

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS



Lucilene dos Santos

**PROCESSOS FORMADORES E TIPOLOGIA DO MAGMATISMO
EDIACARANO DE ALTO-K DOS DOMÍNIOS TRANSVERSAL E
PERNAMBUCO-ALAGOAS DA PROVÍNCIA BORBOREMA E DO ESCUDO
SUL-RIO GRANDENSE DA PROVÍNCIA MANTIQUEIRA**

Tese de Doutorado
2017

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Ignez de Pinho Guimarães
Coorientador: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

LUCILENE DOS SANTOS
Geóloga, Universidade Federal de Pernambuco, 2011
Mestra, Universidade Federal de Pernambuco, 2013

**PROCESSOS FORMADORES E TIPOLOGIA DO MAGMATISMO
EDIACARANO DE ALTO-K DOS DOMÍNIOS TRANSVERSAL E
PERNAMBUCO-ALAGOAS DA PROVÍNCIA BORBOREMA E DO ESCUDO
SUL-RIO GRANDENSE DA PROVÍNCIA MANTIQUEIRA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pela Prof^a. Dr^a. Ignez de Pinho Guimarães (UFPE) e co-orientada pelo Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi (UFRGS), em preenchimento parcial para obter o grau de Doutora em Geociências, área de concentração Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal, defendida e aprovada em 20 de janeiro de 2017.

RECIFE, PE
2017

Catálogo na fonte

Bibliotecária: Rosineide Mesquita Gonçalves Luz / CRB4-1361 (BCTG)

S237p

Santos, Lucilene.

Processos formadores e tipologia do Magmatismo Ediacarano de Alto-K dos domínios Transversal e Pernambuco-Alagoas da província Borborema e do Escudo Sul-Rio Grandense da província Mantiqueira/ Lucilene dos Santos. – Recife, 2017.

182f., il., figs., gráfs., tabs.

Orientadora: Profa. Dra. Ignez de Pinho Guimarães.

Coorientador: Lauro Valentim Stoll Nardi.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.

Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2017.

Inclui Referências e Anexos.

1. Geociências. 2. Magmatismo Alto-K. 3. Ediacarano. 4. Elementos Traço. 5. Química Mineral. I. Guimarães, Ignez de Pinho (Orientadora). II. Nardi, Lauro Valentim Stoll (Coorientador). III. Título.

LUCILENE DOS SANTOS

**PROCESSOS FORMADORES E TIPOLOGIA DO MAGMATISMO EDIACARANO
DE ALTO-K DOS DOMÍNIOS TRANSVERSAL E PERNAMBUCO-ALAGOAS DA
PROVÍNCIA BORBOREMA E DO ESCUDO SUL-RIO GRANDENSE DA
PROVÍNCIA MANTIQUEIRA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em
Geociências da Universidade Federal de Pernambuco,
como requisito parcial para a obtenção do título de
doutora em Geociências, área Petrologia e Geoquímica.

Aprovada em 20 de janeiro de 2017

BANCA EXAMINADORA

Prof^a. Dr^a. Ignez de Pinho Guimarães (Orientadora)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho
Universidade Federal de Pernambuco

Prof^a. Dr^a. Cícera Neysi de Almeida
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Prof^a. Dr^a. Maria de Lourdes da Silva Rosa
Universidade Federal de Sergipe

"Tudo é impossível até que seja tentado!"
Cristiano Camargo

Porque os limites são impostos por quem tem medo de avançar...

“Tu, porém, vai até ao fim”
Daniel, Cap. 12; Vers. 13.

"Aquele que ama muito realiza grandes coisas, e o que se faz por amor está bem
feito."

Vincent Van Gogh

À Antônia (*in memoriam*), Maria Lúcia, Daniel, e Ignez.
Com todo o meu carinho.

AGRADECIMENTOS

Ao meu Deus e Criador toda minha honra e glória pelas suas benevolências a mim. Mais uma etapa feliz e motivadora para seguir nos caminhos do conhecimento. Mas esta etapa não seria possível sem os seguintes, aos quais agradeço:

- ✓ À Família e Amigos;
- ✓ À minha professora e orientadora Dr^a. Ignez de Pinho Guimarães por sua alta qualidade profissional e científica que me inspiram, pela sua dedicação e paciência.
- ✓ Ao Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi pela estimável co-orientação, e por me ajudar com amostras e *papers* da Província Mantiqueira.
- ✓ À Prof^a. Dr^a. Sheila Bittar a qual devo reconhecimentos de um grande aprendizado durante a minha graduação e por nossa excelente convivência de amizade.
- ✓ Ao Prof. Dr. Adejardo da Silva Filho, por compartilhar suas ideias científicas/geológicas.
- ✓ Aos Profs. Drs. Sérgio P. Neves, Cícera Neysi, Maria de Lourdes Rosa, Gorki Mariano e Cristiano Lana, integrantes da Banca Examinadora.
- ✓ Aos Profs. Drs. Hartmut Beurlen e José Maurício Rangel pelos seus ensinamentos de alto nível que me despertaram a buscar sempre o conhecimento mais adiantado.
- ✓ Ao PPGEOC-UFPE e seu corpo docente.
- ✓ Ao LEMA-UFPE, em nome dos Profs. Drs. Hartmut Beurlen e Marcelo Reis.
- ✓ Ao NEG-LABISE-UFPE, em nome dos Profs. Drs. Alcides Sial e Valdezer Ferreira.
- ✓ Aos amigos de pesquisa-GEG (Zé Victor, Jefferson, Douglas, Diogo, Rafael, Caio).
- ✓ Ao Sr Ednaldo, por ser mais do que um motorista, um companheiro no campo.
- ✓ Ao Sr Fabiano, por me transportar todas às vezes que precisei chegar à UFPE.
- ✓ À Dona Líria Toffolo de Ouro Preto-MG, uma mãe e amiga que ganhei quando dos meus estágios na UFOP.
- ✓ Aos amigos e funcionários do PPGEOC e do DGEO da UFPE.
- ✓ Ao Laboratório de Geocronologia e Geoquímica Isotópica da UFOP, em nome do Prof. Dr. Cristiano Lana, além da equipe do *LA-ICP-MS* Ana Alkmim, Adriana Trópia e Lívia; equipe LOPAG Tatiany e João Paulo; ao Marco pelas imagens *CL* e *BSE* do MEV e ao funcionário Cirilo.
- ✓ Ao Daniel Knijnik da UFRGS.
- ✓ Ao CNPq pela concessão da bolsa de doutorado e pelo financiamento do Projeto de Pesquisa ao qual sou integrante.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1 Esboço do megacontinente Gondwana.....	31
Figura 2.2 Compartimentação tectônica da Província Borborema. Domínios maiores de acordo com Van Schmus et al. (2008).....	34
Figura 2.3 Localização geológica dos Domínios da Subprovíncia Transversal no contexto da Província Borborema.....	35
Figura 2.4 Mapa geológico da Suíte Bom Jardim.....	37
Figura 2.5 Mapa geológico com destaque para as Suítes Toritama (roxo) e Fazenda Nova (laranja e vermelho).....	46
Figura 2.6 a) Mapa geológico simplificado do Complexo Granítico de Campina Grande; b) Imagem aerogamaespectométrica composição ternária (K-U-Th) da área do Complexo Campina Grande.....	54
Figura 2.7 a) Província Borborema com as subprovíncias propostas por Van Schmus et al. (1995 e 2011); b) Mapa esquemáticos do Domínio Transversal, destacando os granitoides Ediacaranos e c) Mapa esquemático de parte do “cinturão sienitoide” (Ferreira & Sial, 1986; Sial & Ferreira, 1988).....	57
Figura 2.8 Mapa geológico com a Suíte Terra Nova.....	60
Figura 2.9 Mapa geológico simplificado da parte oriental do Domínio PEAL.....	65
Figura 2.10 Mapa geológico da Suíte Serra do Catú na interface entre o Domínio Sergipano e o Batólito Águas Belas-Canindé.....	66
Figura 2.11 Esboço geológico e esquemático mostrando os diques de Santana do Ipanema.	67
Figura 2.12 Esboço da compartimentação geotectônica de uma parte do segmento meridional da Província Mantiqueira que inclui as intrusões abordadas nesta tese.....	72
Figura 2.13 Mapa geológico dos principais domínios geotectônicos do segmento meridional da Província Mantiqueira.....	73
Figura 2.14 Mapa geológico simplificado do Escudo Sul-Riograndense.....	75
Figura 2.15 A- Mapa geológico da Suíte Intrusiva Lavras do Sul. Formação Hilário à leste da SILS. B- Modelo Digital de Elevação (MDE), derivado do Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, resolução de 90 m).....	76
Figura 2.16 Mapa de fácies da Suíte Santo Antônio. Noroeste da Folha de Ibaré-RS.....	78
Figura 2.17 A- Mapa geológico da Região de Quitéria-Serra do Erval. B- mapa dos domínios estruturais e litológicos.....	81
Figura 2.18 Esboço geológico com área de ocorrência dos granitoides da Suíte Encruzilhada do Sul.....	84

Figura 2.19 Mapa de composição radiométrica - Fusão distribuição ternária de K - eTh - eU (RGB).....	85
Figura 3.1 Diagrama ternário de proporção atômica de Ti-Mg-Fe.....	95
Figura 3.2 Diagramas ternários com campos discriminantes de biotitas.....	96
Figura 3.3 Diagramas com campos discriminantes de biotitas (Abdel Rahman, 1994).....	97
Figura 3.4 Diagramas de variações catiônicas para biotitas.....	99
Figura 3.5 Diagramas discriminantes ternários Al-Fe(t)-Mg para biotitas.....	100
Figura 3.6 Diagramas Fe# vs. Índice de Solidificação.....	100
Figura 3.7 Diagramas Fe# vs. Índice de Solidificação.....	101
Figura 3.8 Diagramas Fe# vs. Índice de Solidificação.....	102
Figura 3.9 Diagrama Fe# vs. Índice de Solidificação.....	102
Figura 3.10 Principais tipos e subtipos da classificação tipológica de zircões - quadro de frequência de distribuição.....	105
Figura 3.11 Padrões de ETR normalizados em relação aos valores do condrito (Nakamura, 1974).....	111
Figura 3.12 Padrões de ETR normalizados em relação aos valores do condrito (Nakamura, 1974).....	112
Figura 3.13 fO_2 vs. temperatura dada pelos buffers (análises em biotita).....	117
Figura 3.14 fO_2 vs. temperatura dada pelos buffers (análises em biotita).....	118
Figura 3.15 fO_2 vs. temperatura dada pelos buffers (análises em biotita).....	119
Figura 3.16 Diagrama de fase do sistema Ir-Sb.....	121
Figura 3.17 Diagramas de variações catiônicas Fe^{3+} - Fe^{2+} -Mg.....	125
Figura 3.18 Razões Ce^{IV}/Ce^{III} e Eu_N/Eu_N^* em zircões.....	126
Figura 3.19 Diagramas de calibração experimental usando amostras naturais. Plots de fugacidade de oxigênio e isotopos de oxigênio para verificação de condições crustais vs. mantélicas (Trail et al., 2011).....	126
Figura 3.20 Diagramas de calibração experimental usando amostras naturais. Plots de fugacidade de oxigênio e isotopos de oxigênio para verificação de condições crustais vs. mantélicas (Trail et al., 2011).....	127
Figura 3.21 Diagramas de calibração experimental usando amostras naturais. Plots de fugacidade de oxigênio e isotopos de oxigênio para verificação de condições crustais vs. mantélicas (Trail et al., 2011).....	128
Figura 3.22 fO_2 vs. idade de cristalização de zircão.....	129
Figura 3.23 fO_2 vs. idade de cristalização de zircão.....	130

Figura 4.1 Índices de Shand para os granitoides estudados; com campos após Maniar & Piccoli (1989).....	136
Figura 4.2 MALI vs. SiO ₂ (peso%). Frost & Frost (2008).....	137
Figura 4.3 Variação composicional dos granitoides estudados no diagrama FeOt/(FeOt + Mg) vs. SiO ₂ (peso%).....	138
Figura 4.4 Padrões de ETR normalizados em relação aos valores do condrito (Nakamura, 1974).....	141
Figura 4.5 Padrões spidergrams normalizados por condrito, Thompson (1982).....	142
Figura 4.6 Diagramas de classificação dos tipos de granitos (Whalen, 1987).....	144
Figura 4.7 Diagramas discriminantes tectônicos de Eby (1992).....	145
Figura 5.1 Composição isotópica de Nd dos granitoides.....	148
Figura 5.2 Diagrama de correlação εNd vs. εSr para algumas das intrusões estudadas.....	149
Figura 5.3 Diagrama ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd vs. SiO ₂ com as amostras estudadas.....	150
Figura 5.4 Diagrama εHf ^(t) vs. idade com as amostras estudadas.....	151
Figura 5.5 Diagrama δ ¹⁸ O vs. idade.....	152
Figura 6.1 Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.....	157
Figura 6.2 Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.....	158
Figura 6.3 Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.....	159
Figura 6.4 Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.....	160
Figura 6.5 Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.....	161
Figura 6.6 Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.....	161
Figura 6.7 Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.....	162
Figura 6.8 Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.....	163
Figura 7.1 Zr/Hf em zircão de diferentes tipos genéticos (Pupin, 2000 modificado).....	169
Foto 1.1	26
Foto 2.1	38
Foto 2.2	39
Foto 2.3	41
Foto 2.4	42

Foto 2.5	43
Foto 2.6	47
Foto 2.7	50
Foto 2.8	58
Foto 2.9	61
Foto 2.10	62
Foto 2.11	69
Foto 2.12	70
Foto 2.13	76
Foto 2.14	82
Foto 3.1	106
Foto 3.2	107
Foto 3.3	108
Foto 3.4	109
Foto 3.5	110
Foto 3.6	110
Foto 3.7	113
Foto 3.8	114
Foto 7.1	166
Fotomicrografia 2.1 (A, B)	40
Fotomicrografia 2.2 (A, B)	40
Fotomicrografia 2.3 (B)	41
Fotomicrografia 2.4 (B)	42
Fotomicrografia 2.5 (B)	43
Fotomicrografia 2.6	44
Fotomicrografia 2.7	52

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 *As condições de operação do espectrômetro de massa quadrupolar com plasma indutivamente acoplado associado a um sistema de laser. (Sistema Laser Ablation-Quadrupolo-ICP-MS).....25*

Tabela 9.1 *Classificação do magmatismo de alto-K Ediacarano das províncias Borborema (PB) e Mantiqueira (PM).....177*

RESUMO

Magmatismo de alto-K constitui importante feição da evolução Brasileira (Ediacarano) das províncias Borborema (NE) e Mantiqueira (Sul). Neste trabalho foram estudadas 07 intrusões dos domínios da Subprovíncia Transversal [Bom Jardim (SBJ), Toritama (ST), Fazenda Nova (SFN), Terra Nova (STN), Campina Grande (CCG), Pajeú (PP)] e do Domínio Pernambuco-Alagoas (Suíte Serra do Catú-SSC) da Província Borborema-PB e, 04 intrusões [Lavras do Sul (SLS), Santo Antônio (SSA), Cruzeiro do Sul (PCS), Encruzilhada do Sul (SES)], da Província Mantiqueira. As intrusões estudadas estão dispostas ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes e suas ramificações de movimentações sincrônicas ou assíncronas, e/ou associadas a sistemas de falhas. São rochas metaluminosas de alto-K (SBJ, ST, SFN, STN, CCG, PP, SSC, SLS, SSA, PCS, SES) a peralcalinas (SES), incluindo enclaves máficos ricos em K, cogenéticos ou não. Dados U-Pb por *LA-ICP-MS* em zircão e titanita (STN) definem idades concordantes variando de 605 a 566 Ma (Ex: SBJ - $581,7 \pm 1,4$ Ma; SBJ/enclave - $581 \pm 3,9$ Ma; ST - $588,5 \pm 7$ Ma; SFN - $591,4 \pm 4$ Ma; CCG - $580,9 \pm 1,2$ Ma; CCG/gabro - $577,3 \pm 6$ Ma; PP - $565,6 \pm 4,7$ Ma; STN - 599 ± 13 Ma; SSC - $605,1 \pm 3,5$ Ma; SLS - $584,4 \pm 4,8$ Ma). Zircões e titanitas foram analisados geoquimicamente e suas imagens *CL* e *BSE* mostram zonação magmática, inclusões de apatita, monazita, e óxidos. Zircões apresentam padrões enriquecidos em ETRP, anomalia positiva de Ce e negativa de Eu, sugerindo origem ígnea. Valores de $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ variam de -9 a -22, e idades modelo T_{DM} de 1,5 Ga e 2,0 Ga. Razões Zr/Hf (ppm) em zircões sugerem mais de uma fonte para os granitoides estudados. Os granitoides estudados são classificados como shoshoníticos e transicionais. Os dados obtidos sugerem que as fontes destes granitoides envolveram grau variado de mistura entre magmas alcalinos e calcioalcalinos, este último possivelmente resultante da fusão de crosta inferior. A evolução dos magmas envolveu contaminação/assimilação de magmas gerados por fusão parcial da crosta. Cristalização fracionada foi o principal processo envolvido na evolução dos magmas shoshoníticos principalmente do SBJ. Semelhanças isotópicas e geoquímicas dos granitoides de alto-K nas províncias Borborema e Mantiqueira possibilitaram classificar o magmatismo de alto-K destas províncias como: 1) calcioalcalino de alto-K, (SFN, CCG) com valores de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ variando de -12 a -15, T_{DM} 1,7-2,1 Ga, valores de $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ de -17 a -23, $f\text{O}_2$ de -6 a -23, e idade de cristalização variando de 591 a 581 Ma; 2) shoshonítico, (STN, SSC, SLS, SSA, PCS) com valores de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ = -1,2 a -14, T_{DM} =1,2-1,9 Ga, $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ =-12, $f\text{O}_2$ de 0 a -23, $\delta^{18}\text{O}$ =5,8-9,3, e idade de cristalização 605-584 Ma; 3) transicional shoshonítico-alcálico, (SBJ, ST, Gabro-CCG, PP) com valores de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ variando de -9 a -19, T_{DM} = 1,7-2,2 Ga, $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ =-9 a -22, $f\text{O}_2$ de 2 a -24, e idade de cristalização no intervalo 588-566 Ma; 4) toleítico-alcálico, (SES) com valores de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ = -16, T_{DM} = 2,1 Ga, $f\text{O}_2$ de -13 a -19, e idade de cristalização 585 Ma.

Palavras-chave: Magmatismo de alto-K. Ediacarano. Elementos Traço. Química Mineral.

ABSTRACT

High-K magmatism constitutes an important Brasileiro (Ediacaran) feature during the evolution of the Borborema and Mantiqueira Provinces. This work presents 07 studied intrusions of the Transversal Subprovince [Bom Jardim (BJS), Toritama (TS), Fazenda Nova (FNS), Terra Nova (TNS), Campina Grande (CGC), Pajeú (PP)] and the Pernambuco-Alagoas Domain (Serra do Catú Suite - SCS) from the Borborema Province, and 04 intrusions [Lavras do Sul (LSS), Santo Antônio (SAS), Cruzeiro do Sul Pluton (CSP) and the Encruzilhada do Sul (ESS)] concerning the Mantiqueira Province. These intrusions are emplaced along strike-slip shear zones and their ramifications with synchronous or asynchronous movements, and/or related to fault systems. Rocks samples range from high-K metaluminous (SBJ, ST, SFN, STN, PCG, PP, SSC, SLS, PCS, SES) to peralkaline (SES) with K-rich mafic enclaves cogenetic or non-cogenetic. U-Pb data obtained using LA-ICP-MS in zircon and sphene (TNS) define Concordia ages between 605 and 566Ma (SBJ - $581,7 \pm 1,4\text{My}$; SBJ/enclave - $581 \pm 3,9\text{My}$; ST - $588,5 \pm 7\text{My}$; SFN - $591,4 \pm 4\text{My}$; CCG - $580,9 \pm 1,2\text{My}$; CCG/gabro - $577,3 \pm 6\text{My}$; PP - $565,6 \pm 4,7\text{My}$; STN - $599 \pm 13\text{My}$; SSC - $605,1 \pm 3,5\text{My}$; SLS - $584,4 \pm 4,8\text{My}$). Zircon and sphene grains were geochemically analyzed and imaged using CL and BSE, displaying magmatic zonation, apatite, monazite and oxide inclusions. Zircon crystals exhibit HREE enriched patterns, Ce positive and Eu negative anomalies, suggesting igneous origin. $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ values range from -9 to -22 and T_{DM} model ages from 1,5 to 2,0Ga. Zr/Hf (ppm) ratios in zircon crystals suggest multiple sources to the studied granitoids. Shoshonitic and transitional granitoids are product of several degrees of mixing of alkaline and calc-alkaline magmas melting of the lower crust or metasomatized lithospheric mantle? Evolution of these magmas involves contamination/assimilation with magmas generated by partial melting of crust. Fractional crystallization was the main process on the evolution of shoshonitic magmas, specifically the BJS. Isotopic and geochemical similarities among the High-K granitoids from the Borborema and Mantiqueira Provinces enabled to classify the high-K magmatism in these provinces as: 1) High-K calc-calkaline (FNS, CGC), with $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ values ranging from -12 to -15, T_{DM} 1,7-2,1 Ga, $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ values from -17 to -23, $f\text{O}_2$ from -6 to -23, and crystallization ages from 591 to 581 My; 2) shoshonitic, (TNS, SCS, LSS, SAS, CSP) with $\epsilon\text{Nd}^{(t)} = -1,2$ to -14, $T_{\text{DM}} = 1,2-1,9$ Ga, $\epsilon\text{Hf}^{(t)} = -12$, $f\text{O}_2$ from 0 to -23, $\delta^{18}\text{O} = 5,8-9,3$, and crystallization ages between 605-584My; 3) transitional shoshonitic-alkaline, (BJS, TS, CGC/gabro, PP) with $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ values varying from -9 to -19, $T_{\text{DM}} = 1,7-2,2$ Ga, $\epsilon\text{Hf}^{(t)} = -9$ to -22, $f\text{O}_2$ from 2 to -24, crystallization ages between 588-566 My; 4) tholeiitic-alkaline, (ESS) with $\epsilon\text{Nd}^{(t)} = -16$, $T_{\text{DM}} = 2,1$ Ga, $f\text{O}_2$ from -13 to -19, and crystallization ages 585My.

Key-words: High-K magmatism. Ediacaran. Trace Elements. Mineral Chemistry.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	15
1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS	15
1.2 MATERIAIS E MÉTODOS	22
1.2.1 Revisão Bibliográfica e Aquisição de Dados	22
1.2.2 Estudo Petrográfico Detalhado	22
1.2.3 Química Mineral	23
1.2.4 Litogeoquímica	27
1.2.5 Geoquímica de Isótopos Radiogênicos (Sm-Nd e Rb-Sr)	27
1.2.6 Geocronologia U-Pb em Zircão (LA-ICP-MS)	27
1.2.7 Geoquímica de Isótopos Radiogênicos (Hf em zircão)	29
1.2.8 Tratamento e Integração dos Dados	30
2. GEOLOGIA E DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DAS INTRUSÕES ESTUDADAS 31	
2. 2 SUBPROVÍNCIA TRANSVERSAL-PROVÍNCIA BORBOREMA	33
2. 3 DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS- PROVÍNCIA BORBOREMA	64
2. 4 ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE-PROVÍNCIA MANTIQUEIRA.....	71
3. QUÍMICA MINERAL	89
3.1 INTRODUÇÃO	89
3.2 ANÁLISES	90
3.2.1 Biotita	90
3.2.2 Zircão	103
3.2.3 Titanita	113
3.2.4 Apatita	114
3.3 CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO	115
3.3.1 Geotermometria de Biotita Baseado em <i>Buffers</i>	115
3.3.2 Geotermometria do Sistema Ir-Sb	120

3.3.3 Fugacidade de Oxigênio	122
4. LITOGEOQUÍMICA	131
4.1 ELEMENTOS MAIORES, SÉRIES MAGMÁTICAS E GÊNESE DOS MAGMAS	131
4.2 ELEMENTOS TRAÇO E TERRAS RARAS	135
4.3 AMBIENTES GEOTECTÔNICOS	143
5. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA SM-ND, RB-SR, LU-HF, E O	146
5.1 SISTEMAS DE ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS	146
5.2 DADOS GEOQUÍMICOS ISOTÓPICOS SM-ND	146
5.3 DADOS GEOQUÍMICOS ISOTÓPICOS COMBINADOS SM-ND E RB-SR	149
5.4 COMBINAÇÃO ND-SIO ₂ PARA IDENTIFICAÇÃO DE SISTEMA ABERTO VS. FECHADO	150
5.5 DADOS GEOQUÍMICOS ISOTÓPICOS LU-HF	151
5.6 DADOS GEOQUÍMICOS ISOTÓPICOS O EM ZIRCÃO	152
6. GEOCRONOLOGIA U-PB EM ZIRCÃO E TITANITA	153
6.1 INTRODUÇÃO	153
6.2 LA-ICP-MS	155
7. CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS	164
8. CONSIDERAÇÕES E DISCUSSÕES GERAIS	171
9. CONCLUSÕES	175
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	178
ANEXOS.....	197
Tabela de Abreviações de Fácies de Algumas Suítes Estudadas	198
Tabelas de Análises Representativas U-Pb em Zircão por LA-ICP-MS.....	199
Tabela de Análises Representativas dos Dados de ⁹⁰ Zr/ ¹⁷⁸ Hf em Zircão por LA-ICP-MS	201

CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

O principal objetivo deste estudo foi a caracterização petrográfica, geoquímica, petrológica e isotópica de suítes graníticas/sieníticas geradas durante a orogênese Brasiliana, nos domínios da Subprovíncia Transversal e no Domínio Pernambuco-Alagoas-Província Borborema e, suítes similares que ocorrem no Escudo Sul-Rio Grandense-Província Mantiqueira. Foram abordadas intrusões de mais de um domínio da Província Borborema. Sendo duas subprovíncias e seus respectivos domínios (Van Schmus *et al.*, 1995; 2008; 2011): 1) Transversal: suítes Bom Jardim, Toritama e Fazenda Nova inseridas no Domínio Rio Capibaribe, o Complexo Campina Grande que faz parte do Domínio Alto Moxotó, a Suíte Terra Nova (Domínio Piancó-Alto Brígida) e o pluton Pajeú presente no Domínio Alto Pajeú; e 2) Sul/Domínio Pernambuco-Alagoas: Suíte Serra do Catú e os diques de Santana do Ipanema, todos inseridos no Batólito Águas-Belas Canindé. Na porção leste do Escudo Sul-Rio Grandense (ESRG), no Batólito Pelotas do Cinturão Dom Feliciano, foram avaliados a Suíte Encruzilhada do Sul e o Pluton Cruzeiro do Sul; e na porção oeste do ESRG, granodioritos, monzonitos e lamprófiros da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, além de granitoides da Suíte Santo Antônio, intrusiva no Complexo Granulítico Santa Maria Chico, e incluídos na mesma associação shoshonítica.

As suítes e plutons abordados apresentam idade U-Pb em zircão entre 605 Ma e 566 Ma, e idade modelo T_{DM} entre 2,0 Ga e 1,2 Ga. Essas idades e os valores de épsilon de neodímio (-20 a -1) semelhantes nas intrusões das províncias Borborema e Mantiqueira motivaram este estudo de teste da hipótese de componentes semelhantes na geração e nos processos evolutivos do magmatismo de alto-K das províncias abordadas, e assim tentar classificar esse magmatismo.

Estas intrusões foram estudadas em detalhes anteriormente. Mas para o propósito desta tese de reavaliar essas intrusões com a utilização de novas sistemáticas aplicadas à petrologia, foram necessárias mais amostras para extração de zircão, sendo então realizados os trabalhos de campo para coleta de amostras. Um trabalho de campo para reconhecimento de área e coleta de amostras em Bom Jardim-PE (Suíte Bom Jardim), sendo assim também executados trabalhos em Campina Grande-PB (Pluton Campina Grande-coleta de uma amostra do gabro), Terra Nova-PE (Suíte Terra Nova), e Santana do Ipanema-AL (Suíte Serra do Catú), e um trabalho de campo em Lavras do Sul-RS realizado pelo co-orientador desta tese Prof. Lauro

Nardi (coleta de amostra do núcleo da Suíte Lavras do Sul).

Algumas dessas intrusões apresentam características típicas de suítes shoshoníticas, e estão localizadas em diferentes compartimentações geotectônicas, fazendo parte do Escudo Brasileiro, e em diversos setores de Gondwana Ocidental, separados entre si por cerca de 4.000 km de distância.

Quais foram os mecanismos de geração desses magmas shoshoníticos, calcioalcalino de alto-K, toleíticos potássicos e alcalinos? O magmatismo estudado foi intrudido durante um intervalo de 30 Ma. Qual ou quais os mecanismos envolvidos, ativo por um período de tempo tão longo? E qual o seu significado para a orogênese Brasileira?

O objetivo principal desta tese, portanto, é identificar os principais mecanismos de geração das suítes e plutons estudados, levando-se em conta que eles apresentam semelhanças em termos de idade, e de isótopos de Nd. Para essa abordagem foram utilizadas novas sistemáticas, como estudos isotópicos (U-Th-Pb, oxigênio, háfnio) com *LA-ICP-MS*, além da composição de terras raras dos zircões.

O magmatismo de alto-K das províncias Borborema e Mantiqueira apresentam algumas importantes similaridades evolutivas, durante o Paleo e o Neoproterozóico, que devem ser enfatizadas e são exploradas nesta tese, pois as rochas graníticas sempre refletem o ambiente tectônico onde foram geradas, também incluindo na sua composição componentes crustais herdados de orogêneses ocorridas previamente, pois eles atuam como amostradores da crosta. Dessa forma, granitos originados em províncias ou domínios crustais semelhantes poderão gerar magmas graníticos com semelhantes componentes, sejam crustais ou do manto superior, sendo essa uma das hipóteses testada. Esses componentes crustais são maiores quando a orogênese é colisional. Estes estudos resultaram na elaboração desta tese, como parte dos requisitos exigidos para a obtenção do título de Doutora em Geociências, área Petrologia e Geoquímica, realizada no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco.

Intitulada *PROCESSOS FORMADORES E TIPOLOGIA DO MAGMATISMO EDIACARANO DE ALTO-K DOS DOMÍNIOS TRANSVERSAL E PERNAMBUCO-ALAGOAS DA PROVÍNCIA BORBOREMA E DO ESCUDO SUL-RIO GRANDENSE DA PROVÍNCIA MANTIQUEIRA*, esta tese encontra-se inserida no contexto do projeto Petrologia, Geoquímica e Geocronologia dos Granitoides Intrudidos ao Longo de Zonas de Cisalhamento de Direção E-W no Domínio da Zona Transversal da Província Borborema financiado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), sob o contrato 470255/2013-7-CNPq, coordenado pela Prof^a. Dr^a. Ignez de Pinho Guimarães.

1.1.1 MAGMATISMO DE AFINIDADE SHOSHONÍTICA

O magmatismo Ediacarano de afinidade shoshonítica conforme definido por Morrison (1980) tem sido descrito nas subprovíncias Transversal e Sul da Província Borborema e no Escudo Sul-Rio Grandense da Província Mantiqueira.

Desde Iddings (1895) que primeiro criou os termos shoshonito e absarokito para rochas vulcânicas baseados na característica petrográfica, rochas shoshoníticas têm sido reconhecidas e descritas por vários autores usando diferentes critérios. Embora muitos autores incluam litologias ultrapotássicas subsaturadas em sílica entre as rochas shoshoníticas como proposto por Joplin (1968), trabalhos mais recentes têm seguido a caracterização sugerida por Morrison (1980) que restringiu o termo shoshonítico apenas às associações com sílica próximas aos basaltos saturados.

As rochas ultrapotássicas são aquelas com razão $K_2O/Na_2O > 2,0$ e $K_2O > 3\%$ em $MgO > 3\%$ (Foley *et al.*, 1987), incluindo lamproitos, kamafigitos, e rochas ultrapotássicas tipo-Roman (Peccerillo, 1992). Rochas shoshoníticas são potássicas no sentido sugerido por Le Maitre (1989), i.e. $K_2O > (Na_2O-2)$ plotando no campo das rochas alcalinas saturadas em sílica no diagrama sílica versus alcali total (TAS) como referido por Le Maitre (2002) com base em MacDonald & Katsura (1964), Irvine & Baragar (1971) e Le Bas *et al.* (1986). Isto parece ser um critério útil pelo menos para rochas básicas e intermediárias. Quando determinações modais estão disponíveis, o diagrama QAPF é apropriado, uma vez que associações shoshoníticas definirão um *trend* composicional do campo grabro-diorítico, passando por monzodiorítico, monzonítico, e quartzo-monzonítico até o campo granítico, reconhecido como o *trend* monzonítico por Lameyre & Bowden (1982). Rochas graníticas de associações shoshoníticas têm sido identificadas por alguns autores tais como Pagel & Leterrier (1980), Tauson (1983), Nardi (1984), frequentemente com outras associações tais como rochas graníticas das séries latítica ou monzonítica. Sua identificação, entretanto, tem sido dificultada principalmente porque granitos shoshoníticos não preservam o caráter enriquecido em potássio das rochas básicas e intermediárias, geralmente ilustrado no diagrama SiO_2 vs. K_2O de Peccerillo & Taylor (1976).

O magmatismo shoshonítico tem sido relacionado a diferentes ambientes tectônicos. Jakes & White (1972) e Gill (1970) reconheceram *trends* de elementos maiores e traço mostrando uma sequência gradacional contínua, de rochas toleíticas à calcioalcalinas até os shoshonitos, em rochas de arco de ilha vulcânico. Os mesmos autores enfatizaram o alto conteúdo de Sr das rochas shoshoníticas, invariavelmente acima de 800 ppm, e atribuíam os

padrões de ETR altamente fracionados de rochas calcioalcalina e shoshonítica à presença de clinopiroxênio ou granada no resíduo ou cumulados associados com este magmatismo. Harris *et al.* (1986) registrou a ocorrência de rochas shoshoníticas em ambientes pós-colisionais. Silva Filho *et al.* (1993) descreveu granitos shoshoníticos associados com ambientes colisional a pós-colisional nos domínios Neoproterozóicos da Província Borborema. Muller *et al.* (1992) relacionou a ocorrência de rochas shoshoníticas a cinco ambientes tectônicos diferentes: arcos continentais, arcos pós-colisionais, arcos oceânicos (subdivididos em inicial e tardio), e intra-placa, tentando discriminá-los com parâmetros geoquímicos. Janasi *et al.* (1993) descreveu rochas dioríticas potássicas Neoproterozóicas de afinidade shoshonítica no estado de São Paulo, sudeste do Brasil, sugerindo sua derivação de um manto enriquecido, e uma diferenciação principalmente através de processos de cristalização fracionada *in situ*.

Nardi (1984, 1986) foi o primeiro pesquisador a reconhecer rochas plutônicas de afinidades shoshoníticas no Brasil. As rochas estudadas eram caracterizadas por elevados teores de Sr e Ba, relativamente baixo Zr, e padrões de Elementos Terras Raras fracionados e com ausência de anomalias de Eu. No trabalho de Nardi (2016), os granitoides e séries magmáticas foram reavaliados, e o magmatismo de afinidade shoshonítica é caracterizado, além das descrições de Nardi (1984, 1986), com teores relativamente baixos de Nb.

1.1.2 MAGMATISMO CALCIOALCALINO DE ALTO-K

O termo calcioalcalino tem sido atualmente definido e usado em sentido múltiplo (Arculus, 2003; Nardi, 2016). A classificação segundo a razão $\text{CaO}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ com a diferenciação nas rochas, adotada por Peacock não tem sido mais utilizada; apenas se for citado este autor. Middlemost (1985) sugere que este termo deva ser utilizado para associações saturadas em sílica, subalcalinas, caracterizadas pela presença de basaltos aluminosos e que não registram enriquecimento em ferro nos termos intermediários. Cita ainda como típica associação calcioalcalina os andesitos orogênicos, embora segundo a nomenclatura de Peacock (1931), eles possam ser cálcicos, calcioalcalinos ou alcali cálcicos, dependendo da maturidade do arco.

As rochas da série calcioalcalina, de acordo com a visão mais aceita atualmente, distribuem-se predominantemente nos campos dos dioritos, quartzo monzodioritos, granodioritos e granitos no diagrama QAP (Streckeisen, 1976), correspondendo nos termos vulcânicos a andesitos, dacitos e riolitos. A série calcioalcalina baixo-K inclui tonalitos e trondjemitos em detrimento dos granitos, constituindo uma associação TTG (Condie, 2005;

Castro, 2014) típicas de arco magmático.

Mineralogicamente, a série calcioalcalina de baixo-K, mostra rochas basálticas com fenocristais de plagioclásio, olivina, augita, \pm óxido de Fe-Ti, atingindo importância a pigeonita em basaltos mais ricos em sílica. Na série calcioalcalina mais potássica aumenta a abundância de olivina, augita, ortopiroxênio, hornblenda e óxidos de Fe e Ti. Biotita e sanidina podem ocorrer nos termos intermediários.

Os basaltos calcioalcalinos são mais aluminosos ($Al_2O_3 > 17\%$) quando comparados a basaltos da série toleítica e no diagrama de Peacock plotam no campo cálcico, evoluindo para alcali cálcicas com o aumento de K. Elementos como Sr, Ba, Rb e Terras Raras leves (La, Ce, Pr e Nd) correlacionam-se positivamente com K, mostrando enriquecimento da série baixo-K para alto-K. Os elementos de alto potencial iônico como Ti, P, Zr, Nb e Terras Raras pesados, apesar de mostrarem tendência a leve enriquecimento, mantêm valores abaixo dos encontrados em rochas de afinidade alcalina.

A composição normativa das rochas da série calcioalcalina indica a supersaturação em sílica. A presença de ortopiroxênio entre a mineralogia modal levou alguns autores a denominar esta série de série dos basaltos com hiperstênio. As associações calcioalcalinas caracterizam o magmatismo de arco, e a evolução do mesmo, refletida no aumento do conteúdo de K.

Cawood *et al.* (2013) afirmam que a atividade magmática dos arcos nas orogêneses acresionárias é caracteristicamente calcioalcalina em composição, embora inclua termos toleíticos baixo-K e shoshoníticos, dependendo do grau e tipo de interação com o substrato do arco. Mas as rochas calcioalcalinas também são descritas, no que se refere aos termos graníticos, em ambientes pós-colisionais (Harris *et al.*, 1986; Liégeois, 1998). Segundo Arculus (2003) e Nardi (2016), deve ser dada atenção especial à questão do significado do termo calcioalcalino, já que rochas calcioalcalinas, segundo critérios de uso corrente com base nos parâmetros de Peacock (por ex. Frost *et al.*, 2001), abrangem uma vasta gama de composições, incluindo granitos gerados por fusão de gnaisses quartzo feldspáticos, portanto não são características de ambiente de arcos magmáticos. Assim, mais uma vez destacam-se a importância da vinculação dos granitos às demais rochas ígneas associadas.

O magmatismo calcioalcalino tem sua origem vinculada ao manto afetado pela subducção, podendo predominar a fusão da própria placa subductada, da cunha mantélica metassomatizada pelos fluidos relacionados com a subducção ou mesmo, a fusão de fragmentos continentais carregados pela mesma, como sugerido por Castro (2014).

Os granitoides identificados como calcioalcalinos médio e alto-K, têm sido frequentemente descritos em ambientes pós-colisionais (Harris *et al.*, 1986; Bitencourt & Nardi 2000).

Os granitoides das séries toleíticas, médio a alto-K segundo a IUGS conforme a divisão de Le Maitre (2002), de ambientes pós-colisionais são frequentemente considerados como granitoides do tipo I Caledoniano de Pearce (1996). Neste caso, a assimilação de fusões crustais pelos magmas parentais, produz aumento dos conteúdos de Al, reduções dos teores de Ca, Fe, e Mg, tornando os granitoides deste ambiente composicionalmente similares aos da série calcioalcalina. Situações onde essa interpretação pode ser aplicada são referidas no sul do Brasil por Nardi & Bitencourt (2009), Florisbal *et al.* (2012) e Fontana *et al.* (2012) entre outros. A forte contribuição crustal presente leva muitos autores a considerar os granitoides da série toleítica médio e alto-K como produtos de pura fusão crustal.

1.1.3 MAGMATISMO TOLEÍTICO

O magmatismo subalcalino toleítico é fortemente enriquecido em Fe, pode ser de baixo potássio (oceânico), e de médio a alto-K (continental) segundo Eby (2006). O forte enriquecimento em Fe e o empobrecimento em Al (12-14% em peso) da associação toleítica oceânica diferenciam-na da associação calcioalcalina (Al = 17%). A série toleítica tem sido identificada em ambientes pós-colisionais, presentes em estudos mais recentes (Bitencourt & Nardi, 2000; Florisbal, 2012).

Estes estudos sugerem que diversos granitoides são gerados pela interação entre magmas básicos mantélicos e fusões crustais, favorecida pela tectônica transcorrente (Nardi & Bitencourt, 2007). Estes granitoides são incluídos por Barbarin (1999) entre os granitoides subalcalinos de alto-K e Dall' Agnol & Oliveira (2007) os interpretam como tipo-A oxidados. Eby (2006) e Nardi & Bitencourt (2009) os incluem entre os granitoides tipo-A de afinidade toleítica de médio a alto-K; Frost & Frost (2008) enquadram estes granitoides como ferrosos, devido às suas elevadas razões FeO_t/MgO.

Os granitoides pertencentes à série toleítica de médio a alto-K dos cinturões transcorrentes pós-colisionais, devido à intensa assimilação de fusões crustais, têm suas características geoquímicas toleíticas mascaradas, e assumem feições semelhantes às de granitoides da série calcioalcalina. A série toleítica continental pode variar do campo cálcico ao campo calcioalcalino com base nos diagramas CaO/(K₂O+Na₂O) e (K₂O+Na₂O-CaO) que se diferenciam em relação à SiO₂. A série toleítica continental diferentemente da toleítica

oceânica pode ter mais Al, Ba, K, Sr, Rb e ETRL. Dois piroxênios mais comuns são pigeonita e augita. Os fenocristais das rochas da série toleítica oceânica são olivinas, plagioclásios e óxidos de Fe e Ti (Nardi, 2016).

1.1.4 MAGMATISMO ALCALINO

A série alcalina saturada em sílica, possuindo rochas supersaturadas geradas pelo aumento relativo da sílica durante a diferenciação, sódica, é composta por rochas como gabro, sienito, quartzo sienito, feldspato alcalino granito e granito. No diagrama TAS ocupa os campos traquibasaltos, andesitos traquibasálticos, traquiandesitos, traquitos ($qz < 20\%$) e traquidacitos ($qz > 20\%$), e riolitos. Com a condição de $(Na_2O+2) > K_2O$, é considerada sódica. São rochas em geral peralcalinas ou metaluminosas, sendo as metaluminosas (Nardi, 1991) presentes frequentemente em ambientes pós-colisionais, anorogênicos, ou em arco continental maduro. Para Nardi & Bitencourt (2009) os granitos ou riolitos desta série são tipo-A.

Os granitoides metaluminosos têm biotita e anfibólio sódico-cálcico, e os granitoides peralcalinos têm piroxênios e anfibólios sódicos. Uma frequente tendência no enriquecimento de elementos de alto potencial iônico (*HFSE*) ocorre nas rochas do tipo-A e mais particularmente nos termos peralcalinos. Os granitoides metaluminosos da série alcalina são principalmente granitos, quartzo sienito e rochas básicas de afinidade alcalina saturadas em sílica, constituindo associações ígneas bimodais. Suas fases máficas principais são biotita e anfibólios sódico-cálcicos. Os granitoides peralcalinos sódicos têm como máficos característicos os anfibólios e piroxênios sódicos.

O magmatismo alcalino supersaturado em sílica, sódico, foi identificado em algumas suítes de granitoides que foram gerados durante a orogênese Brasileira, na Subprovíncia Transversal-Província Borborema (Guimarães *et al.*, 2004, 2005; Santos *et al.*, 2014; De Lima *et al.*, 2016) e no Escudo Sul-Rio Grandense-Província Mantiqueira (Nardi & Bitencourt, 2009).

Considerando a variabilidade de processos e produtos potencialmente presentes em uma mesma série magmática, o estudo das fases acessórias (zircão, titanita, apatita) e ferromagnésiana (biotita) por novas sistemáticas são o escopo deste trabalho que proporcionou o desenvolvimento desta tese de classificação e evolução do magmatismo de alto-K das províncias Borborema e Mantiqueira.

1.2 MATERIAIS E MÉTODOS

Esta tese foi baseada no levantamento e análise dos dados de campo, petrográficos, estudos de química mineral, litogeoquímicos e isotópicos das intrusões estudadas em detalhe anteriormente das províncias Borborema e Mantiqueira, com foco principal para o estudo dos minerais acessórios (por ex. zircão, titanita, apatita) por novas sistemáticas. Foram inicialmente feitas pesquisas, compilação e análises bibliográficas, além de aquisição da documentação básica (bases geológicas) e dados geofísicos, seguida por análises e tratamento dos dados em uma etapa laboratorial. A metodologia adotada neste trabalho constituiu-se das seguintes etapas:

1.2.1 Revisão Bibliográfica e Aquisição de Dados

As pesquisas bibliográficas foram conduzidas numa detalhada revisão, análise e compilação buscando reunir todo material de pesquisas anteriores das intrusões estudadas. Também foram levantados dados espaciais cartografados da área, como aerogamaespectrometria e aeromagnetometria. Uma verificação foi executada por meio de imagens de aerogamaespectrometria (Canal do K e Ternário, dados da CPRM) principalmente e comparadas com os mapas geológicos. Esta interpretação auxiliou a seleção das titanitas para análises geocronológicas com base nos teores de Th e U (gamaespectrométrica) dispostos nas imagens.

1.2.2 Estudo Petrográfico Detalhado

As amostras de rochas coletadas foram devidamente descritas macroscopicamente, e as mais representativas delas foram selecionadas para confecção de lâminas petrográficas, estas seções foram utilizadas nas descrições petrográficas detalhadas e análises de química mineral. Os resultados destas descrições serviram para avaliar as fácies com conteúdos variados de fases acessórias, e assim selecionar as amostras com mais minerais acessórios para análises geoquímicas e geocronológicas *in situ*. Essa caracterização foi realizada com o auxílio de microscópios petrográficos de luz transmitida e refletida, e as fotomicrografias foram obtidas pelo software *analySIS* instalado no microcomputador acoplado ao microscópio, no Laboratório de Estudos Metalogenéticos Aplicados do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco.

1.2.3 Química Mineral

As análises químicas quantitativas de biotita, anfibólio, piroxênio, feldspato alcalino, plagioclásio, titanita, epidoto, allanita, apatita foram realizadas em laboratórios de microsonda eletrônica de referência em diferentes instituições do Brasil e do exterior. As seções polidas foram metalizadas em câmara de vácuo. As análises químicas desses minerais foram determinadas *in situ*, usando uma microsonda eletrônica com espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS), operada em uma voltagem de aceleração calibrada nos padrões internos, assim como a corrente, e um diâmetro de ordem μm do feixe eletrônico.

Para os recálculos das fórmulas estruturais foram utilizadas planilhas do Microsoft® Office Excel 2007, para calcular as temperaturas baseadas na coexistência de hornblenda e plagioclásio foi utilizado o programa *HB-PLAG* para plataforma LINUX, e para a confecção dos diagramas foi utilizado o programa *GRAPHER 8 - GOLDENSOFTWARE®*. O diagrama de Wones e Eugster, 1965 (Fe^{3+} - Fe^{2+} -Mg) foi feito usando o Software *BIOTERM* (Yavuz & Öztas, 1997).

Como foco principal desta tese, o estudo dos minerais acessórios (por. zircão, titanita, apatita) por novas tecnologias foi o mais extensivo trabalho desta tese. Sendo o zircão a fase mais estudada.

Porque Utilizar Zircão?

Zircões tem uma combinação ímpar, de resistência físico-química e alta concentração de elementos traço importantes, que incluem 2 sistemas de isótopos radiogênicos importantes (U-Pb e Th-Pb), e outro (Lu-Hf) que tem ganho importância como um traçador da evolução crustal. Os zircões se cristalizam tipicamente de fundidos ricos em sílica e num grau metamórfico de moderado a alto, tendo uma ocorrência muito comum nas rochas da crosta superior. Eles retêm sua integridade isotópica através de múltiplos episódios de reciclagem sedimentar e ígnea, e parecem sobreviver a fases de residência no manto, via delaminação da crosta inferior e da subducção de sedimentos (Gao *et al.*, 2004). Devido à sua baixa solubilidade em fundidos silicáticos (Watson e Harrison, 1983), os zircões persistem como relíquias refratárias em alguns magmas graníticos e potencialmente são portadores de informações químicas e isotópicas sobre a crosta inferior que de outra maneira seria inacessível.

As informações químicas e isotópicas contidas na complexa estrutura de crescimento dos zircões podem agora ser estudadas, por técnicas micro-analíticas capazes de alta precisão e resolução espacial. As idades de fases discretas de crescimento dentro de um único grão podem

ser determinadas por análises isotópicas *in-situ*, e dessa forma o zircão proporciona a abordagem ímpar da série de mudanças nas condições de cristalização durante o seu crescimento. Esse registro pode ser decifrado com a utilização de isótopos de Háfnio e Oxigênio, e das composições de elementos traço.

1.2.3.1 Química Mineral - Elementos Traço em Zircão

Metodologia para determinação de elementos traço em zircão

As análises foram realizadas num espectrômetro de massa quadrupolar com plasma indutivamente acoplado (ICP-QMS) (Agilent 7700x) associado a um sistema de laser LUV213 Nd:YAG (New Wave UP 213) (Foto 1.1). Os minerais foram analisados em condições instrumentais otimizadas para obter uma maior sensibilidade dos isótopos de interesse e uma menor produção de óxidos. A produção de óxidos foi controlada mantendo a razão $^{232}\text{Th}^{16}\text{O}^+ / ^{232}\text{Th}$ menor do que 1%. Foi utilizada metodologia de calibração externa com MRC sintético de silicato SRM 612 da NIST (*National Institute of Standards and Technology*) associada à padronização interna utilizando o ^{29}Si como padrão interno e o GLITTER (*GEMOC Laser ICP-MS Total Trace Element Reduction*) como software de redução de dados. O silicato SRM 610 foi usado para o controle da qualidade das análises e os resultados obtidos apresentaram boa precisão e exatidão. As condições de operação estão especificadas na tabela 1.1.

Os diagramas para os elementos traço foram produzidos no programa *GRAPHER 8 - GOLDENSOFTWARE®*.

Todas as análises de elementos traço em zircão foram feitas no Laboratório de Geocronologia e Geoquímica Isotópica da UFOP. Onde realizei a maior parte dessas análises, passando por todas as etapas padrões e operando os equipamentos sob a responsabilidade e coordenação do Professor Dr. Cristiano Lana.

Tabela 1.1: As condições de operação do espectrômetro de massa quadrupolar com plasma indutivamente acoplado associado a um sistema de laser. (Sistema Laser Ablation-Quadrupolo-ICP-MS).

ICP-MS Agilent 7700x		
		25-07-16
RF Power	1550 W	1550 W
RF Matching	1.7 V	1.7 V
Extract1	-3.7	-2.5
Extract2	-250	-250
Sample depth (mm)	4.0	3.3
Carrier Gas (Ar) (L/min)	1.43	1.55
Make up gas (Ar) (L/min)	0.10	0.25
Dwell time (ms)	30	30
Maximum oxide production	$^{232}\text{Th}^{16}\text{O}^{+}/^{232}\text{Th} < 1 \%$	$^{232}\text{Th}^{16}\text{O}^{+}/^{232}\text{Th} < 1 \%$
Measured isotopes	^{71}Ga , ^{72}Ge , ^{90}Zr , ^{93}Nb , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{153}Eu , ^{157}Gd , ^{159}Tb , ^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{166}Er , ^{169}Tm , ^{172}Yb , ^{175}Lu , ^{178}Hf , ^{181}Ta , ^{182}W , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U	^{71}Ga , ^{72}Ge , ^{90}Zr , ^{93}Nb , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{153}Eu , ^{157}Gd , ^{159}Tb , ^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{166}Er , ^{169}Tm , ^{172}Yb , ^{175}Lu , ^{178}Hf , ^{181}Ta , ^{182}W , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U , ^{47}Ti , ^{89}Y
Internal Standard	^{29}Si	
Laser New Wave UP 213		
Energy density	Cerca de 9 J/cm ²	
Sample energy	0.065 mJ	
Pulse repetition rate	10 Hz	
Ablation pattern	Spot 30 μm	
Carrier gas	He	



Foto 1.1: A- ICP-QMS (Agilent 7700x) associado a um sistema de laser LUV213 Nd:YAG (NewWaveUP213). B- Planilhas no software GLITTER. C- Posicionamento computadorizado de alta precisão do laser.

1.2.4 Litogeoquímica

Além dos dados de litogeoquímica anteriores a esta tese, disponibilizados nas teses, dissertações e artigos utilizados neste trabalho, foram realizadas mais análises para obter os conteúdos de elementos não dosados anteriormente.

A preparação dos pós para as análises de rocha total foi realizada nos Laboratórios de Preparação de Amostras do DGEO e do NEG-LABISE, ambos da UFPE. Esta preparação seguiu os procedimentos padronizados como: retirada das partes alteradas, britagem (britador de mandíbula), quarteamento, e por fim pulverizadas no moinho de disco.

As análises de rocha total clássicas para 11 óxidos maiores e vários elementos menores foram feitas por Espectrometria de Emissão com Plasma Induzido Acoplado (ICP-ES) e as análises dos elementos traços e terras raras foram feitas por Espectrômetro de Massa com Plasma Induzido Acoplado (ICP-MS), todas realizadas no AcmeLabs®.

Os diagramas para a litogeoquímica, e discriminantes de séries magmáticas, de ambientes tectônicos, *spidergrams*, e de ETR foram produzidos no programa *GRAPHER 8 - GOLDENSOFTWARE®*.

1.2.5 Geoquímica de Isótopos Radiogênicos (Sm-Nd e Rb-Sr)

Análises isotópicas Sm-Nd e Rb-Sr foram feitas em laboratórios nacionais e internacionais de referência. Sendo o instrumento que mediu as razões isotópicas do tipo Espectrômetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS).

1.2.6 Geocronologia U-Pb em Zircão (LA-ICP-MS)

Para datação U-Pb foram extraídos zircões das amostras das intrusões estudadas (Suíte Bom Jardim: IG-275 e BJ-LU-02 (enclave); Suíte Toritama: TO-06; Suíte Fazenda Nova: FN-01; Pluton Campina Grande: NA-26 e CG-LU-01 (gabro); Pluton Pajeú: IG-BT-09; Suíte Terra Nova: TN-LU-04; Suíte Serra do Catú: LU-DG-400; Suíte Lavras do Sul: LU-LS-núcleo)

As amostras foram preparadas obedecendo aos seguintes procedimentos para preparação: britagem (britador de mandíbula), peneiramento a úmido (através de peneiras com aberturas de 0,500 mm, 0,250 mm e 0,125 mm), e por fim as frações mais representativas obtidas do peneiramento (geralmente abaixo de 2,50 mm) foram secas em estufa. Esta

primeira etapa foi feita nos Laboratórios de Preparação de Amostras do DGEO e do NEG-LABISE da UFPE. Para a concentração das frações pesadas foi feito o bateamento, em seguida foram secas sob lâmpada UV. Após a secagem foram passadas diversas vezes pelo separador magnético isodinâmico *Frantz*, com amperagem de 1.8 A, neste processo foram separados o material magnético capturado pela amperagem aplicada e o material de amperagem superior a 1.8A (concentrado utilizado). A separação dos zircões do material concentrado menos magnético (>1.8A) foi feita com auxílio de uma lupa binocular, os zircões mais preservados (menos metamíticos) foram dispostos no *mount* (entre 80 e 150 cristais das diferentes populações de zircão, por amostra, pois mesmo existindo um número mínimo de zircões para obter uma boa estatística, quanto mais idades obtidas melhor à verificação das heterogeneidades e das várias fases de crescimento de zircão) e polidos até aproximadamente a metade de sua espessura para expor a morfologia interna. Foram adicionados ao *mount* dois padrões de zircão e analisados sequencialmente com os demais zircões. Antes das análises, os zircões foram imageados pelo MEV para uma avaliação mais apurada dos cristais e determinar a melhor posição dos “*pits*” feitos pelo *Laser Ablation-ICP-MS*. Esta segunda etapa foi realizada no Laboratório de Geocronologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto. Para as análises U-Pb foram utilizados dois tipos de instrumentos, o LA-ICP-QMS (Agilent 7700x) (amostras IG-275, TO-06, NA-26, IG-BT-09) e o LA-SF-ICP-MS (Thermo Scientific ELEMENT 2) (para as amostras BJ-LU-02, FN-01, CG-LU-01, TN-LU-04, LU-DG-400, LU-LS-núcleo).

As análises U-Pb em zircão por LA-ICP-QMS foram feitas seguindo a técnica descrita em Takenaka (2015). O espectrômetro de massa quadrupolar com plasma indutivamente acoplado (ICP-QMS) (Agilent 7700x) associado a um sistema de laser LUV213 Nd:YAG (New Wave UP 213). O laser foi configurado para produzir uma densidade de energia de cerca de 8 J/cm² com uma frequência de 10 Hz, produzindo furos nos zircões com diâmetro de 25 µm. Foi utilizado He como gás carregador, e após a saída deste gás, juntamente com as partículas em suspensão, foi adicionado Ar ao sistema. A padronização foi feita com o zircão GJ-1 (Jackson *et al.* 2004) como material de referência primário, e com o zircão Plešovice (Sláma *et al.* 2008) como padrão secundário para controle de qualidade. O tempo total de varredura das massas foi de 60 s, sendo 20 s de *background* e 40 s de ablação. Os dados de sinal de tempo resolvido foram processados usando o *software* GLITTER. Os dados foram plotados em uma extensão do Microsoft Excel®, o Isoplot (Ludwig 2012). A redução dos dados incluiu a correção de problemas de fracionamento e de erros nas contagens das massas.

A sigla LA-SF-ICP-MS refere-se aos equipamentos que possuem um analisador de

massa do tipo monocolletor. As análises U-Pb em zircão usando um espectrômetro de massa *sector field* com plasma indutivamente acoplado (SF-ICP-MS) (Thermo Scientific ELEMENT 2) associado a um sistema de laser ultravioleta CETAC213. O diâmetro dos furos realizados pelo laser foi de 20 µm. A profundidade típica dos “*pits*” foi em média de 20 µm. Os dados foram adquiridos no modo *peak jumping* durante 20 s de *background* seguidos por 20 s de ablação da amostra. O sinal foi ajustado para máxima sensibilidade para Pb e U, mantendo a produção de óxido bem abaixo de 1 %. Os dados brutos foram corrigidos para sinal de *background*, Pb comum, fracionamento elementar de Pb/U, dependente do tempo, usando o *software in-house* do Microsoft Excel®. A correção de Pb comum foi baseada no modelo de composição de Pb (Stacey & Kramers, 1975). O fracionamento elementar induzido pelo laser e a discriminação instrumental de massa foram corrigidos via normalização pelo zircão de referência GJ-1 (Jackson *et al.* 2004), o qual foi analisado juntamente com as amostras, exatamente sob as mesmas condições. Os parâmetros instrumentais estão de acordo com Frei & Gerdes (2009).

1.2.7 Geoquímica de Isótopos Radiogênicos (Hf *in situ* - Zircão)

Para análises isotópicas de Hf foram feitos “*pits*” sobre as análises U-Pb em zircões das amostras das intrusões estudadas (Suíte Bom Jardim: IG-275 e BJ-LU-02 (enclave); Suíte Toritama: TO-06; Suíte Fazenda Nova: FN-01; Pluton Campina Grande: NA-26 e CG-LU-01 (gabro); Pluton Pajeú: IG-BT-09; Pluton Cruzeiro do Sul: DK-01E).

Análises isotópicas de Lu-Hf em zircão foram realizadas no Laboratório de Geocronologia e Geoquímica Isotópica da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto.

A alta sensibilidade para elementos com alto potencial iônico (por ex. háfnio) faz do Multicollector-ICP-MS uma técnica muito robusta e confiável. O instrumento usado para medir as razões isotópicas é do tipo Thermo Scientific NEPTUNE MC-ICP-MS, uma nova geração de MC-ICP-MS, por causa da sua capacidade para alta resolução e sua amplificação e sistema coletor únicos.

1.2.8 Tratamento e Integração dos Dados

O tratamento e a integração dos dados de química mineral, litogeoquímicos, isotópicos e geocronológicos são partes da etapa laboratorial e pós-laboratorial do trabalho. A partir dessa fase foi possível, com suporte fundamental das análises e modelamentos dos elementos traço de minerais acessórios e da relação Fe^{2+} -Mg- Fe^{3+} em biotita, projetar os processos formadores de magmas. Com isso, aplicações para tipologia de magmatismo, restrição de ambiente geodinâmico e evolução do sistema manto-crosta foram realizadas nesta tese. Ressaltando que, estas aplicações foram possibilitadas pelos extensos e exaustivos trabalhos de detalhes encontrados nas teses, dissertações e artigos utilizados neste trabalho. E, com os dados estruturais e das relações de campo entre os granitoides estudados, petrológicos e geoquímicos realizados, reforçados pelos dados geofísicos de aerogamaespectrometria e aeromagnetometria, foi possível o estabelecimento das relações das intrusões com as transcorrências associadas e uma consideração mais refinada dos eventos geológicos que afetaram as suítes e plutons estudados.

CAPÍTULO 2- GEOLOGIA E DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DAS INTRUSÕES ESTUDADAS

2.1 INTRODUÇÃO

Este capítulo aborda uma compilação dos dados geológicos e da descrição petrográfica dos corpos estudados (Província Borborema: as suítes Bom Jardim, Toritama, Fazenda Nova, e Terra Nova; e os plutons Campina Grande e Pajeú. Província Mantiqueira: suítes Lavras do Sul, Santo Antônio e Encruzilhada do Sul; e o Pluton Cruzeiro do Sul) disponíveis na literatura, assim como dados obtidos durante a realização deste projeto de tese.

As suítes e plutons reavaliados para este trabalho foram anteriormente estudados em detalhes, sendo esta tese um estudo sequencial de refinamento com sistemáticas mais recentes. Este projeto teve como objetivo principal fazer uma integração dos dados disponíveis para intrusões com idades e química isotópica de Sr e Nd semelhantes, mas que ocorrem em contrastantes ambientes geotectônicos do Escudo Leste Brasileiro e em diferentes setores de Gondwana Ocidental (Fig. 2.1), separados entre si por cerca de 4.000 km de distância.

