$), $Yb = 1.2-1.7$ ppm (ca. 5-8 times chondrite) and $Y = 12-21$ ppm. The more felsic granites of the Bmg unit have more fractionated patterns ($La_N/Yb_N = 99-150$), with very low Yb (0.4-0.6 ppm) and Y (4-7 ppm). The muscovite-bearing mafic granites (BmgM) show an intermediate REE behavior (Figure 7).

Two samples with anomalous behavior are present in the BmgT unit. PD438 is anomalously rich in REE, in particular the HREE (and Y, see Table 2), which must reflect the accumulation of REE-bearing mineral(s) such as allanite and xenotime. On the other hand, the silica-rich sample PD439 is depleted in REE and other trace-elements hosted in accessory minerals, such as Th and U (see also Figure 6); its pattern has a positive Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 1.2$), probably resulting from the near-absence of REE-bearing accessories and the influence of feldspar as the main REE carrier in the rock. Both patterns could reflect processes of accessory minerals or feldspar depletion/accumulation in an as yet unknown (outcrop? chamber?) scale, and will not be further explored here.

The REE patterns of the mica-rich enclaves present in BmgT mimic those of their host, but at highest contents (Figure 7a). On the other hand, the lensoid hornblende-bearing enclaves found in the other two units have REE patterns that are clearly less fractionated than those of their hosts, and resemble those of the least fractionated BmgT granites; note furthermore that sample PD1514, hosted the more felsic Bmg unit has a more fractionated REE pattern than the other two samples hosted in BmgM.

5.4. Spiderdiagrams

Figure 6 show the patterns incompatible elements of granites and enclaves from the Piedade massif normalized to the average of the primitive mantle (Sun and McDonough, 1989). One conspicuous feature is the overall similarity between the patterns of all granite units. In detail, however some important contrasts are seen, additional to the previously discussed lower HREE (+Y) contents of BmgM and especially Bmg as compared to BmgT. Th/U ratios vary from well above 1 in Bmg and some BmgM (Figs. 6b and 6d) to below 1 in BmgT and a few BmgM granites (Figs. 6a and 6c). A deep Ta trough is shown by all samples, but it is much more pronounced in some Bmg granites. The enclaves in BmgT show a remarkable enrichment in incompatible elements relative to their host.

6. Rb-Sr and Sm-Nd isotope geochemistry

6.1. Analytical procedures

Rb-Sr and Sm-Nd isotope analyses were obtained by thermal ionization mass spectrometry (TIMS) at the Centro de Pesquisas Geocronológicas (Cepegeo), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, using the procedure described by Sato et al. (1998). Three additional Sm-Nd analyses (samples PD420, PD462 and PD474b) were obtained at the Isotope Geochemistry Laboratory (IGL), University of Kansas, also by TIMS; details of the analytical procedures at IGL are given in Janasi (2002)

6.2. The Rb-Sr system

The Rb-Sr isotope system was used in a suite of BmgT samples spanning the whole compositional range of the unit in an attempt at obtaining an isochronic age. The resulting regression line yielded an age of 681 ± 21 Ma, with initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.7096 and MSWD = 1.7 (Figure 8a). This age is much higher than the crystallization age of this unit, as obtained from U-Pb geochronology (604 ± 8 Ma; Janasi et al., 2001), and seems to reflect a contamination process whereby the more fractionated samples (with lower Sr) have progressively higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{600}$ (from 0.7102 to 0.7119, see Table 4). Peraluminous granites from the BmgM and BMg unit with Sr contents equivalent to those of the average BmgT granite, have even higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{600}$, around 0.713 (Table 4; Figure 8a).

6.3. The Sm-Nd system

Sm-Nd isotope analyses were performed on seven samples representative of the main units of the Piedade pluton. The evolution of ϵNd with time is presented in Figure 9. The corresponding Sm-Nd T_{DM} model ages (1.7-2.1 Ga) are within the range obtained for other granites from the Agudos Grandes batholith (Dantas et al., 2000; the authors' unpublished data) and from the rest of the Embu Domain (Sato, 1998).

The ϵNd_{600} values are strongly negative, and vary from -12.3 in two samples of the BmgT unit to -15.6 in a muscovite-bearing sample from the border of the pluton (Table 4). Such a range is well outside the uncertainties in the calculation of ϵNd_T and reveals once again that the samples cannot be related by closed-system crystal fractionation processes, and either derive from different sources or were affected by other processes such as contamination, magma mixing etc.

Some geographic zonation is suggested by the Nd isotope data, with the less negative values shown by two samples from the SW portion of the pluton and the more negative ones from its eastern border, while samples from the three units having the same intermediate value appear at the northern portion of the pluton (Figure 12). This can point to the importance of processes such as contamination and mixing occurring during the crystallization of the magmas and leading to scattering or convergence of the isotope signatures.

6.4. The $\epsilon\text{Nd}_T \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ diagram

A $\epsilon\text{Nd}_T \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ diagram grouping all samples for which data from both isotope systems are available shows a general tendency of higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ and more negative ϵNd_T in the muscovite-bearing BmgM unit as compared to the metaluminous BmgT unit (Figure 12), which would be consistent with the first unit being a product of contamination of the latter by a high Rb/Sr middle- to upper crust-derived material. Inter-unit variation is however also important, and there is much overlapping in the Nd isotope data (e.g., samples from the three main units have the same ϵNd_{600} values of -14). The magmatic epidote-bearing hornblende-biotite granodiorite shows a sharp contrast with its BmgM host, attesting to the lack of significant isotopic reequilibration within these small bodies. Moreover, its isotopic composition is akin to that of the BmgT unit, suggesting some kind of link with the metaluminous granites.

7. Discussion

7.1. Chemical contrasts between the metaluminous and peraluminous lineages in the Piedade pluton

A remarkable feature in the chemistry of the granitoid units in the Piedade granite is the presence of two main suites, one represented by the relatively mafic, peraluminous granodiorites to monzogranites from the border (BmgM) and another one by metaluminous to weakly peraluminous monzogranites (BmgT) from the core of the massif. Weakly peraluminous pink biotite granites (Bmg) are the most felsic rocks and their chemistry and petrography suggest derivation from the more peraluminous border (see however discussion below).

Mg# and the redox state of the magmas

Variations in the mg# values of granitic suites are usually good indications of fluctuations in the $f\text{O}_2$ (e.g. Debon and Lemmet, 1999). The mg# of BmgM (40-33) is consistently lower than in BmgT (46-39), suggesting that the latter has a more oxidized character. This was confirmed by Martins (2001) who

confirmed that BmgT crystallized under extremely oxidizing conditions (NNO + 2), based on biotite compositions and equilibria involving opaque minerals and titanite. The redox state of the BmgM unit is more reduced, but strongly variable. The facies with white alkali feldspar is very reduced (~FMQ), and seems to have been subject to post-magmatic oxidation that generated the observed irregular transitions to oxidized pink varieties. It is improbable, however, that the bulk of BmgM underwent such secondary processes. The strongly reduced facies has a small areal expression, and shows some systematic chemical contrasts with the bulk of the unit.

REE patterns and source areas

Strongly fractionated REE patterns with small to negligible negative Eu anomaly are typical of all units of the Piedade granite, and suggest deep-seated sources in which garnet, and not plagioclase, was a stable phase. Gromet and Silver (1987) and Silver and Chappell (1988) have shown that contrasts in the REE patterns of granites from the Peninsular Ranges Batholith are related to the depth of generation, and associated the eastern belt with strongly fractionated REE patterns with important eclogite or garnet-amphibolite sources with broadly basaltic composition at subcrustal levels. Higher HREE in BmgT could be justified by a contribution from incompatible element-rich enclaves (Fig. 7).