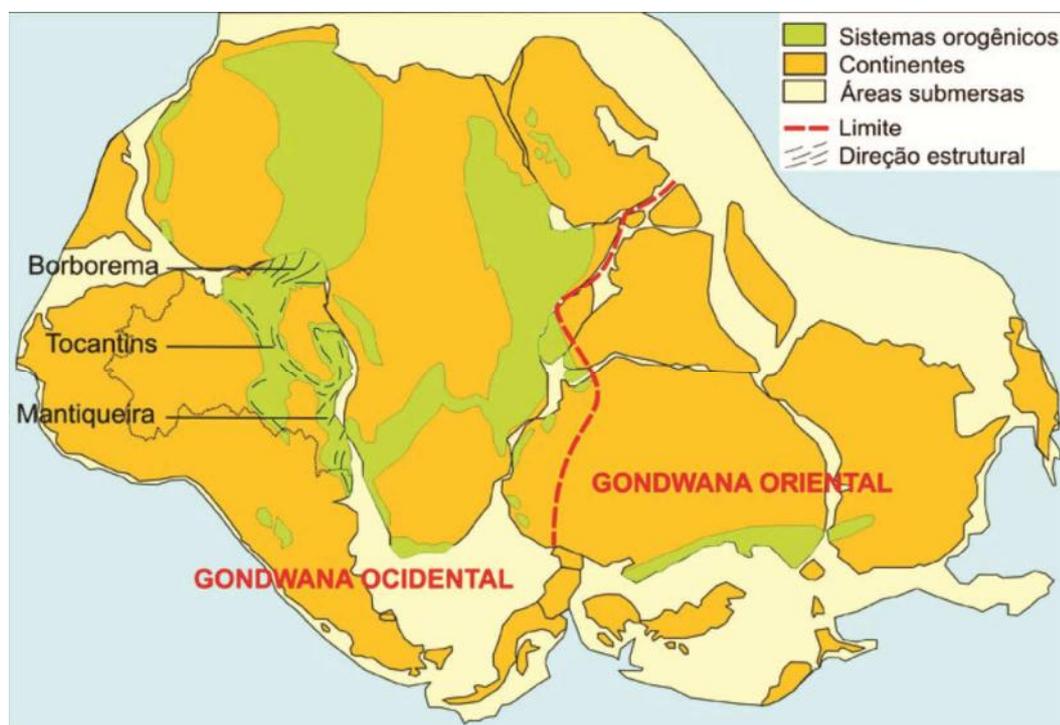


Figura 2.1: Esboço do megacontinente Gondwana. Fonte: Gondwana, modificado de De Wit *et al.* (1999). Por Hasui (2010).

Portanto, este estudo vem a fim de tipificar o magmatismo de alto-K sin- a pós-colisional baseados em granitoides das províncias Borborema e Mantiqueira, localizadas no nordeste e sul do Brasil, respectivamente.

2.2 PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema compreende uma vasta região a norte do Craton São Francisco, no Nordeste do Brasil. Em uma reconstrução “pré-drift”, a Província Borborema é adjacente a cinturões Pan-africanos e terrenos cratônicos no oeste da África (Caby *et al.*, 1981, 1989; Jardim de Sá, 1984; Toteu *et al.*, 1990, 1994, 2001; Brito Neves & Cordani, 1991; Castaing *et al.*, 1993; Trompette, 1997; Brito Neves *et al.*, 2002; Neves, 2003).

A estruturação atual da Província Borborema (Fig. 2.2) é atribuída principalmente à orogênese Brasileira, a qual é marcada por uma rede de zonas de cisalhamentos de caráter transcorrente, com direção predominantemente NE-SW e E-W.

A Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977) pode ser discutida em termos de modelos. De acordo com o modelo 1, compreende a parte central de uma larga faixa orogénica formada como consequência da convergência e colisão dos crátons São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo-Kasai, iniciadas no Arqueano e com superposições de vários eventos evolutivos, culminando no Neoproterozóico Superior com uma grande colagem orogénica (Ciclo Brasileiro/Pan-Africano; 0,75-0,55 Ga) responsável pelo estabelecimento da atual estruturação da Província Borborema (Brito Neves, 1983, Van Schmus *et al.*, 1995, Van Schmus *et al.*, 2008).

O modelo 2 (Neves & Mariano, 2004) propõe uma evolução intracontinental para a Província Borborema. Estes autores defendem que os teores elevados de elementos incompatíveis e valores de épsilon Nd fortemente negativos nas rochas máficas e félsicas, associados aos modelamentos geoquímicos são inconsistentes com o envolvimento de material juvenil Ediacarano na gênese dos magmas máficos. Os dados disponíveis sugerem uma derivação a partir de um antigo manto litosférico enriquecido durante a orogênese Riacciana (Guimarães e Silva Filho, 1998; Silva Filho *et al.*, 1983; Guimarães e Silva Filho, 1992; Silva Filho e Guimarães, 1991; Almeida *et al.*, 2002; Mariano *et al.*, 2001; Neves *et al.*, 2006; Neves e Mariano, 2004), de modo que a adição de material mantélico à crosta teria ocorrido através de uma diferenciação litosférica interna, em contraste aos modelos convencionais de crescimento crustal.

A ausência de zonas de sutura de idade Brasileira no interior da província sugere que ela seria constituída por uma larga massa continental durante o final do Neoproterozóico.

Uma maior complexidade para os dois modelos evolutivos da Província Borborema, descritos acima, é sugerida (Silva Filho *et al.*, 1993; Nascimento *et al.* 2005; Oliveira *et al.*, 2010), assim o modelo 3 (Oliveira *et al.*, 2010; Oliveira *et al.*, 2015) propõe uma evolução em um ambiente de arco continental com múltiplos eventos colisionais Neoproterozoicos para a Província Borborema, pelo menos em suas margens.

Os primeiros modelos geotectônicos para a Província Borborema de Brito Neves (1975, 1983), modelo 1 defende uma evolução policíclica, compreendida por faixas dobradas, maciços medianos e bacias Paleozoicas. Nos últimos 20 anos, as inúmeras aquisições de dados geocronológicos, principalmente U-Pb em zircão, convencional e por SHRIMP comprovaram uma evolução policíclica para a Província Borborema. A partir de dados geocronológicos Neves *et al.* (2000) estabeleceu o Brasileiro como uma orogênese predominantemente intracontinental, com formação de pequenas bacias, vulcanismo, fechamento destas bacias e metamorfismo, além de intenso magmatismo granítico com idades variando de 644 a 512 Ma (Guimarães *et al.*, 2004) o qual tem sido muito importante para o entendimento da evolução da Província Borborema no Neoproterozoico. A estruturação atual da Província Borborema é resultado da Orogenia Brasileira (=Pan African, 640-580 Ma; Van Schmus *et al.*, 2008).

A Província Borborema foi dividida em três domínios tectônicos (Van Schmus *et al.*, 1995), que posteriormente foram denominados subprovíncias (Van Schmus *et al.*, 2011): Sentrional, a norte da zona de cisalhamento Patos, Transversal, entre as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, e Meridional, a sul da zona de cisalhamento Pernambuco. E cada subprovíncia foi dividida em domínios principais (Fig. 2.2).

2.2 SUBPROVÍNCIA/DOMÍNIO TRANSVERSAL - PROVÍNCIA BORBOREMA

A Subprovíncia Transversal (Van Schmus *et al.*, 2011) (Fig. 2.3), ou Domínio Tectônico Central (Van Schmus *et al.*, 1995); compreende um embasamento gnáissico/migmatítico de idade Paleoproterozoica e pequenos núcleos Arqueanos, supracrustais Neoproterozoicas e granitoides de idades Toniana e Ediacarana. Segundo o modelo de terrenos (Santos *et al.*, 1995; 1997; 1999), a Subprovíncia Transversal compreende os terrenos: Alto Moxotó, Alto Pajeú, Piancó-Alto Brígida e Rio Capibaribe (Fig. 2.3).

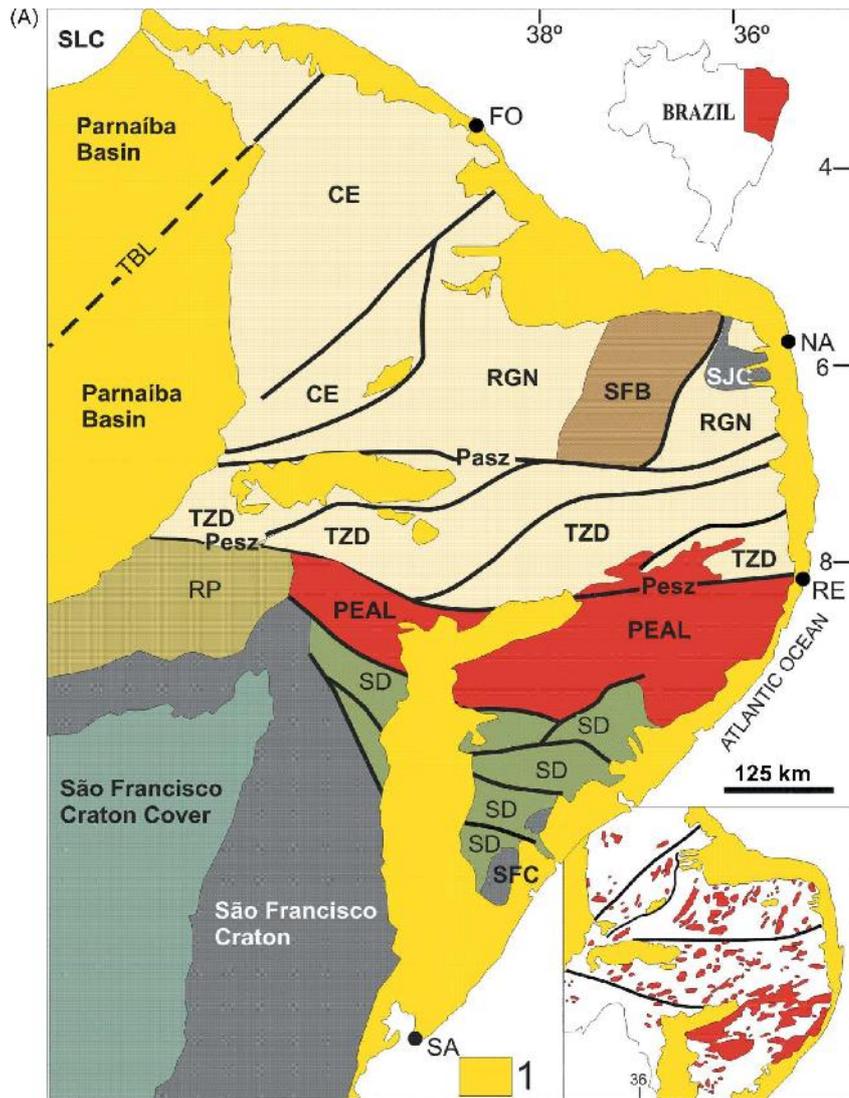


Figura 2.2: Compartimentação tectônica da Província Borborema. Domínios maiores de acordo com Van Schmus *et al.* (2008). CE – Domínio Ceará; MCD – Domínio Médio Coreaú; PE–AL – Domínio Pernambuco–Alagoas; RGND – Domínio Rio Grande do Norte (SJC – Núcleo Arqueano São José do Campestre; SFB – Cinturão de Dobramento Seridó); RPD– Domínio Riacho do Pontal; SD – Domínio Sergipano; SFC – Cráton São Francisco; SLC – Cráton São Luís; DZT – Domínio Zona Transversal; 1 – Cobertura Fanerozóica. Falhas e zonas de cisalhamento: PaSZ – Zona de cisalhamento Patos; PeSZ – Zona de cisalhamento Pernambuco; SMASZ – Zona de cisalhamento São Miguel do Aleixo; TBL – Lineamento Transbrasiliano. Cidades: Fo - Fortaleza; Na - Natal; Re - Recife; Sa - Salvador. Figura adicionada: distribuição geral dos granitos Brasileiros. Fonte: Van Schmus *et al.* (2008) e Brito Neves *et al.* (2000).

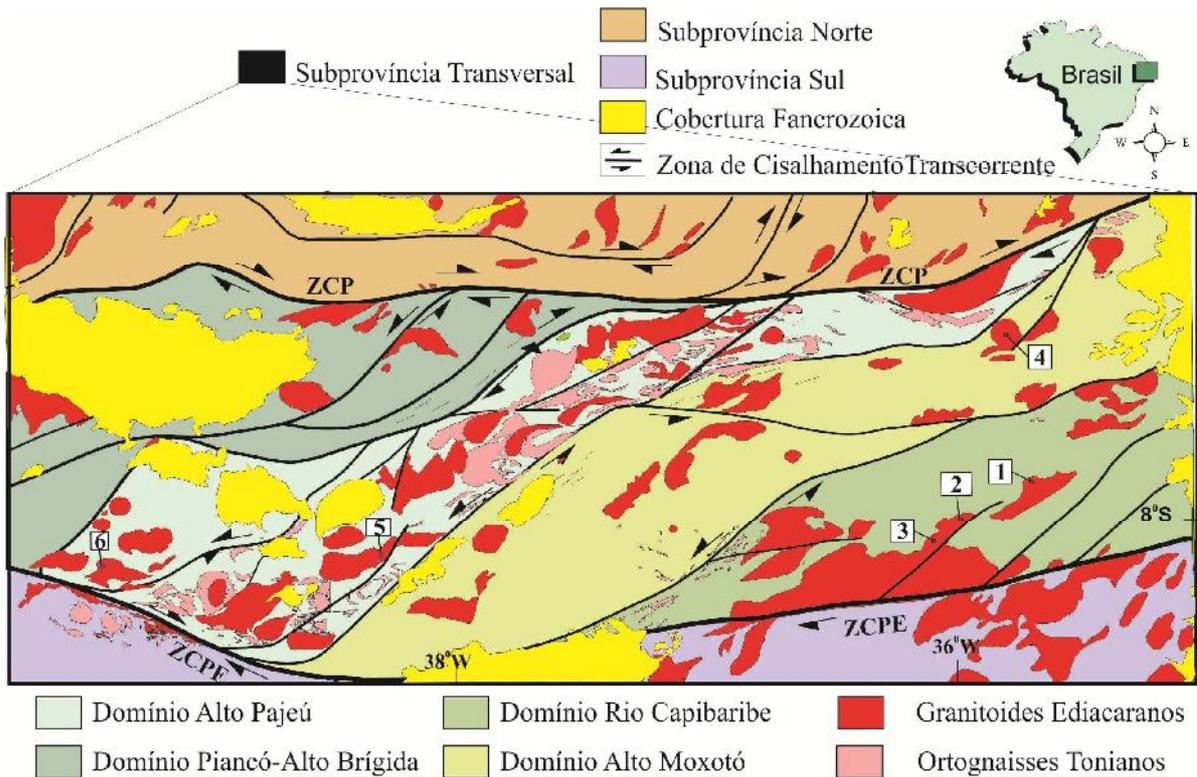


Figura 2.3: Localização geológica dos Domínios da Subprovíncia Transversal no contexto da Província Borborema. 1- Suíte Bom Jardim (Guimarães, 1989; Guimarães & Silva Filho, 1992), 2- Suíte Toritama (Guimarães, 1989; Neves & Vauchez, 1995), 3- Suíte Fazenda Nova (Neves & Vauchez, 1995), 4- Pluton Campina Grande (Almeida *et al.*, 2002; Archanjo *et al.*, 2008), 5- Pluton Pajeú (Guimarães *et al.*, 1995), 6- Suíte Terra Nova (Silva Filho, 1989), ZCP – Zona de cisalhamento Patos, ZCPE – Zona de cisalhamento Pernambuco. Fonte: Guimarães *et al.* (2016), de acordo com Van Schmus *et al.* (2011). Modificado de Medeiros, V. C. (2004).

Segundo este modelo, os granitoides estudados estão distribuídos em todos os terrenos ou domínios (segundo Van Schmus *et al.*, 2011) da Subprovíncia Transversal (Fig. 2.3), e áreas Neoproterozoicas onde dominam supracrustais e granitoides Brasileiros que correspondem aos terrenos Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú e Rio Capibaribe (Santos *et al.* 1995; 1997; 1999).

Atualmente alguns estudos se mostram contrários a essa subdivisão em terrenos para a Subprovíncia Transversal, adotando uma subdivisão em domínios. Sendo assim, algumas das intrusões estudadas nesta tese estão localizadas nos Domínios Alto Moxotó, Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú e Rio Capibaribe (Van Schmus *et al.* 2011) (Fig. 2.3).

2.2.1 SUÍTE BOM JARDIM

As rochas da Suíte Bom Jardim intrudem gnaisses e migmatitos da faixa Pajeú-Paraíba, próxima ao contato com rochas supracrustais Neoproterozoicas (Fig. 2.4). A Suíte Bom Jardim é constituída por cinco fácies petrográficas (Guimarães, 1989): 1) piroxênio-biotita-anfibólio melasienitos e mela-monzonitos, porfiríticos (PBAMS); 2) piroxênio-biotita-anfibólio sienitos, localmente porfiríticos, mesocráticos de granulação média (MPBAS); 3) piroxênio-biotita sienitos leucocráticos (PBLs); 4) sienitos marrons muito grossos (CS); 5) piroxênio-biotita monzonitos (PBM). O contato entre as diversas fácies da suíte e as rochas encaixantes é geralmente feito por falhas. As diferenças faciológicas observadas foram interpretadas por Guimarães & Silva Filho (1992) como reflexo de processos de fracionamento magmático.

Os aspectos de campo mostram que a Suíte Bom Jardim constitui uma intrusão alongada de múltipla injeção de magmas que cobre uma área de aproximadamente 200 km. Seu eixo principal é geralmente paralelo à foliação principal na área. A foliação regional tem um *trend* NE-SW e mergulha para SE, como indicado pelo alinhamento de fenocristais euédricos de feldspato alcalino e de biotita e anfibólio. Nenhuma observação de campo nem a examinação microscópica mostraram qualquer indicador de deformação dútil nesta mesma direção de foliação.

Como descrito em Guimarães (1989), a forma geralmente euédrica dos fenocristais de feldspatos alcalinos e a presença de biotita inalterada têm levado Berthe *et al.* (1979) a concluir que tal deformação aconteceu em temperaturas acima de 450 °C. E de acordo com Hutton (1987), plutons sin-cinemáticos (aqueles de alojamento sincrônico com a deformação regional) mostram muitos dos aspectos de deformação do *melt* mais assembléia de cristais (normalmente com mais do que 30% de *melt*). Muitas das características descritas por Hutton (1987) têm sido registradas na Suíte Bom Jardim (Fig. 2.4).

Geralmente, a maioria dos registros de deformação ao longo das zonas de cisalhamento transcorrente parece ser relacionada à tensão cristalina plástica (Foto 2.1 A). E ainda segundo Guimarães (1989), a deformação pós-alojamento observada na suíte reflete provavelmente a reativação do lineamento Pernambuco, ou também durante os estágios tardi- ou pós-tectônico do orógeno Brasileiro que sobrepôs o empurrão. Aspectos de campo gerais da Suíte Bom Jardim são mostrados nas fotos 2.1-2.5.

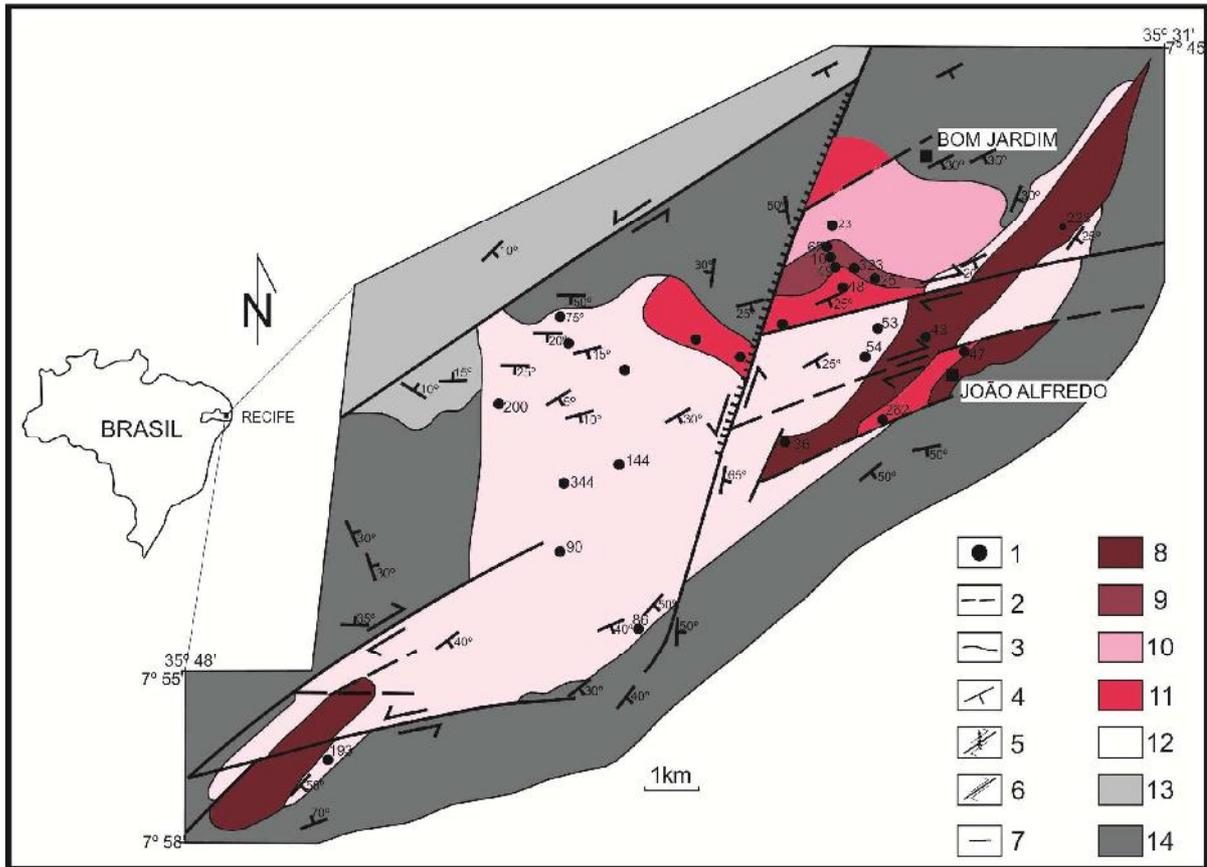


Figura 2.4: Mapa geológico da Suíte Bom Jardim. 1. localização das amostras; 2. contato inferido; 3. contato observado; 4. foliação; 5. falha com rejeito direcional/ e forte componente vertical; 6. falha de rejeito direcional; 7. fraturas; 8. granitos; 9. piroxênio, biotita sienitos leucocráticos; 10. piroxênio, biotita, anfibólio sienito mesocrático de granulação média; 11. sienitos marrons extremamente grossos; 12. piroxênio, biotita, anfibólio mela-sienitos e mela-monzonitos; 13. biotita xistos e biotita gnaisses da Faixa Pajeú-Paraíba; 14. gnaisses e migmatitos da faixa Pajeú-Paraíba. Fonte: Guimarães & Silva Filho (1992).

As descrições petrográficas para as cinco fácies seguem:

1) Piroxênio-biotita-anfibólio melasienitos e mela-monzonitos, porfíricos (**PBAMS**), constitui o maior volume de rochas aflorantes. Estas rochas são caracterizadas por textura hipidiomórfica porfírica, com fenocristais de feldspato alcalino e, menos frequentemente, plagioclásio (Foto 2.2). A composição modal dos membros desta fácies mostra variação na proporção relativa de plagioclásio e feldspato alcalino. (Fotomicrografias 2.1 e 2.2).

Os feldspatos alcalinos são predominantes microclínio, macro e micropertita. Substituição de plagioclásio por feldspato alcalino é comum. Fenocristais de feldspato com textura rapakivi, ou seja, cristais ovóides de pertita circundados por plagioclásio de composição oligoclásio, ocorrem localmente.

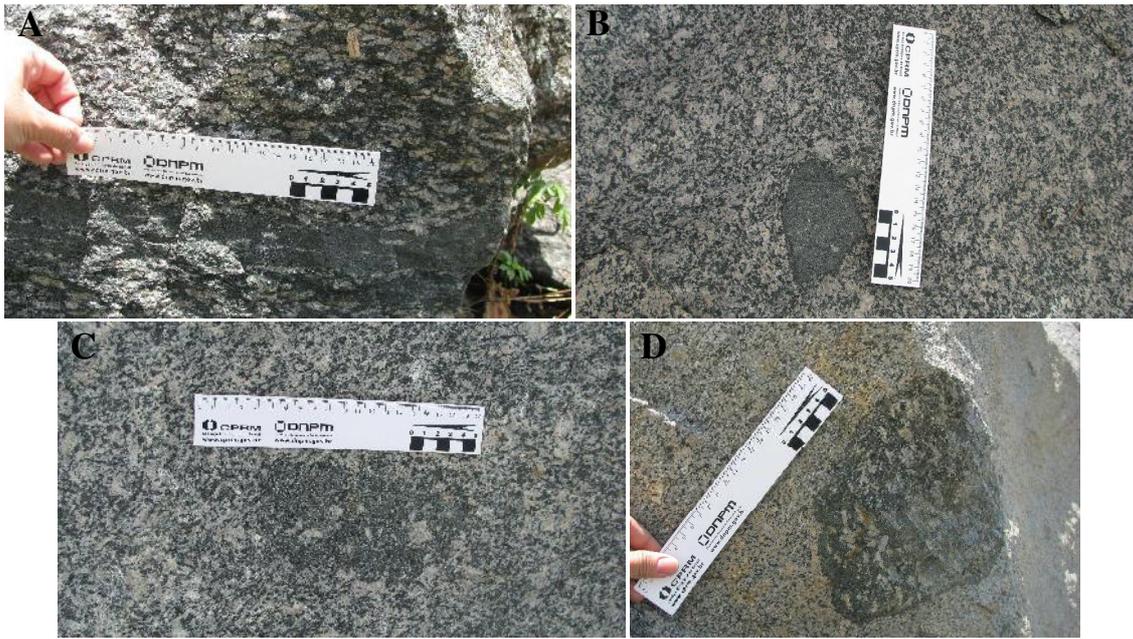


Foto 2.1: Características de campo da Suíte Bom Jardim. A- Enclave extremamente alongado paralelo à foliação magmática do sienito. Enclaves dioríticos mostrando diferentes graus de reações como assimilação/contaminação com a rocha hospedeira: B- Enclave pouco hibridizado. C- Parcialmente hibridizado. D- Muito hibridizado (rico em fenocristais de feldspato).

O plagioclásio apresenta fraca zonação normal, às vezes oscilatória, com variação composicional de An₂₅ a An₁₈, é geralmente subedral a anedral. Intercrescimentos mirmequítico, frequentemente observados nos cristais de plagioclásio próximos aos fenocristais de feldspato alcalino. O plagioclásio ocorre também como inclusões com bordos corroídos nos fenocristais de feldspato alcalino. Os diferentes hábitos e ocorrência do plagioclásio nesta fácies parecem refletir longo intervalo de cristalização. O quartzo ocorre em porcentagens modais menores que 5% e forma grãos anedrais geralmente com extinção ondulante.

Anfibólios primários ocorrem como cristais euedrais a subedrais, associados a piroxênio ou em grãos isolados. São principalmente magnésio-hornblenda-edenita (Leake, 1978). Hornblenda actinolítica, algumas vezes em intercrescimento simplectítico com quartzo, ocorre substituindo piroxênio no estado *subsolidus*.

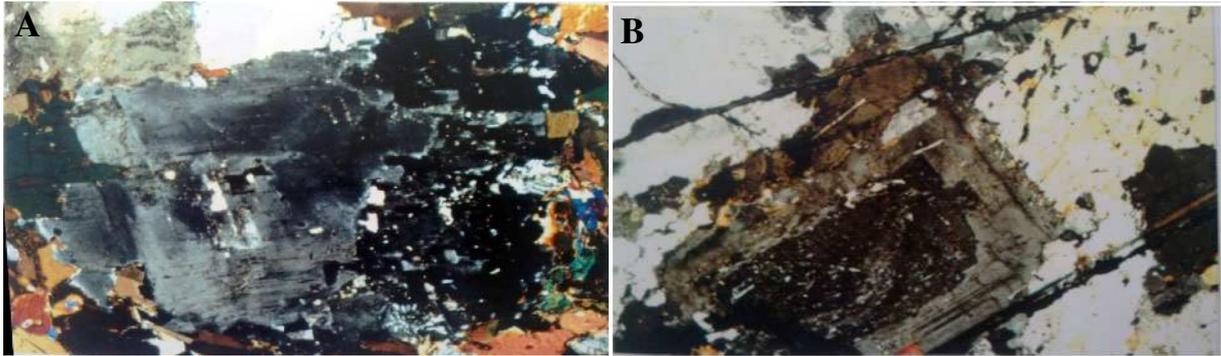
Piroxênios com composição de diopsídio ($Wo\ En\ Fs_{13}$ em média) ocorrem em cristais subedrais fracamente zonados. Anfibólios como coroas de reação em piroxênios são comuns e, em alguns cristais, apenas relíquias de piroxênio são observadas. Os anfibólios primários, como bordas de reações em piroxênio, ocorrem principalmente em resposta à queda de temperatura e aumento de PH_2O no líquido, normalmente seguindo prolongado intervalo de cristalização das fases anidras (Best & Mercier, 1967).

A biotita é, em geral, poiquilítica, com inclusões de apatita e zircão. A titanita de origem primária e secundária ocorre nesta fácies como o mineral acessório mais comum. Os grãos primários são geralmente eudrais a subedrais, de coloração laranja-avermelhada, contendo frequentes inclusões de anfibólio e apatita, evidenciando a sua cristalização tardia na sequência mineral. Titanita enriquecida em elementos Terras Raras leves (ETRL), circundando óxido de Fe e Ti, foi observada localmente. Esta associação, em particular, pode ser resultante de circulação tardia de fluidos, os quais carregariam elementos incompatíveis com a fase opaca. (Fowler, 1985).

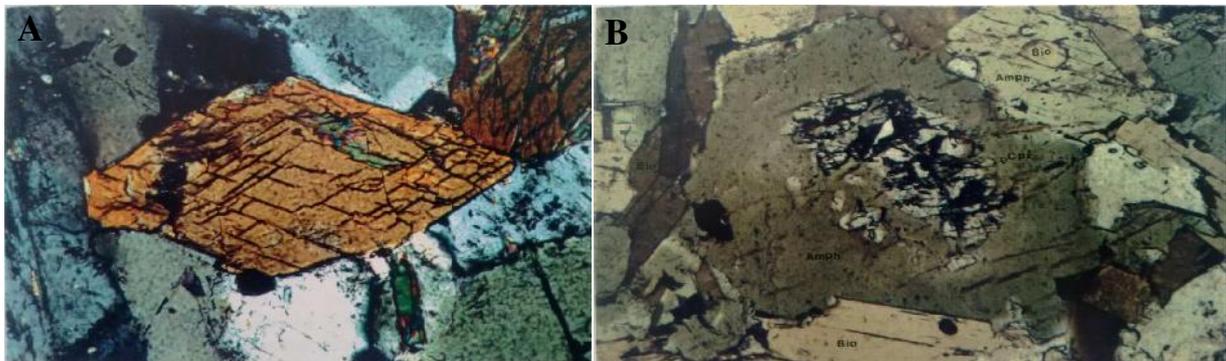
A apatita e o zircão ocorrem geralmente como inclusões eudrais em biotita e anfibólios, sugerindo cristalização nos estágios iniciais da sequência magmática. Magnetita é o principal mineral opaco, enquanto óxido de Fe e Ti são ocasionais. A monazita em grãos ovalados e cristais subedrais, graus variados de minerais de tório, incluindo torita, foram observados localmente.



Foto 2.2: Características de campo da textura do piroxênio-biotita-anfibólio melasienitos porfíricos (PBAMS).



Fotomicrografia 2.1: A- Substituição de plagioclásio por feldspato alcalino (microclina pertítica) (fácies PBAMS). Aumento de X40. B- Feldspato alcalino de forma oval circundado por plagioclásio (textura rapakivi) dentro da fácies PBAMS. Linhas pretas paralelas são artefatos devido a cortes finos na amostra. Aumento de X20. Fonte: Guimarães (1989).



Fotomicrografia 2.2: A- Anfibólio primário dentro da fácies PBAMS, mostrando substituição secundária por biotita (Bio). Aumento de X160. B- Relicto de clinopiroxênio (Cpx) dentro de anfibólio (Amph) (fácies PBAMS). Aumento de X40. Fonte: Guimarães (1989).

2) Piroxênio-biotita-anfibólio sienitos, localmente porfiríticos, mesocráticos de granulação média (**MPBAS**), é uma fácies que apresenta normalmente textura equigranular xenomórfica com ocasional textura porfirítica (Foto 2.3, Fotomicrografia 2.3).

Análises modais mostram que feldspato alcalino (microclínio pertítico e microclínio) varia de 63% a 47% e plagioclásio (An_{19} a An_{11}), de 9% a 14%. Borda albítica são frequentemente desenvolvidos no plagioclásio, quando em contato com microclínio pertítico, indicando reequilíbrio no estado *subsólido* (Smith, 1974). O quartzo ocorre em porcentagens modais inferiores a 10%, e sempre como uma fase intersticial.

Piroxênios de composição diopsído ocorrem como cristais subdrais fracamente zonados, ou como relíquias dentro de anfibólios. Substituições por anfibólios e biotitas são frequentes. Os anfibólios são edenita e, com menor frequência, hornblenda magnesiânica.

A biotita, titanita, apatita, zircão, monazita e magnetita ocorrem como as fases descritas na fácies Piroxênio-biotita-anfibólio melasienitos e mela-monzonitos, porfiríticos (**PBAMS**).

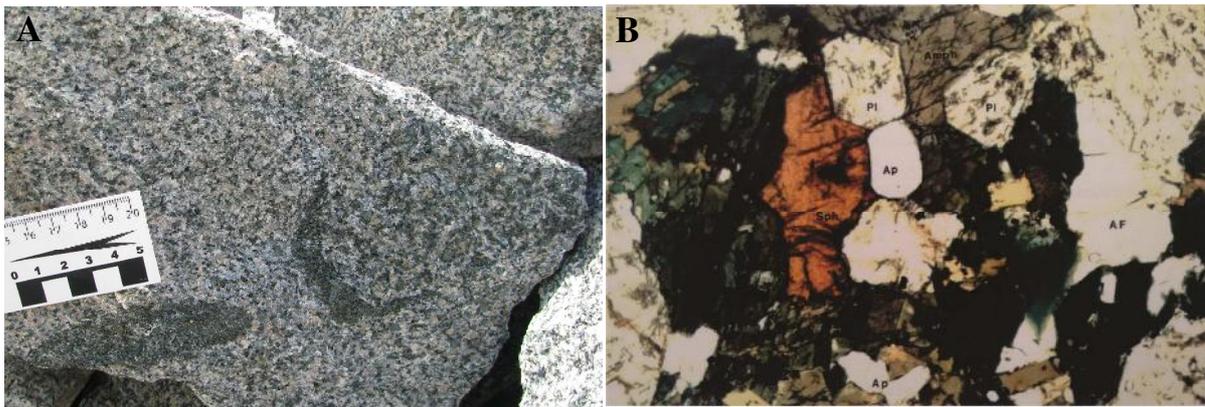


Foto 2.3: A- Características de campo da textura e mineralogia do piroxênio-biotita-anfibólio sienitos, mesocráticos de granulação média (MPBAS). Fotomicrografia 2.3: B- Anfibólio incluindo apatita (Ap) e plagioclásio (Pl). Titanita (Sph) é claramente tardia e relacionada ao anfibólio. fácies MPBAS. Aumento de X40. Fonte: Fotomicrografia B, Guimarães (1989).

3) Piroxênio-biotita sienitos leucocráticos (**PBLS**), é a fácies com menos de 20% de teor modal de minerais máficos (Foto 2.4). A textura é hipidiomórfica fluidal, com tendência à porfirítica. (Fotomicrografia 2.4).

Feldspato alcalino, principalmente microclínio pertítico, é a fase mineral mais abundante, chegando a constituir até 74% do total modal. Inclusões de hematita ao longo do plano (010), apatita, piroxênio e biotita são comuns. Plagioclásio de composição albítica ($An_{10} - An_0$) ocorre como pequenos cristais (0,5 mm a 1,0 mm) subdrais não zonados, ocasionalmente associados a intercrescimentos mirmequíticos.

Quartzo forma cristais anedrais intersticiais, com extinção ondulante, chegando a constituir até 7% do total modal.

As fases máficas são principalmente biotitas em placas poiquilíticas e piroxênios com composição de diopsído. Substituição de piroxênio por biotita é comum. Substituição subsólida de piroxênio por anfibólio (hornblenda actinolítica) é observada localmente ao

longo dos planos de clivagem ou nos bordos de cristais. As composições dos piroxênios das diferentes fácies da Suíte Bom Jardim, projetadas no diagrama quadrangular Di-Hd-En-Fs, mostram que os piroxênios da fácies PBLs são claramente mais enriquecidos na molécula Fs comparados aos piroxênios das fácies PBAMS e MPBAS.

Os minerais acessórios são apatita, zircão, titanita, minerais não metamíticos enriquecidos em terras raras leves e tório (titanita com Y); esporadicamente, allanita e monazita. Às vezes, titanita ocorre mantendo óxidos de Fe-Ti. Magnetita é a principal fase opaca.

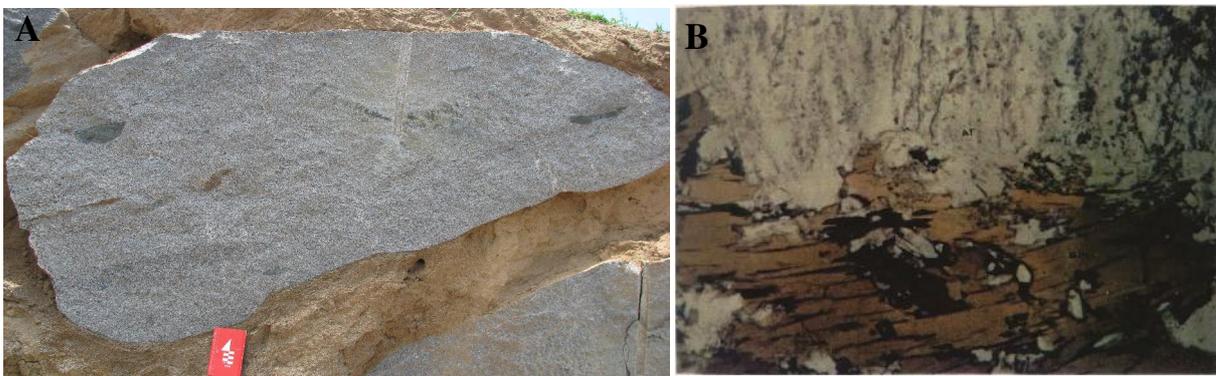


Foto 2.4: A- Características de campo da textura do piroxênio-biotita sienitos leucocráticos (PBLs). Fotomicrografia 2.4: B- Reação entre biotita e feldspato alcalino cristalizado tardiamente (fácies PBLs). Aumento de X64. Fonte: Fotomicrografia B, Guimarães (1989).

4) Sienitos marrons muito grossos (CS), é uma fácies caracterizada por textura porfírica com megacristais de feldspato alcalino (3 cm em média), os quais constituem de 60 a 90% do volume modal total (Foto 2.5). Existe clara tendência de decréscimo na concentração dos fenocristais do centro para a borda do pluton. (Fotomicrografia 2.5).

Os fenocristais são compostos por microclínio perítico, mostrando distribuição zonal de intercrescimentos períticos grossos e finos. Inclusões de piroxênio, anfibólio e biotita formando zonas concêntricas nos fenocristais são observadas com frequência. Inúmeras inclusões aciculares de minerais opacos são as prováveis responsáveis pela coloração cinza-chumbo iridescente, observada em amostra de mão. As bordas dos fenocristais são geralmente irregulares e circundados por pequenos cristais anédricos de plagioclásio albitico e microclínio. Esta última feição, associada à presença de intercrescimentos períticos grossos intercalados com finos, são evidências da circulação de fluidos magmáticos tardios (Parsons

1978). A matriz consiste de plagioclásio albitico ($An_5 - An_0$), microclínio, piroxênio de composição diopsídio, biotita e quartzo. Os acessórios são apatita, titanita, zircão e magnetita.

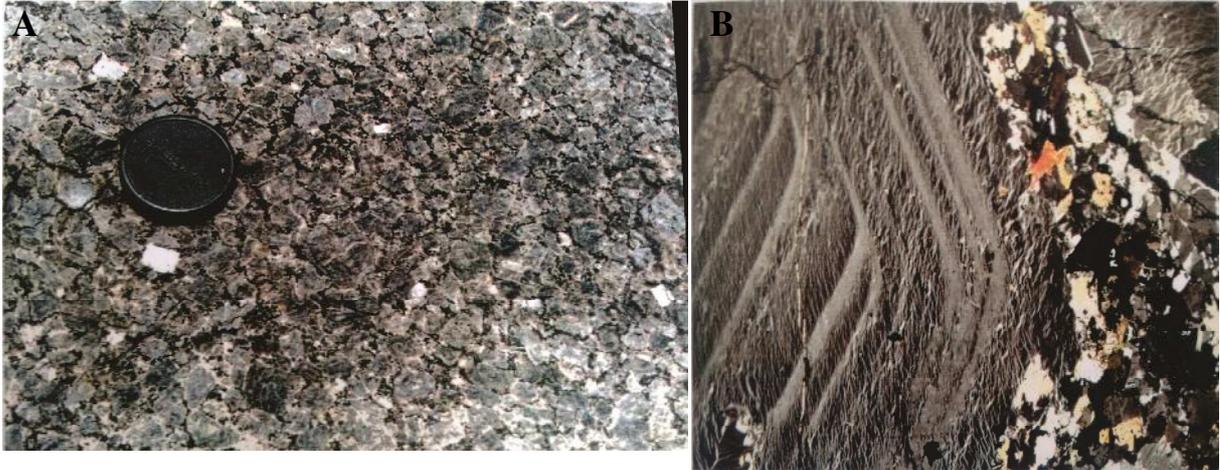


Foto 2.5: A- Características de campo da textura dos sienitos marrons muito grossos (CS). B- Fotomicrografia 2.5: Feldspato alcalino zonado, mostrando uma distribuição zonal de alternância distinta de pertita grossa a fina (fácies CS). Aumento de X12. Fonte: Guimarães, 1989.

5) Piroxênio-biotita monzonitos (**PBM**), esta fácies foi distinta da fácies PBAMS por ausência de anfibólio primário e um maior conteúdo modal de clinopiroxênio. Apresenta textura porfirítica hipidiomórfica com fenocristais subedrais de microclina pertítica e plagioclásio. (Fotomicrografia 2.6).

O feldspato alcalino nesta fácies é predominantemente composto de megacristais de microclina pertítica, geralmente alcançando uma medida de 1 cm. Na matriz, ambas microclina e microclina micropertítica podem ser encontradas. Os fenocristais de microclinas pertíticas sempre mostram inclusões de biotita e/ou minerais opacos. O plagioclásio é de composição oligoclásio variando de An_{24} a An_{18} . Os cristais são geralmente subedrais e normalmente zonados, com tamanho variando de 5 mm a 1 mm. Mirmequita é muito ocasionalmente observada nas margens dos fenocristais de feldspato alcalino.

O conteúdo modal de quartzo nesta fácies é geralmente menor do que 1% e ocorre como cristais xenomórficos intersticiais mostrando extinção ondulante.

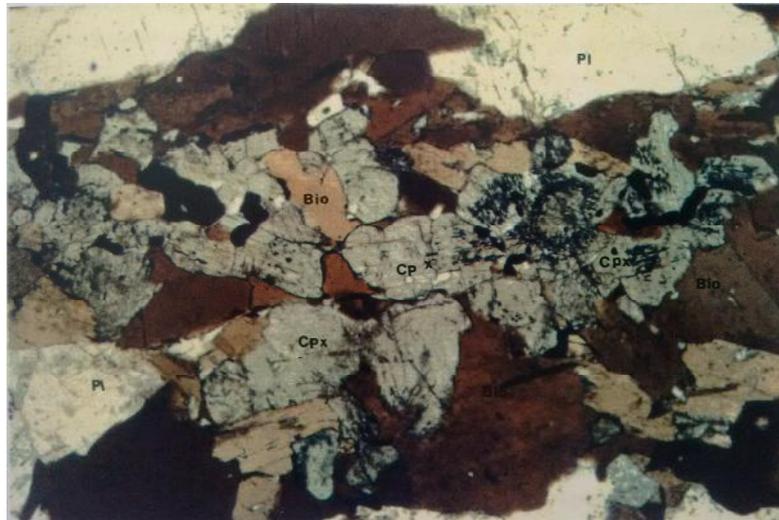
O clinopiroxênio é a segunda mais abundante fase máfica nesta fácies após a biotita, em média de 18,7%. Esta fase é silícica em composição ($Wo_{48}En_{39}Fs_{13}$ a $Wo_{42}En_{42}Fs_{16}$) e, subedral a anedral em forma. O piroxênio sofre dois tipos de substituição: biotita pode ser vista substituindo o piroxênio dentro e ao longo das margens dos grãos e, um anfibólio

actinolítico verde pálido é observado substituindo os piroxênios em um número menor de espécimes.

A biotita é geralmente a fase máfica mais abundante nesta fácies, com média modal de aproximadamente 28%. É fortemente pleocróica e comumente contém inclusões de piroxênio, apatita, zircão e minerais opacos. Em algumas amostras os limites com feldspato alcalino são geralmente muito irregulares dando uma aparência corroída.

A apatita é o mineral acessório mais abundante dos minerais acessórios, e geralmente ocorre como cristais euédricos inclusos em biotita e piroxênio. O zircão geralmente está presente como pequenos cristais euédricos, embora ocasionalmente muitos grãos arredondados sejam observados. O mineral opaco mais comum é a magnetita. Ela é normalmente encontrada em associação próxima com biotita e clinopiroxênio, embora como previamente mencionado ela também apareça como inclusões em feldspato alcalino.

Quantidades traço de allanita também são observadas em algumas amostras, mas suas distribuições são muito esporádicas. Cristais arredondados de monazita são observados, e eles normalmente contêm largos halos pleocróicos e, são encontrados também, parcialmente ou totalmente inclusos por biotitas.



Fotomicrografia 2.6: Características microtexturais dentro da fácies PBM. Clinopiroxênio (Cpx) e plagioclásio (Pl) circundados por biotita (Bio). Aumento de X12. Fonte: Guimarães (1989).

2.2.2 SUÍTE TORITAMA

Um mapa geológico simplificado da Suíte Toritama baseado nos trabalhos de Melo (1971) e Mello & Mello (1969) foi elaborado por Guimarães (1989). Ainda segundo Guimarães (1989), a forma geral da Suíte Toritama (Fig. 2.5) parece indicar alojamento controlado por falhas como as observadas na Suíte Bom Jardim. Ambas as suítes formam corpos alongados que marcam a zona de contato entre o Domínio Pernambuco-Alagoas e a Faixa Pajeú-Paraíba ou ramificação da Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste, (Neves & Mariano, 1997). Aspectos de campo gerais da Suíte Toritama são apresentados na foto 2.5.

Três fácies foram identificadas por Guimarães (1989) na Suíte Toritama: fácies 1 - Piroxênio-biotita-anfibólio melasienitos e mela-monzonitos, porfiríticos (correspondente à fácies PBAMS da Suíte Bom Jardim-SBJ); fácies 2 - Piroxênio-biotita-anfibólio sienitos, localmente porfiríticos, mesocráticos de granulação média (MPBAS-SBJ); fácies 3 - Sienitos marrons muito grossos (CS-SBJ).

Segundo Guimarães (1989), granitos aplíticos ocorrem na Suíte Toritama associados à fácies 3 e não como corpos individualizados e ricos em sílica, os quais constituem intrusões tardias na Suíte Bom Jardim e foram sempre encontrados em associação com o alcali feldspato sienito grosso-CS. As fácies PBAMS e CS mostram uma distinta textura porfirítica, com fenocristais zonados de alcali feldspatos e cristais de alcali feldspatos e plagioclásio em PBAMS de, principalmente alcali feldspato e menos frequentemente plagioclásio. A matriz é geralmente de granulação média e caracteristicamente máfica. A fácies MPBAS é predominantemente equigranular, embora algumas amostras mostrem uma textura levemente porfirítica. Os sienitos de granulação grossa (CS) consistem principalmente de fenocristais de pertita grossa (conteúdo médio modal de aproximadamente 70%) em série numa matriz de feldspato alcalino (microclina micropertítica), piroxênio, biotita, anfibólio e quartzo.

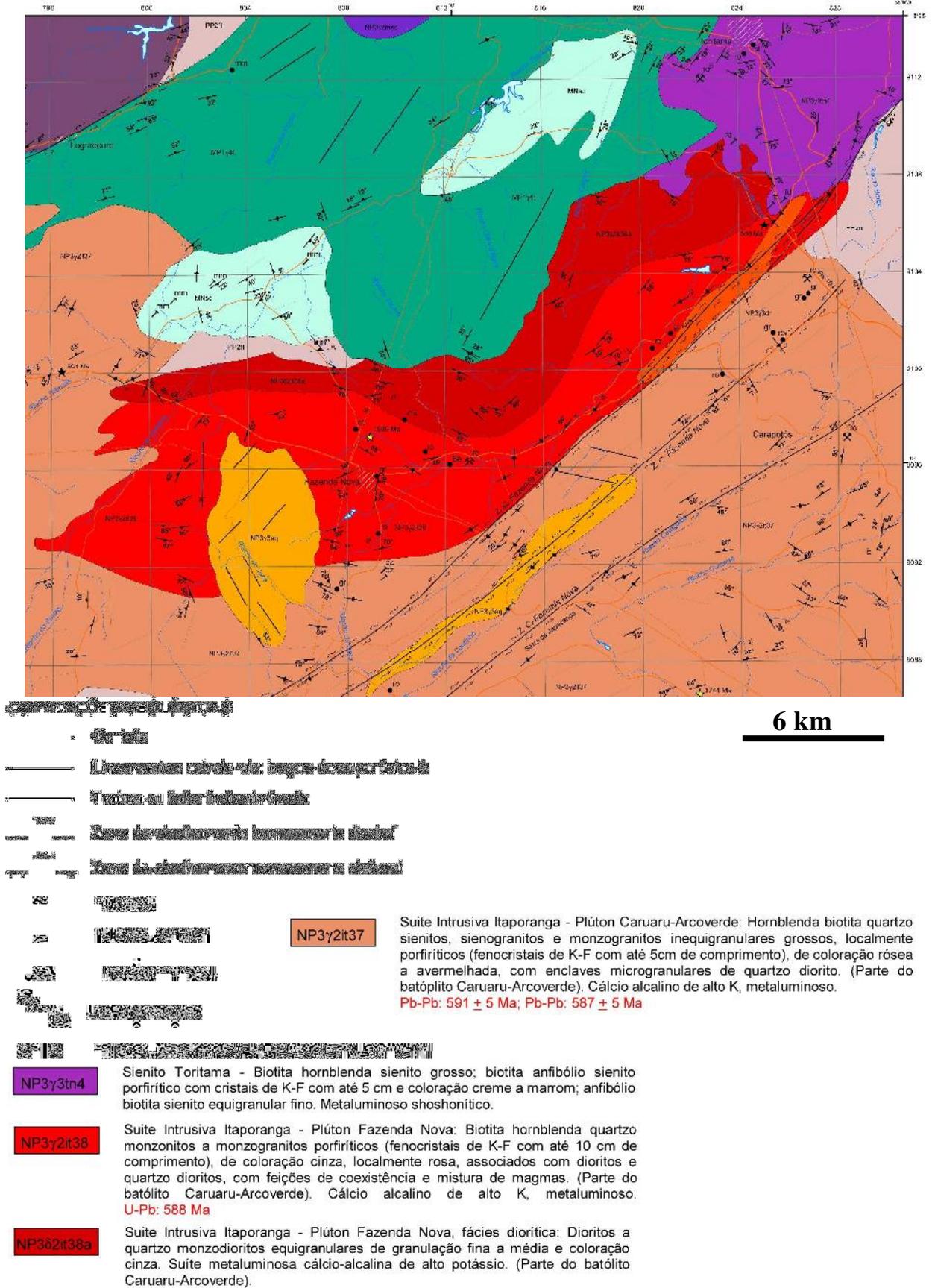


Figura 2.5: Mapa geológico com destaque para as Suítes Toritama (roxo) e Fazenda Nova (laranja e vermelho). Fonte: Mariano, G., Silva, J. M. R., Correia, P. B., Neves, S. P. (2008).

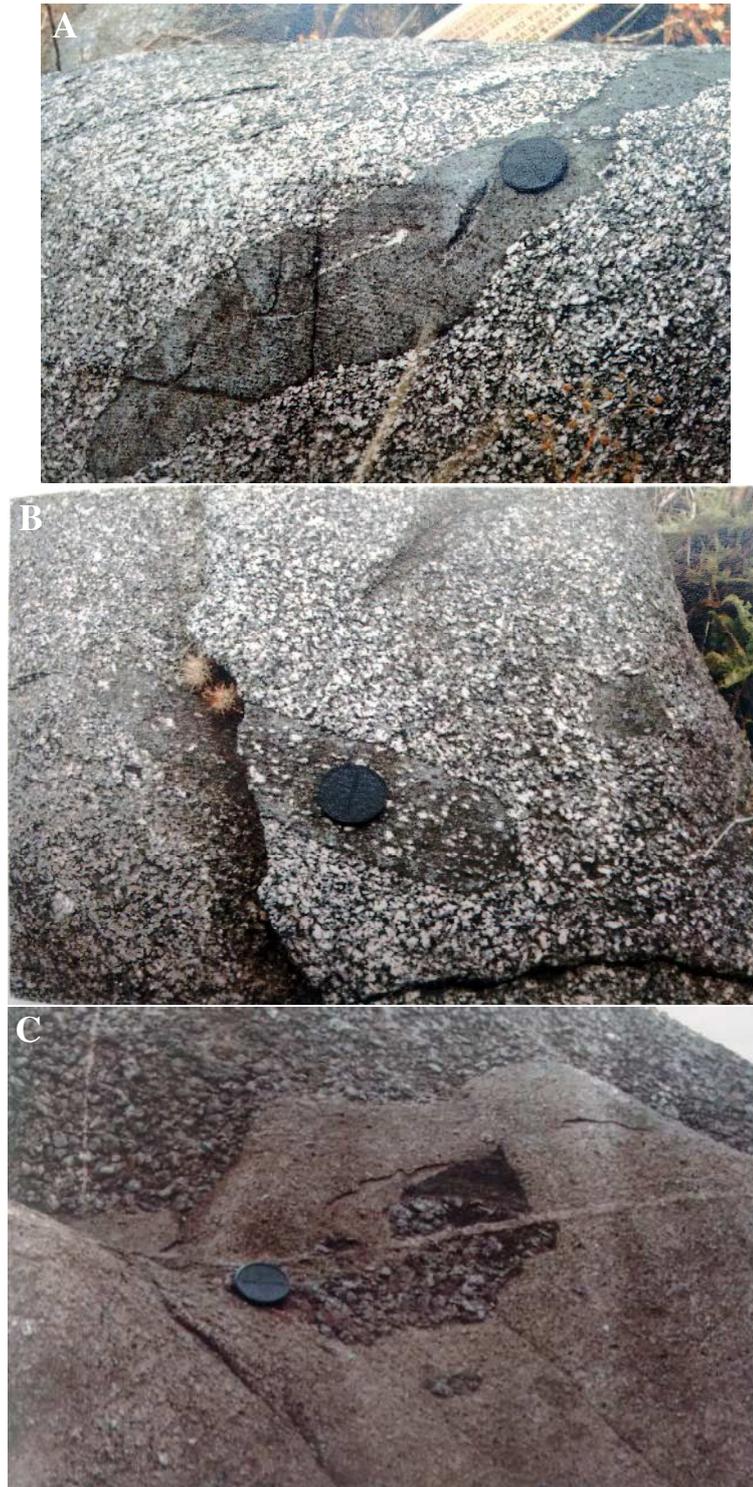


Foto 2.6: Características de campo da Suíte Toritama. A- Enclave máfico contendo fenocristais de feldspato alcalino alinhados. A rocha hospedeira é um sienito máfico (fácies PBAMS da Suíte Toritama). B- Um dique sin-plutônico em forma de *boudin* intrudido na fácies PBAMS. C- Contato entre aplito e a fácies CS. O Aplito mostra enclaves de sienito grosso e xenólitos de rocha encaixante. Xenocristais de feldspato alcalino dentro do aplito parecem ser desagregados do sienito grosso. Um veio fino de aplito tardio corta ambas litologias. Fonte: Guimarães (1989).

Os feldspatos alcalinos mostram composição similar à dos feldspatos da Suíte Bom Jardim ($Ab_7Or_{93}An_0$ a $Ab_{15}Or_{85}An_0$). Modalmente, plagioclásio está subordinado ao feldspato alcalino em todas as maiores fácies na suíte, constituindo aproximadamente 15% e 10% em PBAMS e MPBAS, respectivamente. Os plagioclásios ocorrem geralmente como cristais subédricos a anédricos, localmente zonados.

Os plagioclásios mostram composição variando de $An_{22}Ab_{77}Or_1$ a $An_{15}Ab_{84}Or_1$. Nos sienitos muito grossos, o plagioclásio tem composição albita pura ($An_2 - An_1$), formando intercrescimentos mirmequíticos quando em contato com feldspato alcalino. Plagioclásio parcialmente substituído por feldspato alcalino tem sido encontrado ocasionalmente.

Os anfibólios presentes nas maiores fácies são principalmente de composição magnésio hornblenda com menores quantidades de anfibólios edeníticos. Suas associações petrográficas e químicas são muito similares àquelas descritas previamente para a Suíte Bom Jardim. A geobarometria empírica de anfibólio (Hammarstron & Zen, 1986), foi mais uma vez usada para estimar a variação da pressão da suíte. As pressões calculadas mostram uma variação de 1,60 Kb a 2,75 Kb, bem dentro da variação da pressão calculada para a Suíte Bom Jardim. O baixo valor de 1,6 Kb é provavelmente o resultado de alteração hidrotermal em um estágio tardio ou reequilíbrio durante a reativação ao longo da zona de cisalhamento Pernambuco.

A distribuição modal de clinopiroxênio na Suíte Toritama é extremamente variável, com algumas das rochas não contendo piroxênio em absolutamente. Quando clinopiroxênio está presente ele é invariavelmente núcleos reliquiais no anfibólio. Todos os piroxênios são ricos em Ca e plotam no campo da salita, com composições variando de $Wo_{48}En_{39}Fs_{13}$ a $Wo_{44}En_{37}Fs_{19}$. Os piroxênios das suítes Toritama e Bom Jardim têm muitas similaridades na química mineral, características de rochas shoshoníticas (Morrison, 1980). Os anfibólios com núcleos de piroxênios têm composição compatível com formação por processos magmáticos tardios, resultante do aumento da PH_2O , diminuição da temperatura e fO_2 . As reações magmáticas observadas envolvem muitas substituições tardias. Estas reações magmáticas envolvendo piroxênios e outros silicatos máficos foram amplamente descritas em suítes alcalina e subalcalina (por ex. Jones, 1984; Stephenson e Stephenson, 1972).

A biotita também mostra um grau de variabilidade modal na suíte (variando de 4 a 13%). As biotitas ocorrem como grandes placas isoladas, pleocróicas verde/marrom, como pequenas lâminas inclusas em plagioclásio e feldspato alcalino e como borda de substituição em volta de piroxênio e anfibólio. Quimicamente as biotitas mostram pequena variação, com $Fe\# [Fe/(Fe+Mg)]$ variando de 0,34 a 0,39.

A maioria das amostras estudadas mostra quartzo modal variando de 0,5 a 5%. O quartzo é uma fase tardia na sequência de cristalização e, ocorre principalmente como cristais anédricos, mostrando extinção ondulante. A titanita constitui uma das fases acessórias mais abundantes. Ocorre como fase magmática tardia e como uma fase secundária, gerada por desestabilização de biotita e anfibólio. Guimarães (1989) analisou titanitas das suítes Toritama e Bom Jardim por INAA. As titanitas de ambas as suítes mostraram elevadas concentrações de Th e ETR (Ce > 10.100 ppm). Estas titanitas foram classificadas como keilhautas. Minerais com propriedades ópticas e composições semelhantes foram definidas como Chevkinita (Vlach e Gualba, 2007) em granitos e sienitos tipo-A da Província Graciosa no sudeste do Brasil. A titanita contém altas concentrações de Th e ETRL (Ce = 10155 ppm) e é muito similar às titanitas analisadas da Suíte Bom Jardim. Os valores determinados de ETR normalizados são levemente inferiores do que os dados de Hanson (1980), mas são 50 vezes maiores do que as concentrações em rocha total. Estes dados sugerem que as concentrações e assinaturas de ETR podem amplamente residir em titanita.

A apatita constitui a fase acessória modalmente mais abundante. Ocorre como cristais euédricos cedo formados. Apatitas aciculares com proporções maiores do que 8:1 são observadas nos enclaves hornblendito-piroxenito.

O zircão ocorre como pequenos cristais euédricos precocemente formados, normalmente mostrando halos pleocróico quando inclusos na biotita. A allanita, como cristais subédricos incluídos por anfibólio, foi observada na fácies PBAMS. A magnetita é o principal mineral opaco e, comumente ocorre como grãos subédricos a anédricos na matriz e como inclusões em feldspato alcalino e piroxênio.

2.2.3 SUÍTE FAZENDA NOVA

A Suíte Fazenda Nova é parte do Batólito Fazenda Nova-Serra da Japocanga (Neves *et al.*, 2000), que está localizado no flanco noroeste da zona de cisalhamento transcorrente sinistral Fazenda Nova, de direção NE (Fig. 2.5). Lineações de estiramento com caimento para NE na zona de cisalhamento implica que o Batólito Fazenda Nova-Serra da Japocanga foi arqueado.

Segundo Neves & Vauchez (1995), a Suíte Fazenda Nova é constituída por duas fácies petrográficas, intimamente associadas. Fácies 1) Granitos porfíricos relativamente homogêneos e 2) Dioritos de granulação mais fina. (Foto 2.7).

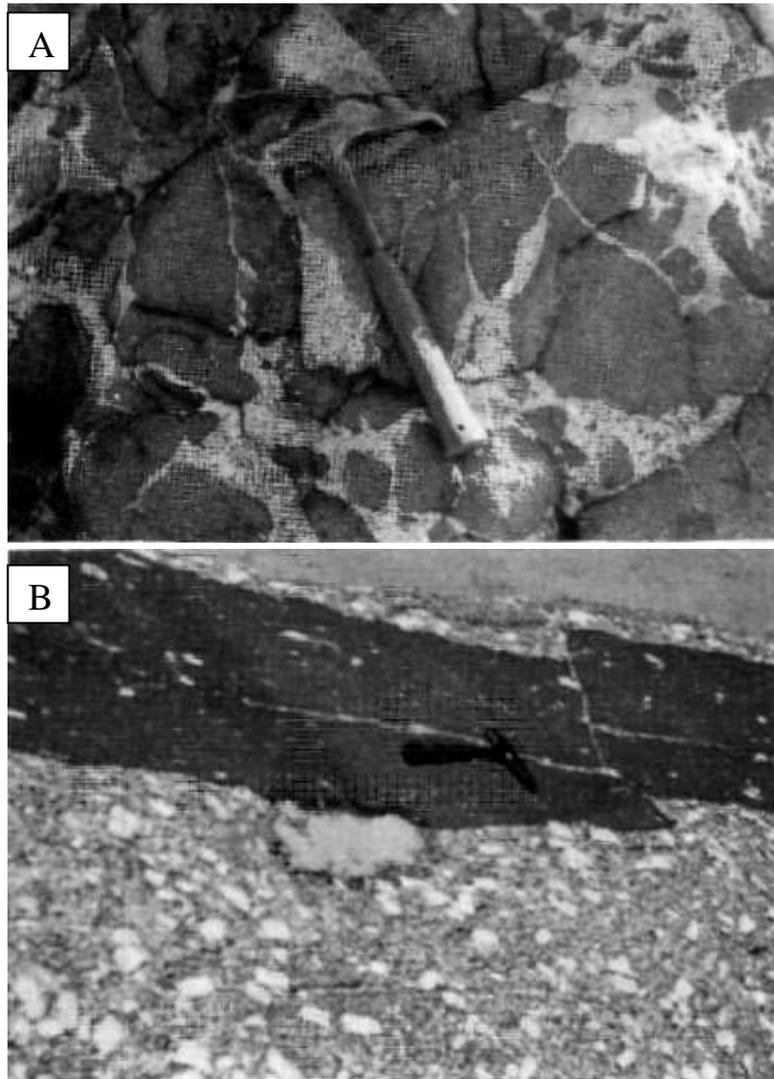


Foto 2.7: Aspectos de campo. A- Biotita dioritos fraturados e preenchidos com quartzo monzonito porfirítico a granito. B- Biotita diorito ocorrendo como um dique tardio cortando o quartzo monzonito porfirítico a granito. Fonte: Neves & Mariano (1997).