The behavior of Ba, Rb and Sr

Ba, Rb and Sr are LILE present of major phases such as feldspars and mica, and their behavior can be used to model the role of these minerals on the evolution of granitic magmas. Samples from the two main chemical lineages identified in the Piedade pluton have Ba/Sr ratios slightly over 2 (up to 2,3); exceptions are the two Sr-rich samples from BmgT and the titanite and biotite-rich from these units and, more evidently, the Ba-poor tonalite-granodiorite enclaves from BmgM, all of which show lower ratios (Figure 10b).

A positive correlation between Rb and Sr seems to exist within the whole compositional range of the peraluminous lineage (Figure 10a). This behavior indicates that biotite and plagioclase separation exerted an important control on the chemistry of this lineage. On the other hand, a more familiar negative correlation is observed in the BmgT unit (note however that the more felsic sample PD439 is once again an exception). An incompatible behavior of Rb could simply result from biotite crystallizing later in this unit, which finds some support from petrography (see above), but the isotope data (Table 3) clearly demonstrates that a high Rb/Sr, high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contaminant plays a role in the evolution of this unit.

7.2. AFC in the central metaluminous unit

An assimilation-crystal fractionation (ACF) process seems responsible for most of the chemical and isotopic variation in the BmgT unit. The positive correlations between initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ASI, SiO_2 and $1/\text{Sr}$ (e.g., Fig. 12b) in BmgT is characteristic of contamination of a metaluminous calc-alkaline magma with a high Rb/Sr component, possibly derived from supracrustal sequences. Higher contents of incompatible elements typical of upper crust such as Cs and U suggest that the process might have occurred at the level of emplacement and involved metasedimentary material.

7.3. The mafic peraluminous rocks: a comparison with S-type granites and contaminated calc-alkaline magmas.

The mineralogical and chemical characteristics of the BmgM unit contrast them with mafic S-type granites from Australia and elsewhere. The lack of strongly peraluminous minerals such as cordierite and sillimanite is reflected in ASI rarely exceeding 1.1 (Fig. 3b). Owing to the low ASI, no P enrichment typical of strongly peraluminous magmas is observed; on the contrary, P is usually low and depicts well-defined troughs in spiderdiagrams. Comparatively high Ca, Na and Sr contents as well as ASI and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ not significantly above those observed in nearby typically calc-alkaline granites, are suggestive, rather, of a genetic link with these magmas. The mafic-rich character of the BmgM unit requires a mafic to intermediate parent magma, thus possibly with a significant mantle-derived component. Several mechanisms are discussed in the literature whereby such a magma can assimilate metasedimentary material in its way up within the continental crust (cf. Ague & Brimhall, 1988; Patiño Douce 1999; Castro et al., 1999).

Peraluminous granites derived from modified metaluminous magma, as a result of AFC (De Paolo, 1981) during granitic magma ascent was admitted by Brown *et al.* (1984) for the evolution of several granitoids in contrasting magmatic arcs. These authors noticed that certain intrusive plutons may have early intrusive

phases with I-type compositions whereas later phases may develop S-type affinity, suggesting either mixed I- and S- type sources could be involved or hydrothermally altered I-type granites with secondary muscovite could resemble, in some instances, S-type granites.

Ague and Brimhall (1987, 1988a, 1988b) identified significant variation in granites from the batholiths of California and admitted that their generation was a result of interaction between calc-alkaline magma and wall-rocks. These authors characterized an I-SCR type (strongly contaminated and reduced I-type) in the western Sierra Nevada and Peninsular range batholiths showing A/CNK ratios embracing the metaluminous to peraluminous field (highest A/CNK > 1.05). The chemistry and petrography of this unit is in many respects similar to BmgM.

Subordinated peraluminous granites in the cordilleran Meso-Cenozoic Andean batholiths, predominantly composed of I-type granites, were denominated “S-like” (Avila-Salinas, 1990; Suárez *et al.*, 1990), supposing they are a result of I-type granite precursors followed by combined AFC, as suggested from higher initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios as compared to those of the I-type granites.

Castro *et al.* (1999) suggested hybridization (assimilation of crustal rocks by basaltic magmas) as the mechanism responsible for the generation of the peraluminous granitoids in the Iberian granite, where significant variations are observed both in initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.7074-0.7635) and ϵNd_T (– 9.3 to + 0.3). In their model juvenile mantle magmas interacted with different crust material giving way to the variety of granites observed. Bea *et al.* (1999) also supposed that a close space-time association of mafic calc-alkaline, strongly peraluminous and alkaline granitic rocks in Iberia results from interaction between crustal and mantle-derived magmas.

Although the rocks from the BmgM unit follow the same positive correlation between A/CNK and initial Sr isotope ratio shown by the BmgT unit (Figure 12b), it clearly cannot be related to the same AFC process. These rocks are often more mafic and at least as rich in Sr as BmgT. Clearly, more advanced contamination of calc-alkaline magmas by peraluminous material is required for the origin of the BmgM unit. The rocks with the highest ASI are the most mafic, showing that an efficient assimilation of metasedimentary material by basic to intermediate magmas (cf. Patiño-Douce, 1999) occurred prior to fractionation to the more felsic units. Field evidences that country-rock xenoliths were assimilated at the level of emplacement are striking, but some of the variation cannot be explained by contamination at the level of emplacement. was locally effective, it appears that most of the contamination occurred during magma ascent and involved material with some chemical signatures unlike those expected from upper-crustal schists, such as high La/Yb and Th/U.

7.4. The origin of the fractionated pink granites

The more felsic Bmg unit has clear structural and geochemical relationships with the border units, as seen from the inspection of the geologic map and of the chemical variation diagrams. An origin through in situ crystal fractionation from BmgM is therefore the simplest hypothesis for their origin, and is supported by the the Nd and Sr isotope data (Fig. 12a). These rocks have however lower HREE (+Y) and Nb contents than most of the BmgM samples, which is puzzling, since this would imply a compatible behavior of these elements in the parent magma, requiring the early saturation in an accessory phase rich in these elements. The operation of alternative processes such as the removal of such a mineral phase(s) by restite unmixing, or even a distinct origin for the Bmg samples must be taken into consideration.

7.5. Enclaves and their role in the evolution of the Piedade pluton

Enclaves are recognized to bear important information on the genesis and evolution of their country granites (Didier & Barbarin, 1993). The widely varied enclave typology seen in the Piedade granite reflects the presence of enclaves formed by several mechanisms. The quartz- rich, muscovite-bearing enclaves found in some BmgM are chemically very distinctive, and may correspond to restite-rich cumulates. The metaluminous hornblende granodiorite with magmatic epidote present as lenses within MBgd is out of chemical and isotopic equilibrium with the host, and represent a different magma that was emplaced contemporaneously with the host and had therefore potential to interact with it. This rock has some chemical and isotopic affinity with the core BmgT unit, and may represent injections of magmas related to the latter within the still crystallizing border of the massif. Fine-grained mafic microgranular enclaves are rarely found in the Piedade massif, but an expressive occurrence of an enclave swarm within the more felsic Bmg unit suggests that contributions from coeval mafic magmas at the level of emplacement might have been

important, and part of the magmatic enclaves such as the melagranites found in BmgT may be related to a mafic precursor.

8. Conclusions

The Piedade granite is a zoned late-orogenic pluton made up of two contrasted petrographic lineages: the core unit of titanite and allanite-bearing granite (BmgT) and the border units of muscovite and monazite-bearing peraluminous granite-granodiorite (BmgM), both lineages dominated by porphyritic granites with relatively high color indices (>8; up to 15 in the outermost peraluminous unit). More leucocratic, non-porphyritic pink granite (Bmg) appear as a body interposed between the two contrasted units of more mafic granite.

A series of important chemical similarities between the two lineages suggests that they may have some genetic link, and correspond to variably contaminated calc-alkaline magmas.

An assimilation-crystal fractionation (ACF) process seems responsible for most of the chemical and isotopic variation in the BmgT unit. Good positive correlations between initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ASI, SiO_2 and $1/\text{Sr}$ is consistent with contamination between a metaluminous calc-alkaline magma and a high Rb/Sr component, possibly derived from supracrustal (high U, Cs?) sequences.