A fácies dominante é o granito porfirítico, que consiste de megacristais de feldspato potássico de até 8 cm em uma matriz de granulação média de plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, hornblenda e biotita. A titanita constitui até 3% da matriz. O epidoto é outro mineral comum, mas parece resultar de reações *subsolidus* segundo Neves e Mariano (1997). Magnetita, allanita, zircão e apatita são os outros acessórios. Na matriz o plagioclásio predomina sobre o feldspato potássico e quartzo, variando de 15 a 32 %, a composição mais comum é certamente quartzo monzonítica a monzogranítica. Estas rochas são significativamente ricas em minerais máficos (10-20%). As amostras analisadas plotam no campo quartzo monzonito no diagrama de classificação de Debon e Le-Fort (1988). Fotomicrografia 2.7.

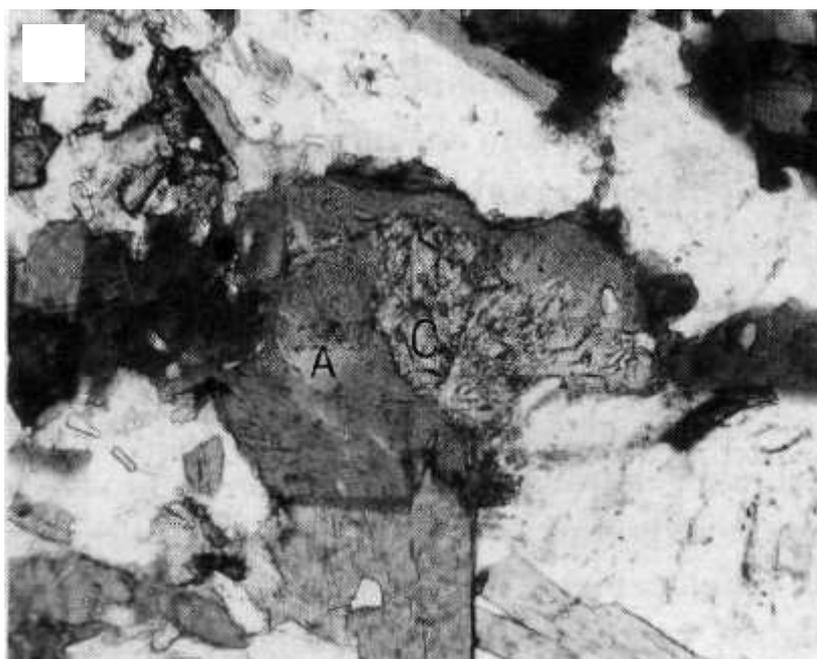
Enclaves com várias dimensões, geometria, texturas e composições são extremamente comuns nestas rochas. Sua textura varia de equigranular, fina à porfirítica, e sua composição de quartzo-diorítica à granodiorítica.

A segunda principal fácies da Suíte Fazenda Nova compreende dioritos. Dois *trends* são reconhecidos nesta fácies, um *trend* que vai de dioritos até rochas progressivamente mais ricas em quartzo, como nos enclaves, e o outro *trend* seguindo de dioritos as rochas mais ricas em feldspato potássico, sem o aumento concomitante no conteúdo de quartzo. Membros do primeiro *trend* contêm apenas hornblenda e biotita como minerais máficos, enquanto piroxênio também está presente nos monzodioritos e monzonitos pertencentes ao segundo *trend*.

As composições do plagioclásio variam de An₂₆ a An₃₅ no diorito e de An₂₀ a An₃₂ no granito porfirítico, refletindo a composição dos magmas dos quais eles se cristalizaram.

A biotita mostra pouca variação química, com razão Mg/(Mg+Fe) variando de 0,49 a 0,52 no diorito e de 0,54 a 0,58 no granito porfirítico. A razão Mg/(Mg+Fe) são mais elevadas nas biotitas dos granitos porfiríticos. A magnetita ocorre no granito porfirítico, mas não (ou muito raramente) no diorito.

Anfibólio no granito porfirítico tem composição magnésio-hornblenda (Leake, 1978), variando de hornblenda a magnésio-hornblenda nos dioritos. Aplicações do geobarômetro Al em hornblenda para anfibólios (Schmidt, 1992) do granito porfirítico e dioritos forneceram pressões de 338 a 427 MPa e 441 a 581 MPa, respectivamente.



Fotomicrografia 2.7: Aspectos petrográficos. Anfibólio (A) com núcleo de clinopiroxênio (C) em biotita diorito. Base da foto = 1,80 mm. Fonte: Neves & Mariano (1997).

2.2.4 COMPLEXO CAMPINA GRANDE

Na porção nordeste da Subprovíncia Transversal (Van Schmus *et al.* 2011), próximo ao limite com o maciço Caldas Brandão, Almeida (1999) mapeou o Complexo Granítico Campina Grande (CGCG), identificando duas intrusões, as quais denominou de: 1) granito Campina Grande (GCG), um corpo de forma arredondada abrangendo uma área total de 90 km², e 2) Granito Serra Redonda (GSR), com forma tabular, alongado na direção NE-SW com cerca de 70 km², intrudidos em terrenos gnáissico-migmatíticos de alto grau e Paleoproterozoicos a leste e Neoproterozoicos a oeste (Fig. 2.6 a).

O Complexo Campina Grande (CCG) se insere no domínio da zona de cisalhamento distal Campina Grande, cujas estruturas registram mudança progressiva de direção do segmento transcorrente E-W para o segmento NE-SW de caráter transpressivo (Amaro *et al.*, 1991, Corsini *et al.*, 1991, 1992, Vauchez *et al.*, 1995).

Archanjo *et al.* (2008) renomearam a Zona de Cisalhamento Campina Grande para Zona de Cisalhamento Galante (Fig. 2.6 a) e, definiram uma zona de empurrão, Riachão de Bacamarte, marcando o contato leste entre o Pluton Serra Redonda e os ortognaisses Paleoproterozoicos, além da Zona de Cisalhamento Matinhas de direção NE e cinemática sinistral (Fig. 2.6 a).

Almeida *et al.* (2002) reportou quatro fácies petrográficas no CCG, sendo uma fácies granodiorítica fina restrita a borda do granito Serra Redonda (Fig. 2.6 a). A fácies porfirítica com composição variando de monzodiorito, quartzo-monzodiorito a quartzo-monzonito é dominante e caracterizada pela presença de megacristais (2,0 - 8,0cm) de K-feldspato ($Or_{85}Ab_{15}An_0$ a $Or_{95}Ab_{05}An_0$) imersos em uma matriz constituída por plagioclásio (An_{19} - An_{25}), biotita, anfibólio (Mg-hornblenda, tschermakítica, e mais raramente, edenita ou ferro-edenita), com núcleos reliquiares de piroxênio de composição salita ($Wo_{45}En_{35}Fs_{20}$), microclina e quartzo. Apatita, epidoto, titanita, allanita, zircão, magnetita são as fases acessórias. A fácies porfirítica grada para a fácies equigranular grossa de composição quartzo-monzonítica a granodiorítica. A fácies porfirítica constitui a facies dominante no GSR. Uma fácies máfica de composição diorítica a quartzo-diorítica ocorre principalmente como enclaves microgranulares inclusos nas rochas mais félsicas e uma fácies híbrida caracterizada por rochas mesocráticas equigranulares e porfiríticas finas variando de monzodioritos a granodioritos. Na fácies máfica o plagioclásio mostra bordas com composição variando de oligoclásio a andesina (An_{25} - An_{32}) e núcleos com composição similar, porém eventualmente alcançando a composição da labradorita (An_{58} - An_{62}).

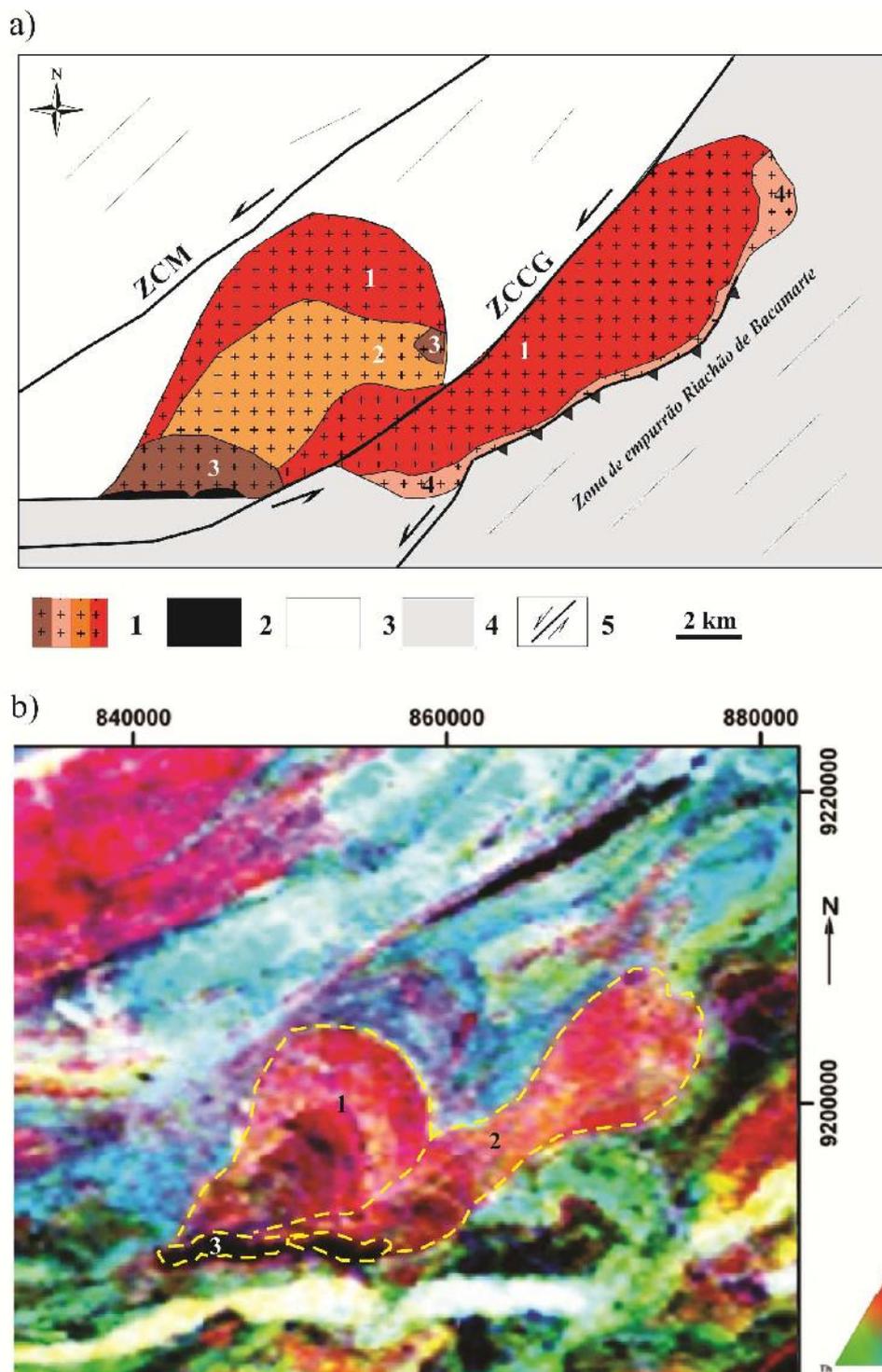


Figura 2.6. a) Mapa geológico simplificado do Complexo Granítico de Campina Grande. A –Pluton Campina Grande (GCG), com as fácies petrográficas mapeadas por Almeida (1999) (1.1. Fácies porfirítica; 1.2. Fácies equigranular grossa; 1.3. Fácies máfica; 1.4. Fácies granodiorítica fina); 2 – Gabros; 3- Ortognaisses e supracrustais Neoproterozóicas; 4 – Ortognaisses e migmatitos Paleoproterozóicas; 5 – Zona de Cisalhamento com cinemática sinistral. ZCM = zona de cisalhamento Matinhas; ZCCG = Zona de Cisalhamento Campina Grande (Almeida, 1999) ou Galante (Archanjo *et al.* 2008). Modificado de Almeida *et al.* (2002) e Archanjo *et al.* (2008). b) Imagem aerogamaespectrométrica composição ternária (K-U-Th) da área do Complexo Campina Grande. Imagem gentilmente cedida pela CPRM (Dr. Roberto Gusmão). 1 – Granito Campina Grande; 2 – Granito Serra Redonda; 3 – Gabro.

Os anfibólios mostram composição Mg-hornblenda, Fe-hornblenda, pargasita, Fe-pargasita, edenita, Fe-edenita, tschermakita e Fe-tschermakita, sendo mais enriquecidos em Al e Ti e mais empobrecidos em K quando comparadas aos anfibólios das rochas mais félsicas. O piroxênio tem composição augita ($Wo_{30}En_{50}Fs_{20}$). As biotitas do CCG não apresentam variação nos teores de A^{IV} e pertencem à série siderofilita-anita com razões $Fe/(Fe+Mg)$ entre 0,45-0,53 nas rochas máficas e entre 0,45-0,52 nas félsicas (Almeida *et al.*, 2002). As biotitas do CCG mostram composição de biotitas de suítes calcioalcalinas (Almeida *et al.*, 2002) quando projetadas nos diagramas de Abdel Rahman (1994).

Os enclaves microgranulares máficos (EMM) apresentam no geral, formas arredondadas a elípticas, com dimensões variando de 5,0 cm a 1,0 m e excepcionalmente constituindo lentes extremamente alongadas de até 2,0 m, são amplamente distribuídos nas rochas das fácies equigranular grossa e porfirítica.

Gabros reportados por Almeida (1999) foram individualizados nas bordas do CGCG durante o desenvolvimento deste projeto, a partir da imagem aerogamaespectométrica composição ternária (K-U-Th) disponibilizada pela CPRM – SUREG Recife (Fig. 2.6 b), uma amostra deste gabro foi coletada e estudada neste trabalho.

Almeida (1999) descreveu textura rapakivi em todas as fácies do CCG, EMM mostrando bordos crenulados, contatos bruscos entre EMM e os granitos porfiríticos hospedeiros, auréolas de contatos nos EMM representadas por minerais máficos, cristais de feldspatos potássicos cortando transversalmente o contato EMM/rocha hospedeira assim como fragmentos das rochas porfiríticas e cristais de feldspatos potássicos inclusos nos EMM. Estas feições constituem evidências para coexistência e mistura parcial de magmas (Didier, 1973; Didier & Barbarin, 1981). Rochas máficas ocorrem localmente como pequenos corpos arredondados envoltos por vênulas de granitos grossos, constituindo feições tipo *net vein complex*, evidenciando o envolvimento de magmas graníticos e rochas máficas parcialmente solidificadas (Marshall & Sparks, 1984; Wiebe, 1991). Outras texturas de desequilíbrio, tais como, clinopiroxênios e anfibólios manteados, titanita com bordos reabsorvidos são também reportadas por Almeida *et al.* (2002) no CCG.

A razão $Fe/(Fe+Mg)$ não varia muito nos anfibólios dos dioritos (0,48-0,58) para os de rochas mais silicosas (0,36-0,56), indicando que as rochas mais máficas e as mais félsicas formaram-se sob condições de fO_2 relativamente elevadas (Almeida *et al.*, 2002), condizente com um ambiente propício à formação de suítes calcioalcalinas (Czamanske & Wones, 1973).

A presença de epidoto magmático nos granitoides do CCG apresenta moderados teores de ferro, com valores da molécula de pistacita variando de Ps_{25} - Ps_{29} , o que de acordo com

Tulloch (1979) e Zen (1986) sugerem condições de fO_2 , entre os limites dos tampões NiNiO e HM (Almeida *et al.*, 2002).

A presença da paragênese epidoto + clinopiroxênio no CCG sugere que o magma dos granitoides do CCG era subsaturado. A cristalização precoce do piroxênio enriqueceu o líquido residual em água, e conseqüentemente promoveu a formação de anfibólio e epidoto rico em Fe^{3+} (Almeida *et al.*, 2002), explicando assim, a cristalização da biotita rica em Fe^{2+} em estágio mais tardio, na ausência de magnetita, visto que esse mineral constitui a fase estável contendo Fe^{3+} , em condições de baixas pressões e temperaturas acima do campo de estabilidade do epidoto (Drinkwater *et al.*, 1991). Provavelmente, as rochas com epidoto teriam iniciado a sua história de cristalização em níveis mais elevados da crosta (3-5 Kb; Almeida, 1999), enquanto os magmas dioríticos teriam ascendido ainda livres de cristais, quando se misturaram com os magmas félsicos e começaram a se resfriar e cristalizar (Almeida *et al.*, 2002).

2.2.5 PLUTON PAJEÚ

O Pluton Pajeú (Fig. 2.7 C) compreende uma intrusão granítica alongada através da zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira de direção NE-SW, transcorrente sinistral (Silva & Mariano, 2000), sendo uma intrusão controlada por falhas (Guimarães *et al.*, 1995; Reyes, 1996; Guimarães *et al.*, 2004). O Pluton Pajeú intrude as rochas supracrustais de idade Toniana (Santos, 1995).

O Pluton Pajeú é composto de biotita-hornblenda sienogranito de granulação média e monzogranito grosso porfirítico. Diorito ocorre como enclaves dentro do monzogranito grosso mostrando bordos crenulados, incluindo porções do granito hospedeiro (Foto 2.8). Estas evidências sugerem coexistência e mistura parcial de magmas. A fácies porfirítica do Pluton Pajeú compreende fenocristais de feldspatos alcalinos (microclina e ortoclásio), localmente zonados, plagioclásio, biotita e hornblenda. Os minerais acessórios são titanita, epidoto, allanita, apatita, zircão e magnetita. O epidoto ocorre como cristais subédricos a anédricos com núcleos de allanita. Os cristais subédricos ocorrem como inclusões em biotita e são interpretados como de origem magmática.

Os enclaves são ricos em anfibólios, que se apresentam localmente formando *clots*, seguidos na ordem de abundância modal pela biotita. Feldspato potássico ocorre como fenocristais, possivelmente capturado do granitoide hospedeiro pelo magma diorítico. Entre os minerais acessórios, destaca-se a apatita, que ocorre como cristais subédricos e, como

crístais aciculares mostrando relação largura/comprimento de até 1:20, registrando o contraste térmico durante a interação do magma félsico hospedeiro com o magma máfico.

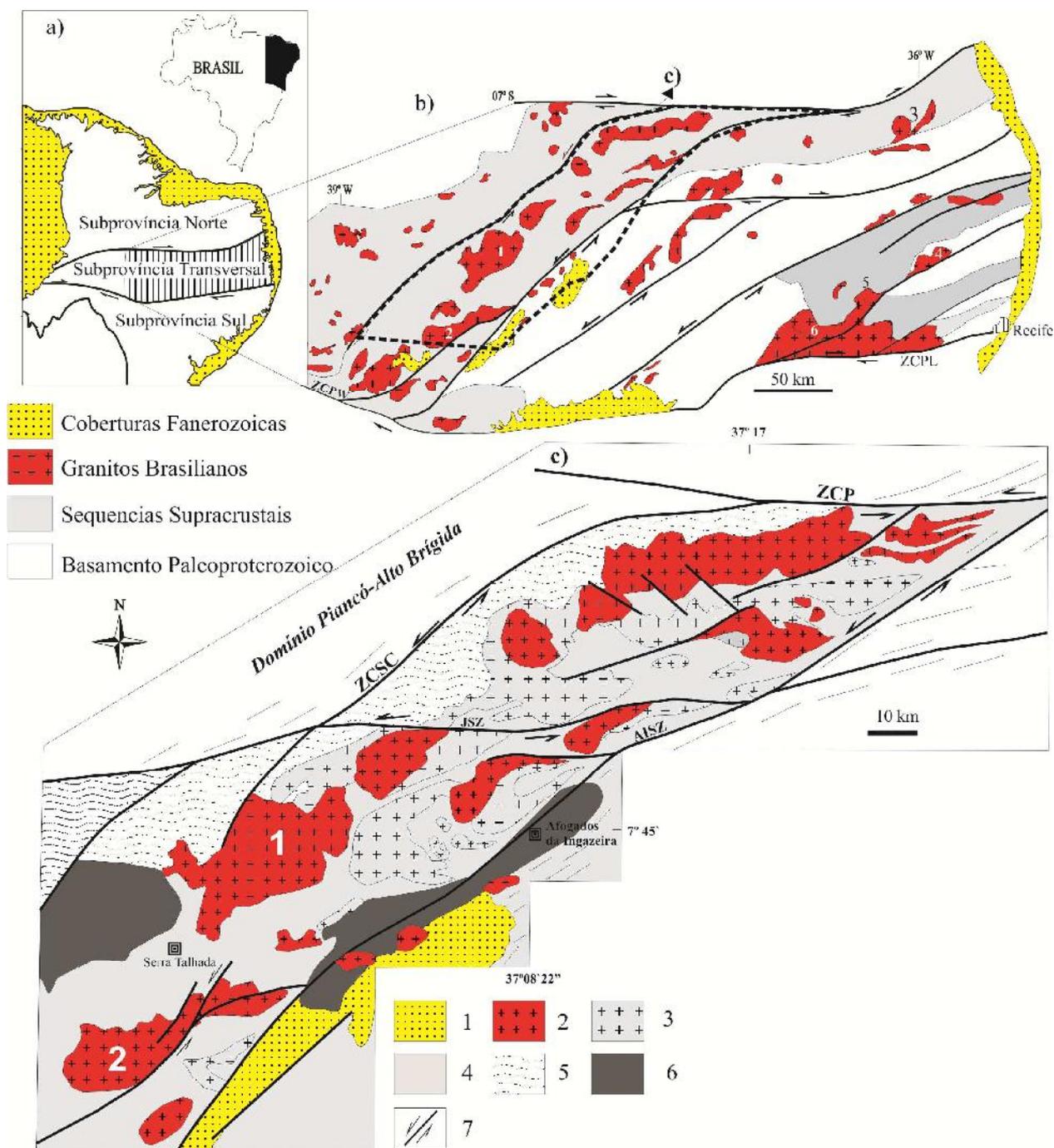


Figura 2.7 a) – Província Borborema com as subprovíncias propostas por Van Schmus *et al.* (1995 e 2011); b) Mapa esquemático do Domínio Transversal, destacando os granitoides Ediacaranos e c) Mapa esquemático de parte do “cinturão sienitoide” (Ferreira & Sial, 1986; Sial & Ferreira, 1988). 1= Coberturas Fanerozóicas; 2 – Granitos Brasileiros (1 = Pluton Triunfo; 2 = Pluton Pajeú); 3 = ortognaisses Tonianos; 4- supracrustais Neoproterozóicas; 5 = Complexo Riacho Gravatá; 6 = Ortognaisse e migmatitos Paleoproterozóicos; 7 = Zonas de cisalhamentos. ZCSC = Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo. Fonte: Guimarães *et al.* (2012)



Foto 2.8: A- Textura do monzogranito grosso porfírico do Pluton Pajeú. B- Enclave diorítico no monzogranito grosso mostrando bordos crenulados, incluindo porções do granito hospedeiro; os fenocristais de feldspato alcalino no enclave refletem processo de hibridização.

2.2.6 SUÍTE TERRA NOVA

Os granitoides da Suíte Terra Nova (Da Silva Filho, 1989; Da Silva Filho *et al.*, 1993; Da Silva Filho *et al.*, 1996) intrudem rochas supracrustais da faixa de dobramentos Piancó-Alto Brígida - Brito Neves, 1982 ou Cachoeirinha-Salgueiro – Sial, 1982) na Subprovíncia Transversal (Fig. 2.8). Rochas ultrapotássicas também foram reportadas como enclaves na Suíte Terra Nova (Silva Filho *et al.*, 1993).

O Pluton Terra Nova, o maior corpo intrusivo da Suíte Terra Nova, constitui um corpo sienítico, com aproximadamente 150 km², intrudido no alinhamento magmático descrito na literatura como “linha sienitoide”, a qual compreende um sigmoide que se estende de Sudoeste, município de Terra Nova (PE) passando por Serra Talhada (PE) e Triunfo (PE), em Pernambuco, e seguindo para NE, terminando no Batólito de Texeira, no município homônimo no estado da Paraíba, ao longo da Zona de Cisalhamento Patos. O Pluton Triunfo (Fig. 2.7 c) compreende a maior intrusão dentre todos os plutons ultrapotássicos de idade Ediacarana que compõem a "linha sienitoide" (Ferreira & Sial, 1986; Sial & Ferreira, 1988; Ferreira *et al.*, 1997a, 1998). O Pluton Triunfo consiste de alcali-feldspato sienito com piroxenito como inclusões co-magmáticas e sin-plutônicas ou diques tardios, intrudidos em migmatitos e idade de cristalização de 570 Ma (Ferreira *et al.*, 1997a, b). Outra intrusão sienítica ultrapotássica da linha sienitoide, o Pluton Serra do Livramento (PSL) (Fig. 2.8), foi detalhado por Silva Filho (1989). O PSL constitui um corpo estreito, alongado, aproximadamente paralelo ao *trend* da foliação regional, com direção variando de E-W a NE-SW e espessura variando de 0,15 a 2,1 km. O PSL é constituído de sienitos leucocráticos de granulação média, intrudidos como enxames de diques e pequenos plutons, mostrando uma história polifásica complexa. O PSL corta os sienitos grossos da Suíte Terra Nova.

O Pluton Terra Nova compreende alcali-feldspato sienitos porfiríticos (Fotos 2.9 e 2.10). Silva Filho (1989) indentificou quatro fácies petrográficas distintas no Pluton Terra Nova: hornblenda sienitos porfiríticos muito grossos; hornblenda sienitos porfiríticos grossos; quartzo sienitos porfiríticos grossos a médios e hornblenda sienitos porfiríticos médios a finos. Quartzo sienitos porfiríticos médios ocorrem como diques, mostram textura lamprofírica e consistem de microclina (fase mais abundante), clinopiroxênio, anfíbólio alcalino (como uma fase cristalizada tardiamente), quartzo, biotita, titanita, apatita, carbonatos como cristais euédricos a intersticiais, e como veios tardios, e magnetita pobre em Cr.

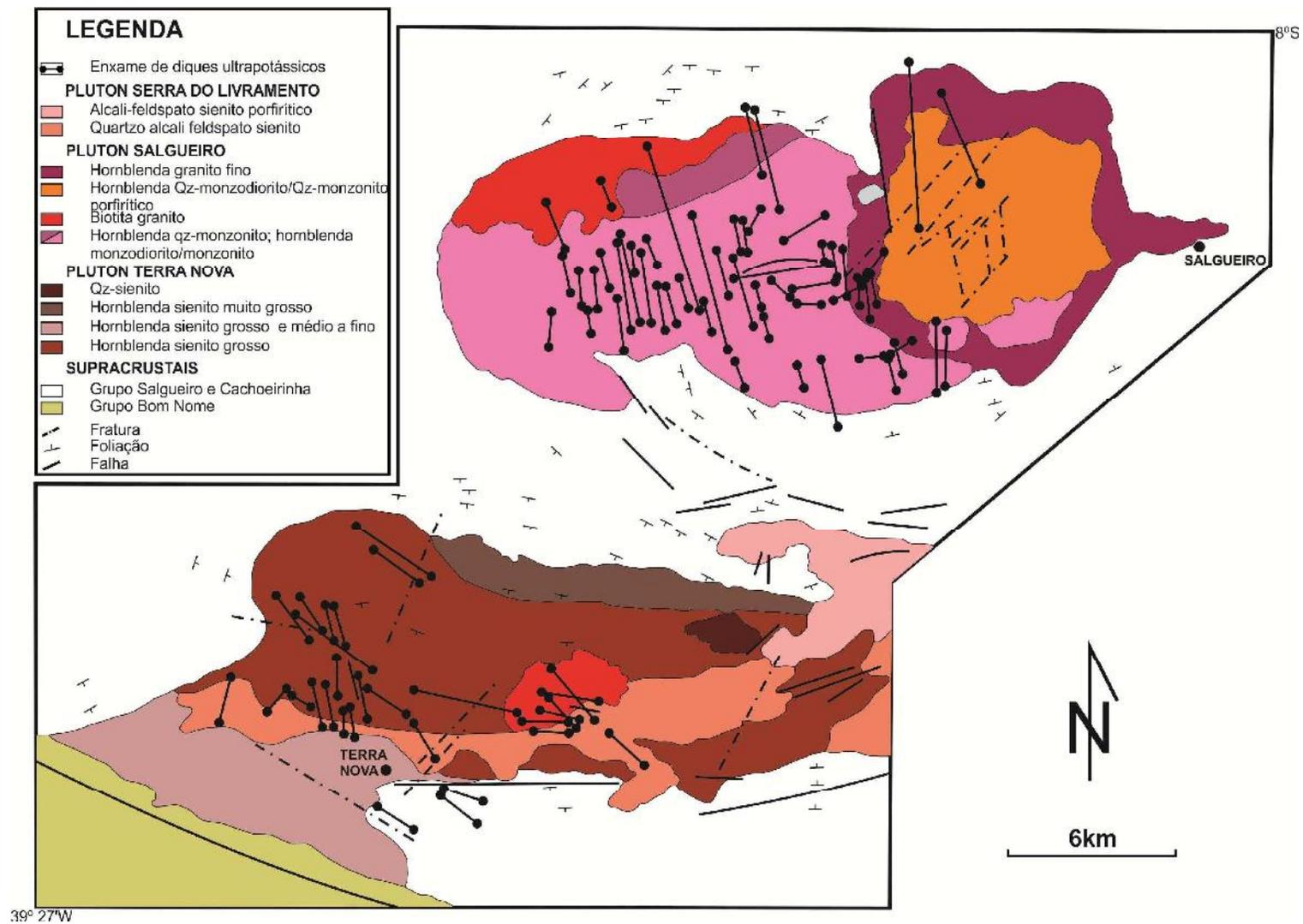


Figura 2.8: Mapa geológico com a Suíte Terra Nova. Fonte: Silva Filho (1989).



Foto 2.9: Características de campo da textura e estrutura da fácies porfirítica (sienito) da Suíte Terra Nova. A- Visão geral de enclaves e diques máficos no sienito. B- Dique da fácies máfica deslocado por falhas. C- Dique da fácies máfica encurvado no sienito. D- Textura porfirítica (sienito) da Suíte Terra Nova.



Foto 2.10: A- Enclaves máficos (extremamente alongado e disruptivo - diorítico; elípticos - anfibolítico) com presença de feldspato alcalino refletindo processo de hibridização em graus variados. B- Dique da fácies máfica disruptivo e com porções de feldspato alcalino refletindo processo de hibridização, e feição sem estas porções. C- Detalhe da foto B.

O feldspato alcalino, predominantemente microclina e microclina perfitica, constitui mais de 60% da moda em todas as amostras estudadas do Pluton Terra Nova, mostrando composição rica na molécula de ortoclásio (88 a 97 mol%) e elevados teores de Ba (0,4 a 3,2 peso % BaO). Microclina ocorre como fenocristais geralmente zonados, geralmente circundados por intercrescimentos mirmequíticos. Os fenocristais de feldspatos alcalinos são geralmente poiquilíticos, com frequentes inclusões de allanita, plagioclásio, biotita, hornblenda e quartzo. Inclusões de microclina zonada, euédrica são comuns, sugerindo mais de uma fase de cristalização de feldspato alcalino (Silva Filho, 1989).

Os clinopiroxênios são incolores a verde-pálidos e frequentemente estão bordejados por anfibólio verde escuro. Os fenocristais de clinopiroxênios variam de verde-pálido, ferroaugita a ferrosalita, a incolores (diopsídio), mostram baixo Cr (<0,005 átomos por 6 oxigênios) e Na (<0,15 átomos por 6 oxigênios), sendo similares aos piroxênios dos lamprófiros shoshoníticos (Rock, 1991). Os valores de Mg# (70 a 83) e valores de (En + Fs + Wo) variando de 98 a 99% (Silva Filho & Guimarães, 1996) também sugerem similaridade com os clinopiroxênios de lamprófiros shoshoníticos (Sheppard & Taylor, 1992). Os piroxênios ricos na molécula de acmita constituem fases tardias (Silva Filho, 1989), refletindo a reação precoce de diopsídios com fluidos ricos em N e Fe³⁺ e um aumento de Na no magma residual, como um resultado da cristalização anterior de K-feldspato.

Os anfibólios reportados por Silva Filho (1989) mostram composições variando de cálcica a alcalina e são geralmente poiquilíticos. Dois grupos de anfibólios foram observados: 1) rico em Ca (incluindo xenólitos máficos anfibolíticos ultrapotássicos), e 2) rico em Na e levemente enriquecido em K, que corresponde ao campo de anfibólio carbonatítico (Nemec, 1988). O anfibólio alcalino ocorre como fenocristais e na matriz, como uma fase primária ou tardia ao clinopiroxênio. Mostram composição variando de edenita, actinolita, richterita a riebeckita-arfvedsonita. Actinolita geralmente ocorre nos alcali-feldspato sienitos e quartzo sienitos, enquanto edenita ocorre no alcali-feldspato sienitos e nos sienogranitos. Richterita ocorre como grãos subédricos a anédricos em todas as fácies da Suíte Terra Nova, incluindo enclaves máficos dessa suíte. Richteritas anédricas geralmente substituem piroxênio sob condições *subsolidus*. Os grãos subédricos são zonados, com (Na + K) aumentando do núcleo para a borda. Mg-arfvedsonita e riebeckita estão presentes em todas as suítes ultrapotássicas, ocorrendo principalmente interdigitado com, e/ou circundando, clinopiroxênio (Silva Filho, 1989). A variação de richterita a Mg-arfvedsonita-riebeckita na Suíte Terra Nova reflete um aumento na alcalinidade do magma residual com a diminuição da temperatura e fO_2 (Silva Filho, 1989).

As composições das micas da Suíte Terra Nova reportadas por Silva Filho & Guimarães (1996) exibem variação limitada de TiO_2 (1,0 a 3,0%) e uma ampla variação do conteúdo de BaO (0,0 a 3,2%). Os conteúdos de Al_2O_3 são mais altos e os números de Mg (Mg# 50 a 70) são mais baixos do que àqueles para as micas típicas de flogopita lamproítos (Bachinski & Simpson, 1984; Mitchell & Bergman, 1991). Mostram composição variando de biotita a flogopita, e ocorrem como lamelas subédricas e anédricas. As biotitas subédricas são consideradas de origem primária e são ricas em Ba, enquanto a variedade anédrica é pobre em Ba. As micas dos enclaves máficos ultrapotássicos são comparáveis àquelas de flogopitas dos lamprófiros shoshoníticos (Rock, 1991), com conteúdos de Al_2O_3 mais elevados comparados aos das micas dos diques tardios.

2.3 DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS-PROVÍNCIA BORBOREMA

O Domínio Pernambuco-Alagoas (DPEAL) constitui a porção SE da Província Borborema, limitado a sul pelo Domínio Sergipano, e com a Subprovíncia Transversal a norte (Fig. 2.9). Trabalhos recentes (Silva Filho *et al.*, 2002, Silva Filho *et al.*, 2006, Oliveira *et al.*, 2010, Silva Filho *et al.*, 2016), utilizando isótopos de Nd, têm demonstrado similaridades entre os domínios Sergipano, Pernambuco Alagoas e parte da Subprovíncia Transversal.

2.3.1 SUÍTE SERRA DO CATÚ

A Suíte Serra do Catú está localizada na interface do Domínio Pernambuco-Alagoas (DPEAL) com o Domínio/Cinturão Sergipano. Segundo Brito (2005) e Brito *et al.* (2009), a Suíte Serra do Catú (= Batólito Serra do Catú) compreende uma intrusão Ediacarana, com forma alongada na direção NW-SE, paralela a estruturação regional. Esta suíte faz contatos bruscos a norte com litotipos do Batólito Águas Belas-Canindé (DPEAL) (Silva Filho *et al.*, 2002) representados por alcali-feldspato granitos a granodiorito, inequigranulares porfiríticos, médios a grossos (Fig. 2.10), com evidências de deformação no estado sólido na direção NW-SE. Localmente, ocorre intrusivo na forma de *sheeting*, em migmatitos do Complexo Belém do São Francisco.

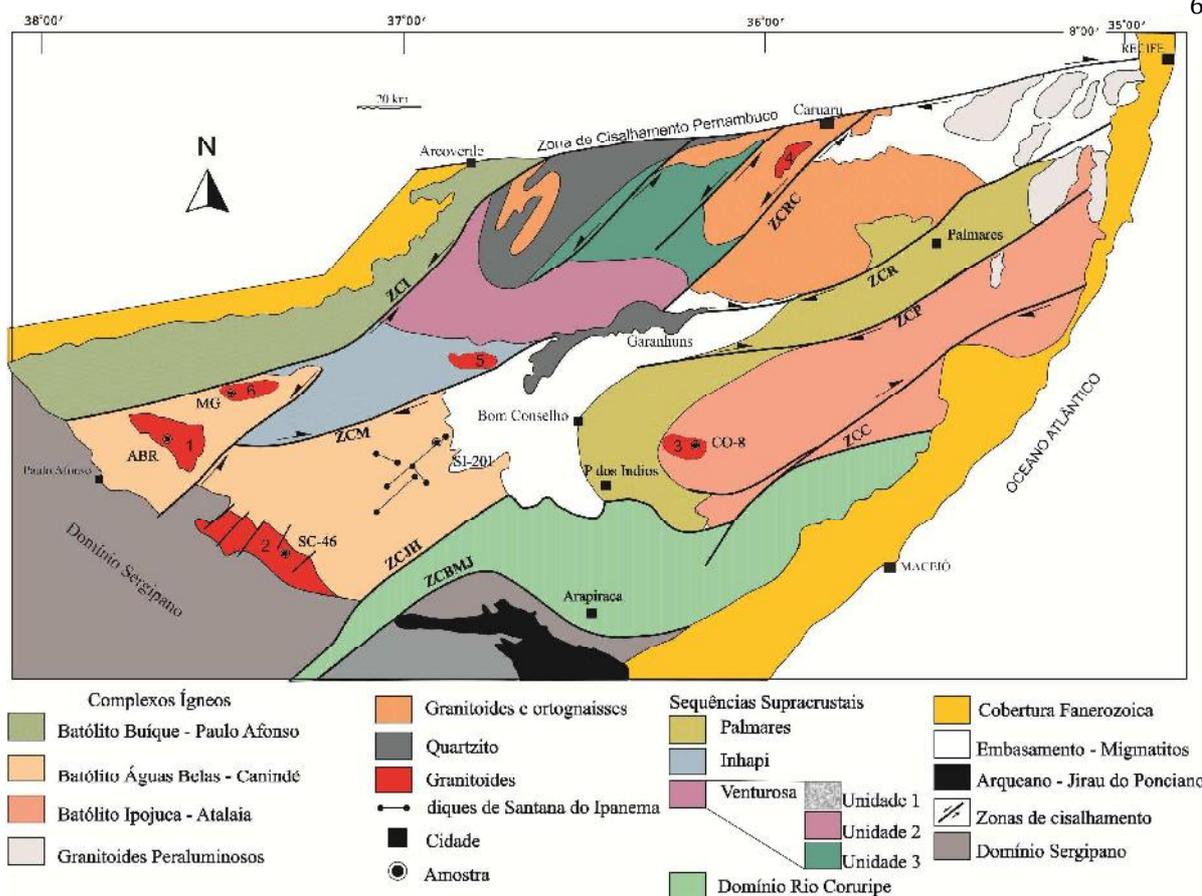


Figura 2.9: Mapa geológico simplificado da parte oriental do Domínio PEAL. Zonas de Cisalhamento: PSZ - Palmares, MSZ - Maravilha, RSZ - Ribeirão, LSZ - Limitão, RCSZ - Rio da Chata, BMJSZ - Belo Monte Jeremoabo, ISZ - Itaíba, CSZ - Cajueiro. Suítes Graníticas: 1- Água Branca, 2- Serra do Catú, 3- Correntes, 4- Cachoeirinha, 5- Águas Belas. ●—●Diques de Santana do Ipanema. Fonte: Modificado de Gomes (2002); Silva Filho (2004); Marinho (2004); Silva Filho *et al.* (2007); Mendes *et al.* (2009); Mendes (2013); Silva Filho *et al.* (2014a); Silva Filho *et al.* (2016).

Ao sul, a Suíte Serra do Catú está em contato com litotipos do Domínio/Cinturão Sergipano (Domínio Canindé) representado por migmatitos e granitoides peraluminosos precoces e tardios, às vezes com porções migmatíticas (Suíte Intrusiva Xingó), os quais mostram foliação vertical paralela à estruturação regional do Domínio Canindé (NW-SE) e possuem megaxenólitos de rochas metabásicas e anfibólio-gnaisses (Suíte Canindé).

Brito (2005) reconheceu nas porções mais externas no Batólito Serra do Catú, foliação magmática subhorizontal que delinea em mapa uma superfície de fluxo com *trend* sigmoide em forma de "z". Estas estruturas não foram observadas na porção intermediária do batólito, a qual é caracterizada por litotipos isotrópicos, interpretada como representando uma intrusão tardia. Estas feições estruturais, nas encaixantes e no batólito, sugerem que o batólito constitui uma intrusão tardi- a pós-tectônica, e que a trajetória do fluxo magmático acompanhou, durante o posicionamento, o movimento de uma zona de cisalhamento sinistral de direção

NW-SE, com a formação local de estrutura *pull-apart* transtraccional, possivelmente ao longo de descontinuidades tectônicas pré-existentes.

A Suíte Serra do Catú, posteriormente a sua consolidação, foi intensamente tectonizada no estado rúptil, resultando no desenvolvimento de falhas e fraturas, *en échelon* em escala quilométrica, na direção NE-SW e que provocaram o deslocamento dos contatos geológicos, imprimindo-lhes um caráter descontínuo (Brito *et al.*, 2009) (Fig. 2.10).

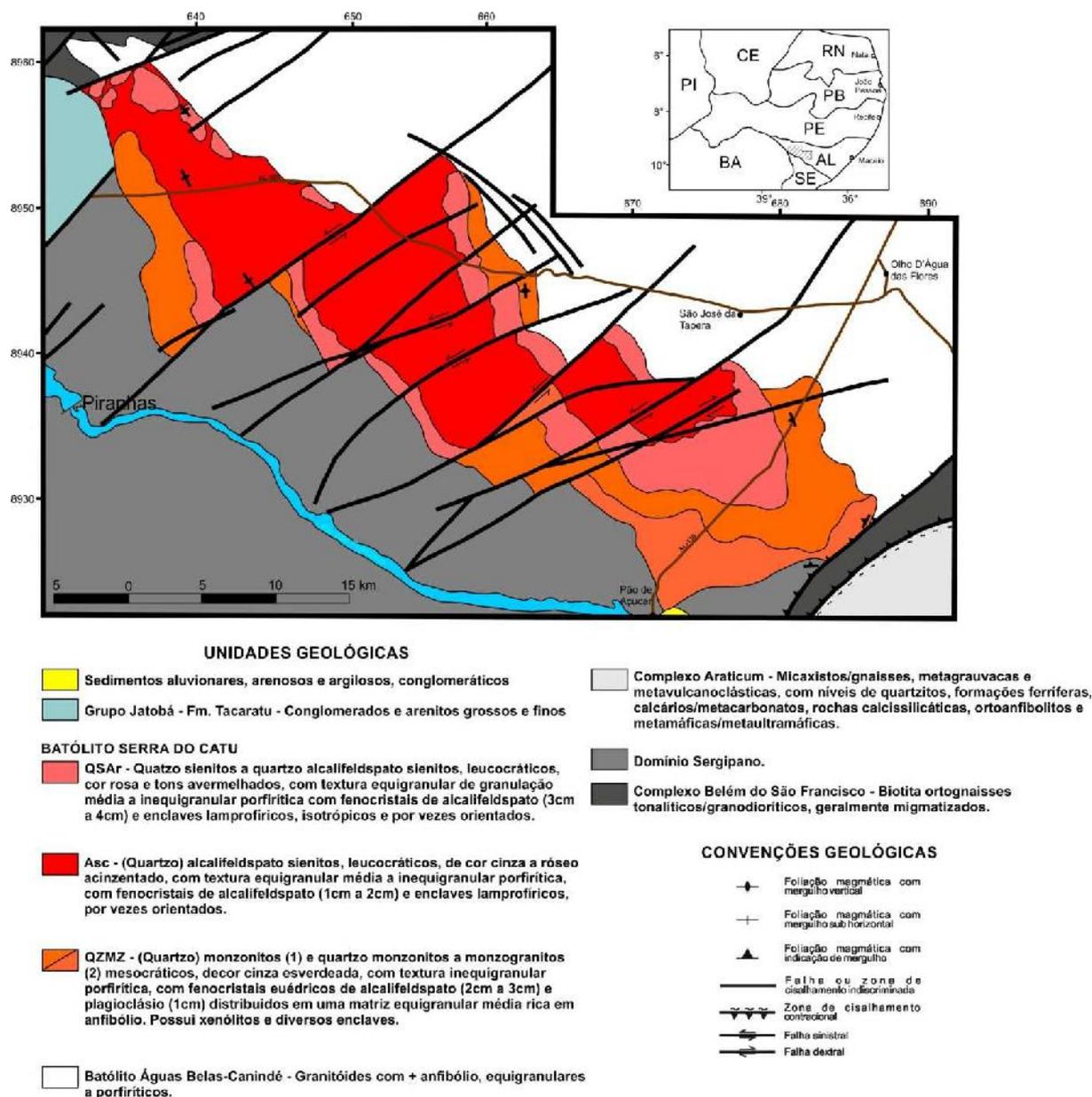


Figura 2.10: Mapa geológico da Suíte Serra do Catú na interface entre o Domínio Sergipano e o Batólito Águas Belas-Canindé. Falhas e fraturas, *en échelon*, na direção NE-SW e deslocando os contatos geológicos. Fonte: Brito (2009).

Os dados dos diques de Santana do Ipanema são incluídos nesta tese como suporte para as interpretações da Suíte Serra do Catú (Foto 2.11), como pode ser observado no mapa geológico simplificado (Fig. 2.11). Estes diques foram intrudidos segundo um sistema de falhas de *trends* NE-SW e NW-SE que são correlacionáveis com os *trends* do sistema de falhas (Fig. 2.11) que afeta a Suíte Serra do Catú. Esse sistema de falhas atua diretamente nas formas e posições de contato entre as fácies desses diques (Foto 2.12), bem como na Suíte Serra do Catú.

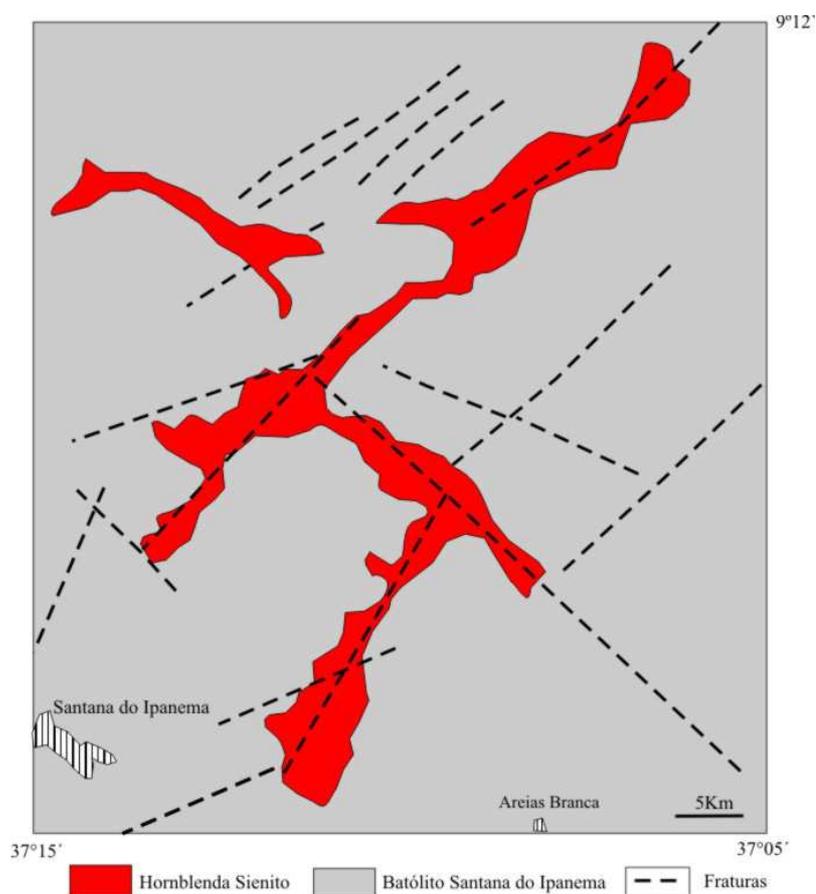


Figura 2.11: Esboço geológico e esquemático mostrando os diques de Santana do Ipanema.

Segundo Brito *et al.* (2009) a Suíte Serra do Catú compreende: 1) quartzo monzonitos e quartzo monzonitos a monzogranitos mesocráticos, de cor cinza esverdeada, com textura inequigranular porfirítica, com fenocristais euédricos de alcali-feldspato (2 cm a 3 cm) e plagioclásio (1 cm) distribuídos em uma matriz equigranular média rica em anfibólio. Possui xenólitos e diversos enclaves. Estas rochas estão distribuídas descontinuamente na periferia da intrusão e constituem a fácies mais antiga (Fig. 2.10); 2) quartzo álcali-feldspato sienitos, leucocráticos, de cor cinza a róseo acinzentado, com textura equigranular média a

inequigranular porfirítica, com fenocristais de álcali-feldspato (1 cm a 2 cm) e enclaves lamprofíricos, por vezes orientados, ocupando a porção central da suíte, e 3) quartzo sienitos a quartzo alcali-feldspato sienitos, leucocráticos, cor rosa e tons avermelhados, com textura equigranular de granulação média a inequigranular porfirítica com fenocristais de álcali-feldspato (3 cm a 4 cm) e enclaves lamprofíricos, isotrópicos e por vezes orientados, fácies tardia, disposta entre as duas fácies anteriores (Foto 2.11). Os contatos entre as fácies são ígneos, representados por texturas de *mixing*, contatos lobados e cúspides, exceto os contatos entre as fácies sieníticas, cujos contatos apesar de não observados em campo, são reportados por Brito (2005) como sendo bruscos devido à forte mudança topográfica.

A fácies quartzo monzonito a monzogranito mostra variação composicional do bordo sudeste, com composições mais máficas (monzonítica), para o norte (quartzo monzonítica), mais félsica. Compreende biotita, hornblenda quartzo monzonito a monzogranito, inequigranulares porfiríticas grossas, por vezes foliadas, com fenocristais de alcali-feldspato (2-5 cm), e plagioclásio (1 cm). Nesta fácies são reportados enclaves de diversas composições (diorítica a quartzo diorítica, hornblendítica, sienítica e xenólitos das encaixantes-migmatito). As estruturas são representadas por bandamento magmático, acúmulo de cristais de alcali-feldspato, lineação e foliação magmática e fraturas. Esta fácies é cortada por diques sin-plutônico e diques máficos e félsicos (leucogranito róseo) tardios.

A fácies quartzo, alcali-feldspato sienito cinza compreende hornblenda-clinopiroxênio-biotita quartzo alcali-feldspatos sienitos, de cor cinza a róseo acinzentada, equigranulares médios a inequigranulares porfiríticos, com fenocristais de alcali-feldspato localmente definindo uma foliação magmática a isotrópicos. Enclaves microgranulares máficos (1-10 cm), de composições hornblendítica a lamprofírica, às vezes ocorrendo como enxame de enclaves, e xenólito de anfibólio-gnaiss são frequentemente observados. A fácies quartzo sienito a alcali-feldspato sienito rosa, distribui-se com forma subcircular entre as duas fácies anteriores. Constitui clinopiroxênio, biotita, anfibólio-quartzo sienito a quartzo alcali-feldspato sienito, é leucocrática, tem cor rósea e tons avermelhados, são equigranulares médios a inequigranulares porfiríticos, com fenocristais de alcali-feldspatos (3-5 cm), e isotrópicos. Contém enclaves microgranulares máficos (1-5 cm) hornblendíticos e lamprofíricos e xenólito de anfibólio-gnaiss.

A fácies quartzo monzonito possui plagioclásio subédrico a anédrico, quartzo, alcali-feldspato, alguns perfiticos, anfibólio (magnésio hornblenda e edenita) e biotita como minerais essenciais. Zircão, apatita, titanita, minerais opacos, allanita e epidoto como minerais acessórios.

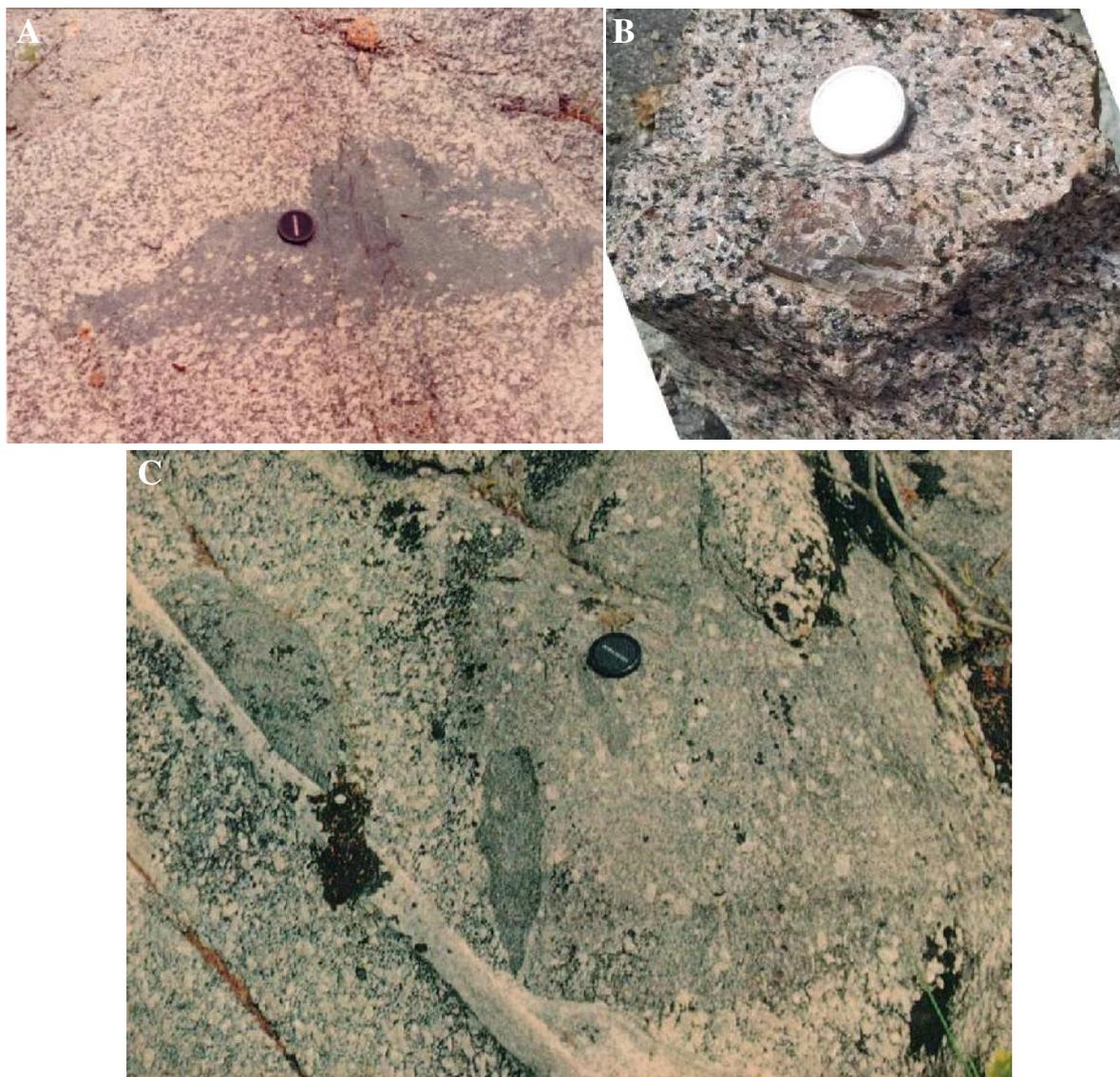


Foto 2.11: A- Fácies quartzo álcali-feldspato sienito rosa, com textura equigranular média a inequigranular porfirítica, com um enclave magmático máfico com fenocristais de feldspato potássico. B- Detalhe de fenocristal de feldspato potássico da fácies na foto. C. Mistura entre a fácies quartzo álcali-feldspato sienito rosa porfirítica e enclaves magmáticos máficos; com enclave máfico rico em fenocristais de feldspato potássico, refletindo processo de hibridização.

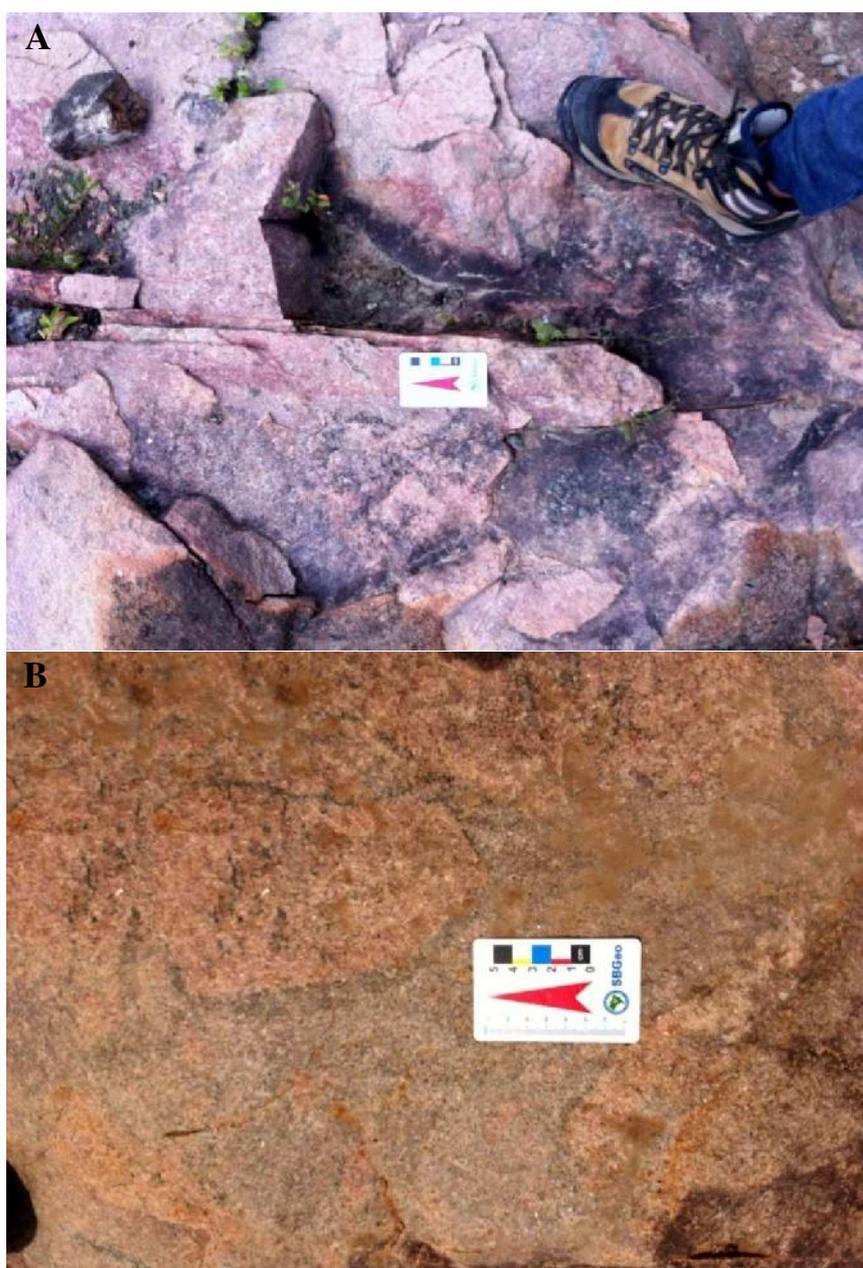


Foto 2.12: Características de campo Diques de Santana do Ipanema. A e B- Falhas de direção NE-SW colocando o dique tardio em contato perpendicular ao dique NW-SE. Dique tardio rosa, dique cinza mais antigo. Borda de reação causada pelo contato do magma mais novo com o magma mais antigo (mais frio).

2.4 ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE - PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

O Segmento Meridional da Província Mantiqueira (PM) (Almeida *et al.*, 1977) ao longo das últimas décadas tem sido objeto de diferentes interpretações geológicas (Almeida, 1967; Cordani *et al.*, 1974; Almeida *et al.*, 1977; Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar *et al.*, 1982; Jost e Hartmann, 1984; Fragoso Cesar, 1991; Fernandes *et al.*, 1992; Chemale Jr. *et al.*, 1994; Chemale Jr., 2000).

Segundo vários autores (por ex. Jost e Hartmann, 1984; Chemale Jr. *et al.*, 1994; Chemale Jr., 2000) o Segmento Meridional da Província Mantiqueira pode ser compartimentada nas seguintes unidades: i) Granulitos Santa Maria Chico (Bloco Taquarembó), com granulitos Paleoproterozóicos (2,55 Ga) e intrusões graníticas Brasilianas; ii) Arco Magmático Vila Nova (Bloco São Gabriel), com forte contribuição juvenil (800-700 Ma); iii) Cinturão Neoproterozoico Tijucas, com retrabalhamento de crosta Paleoproterozoica (800-700 Ma); iv) Cinturão Neoproterozoico Dom Feliciano (650-580 Ma) e v) Bacias de antepaís de retroarco (650-470 Ma).

Dentro deste contexto geotectônico, as intrusões da Província Mantiqueira abordadas nesta tese ocorrem nas seguintes localizações: 1) A Suíte Lavras do Sul está localizada na porção centro-sul do Bloco São Gabriel, a noroeste do ESRG; 2) A Suíte Santo Antônio localiza-se na porção noroeste do Bloco Taquarembó; 3) Pluton Cruzeiro do Sul e 4) Suíte Encruzilhada do Sul localizam-se no Cinturão Dom Feliciano. (Fig. 2.12).

No Segmento Meridional da Província Mantiqueira são incluídas as áreas Pré-Cambrianas do Escudo Sul-Riograndense - ESRG e sua compartimentação, conforme adotado por Nardi e Bitencourt (2007), é mostrada na figura 2.13. A geologia do ESRG é composta, em grande parte, por rochas magmáticas relacionadas à Orogênese Brasiliana, tendo como embasamento rochas metamórficas de idade Paleoproterozoica (Hartmann *et al.*, 1999; Soliani Jr. *et al.*, 1986). O Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro-CCSB foi gerado durante a Orogênese Brasiliana e compreende diversas zonas de cisalhamento anastomosadas, com espessura quilométrica e são predominantemente transcorrentes, sendo a maior parte destas zonas subvertical, com direção variável entre NS e N60E, e cinemática dextral e sinistral (Bitencourt & Nardi, 2000).

Os granitoides do Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro compõem uma faixa de orientação NE-SW, com cerca de 800 km de comprimento e largura média de 150 km, designada Batólito Pelotas, no Rio Grande do Sul, e Batólito Florianópolis em Santa Catarina e Batólito Aiguá no Uruguai. Esse cinturão granítico resulta do magmatismo de ambientes

pós-colisionais, nos quais um grande volume de granitoides com idades de cristalização variando de 630 a 580 Ma está associado, em menor volume, às rochas máficas, representadas por enclaves microgranulares, diques sinplutônicos e corpos dioríticos sincrônicos.

A Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu – ZCTDC (Fernandes *et al.*, 1990), de direção NE-SW, é a principal descontinuidade do CCSB no ESRG e constitui uma zona de cisalhamento intracontinental de escala litosférica do tipo *strike-slip*, apresentando uma longa história evolutiva, com diversas reativações durante o Fanerozoico (Fernandes *et al.*, 1995), possivelmente continuando no Uruguai como a Zona de Cisalhamento Sierra Ballena.

Dados reunidos por Bitencourt e Nardi (1993; 2000), Philipp, Nardi e Bitencourt (2000) e Florisbal *et al.* (2007) para o magmatismo no interior do CCSB permitiram estabelecer a dominância do magmatismo subalcalino médio a alto-K, na fase precoce (650 - 620 Ma), seguido por associações shoshoníticas (cerca de 600 Ma) e associações alcalinas (590 - 580 Ma). Granitoides sin-tectônicos peraluminosos são descritos no intervalo de 630 a 617 Ma.

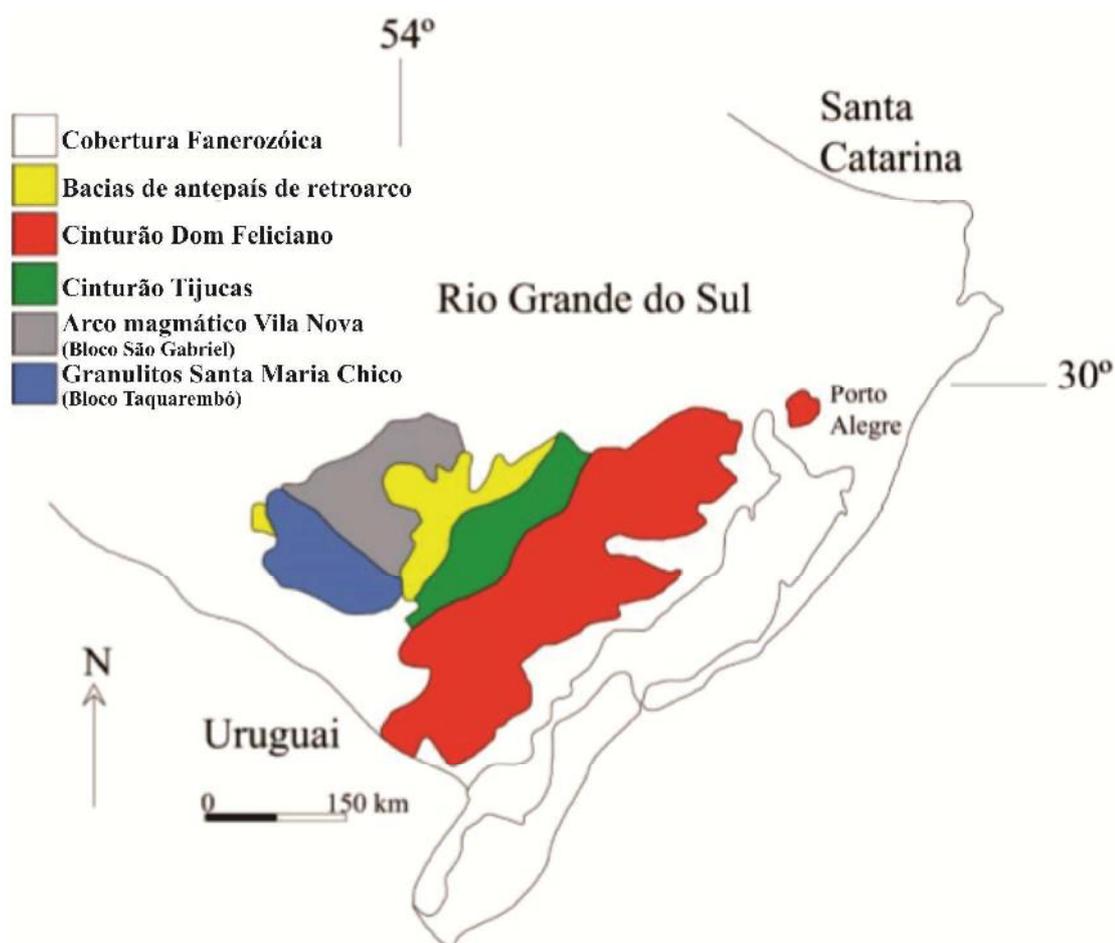


Figura 2.12: Esboço da compartimentação geotectônica de uma parte do segmento meridional da Província Mantiqueira que inclui as intrusões abordadas nesta tese. Fonte: Müller (2011).

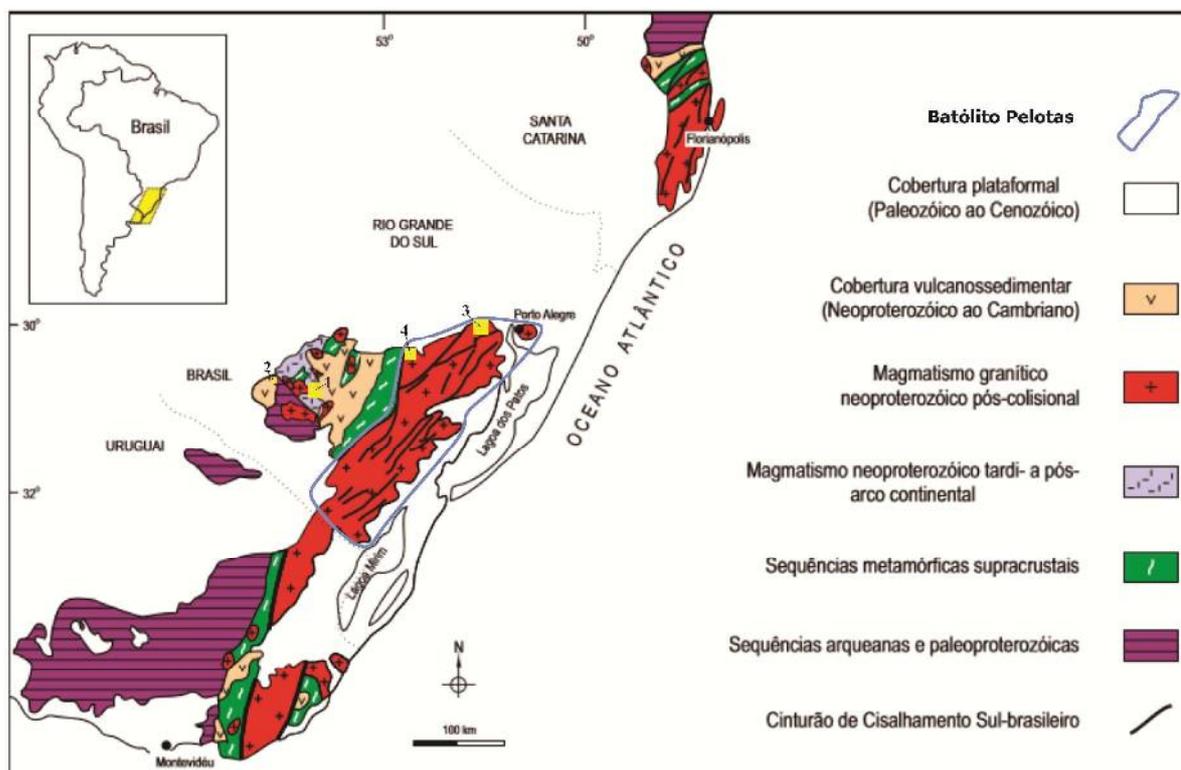


Figura 2.13: Mapa geológico dos principais domínios geotectônicos do segmento meridional da Província Mantiqueira. 1) Suíte Lavras do Sul, 2) Suíte Santo Antônio, 3) Pluton Cruzeiro do Sul e 4) Suíte Encruzilhada do Sul. Fonte: modificado de Nardi & Bitencourt (2007).

2.4.1 SUÍTE LAVRAS DO SUL

A região de Lavras do Sul situa-se na porção sudoeste do Escudo Sul-Riograndense, distando 310 km de Porto Alegre. A Suíte Lavras do Sul (=Associação Shoshonítica de Lavras do Sul) sucede no tempo as rochas subcalcinas médio a alto-K de caráter pós-colisional, Brasilianas, e antecede o magmatismo alcalino supersaturado pós-orogênico (Nardi, 1984; Nardi & Lima, 1985; Lima & Nardi, 1998) (Fig. 2.13-2.15).

De acordo com Lima e Nardi (1998) rochas shoshoníticas ocorrem no núcleo da Suíte Lavras do Sul, referido como Granito Lavras do Sul em Nardi (1986) e como dois corpos na borda da suíte (Monzogranito Santa Rita e Suíte Santo Antônio). Neste trabalho abordaremos apenas o núcleo da Suíte Lavras do Sul (Foto 2.13) e a Suíte Santo Antônio. Petrografia detalhada de Lima & Nardi (1998) é resumida abaixo.

As intrusões Granito Lavras do Sul e Santo Antônio são semelhantes. Compreendem quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos, monzogranitos, granodioritos e sienogranitos,

com diopsídio ($W_{0.43}En_{0.40}Fs_{1.6}$), augita ($W_{0.26}En_{0.50}Fs_{2.4}$) e hornblenda magnesianas nas rochas menos diferenciadas envolvendo ferro-edenita e biotita nas rochas ácidas.

Biotita e anfibólio mostram razões $FeOt/(FeOt+MgO)$ similares (0,77 a 0,53). Apatita, zircão, allanita, titanita, magnetita, e ilmenita são as fases acessórias mais frequentes.

Atividade hidrotermal é registrada pela presença de minerais de alteração (principalmente clorita, epidoto, sericita, calcita) e mineralizações de sulfetos-cobre-ouro (Nardi, 1984; Nardi & Lima, 1988). Diques riolíticos com hornblenda e biotita, com aproximadamente 1,5 m de largura, cortam as rochas monzoníticas próximas ao Núcleo da Suíte Lavras do Sul. Diques de lamprófiros, espessartitos (Lima e Nardi, 1991), subverticais, com espessura variando de 1 a 5 m, com texturas panidiomórficas e porfiríticas típicas, são caracterizadas pela abundância de fenocristais de anfibólio zonados com composição variando de magnésio-hastingsita a hastingsita magnesiana, às vezes associados com clinopiroxênio com composição variando de diopsídio a augita, em uma matriz feldspática constituída principalmente por plagioclásio (composição variando de andesina a albita). A ausência de um anfibólio rico em Al nos lamprófiros espessartíticos sugere que a sua evolução magmática não envolveu condições de alta pressão.

Rochas subvulcânicas de composição monzonitos e quartzo monzonitos ocorrem como pequenas intrusões em torno do Núcleo da Suíte Lavras do Sul (Complexo Granítico Lavras).

Estas rochas são caracterizadas por duas fácies: 1) uma fácies porfirítica com fenocristais de plagioclásio (oligoclásio-andesina), K-feldspato, e anfibólio (magnésio hornblenda), associado com biotita nos membros mais silicáticos, e titanomagnetita, envolvidos por uma matriz rica em feldspatos; e 2) uma fácies equigranular granulação média com uma mineralogia muito similar. Ocasionalmente ambas as fácies preservam clinopiroxênio ($W_{0.45}En_{0.32}Fs_{2.3}$) orlados por anfibólio. Conteúdos de alumínio em anfibólio e clinopiroxênio sugerem cristalização em condições de baixa pressão. Estas intrusões rasas estão relacionadas aos estágios magmáticos tardios do magmatismo shoshonítico.

Rochas intermediárias são abundantes na sequência vulcânica. Elas exibem texturas porfirítica e glomeroporfirítica e contêm abundantes fenocristais de plagioclásio (labradorita-andesina) orientados pelo fluxo, e menores quantidades de augita ($W_{0.38-4.3}En_{0.40-4.9}Fs_{8-2.0}$), olivina ($Fo_{6.2}$), Ti-magnetita, e apatita, em uma matriz composta de cristalitos e microlitos de andesina-oligoclásio junto com vidro.

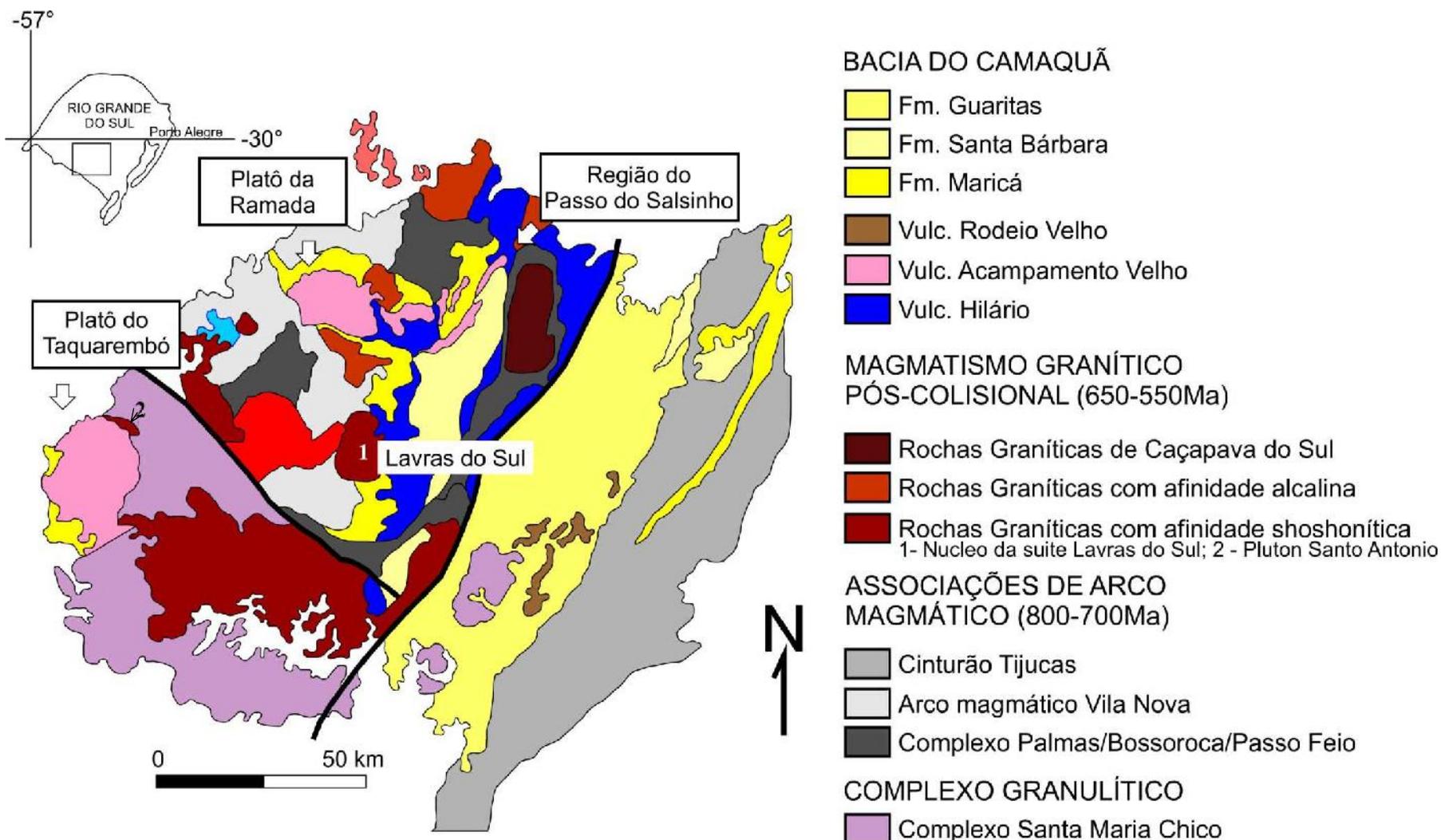


Figura 2.14: Mapa geológico simplificado do Escudo Sul-Riograndense. Formação Hilário à leste da Suíte Lavras do Sul. 1- Suíte Lavras do Sul, 2- Suíte Santo Antônio. Fonte: Paim *et al.* (2000); Wildner *et al.* (2002). Modificado por Müller (2011).

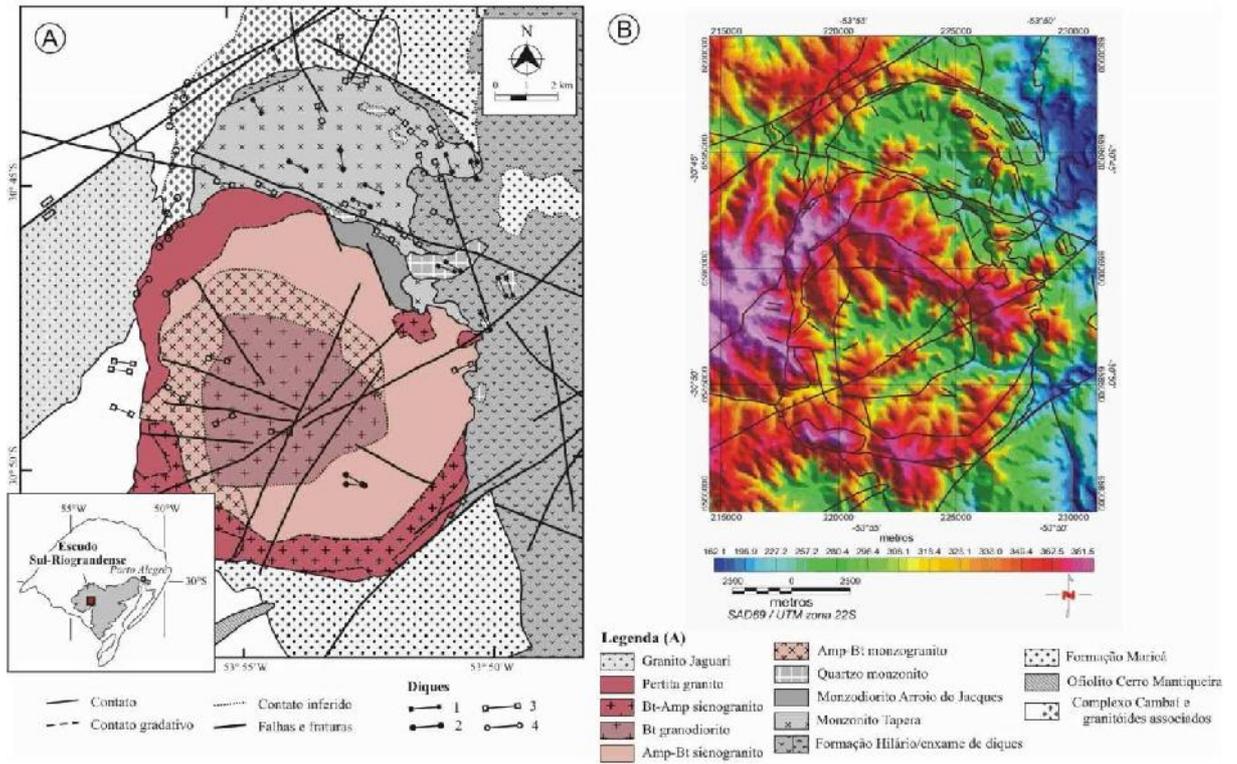


Figura 2.15: A- Mapa geológico da Suíte Intrusiva Lavras do Sul. Formação Hilário à leste da SILS. B- Modelo Digital de Elevação (MDE), derivado do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM, resolução de 90 m). Fonte: Cunha *et al.* (2008).

Cumulados de leucodioritos ocorrem como corpos lenticulares métricos nas rochas monzoníticas. Eles mostram textura equigranular, com forte orientação de fluxo das ripas de plagioclásio, clinopiroxênio, magnetita, e apatita como *cumulus* de cristais, e pequena quantidade de material *intercumulus*, na maioria das vezes actinolita e clorita.



Foto 2.13: A- Característica de campo da textura do monzogranito porfírico (uma das fácies do Núcleo da Suíte Lavras do Sul). Fenocristal de feldspato avermelhado, indicando enriquecimento em ferro, bordado por plagioclásio (textura rapakivi).

2.4.1 SUÍTE SANTO ANTÔNIO

A Suíte Santo Antônio constitui uma intrusão de aproximadamente 30 km², com forma alongada segundo a direção N30-40W (Fig. 2.13, 2.14, 2.16). Os contatos dos granitóides da Suíte Santo Antônio são a sudoeste e a noroeste com a Formação Hilário, a oeste com a Formação Acampamento Velho e a norte, sul e leste com o Complexo Granulítico Santa Maria Chico (Bloco Taquarembó). São nítidas as relações intrusivas com os gnaisses granulíticos e com parte da sequência vulcânica (Barros e Nardi, 1994), observando-se, por outro lado, sua inteseção com diques andesíticos e riolíticos de afinidade shoshonítica (Lima e Nardi, 1998).

A Suíte Santo Antônio é constituída por três fácies dominantes (Barros e Nardi, 1994), cujos contatos mostram-se, em geral, de caráter gradacional: 1) Fácies Equigranular, 2) Fácies Porfírica Média e 3) Fácies Porfírica Fina. Além dessas, ainda são observadas fácies aplíticas e pegmatíticas, e também diques básicos, intermediários e ácidos.

1) A fácies equigranular é constituída por rochas com granulação fina a média e coloração rosada a cinza claro. Inclui quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos e monzogranitos, com clinopiroxênio, hornblenda e biotita. Sua textura é hipidiomórfica, com granulação média em torno de 2 mm.

2) As rochas da fácies porfírica média apresentam cores avermelhadas, rosadas e cinzas. São heterogranulares, com fenocristais de 2 mm, principalmente de plagioclásio, e uma matriz fina. Sua composição mineralógica assemelha-se à da fácies equigranular.

3) A fácies porfírica fina foi distinguida da fácies 2 por apresentar matriz afanítica, sendo similar aos demais aspectos já referidos.

O feldspato alcalino mostra contatos reativos com o plagioclásio, é anédrico a subédrico e de cristalização tardia, englobando as demais fases. O quartzo, geralmente de cristalização tardia, também constitui fenocristais na fácies porfírica fina (fácies 3). O feldspato alcalino, quando não pertitzado, mostra composição em torno de Or₈₈Ab₁₂.

O plagioclásio possui, em geral, dimensões variando de 0,8 a 1,8 mm, formas euédricas e intensa zonação, muitas vezes salientada pela presença de saussuritização, principalmente no núcleo dos grãos. Inclui poiquiliticamente biotita, hornblenda, apatita, zircão e óxidos de Fe e Ti. Por vezes geram texturas glomeroporfíricas de caráter mais localizado. A composição média dos plagioclásios varia de labradorita (Or₂Ab₄₀An₅₈), nos termos menos diferenciados, a oligoclásio (Or₄Ab₇₄An₂₂) e albita (Or₁Ab₉₄An₅) nos monzogranitos. A zonação dos plagioclásios é confirmada pelos dados químicos, ocorrendo

uma sutil variação composicional de An_{22} no núcleo para An_{15} nas bordas, no caso do oligoclásio. A laboradorita não mostrou variações perceptíveis. As albitas ocorrem principalmente constituindo bordas límpidas dos plagioclásios, ocorrendo principalmente na fácies equigranular (fácies 1).

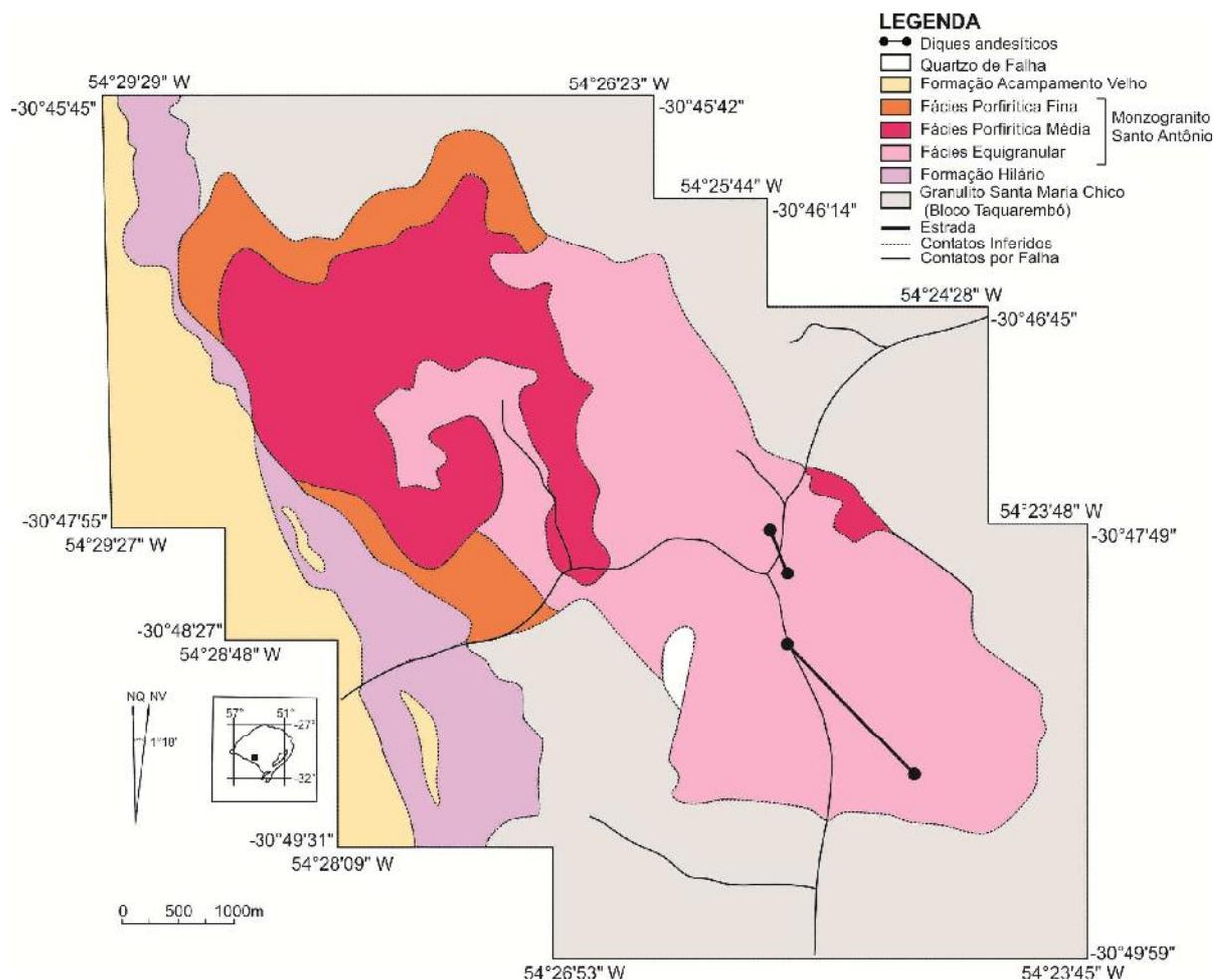


Figura 2.16: Mapa de fácies da Suíte Santo Antônio. Noroeste da Folha de Ibaré-RS. Fonte: Barros e Nardi (1994).

Os clinopiroxênios são do tipo diopsídio (Morimoto *et al.*, 1988) ou augita salítica ($Wo_{26}En_{50}Fs_{24}$). A composição média dos clinopiroxênios da Suíte Santo Antônio é bastante semelhante à encontrada nas rochas vulcânicas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Lima e Nardi, 1998), particularmente no que se refere à augita salítica, e aos piroxênios do Ballons Massif, também de afinidade shoshonítica (Pagel & Leterrier, 1980).

A hornblenda ocorre envolvendo núcleos de clinopiroxênio e, por sua vez, pode apresentar-se circundada por biotita. São frequentes, no entanto, ocorrem cristais isolados e euédricos de hornblenda, bem como de biotita. Os dois tipos de anfibólio, um primário com fórmula química aproximadamente de $NaCa_2Fe_2Mg_3Si_7AlO_{22}(OH,F,Cl)_2$ e outro provavelmente de alteração hidrotermal com fórmula $Ca_2Fe_2Mg_3Si_8O_{22}(OH,F,Cl)_2$. A classificação de Leake (1978), adotada por Barros e Nardi (1994), mostra que os anfibólios primários são Mg-hornblendas e que os hidrotermais são hornblendas actinolíticas. Tanto os anfibólios que estão envolvendo os piroxênios, quanto os que ocorrem isolados são Mg-hornblendas, com composição química semelhante.

A razão $FeO/(FeO+MgO)$ nos anfibólios de associação shoshoníticas (Lima e Nardi, 1998) apresenta valores inferiores a 0,8. Tanto para o Monzogranito Santa Rita como para o Núcleo da Suíte Lavras do Sul estes valores são inferiores a 0,75, enquanto na Suíte Santo Antônio eles variam entre 0,53 e 0,63. Utilizando-se o Al total (0,96) da Mg-hornblenda da fácies equigranular (fácies 1), encontra-se uma pressão de 0,65 Kb para a cristalização desta fase na Suíte Santo Antônio.

Os minerais acessórios da Suíte Santo Antônio são apatita, zircão, allanita, magnetita, ilmenita e titanita. Sericita, clorita, epidoto e minerais opacos constituem a mineralogia secundária mais freqüente, associada a processos hidrotermais tardios.

As evidências texturais sugerem que a cristalização dos líquidos que originaram a Suíte Santo Antônio iniciou-se com a formação de piroxênio e zircão, seguindo-se a formação de plagioclásio, hornblenda, apatita e óxidos de Fe e Ti. A cristalização de biotita precedeu a formação do feldspato alcalino e quartzo.

As fácies aplíticas e pegmatíticas encontram-se na borda leste da Suíte Santo Antônio ou cortando o Ganulito Santa Maria Chico (Bloco Taquarembó), próximo ao contato. Sua composição mineralógica é similar a dos termos mais diferenciados da Suíte Santo Antônio

2.4.3 PLUTON CRUZEIRO DO SUL

O Granodiorito Cruzeiro do Sul-GCS está localizado na região Leste do estado do Rio Grande do Sul, a cerca de 70 km de Porto Alegre, na região de Quitéria (Fig. 2.13). Esta intrusão foi incluída na pesquisa, em uma tentativa de correlacioná-la à Suíte Lavras do Sul.

Esta área compreende um complexo arcabouço estrutural, definido por zonas de cisalhamento e de cataclase de escala regional e diversos lineamentos (Fig. 2.17). Knijnik *et al.* (2012) reconheceram zonas de transcorrência de direção ENE e NE principais, interpretadas como parte da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), ambas de caráter dúctil e cinemática sinistral, responsáveis pela deformação e abertura de espaços sincrônicos para a colocação de diversos granitoides.

Estruturas de caráter rúptil-dúctil, representadas por extensas cristas de quartzomilonito e filonitos de direção N45E e N55E, assim como zonas de cataclase concordantes com estas estruturas foram observadas por Knijnik *et al.* (2012). Ocorrem ainda diversos lineamentos N-S que cortam todas as estruturas citadas, com cinemática sinistral, com componente oblíquo variável, que podem ser correlacionados ao Sistema Passo do Marinheiro (Picada, 1971).

Knijnik *et al.* (2012) dividiu a área em três grandes domínios (Fig. 2.17): IA, com estruturas de direção fracamente NE, IB com estruturas variando de ENE a EW e II. Os domínios IA e IB são compostos pelo magmatismo pós-colisional sintranscorrente à ZCTDC, porém somente o Domínio IB está em contato com as rochas do embasamento Paleoproterozoico. O Domínio II, definido na porção SE da área de estudo, possui contato intrusivo com as rochas do Domínio IB e representa o magmatismo pós-colisional tardio do Batólito de Pelotas, tendo seu limite com o Domínio IB marcado pelas zonas de cataclase N55E.

O GCS compreende rochas de composição granodiorítica, granulação grossa e textura porfírica definida por megacristais de feldspatos em matriz inequigranular fina a média. Muitos cristais ainda preservam faces retas e alguns possuem formas ovoides alongadas, tipo *augen*. Sua orientação preferencial bem marcada e o alinhamento dos minerais da matriz definem uma foliação magmática.

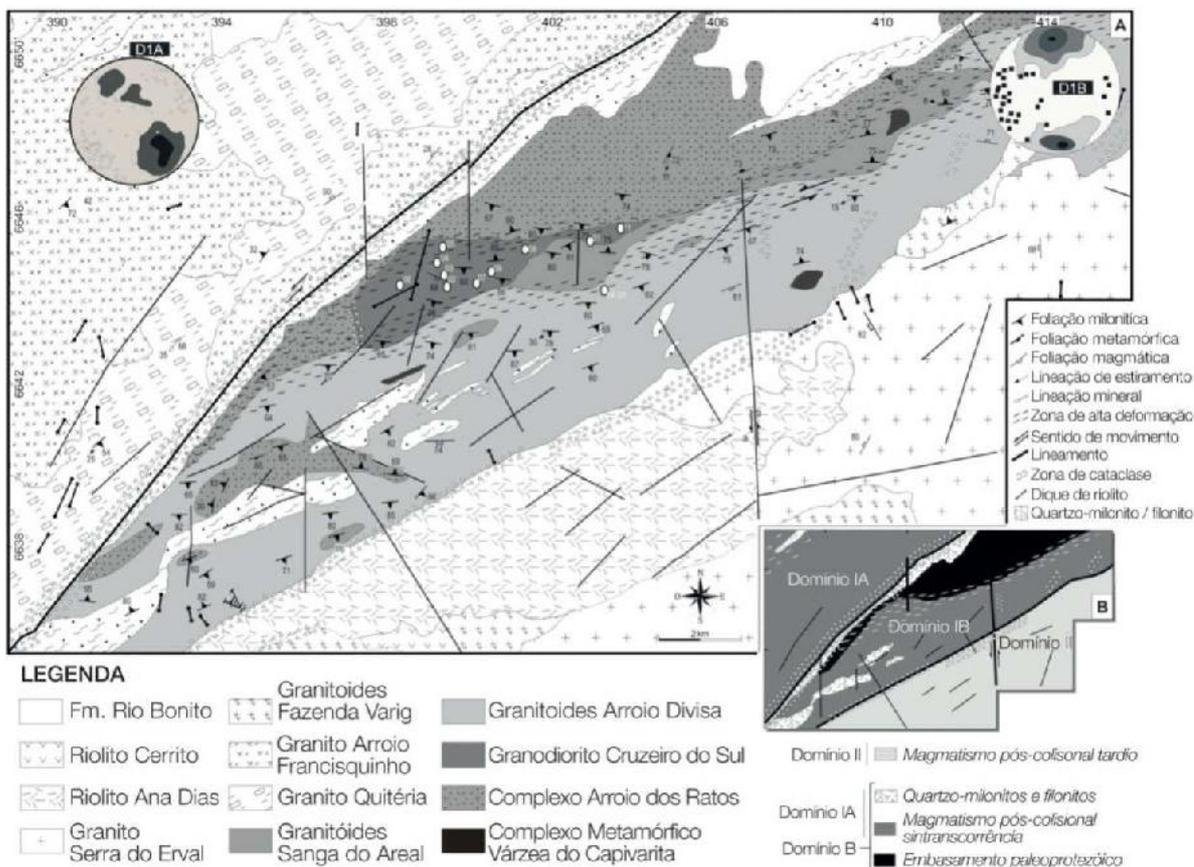


Figura 2.17: A- Mapa geológico da Região de Quitéria-Serra do Erval. B- mapa dos domínios estruturais e litológicos. Elipses brancas correspondem à amostragem geoquímica dos pontos DK do Granodiorito Cruzeiro do Sul-GCS no Arroio Divisa-GAD. Projeções estereográfica em rede de Schmidt (hemisfério inferior) para os elementos estruturais dos Domínios IA (D1A) e IB (D1B) - contornos dos polos da foliação milonítica (Sm) e magmática (So). Fonte: Knijnik *et al.* (2012).

Os megacristais de K-feldspatos (ortoclásio) representam 63% do total dos cristais maiores de feldspatos, predominando em relação ao plagioclásio andesina (An₃₁), em matriz granodiorítica contendo em média 20% de biotita e cerca de 5 a 10% de hornblenda. Os feldspatos mostram diversas microestruturas associadas à deformação tais como: a extinção ondulante presente em todos os grãos, formação de subgrãos nas bordas de alguns minerais, maclas deslocadas e textura granoblástica interlobada e serrilhada presentes pontualmente nos feldspatos da matriz (Foto 2.14A, B). Em menor quantidade, observam-se feldspatos da matriz pouco pertitizados (< 10% do grão), com pertitas do tipo filetes e vênulas. Aglomerados de cristais de hornblenda e faixas cataclásticas de espessura micrométrica, paralelas à foliação ocorrem localmente. A foliação milonítica é predominante no GCS.

Nas porções mais deformadas, a foliação milonítica é definida pela orientação preferencial de porfiroclastos de feldspatos e dos minerais da matriz totalmente recristalizados. Os porfiroclastos de feldspatos possuem tamanho entre 2 e 6 mm, chegando até 1 cm. A intensa sericitação dificulta a distinção entre K-feldspatos e plagioclásio.

Os **corpos máficos associados ao GCS** são representados por diques sin-plutônicos, mostrando contato difuso com os granodioritos do GCS. Possuem textura microporfirítica definida por cristais milimétricos de feldspatos em matriz equigranular muito fina.

A matriz é composta por quartzo, biotita, plagioclásio e raros cristais de K-feldspato, podendo ocorrer também hornblenda. Como acessório, observa-se apatita e allanita. A variação da composição mineralógica destes corpos é definida pela percentagens teores de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. Os fenocristais são plagioclásios com teores de An variando no campo da andesina (36 - 39%) e, em menor proporção, K-feldspatos (ortoclásio). Poucos grãos de feldspatos mostram inclusões de biotita.

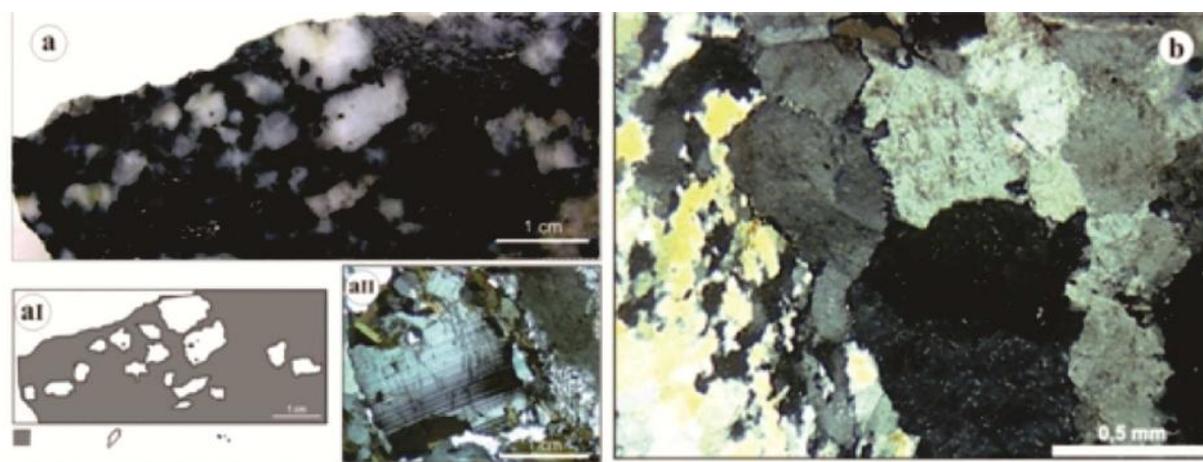


Foto 2.14. A- Amostra DK01E com foliação ígnea definida pelo alinhamento dimensional dos grãos de feldspatos que preservaram algumas faces retas; aI: croqui da amostra; aII: fotomicrografia de um plagioclásio da matriz com as mesmas características de grãos ígneos sem deformação. B-Textura granoblástica nos feldspatos da matriz. Fonte: Knijnik *et al.* (2012).

2.4.4 SUÍTE ENCRUZILHADA DO SUL

A Suíte Encruzilhada do Sul está situada na borda noroeste do Batólito Pelotas, um seguimento do cinturão orogênico Brasileiro Dom Feliciano, localizado na porção leste do Escudo Sul-Rio-grandense, Sul do Brasil (Fig. 2.13, 2.18, 2.19). Esta Suíte é composta predominantemente de granitos, associados a pequeno volume de sienitos e rochas dioríticas de afinidade toleítica. Estes granitos são tardi- a pós-cinemáticos à tectônica transcorrente principal, representada pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Fig. 2.18).

Idades convencionais (TIMS) U-Pb em zircões para granitoides da Suíte Encruzilhada do Sul (Vasquez, 1997) definiram idades de cristalização Neoproterozoicas-Cambrianas (617 a 559 Ma). Os dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd (Vasquez, 1997) sugeriram uma fonte predominantemente crustal para os magmas destes granitoides embora não tenha sido descartada uma origem por derivação mantélica acompanhada de uma elevada contaminação crustal (Vasquez, 1997).

A Suíte Encruzilhada do Sul compreende principalmente os Granitos Encruzilhada e Pitangueiras. Uma síntese da petrografia detalhada destes granitoides realizada por Vasquez (1997) é apresentada logo abaixo.

O Granito Encruzilhada compreende três fácies petrográficas:

1) Monzogranitos a sienogranitos porfiríticos seriados, leucocráticos com minerais máficos representados pela biotita constituindo menos de 10% da moda (4 - 7%). Feldspatos alcalinos (pertitas e microclina) ocorrem como fenocristais euédricos a subédricos com 20 a 50 mm de comprimento, alguns incluindo poiquiliticamente bitotita, plagioclásio e quartzo e também como constituinte da matriz. Alguns fenocristais mostram textura rapakivi. Plagioclásio ocorre como fenocristais e também como contituinte da matriz. Os fenocristais são oligoclásios frequentemente zonados, com os núcleos em geral mais cálcicos (An_{25-29}) e as bordas mais sódicas (An_{15-18}), definindo zonação normal contínua ou descontínua, ou ainda do tipo oscilatória. Na matriz o plagioclásio ocorre como cristais subédricos com composição variando de An_{12} a An_{25} . Biotita ocorre como lamelas subédricas a euédricas, entre 2 a 5 mm, mas também ocorrem como lamelas (<2 mm) subédricas na matriz e como inclusões de núcleo nos fenocristais feldspato alcalino potássico. Exibem um pleocroísmo castanho escuro a castanho avermelhado, sugerindo enriquecimento na molécula de annita. Os minerais acessórios são apatita, zircão, fluorita como agregados nas reentrâncias das lamelas de biotita e, minerais opacos como cristais prismáticos subédricos identificados como óxidos de Fe e Ti (ilmenita).

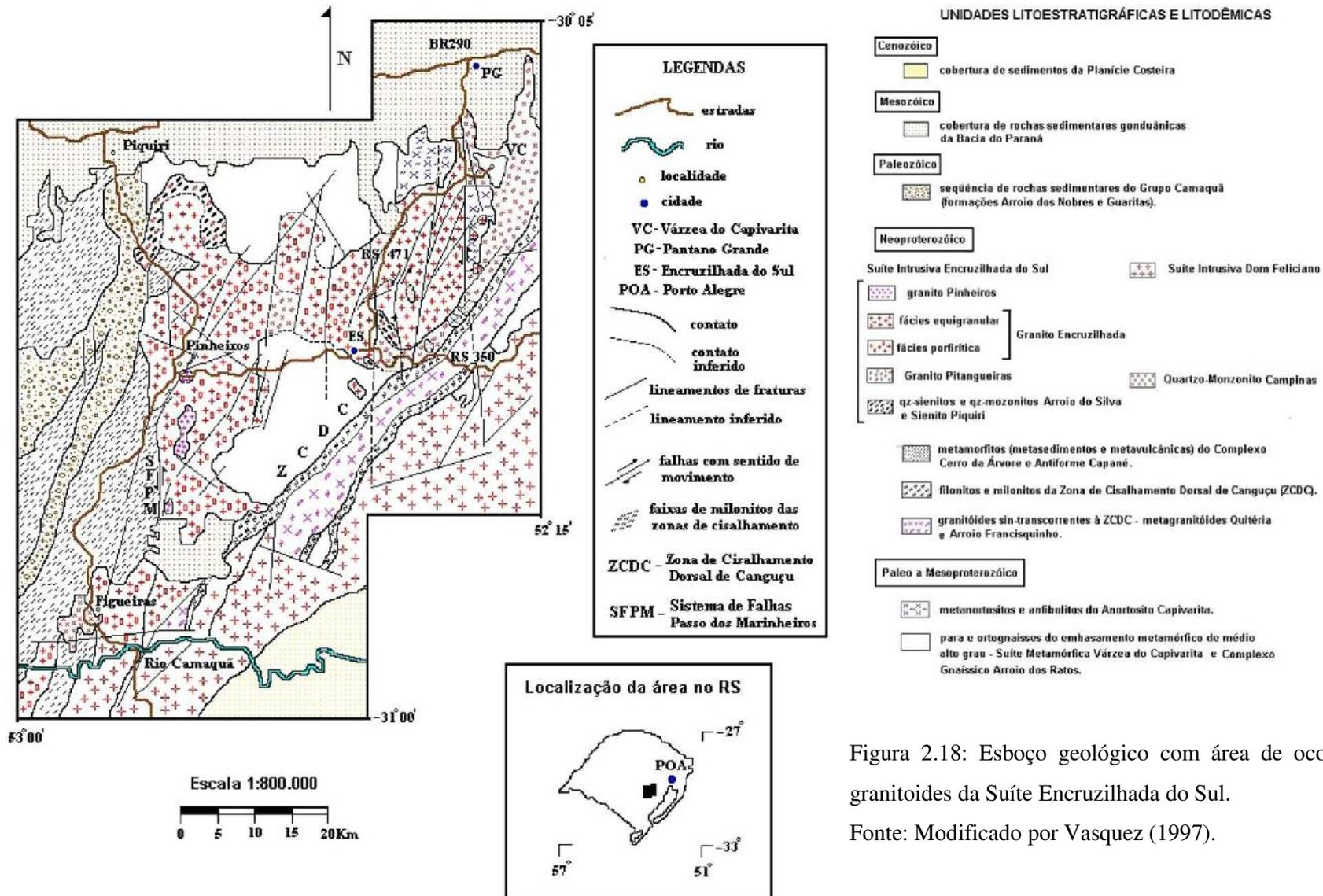


Figura 2.18: Esboço geológico com área de ocorrência dos granitoides da Suíte Encruzilhada do Sul.

Fonte: Modificado por Vasquez (1997).

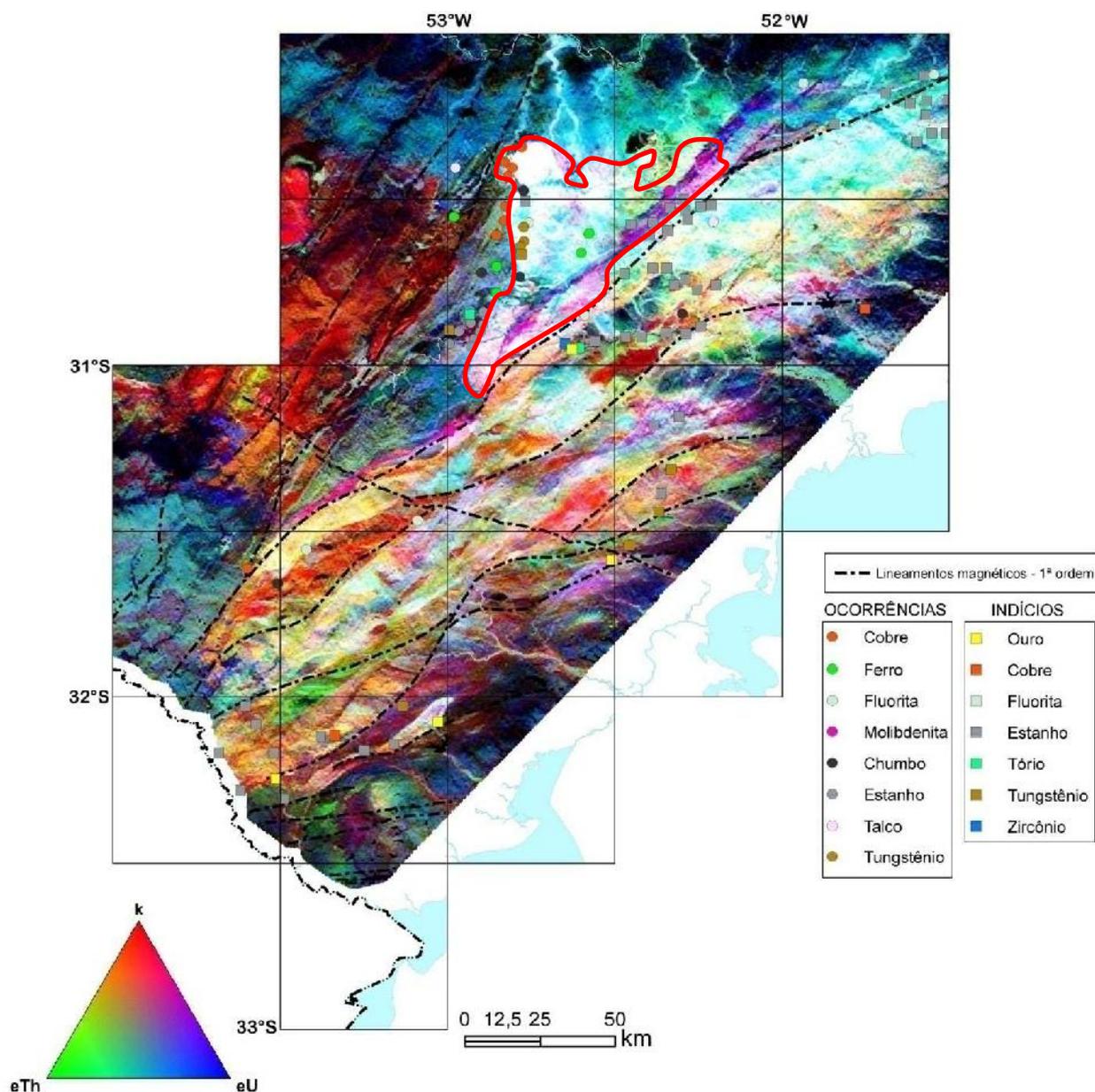


Figura 2.19: Mapa de composição radiométrica - Fusão distribuição ternária de K - eTh - eU (RGB). Área delimitada de cor vermelha - área com os granitoides da Suíte Encruzilhada do Sul. Fonte: Stroper, J. L.; Laux, J. H.; Chemale, L. T.; Scherer, O. L. B.; Cruz, R. (2016)-CPRM.

2) Sienogranito a monzogranitos equigranulares constituídos por feldspato alcalino (ortoclásio e pertitas) constituindo de 38% a 58% da moda. Textura rapaki ocorre raramente. Plagioclásio varia em composição de oligoclásio a albita e constitui de 9% a 36% da moda. Quartzo ocorre como cristais anédricos a subédricos, apresenta fraca extinção ondulante e caráter uniaxial e restritos a matriz, constituindo de 19% a 40% da moda. Biotita ocorre como cristais subédricos, com granulometria entre 0,5 e 1 mm na matriz, e como inclusões nos feldspatos, em concentrações modais inferiores a 10% (2% a 8%). O pelocroísmo castanho claro a castanho escuro observado em algumas lamelas sugere enriquecimento na molécula de annita. Anfibólio ocorre como cristais prismáticos subédricos ou anédricos, com 5 a 10 mm, constituindo de 4% a 10% da moda e composição hornblenda hastingsítica. Os minerais acessórios são titanita, mostrando frequentes inclusões de minerais opacos e zircões. Allanita, ocorre como cristais prismáticos subédricos a euédricos, alguns metamíticos. Minerais opacos são ilmenitas, ocorrem como cristais subédricos prismáticos inclusos nos anfibólios e biotita.

3) Enclaves microgranulares mostram composição variando de quartzo-monzodioritos a quartzo-monzonitos, podendo ocorrer termos granodioríticos e monzograníticos. Estes enclaves são compostos essencialmente por biotita que ocorrem como pequenas lamelas subédricas na matriz (<0,2 mm) mostrando pleocroísmo castanho escuro a claro e, como inclusões nos bordos dos megacristais de quartzo e feldspato. Constituem de 39 a 7% da moda. Os enclaves microgranulares mais diferenciados podem conter cristais de biotita >2 mm. Anfibólio constitui de 12 a 0 % da moda, ocorre como cristais subédricos (< 1 mm), tratando-se possivelmente de hornblenda. Exibem com frequência inclusões de minerais acessórios e mostram desestabilização para biotita e titanita.

O plagioclásio nos enclaves microgranulares menos diferenciados apresenta-se como microfenocristais subédricos, com tamanho de grão inferior a 0,5 mm, zonados e a composição corresponde a andesinas (An₅₀ a An₅₃). Nos enclaves mais microgranulares diferenciados ocorre como microcristais (<0,2 mm) subédricos na matriz, e como megacristais euédricos e subédricos, com tamanho de grão entre 3 e 10 mm, zonação oscilatória e mantos de albita com inclusões de microcristais da matriz. Constitui de 37 a 24% da moda. Feldspato alcalino (pertita) ocorre como megacristais euédricos e subédricos, com tamanho de grão entre 10 e 30 mm, mostrando mantos de albita, e inclusões de pequenos cristais de plagioclásio, quartzo e biotita da matriz. Possivelmente alguns destes fenocristais representam cristais capturados dos granitos hospedeiros. Constitui 38 a 1% da moda. Quartzo ocorre como microcristais (<0,2 mm), subédricos e anédricos intersticiais na matriz. Nos enclaves microgranulares mais diferenciados ocorrem como megacristais subédricos

arredondados com bordos corroídos e orlados por inclusões de cristais de biotita, resultando numa textura ocelar. Constituem 27 a 5% da moda. Os minerais acessórios são apatita, titanita e opacos.

Os enclaves microgranulares máficos com a composição mais básica apresentam uma matriz microgranular com esparsos microfenocristais de plagioclásio, anfibólio e titanita. Nos enclaves microgranulares e porções híbridas de composição mais ácida a textura predominante é a porfirítica fina composta por megacristais de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio, imersos numa matriz microgranular a base biotita, plagioclásio e quartzo.

Granito Pitangueiras é constituído por três fácies petrográficas:

Fácies 1 - Monzogranitos a sienogranitos porfiríticos finos a médios. Estes granitoides são compostos essencialmente por feldspato alcalino (32-48%), plagioclásio (25-46%), quartzo (21-27%), biotita (9-12%). Apatita, allanita, titanita, zircão e minerais opacos são os minerais acessórios. O feldspato alcalino (ortoclásio períticos e microclina) se apresenta como fenocristais euédricos e subédricos, com tamanho de grão entre 10 e 20 mm, contendo inclusões de pequenos cristais de plagioclásio, quartzo, biotita e minerais acessórios.

Plagioclásio ocorre como fenocristais subédricos e euédricos, com zonação normal e, como constituinte da matriz. A composição varia de oligoclásio a andesina (An_{27} a An_{38}). Quartzo ocorre como cristais subédricos e anédricos na matriz, mostrando forte extinção ondulante e microfaturamentos. Contatos serrilhados e recristalização nos bordos ocorrem nas amostras mais afetadas pela deformação. Biotita se apresenta como lamelas subédricas. Os cristais de biotita, nas amostras com maior deformação, apresentam os bordos serrilhados com recristalização, microfalamentos com deslocamento e curvamento (*kink*) da clivagem. Allanita ocorre como cristais prismáticos subédricos, apatita como pequenos cristais prismáticos inclusos na biotita, quartzo e feldspatos. Zircão ocorre como microcristais inclusos principalmente na biotita, onde produzem halos pleocróicos. Minerais opacos, ilmenita - ocorre como cristais subédricos a euédricos (<0,5 mm) inclusos principalmente na biotita.

Fácies 2) Compreende quartzo-monzodioritos, quartzo-monzonitos a granodioritos porfirítico (porções híbridas). Geralmente as rochas deste facies se apresentam bastante deformadas, com feições de deformação indicando processos de protomilonitização. Estas porções híbridas são compostas essencialmente por plagioclásio (oligoclásio a andesina), como megaclastos com microfraturamentos e encurvamento dos planos de macla polissintética e cristais pequenos deformados e recristalizados constituindo a matriz (49-63%),

quartzo mostrando forte extinção ondulante, contatos serrilhados e subgrãos (15-22%); feldspato alcalino, representado pela microclina, se apresenta como megablastos. A biotita constitui cerca de 8% da moda e, nas porções híbridas, as palhetas de biotita definem uma foliação protomilonítica. O anfibólio, hornblenda constitui cerca de 1% da moda. Titanita (1%), apatita, zircão e minerais opacos (ilmenita) ocorrem como minerais acessórios.

Fácies 3) Neste facies Vasquez (1997) incluiu os enclaves microgranulares com composição variando de quartzo-dioritos, quartzo-monozodioritos e quartzo-monzonitos. São compostos essencialmente por plagioclásio ocorre como cristais subédricos a euédricos, raramente zonados e composição variando de andesina a oligoclásio nos enclaves mais evoluídos e laboradorita nos enclaves mais básicos. Biotita é restrita a matriz apresenta-se como cristais subédricos e anédricos. Anfibólio mostra características semelhantes aos descritos nas porções híbridas, tratando-se igualmente de hornblendas, no entanto os cristais são euédricos e subédricos e por vezes formam aglomerados. Os minerais acessórios são apatita, minerais opacos (magnetita), titanita e zircão.

CAPÍTULO 3. QUÍMICA MINERAL

3.1 INTRODUÇÃO

Estudos experimentais realizados em minerais demonstraram que o comportamento dos elementos traço é diferenciado entre os minerais formadores de rochas e os minerais acessórios (Watson & Harrison, 1984; Nabelek & Glascock, 1995; Nabelek, 1999; Bea, 1996; Bea & Montero, 1999; Piccoli *et al.*, 2000; Zeng *et al.*, 2005; Prol Ledesma *et al.*, 2012). Os teores dos elementos traço de uma rocha são resultantes de fusão parcial e estão relacionados às proporções da fusão, e a composição do material fonte (Bea, 1996; Piccoli *et al.*, 2000; Prol Ledesma *et al.*, 2012).

Os elementos de alto potencial iônico (*HFSE*) estão hospedados preferencialmente nas fases acessórias (allanita, monazita, apatita, titanita e zircão). Estes minerais acessórios estão presentes nos granitoides estudados, e possivelmente ajudaram a controlar o comportamento desses elementos no magma. Zoneamentos de ordem microscópica foram observados em apatita, allanita, titanita e zircão, e quimicamente confirmados na allanita (microsonda eletrônica), apatita, titanita e zircão (*LA-ICP-MS*), que mostraram registros de múltiplas cargas de magmas.

As biotitas das intrusões estudadas (Província Borborema: Suítes Bom Jardim-SBJ, Toritama-ST, Fazenda Nova-SFN, Terra Nova-STN, e o Complexo Campina Grande-CCG; Província Mantiqueira: Suíte Lavras do Sul-SLS, Suíte Santo Antônio-SSA, Pluton Cruzeiro do Sul-PCS, e a Suíte Encruzilhada do Sul-SES) foram analisadas por microsonda eletrônica. Os dados dessas análises são dos estudos anteriores (SBJ e ST- Guimarães, 1989; SFN - Neves & Vauchez, 1995; CCG - Almeida, 1999; STN - Silva Filho, 1989; SLS - Nardi, 1984; SSA - Barros e Nardi, 1994; PCS - Knijnik *et al.*, 2012; SES - Vasquez, 1997), mas nesta tese foram trabalhados em *software* desenvolvido mais recentemente e projetados em novos diagramas. Nas intrusões abordadas ocorrem biotitas com inclusões de zircão, sendo possível a abordagem associada da geoquímica desta fase formadora dos granitoides com a geoquímica de zircão.

3.2 ANÁLISES

3.2.1 Biotita

As análises composicionais químicas nas biotitas das intrusões estudadas (Suítes Bom Jardim-SBJ, Toritama-ST, Fazenda Nova-SFN, e o Pluton Campina Grande-PCG, Suíte Terra Nova-STN, Suíte Lavras do Sul-SLS, Suíte Santo Antônio-SSA, Pluton Cruzeiro do Sul-PCS e Suíte Encruzilhada do Sul-SES) foram modeladas por *softwares* específicos, e os resultados desse modelamento possibilitaram verificar as variações nos parâmetros físicos, como pressão e temperatura, e na fugacidade de oxigênio (fO_2) dos magmas geradores dessas intrusões a partir da cristalização da biotita. Por ser uma fase desenvolvida em sistemas geoquímicos mais abertos, as biotitas modeladas foram separadas cuidadosamente verificando seus conteúdos de OH (biotitas usadas - OH <3%, diminuindo as perturbações no sistema pelo excesso de água e deixando os valores de OH mais próximos dos encontrados em anfibólios).

As projeções das composições químicas das biotitas estudadas nos diagramas discriminantes tectônicos são também avaliadas cautelosamente. As trocas químicas nas biotitas, possíveis em ambientes com sistema aberto, podem mascarar os verdadeiros campos tectônicos. As condições geoquímicas da relação Fe^{2+} -Mg- Fe^{3+} nas biotitas são mais acuradas em comparação com os teores de Ti, Al, K, Ba, por exemplo, devido a mobilidade dos *LILEs* e de processo de fracionamento e contaminação crustal que envolvem estes elementos e que podem, portanto, modificar as condições originais de cristalização da biotita.

Os campos dos diagramas que utilizam TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O e BaO devem ser, portanto, considerados com restrições. Um exemplo deste cuidado é discutido por Stussi & Cuney (1996) a partir dos estudos de Abdel Rahman (1994). Assim, o uso desses diagramas nesta tese é considerado como uma interpretação por correlações entre a composição das biotitas com outras fases de grande resistência as trocas químicas em sistemas abertos.

As biotitas da Suíte Bom Jardim em diagrama expresso nos termos de Ti-Mg-Fe (Foster, 1960; Neilson & Haynes, 1973), mostram mais enriquecimento de Mg em comparação às demais intrusões estudadas nesta tese (Fig. 3.1), e como descritas por Guimarães (1989), são mais ricas em Mg do que as biotitas do Batólito Sierra Nevada (Dodge, 1969). A Suíte Bom Jardim tem biotitas projetadas, em sua maioria, no campo (B) das biotitas típicas de alteração hidrotermal, ou próximas a este campo (Fig. 3.2a). O conteúdo mais alto em molécula de flogopita indica que a maior parte das biotitas foi cristalizada a partir de um magma muito hidratado, tendo assim uma correspondência petrográfica, sugerida pelos anfibólios primários como bordas de reações em piroxênio que

ocorrem principalmente em resposta à queda de temperatura e aumento de PH_2O no líquido, normalmente seguindo prolongado intervalo de cristalização das fases anidras (Guimarães, 1989). São composicionalmente Mg-biotitas a levemente flogopíticas (Fig. 3.2c).

Um método de expressar as variações químicas e paragêneses diferentes das assembleias portadoras de biotitas ígneas é pelo uso do diagrama ternário MgO-FeOt-Al₂O₃ (Nockolds, 1947; Albuquerque, 1973; Abdel Rahman, 1994). No diagrama ternário MgO-Al₂O₃-FeO_t as biotitas ocupam o campo designado originalmente como biotitas coexistindo com anfibólio (Nockolds, 1947). Esta associação paragenética é geralmente verdadeira para a Suíte Bom Jardim, entretanto nos piroxênio biotita monzonitos e piroxênio biotita leuco feldspato alcalino sienitos os anfibólios ígneos não são encontrados. Seria, portanto, necessário neste caso redefinir o campo I, como biotitas coexistindo com anfibólios e/ou piroxênios (a), estando os enclaves e algumas amostras dispostos ao longo da curva que separa este campo (a) daquele de onde biotita coexiste com outros minerais ferromagnesianos (b) (Fig. 3.2e). Neste mesmo diagrama (MgO-Al₂O₃-FeO_t), apresentando outras subdivisões, as biotitas estão dispostas entre o campo II (biotita associada sem acompanhamento de outros minerais máficos) e III (biotita associada com hornblenda, piroxênio, ou olivina) (Fig. 3.2g).