More advanced contamination of calc-alkaline magmas by peraluminous material is required for the origin of the BmgM unit. The rocks with the highest ASI are the most mafic, showing that an efficient assimilation of metasedimentary material by basic to intermediate magmas (cf. Patiño-Douce, 1999) occurred prior to fractionation to the more felsic units. In spite of field evidences that assimilation of metapelites at the level of emplacement was locally effective, it appears that most of the contamination occurred during magma ascent and involved material with some chemical signatures unlike those expected from upper-crust schists, such as high La/Yb and Th/U.

Several mineralogical and chemical characteristics of the BmgM unit contrast them with mafic S-type granites from Australia and elsewhere. Higher Ca, Na and Sr contents as well as moderate ASI and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, not significantly above those observed in nearby typically calc-alkaline granites, are features that favor a model whereby a mafic to intermediate (mostly mantle-derived) magma efficiently assimilated metasedimentary material (cf. Patiño Douce 1999; Castro et al., 1999) and was subsequently differentiated.

Although the Bmg unit is locally intrusive into the border BmgM unit, most of the samples analysed follow the chemical trends defined by these more mafic rocks, which seems to point to a derivation from the latter through some fractionation mechanism operating at the level of emplacement. A few but important chemical features that seem typical of the Bmg unit are difficult to reconcile with a simple crystal fractionation process, however. In particular, their lower HREE (+Y) and Nb contents would imply a compatible behavior for these elements in the parent magma, requiring the early saturation in some accessory phase rich in these elements. Alternative hypotheses such as the removal of such a mineral phase(s) by restite unmixing or even a distinct origin for the Bmg samples with this chemical signature must also be considered and could only be tested through more detailed mineralogical and chemical studies.

Other differentiation mechanisms were probably operative in the Piedade pluton. As in many other calc-alkaline suites, enclaves of intermediate to basic composition are relatively abundant in all units. Some have chemical and mineralogical identity with the host granites; this is the case of the biotite and titanite-rich metaluminous enclaves from BmgT which could either represent cumulates or, more probably, more mafic magmas that reacted extensively and equilibrated with the host granite. Some of the enclaves and lenses found in granites of the peraluminous lineage, however, are out of equilibrium with the host, as shown by mineralogical and textural contrasts. This points out to the possibility that the evolving peraluminous magma could have been modified by local invasion of the chamber by mafic to intermediate metaluminous magmas such as those that generated the epidote- and hornblende-bearing lenses found in the BmgM and Bmg units.

A more important role for mixing process in the petrogenesis of the Piedade pluton is suggested by the geology of the northern portion of the pluton. Features such as the interruption of both the BmgT and Bmg units and the existence of important convergence between the three main units in terms of mineralogical, chemical and isotopic (e.g., ϵNd_{600}) characteristics in this region of the pluton could be interpreted as the result of extensive interaction between originally more contrasted granitic magmas.

Acknowledgements

This research had financial support by FAPESP (Proc. 97/0823-2 and 00/2509-8). R.J.Leite received Doctoral scholarships from CNPq and CAPES. The authors thank Sandra Andrade for doing chemical analyses in part of the samples by ICP-AES at the Instituto de Geociências, USP.

References

- Ague, J.J., Brimhall, G.H., 1988a. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 891-911.
- Ague, J. J., Brimhall, G. H., 1988b. Magmatic arc asymmetry and distribution of anomalous plutonic belts in the batholiths of California: effects of assimilation, crustal thickness, and depth of crystallization. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 912-927.
- Algarte, J.P., Martins, A.J.M., Morgental, A., Daitx, E.C., Andrade Jr, F.S., Batolla Jr, F., Ferreira, F.J.F., Pinto, G.G., Cunha, H.C.S., Drumond, J.B.V., Rodrigues, J.C., Cavalcante, J.C., Yamamoto, K., Kaefer, L.Q., Chierigati, L.A., Pinho Filho, W.D., Addas, W., 1974. Projeto Sudeste do Estado de São Paulo. Relatório final. DNPM/CPRM, São Paulo, vol. 1 e 2.
- Avila-Salinas, W.A., 1990. Tin-bearing granites from the Cordillera Real, Bolivia; a petrological and geochemical review. In: Kay, S.M., and Rapela, C.W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 241: 145-159.
- Babinski, M. - 1989, Metodologia isotópica Pb/Pb. Aplicação aos migmatitos e rochas associadas da região de São José dos Campos, SP. Dissertação de Mestrado. Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), 101 pp.
- Bea, F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *J. Petrol.* 37 (3), 521-522.
- Bea, F., Montero, P., Molina, J.F., 1999. Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith: a model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *J. Geol.* 107, 399-419.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S., 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos* 45, 45-70.
- Boynnton, W.V. - 1984, Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Ed.): *Rare-earth element geochemistry*. Elsevier, pp. 63-114.
- Broska, I., Petrik, I., Williams, C.T., 2000. Coexisting monazite and allanite in peraluminous granitoids of the Tribeč Mountains, Western Carpathians. *Am. Mineral.* 85, 22-32.
- Brown, C.G., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. London* 141, 413-426.
- Campos Neto, M.C., 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: An approach to Brasiliano-Pan-African cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos (Eds.): *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 335-365.
- Campos Neto, M.C., Bergmann, M., Júnior, O. S., Figueiredo, M. C. H., 1990. Geologia da Folha Pilar do Sul, escala 1:25.000. Relatório Final. Secretaria da Indústria e Comércio Ciência e Tecnologia. Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais. Vol. 1, 143 pp.
- Castro, A., Patiño Douce, A.E., Corretge, L.G., de la Rosa, J.D., 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 135, 255-276.
- Chappell, B.W., 1979. Granites as images of their source rocks. *Geol Soc Am Prog Abstr* 11, 400.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.* 8, 173-174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 83, 1-26.
- Chappell, B.W., 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46, 535-551.
- Cordani, U.G.; Coutinho, J.M.V. & Nutman, A.P. 2002. Geochronological constrains on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brasil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 903-910.
- Coutinho, J.M.V., 1972. Petrologia do pré-Cambriano em São Paulo e arredores. *Boletim IGA-USP* 3, 5-99.
- Dantas, E.L., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Sato, K., Pimentel, M.M. and Godoy, A.M., 2000. Nd isotope systematics related to Proterozoic evolution of the central Ribeira belt in the state of São Paulo, SE Brazil, *Rev. Bras. Geoc.*, 30 (1): 140-143.
- Debon, F., Lemmet, M., 1999. Evolution of Mg/Fe ratios in Late Variscan Plutonic Rocks from the External Crystalline Massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland). *J. Petrol.* 40, 1151-1185.