Nos diagramas FeOt vs. MgO, (FeOt vs. MgO vs. Al₂O₃), FeOt vs. Al₂O₃, MgO vs. Al₂O₃ com os campos propostos por Abdel Rahman (1994), as biotitas dos granitoides da Suíte Bom Jardim se projetam nos campos dos granitoides calcioalcalinos, e algumas dessas biotitas estão sobre a linha divisória entre os campos de granitoide calcioalcalino e alcalino (Figs. 3.3a).

As amostras dos diques máficos da Suíte Bom Jardim caem no campo (B) e no campo (A) das biotitas primárias em rochas graníticas-granodioríticas. São Mg-biotitas, e no diagrama (MgO-Al₂O₃-FeO_t), formam um *trend* que acompanha a curva do campo de biotita coexistindo com anfibólio (a- diques máficos) e um *trend* horizontal (rochas encaixantes) que corta as curvas divisórias e vai do campo (a) passando pelo (b) e (c- biotita coexistindo com muscovita) até tocar o (d- biotita coexistindo com aluminossilicato). Neste mesmo diagrama ternário, com campos I: biotita associada com muscovita ou topázio, II: biotita associada sem acompanhamento de outros minerais máficos, III: biotita associada com hornblenda, piroxênio ou olivina. Os diques máficos se dispõem ao longo da curva entre os campos II e III, enquanto as rochas encaixantes têm seu *trend* horizontalizado no campo II até tocar o campo I. Nos diagramas FeOt vs. MgO, (FeOt vs. MgO vs. Al₂O₃), FeOt vs. Al₂O₃, MgO vs. Al₂O₃, as biotitas dos diques máficos caem no campo calcioalcalino, enquanto às das rochas

encaixantes interceptam a linha que está entre o campo calcioalcalino e peralcalino, exceto no diagrama MgO vs. Al₂O₃.

Apesar de não haver uma correlação claramente definida entre Al total e o conteúdo de álcalis, as biotitas com os valores mais baixos de Al_{total} (geralmente encontradas nas rochas mais evoluídas) tendem a mostrar os conteúdos mais altos de álcalis. Os conteúdos de Al das celas unitárias são sempre encontrados excedendo Na+K nas biotitas analisadas da Suíte Bom Jardim.

O conteúdo de bário das biotitas da Suíte Bom Jardim mostram alguns *trends* interessantes quando vistos em conjunto com suas fases associadas. As biotitas que, de evidência textural se acredita ter sido cristalizadas antes do feldspato alcalino mostram muito mais alto conteúdo de BaO quando comparadas aos flocos intersticiais menores. As mais antigas sendo tipicamente biotitas formadas primitivamente e as mais recentes um flocos intersticial de estágio tardio. A análises também mostram que as biotitas da fácies menos diferenciada da suíte são mais enriquecidas em BaO, bem como Ni e Cr e depletada em Rb e Cs, do que as biotitas das rochas mais evoluídas. Ocorre obviamente uma concorrência marcada para Ba entre as fases cristalizadas, especialmente biotita e feldspato alcalino, e esse aspecto da química mineral será tratado em conjunto com os *trends* da geoquímica de rocha total no capítulo das considerações e discussões desta tese, sendo ainda integrado aos conteúdos de Ba nas biotitas das demais intrusões estudadas.

As biotitas da Suíte Toritama apresentam uma variação composicional muito pequena, onde parte das biotitas cai no campo (B) das biotitas típicas de alteração hidrotermal, enquanto que a outra parte delas cai fora do campo (B), mas próximas a este campo (Fig. 3.2a). São Mg-biotitas que no diagrama ternário MgO-Al₂O₃-FeO_t caem no campo (a) das biotitas que coexistem com anfibólio, e ainda se projetam nos campos III (biotita associada com hornblenda, piroxênio, ou olivina) e II (biotita associada sem acompanhamento de outros minerais máficos) (Figs. 3.2c, e, g). Todas as biotitas da Suíte Toritama caem no campo dos granitoides calcioalcalinos (Fig. 3.3a) (ocorrem restrições nessa classificação de Abdel Rahman (1994) discutida por Stussi & Cuney, 1996).

As biotitas da Suíte Fazenda Nova caem fora dos campos A (biotitas primárias em rochas graníticas-granodioríticas) e B (biotitas de alteração típicas) (Fig. 3.2a). São Mg-biotitas (Fig. 3.2c) e no diagrama ternário MgO-Al₂O₃-FeO_t desenvolvem um *trend* sobre a curva entre os campos *a* (biotita coexistindo com anfibólio) e *b* (biotita coexistindo com outros minerais ferromagnesianos), e que neste mesmo diagrama com outras subdivisões são projetadas segundo um *trend* curvo no campo II (biotita associada sem acompanhamento de

outros minerais máficos) (Fig. 3.2e, g). Segundo os diagramas com os campos propostos por Abdel Rahman (1994), as biotitas da Suíte Fazenda Nova são como àquelas de suítes calcioalcalinas orogênicas (Fig. 3.3a).

O Complexo Campina Grande tem uma parte de suas biotitas no campo das biotitas primárias em rochas graníticas-granodioríticas (A) (Fig. 3.2a). São composicionalmente Mg-biotitas, sendo algumas projetadas mais próximas ao campo das Fe^{+2} -biotitas (C). Estas biotitas desenvolvem um *trend* curvo junto à linha que limita o campo das biotitas que coexistem com anfibólio (a) (Fig. 3.2e) e no diagrama com os campos I (biotita associada com muscovita ou topázio), II (biotita associada sem acompanhamento de outros minerais máficos) e III (biotita associada com hornblenda, piroxênio, ou olivina) e se projetam ainda formando um *trend* curvo no campo II sendo próximas ao campo III (Fig. 3.2g). Nos diagramas $FeOt$ vs. MgO , ($FeOt$ vs. MgO vs. Al_2O_3), $FeOt$ vs. Al_2O_3 , MgO vs. Al_2O_3 , todas as biotitas do Complexo Campina Grande caem no campo de granitoides calcioalcalinos (Fig. 3.3a).

A Suíte Terra Nova tem algumas raras biotitas no campo A (biotitas primárias em rochas graníticas-granodioríticas) (Fig. 3.2a). As biotitas são composicionalmente Mg-biotitas (Fig. 3.2c) e nos diagramas ternários $MgO-Al_2O_3-FeOt$ caem no campo das biotitas que coexistem com anfibólio (a) e forma um *trend* sobre a curva entre os campos II (biotita associada sem acompanhamento de outros minerais máficos) e III (biotita associada com hornblenda, piroxênio, ou olivina) (Fig. 3.2e, g). As biotitas caem todas no campo calcioalcalino (Fig. 3.3a) proposto por Abdel Rahman (1994).

As biotitas da Suíte Lavras do Sul caem no campo das biotitas primárias em rochas graníticas-granodioríticas (A) (Fig. 3.2b). São composicionalmente Mg-biotitas a Fe^{+2} -biotitas (Fig. 3.2d). Nos diagramas ternários $MgO-Al_2O_3-FeOt$ estas amostras caem no campo das biotitas que coexistem com anfibólio (a) (Fig. 3.2f). A Suíte Lavras do Sul tem biotitas projetadas no campo das biotitas associadas com hornblenda, piroxênio, ou olivina (campo III), e tangencia a curva limite entre o campo III e II (biotita associada sem acompanhamento de outros minerais máficos) (Fig. 3.2h). As biotitas se dispõem entre os campos das suítes alcalinas e calcioalcalinas orogênicas (Fig. 3.3b); esses campos são propostos por Abdel Rahman (1994).

As biotitas da Suíte Santo Antônio-SSA mostram teores de TiO_2 decrescentes com a diferenciação. Em rochas com teores de SiO_2 em torno de 61% as biotitas apresentam valores de TiO_2 entre 5,08 a 4,15%, e naquelas com SiO_2 entre 64 e 68%, as biotitas mostram conteúdos de 3,62 a 2,69% de TiO_2 . A composição química das biotitas da SSA é semelhante

à descrita no Monzogranito Central do Maciço de Ballons (Pagel & Leterrier, 1980). A razão $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ nas biotitas da SSA varia entre 0,62 a 0,69, sendo semelhante à encontrada nas biotitas do núcleo da Suíte Lavras do Sul, descrita por Nardi (1984).

O Pluton Cruzeiro do Sul apresentam suas biotitas, quase em sua totalidade, no campo das biotitas primárias em rochas graníticas-granodioríticas (A) (Fig. 3.2b). São composicionalmente Mg-biotitas, mas próximas à composição Fe^{+2} -biotitas (Fig. 3.2d). Nos diagramas ternários $MgO-Al_2O_3-FeO_t$ estas amostras caem no campo das biotitas que coexistem com anfibólio (a) e formam um *trend* que acompanha a curva que limita este campo, estando uma das amostras no campo das biotitas que coexistem com outros minerais ferromagnesianos (b) (Fig. 3.2f). As biotitas do Pluton Cruzeiro do Sul caem no campo II (biotita associada sem acompanhamento de outros minerais máficos), mas formam um *trend* que tangencia a curva limite entre o campo II e III (biotita associada com hornblenda, piroxênio, ou olivina) (Fig. 3.2h). Todas as amostras caem no campo da biotita em suítes calcioalcalinas orogênicas (Figs. 3.3b).

A Suíte Encruzilhada do Sul tem algumas de suas biotitas das fácies monzograníticas dos Granitos Encruzilhada e Pitangueiras caindo no campo das biotitas primárias em rochas graníticas-granodioríticas (A) (Fig. 3.2b). São composicionalmente Fe^{2+} -biotitas (fácies monzogranítica - Granito Pitangueiras; enclaves do Granito Encruzilhada), Fe^{2+} -biotitas a siderofilitas (fácies monzogranítica - Granito Encruzilhada), e siderofilitas (fácies sienogranítica - Granito Encruzilhada) (Fig. 3.2d).

As biotitas projetadas no diagrama ternário $MgO-Al_2O_3-FeO_t$ caem no campo de biotita coexistindo com outros minerais ferromagnesianos (*b*- fácies monzogranítica - Granito Pitangueiras) enquanto as outras amostras caem fora dos campos *a* (biotita coexistindo com anfibólio), *b*, e *c* (biotita coexistindo com muscovita), mas algumas raras amostras caem próximas ao campo *b* e *c* (fácies monzogranítica - Granito Encruzilhada), e *a* (enclaves do Granito Encruzilhada) (Fig. 3.2f).

Ainda no diagrama ternário $MgO-Al_2O_3-FeO_t$, mas com diferentes subdivisões, todas as biotitas da Suíte Encruzilhada caem no campo II (biotita associada sem acompanhamento de outros minerais máficos), sendo algumas amostras (fácies sienogranítica e enclaves do Granito Encruzilhada) tocantes na curva que limita o campo III (biotita associada com hornblenda, piroxênio, ou olivina) (Fig. 3.2h).

As amostras da Suíte Encruzilhada do Sul foram plotadas nos diagramas FeO_t vs. MgO , (FeO_t vs. MgO vs. Al_2O_3), FeO_t vs. Al_2O_3 , MgO vs. Al_2O_3 , com os campos propostos por Abdel Rahman (1994), onde mostram as biotitas da fácies monzogranítica do Granito

Pitangueiras variando do campo da biotita em suítes calcioalcalinas orogênicas ao campo da biotita em suítes peraluminosas (Fig. 3.3b). Enquanto, as biotitas do Granito Encruzilhada são distribuídas nesses diagramas da seguinte forma; os enclaves variam do campo da biotita em suítes alcalinas anorogênicas ao campo da biotita em suítes calcioalcalinas orogênicas, com exceção para o diagrama FeOt vs. MgO, onde esses enclaves variam até o campo da biotita em suítes peraluminosas; a fácies monzogranítica variam do campo da biotita em suítes alcalinas anorogênicas ao campo da biotita em suítes peraluminosas; e a fácies sienogranítica caem no campo da biotita em suítes alcalinas anorogênicas.

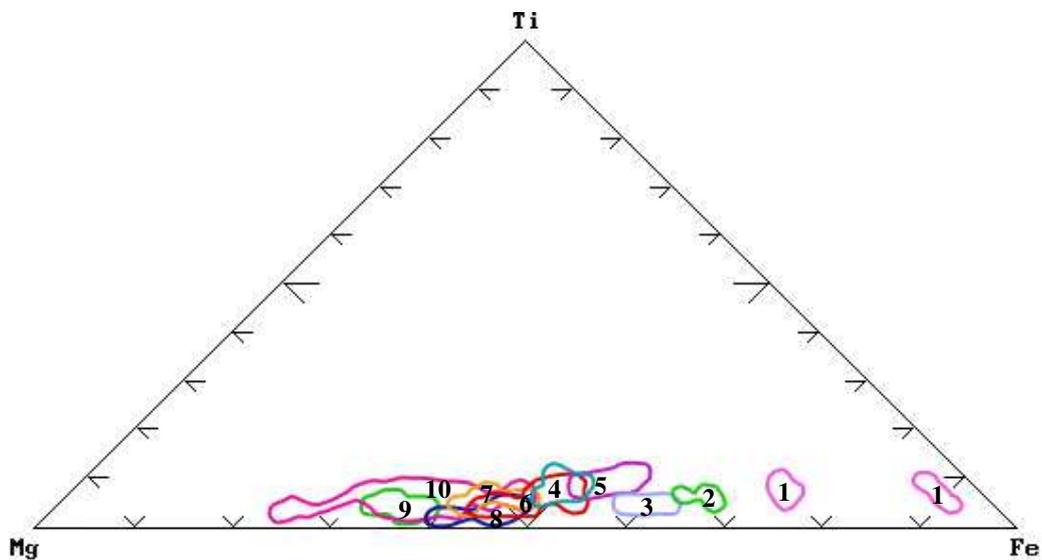


Figura 3.1: Diagrama ternário de proporção atômica de Ti-Mg-Fe (Foster, 1960; Neilson & Haynes, 1973). Biotitas da Província Borborema (10-6) e da Província Mantiqueira (5-1).

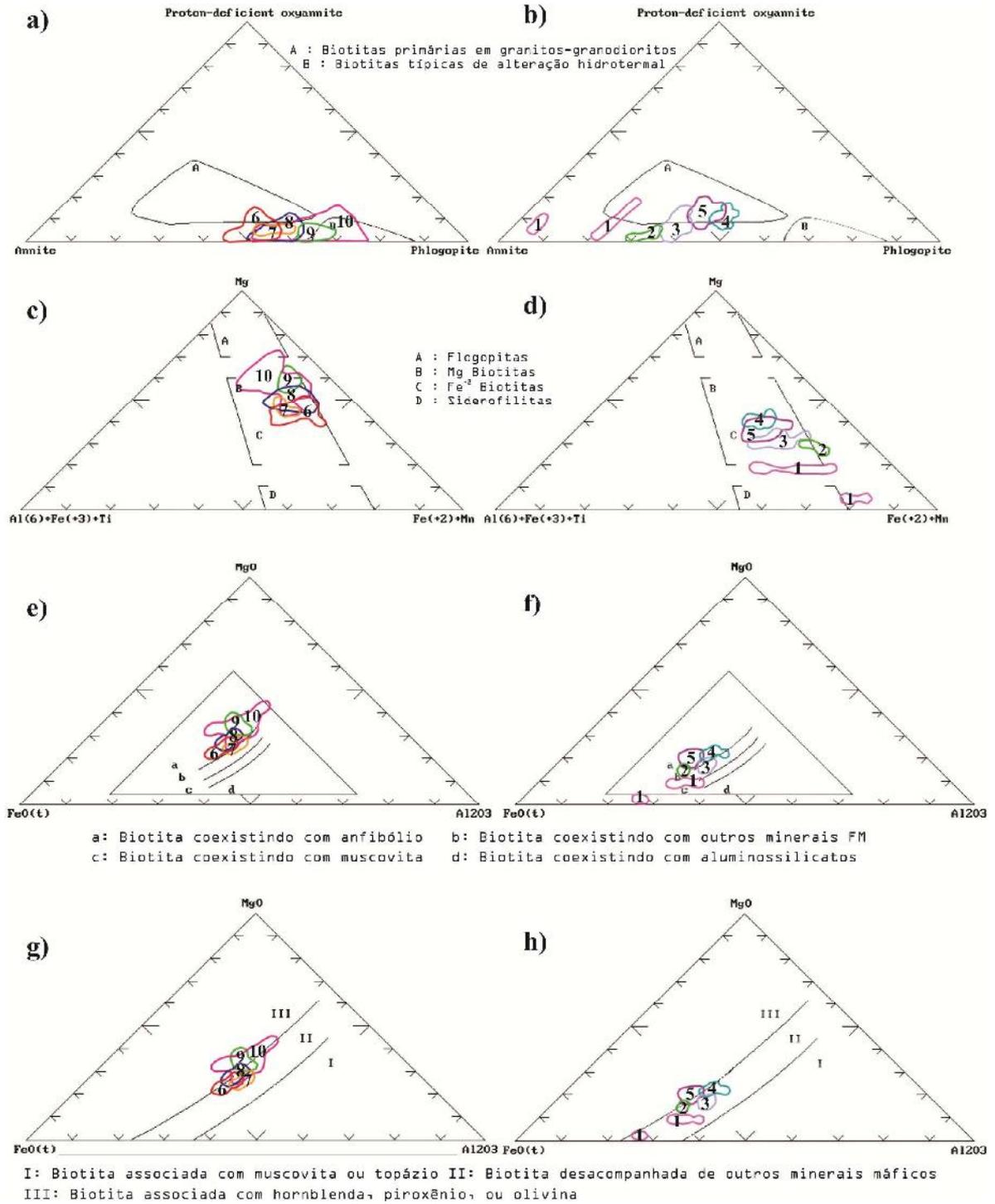


Figura 3.2: Diagramas ternários com campos discriminantes de biotitas. Biotitas da Província Borborema (a, c, e, g). Biotitas da Província Mantiqueira (b, d, f, h). Cor dos campos das intrusões como na figura 3.1.

- | | |
|-------------------------------|---|
| 10 Suíte Bom Jardim | 5 Suíte Lavras do Sul |
| 9 Suíte Toritama | 4 Pluton Cruzeiro do Sul |
| 8 Suíte Terra Nova | 3 Granito Pitangueiras/SES |
| 7 Suíte Fazenda Nova | 2 Enclave-Granito Encruzilhada/SES |
| 6 Suíte Campina Grande | 1 Granito Encruzilhada |

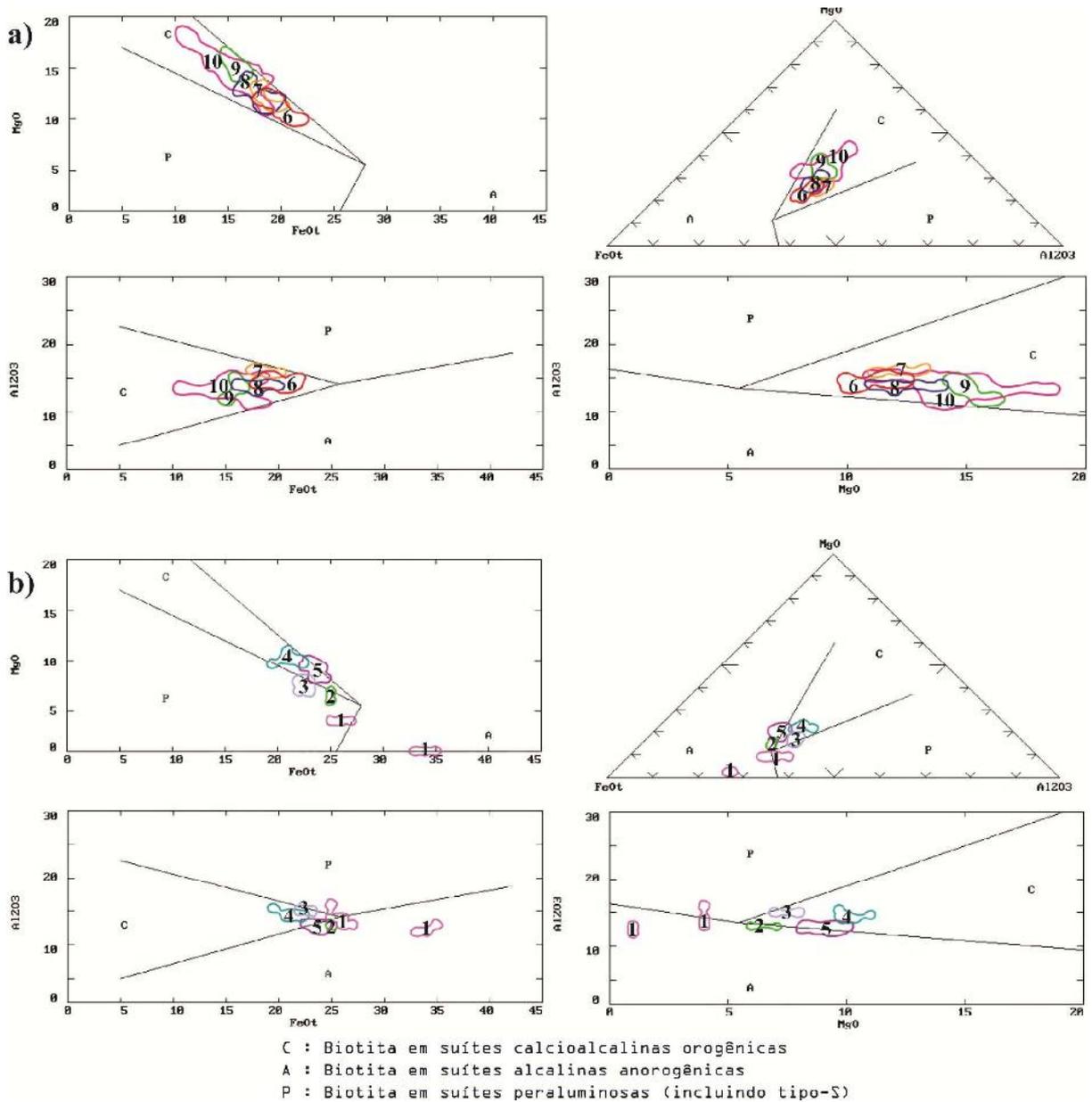


Figura 3.3: Diagramas com campos discriminantes de biotitas (Abdel Rahman, 1994). a) Biotitas da Província Borborema. b) Biotitas da Província Mantiqueira.

As biotitas da Suíte Bom Jardim mostram valores de Fe# $[Fe/(Fe+Mg)]$ entre 0,32 e 0,45; com valores variando de 0,25 a 0,42 para seus enclaves; 0,32 a 0,45 para os diques máficos, e de 0,46 a 0,52 para as rochas encaixantes. Valores de Fe# variam de 0,33 a 0,40 para a Suíte Toritama; 0,42 a 0,47 para a Suíte Fazenda Nova, sendo sua porção diorítica de 0,48 a 0,50. Nos granitoides do Complexo Campina Grande as biotitas apresentam Fe# de 0,45 a 0,55, e sua fácies híbrida de 0,48 a 0,56; para Suíte Terra Nova os valores de Fe# variam de 0,40 a 0,50 e para seus enclaves os valores estão entre 0,45 e 0,47. As biotitas da Suíte Lavras do Sul mostram valores de Fe# entre 0,56 e 0,63. Para as biotitas do Pluton Cruzeiro do Sul o Fe# varia de 0,51 a 0,57. Enquanto as biotitas da Suíte Encruzilhada do Sul têm valores de Fe# variando de 0,60 a 0,67 (Granito Pitangueiras - fácies monzogranítica); e de 0,79 (fácies monzogranítica), 0,96 (fácies sienogranítica), e de 0,67-0,70 (enclave) - Granito Encruzilhada.

A maioria das biotitas da Província Borborema analisadas neste estudo tem valores de Fe# inferiores a 0,5 e valores de $Al^{(IV)}$ superiores a 1,0, caindo no campo da Eastonita - $K_2Mg_4Al_2[Si_4Al_4O_{20}](OH)_4$ do diagrama Fe# $[Fe/(Fe+Mg)]$ vs. $Al^{(IV)}$ (Fig. 3.4a). Algumas amostras vão até o limite desse campo com o campo da Siderofilita (rochas encaixantes da Suíte Bom Jardim, Suítes Fazenda Nova e Terra Nova); as biotitas do Complexo Campina Grande variam do campo da Eastonita ao da Siderofilita; enquanto todas as biotitas das suítes Lavras do Sul e Encruzilhada do Sul, e do Pluton Cruzeiro do Sul estão no campo da Siderofilita (Fig. 3.4b).

No diagrama Mg-Al-Fe(t) que discrimina entre flogopita e biotita, com exceção de algumas amostras que caem no campo da flogopita (enclaves e diques máficos da Suíte Bom Jardim, e Suíte Toritama), todas as amostras das intrusões estudadas caem no campo da biotita (Fig. 3.5a, 3.5b).

As biotitas analisadas foram projetadas no diagrama de variação Fe# $[Fe/(Fe+Mg)]$ vs. Índice de solidificação (S.I.) que define um *trend* químico evolutivo dos granitoides portadores dessas biotitas. O uso desse diagrama (apresentado pelo programa MISCIBIO.EXE por Yavuz & Öztaş, 1997) tem sido bastante coerente, pois os problemas encontrados em diagramas de variação, tais como o efeito constante da soma e os problemas dos diagramas ternários são diminuídos com a utilização de índices (racionalização de denominadores). Portanto, as avaliações segundo este diagrama de evolução são satisfatórias. O cálculo do Índice de Solidificação é dado por $S.I. = 100 MgO/(MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$. Onde os valores mais altos do S.I., em biotitas, sugerem rochas menos evoluídas.

As biotitas da Suíte Bom Jardim mostram valores de Fe# (0,33-0,43) e S.I. (40-32), sendo Fe# (0,24-0,41) e S.I. (48-33) para seus enclaves. A Suíte Toritama apresenta Fe# (0,34-0,39) e S.I. (39,48-35,25) (Fig. 3.6a, b); para a Suíte Fazenda Nova temos Fe# (0,43-0,50) e S.I. (33,16-27,28); para o Complexo Campina Grande Fe# (0,45-0,56) e S.I. (30,92-23,73); e para a Suíte Terra Nova Fe# (0,41-0,49) e S.I. (35-28,21) (Fig. 3.7b, c, a).

As biotitas da Suíte Lavras do Sul têm o Fe# entre 0,56 e 0,63, e S.I. de 23,55 a 19,53. Enquanto que as biotitas da Suíte Encruzilhada do Sul apresentam valores de Fe# (0,61-0,95) e S.I. (20,51-2,27), e as biotitas do Pluton Cruzeiro do Sul têm os seguintes valores de Fe# (0,52-0,56) e S.I. (26,28-23,2) (Figs. 3.8a, b e 3.7d). As suítes Bom Jardim, Totitama, e Terra Novas apresentam amostras menos evoluídas dentre todas as intrusões estudadas. A Suíte Encruzilhada do Sul se apresenta muito mais evoluída dentre as demais intrusões (Fig. 3.9).

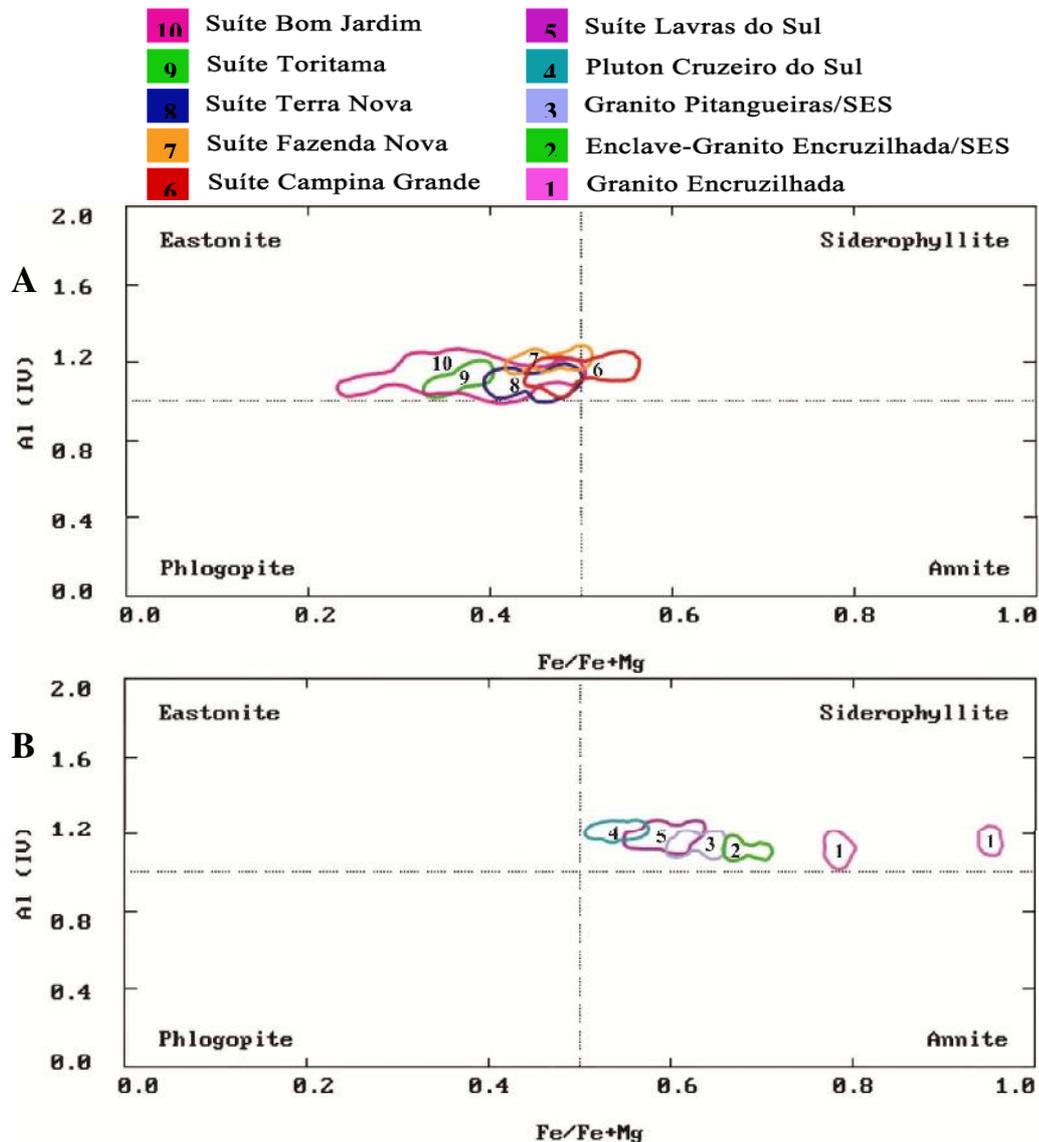


Figura 3.4: Diagramas de variações catiônicas para biotitas. A- Biotitas da Província Borborema. B- Biotitas da Província Mantiqueira.

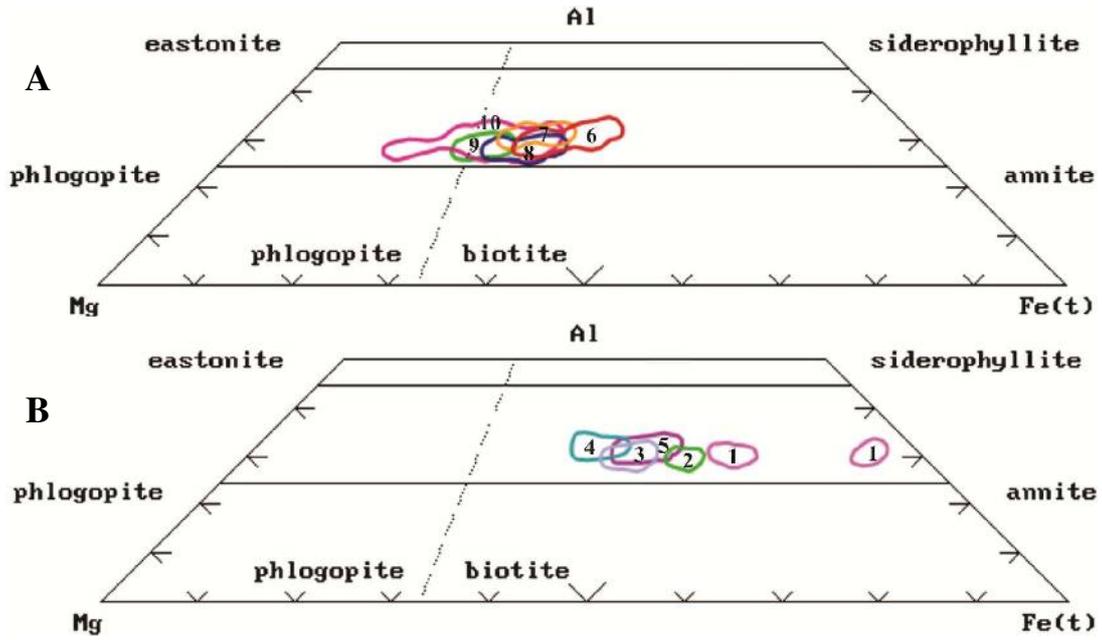


Figura 3.5: Diagramas discriminantes ternários Al-Fe(t)-Mg para biotitas. A- Biotitas da Província Borborema. B- Biotitas da Província Mantiqueira. Cores dos campos das intrusões como na figura 3.4.

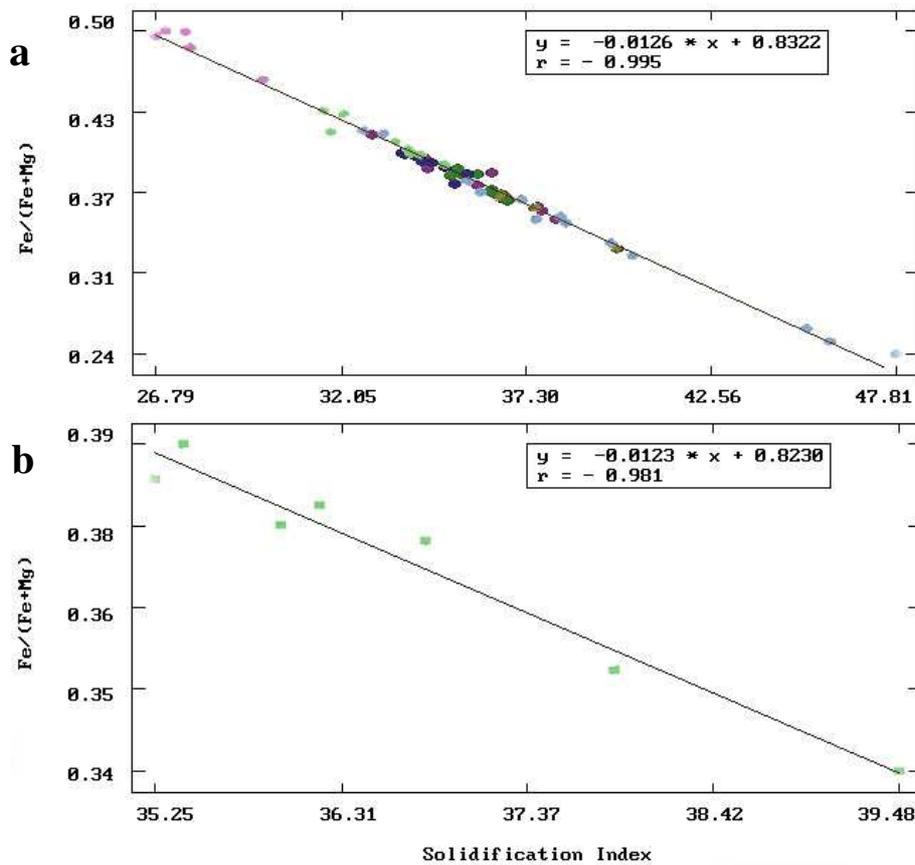


Figura 3.6: Diagramas Fe# vs. Índice de Solidificação. *Trend* evolutivo. A- Suíte Bom Jardim. B-Suíte Toritama.

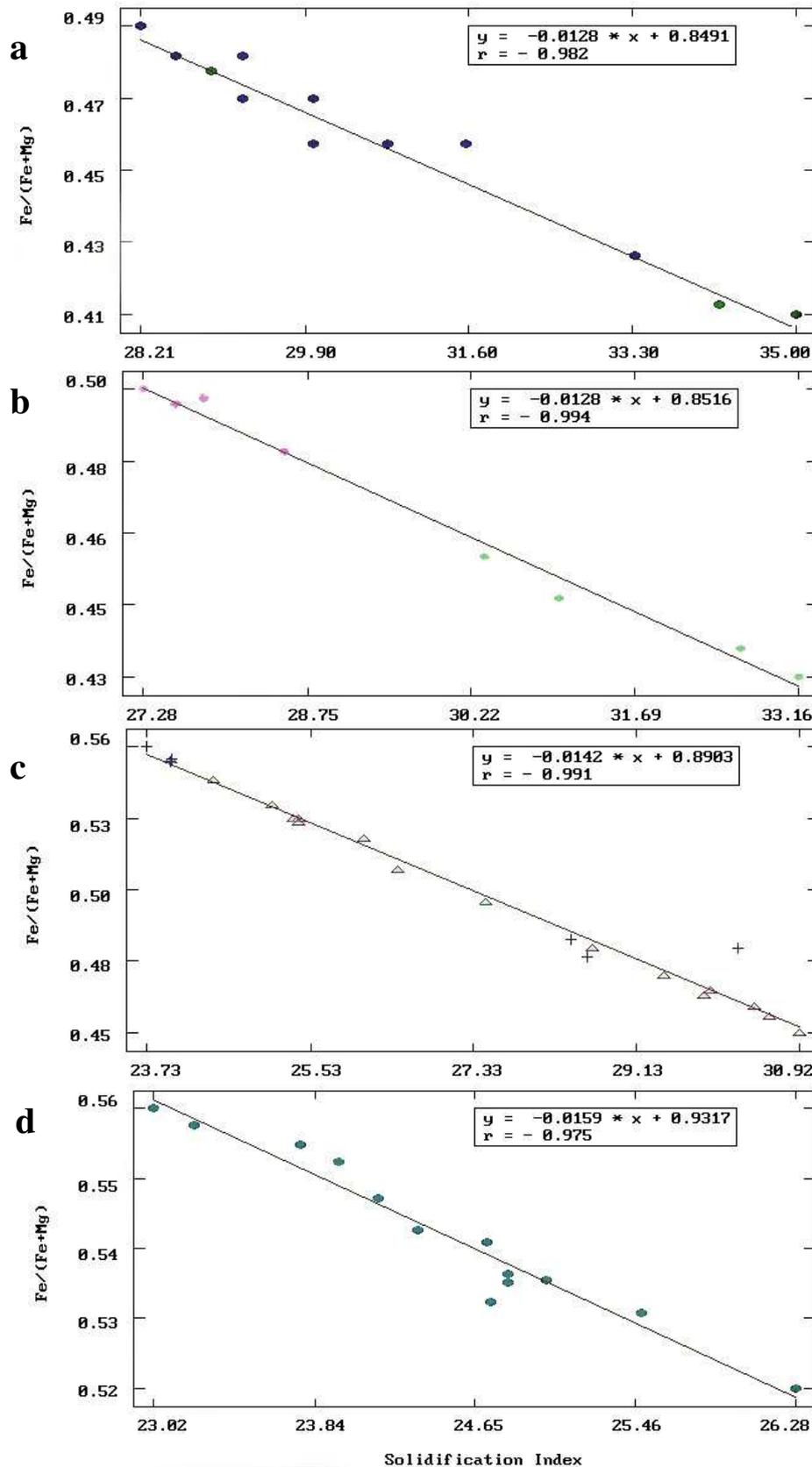


Figura 3.7: Diagramas Fe# vs. Índice de Solidificação. *Trend* evolutivo. A - Suíte Terra Nova. B - Suíte Fazenda Nova. C - Pluton Campina Grande. D - Pluton Cruzeiro do Sul.

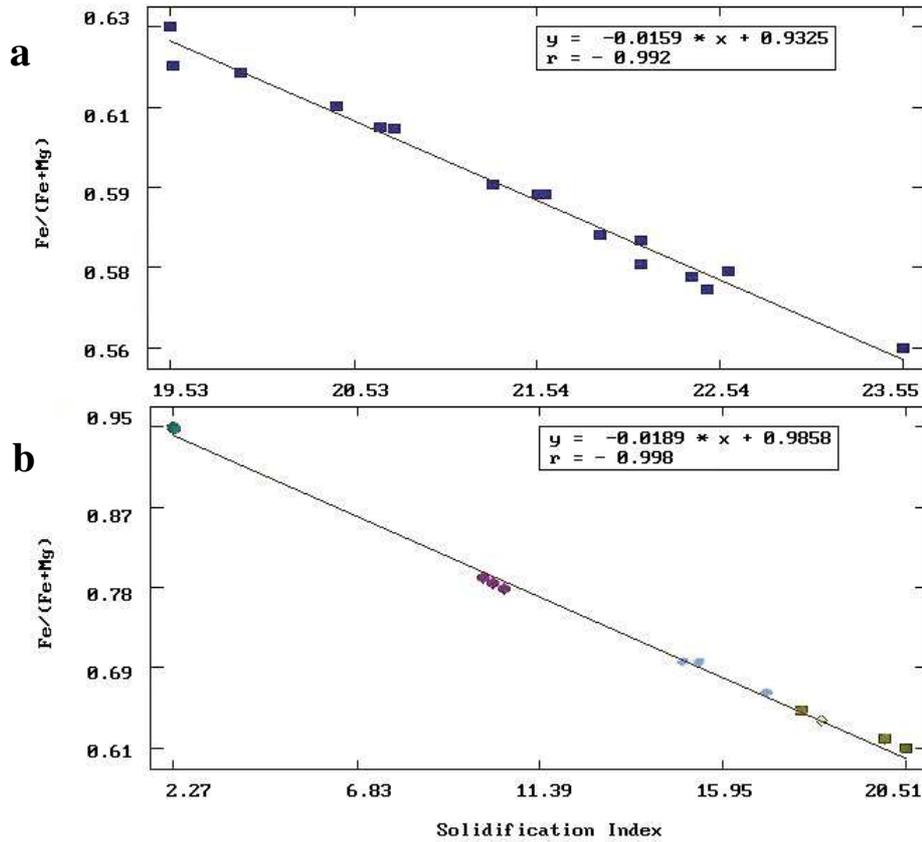


Figura 3.8: Diagramas Fe# vs. Índice de Solidificação. *Trend* evolutivo. A - Suíte Lavras do Sul. B - Suíte Encruzilhada do Sul.

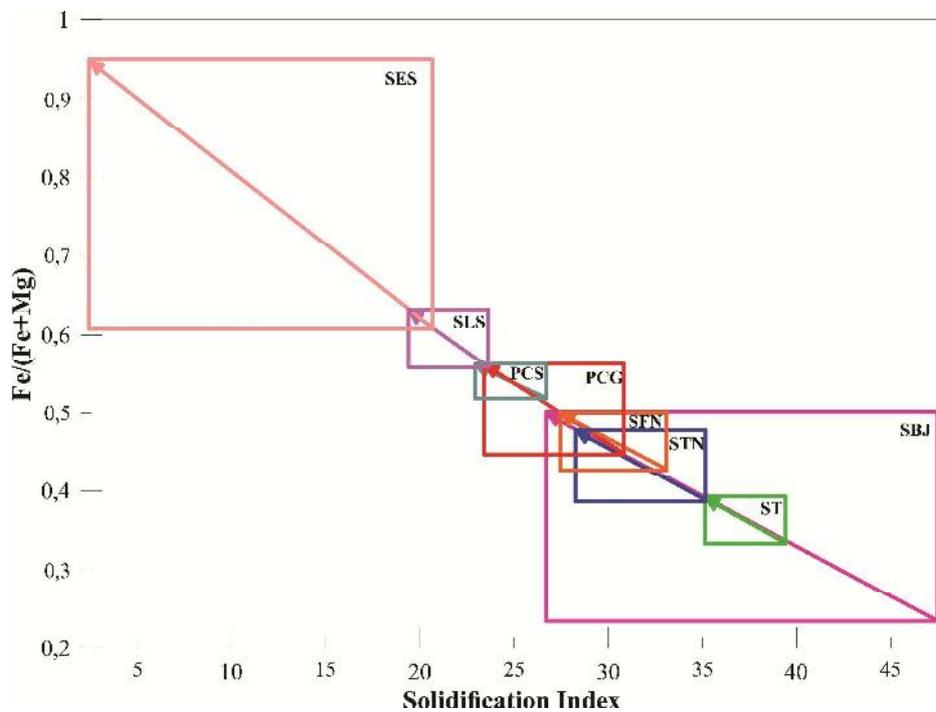


Figura 3.9: Diagrama Fe# vs. Índice de Solidificação. *Trends* evolutivos para as intrusões estudadas. Suítes Bom Jardim-SBJ, Toritama-ST, Terra Nova-STN, Fazenda Nova-SFN; plutons Campina Grande-PCG e Cruzeiro do Sul-PCS; suítes Lavras do Sul-SLS e Encruzilhada do Sul-SES.

3.2.2 Zircão

A morfologia, estrutura interna e geoquímica dos zircões das intrusões estudadas são consideradas como as bases dessa tese. Pupin & Turco (1972) e Pupin (1980) propuseram uma classificação morfológica para os cristais de zircão, que foi aplicada com sucesso à petrologia de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, classificação genética de granitos e para o zoneamento magmático associado a granitos orogênicos. Esta metodologia tem sido amplamente aplicada dada as múltiplas indicações que podem fornecer, nomeadamente à natureza do magma original, quimismo, temperatura de cristalização e teor de água (Pupin *et al.*, 1978; Pupin, 1980).

Os estudos morfológicos de zircão evidenciam que este mineral pode cristalizar em vários períodos de tempo, durante a fase magmática, dependendo da composição do magma e da fase de fluidos ativos, assim o Zr exibe um comportamento periodicamente incompatível. A morfologia do zircão muda assim consoante ao ambiente de cristalização, a temperatura e a quantidade de alumina-alcalis no magma (Pupin, 2000).

Todos os zircões estudados foram separados considerando diversidade de populações e transparência. Além disso, foram considerados os cristais prismáticos euédricos a subédricos, e raramente zircões anédricos. Estas condições foram observadas e consideradas sob lupa óptica. As imagens *CL* (*cathodoluminescence*) e *BSE* (*back-scattered electron*) foram obtidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV). As imagens geradas foram avaliadas a fim de reconhecer a situação interna do zircão. E assim foram escolhidos os locais para realização das análises geoquímicas.

As imagens *CL* mostram a diversidade nas populações dos zircões nas intrusões estudadas. As investigações desses cristais foram realizadas na lupa binocular, a partir das avaliações da relação dos índices T e A (I.T e I.A = variáveis dependentes do desenvolvimento relativo das fácies cristalinas) com as formas (pirâmides e prismas) de zircão proposta por (Pupin, 1988). A distribuição tipológica é determinada com base no exame de 100 ou mais cristais inteiros de zircão, o cálculo do I.T e I.A é dado:

$$\begin{array}{l} 800 \\ \text{I.A} = \sum \text{I.A} \times n_{\text{I.A}} \\ \text{I.A} = 100 \end{array} \qquad \begin{array}{l} 800 \\ \text{I.T} = \sum \text{I.T} \times n_{\text{I.T}} \\ \text{I.T} = 100 \end{array}$$

Onde $n_{\text{I.A}}$ e $n_{\text{I.T}}$ são as respectivas frequências para cada valor de I.A ou I.T ($\sum n_{\text{I.A}} = \sum n_{\text{I.T}} = 1$).

Estas investigações dos zircões por I.T e I.A foram ajustadas para correlacionar esses tipos de cristais às suas temperaturas de cristalização (Fig. 3.10); e assim são inferidas pelos tipos dos zircões analisados nesta tese as seguintes temperaturas para as suítes Bom Jardim (850 °C a 700 °C); Toritama (800 °C); Fazenda Nova (800 °C e 700 °C); o Complexo Campina Grande (800 °C e 700 °C); Pluton Pajeú (800 °C e 650 °C); suítes Terra Nova (850 °C a 800 °C); Serra do Catú (800 °C); Lavras do Sul-núcleo (800 °C a 700 °C); e o Pluton Cruzeiro do Sul (800 °C e 750 °C). Essa temperaturas inferidas servem como indicação preliminar, não sendo valores possíveis para interpretações. As imagens *CL* também mostram zircões com zoneamento magmático em grau variado para todas as amostras analisadas. (Fotos 3.1-3.6).

Ocorrem frequentemente inclusões de apatita em zircões das suítes e plutons estudados, exceto nos zircões das suítes Terra Nova e Serra do Catú (que mostram inclusões de *melt*) (Foto 3.14). As inclusões de apatita são ainda mais frequentes nos zircões do Pluton Pajeú (além de apatita, foram observadas inclusões de monazita).

Os elementos traço foram dosados *in situ* nos zircões por *LA-ICP-MS*. Os “*pits*” nos zircões foram feitos cuidadosamente em áreas sem apatita ou qualquer outra inclusão. Todas as intrusões contêm zircões mostrando padrões caracterizados pelo enriquecimento em elementos terras raras pesados (ETRP), anomalia positiva de Ce e negativa de Eu, sugerindo origem ígnea. As análises, preferencialmente nas bordas dos zircões e nos cristais mais novos, mostram padrões de elementos terras raras horizontalizados (Suíte Serra do Catú) (Fig. 3.12); levemente fracionados em ETRL e enriquecidos em ETRP com anomalias levemente negativas a levemente positivas de Eu (suítes Bom Jardim, Fazenda Nova, e plutons Campina Grande e Pajeú) (Fig. 3.11), e anomalias fortemente negativas de Eu (Pluton Pajeú, Suíte Lavras do Sul) (Figs. 3.11, 12). Isso se dá exceto nos zircões do enclave da Suíte Bom Jardim e no Gabro do Complexo Campina Grande (Fig. 3.11).

As anomalias negativas de Eu mais profundas são observadas nas porções dos cristais onde as idades são inferiores a 582 Ma, isto sugere uma correlação do aumento na profundidade da anomalia de Eu com a diminuição da idade de cristalização de vários zircões analisados. Essa forte anomalia negativa de Eu indica enriquecimento tardio de fósforo no magma portador desses zircões; sendo a apatita uma fase acessória, portadora de Ca, ETR e de voláteis, que tem relações com a solubilidade e dissolução cinética (Rapp & Watson, 1986); estas últimas condições podem mudar, dependendo fortemente do conteúdo de voláteis e da composição do sistema (Watt & Harley, 1993). Esta sugestão é apoiada pela presença freqüente de inclusões de apatita nos zircões e considerando ainda a relação das anomalias de Eu com a presença de fluidos hidrotermais. Os padrões de ETR associados às idades nos

pontos geoquimicamente analisados nos zircões das intrusões estudadas (suítes Bom Jardim, Fazenda Nova, e plutons Campina Grande e Pajeú) sugerem forte contraste no quimismo dessas intrusões.

Esse contraste apresentado pelos padrões de ETR correspondem, possivelmente, ao magmatismo associado ao final da orogênese Brasileira (= Pan African, 580 Ma, Van Schmus, *et al.*, 2008). Considerando que os pontos de idades que marcam uma perturbação no sistema U-Pb em zircão (566 Ma – Pluton Pajeú), onde os padrões de ETR apresentam as mais profundas anomalias de Eu, são sugestivos de uma contribuição de magmatismo do tipo extensional, como já considerado por Nardi *et al.* (2013). Uma abordagem mais detalhada a partir dessas condições estão no capítulo das considerações e discussões. Foram obtidas razões $Zr^{(90)}/Hf^{(178)}$ (ppm), sendo estas razões variáveis para os zircões das intrusões estudadas [suítes Bom Jardim: 1) fácies sienítica (44-53), 2) fácies máfica – enclave (47-67); Fazenda Nova (38-54); Serra do Catú (35-57); Lavras do Sul (29-64); Pluton Campina Grande: 1) fácies granítica (29-122), 2) fácies máfica – gabro (55-68); Pluton Pajeú (44-52); . Por causa das interpretações petrogenéticas destas razões, tais resultados serão abordados no capítulo das discussões.

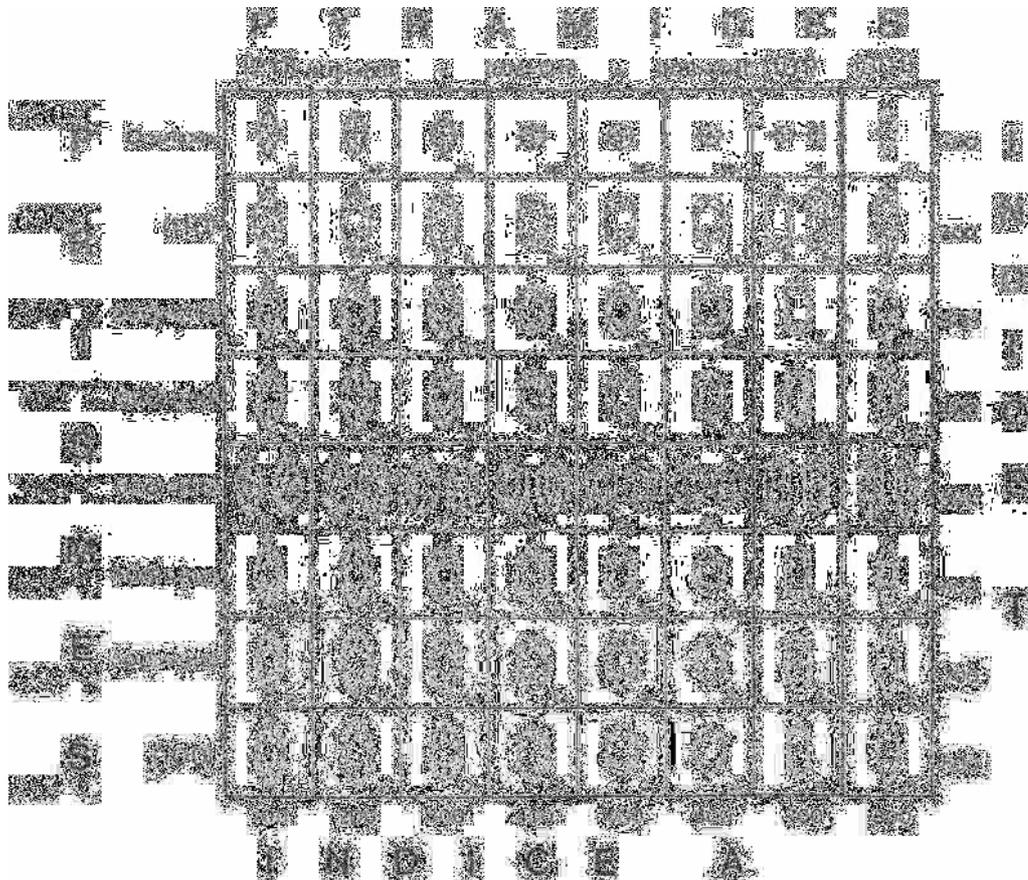


Figura 3.10: Principais tipos e subtipos da classificação tipológica de zircões - quadro de freqüência de distribuição (Pupin, 1988).

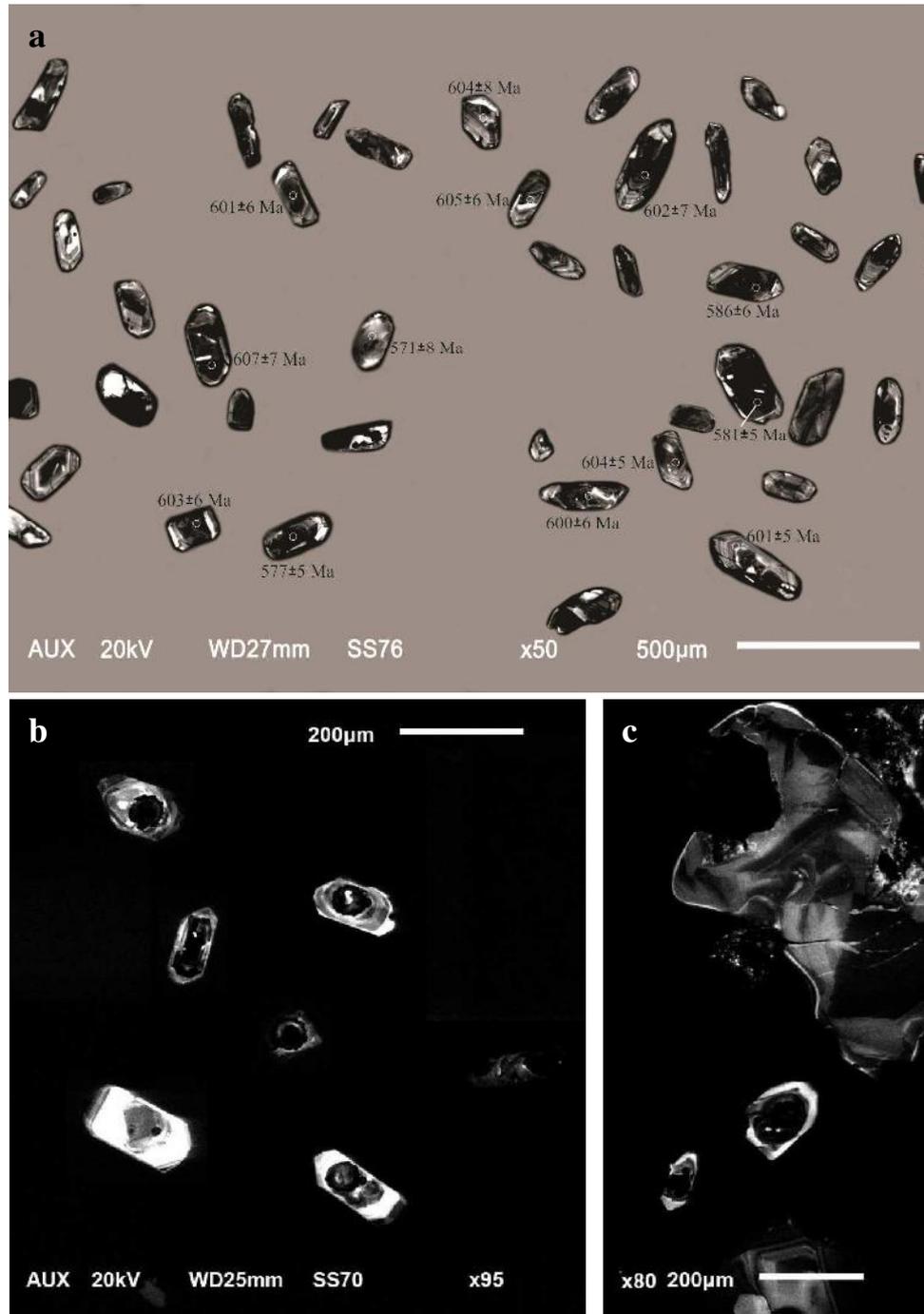


Foto 3.1: Imagens CL. a) zircões da Suíte Bom Jardim (IG-275). b) e c) zircões do enclave da Suíte Bom Jardim (BJ-LU-02).

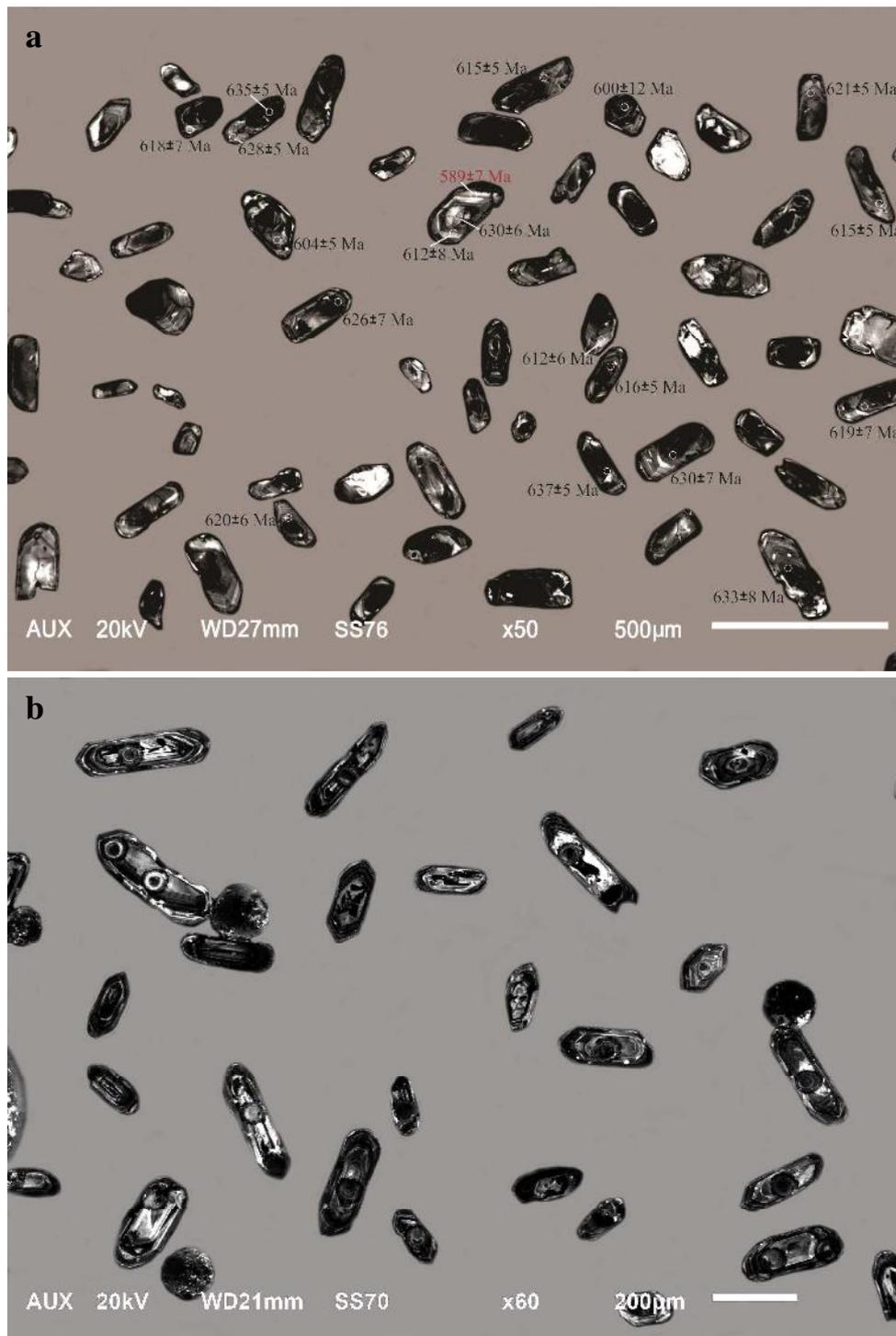


Foto 3.2: Imagens CL. a) zircões da Suíte Toritama (TO-06). b) zircões da Suíte Fazenda Nova (FN-01).

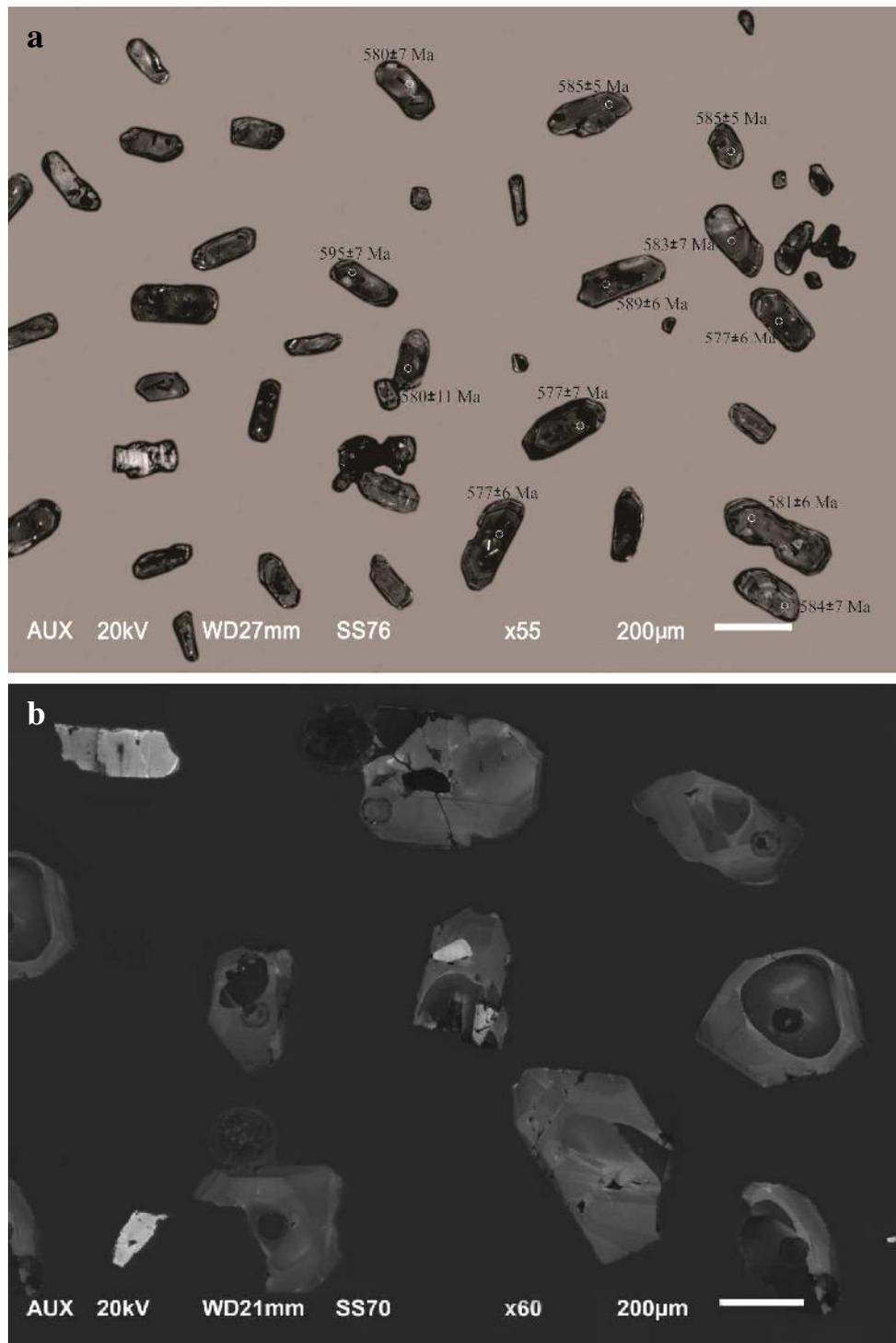


Foto 3.3: Imagens CL. a) zircões do Pluton Campina Grande (NA-26). b) zircões do Gabro do Complexo Campina Grande (CG-LU-01).

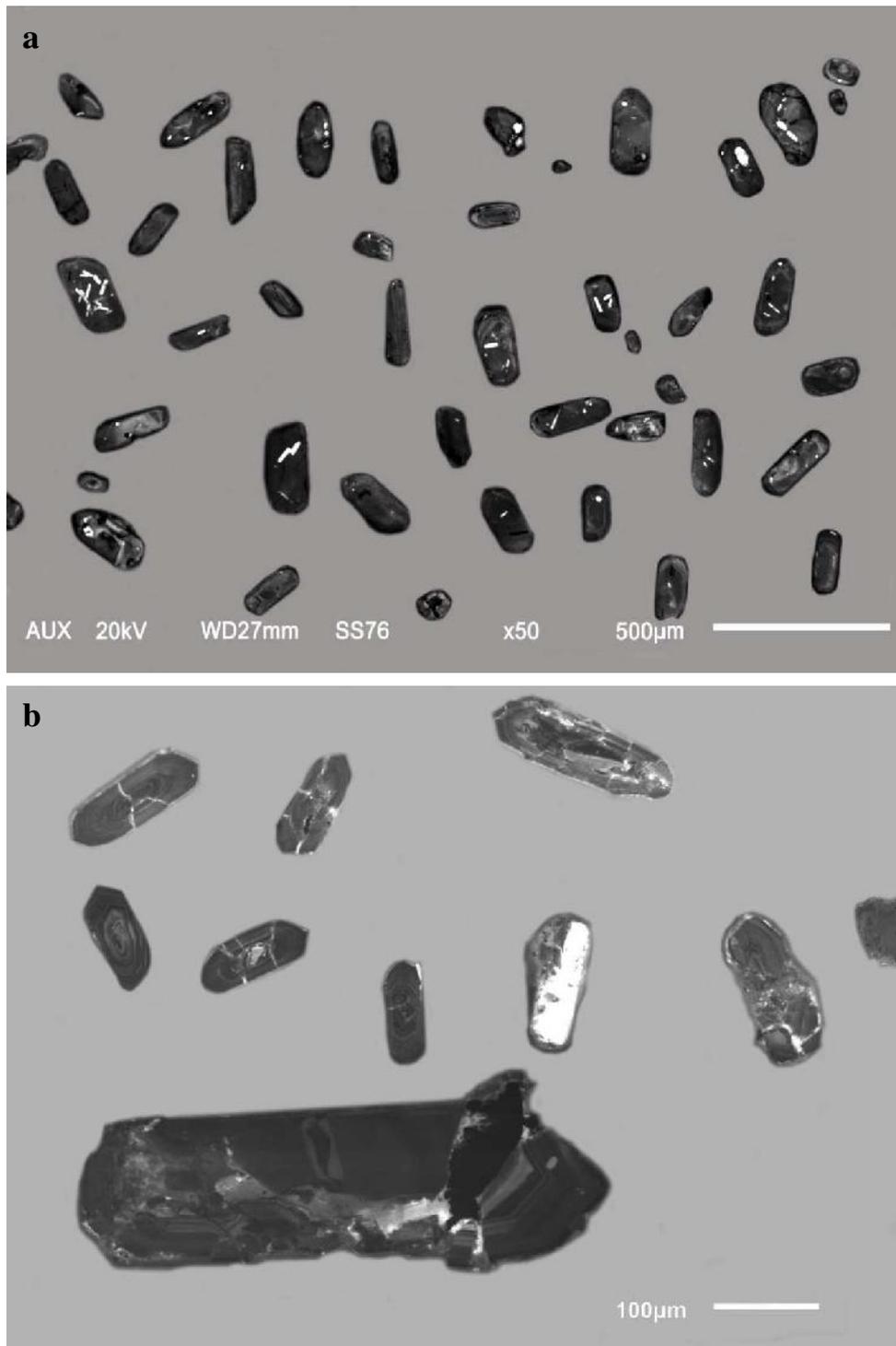


Foto 3.4: Imagens CL. a) zircões do Pluton Pajeú (NA-26). b) zircões da Suíte Terra Nova (TN-LU-04).

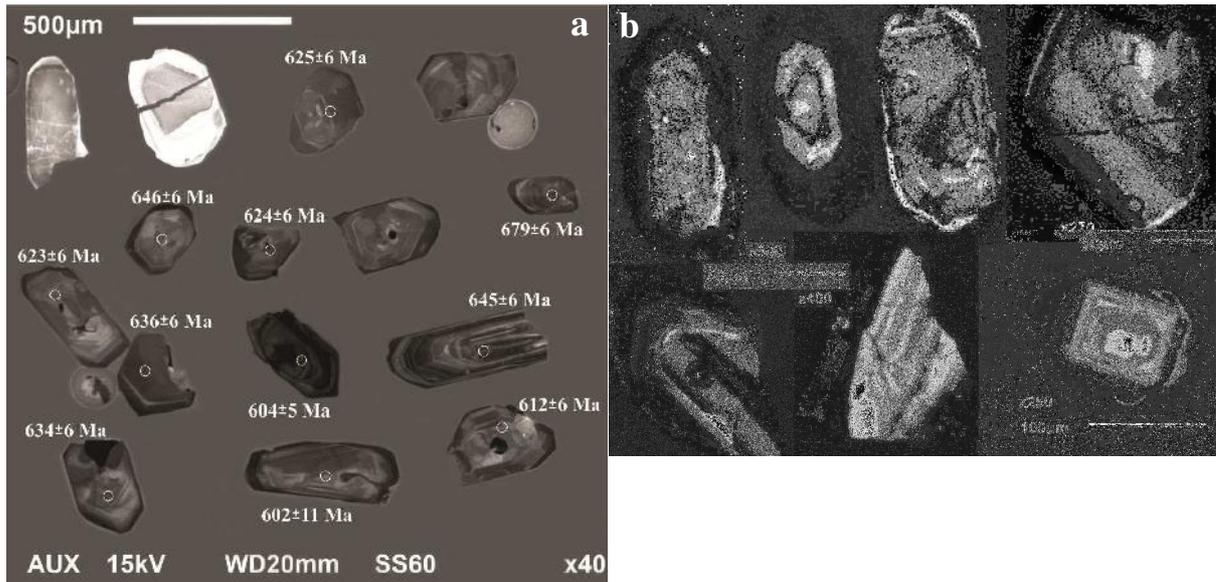


Foto 3.5: Imagens CL. a) zircões da Suíte Serra do Catú (LU-DG-400). b) zircões do Granodiorito Cruzeiro do Sul (DK-01E).

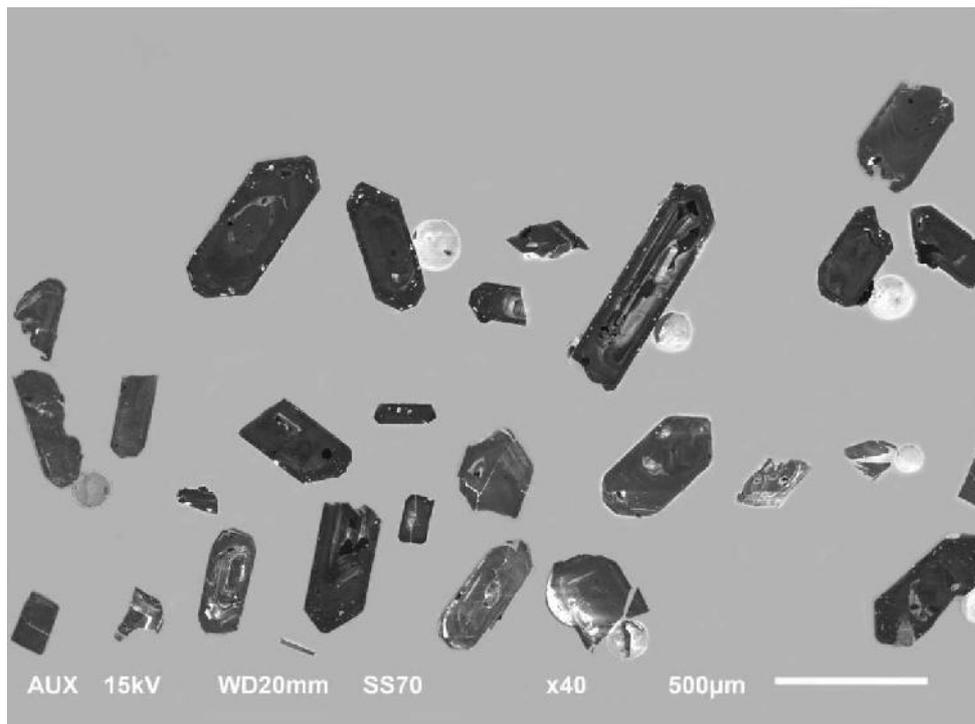


Foto 3.6: Imagens CL dos zircões da Suíte Lavras do Sul-Núcleo (LU-LS-Núcleo).

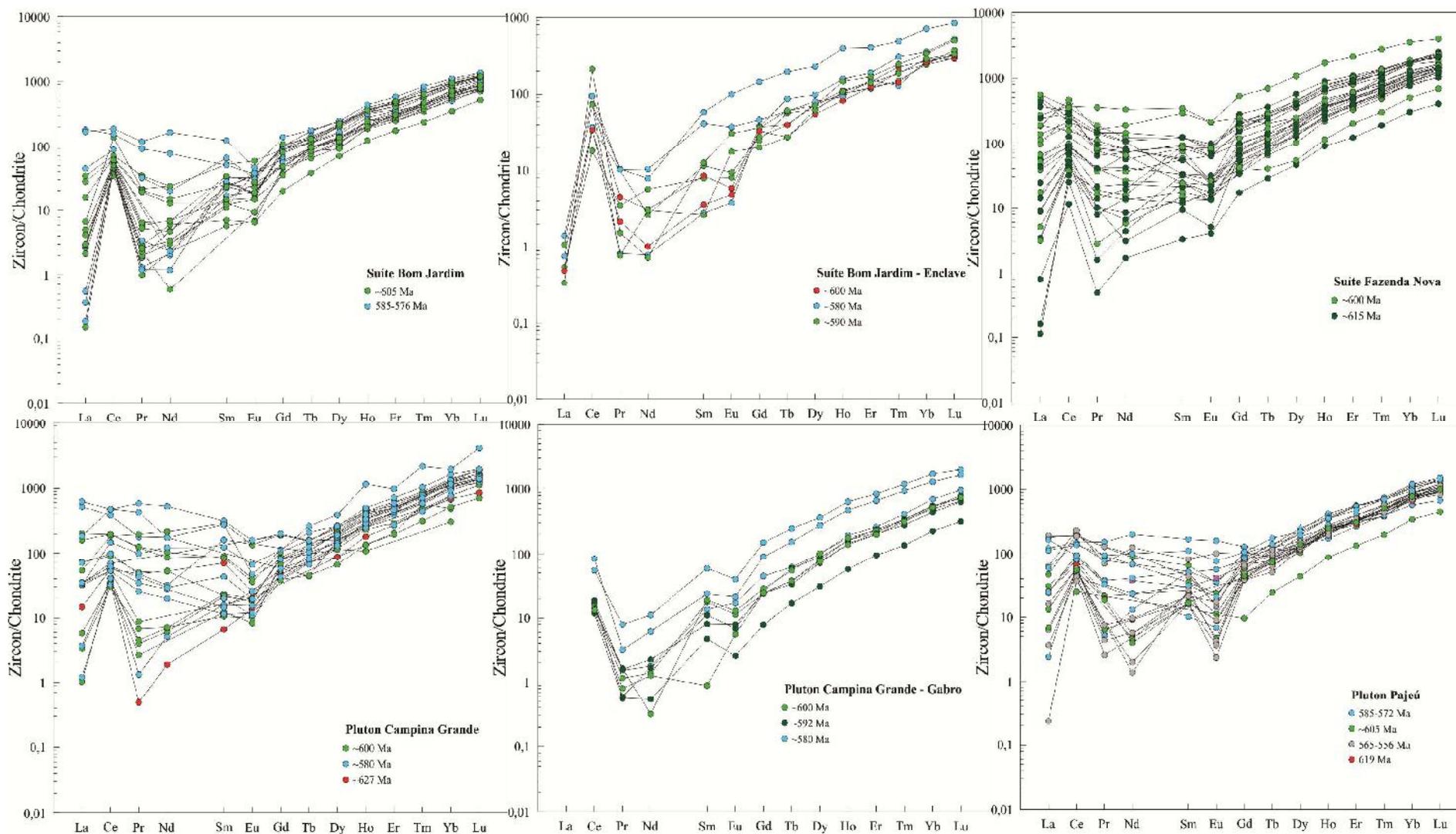


Figura 3.11: Padrões de ETR normalizados em relação aos valores do condrito (Nakamura, 1974).

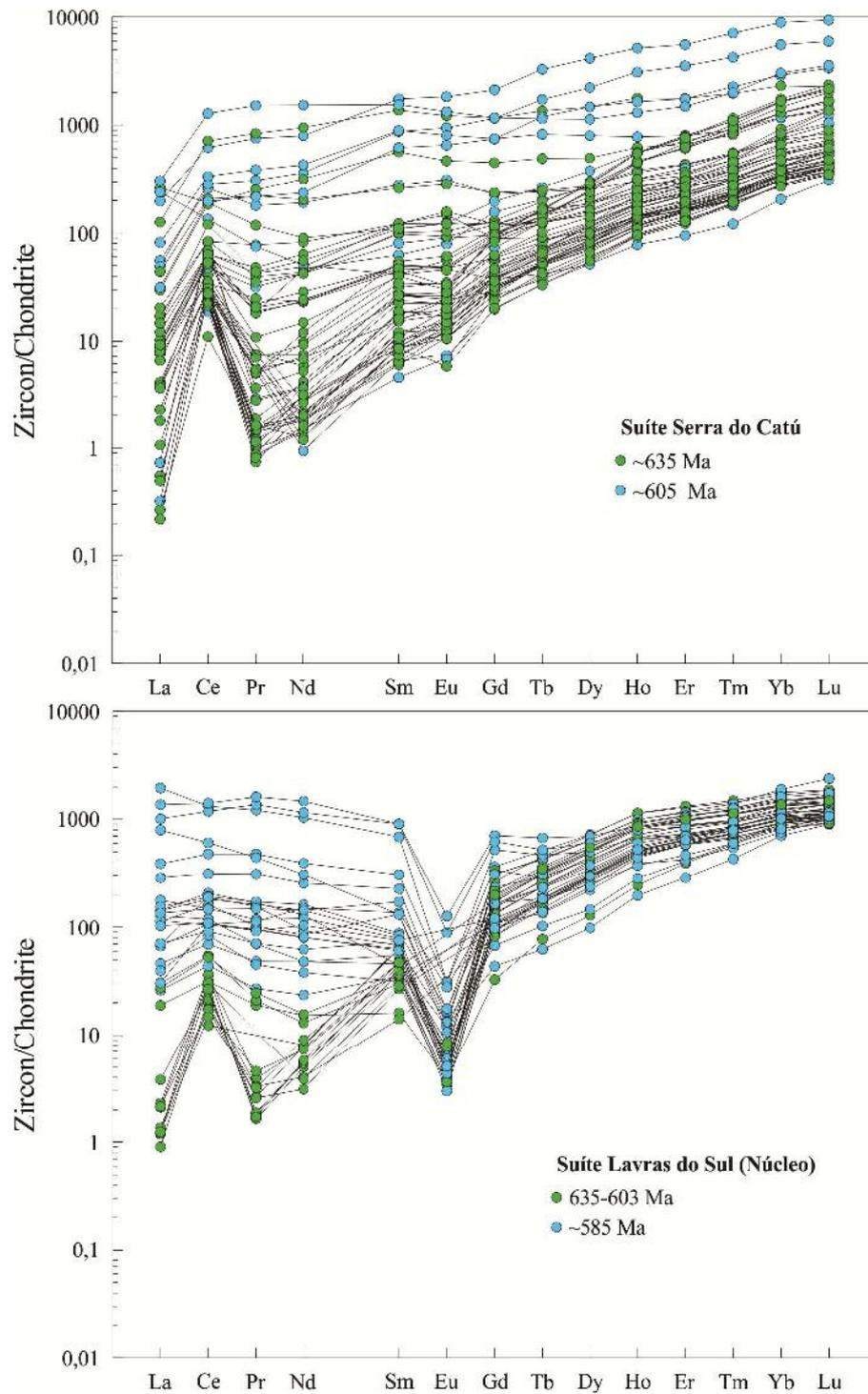


Figura 3.12: Padrões de ETR normalizados em relação aos valores do condrito (Nakamura, 1974).

3.2.3 Titanita

As titanitas ocorrem abundantemente na Suíte Terra Nova, e foram datadas por *LA-ICP-MS* (U-Pb) devido à raridade de zircão nesta suíte. Sendo os poucos zircões separados para datar um limite de aproximação nas idades U-Pb obtidas das titanitas (*e.g.* McAteer *et al.*, 2010). Além disso, imageamento e caracterização química de fases acessórias como titanita e apatita podem ser uma poderosa ferramenta petrogenética (Bruand *et al.*, 2014).

As titanitas da Suíte Terra Nova são de dois tipos: 1) subédricas a anédricas, e nas imagens *CL* mostram zoneamento magmático em grau variado. Apresentam frequentemente inclusões de óxidos de Fe-Ti, e apatita (Fotos 3.7), e, portanto interpretadas como fases recristalizadas tardiamente, possivelmente cumulos no *melt* residual, como as descritas por Hoskin *et al.* (2000). Essas titanitas exibem ainda diferentes zonas com múltiplas feições de dissolução-reprecipitação, que dão suporte a possibilidade de recristalização dessa fase. Mostram-se, por várias vezes, fraturadas. 2) subédricas à euédricas (não intersticiais) com poucas ou raras inclusões, e portanto pode ter saturado e começado a se cristalizar um pouco mais tarde. Na amostra onde foram encontradas estas titanitas, os zircões são finos, extremamente raros e livres das inclusões de apatita, e são interpretados como cristalizados tardiamente na Suíte Terra Nova.

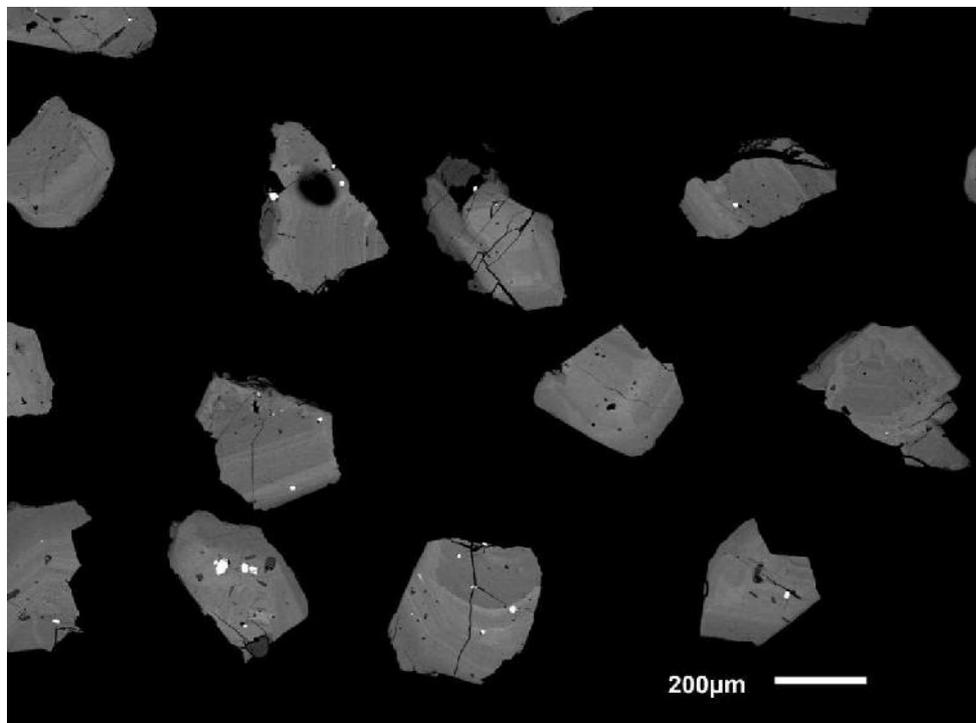


Foto 3.7: Imagens CL das titanitas da Suíte Terra Nova (TN-LU-04). Titanitas com inclusões de óxidos de Fe-Ti.

3.2.4 Apatita

Os cristais de apatita são frequentes inclusões nos zircões estudados, ocorrendo em grande quantidade no Pluton Pajeú. As apatitas ocorrem como prismas finos e como seção basal (Fotos 3.8). Os prismas finos de apatita nos zircões são sugestivos de um resfriamento rápido, provocado possivelmente pelo contato entre magmas de temperaturas contrastantes. Algumas dessas apatitas foram analisadas por microscopia (EDS).

Análises efetuadas nos cristais de apatita da amostra do Pluton Pajeú mostram teores de Sb (1,7-2,6%), Ir (4-6%) e Pt (7%), e ainda inclusão de sulfato de Ca e Fe característica de dissolução-reprecipitação. O flúor (3,5%) foi determinado nas apatitas das bordas e próximo as fraturas dos zircões. Essas composições químicas sugerem a participação de fluidos magmáticos durante a fase do possível contato dos magmas de temperaturas contrastantes, pois as anomalias positivas de Ce^{+4} e negativas de Eu^{+3} , apresentadas pelos zircões portadores dessas frequentes inclusões de apatita, são sugestivas de circulação de fluidos oxidantes hidrotermais magmáticos; e considerando ainda que os fluidos magmáticos (fluidos que se encontram em equilíbrio químico, isotópico e termal com o magma, sendo proveniente diretamente de sua cristalização) também atuam como solvente para a dissolução e concentração de metais das rochas.

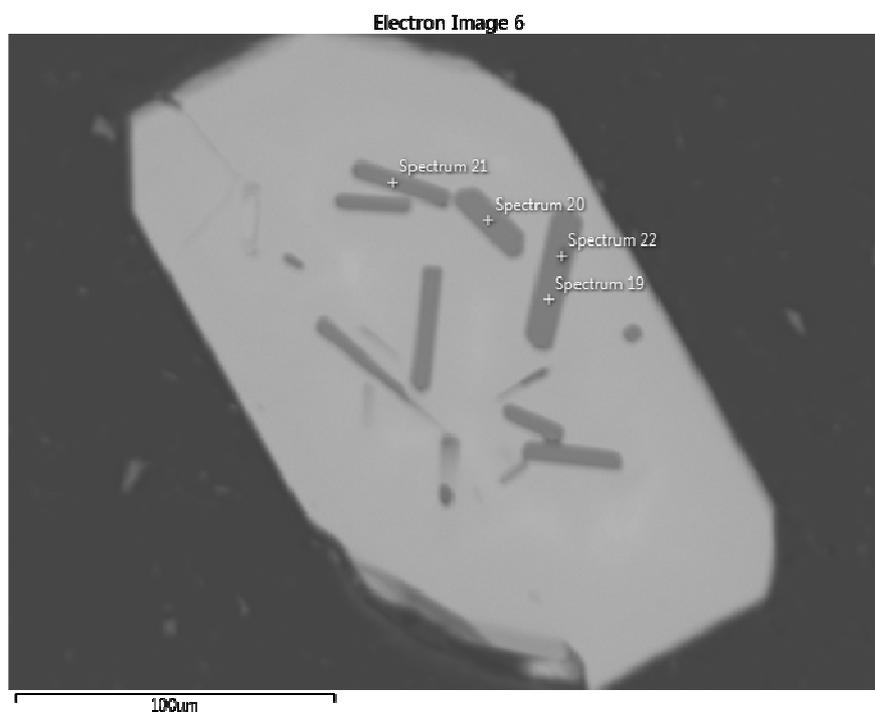


Foto 3.8: Imagen BSE de zircão com inclusões de apatitas (*spectrum*- 19-22) do Pluton Pajeú (IG-BT-09).

3.3 CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

As restrições na determinação de parâmetros intensivos como pressão, temperatura e fO_2 baseados em equilíbrio químico entre minerais em rochas plutônicas são devidas ao fato de que a granulação grossa dessas rochas não representa verdadeiramente as composições do *melt*, sendo potencialmente afetada pelos processos de acumulação mineral (Clemens & Wall, 1981). As análises petrográficas devem ser bem detalhadas, a fim de aumentar a confiabilidade dos resultados, mas não se esquecendo da possibilidade de reequilíbrio em condições *subsolidus*.

Entretanto, estudos experimentais realizados em rochas plutônicas (Clemens & Wall, 1981; Clemens *et al.*, 1986; Scaillet *et al.*, 1995; Dall' Agnol *et al.*, 1999; Klimm *et al.*, 2003, 2008; Bogaerts *et al.*, 2006), têm claramente demonstrado a utilidade destes estudos em uma aproximação, fornecendo, se não restrições quantitativas nos parâmetros intensivos, pelo menos uma visão mais rigorosa no sentido de como foram produzidos e armazenados os magmas parentais. Comparação dos parâmetros intensivos obtidos para rochas vulcânicas e plutônicas, utilizando várias aproximações, incluindo aquelas definidas experimentalmente, mostra que não há maiores diferenças entre magmas que entraram em erupção e os que não entraram, em termos de seus valores de temperatura e componentes voláteis (Scaillet *et al.*, 1998).

3.3.1 Geotermometria de biotita baseado em *buffers*

As biotitas foram projetadas no diagrama ternário Fe^{2+} - Fe^{3+} -Mg com os *buffers* $FeSiO_4$ - SiO_2 - Fe_3O_4 , Ni-NiO e Fe_2O_3 - Fe_3O_4 . As biotitas da Suíte Bom Jardim cortam os *buffers* ($FeSiO_4$ - SiO_2 - Fe_3O_4) e (Ni-NiO), até tocar o *buffer* (Fe_2O_3 - Fe_3O_4); as biotitas da Suíte Toritama cortam os *buffers* ($FeSiO_4$ - SiO_2 - Fe_3O_4) e (Ni-NiO); enquanto as biotitas da Suíte Fazenda Nova cortam o *buffer* (Ni-NiO). As biotitas do Pluton Campina Grande e das Suítes Terra Nova e Encruzilhada do Sul cortam os *buffers* ($FeSiO_4$ - SiO_2 - Fe_3O_4) e (Ni-NiO), até próximo ao *buffer* (Fe_2O_3 - Fe_3O_4); e as biotitas da Suíte Lavras do Sul e do Pluton Cruzeiro do Sul estão entre os *buffers* (Ni-NiO) e (Fe_2O_3 - Fe_3O_4), enquanto o Pluton Cruzeiro do Sul ainda tangencia o *buffer* (Ni-NiO).

A partir dos *buffers* que são cortados pelas biotitas, foram inferidas as temperaturas de tamponamento (para uma Pressão Total = 2070 bars) para as intrusões estudadas, exceto para as suítes Serra do Catú e Santo Antônio, e o pluton Pajeú. (Figs. 3.13-15).

As temperaturas são dadas pelos *buffers* para a Suíte Bom Jardim (Fe_2O_3 - Fe_3O_4 : 650-980 °C, Ni-NiO: 870-1000 °C, $FeSiO_4$ - SiO_2 - Fe_3O_4 : 940-1080 °C); Suíte Toritama (Ni-NiO:

900 °C, $\text{FeSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-Fe}_3\text{O}_4$: 950-990 °C); Suíte Fazenda Nova (Ni-NiO: 830-870 °C); Pluton Campina Grande ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Fe}_3\text{O}_4$: 650 °C, Ni-NiO: 800-870 °C, $\text{FeSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-Fe}_3\text{O}_4$: 870-920 °C); Suíte Terra Nova ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Fe}_3\text{O}_4$: 680 °C, Ni-NiO: 830-875 °C, $\text{FeSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-Fe}_3\text{O}_4$: 890-940 °C); Suíte Lavras do Sul ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Fe}_3\text{O}_4$: 550 °C, Ni-NiO: 780-790 °C); Pluton Cruzeiro do Sul ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Fe}_3\text{O}_4$: 590 °C, Ni-NiO: 795-815 °C); e Suíte Encruzilhada do Sul ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Fe}_3\text{O}_4$: 550 °C, Ni-NiO: 655-780 °C, $\text{FeSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-Fe}_3\text{O}_4$: 715-850 °C).

Comparando as temperaturas, que servem de forma preliminar e não interpretativas dadas pelos tipos dos zircões analisados nesta tese com as temperaturas de tamponamentos têm-se alguns valores em conformidade para as suítes Bom Jardim (850 °C a 700 °C); Toritama (800 °C); Fazenda Nova (800 °C e 700 °C); Terra Nova (850 °C a 800 °C); e Lavras do Sul-núcleo (800 °C a 700 °C); o Pluton Campina Grande (800 °C e 700 °C); e o Pluton Cruzeiro do Sul (800 °C e 750 °C).

As temperaturas de tamponamento mostrando uma variação ampla de valores para a maioria das intrusões (Suíte Bom Jardim: 1080-650 °C; Pluton Campina Grande: 920-650 °C; Suíte Terra Nova: 940-680 °C; Suíte Lavras do Sul: 790-550 °C; Pluton Cruzeiro do Sul: 815-590 °C); e Suíte Encruzilhada do Sul: 850-550 °C), apoiam a condição de um resfriamento rápido, que pode ter sido possível com o contato entre magmas de temperaturas contrastantes.

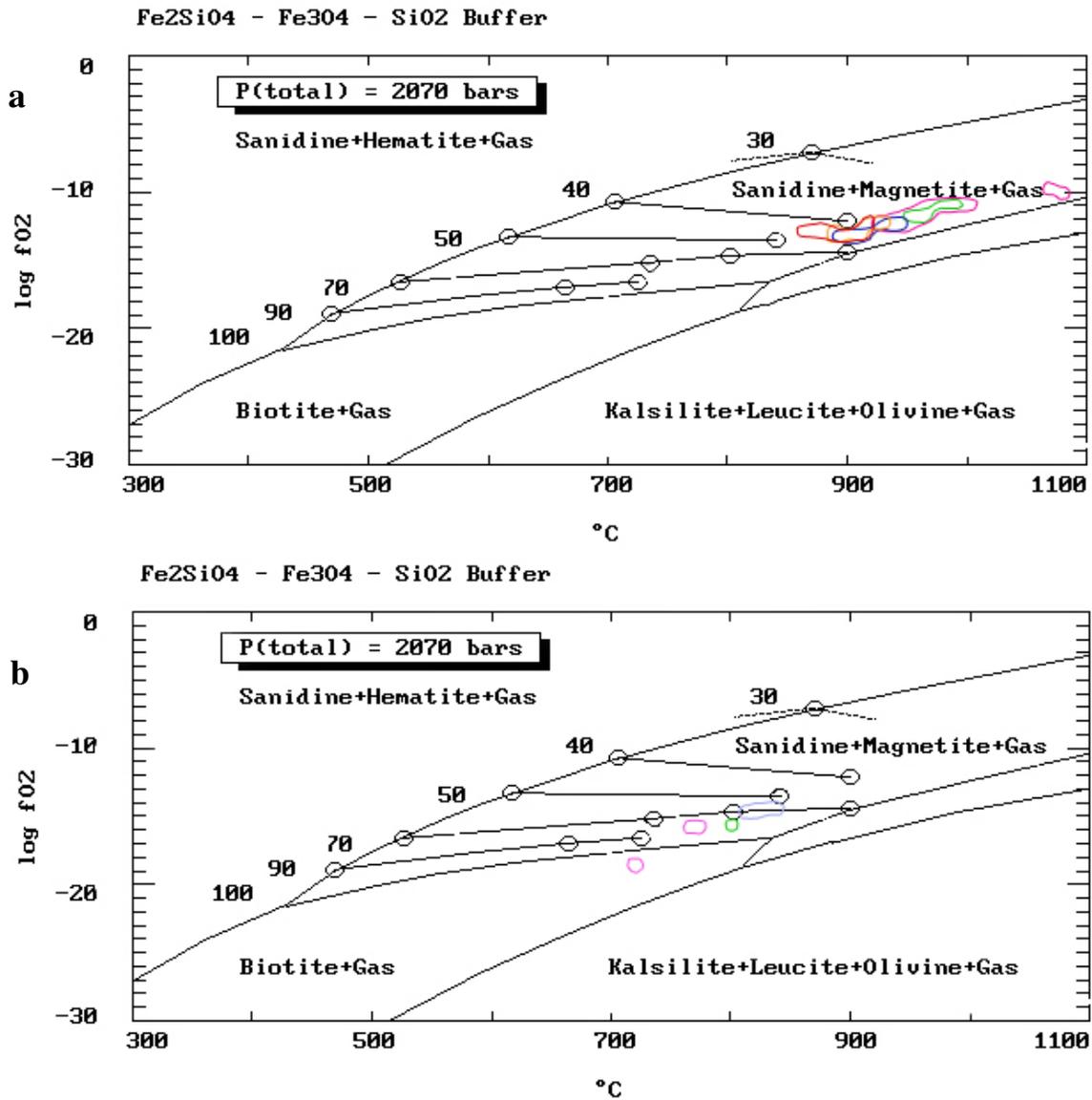


Figura 3.13: fO_2 . vs. temperatura dada pelos *buffers* (análises em biotita). a) Província Borborema; b) Província Mantiqueira.

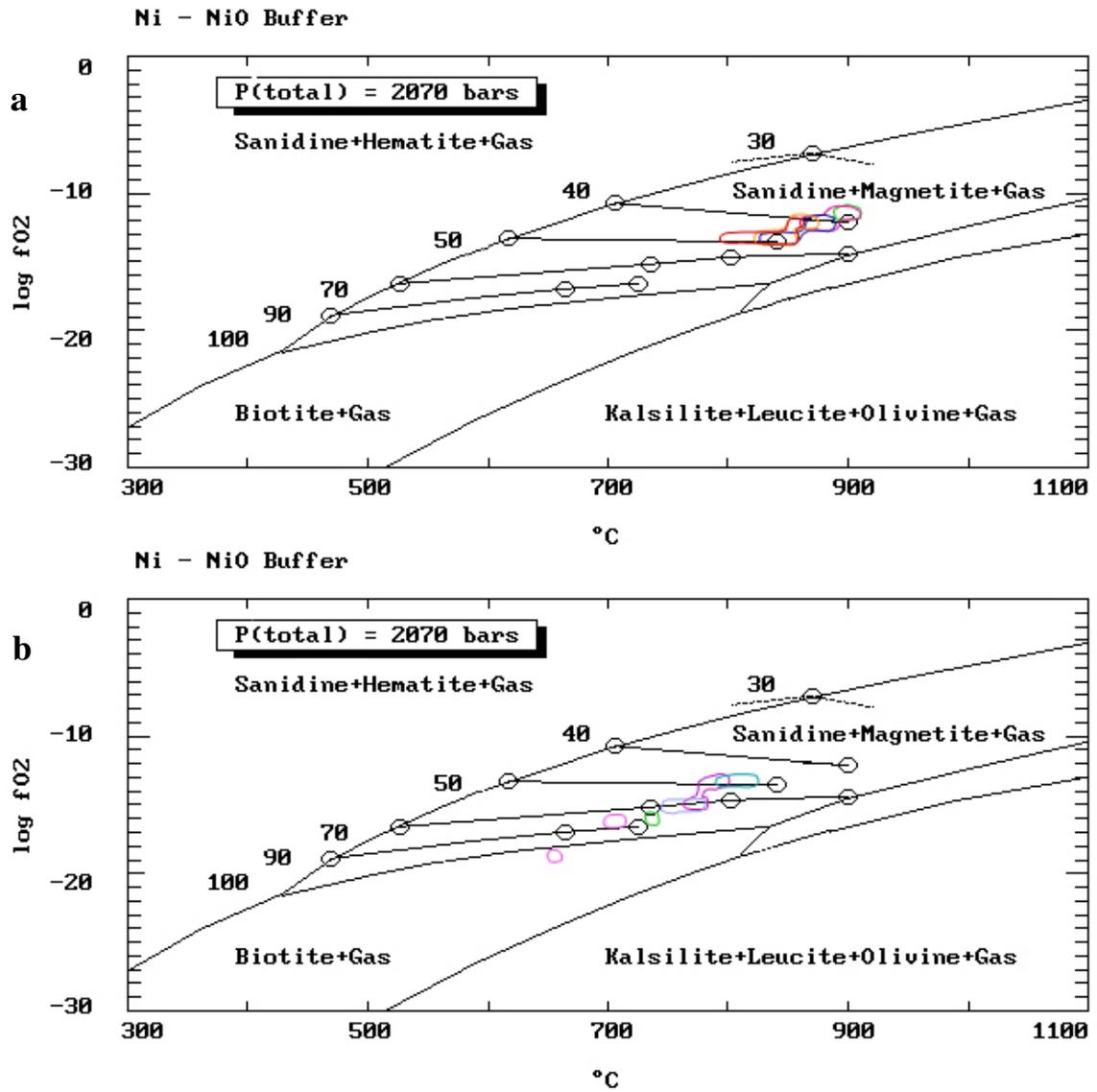


Figura 3.14: f_{O_2} vs. temperatura dada pelos *buffers* (análises em biotita). a) Província Borborema; b) Província Mantiqueira. Cores dos campos das intrusões como na figura 3.14.

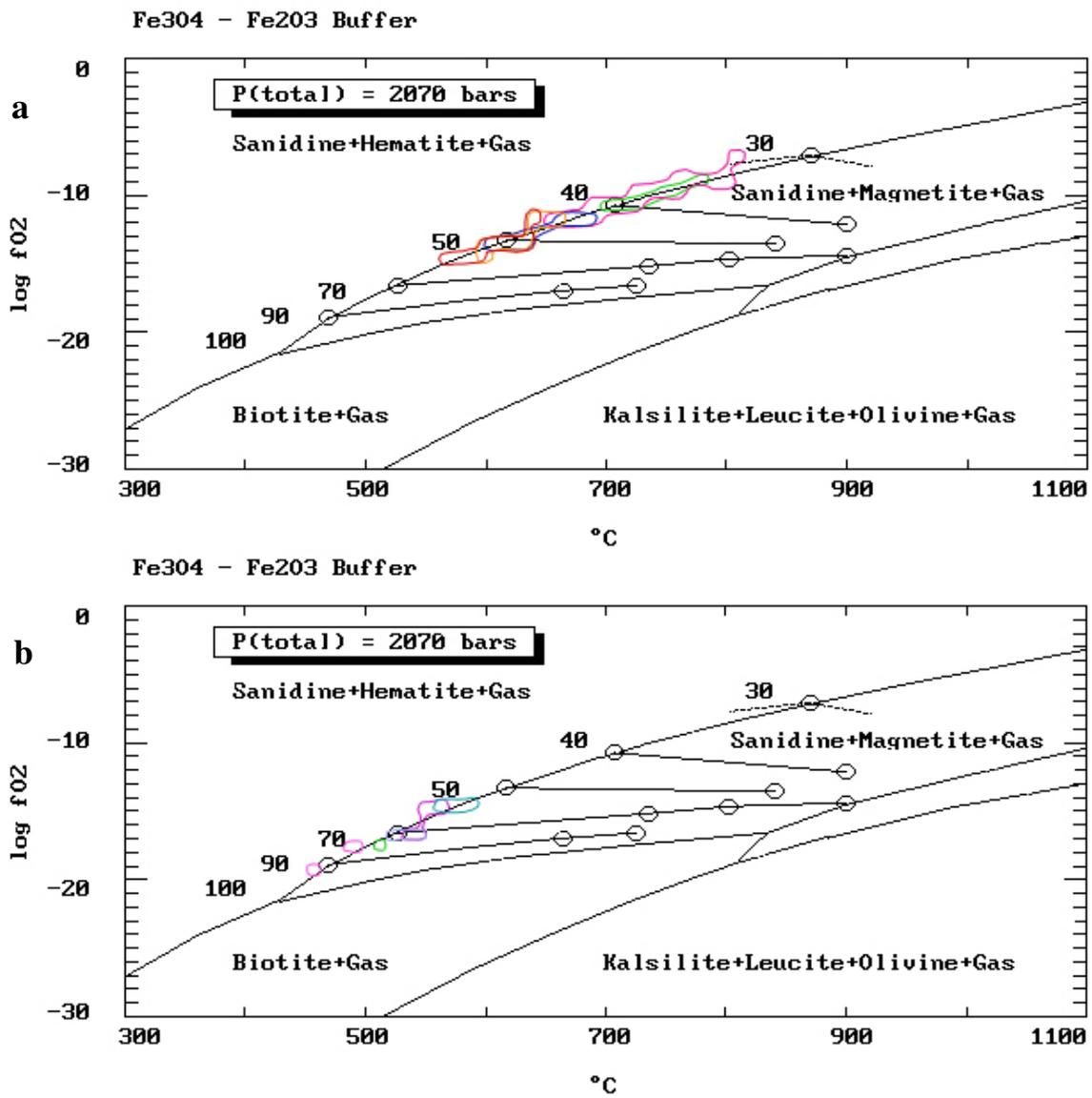


Figura 3.15: fO_2 vs. temperatura dada pelos *buffers* (análises em biotita). a) Província Borborema; b) Província Mantiqueira. Cores dos campos das intrusões como na figura 3.14.

3.3.2 Geotermometria do Sistema Ir-Sb

Os teores de Ir (4-6%) e Sb (1,7-2,6%) foram medidos por microscopia eletrônica de varredura com EDS (Energy Dispersive x-ray Spectrometer). Estes elementos estão presentes em várias apatitas inclusas em zircões do Pluton Pajeú.

O EDS é uma ferramenta indispensável na caracterização e distribuição espacial de elementos químicos. Elementos como Ir, Sb e Pt determinados nas apatitas inclusas em zircões do Pluton Pajeú, podem muitas vezes estar presentes em fases minerais de tamanho muito reduzido, como é o caso deste estudo. Isso torna impossível sua identificação em microscopia ótica, ou por métodos de análises químicas de rocha total. Com MEV-EDS, a identificação pontual (1 μm) dessas fases passa a ser algo rápido e preciso. Pode-se inclusive determinar a distribuição espacial de elementos químicos (todos os elementos químicos com massa atômica superior ao do boro e que estejam presentes em concentração superior a 1%) em toda a amostra analisada.

Baseado no sistema Ir-Sb (Okamoto, 1994), o diagrama de fases dessa liga com os dados de Ir e Sb presentes em apatitas do Pluton Pajeú foi interpretado a respeito das condições termais possíveis para a presença desses elementos.

Nas proporções Ir-Sb, para temperatura das apatitas presente nos zircões (~850 °C). Para o Ir como fase terminal (ponto de fusão maior do que 1500 °C) e para o Sb como fase terminal (ponto de fusão de 630,755 °C). A presença de apatitas com apenas Sb sugere uma temperatura de cristalização logo abaixo da temperatura eutética (615 °C) para a cristalização de algumas apatitas, enquanto que apatitas com Ir sem Sb sugere uma temperatura de cristalização para o Ir de aproximadamente 915 °C. (Fig. 3.16).

Estas temperaturas (~615 °C e 915 °C) calculadas com base no sistema Ir-Sb aplicadas para o Pluton Pajeú são bem coerentes com as temperaturas obtidas por *buffers* nas biotitas das demais intrusões estudadas. E também pelas temperaturas preliminares dadas a partir dos tipos de zircões do Pluton Pajeú (650 °C e 800 °C).

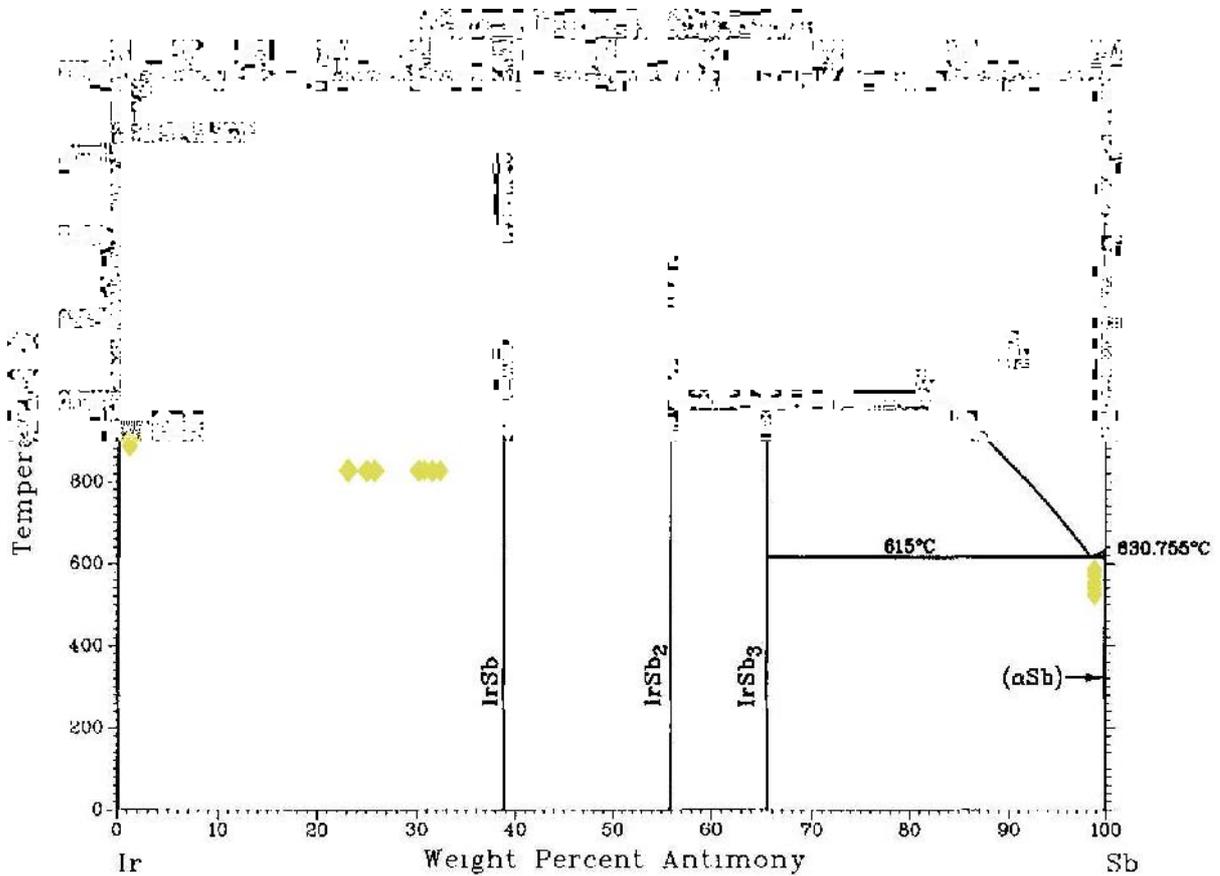


Figura 3.16: Diagrama de fase do sistema Ir-Sb. Dados de Ir, Sb e Ir-Sb presentes em apatitas inclusas nos zircões do Pluton Pajeú. Os cálculos experimentais de temperatura estimada para o Pluton Pajeú estão plotados como losângos.

3.3.3 Fugacidade de Oxigênio

A fugacidade de oxigênio (fO_2) é um parâmetro dependente da pressão e temperatura e exerce controle importante na cristalização e na composição química dos minerais máficos em rochas magmáticas. Este parâmetro também é usado para caracterização química de opacos como a magnetita e ilmenita.

Speer (1989) propôs o diagrama ternário ($KFe_3^{2+}AlSi_3O_{10}(OH)_2$ - $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ - $KFe_3^{3+}AlSi_3O_{12}(H_{-1})$) para se obter uma estimativa aproximada da fO_2 a partir de composições das soluções sólidas de biotita (Wones & Eugster, 1965). Quando projetadas neste diagrama ternário as biotitas da Suíte Bom Jardim cortam os *buffers* fayalita-quartzo-magnetita ($FeSiO_4$ - SiO_2 - Fe_3O_4), níquel-óxido de níquel (Ni-NiO) e hematita-magnetita (Fe_2O_3 - Fe_3O_4), próximos a Mg. As biotitas da Suíte Toritama cortam os *buffers* fayalita-quartzo-magnetita ($FeSiO_4$ - SiO_2 - Fe_3O_4) e níquel-óxido de níquel (Ni-NiO). As biotitas da Suíte Fazenda Nova mostram condições de *buffering* de Ni-NiO entre Fe^{2+} e Mg, estando mais próximos a Mg. O Pluton Campina Grande, assim como a Suíte Terra Nova, têm biotitas que cortam os *buffers* fayalita-quartzo-magnetita ($FeSiO_4$ - SiO_2 - Fe_3O_4) e níquel-óxido de níquel (Ni-NiO), entre Fe^{2+} e Mg. As biotitas da Suíte Encruzilhada do Sul também cortam os *buffers* fayalita-quartzo-magnetita ($FeSiO_4$ - SiO_2 - Fe_3O_4) e níquel-óxido de níquel (Ni-NiO), mas variando entre Fe^{2+} e Mg até mais próximo ao Fe^{2+} . As biotitas da Suíte Lavras do Sul e do Pluton Cruzeiro do Sul ocorrem entre os *buffers* níquel-óxido de níquel (Ni-NiO) e hematita-magnetita (Fe_2O_3 - Fe_3O_4), dispostas entre Fe^{2+} e Mg.

Segundo os trabalhos de Wones & Eugster (1965) e Speer (1989), os valores obtidos sugerem cristalização sob condições de fO_2 : alta (Suítes Bom Jardim e Toritama), intermediária (suítes Fazenda Nova, Terra Nova e Lavras do Sul, plutons Campina Grande e Cruzeiro do Sul) e intermediária a baixa (Suíte Encruzilhada) (Fig. 3.17).

A distinção da razão férrico-ferroso de biotitas e a relação entre a razão e a assembleia de óxidos têm sido usada por Ishihara (1977) para caracterizar suas séries ilmenita e séries magnetita de granitoides. O baixo conteúdo de Fe^{3+} das biotitas e a presença de quantidade traço de ilmenita, pirrotita, grafita e muscovita nas rochas implica uma menor fugacidade de oxigênio nos granitoides da série ilmenita do que nos granitoides da série magnetita, que contém biotitas com um maior conteúdo de ferro férrico e abundante magnetita + ilmenita ± hematita, pirita, titanita e epidoto. Ishihara (1977) atribuiu às diferentes fugacidades de oxigênio as diferentes fontes. Esse autor sugeriu que magmas na série magnetita são gerados na crosta inferior e manto superior, enquanto que os magmas da série ilmenita são gerados em ou misturado com rocha da crosta portadora de carbono.

Os *trends* das biotitas dos granitoides estudados cortam as composições "buffered" que podem sugerir que as biotitas destas intrusões se cristalizaram em diferentes condições de oxidação. A quantidade modal de óxidos coexistindo diminui com a diminuição do conteúdo de Fe^{3+} das biotitas, contudo, tipos de rochas ligadas à possível diferenciação não mostram comumente *trends* de oxidação em suas biotitas. Nos estudos de Barriere & Cotten (1979), foi encontrado conteúdos de ferro férrico aumentando durante diferenciação magmática. Um estágio tardio de percolação de fluidos pode causar oxidação pós-magmática de alguns dos Fe^{2+} primitivos.

Estudos de Lipman (1971) mostram os cálculos de equilíbrio entre fases com a relação $f\text{O}_2 - T$ determinados pelas análises de óxidos de Fe e Ti. Lipman (1971) e Wones (1989) verificaram a relação direta entre a fugacidade de oxigênio de um magma e o seu material fonte. Segundo Lipman (1971) e Wones (1989), a presença de ilmenita e magnetita nas rochas (embora ilmenita seja rara nas rochas portadoras de titanita) permite estimar temperatura e $f\text{O}_2$ para assembleias portadoras e livres de titanita. As rochas portadoras de titanita são mais oxidadas quando comparadas as rocha sem titanita para uma mesma temperatura.

Considerando que o mecanismo primário pelo qual os ETR são substituídos dentro do zircão é visto geralmente como sendo a substituição de xenotima, $\text{Zr}^{4+} \text{Si}^{4+} \text{ETRM}^{3+} + \text{P}^{5+}$ (Hoskin & Schaltegger, 2003), o Ce^{4+} é substituído diretamente por Zr^{4+} sem a necessidade de compensação de carga, e também está mais próximo do tamanho do Zr^{4+} do que Ce^{3+} , estes dois fatores tornam eles muito mais compatíveis. O cério (Ce) é o segundo elemento terra rara (ETR) na tabela periódica, e a maior parte dos ETR são trivalentes em condições predominantes no manto, crosta, e superfície planetária. No oceano atual, o limite redox entre Ce trivalente e tetravalente é próximo o suficiente para o equilíbrio $\text{O}_2\text{-H}_2\text{O}$, em que uma fração substancial deste elemento é oxidada e rapidamente eliminada por óxidos de Fe e Mn. O excesso de Ce em relação aos ETR adjacentes La e Pr é comum em nódulos e incrustações de Mn, que deixam a água do mar, fosfatos e carbonatos com um déficit. Portanto, a anomalia de Ce nos sedimentos e rochas sedimentares são *proxies* usados para o estado de oxidação no oceano e na atmosfera do passado. Assim, as anomalias positivas de Ce indicam condições ígneas por processos de oxidação primária, enquanto que as anomalias negativas sugerem condições intempéricas.

As avaliações dos estados relativos de oxidação de magmas inferidos de $\text{Ce}^{\text{IV}}/\text{Ce}^{\text{III}}$ em zircão de Ballard *et al.* (2002), bem como a relação da fugacidade de oxigênio com a temperatura numa relação do estado de oxidação de magmas nos estudos de Trail *et al.* (2011, 2012) foram aplicados para os zircões das intrusões estudadas nesta tese.

O método de determinação da razão Ce^{IV}/Ce^{III} em zircão e o uso dela para examinar a evolução temporal do estado de oxidação de um conjunto de intrusões estéreis e portadoras de minério (por ex. Ballard *et al.*, 2002). Sendo os zircões bem adequados para este trabalho, devido ser um mineral acessório amplamente presente em rochas ígneas intermediárias a félsicas e a sua resistência às alterações hidrotermais e ao intemperismo químico e físico. Nos zircões o fracionamento de Ce^{IV} é preferencialmente mais forte em relação a Ce^{III} , isto significa que a razão Ce^{IV}/Ce^{III} deve ser uma medida robusta e sensível do estado de oxidação magmática. Os dados das intrusões estudadas nesta tese foram plotados no diagrama Ce^{IV}/Ce^{III} (zircão) vs. Eu_N/Eu_N^* , numa variação com dois indicadores do estado de oxidação, com campo de intrusões portadoras de minério e intrusões estéreis de Ballard *et al.* (2002).

No diagrama de Ce^{IV}/Ce^{III} vs. Eu_N/Eu_N^* (Fig. 3.18) para os zircões, a maioria das amostras dos Plutons Campina Grande e Pajeú caem no campo das intrusões portadoras de minério, assim como algumas amostras das suítes Bom Jardim e Serra do Catú, mas esta suíte apresenta valores mais elevados de Ce^{IV}/Ce^{III} , o que as colocam acima desse campo (Fig. 3.19). A maioria das amostras da Suíte Lavras do Sul caem fora dos campos, sendo algumas dessas amostras presentes no campo das intrusões estéreis, e algumas raras no campo dos arenitos Paleozoicos, que podem ser possíveis pela proximidade desta intrusão com a Bacia do Camaquã.

Zircões são oportunidades únicas para avaliar o estado de oxidação dos *melts* se o fracionamento de um cátion de valência variável que está no zircão pode ser caracterizado como uma função da fO_2 (Trail *et al.*, 2011). Calibração experimental, relacionando fugacidade de oxigênio de *melt* para anomalias de Ce em zircão e temperatura foi proposta por Trail *et al.*, 2011. Os dados das anomalias de Ce dos zircões e de suas temperaturas foram projetados no diagrama $(Ce/Ce^*)_{CHUR}$ vs. $10^4/T$ (K^{-1}), onde

$$(Ce/Ce^*)_{CHUR} = D_{Ce}^{Zrc/CHUR} / \sqrt{D_{La}^{Zrc/CHUR}} \times D_{Pr}^{Zrc/CHUR}$$

$$Ce^* = D_{Ce^{III}}^{Zrc/CHUR}$$

Os *buffers* presentes nesta calibração são magnetita-hematita (MH), fayalita-magnetita-quartzo (FMQ) e ferro-wustite (IW).

No diagrama $(Ce/Ce^*)_{CHUR}$ vs. $10^4/T$ (K^{-1}), os dados das suítes Bom Jardim, Fazenda Nova, Serra do Catú e Lavras do Sul e dos plutons Campina Grande e Pajeú sugerem para

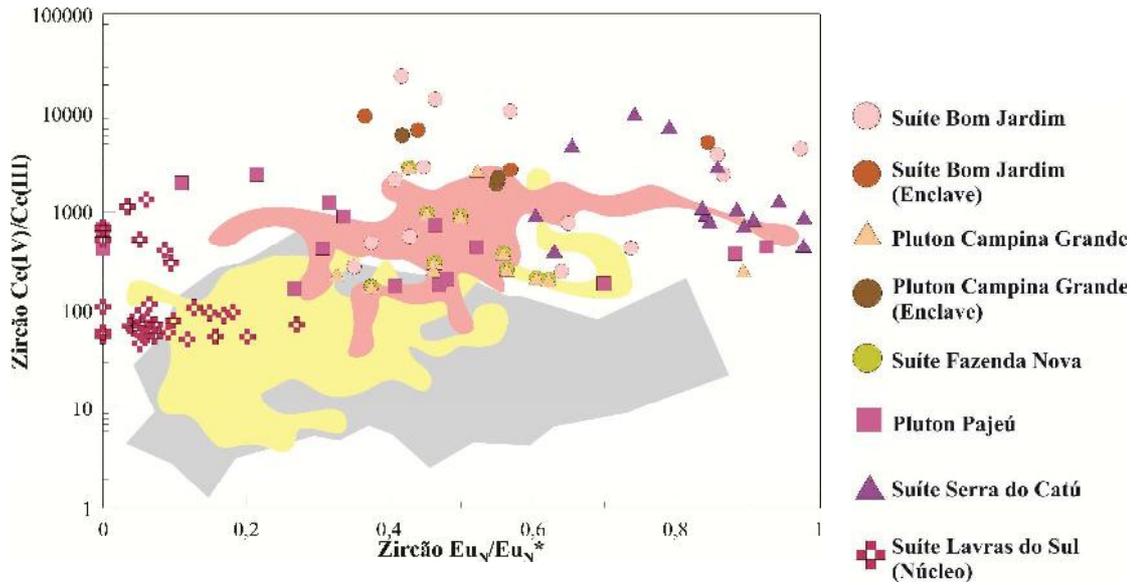


Figura 3.18: Razões Ce^{IV}/Ce^{III} e Eu_N/Eu_N^* em zircões. Campos das intrusões portadoras de minério (campo rosa), intrusões estéreis (campo amarelo). Campo cinza-arenitos Paleozoicos. Campos em Ballard *et al.* (2002).

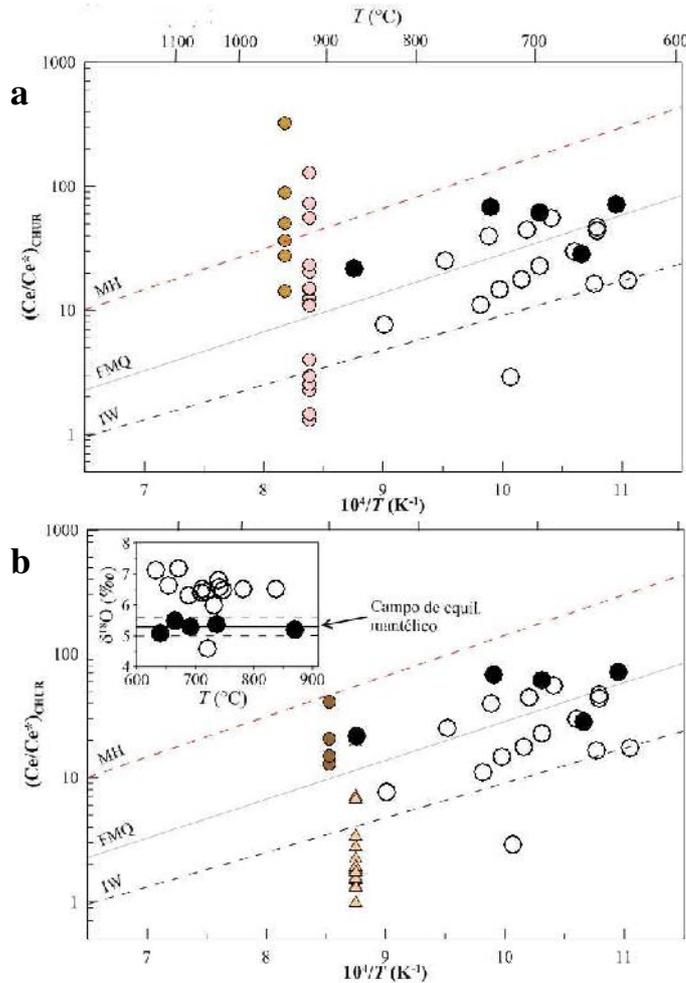


Figura 3.19: Diagramas de calibração experimental usando amostras naturais. *Plots* de fugacidade de oxigênio e isotopos de oxigênio para verificação de condições crustais vs. mantélicas (Trail *et al.*, 2011). Círculos pretos-equilíbrio com manto ($\delta^{18}O$) e círculos abertos-crustal. a) Suíte Bom Jardim (círculo vermelho-enclave); b) Pluton Campina Grande (círculo marrom-gabro).