- DePaolo, D. J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization, *Earth and Planet. Sci. Lett.* 53, 189-202.
- Godoy, A.M., Hackspacher, P.C., Oliveira, M.A.F., Gomes, A.B., 1999. Geoquímica dos Maciços Granitóides Ibiúna e Piedade na Folha Sorocaba. *Geociências*, 18 (1): 157-178.
- Gromet, L.P., Silver, L.T., 1987. REE variations across the Peninsular Ranges batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Journal of Petrology*, 28, 75-125.
- Hackspacher, P.C., Godoy, A.M., 1999. Vertical displacement during late-collisional escape tectonics (Brasiliano Orogeny) in the Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil. *J. Afr. Earth Sci.* 29, 25-32.
- Harrison, T.M., Watson, E.B., 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis. Equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48: 1467-1478.
- Hasui, Y., 1973. Tectônica da área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul, São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 190 pp.
- Hasui, Y., Sadowski, G.R., 1976. Evolução Geológica do pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.* 6, 182-200.
- Hasui, Y.; Penalva, F., Hennies, W.T., 1969. Geologia do Grupo São Roque. In: XXIII Congr. Bras. Geol., Salvador, Anais, pp. 101-134.
- Heilbron, M., Valeriano, C., Tupinambá, Valladares, C., Duarte, B.P., Palermo, N., Silva, L.G.E., Ragatki, D., Netto, A.M., 1999. Revisão da proposta de compartimentação tectônica e modelo evolutivo para o segmento central da faixa Ribeira. VI Simpósio de Geologia do Sudeste (São Pedro-SP), Boletim de Resumos, p. 6.
- Hildreht, W., Moorbath, 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 455-489.
- Ishihara, S., Matsushita, Y., 1999. Oxygen isotopic constraints on the geneses of the Miocene Outer Zone granitoids in Japan. *Lithos* 46, 523-534.
- Janasi, V.A., Vasconcelos, A.C.B.C., Vlach, S.R.F., Motidome, M.J., 1990. Granitóides da região entre as cidades de São Paulo e Piedade (SP): faciologia e contexto tectônico. In: XXXVI Congr. Bras. Geol., Natal, Anais, 4, 1925-1935.
- Janasi, V.A.; Andrade, S., Ulbrich, H.H.G.J., 1995. A correção do drift instrumental em ICP-AES com espectrômetro sequencial e a análise de elementos maiores, menores e traços em rochas. *Bol. IG-USP, Série Científica*, 26, 45-58.
- Janasi, V.A., Leite, R.J., van Schmus, W.R., 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil) – implications for the evolution of the Ribeira Belt. *J. S. Am. Earth Sci.* 14 (4), 363-376.
- Leite, R.J., 1997. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides da região de Piedade-SP. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências da USP, 138 p.
- London, D., 1992. Phosphorus in S-type magmas: The P₂O₅ content of feldspars from peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites. *Am. Mineral.* 77, 126-145.
- Machado, N.; Valladares, C.; Heilbron, M.; Valeriano, C., 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Res.* 79, 347-361.
- Martins, L., 2001. Condições de cristalização de granitos sin- e tardi-orogênicos da porção central do batólito Agudos Grandes, SP, com base em geoquímica de minerais e rochas. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências da USP, 133 p.
- Oliveira, M.A.F, Godoy, A.M., Zanardo, A., Artur, A.C., Hackspacher, P.C., Morales, N., 1992. Geologia da Folha São Roque - SP. In: XXXVII Congr. Bras. Geol., São Paulo, Anais, pp. 126-127.
- Pedrosa-Soares, A.C., Wiedemann, C.M., Fernandes, M.L.S., Faria, L.F., Ferreira, J.C.H., 1999. Geotectonic significance of the Neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí Belt: a model and pertinent questions. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(1): 956-983.
- Pires, F. A., Fernandes, A. J., Teixeira, A. L., Boggiani, P. C., Massoli, M., 1990. Mapeamento Geológico da Folha Salto de Pirapora (SP), escala 1:50.000. Relatório IG. Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo - Coordenadoria de Informações Técnicas, Documentação e Pesquisa Ambiental (CINP), 88 pp.
- Roberts, M.P., Clemens, J.D., 1995. Feasibility of AFC models for the petrogenesis of calc-alkaline magma series. *Contrib. Mineral. Petrol.* 121, 139-147.
- 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., Toselli, A.J., Saavedra, J., Parada, M.A., Ferreira, V.P., 1999. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos* 46, 367-392.
- Schmitt, R.S.; Trouw, R.J. & Van Schmus, W.R. 1999. The characterization of a Cambrian (520 Ma) tectonometamorphic event in the coastal domain of the Ribeira Belt (SE Brazil) using U/Pb in syntectonic veins. In: 2nd South American Symposium on Isotope Geology, Córdoba, Argentina, Actas, p. 363-366.
- Shand, S.J. - 1947, *Eruptive Rocks*. T. Murby, London, 3rd edn, 488 pp.
- Silver, L.T., Chappell, B.W., 1988. The Peninsular Ranges batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 105-121.
- Stein, D.P., 1984. Esboço da geologia pré-Cambriana da Folha Pilar do Sul, SP- SF.23-Y-C-IV-4. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, 179 pp.
- Streckeisen, A. L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1-33.
- Suárez, M., Naranjo, J.A., Puig, A., 1990. Mesozoic "S-like" granites of the central and southern Andes; A review, in Kay, S.M., and Rapela, C.W., eds., *Plutonism from Antarctica to Alaska*: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 241, 27-32.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (eds), *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub., 42, 313-345.
- Tassinari, C.C.G., 1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, USP, 236 pp.
- Tassinari, C.C.G.; Jose M. U. Munha, J.M.U.; Ribeiro, A. & Correia, C.T. 2001. Neoproterozoic oceans in the Ribeira Belt (southeastern Brazil): The Pirapora do Bom Jesus ophiolitic complex. *Episodes*, 24(4).
- Vieira, S.R.S.S., Tassinari, C.C.G., 1988. Estudo Geocronológico das rochas da região de Embu-Guaçu, Estado de São Paulo. In: XXXV Congr. Bras. Geol., Belém (PA), Anais, 3, 1391-1399.
- Wernick, E., Rigo Jr, L., Galembeck, T.M.B., Artur, A.C., 1989. O Complexo Granitóide Ibiúna (SP): dados petrográficos e de tipologia de zircão. In: I Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, Boletim de Resumos, pp. 157-158.
- White, A.J.R., Chappell, B.W., 1988. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci* 79, 169-181.
- Zen, E-an, 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *J. Petrol.* 27, 1095-1117.