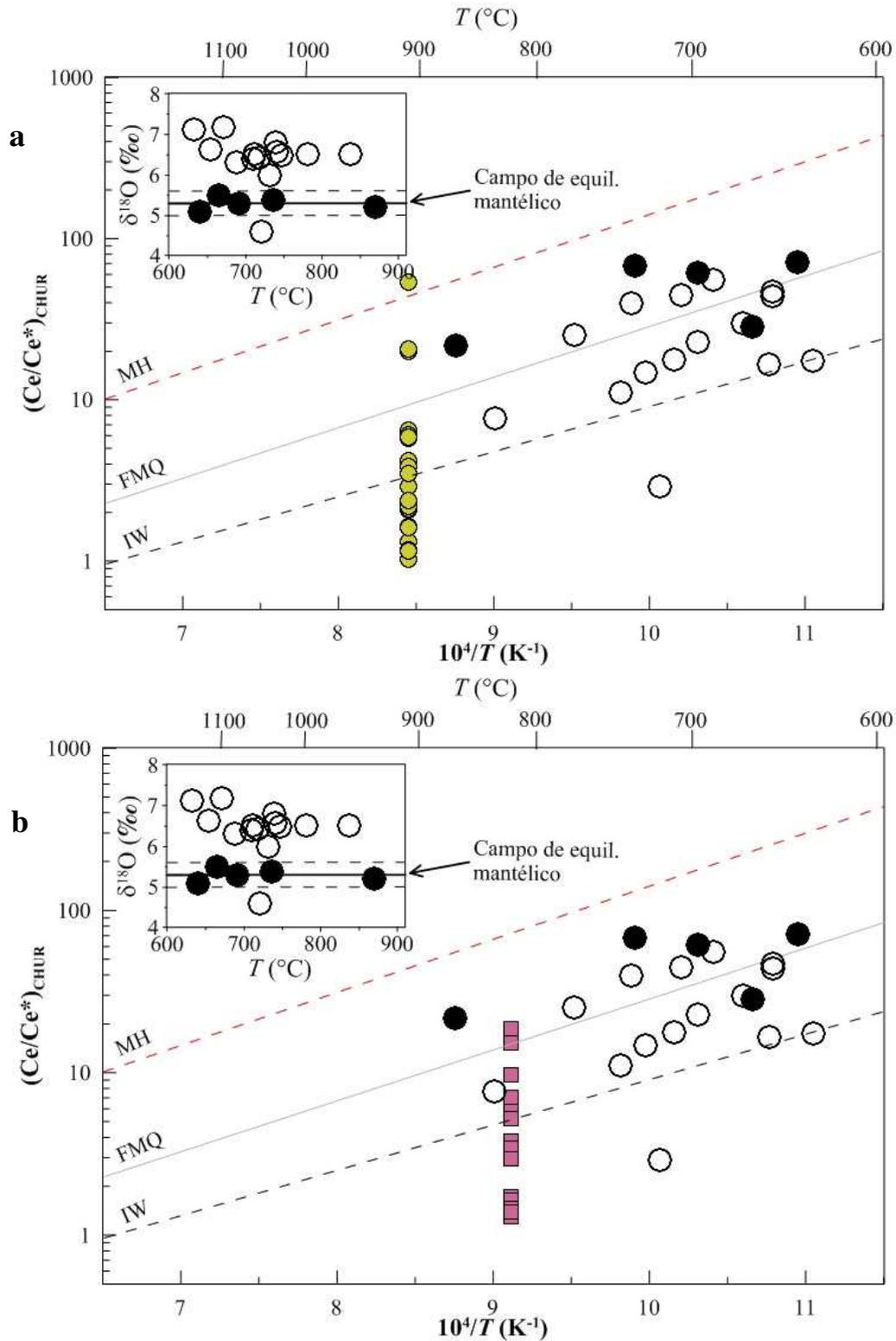


Figura 3.20: Diagramas de calibração experimental usando amostras naturais. *Plots* de fugacidade de oxigênio e isotopos de oxigênio para verificação de condições crustais vs. mantélicas (Trail *et al.*, 2011). Círculos pretos-equilíbrio com manto ($\delta^{18}\text{O}$) e círculos abertos-crustal. a) Suíte Fazenda Nova; b) Pluton Pajeú.

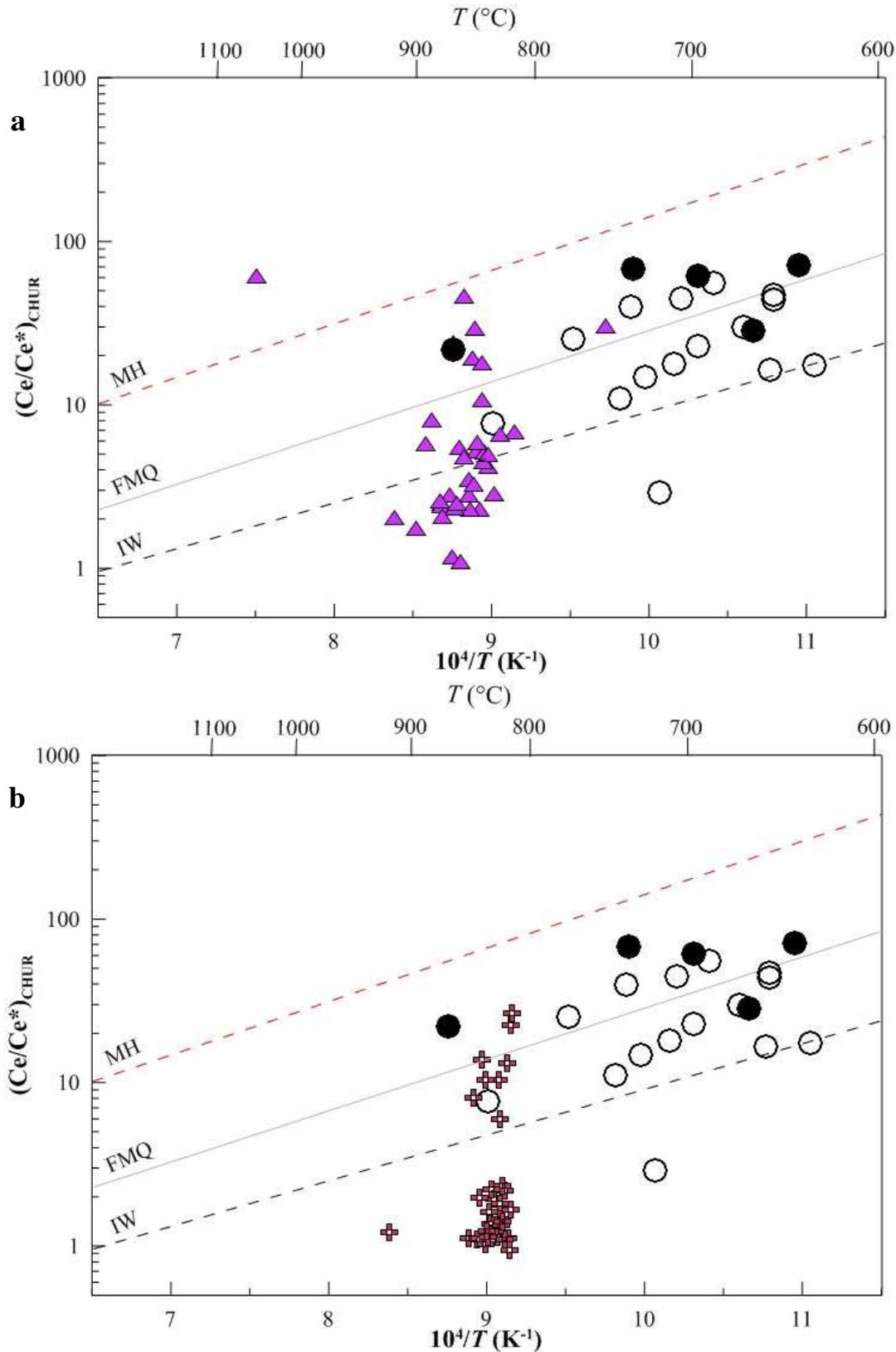


Figura 3.21: Diagramas de calibração experimental usando amostras naturais. *Plots* de fugacidade de oxigênio e isotopos de oxigênio para verificação de condições crustais vs. mantélicas (Trail *et al.*, 2011). Círculos pretos-equilíbrio com manto ($\delta^{18}O$) e círculos abertos-crustal. a) Suíte Serra do Catú (triângulo roxo); b) Suíte Lavras do Sul (cruz marrom).

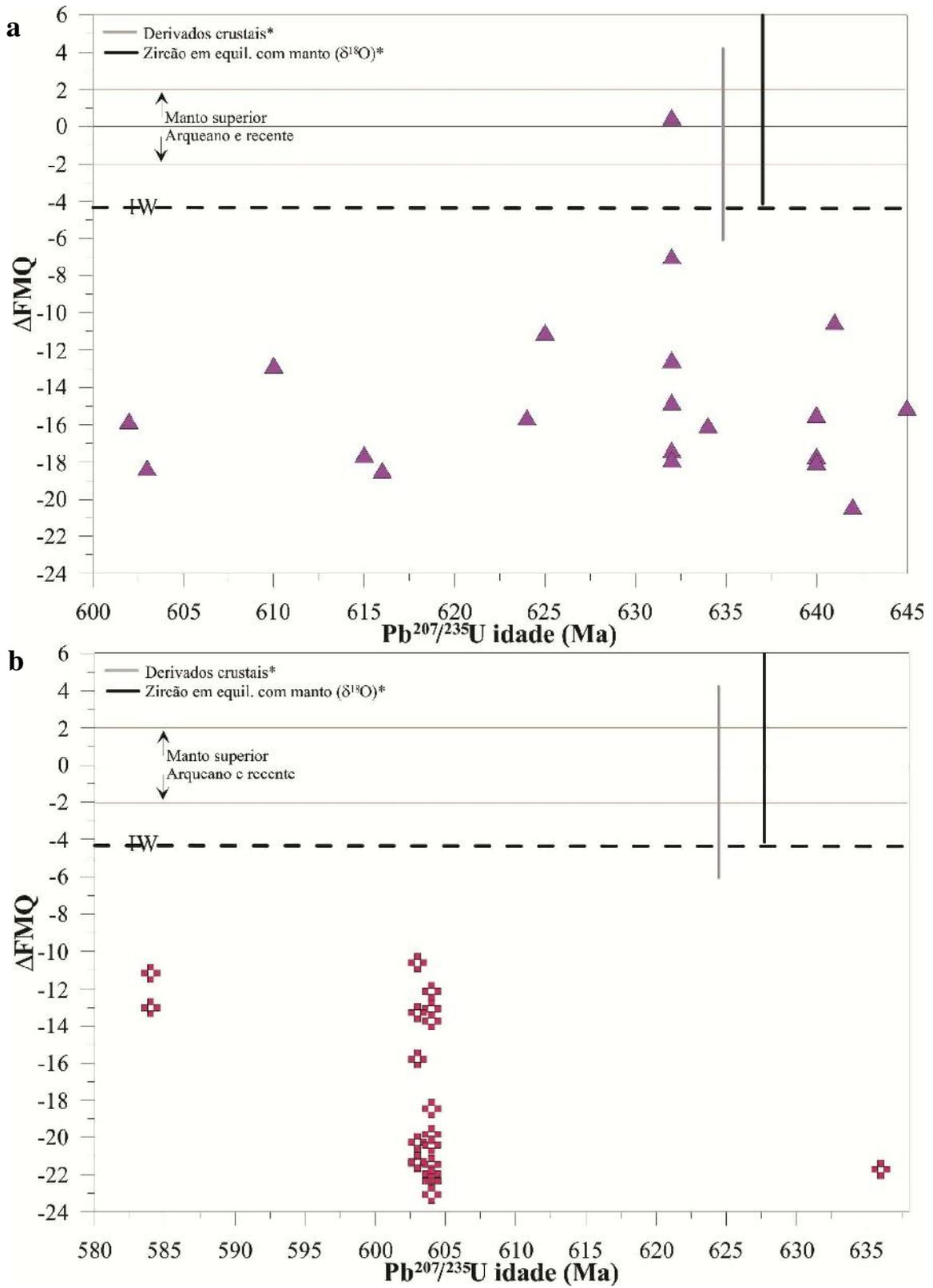


Figura 3.22: $f\text{O}_2$. vs. idade de cristalização de zircão para a) Suíte Serra do Catú (triângulo roxo); b) Suíte Lavras do Sul (cruz marrom). IW (ferro-wüstite), valores de $f\text{O}_2$ são dados como ΔFMQ em unidades de log.

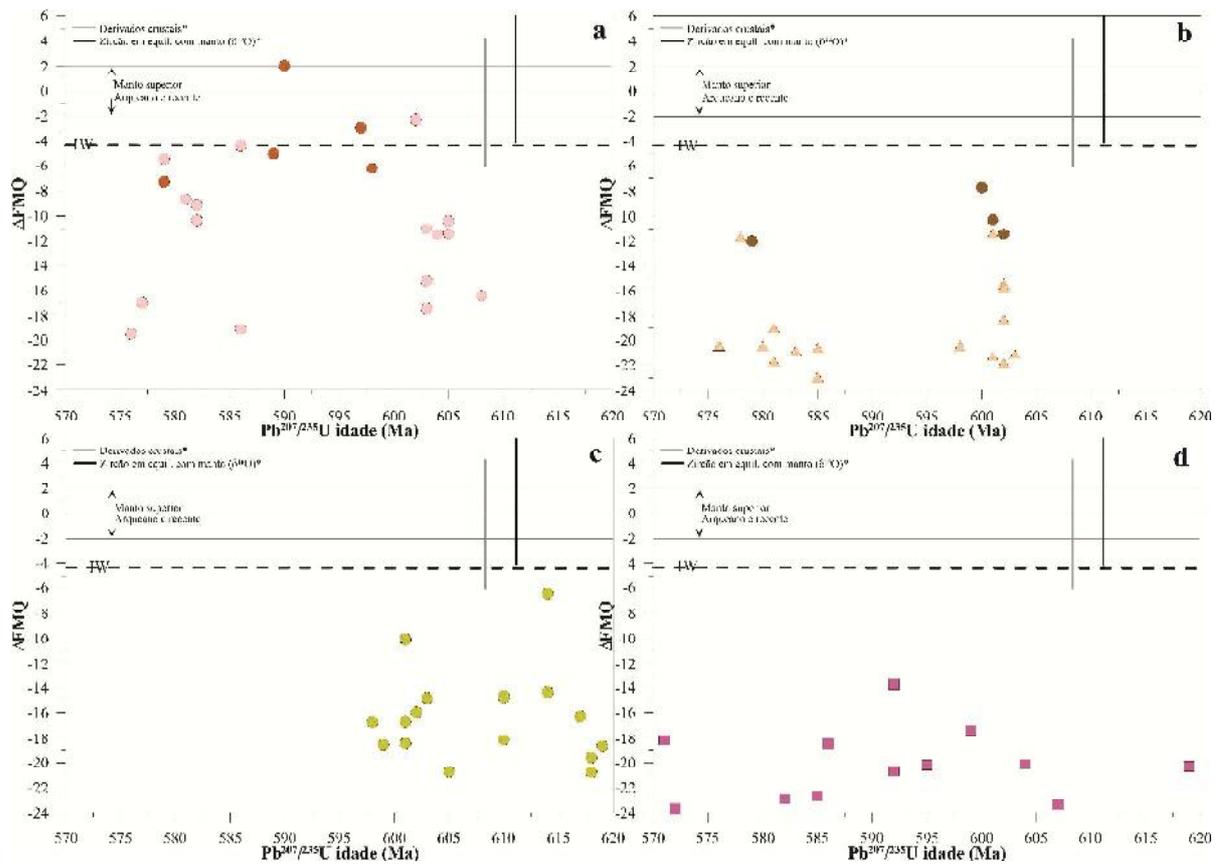


Figura 3.23: fO_2 . vs. idade de cristalização de zircão para a) Suíte Bom Jardim (círculo rosa, círculo vermelho-enclave); b) Pluton Campina Grande (círculo marrom-gabro; triângulo); c) Suíte Fazenda Nova (círculo verde); d) Pluton Pajeú (quadrado rosa). IW (ferro-wustite), valores de fO_2 são dados como ΔFMQ em unidades de log.

CAPÍTULO 4. LITOGEOQUÍMICA

Os dados de rocha total desta tese são em sua maioria de trabalhos anteriormente publicados (suítes Bom Jardim e Toritama - Guimarães, 1989; Suíte Fazenda Nova - Neves & Vauchez, 1995; Complexo Campina Grande - Almeida, 1999; Suíte Terra Nova - Silva Filho, 1989; Suíte Lavras do Sul – Nardi, 1984 e Lima e Nardi, 1998; Suíte Santo Antônio - Barros e Nardi, 1994; Pluton Cruzeiro do Sul - Knijnik *et al.*, 2012; Suíte Encruzilhada do Sul - Vasquez, 1997). Para o presente estudo foram dosadas onze amostras representativas das intrusões estudadas (principalmente as amostras dos mesmos afloramentos/pontos usados para datação). As amostras analisadas no desenvolvimento desse projeto foram preparadas com base em técnicas descritas no Capítulo I (Materiais e Métodos). As análises foram realizadas no *Acme Analytical Laboratories (Vancouver, CA) Ltd.*

4.1 ELEMENTOS MAIORES, SÉRIES MAGMÁTICAS E GÊNESE DOS MAGMAS

A Suíte Bom Jardim é constituída por cinco fácies que serão descritas separadamente a seguir. Fácies 1) piroxênio-biotita-anfibólio melasienitos e mela-monzonitos, porfiríticos (PBAMS), apresentam teores de SiO₂ entre 52% e 59% e K₂O de 3% a 6%, com razões K₂O/Na₂O > 1, variando de 1,32 a 1,80, com exceção de uma amostra (= 0,91, a mesma que apresenta 3% de K₂O). Fácies 2) piroxênio-biotita-anfibólio sienitos, localmente porfiríticos, mesocráticos de granulação média (MPBAS), têm entre 58% a 62% de SiO₂, K₂O entre 5% e 6%, e razões K₂O/Na₂O > 1 com valores entre 1,44 e 1,68. Fácies 3) piroxênio-biotita sienitos leucocráticos (PBLs), com valores que variam de 61% a 63% de SiO₂, K₂O de 6% a 7%, e razões K₂O/Na₂O > 1 variando de 1,51 a 1,79. Fácies 4) sienitos marrons muito grossos (CS), com os teores de SiO₂ variando de 58% a 62%, K₂O de 7% a 8%, e razões K₂O/Na₂O > 1 entre 1,71 e 2,10. Fácies 5) piroxênio-biotita monzonitos (PBM), apresentam teores de SiO₂ entre 52% e 55%, K₂O de 5% a 6%, e razões K₂O/Na₂O > 1 entre 1,39 e 1,63.

Os granitoides da Suíte Bom Jardim são metaluminosos e desenvolvem parcialmente um *trend* de diferenciação magmática (incluindo os enclaves e diques máficos desta suíte) (Fig. 4.1a). Esses granitoides caem principalmente no campo alcálico, e raras amostras no campo alcali-cálcico do diagrama MALI (Modified Alkali-Lime Index) *versus* SiO₂ de Frost & Frost (2008) (Fig. 4.2a), ainda neste diagrama, os enclaves estão plotados nos campos calcioalcalino, alcali-cálcico e com maior frequência no campo alcálico, enquanto os diques máficos variam entre os campos alcali-cálcico e alcálico. As rochas de afinidades

shoshoníticas são geralmente potássicas e magnesianas, e assim como os granitoides da Suíte Bom Jardim, que são classificados como granitoides magnesianos no diagrama $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ versus SiO_2 com campos de Frost *et al.* (2001) (Fig. 4.3a).

A Suíte Toritama, compreendida por sienitos e granitos, mostra variação nos teores de SiO_2 entre 56% e 74%, K_2O de ~4%, e razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ com valores de entre 1,21 e 1,84. Os granitoides dessa suíte são metaluminosos e desenvolvem parcialmente um *trend* de diferenciação magmática (incluindo seus enclaves) (Fig. 4.1a). Os granitoides da Suíte Toritama caem principalmente no campo alcálico, e raramente no campo alcali-cálcico do diagrama MALI versus SiO_2 de Frost & Frost (2008) (Fig. 4.2a). São rochas magnesianas segundo suas plotagens no diagrama $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ versus SiO_2 com campos de Frost *et al.* (2001) (Fig. 4.3a).

A Suíte Fazenda Nova compreende duas fácies. Fácies 1) granito porfirítico com variação nos teores de SiO_2 entre 61% e 65%, K_2O varia de 4% a 5%, e razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ variando de 1,18 a 1,54. Fácies 2) dioritos com 53% a 61% de SiO_2 , K_2O variando de 3% a 4%, e razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de 0,7 a 1,4. Os granitoides da Suíte Fazenda Nova são metaluminosos e desenvolvem parcialmente um *trend* de diferenciação magmática (Fig. 4.1a). No diagrama MALI versus SiO_2 de Frost & Frost (2008), os granitoides da Suíte Fazenda Nova caem preferencialmente no campo alcali-cálcico e raramente no campo alcálico (Fig. 4.2a). Plotados no campo das rochas magnesianas segundo o diagrama $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ versus SiO_2 com campos de Frost *et al.* (2001) (Fig. 4.3a), esses granitoides seguem até ao limite entre o campo magnesiano e o ferroso.

O Complexo Campina Grande é compreendido por cinco fácies, sendo uma destas (gabro) limitada neste projeto. A fácies porfirítica tem teores de SiO_2 variando de 51% a 72%, K_2O de 3% a 5%, e razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de 0,7 a 1,7. A fácies híbrida apresenta de 60% a 65% de SiO_2 , K_2O de ~3,4%, e razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de ~1. A fácies máfica tem variação nos teores de SiO_2 entre 49% e 54%, K_2O de 3% a 4%, e razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de 0,6 a 1. Os granitoides do Complexo Campina Grande são metaluminosos e desenvolvem parcialmente um *trend* de diferenciação magmática que mostra enriquecimento em Al_2O_3 e forte enriquecimento em K_2O (Fig. 4.1a). No diagrama MALI versus SiO_2 de Frost & Frost (2008), as amostras da fácies porfirítica se distribuem nos campos calcioalcalino, alcálico, e principalmente no campo alcali-cálcico (Fig. 4.2a); as amostras da fácies híbrida caem no campo calcioalcalino; as amostras da fácies máfica caem no campo alcálico; uma amostra do gabro segue a tendência alcálica e a outra amostra uma tendência cálcica; enquanto o basalto está presente no campo calcioalcalino. São rochas magnesianas segundo suas plotagens no diagrama

FeOt/(FeOt + MgO) *versus* SiO₂ com campos de Frost *et al.* (2001) (Fig. 4.3a), estando uma das amostras da fácies porfirítica no campo ferroso.

O Pluton Pajeú é compreendido por granitoides com teores de SiO₂ entre 55% e 72%, K₂O de 5% a 7%, e razões K₂O/Na₂O > 1 entre 1,24 e 1,71. São rochas metaluminosas, com raras amostras tangenciando o campo peraluminoso do diagrama A/NK *versus* ACNK [A/CNK = razão molar de Al₂O₃/(CaO + K₂O + Na₂O)] (Fig. 4.1a). No diagrama MALI *versus* SiO₂ de Frost & Frost (2008), as amostras do Pluton Pajeú desenvolvem um *trend* alcálico, com uma amostra no campo alcali-cálcico (Fig. 4.2a). Os granitoides do Pluton Pajeú desenvolvem um *trend* que segue do campo dos granitos magnesianos até o campo dos granitos ferrosos no diagrama FeOt/(FeOt + MgO) *versus* SiO₂ com campos de Frost *et al.* (2001) (Fig. 4.3a).

A Suíte Terra Nova compreende uma fácies mesocrática, com SiO₂ entre 50% e 55%, K₂O de 2% a 6%, e razões K₂O/Na₂O de 0,9 a 10; e uma fácies leucocrática que tem teores de SiO₂ entre 57% e 68%, K₂O de 3% a 7%, e razões K₂O/Na₂O entre 0,85 e 1,81. Os granitoides desta suíte são metaluminosos, e uma amostra do xenólito desta suíte tangencia o campo peraluminoso do diagrama A/NK *versus* ACNK [A/CNK = razão molar de Al₂O₃/(CaO + K₂O + Na₂O)] (Fig. 4.1a). As amostras da Suíte Terra Nova estão distribuídas nos campos alcálico e alcali-cálcico, e raramente no campo calcioalcalino do diagrama MALI *versus* SiO₂ de Frost & Frost (2008) (Fig. 4.2a), estas amostras formam um *trend* de enriquecimento do MALI. São rochas magnesianas segundo suas plotagens no diagrama FeOt/(FeOt + MgO) *versus* SiO₂ com campos de Frost *et al.* (2001) (Fig. 4.3a).

A Suíte Serra do Catú compreende fácies sieníticas, monzoníticas e monzograníticas. Os teores de SiO₂ variam entre 58% e 64%, K₂O de 6% a 8%, e razões K₂O/Na₂O > 1 entre 1,83 e 2,20. Os granitoides desta suíte são metaluminosos, desenvolvendo um *trend* de diferenciação magmática (Fig. 4.1a). As rochas da Suíte Serra do Catú são alcálicas segundo o diagrama MALI *versus* SiO₂ de Frost & Frost (2008) (Fig. 4.2a). São rochas magnesianas segundo suas plotagens no diagrama FeOt/(FeOt + MgO) *versus* SiO₂ com campos de Frost *et al.* (2001) (Fig. 4.3a).

A Suíte Encruzilhada do Sul é composta pelo Granito Encruzilhada e o Granito Pitangueiras. O Granito Encruzilhada é compreendido por três fácies: 1) monzogranito porfirítico, com SiO₂ variando de 71% a 74%, K₂O de 4% a 5%, e razões K₂O/Na₂O de 0,8 a 1,4; 2) sienogranito equigranular, com SiO₂ variando de 73% a 76%, K₂O de ~5%, e razões K₂O/Na₂O de 0,97-1,45; 3) híbridas, mostrando teores de SiO₂ entre 71% e 73%, K₂O ~5%, e razões K₂O/Na₂O de 0,97 a 1,3. O Granito Pitangueiras compreende a fácies monzogranítica

porfírica, com teores de SiO₂ variando de 68% a 72%, K₂O de 5% a 6%, e razões K₂O/Na₂O > 1 de 1,18 a 1,72; e a fácies híbrida, com SiO₂ variando de 62% a 69%, K₂O de 4% a 5%, e razões K₂O/Na₂O > 1 de 1,09 a 1,26. Os granitoides que compõem a Suíte Encruzilhada do Sul desenvolvem um *trend* de segregação *melt*-restito, que vai do campo peralcalino ao campo peraluminoso, com algumas amostras, preferencialmente os enclaves, no campo metaluminoso do diagrama A/NK *versus* ACNK [A/CNK = razão molar de Al₂O₃/(CaO + K₂O + Na₂O)] (Fig. 4.1b). No diagrama MALI *versus* SiO₂ de Frost & Frost (2008), as amostras do Granito Encruzilhada caem no campo alcali-cálcico; as amostras se dispõem nos campos calcioalcalino, alcálcico, e principalmente no campo alcali-cálcico (Fig. 4.2b); as amostras do Granito Pitangueiras estão distribuídas nos campos alcálcico, alcali-cálcico, e cálcico. As rochas da Suíte Encruzilhada são preferencialmente ferrosas, com exceção da fácies híbrida e de alguns enclaves do Granito Pitangueiras que são magnesianos segundo suas plotagens no diagrama FeOt/(FeOt + MgO) *versus* SiO₂ com campos de Frost *et al.* (2001) (Fig. 4.3b).

A Suíte Lavras do Sul é composta por shoshonitos, lamprófiros, monzonitos, granitos e leucodioritos. Os shoshonitos têm teores de SiO₂ variando de 54% a 57%, K₂O de 2% a 3%, e razões K₂O/Na₂O < 1; os lamprófiros têm SiO₂ variando de 54% a 61%, K₂O de 3% a 4%, e razões K₂O/Na₂O < 1; os monzonitos mostram teores de SiO₂ variando de 62% a 67%, K₂O de 4%, e razões K₂O/Na₂O de 0,93 a 1,15; os granitos mostram teores de SiO₂ variando de 62-72%, K₂O de 3% a 5%, e razões K₂O/Na₂O de 0,73 a 1,2; e os leucodioritos com ~51% de SiO₂, K₂O de ~1,4%, e razões K₂O/Na₂O de 0,3. Os granitoides da Suíte Lavras do Sul são metaluminosos, sendo algumas amostras do granito levemente peraluminosas (Fig. 4.1b). Esses granitoides se dispõem no campo alcali-cálcico do diagrama MALI (Modified Alkali-Lime Index) *versus* SiO₂ de Frost & Frost (2008) (Fig. 4.2b). São classificados como granitoides magnesianos, com raras amostras da fácies granítica pertencentes à série ferrosa do diagrama FeOt/(FeOt + MgO) *versus* SiO₂ com campos de Frost *et al.* (2001) (Fig. 4.3b).

A Formação Hilário (Supergrupo Bom Jardim - Bacia do Camaquã) da Associação Shoshonítica Lavras do Sul é composta por derrames de traquibasalto e riolito. Os traquibasaltos apresentam valores de SiO₂ variando de 51% a 52%, K₂O de ~2%, e razões K₂O/Na₂O de 0,51 a 0,54; o riolito tem um teor de SiO₂ de 71%, K₂O de ~4%, e razão K₂O/Na₂O de 0,94. Estas rochas da Formação Hilário estão plotadas no campo metaluminoso do diagrama A/NK *versus* ACNK [A/CNK = razão molar de Al₂O₃/(CaO + K₂O + Na₂O)] (Fig. 4.1b). No diagrama MALI (Modified Alkali-Lime Index) *versus* SiO₂ de Frost & Frost (2008), as amostras de traquibasaltos caem no campo alcali-cálcico, e o riolito no campo

calcioalcalino (Fig. 4.2b). Essas amostras são projetadas no campo da série magnésiana do diagrama $FeOt/(FeOt + MgO)$ versus SiO_2 com campos de Frost *et al.* (2001) (Fig. 4.3b).

O Pluton Cruzeiro do Sul apresenta teores variados de SiO_2 de 55% a 72%, K_2O de 2% a 6%, e razões K_2O/Na_2O de 0,92-2,00; suas fácies máficas têm SiO_2 de 54% a 68%, K_2O de 2-3%, e razões K_2O/Na_2O de 0,41-1,21. As fácies do Pluton Cruzeiro do Sul variam do campo metaluminoso ao campo peraluminoso do diagrama A/NK versus $ACNK$ [A/CNK = razão molar de $Al_2O_3/(CaO + K_2O + Na_2O)$] (Fig. 4.1b). Estão distribuídas nos campos alcali-cálcico, cálcico, e mais frequentemente no campo calcioalcalino do diagrama MALI (Modified Alkali-Lime Index) versus SiO_2 de Frost & Frost (2008) (Fig. 4.2b). Essas rochas são classificadas como granitoides magnésianos segundo o diagrama $FeOt/(FeOt + MgO)$ versus SiO_2 com campos de Frost *et al.* (2001) (Fig. 4.3b).

4.2 ELEMENTOS TRAÇO E TERRAS RARAS

Todos os padrões de elementos terras raras estão normalizados em relação aos valores do Condrito (Nakamura, 1974). Os padrões de elementos terras raras para as cinco fácies da Suíte Bom Jardim são similares (Fig. 4.4A). O granitoides da Suíte Bom Jardim mostram padrões fracionados, e não apresentam anomalias de Eu. A maior parte dos padrões de ETR dos diques máficos analisados não mostram anomalias de Eu, porém dois dos padrões exibem uma leve anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 1,2$ e $1,3$) (Fig. 4.4E). Os padrões de ETR para os enclaves da Suíte Bom Jardim exibem de leves anomalias negativa a positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 0,8$ e $1,08$) (Fig. 4.4E). As razões $(Ce/Yb)_N$ variam de 24,2 a 33,8 (PBAMS); 30,8 a 35,3 (MPBAS); 25,9 a 28,0 (PBLs); 30,8 a 34,5 (CS); 28,4 a 30,5; 14,9-29,7 (Enclave); 11,5-94,2 (Diques máficos).

Os padrões de ETR para a Suíte Toritama são fracionados (Fig. 4.4), e não apresentam anomalias de Eu com as razões Eu/Eu^* de ~ 1 . Estes padrões de ETR da Suíte Toritama se sobrepõem aos da Suíte Bom Jardim. Os padrões de ETR dos enclaves da Suíte Toritama variam de leve anomalia negativa a ausência de anomalia de Eu ($Eu/Eu^* = 0,78$ e 1) (Fig. 4.4E). As razões $(Ce/Yb)_N$ variam de 29,4 a 35,5; e para o enclave de 32,1 a 38,7.

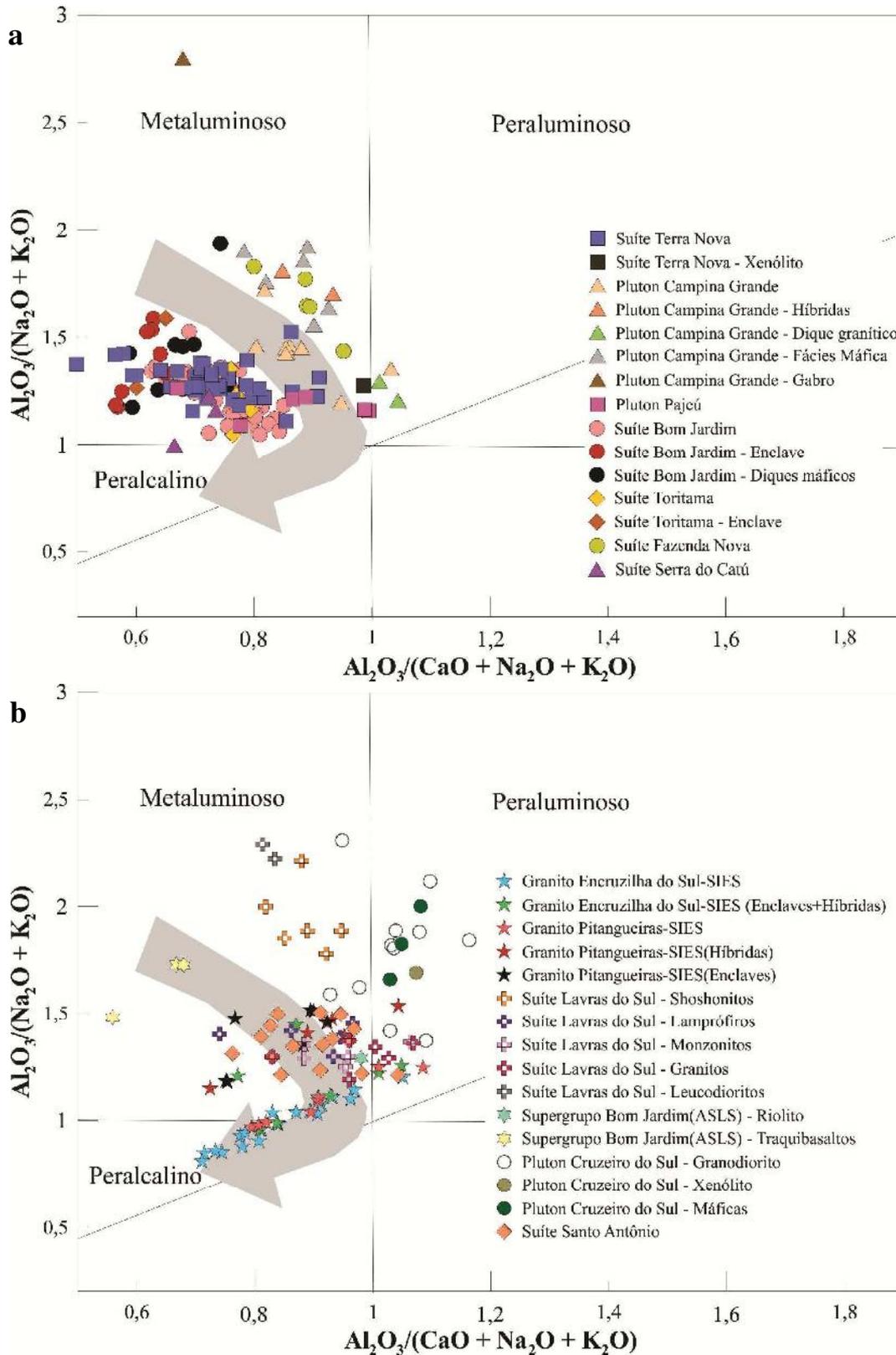


Figura 4.1: Índices de Shand para os granitoides estudados; com campos após Maniar & Piccoli (1989). A seta é um *trend* de diferenciação magmática que mostra rochas metaluminosas tornando-se cada vez mais peralcalinas com a diminuição de $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$. Dados de a) Província Borborema; b) Província Mantiqueira.

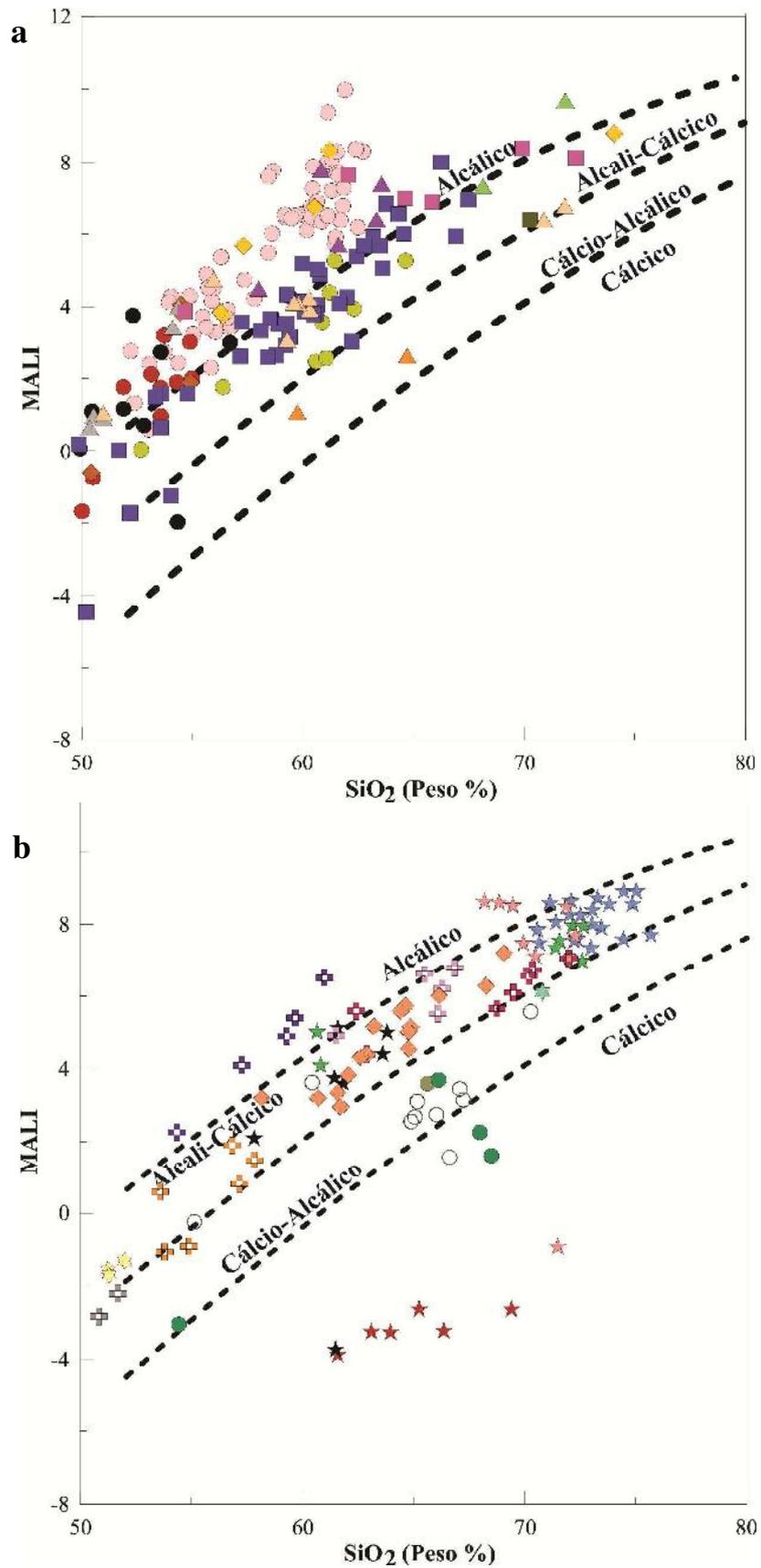


Figura 4.2: MALI vs. SiO₂ (peso%). Frost & Frost (2008). Símbolos como nas figura 4.1. Dados de a) Província Borborema; b) Província Mantiqueira.

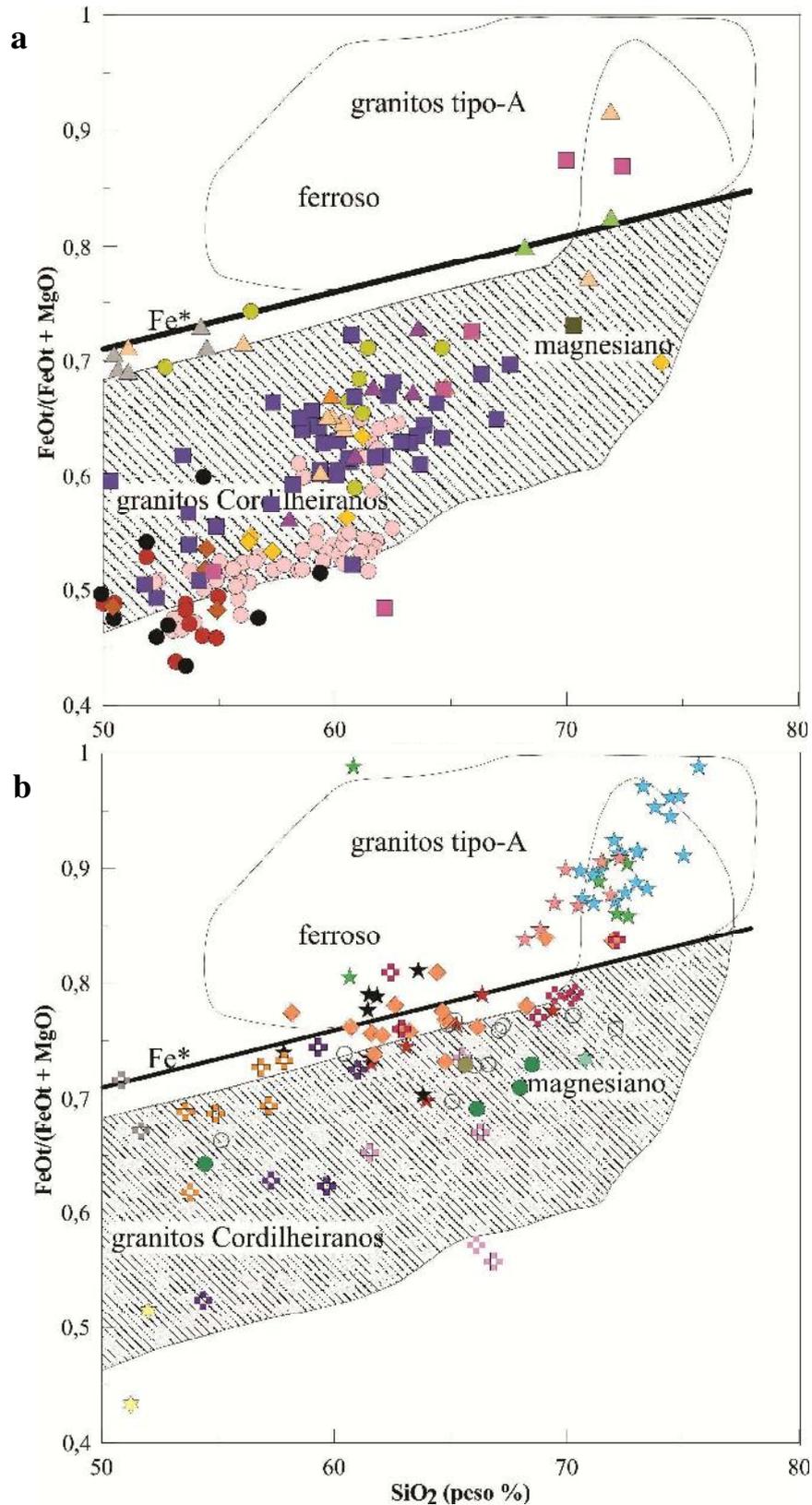


Figura 4.3: Variação composicional dos granitoides estudados no diagrama $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{Mg})$ vs. SiO_2 (peso%). Com os limites entre granitoides ferrosos e magnésianos de Frost *et al.* 2001; e campos discriminantes entre granitoides tipo-A e cordilheirano (modificado de Miyashiro's, 1970). Símbolos como nas figura 4.1. Dados de a) Província Borborema; b) Província Mantiqueira.

Os padrões de ETR para o Complexo Campina Grande são fracionados (Fig. 4.4B), e apresentam anomalias levemente negativas e positivas de Eu e também ausência de anomalia com as razões Eu/Eu^* de 1,38 e ~ 1 . As razões $(Ce/Yb)_N$ variam de 15,1 a 31,4. O Pluton Pajeú apresenta os padrões de ETR fracionados (Fig. 4.4B), e exibem anomalias negativas de Eu com as razões Eu/Eu^* de 0,61 a 0,78. As razões $(Ce/Yb)_N$ variam de 22,6 a 47,3. A Suíte Terra Nova exhibe os padrões de ETR fracionados (Fig. 4.4B), e apresentam anomalias negativas de Eu com as razões Eu/Eu^* de 0,62 a 1,17. As razões $(Ce/Yb)_N$ variam de 8,5 a 74,2. A Suíte Serra do Catú tem padrões os ETR fracionados (Fig. 4.4B), e apresentam leves anomalias negativas de Eu com as razões Eu/Eu^* de 0,82. As razões $(Ce/Yb)_N$ variam de 19,2 a 27,1. Os padrões de ETR para a Suíte Encruzilhada do Sul são fracionados (Fig. 4.4D), e apresentam fortes anomalias negativas de Eu, com as razões Eu/Eu^* de 0,20 a 0,44. As razões $(Ce/Yb)_N$ variam de 8,5 a 92,0.

Os padrões de ETR para a Suíte Lavras do Sul são fracionados (Fig. 4.4C), e apresentam leves anomalias negativas e positivas de Eu com as razões Eu/Eu^* de 0,8 a 1,17; no entanto para algumas amostras do granito dessa suíte, as anomalias negativas de Eu são fortes ($Eu/Eu^* = 0,59-0,73$). As razões $(Ce/Yb)_N$ variam de 11,1 a 51,6.

Os padrões de ETR para o Pluton Cruzeiro do Sul são fracionados (Fig. 4.4C), e apresentam anomalias negativas e positivas de Eu, com as razões Eu/Eu^* de 0,77 a 1,74. As razões $(Ce/Yb)_N$ variam de 4,9 a 32,2.

Alguns valores levemente a fortemente negativos das anomalias de Eu para algumas intrusões (suítes Terra Nova, Serra do Catú e Lavras do Sul) não evidenciam a afinidade shoshonítica apresentada nos diagramas das séries magmáticas. No capítulo das discussões petrogenéticas essa condição será tratada. Os padrões multielementares representados em *spidergrams* das rochas estudadas, normalizados em relação aos valores do condrito sugeridos por Thompson (1982) são mostrados na figura 4.5.

Os granitoides das Suítes Bom Jardim e Toritama são caracterizados por depressões em Th, Nb e Ta, e uma leve depressão em Ti; mas também apresentam valores positivos de Th. Alguns padrões apresentam sutis depressões em Sr. Mostram valores variados de Zr, com leves depressões. Os granitoides dos Plutons Campina Grande e Pajeú, e das Suítes Terra Nova e Serra do Catú são caracterizados por depressões em Ba, Th, Nb e Ta, P e Ti. Porém apresentam valores variados para alguns destes elementos (Ba, Th, P, Zr e Ti) que vão até valores positivos. Leves depressões em Sr e fortes em Ti. Alguns padrões apresentam sutis depressões em Sr.

Os granitoides da Suíte Lavras do Sul e o Pluton Cruzeiro do Sul são caracterizados por depressões em Th, Nb e Ta, P e Ti; mas também apresentam valores levemente positivos de Th. Ocorrem depressões em Sr para o Pluton Cruzeiro do Sul. E mostram valores variados de P, com leves depressões. Os traquibasaltos e riolito da Formação Hilário são caracterizados por leves depressões P e Ti. Os granitoides da Suíte Encruzilhada do Sul são caracterizados por depressões em Ba, Nb, Sr, P, Ti e Yb.

Estudos mostram que durante fusão parcial e cristalização fracionada de magmas, U e Th são concentrados na fase líquida e tornam-se incorporados nos produtos mais ricos em sílica, como as rochas ígneas de composição ácida que são fortemente enriquecidas em Th e U comparadas às rochas de composição basáltica e ultramáfica. As concentrações dos três elementos (U, Th e Pb) aumentam das rochas basálticas para os granitos com baixos valores de Ca, ainda que as razões Th/U e U/Pb permaneçam virtualmente constantes. Estes estudos mostram ainda que os granitos com baixo Ca são enriquecidos em Th (substituição de Ca por Th tetravalente) em relação ao U, talvez devido parte do U ter sido removida em soluções aquosas como uranila (UO_2^{2+} , íon formado sob condições oxidantes) durante os estágios finais de cristalização de magmas graníticos (Faure, 1986).

Essa caracterização geoquímica da relação U-Th-Pb nas rochas, quando comparada com imagens aerogamaespectrométrica (composição radiométrica ternária) tem se mostrado cada vez mais robusta na separação de múltiplas injeções magmáticas.

Essas considerações (Faure, 1986) podem ser aplicadas para os granitoides de algumas intrusões (com SiO_2 ~70 %, e baixo CaO, alto Th), indicando que os altos teores de Th sugerem que esses granitoides estiveram sob condições oxidantes (ver Dall'Agnol *et al.*, 2012) durante os estágios finais de cristalização do magma granítico gerador do pluton ou da rocha fonte. Os granitoides de mais forte afinidade shoshonítica (menores teores de SiO_2 , alto CaO, baixo Th) e que mostram enriquecimento em *HFSE*, são sugestivos de que estiveram sob condições menos oxidantes durante os estágios de cristalização do magma granítico.

Uma integração desses dados de rocha total com os demais dados desta tese, para uma avaliação mais robusta, se encontra no capítulo das considerações e discussões.

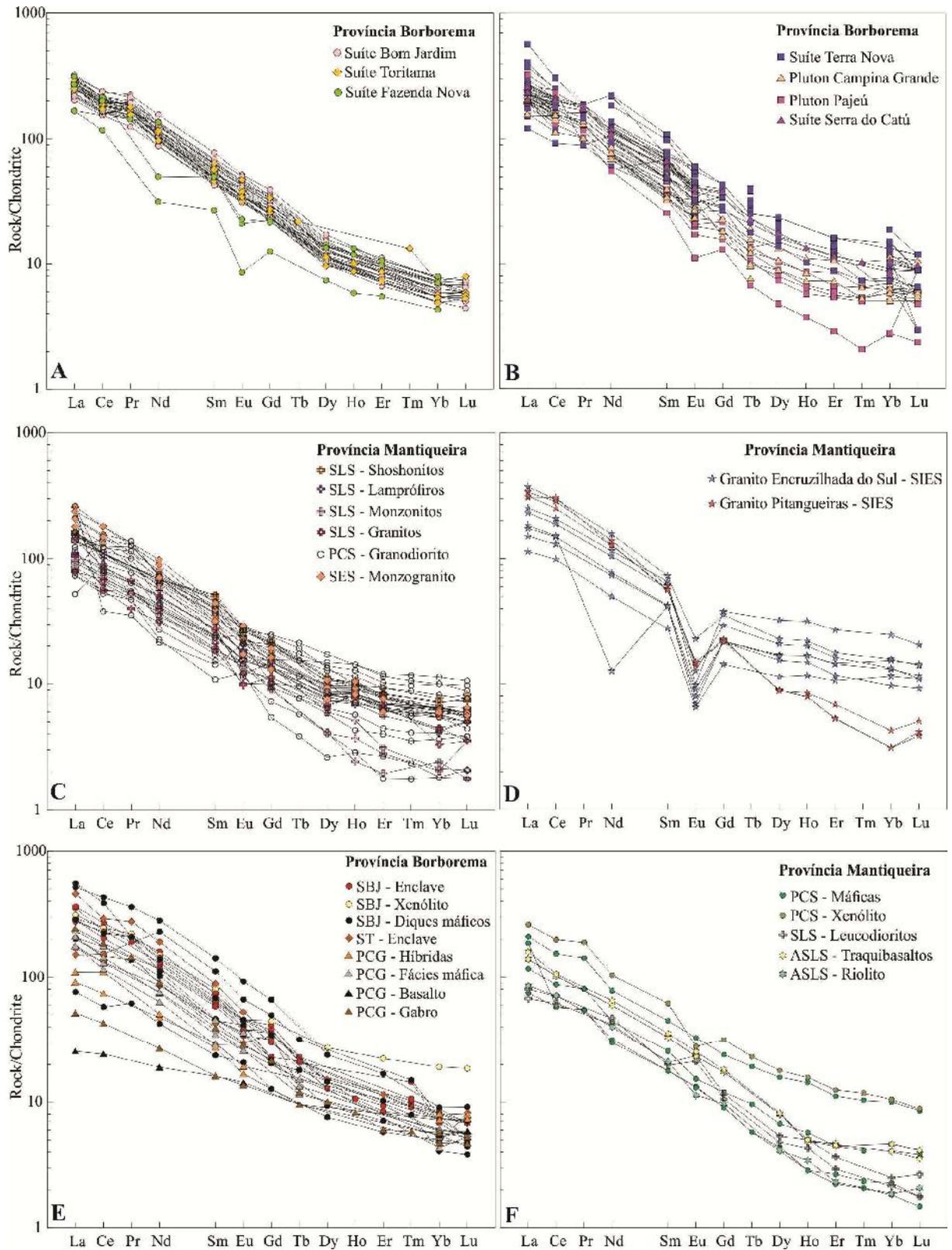


Figura 4.4: Padrões de ETR normalizados em relação aos valores do condrito (Nakamura, 1974).

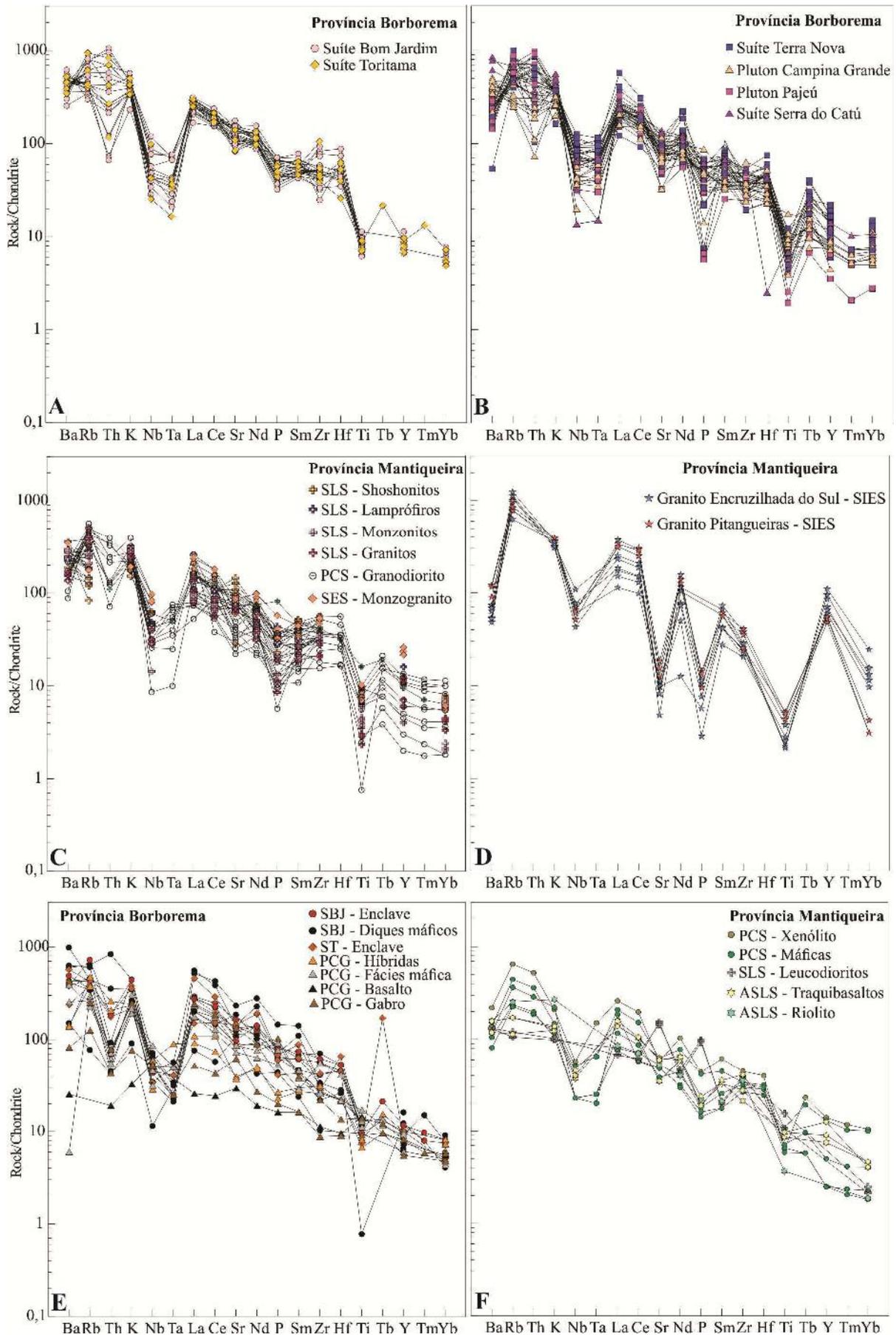


Figura 4.5: Padrões *spidergrams* normalizados por condrito, Thompson (1982).

4.3 AMBIENTES GEOTECTÔNICOS

Os granitoides das intrusões estudadas foram projetados no diagrama de classificação de Whalen (1987) (soma de Zr, Nb, Ce e Y vs. FeO/MgO), com vários deles caindo no campo de granito tipo-A (Fig. 4.6). Entretanto, os padrões de ETR da maioria das intrusões estudadas não são coerentes com a classificação de tipo-A, provavelmente devido a retenção de *HFSE* em algumas fases refratárias (apatita, titanita e zircão).

A partir dos dados dos padrões de ETR, a intrusão mais coerente com o campo tipo-A, onde as amostras são projetadas, é a Suíte Encruzilhada do Sul. Algumas intrusões abordadas (Pluton Pajeú e Suíte Lavras do Sul) têm assinaturas tipo-A em estágios finais de suas cristalizações, como sugerem os dados das suas idades e dos padrões de ETR em zircão.

Nos diagramas triangulares (Y-Nb-Ce, Y-Nb-Zr) de Eby (1992), que tenta subdividir os granitos com uma geoquímica tipo-A de acordo com o ambiente tectônico, todas as amostras da Suíte Encruzilhada do Sul estão plotadas no campo do subtipo A2 de Eby (1992) (Fig. 4.7). De acordo com Eby (2006) e Nardi e Bitencort (2009), os magmas do tipo A2 podem ser gerados nas séries toleíticas ricas em K. Este subtipo consiste de magmas derivados de crosta continental ou *underplating* que passou por um ciclo de colisão continente-contidente, ou magmatismo de arco de ilha.

As análises individuais dos resultados das amostras de rocha total devem ser bastante cuidadosas, pois estamos com relações contrastantes em diferentes níveis de dados. Dados que demonstram condições de um sistema aberto/resetado podem mascarar os processos de formação/geração dos magmas. Essas análises devem ser reavaliadas e bem discriminadas sob um espectro amplo para, daí então, configurá-las em grupos. A abordagem mais ampla desta tese em química de fases acesórias aponta que sem as avaliações precisas e integradas da química de rocha total, são facilmente possíveis interpretações ambíguas dos resultados.

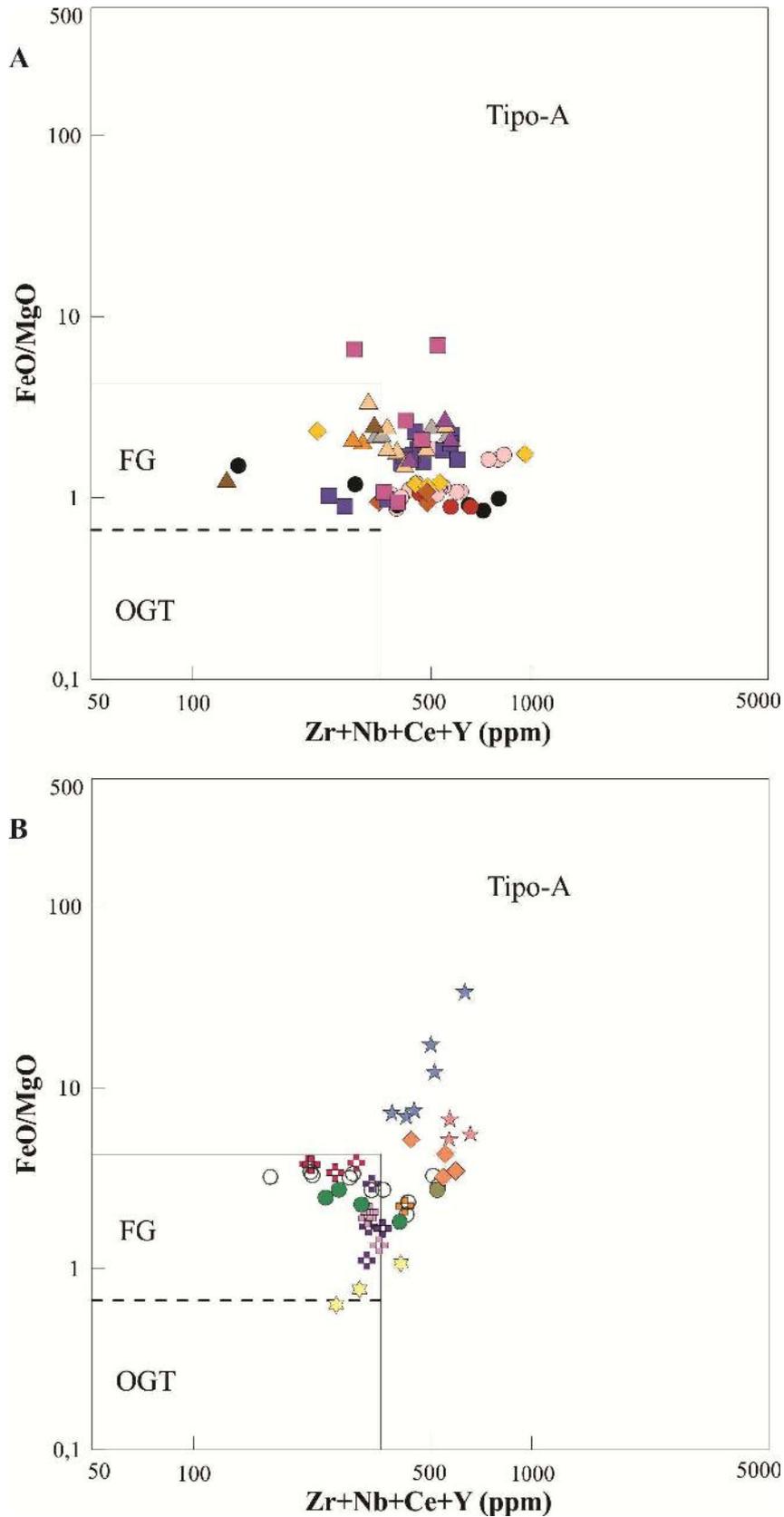


Figura 4.6: Diagramas de classificação dos tipos de granitos (Whalen, 1987). FG= campo para granitoides tipo-I, -S e -M fracionados; OGT= campo para granitoides tipo-I, -S e -M não fracionados; Tipo-A= campo para granitoides tipo-A. Símbolos como os da figura 4.5.