Fig. 1 – Geological map showing the granitic variation in the region of Piedade, SP.

Fig. 2 - Q A P plot (Streckeisen, 1976) with modal analysis of the main granitoid units in the Piedade granite. Symbols: filled circles, MBgd; open circles, MBmg; half-filled circles, enclaves in MBmg; filled triangles, Bmg; open squares, BmgT; half-filled squares, enclaves in BmgT; x, Hbgde.

Fig.3 – Harker plot correlating Mg# (molecular FeO/ FeO + MgO) versus SiO₂ for the granite units of the Piedade pluton. Symbology: filled circles, MBgd and MBmg; open squares, BmgT; half-filled squares, enclaves in BmgT; filled triangles, Bmg; x, Hbgde.

Fig. 4 – Major elements versus SiO_2 showing the compositional variation of the Piedade granite. See Figure 3 for simbology.

Fig. 5 - Minor elements versus SiO_2 showing the compositional variation of the Piedade granite. See Figure 3 for simbology.

Fig. 6 – Spidergrams for the different units of the Piedade granite. Data normalized to primitive mantle (Sun & McDonough, 1989).

Fig. 7 – Rare earth elements patterns distribution for the different units of the Piedade granite. Data normalized to chondrite (Boynton, 1984).

Fig. 8 – (a) Rb-Sr isochron age obtained for the central unit (BmgT) of the Piedade granite. Additional data corresponds to the border (BmgM) and intermediate units (Bmg); (b) Sm-Nd isotopic data distribution for the different units of the Piedade granite. See Figure 3 for simbology.

Fig. 9 – ϵNd - time evolution for the different units of the Piedade granite.

Fig. 10 –Rb versus Sr (a) and Ba versus Sr (b) compositional distributions for the Piedade granite. See Figure 3 for simbology.

Fig. 11 –Ba/Rb versus Sr (a), K/Ba versus Sr (b) and La_N/Yb_N (normalized to chondrite, Boynton, 1984) versus Th/U (c) for the Piedade granite. See Figure 3 for simbology.

Fig. 12 – (a) ϵNd (600 Ma) versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (600 Ma), (b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (600 Ma) versus A/CNK (molecular Al_2O_3 / $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), (c) ϵNd (600 Ma) versus A/CNK for the Piedade granite. See Figure 3 for simbology.

Fig. 13 - La/Yb (normalized to chondrite, Boynton, 1984) versus A/CNK (molecular $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$) for the Piedade granite. See Figure 2 for simbology.

Fig. 14 - Variation diagram with Th/U versus SiO₂ for the Piedade granite. See Figure 3 for simbology.