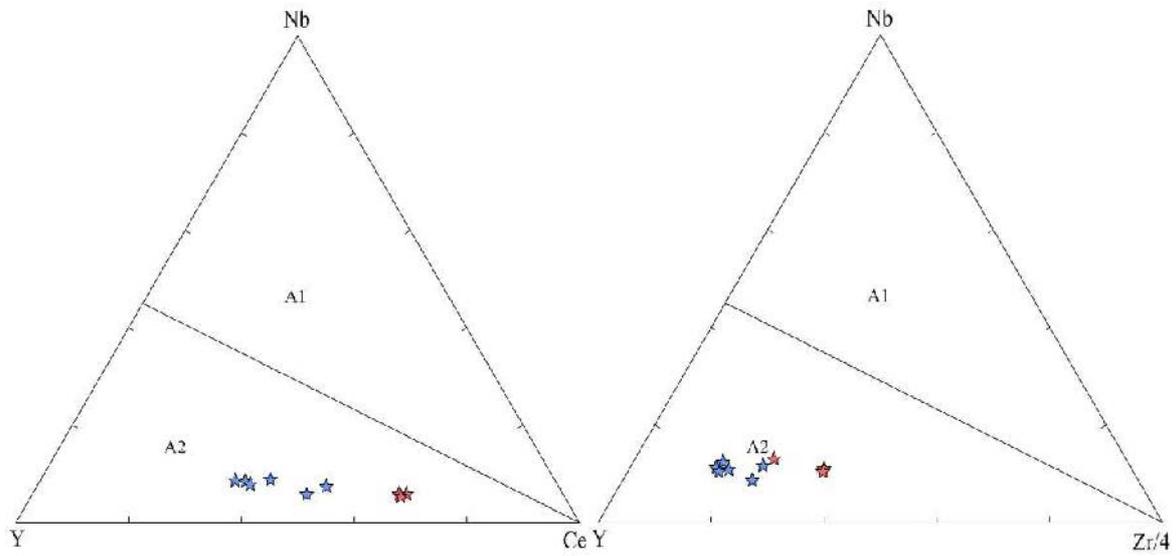


Figura 4.7: Diagramas discriminantes tectônicos de Eby (1992). Símbolos como os da figura 4.5.

CAPÍTULO 5. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf, e O

5.1 SISTEMAS DE ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS

Sistemas de isótopos radiogênicos envolvem pares “pai-filho” em que átomos de pai radioativo decaem para formar átomos de filho radiogênico. A utilidade de um dado sistema de isótopo radiogênico está na dependência em relação à duração da meia-vida do átomo pai e o processo ígneo de interesse, e em alguns casos na amplitude em que elementos pai e filho são fracionados um a partir do outro durante um dado processo petrogenético.

5.2 DADOS GEOQUÍMICOS ISOTÓPICOS SM-ND

A maior parte dos dados isotópicos Sm-Nd desta tese são de teses, dissertações e artigos anteriormente publicados (suítes Bom Jardim, Toritama e Fazenda Nova, Complexo Campina Grande, Pluton Pajeú – Guimarães *et al.*, 2004; Suíte Serra do Catú e diques de Santana do Ipanema - Silva Filho *et al.*, 2016; núcleo granodiorítico do Complexo Granítico de Lavras do Sul – Gastal & Lafon, 2006; Suíte Santo Antônio - Barros e Nardi, 1994; Suíte Encruzilhada do Sul - Babinski *et al.*, 1997). Neste estudo, os dados de Sm-Nd das intrusões reavaliadas (Suíte Bom Jardim; Suíte Toritama; Suíte Fazenda Nova; Pluton Campina Grande; Pluton Pajeú; Suíte Terra Nova; Suíte Serra do Catú; Suíte Lavras do Sul; Suíte Santo Antônio; Suíte Encruzilhada do Sul), foram confrontados e distintos em agrupamentos por semelhança dos valores ϵ_{Nd} e, principalmente, das idades T_{DM} .

Portanto, considerando o agrupamento pelas semelhanças em $\epsilon_{Nd}^{(t)}$ e idades modelos T_{DM} , temos dois grupos a seguir. 1) idade T_{DM} (1,2 a 1,5 Ga) e ϵ_{Nd} (-1 a -5) (Fig. 5.1); 2) idade T_{DM} (1,7 a 2,2 Ga) e ϵ_{Nd} (-9 a -19) (Fig. 5.1).

Os dados isotópicos mostram que os granitoides da Suíte Bom Jardim têm valores negativos de $\epsilon_{Nd}^{(t)}$ variando de -10,55 a -12,99 e idades modelo (T_{DM}) entre 1,76 e 1,95 Ga. Os dados para um enclave mostram $\epsilon_{Nd}^{(t)}$ de -13,26 e T_{DM} 1,94 Ga.

Para a Suíte Toritama os dados isotópicos mostram valores negativos de $\epsilon_{Nd}^{(t)}$ variando de -10,34 a -14,00 e idades modelo (T_{DM}) entre 1,72 e 2,00 Ga. Dados para um enclave mostram $\epsilon_{Nd}^{(t)}$ de -13,60 e T_{DM} 1,94 Ga.

Os dados isotópicos da Suíte Fazenda Nova mostram valores negativos de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ variando de -12,12 a -15,48 e idades modelo (T_{DM}) entre 1,98 e 2,06 Ga.

Os dados isotópicos do Pluton Campina Grande mostram valores negativos de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ variando de -9,49 a -12,81 e idades modelo (T_{DM}) entre 1,73 e 1,89 Ga. Os dados para as fácies máficas mostram $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ de -10,96 a -12,34 e T_{DM} entre 1,78 e 1,86 Ga. Uma amostra do gabro apresenta $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ de -9,24 e T_{DM} 1,93 Ga.

Para a Pluton Pajeú os dados isotópicos mostram valores negativos de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ variando de -16,02 a -18,61 e idades modelo (T_{DM}) entre 2,07 e 2,17 Ga.

A Suíte Terra Nova tem valores de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ variando de -1,1 a -3,7 e outro valor de -13,50, a idades modelo (T_{DM}) entre 1,19 e 1,36 Ga e outra T_{DM} de 1,86 Ga.

A Suíte Serra do Catú tem valores negativos de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ variando de -3,80 a -5,15 e idades modelo (T_{DM}) entre 1,40 e 1,50 Ga.

Para a Suíte Lavras do Sul os dados isotópicos para os graodioritos do núcleo: fácies biotita granodioritos ($\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ variando de -4,37 a -2,65 e idades modelo T_{DM} de 1,54-1,42 Ga); fácies anfibólio-biotita monzogranitos e sienogranitos (híbridas) ($\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ variando de -1,56 a -0,18 e idades modelo T_{DM} de 1,40-1,33 Ga).

A Suíte Santo Antônio mostra um valor negativo para o $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ de -9,00 e idade modelo T_{DM} de 1,90 Ga.

A Suíte Encruzilhada do Sul tem dados isotópicos mostrando valores negativos de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ variando de -11,01 a -15,61 e idades modelo (T_{DM}) entre 1,75 e 2,08 Ga.

As suítes Terra Nova, Serra do Catú e o núcleo granodiorítico e fácies máficas da Suíte Lavras do Sul apresentam os valores menos negativos de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$, sugerindo maior contribuição mantélica para estas intrusões. As suítes Bom Jardim, Toritama, Fazenda Nova, Santo Antônio e Encruzilhada do Sul, e os plutons Campina Grande e Pajeú mostram as mais fortes contaminações crustais.

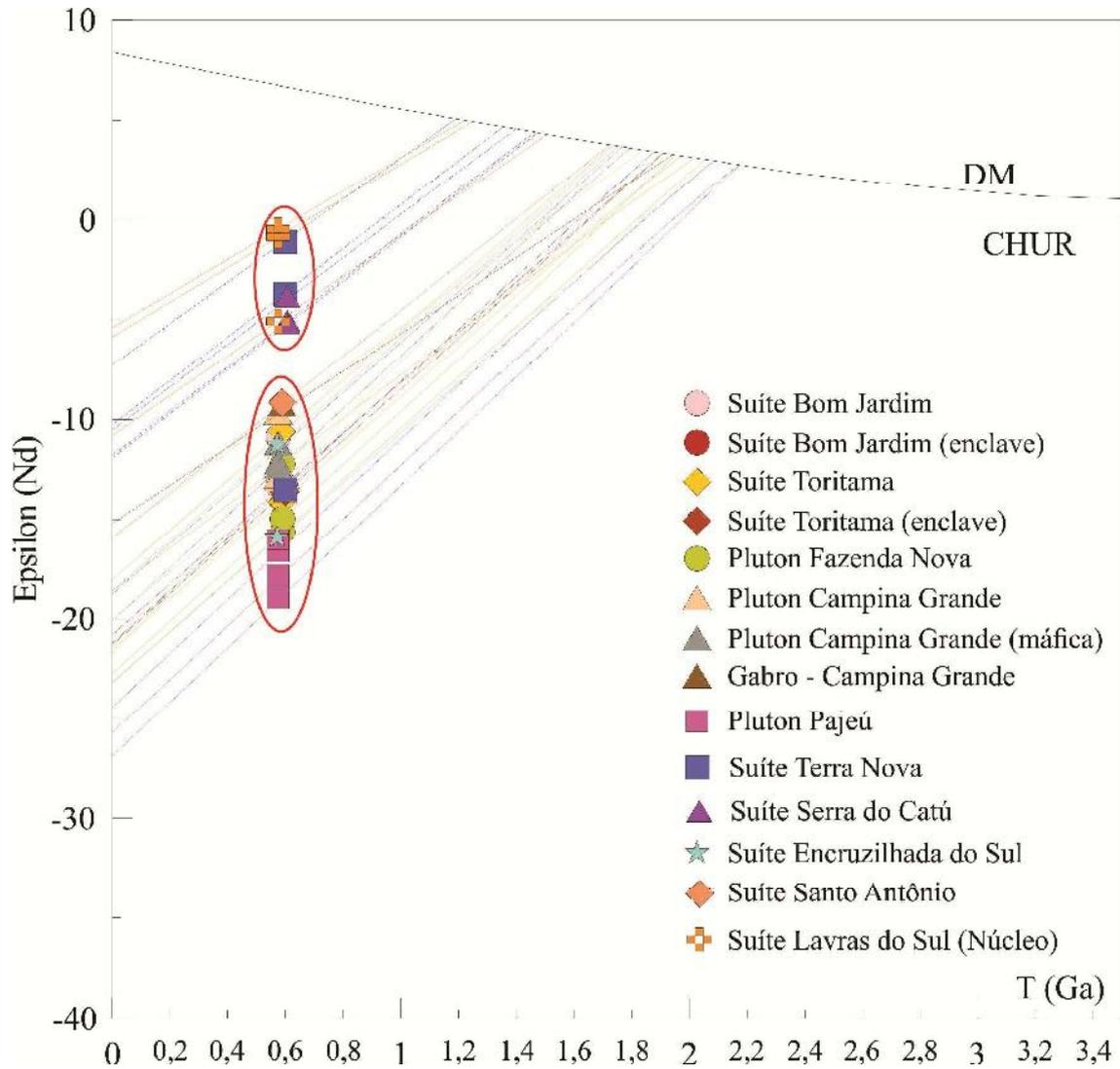


Figura 5.1: Composição isotópica de Nd dos granitoides com 1) T_{DM} de 1,2 a 1,5 Ga; e 2) TDM de 1,7 a 2,2 Ga. Notações isotópicas, idade modelo e reservatório mantélico de referência são de De Paolo (1988).

5.3 DADOS GEOQUÍMICOS ISOTÓPICOS COMBINADOS SM-ND E RB-SR

Composições isotópicas iniciais $\epsilon\text{Sr}^{(t)}$ e $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ dos granitoides das intrusões estudadas são mostradas no diagrama ϵSr vs. ϵNd (Fig. 5.2), junto com os campos de crosta superior e inferior.

A Suíte Bom Jardim: apresenta variação nos valores de ϵSr entre 46,00 e 131,00 e de ϵNd (-4,25 a -13,53), e para o enclave dessa suíte o ϵSr de 46,00 e ϵNd -13,38. A Suíte Toritama tem ϵSr de 49,00 e ϵNd -13,73. Pluton Campina Grande: apresenta variação nos valores ϵSr de 42,00 a 98,00 e de ϵNd (-13,01 a -13,09), e para uma amostra da fácies máfica ϵSr de 47,00 e ϵNd -11,23; Pluton Pajeú: com variação nos valores ϵSr de 74,00 a 78,00 e de ϵNd (-16,27 a -18,89); Suíte Encruzilhada do Sul: tem valores de ϵSr entre 37,00-79,00 e de ϵNd (-11,00 a -15,59). Estes resultados estão plotados no quadrante IV, e caem no campo crosta inferior – fonte enriquecida em elementos incompatíveis. Uma das amostra do Pluton Campina Grande alcança o campo dos Granitoides Britânicos Caledonianos (CG).

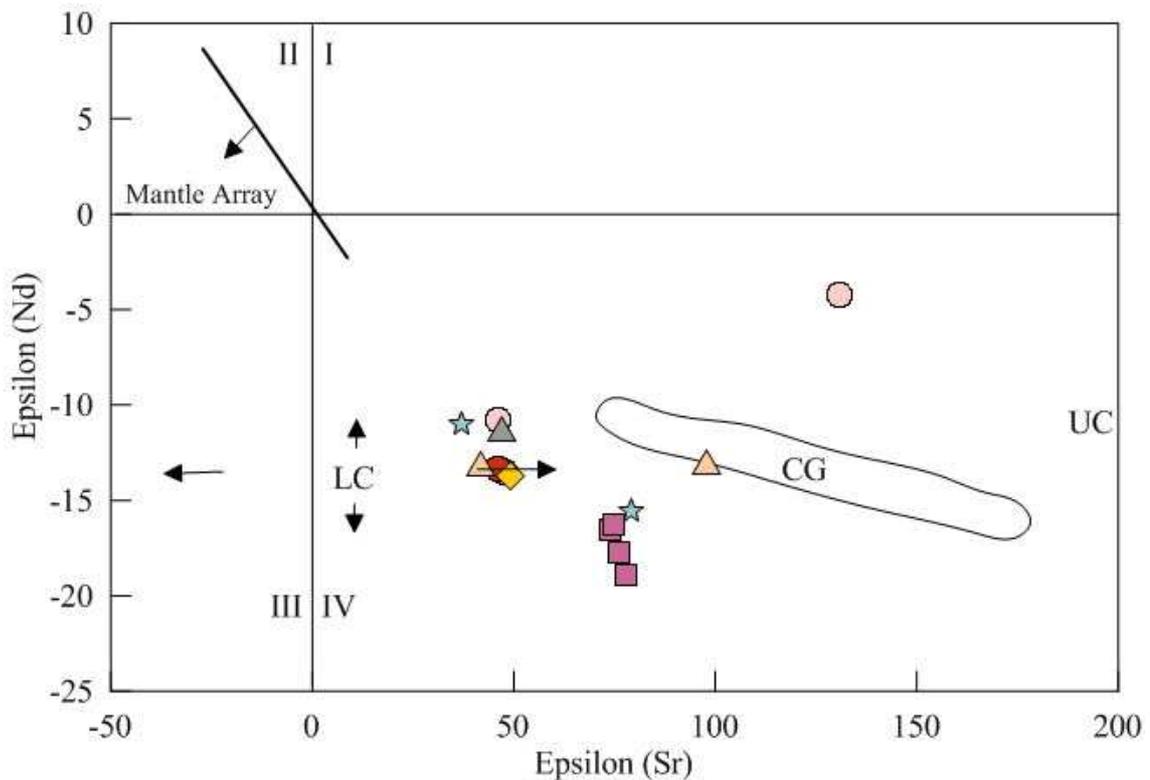


Figura 5.2: Diagrama de correlação ϵNd vs. ϵSr para algumas das intrusões estudadas. Campos LC (crosta inferior), UC (crosta superior) e CG (Granitoides Caledonianos) de Harmon *et al.* (1984). Símbolos como na figura anterior.

5.4 COMBINAÇÃO ND-SIO₂ PARA IDENTIFICAÇÃO DE SISTEMA ABERTO VS. FECHADO

Os valores negativos de ϵ_{Nd} mostrados para os granitoides das intrusões estudadas associados à presença de várias amostras dessas rochas no campo dos metassedimentos do diagrama ternário $Al_2O_3/FeOt+MgO; 3 CaO; 5 K_2O/Na_2O$ (Laurent *et al.*, 2014), além da presença em grau variado de inclusões, principalmente nas bordas dos zircões de várias amostras são fortemente sugestivos de sistema aberto (contaminação crustal, hidrotermalismo). Estas observações reforçaram o uso do diagrama de variação de isótopo radiogênico que estabelece *trends* contrastantes que possibilitam a identificação de sistema aberto vs. fechado. Os dados de isótopo de Nd inicial vs. SiO_2 dos granitoides estudados foram plotados no diagrama de Foden *et al.* (2015), com campos que separam granitoides da suíte de granitos Delamerian (Foden *et al.*, 2002, 2006) e rochas máficas associadas. Todas as intrusões têm amostras que caem na área de sistema aberto, sugerindo processos de forte assimilação crustal e/ou circulação de fluidos oxidantes hidrotermais magmáticos (Fig. 5.3).

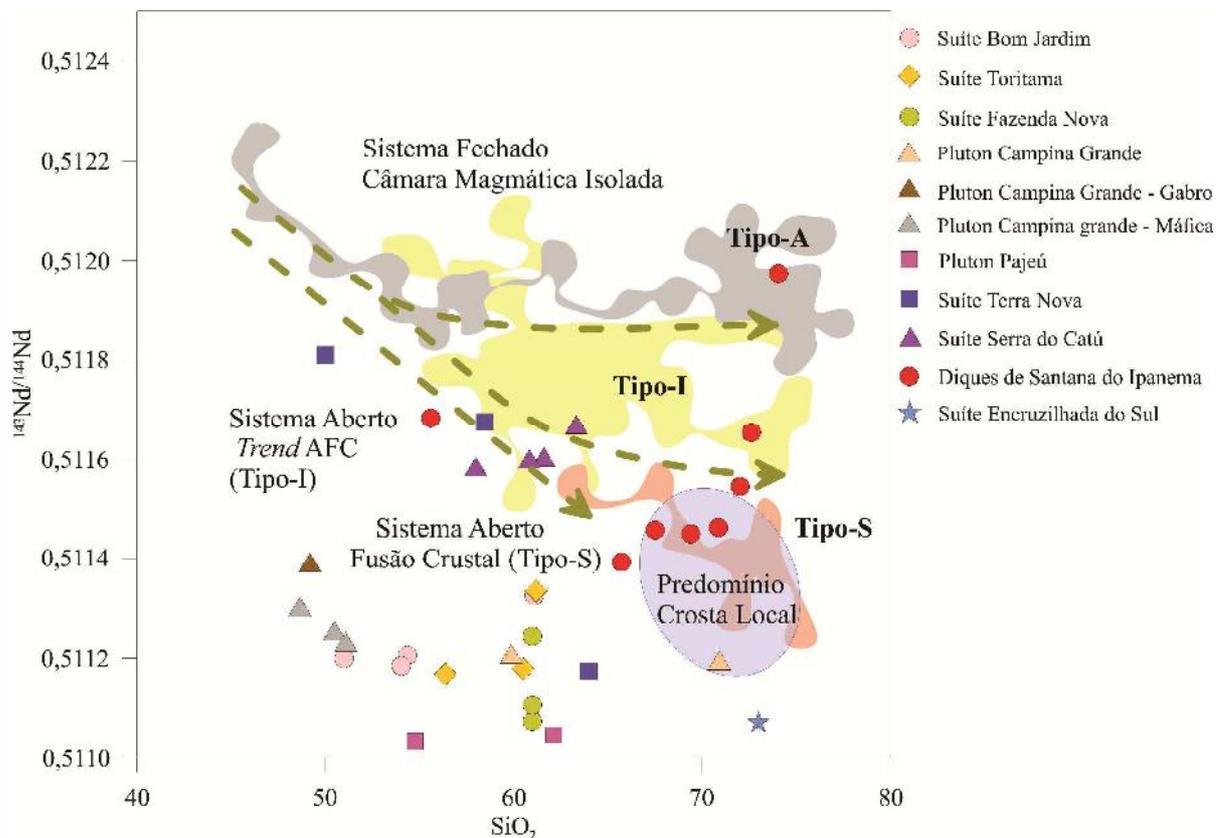


Figura 5.3: Diagrama $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. SiO_2 com as amostras estudadas. Campos de Foden *et al.* (2002, 2006, 2015).

5.5 DADOS GEOQUÍMICOS ISOTÓPICOS LU-HF

A clara correlação que existe entre os parâmetros isotópicos Hf e Nd (Siebel & Chen, 2009) contribuiu para realização das análises de Hf dos granitoides reavaliados nesta tese. Pois sendo a composição isotópica de Nd adquirida por digestão de rocha total das amostras, enquanto os resultados de Hf são realizados *in situ* nos zircões, podendo confirmar a composição de rocha total.

A Suíte Bom Jardim tem valores de $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ variando de -14,60 a -21,97 e T_{DM} 1,75-1,89 Ga, seu enclave apresenta variação de $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ entre -12,71 e -17,41 e T_{DM} de 1,68-1,83 Ga. A Suíte Toritama mostra variação de $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ -15,06 a -18,86 e T_{DM} 1,71-1,93 Ga. A Suíte Fazenda Nova mostra variação de $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ -14,03 a -22,62 e T_{DM} 1,80-2,12 Ga. O Pluton Campina Grande tem $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ de -16,85 a -21,19 e T_{DM} 1,85-1,94 Ga; o gabro mostra variação de $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ entre -9,30 e -12,33 e T_{DM} 1,56-1,65 Ga. O Pluton Pajeú tem valores de $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ variando de -10,98 a -22,24 e T_{DM} 1,94-2,02 Ga. O Pluton Cruzeiro do Sul tem $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ de -11,50 e T_{DM} 2,15 Ga. Estes resultados estão plotados na figura 5.4. Os dados apresentam dois grupos de idades modelo (T_{DM}), 1) 1,56 a 1,68 Ga para o gabro de Campina Grande e o enclave diorítico da Suíte Bom Jardim; 2) 1,80 a 2,15 Ga para as suítes Bom Jardim, Toritama e Fazenda Nova, e os plutons Campina Grande, Pajeú e Cruzeiro do Sul.

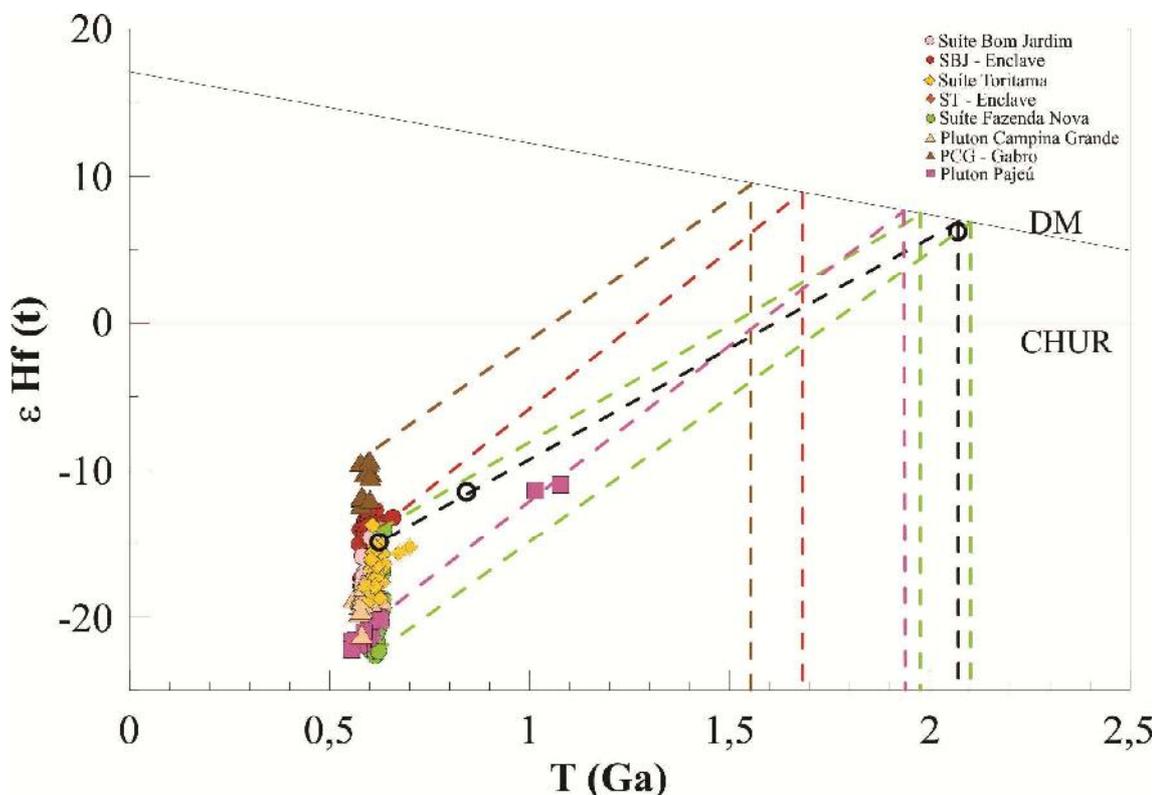


Figura 5.4: Diagrama $\epsilon\text{Hf}^{(t)}$ vs. idade com as amostras estudadas.

5.6 DADOS GEOQUÍMICOS ISOTÓPICOS DE O EM ZIRCÃO

Valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Zircão) para a Suíte Serra do Catú e para os diques de Santana do Ipanema foram projetados no diagrama $\delta^{18}\text{O}$ (Zrc) ‰ SMOW vs. idade (Ma) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Campo de Valley *et al.* (2005) (Fig. 5.5). Para a Suíte Serra do Catú, as variações de $\delta^{18}\text{O}$ (Zrc) ‰ SMOW é de 7 a 9,25 para idades entre 660 a 605 Ma; 5,8 para 905 Ma; e de 9,5 para 950 Ma. Os dados para os diques de Santana do Ipanema variam de 5,6 a 6,2 para idades entre 580 a 592 Ma; de 7 a 6,2 para idades entre 617 a 628 Ma; e de 5,8 para 677 Ma. Estes dados sugerem a interação em grau variado de material crustal quando da ascensão magmática, além de indicar a contribuição de diferentes fontes de origem mantélica e com assimilação crustal.

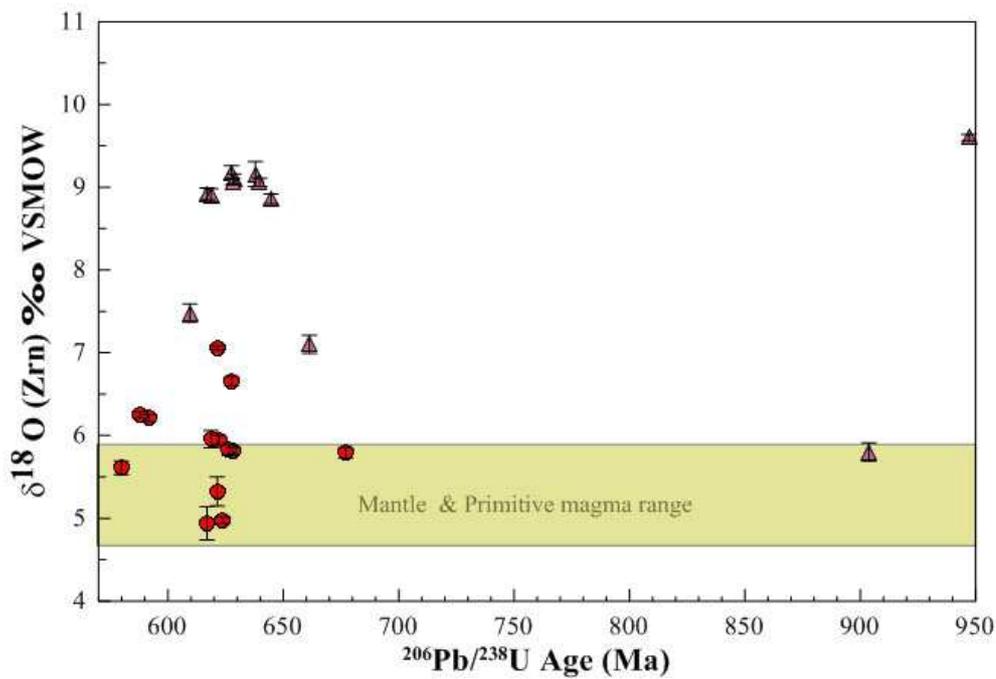


Figura 5.5: Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs. idade com dados da Suíte Serra do Catú (triângulos) e diques de Santana do Ipanema (círculos). Dados de Silva Filho *et al.*, 2016. Campos de Valley *et al.* (2005).

CAPÍTULO 6. GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO E TITANITA

6.1 INTRODUÇÃO

Para datação U-Pb foram extraídos grãos de zircão das amostras das intrusões estudadas (Suíte Bom Jardim: IG-275 e BJ-LU-02 (enclave); Suíte Toritama: TO-06; Suíte Fazenda Nova: FN-01; Pluton Campina Grande: NA-26 e CG-LU-01 (gabro); Pluton Pajeú: IG-BT-09; Suíte Terra Nova: TN-LU-04; Suíte Serra do Catú: LU-DG-400; Suíte Lavras do Sul: LU-LS-núcleo) e separados por técnicas convencionais descritas no Capítulo I (Materiais e Métodos). As datações das amostras foram realizadas por *Laser Ablation-ICP-MS* no Laboratório de Geocronologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto. As localizações das amostras estão dispostas nos ANEXOS.

Datação U-Pb em zircão ($ZrSiO_4$ – rico em U): método baseado em decaimento radioativo em um mineral que tenha urânio fortemente incorporado. A seguir dois conceitos fundamentais:

- (1) Radioatividade Beta (β): resulta de processos que se manifestam pela ejeção ou absorção, pelo núcleo do átomo, de um elétron ou de sua anti-partícula (pósitron).
- (2) Radioatividade Alfa (α): quando um núcleo de He é ejetado do núcleo de um átomo. Esse tipo de desintegração só se produz para isótopos com $Z > 58$ (Ce).

Isócronas U-Pb: construídas, em princípio, pelas equações de decaimento. Abaixo estão descritos alguns conceitos:

Quando as composições produzem idades concordantes são plotadas graficamente, e elas definem uma curva que foi nomeada inicialmente a concórdia por Wetherill (1956a). A curva concórdia pode ser desenhada substituindo a constante de decaimento e valores sucessivos de t (idade) no lado direito das fórmulas $[^{206}Pb^*/^{238}U = e^{\lambda_{238}t} - 1]$ e $[^{207}Pb^*/^{235}U = e^{\lambda_{235}t} - 1]$, e plotado os resultados para cada valor de t .

Modelos de perda de chumbo:

Trabalhos iniciais de datação nos minerais ricos em U revelaram rapidamente que a maioria das amostras produziam idades discordantes de $^{206}Pb/^{238}U$ e $^{207}Pb/^{235}U$. Estas discordâncias foram atribuídas a perda de Pb por Holmes (1954). Desde então, a maioria das pesquisas em datação U-Pb tem sido dedicada ao estudo do mecanismo de perda de chumbo, e a determinação de datações precisas nas amostras que sofreram perda de chumbo.

Dados de Ahrens (1955) produziram idades U-Pb discordantes, e apesar disso, ele definiu uma ordem linear no diagrama concórdia. Tais ordens foram chamadas posteriormente discórdia. Russel & Ahrens (1957) sugeriram um modelo de perda de chumbo como o processo de difusão contínua (Russel & Ahrens, 1957).

Outro modelo é o episódico de perda de Pb (Wetherill, 1956a). Este autor mediu que a intersecção superior da discórdia com a concórdia corresponde à idade de formação dos minerais. Entretanto, Wetherill argumentou que o intercepto inferior da discórdia e concórdia também tem idade significativa representando a idade de um evento termal que causou perda de Pb dos minerais. Quando ocorre perda de chumbo, os dados movem da composição original em direção à origem. Evolução subsequente de Pb simplesmente rotaciona a linha perda de chumbo em diferentes proporções.

Outros modelos foram sugeridos para indicar os mecanismos de perda de chumbo, alguns sustentam parcialmente os modelos de Ahrens ou de Wetherill, e outros suportam ambos os modelos restringindo-os a algumas condições e adicionando outras considerações, como a natureza da rede cristalina do zircão (Tilton, 1960; Goldrich & Mudrey, 1972; Kober, 1986).

Contudo, os estudos de Kober (1987) foram bastante detalhados (considerando defeitos e vazios na rede cristalina), sugerindo que a emissão de partículas β durante o decaimento radioativo e a transformação da He^{2+} (partículas α) no He neutro pode resultar numa oxidação. A verificação microscópica dos grãos de zircão analisados atualmente sugerem que a perda de chumbo dos zircões é um processo bastante ‘*black-and-white*’ (redes de zircão inalterada perdem pouco ou nada de Pb; zircões alterados, promovidos por metamictização, perdem rapidamente muito Pb).

Alguns dados de cristal de zircão podem conter ambos os tipos de material. Na realidade, o mecanismo perfeito de perda de chumbo de zircão alterado pode ser diferente em circunstâncias distintas. Com isso, conclui-se que apenas o intercepto inferior de uma discórdia U-Pb em zircão deve ser atribuída à idade significativa se esta é auxiliada por outras evidências geológicas. Contudo, a interpretação do intercepto superior como a idade de formação dos zircões não é afetada (Dickin, 2005).

6.2 LA-ICP-MS:

Os resultados dos estudos de datação pelo método U-Pb em zircões e titanitas pela técnica *Laser Ablation-ICP-MS* das intrusões alvo desta tese (Suíte Bom Jardim; Suíte Toritama; Suíte Fazenda Nova; Pluton Campina Grande; Pluton Pajeú; Suíte Terra Nova; Suíte Serra do Catú; Suíte Lavras do Sul) auxiliaram significativamente à compreensão e caracterização dos processos tectono-magmáticos atuantes nessas intrusões.

Os zircões (e titanitas da Suíte Terra Nova) extraídos dos granitoides estudados foram caracterizados morfológicamente, geoquímicamente e verificados em sua estrutura interna, com auxílio de lupa binocular, imagens *BSE (back-scattered electron)* e de catodoluminescência (*CL*), e análises *in situ* por *Laser Ablation-ICP-MS*.

Descrições morfológicas e da estrutura interna estão inseridas no capítulo de química mineral (Cap. IV). Todas as amostras analisadas deram zircões bem concordantes (Disc.0-1%). Essa positiva condição se deu pelas técnicas utilizadas antes dos posicionamentos dos *pits* nos cristais (uso de zircões límpidos, ou *pits* em locais preferencialmente transparentes).

Assim como nos zircões, as titanitas foram caracterizadas morfológicamente, geoquímicamente e verificados em sua estrutura interna, com auxílio de lupa binocular, imagens *BSE (back-scattered electron)* e de catodoluminescência (*CL*), e análises *in situ* por *Laser Ablation-ICP-MS*. As titanitas mais concordantes e preferenciais para datação devem apresentar um conteúdo diferenciado de U-Th-Pb, e as titanitas analisadas da Suíte Terra Nova são de excelente qualidade para datação.

Suíte Bom Jardim - **IG-275**: A maioria dos pontos analisados é concordante e se aglomera sobre ou próximos à curva Concórdia (Figs. 6.1 e 6.2). As análises definem duas idades Concórdias. 1) **604,6 ± 1,0 Ma** e 2) **581,7 ± 1,4 Ma**.

Suíte Bom Jardim (Enclave) - **BJ-LU-02**: A maioria dos pontos analisados é concordante e se aglomera sobre ou próximos à curva Concórdia (Fig. 6.2). As análises definem três idades Concórdia. 1) **604 ± 3,9 Ma** (2% discordante), 2) **592,1 ± 2,5 Ma** e 3) **581 ± 3,9 Ma** (1% discordante).

Suíte Toritama - **TO-06**: Todos os pontos analisados são concordantes e se aglomeram sobre à curva Concórdia (Fig. 6.3). As análises definem várias idades concordantes (634,1 Ma

- 100% concordante), sendo as duas idades Concórdias mais novas 1) **601 ± 1,3 Ma** e 2) **588,5 ± 7 Ma** (0% discordante).

Suíte Fazenda Nova - **FN-01**: Todos os pontos analisados são concordantes e se aglomeram sobre a curva Concórdia (Fig. 6.3). As análises definem várias idades concordantes (628,3 ± 3,3 Ma; 614,6 ± 1,9 Ma), sendo as duas idades Concórdias mais novas 1) **601,1 ± 1,9 Ma** e 2) **591,4 ± 4 Ma** (0% discordante).

Pluton Campina Grande - **NA-26**: Todos os pontos analisados são concordantes e se aglomeram sobre ou próximos à curva Concórdia (Figs. 6.4, 6.5). As análises definem várias idades concordantes, sendo as duas idades Concórdias 1) **601,8 ± 1,7 Ma** e 2) **580,9 ± 1,2 Ma**. E uma idade de **576,8 ± 9 Ma** (0% discordante).

Gabro do Complexo Campina Grande - **CG-LU-01**: A maioria dos pontos analisados é concordante e se aglomera sobre ou próximos à curva Concórdia (Fig. 6.6). As análises definem uma idade Concórdia de **592,8 ± 5,3 Ma**. E uma idade de **577,3 ± 6 Ma** (1% discordante).

Pluton Pajeú - **IG-BT-09**: Todos os pontos analisados são concordantes e se aglomeram sobre ou próximos à curva Concórdia (Fig. 6.7). As análises definem várias idades concordantes (614,9 Ma; 582,8 Ma - 100% concordante), sendo as duas idades Concórdias 1) **604,4 ± 1,5 Ma** e 2) **565,6 ± 4,7 Ma** (0% discordante).

Suíte Terra Nova - **TN-LU-04**: A maioria dos pontos analisados se aglomera tangenciando ou próximos à curva Concórdia (Fig. 6.7). O diagrama concórdia U-Pb mostra a linha concórdia calibrada em Ma, e uma linha discórdia (definida com o auxílio dos *spots* aproximados) gerada por variável perda de Pb de titanita rica em U de 1712 ± 210 Ma. As análises definem um intercepto em **599 ± 13 Ma**.

Suíte Serra do Catú - **LU-DG-400**: Todos os pontos analisados são concordantes e se aglomeram sobre a curva Concórdia (Fig. 6.8). As análises definem várias idades concordantes (679 ± 5,9 Ma; 639,1 ± 2,6 Ma; 624,2 ± 3,5 Ma), sendo a idade Concórdia mais nova de **605,1 ± 3,5 Ma**.

Suíte Lavras do Sul - **LU-LS-núcleo**: Todos os pontos analisados são concordantes e se aglomeram sobre ou próximos à curva Concórdia (Fig. 6.8). As análises definem várias

idades concordantes ($682,3 \pm 4,3$ Ma; $634,8 \pm 4,0$ Ma), sendo as duas idades Concórdias mais novas 1) **$602,8 \pm 1,4$ Ma** e 2) **$584,4 \pm 4,8$ Ma**.

As várias idades obtidas para uma mesma intrusão possibilitaram a verificação das heterogeneidades e das várias fases de crescimento dos zircões, onde as heranças sugerem diversos retrabalhamentos crustais. E que as idades de cristalização dos magmas geradores das intrusões abordadas marcam a contaminação, em graus variados, desses magmas por fusões parciais da crosta. As titanitas analisadas (Suíte Terra Nova) também apresentam diversas idades herdadas; seguindo, portanto, as mesmas sugestões das heranças em zircões. Uma herança de 1712 ± 210 Ma (U-Pb em titanita) para a Suíte Terra Nova é coerente com uma de suas idades modelo ($T_{DM} = 1,86$ Ga).

Assim seguem as idades de cristalização para as intrusões abordadas neste trabalho: 1) Suíte Bom Jardim - **$581,7 \pm 1,4$ Ma**; 2) Suíte Toritama - **$588,5 \pm 7$ Ma**; 3) Suíte Fazenda Nova - **$591,4 \pm 4$ Ma**; Pluton Campina Grande - **$580,9 \pm 1,2$ Ma**; Gabro de Campina Grande - **$577,3 \pm 6$ Ma**; Pluton Pajeú - **$565,6 \pm 4,7$ Ma**; Suíte Terra Nova - **599 ± 13 Ma**; Suíte Serra do Catú - **$605,1 \pm 3,5$ Ma**; Suíte Lavras do Sul (núcleo) - **$584,4 \pm 4,8$ Ma**.

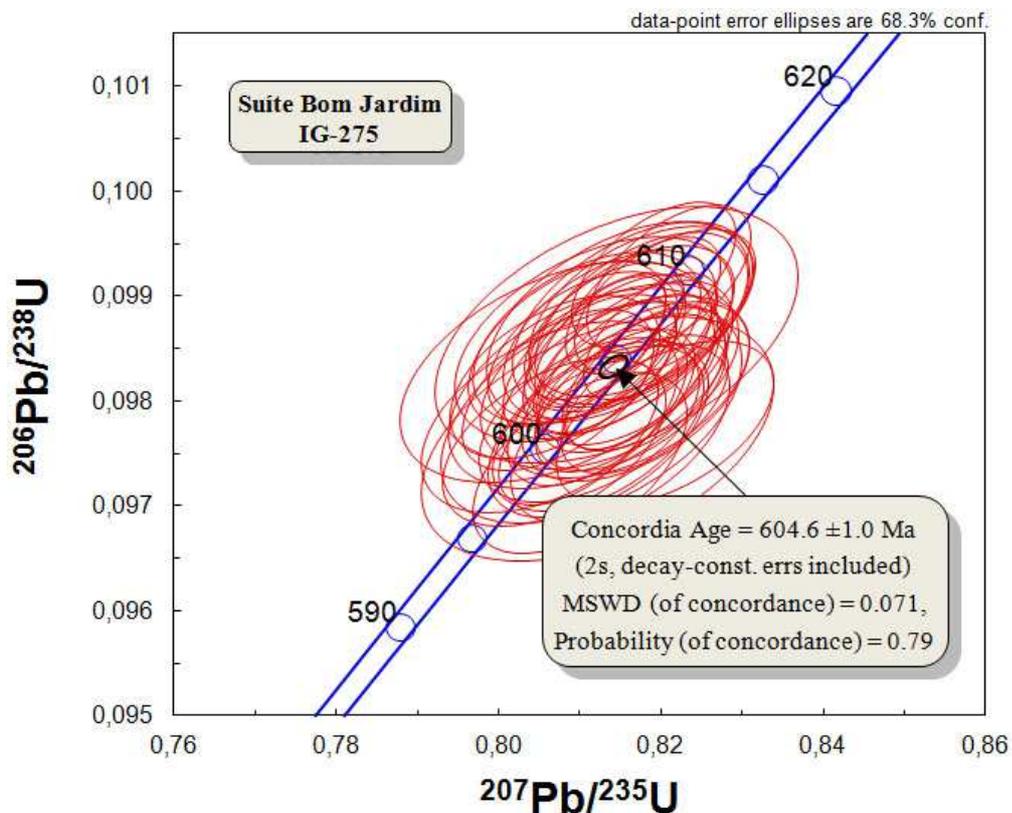


Figura 6.1: Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.

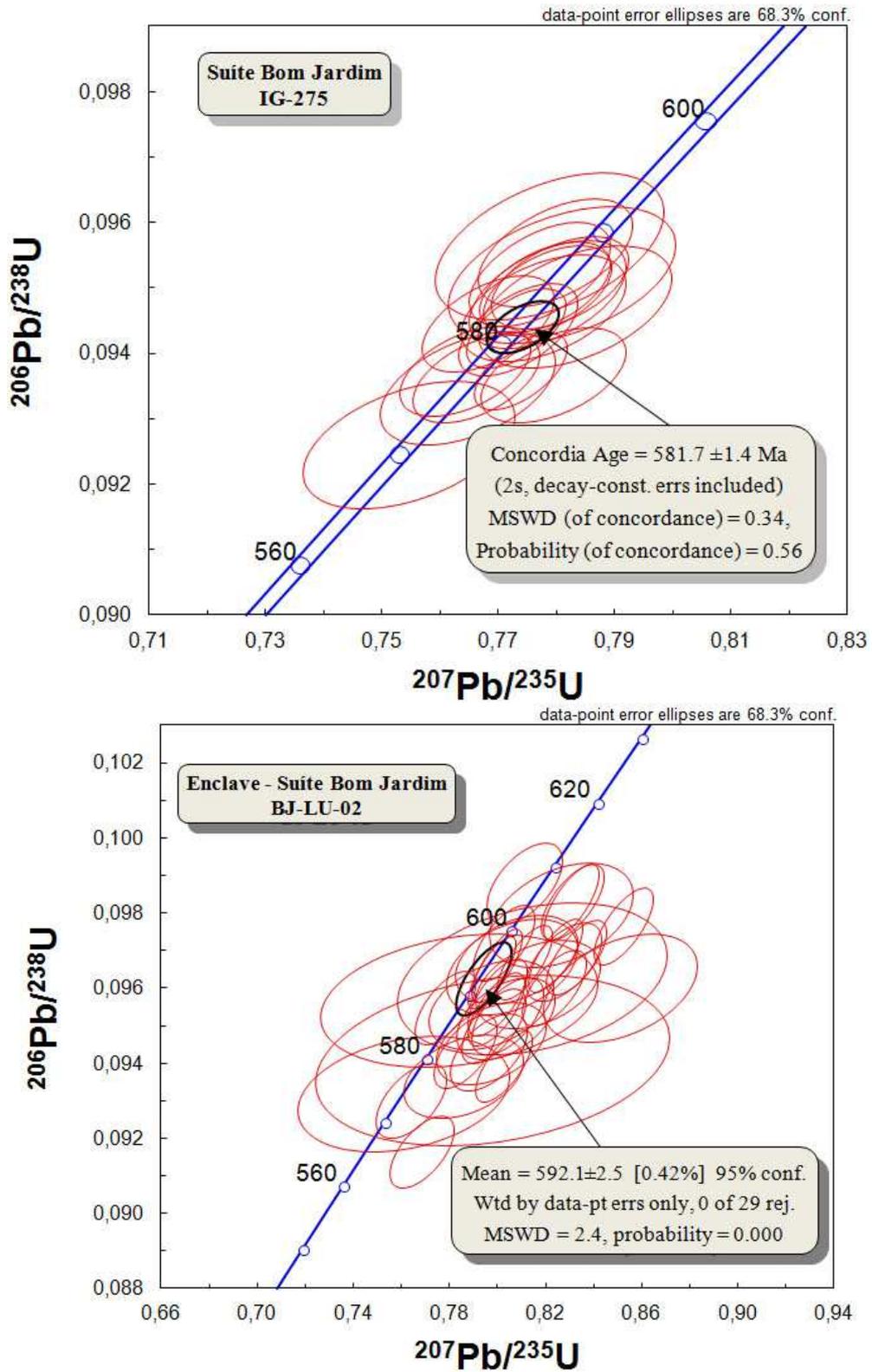


Figura 6.2: Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.

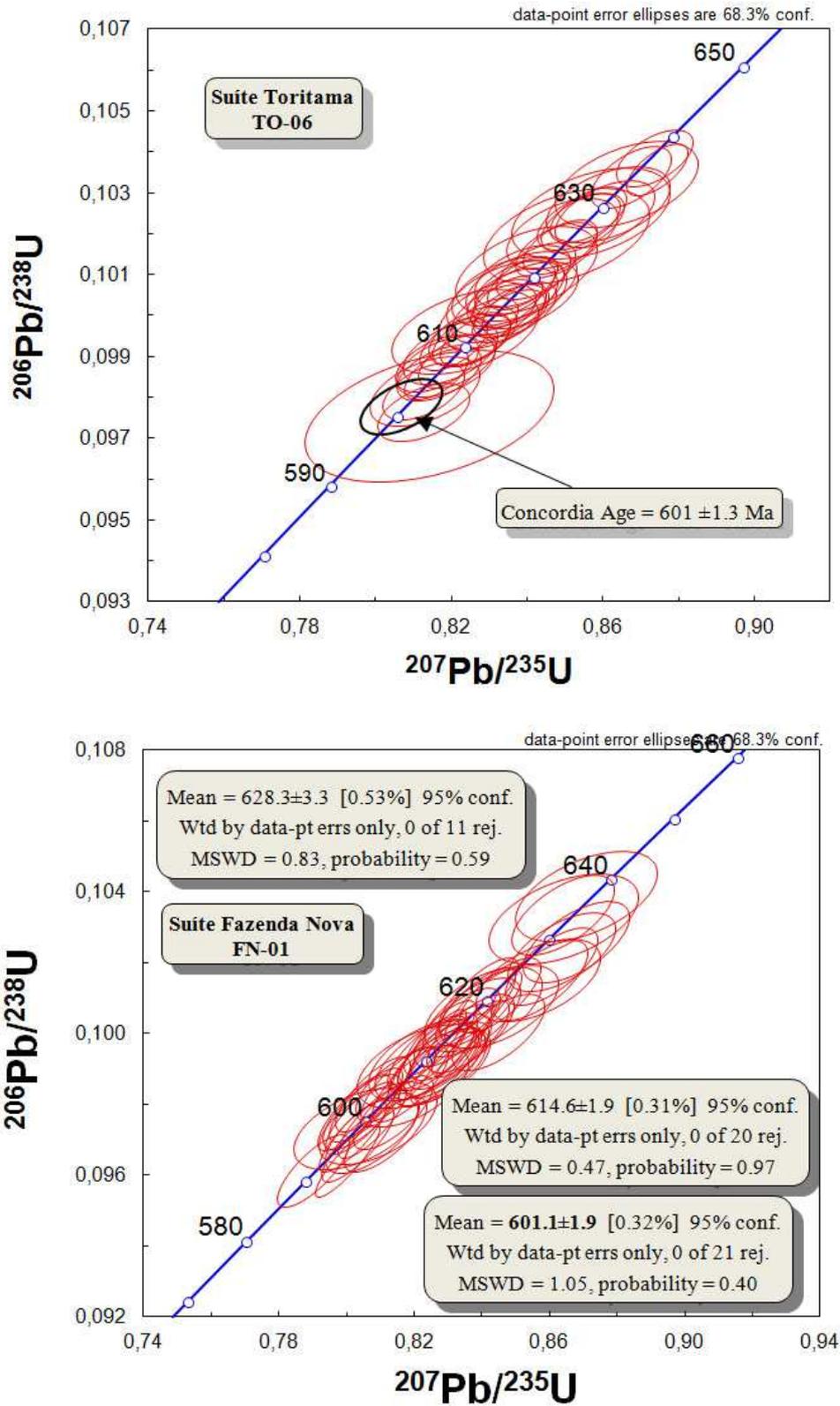


Figura 6.3: Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.

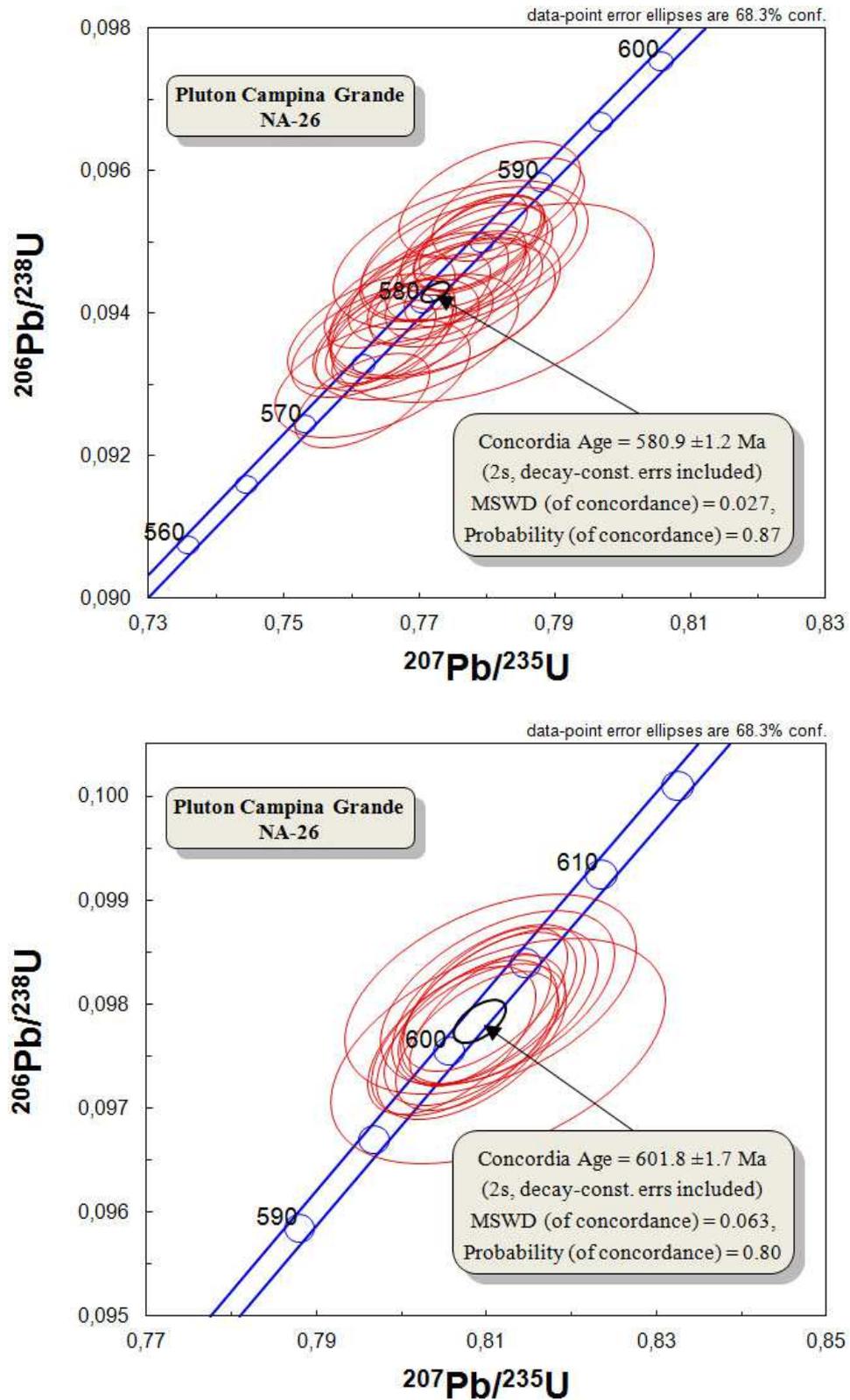


Figura 6.4: Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.

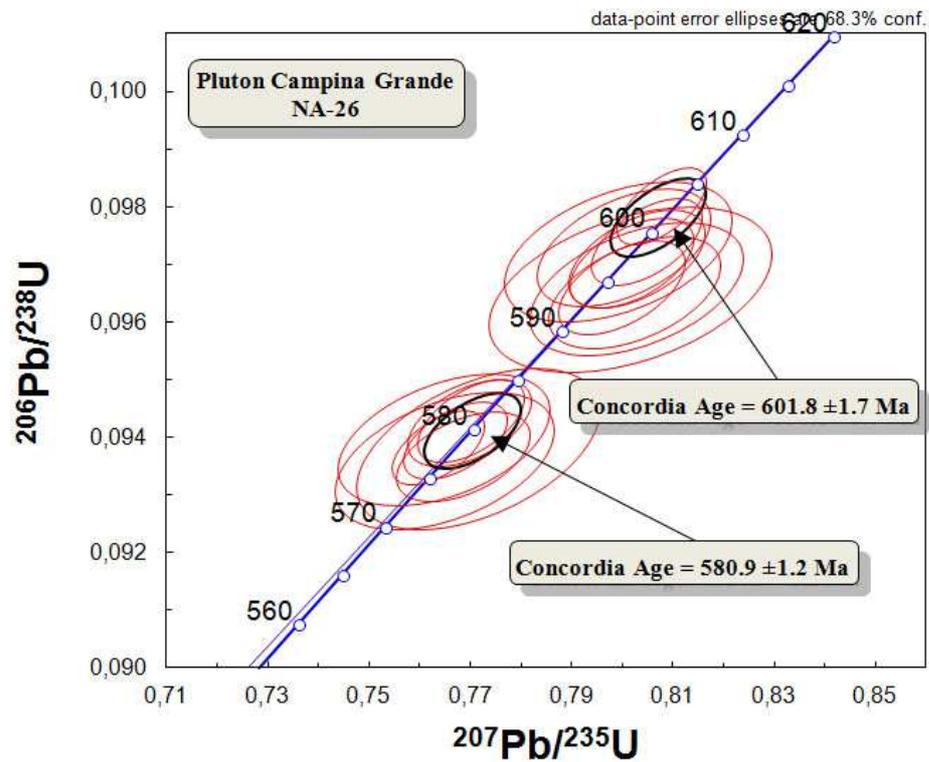


Figura 6.5: Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.

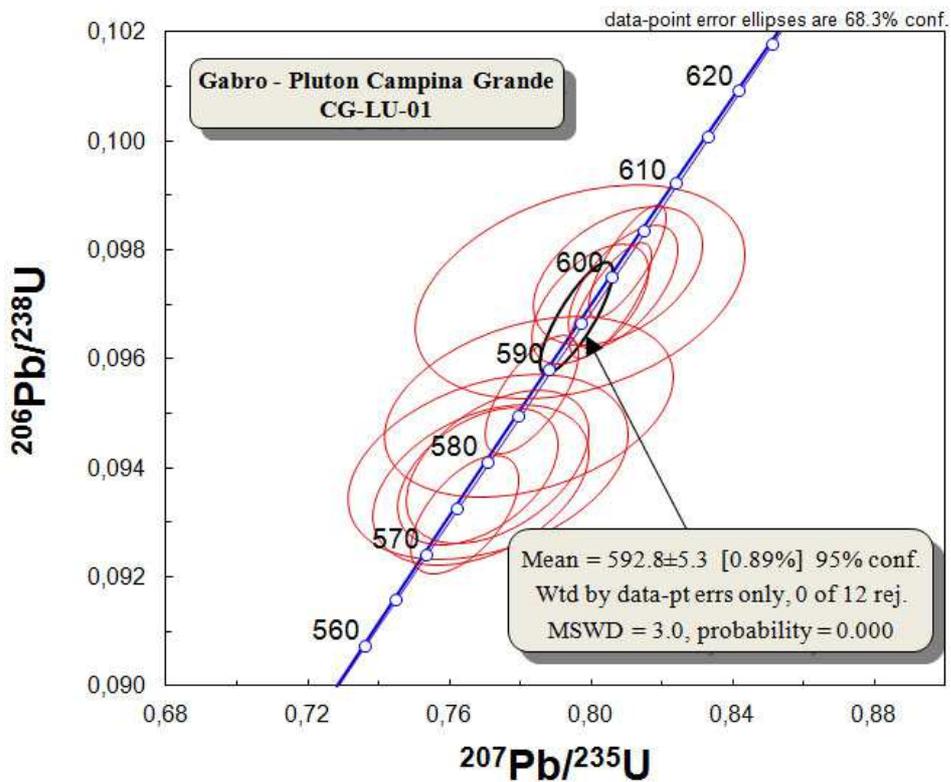


Figura 6.6: Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.

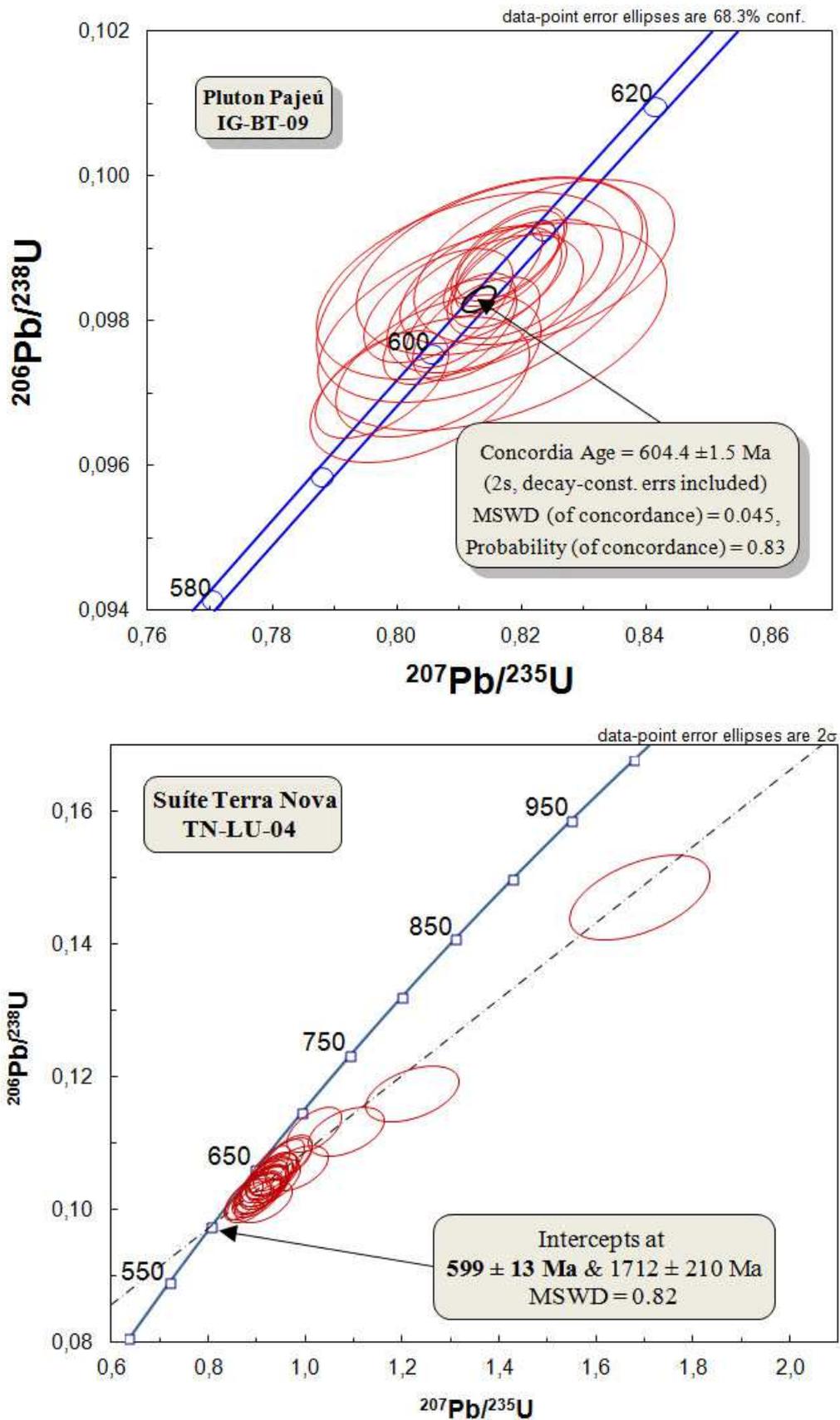


Figura 6.7: Diagramas concórdia U/Pb Wetherill.

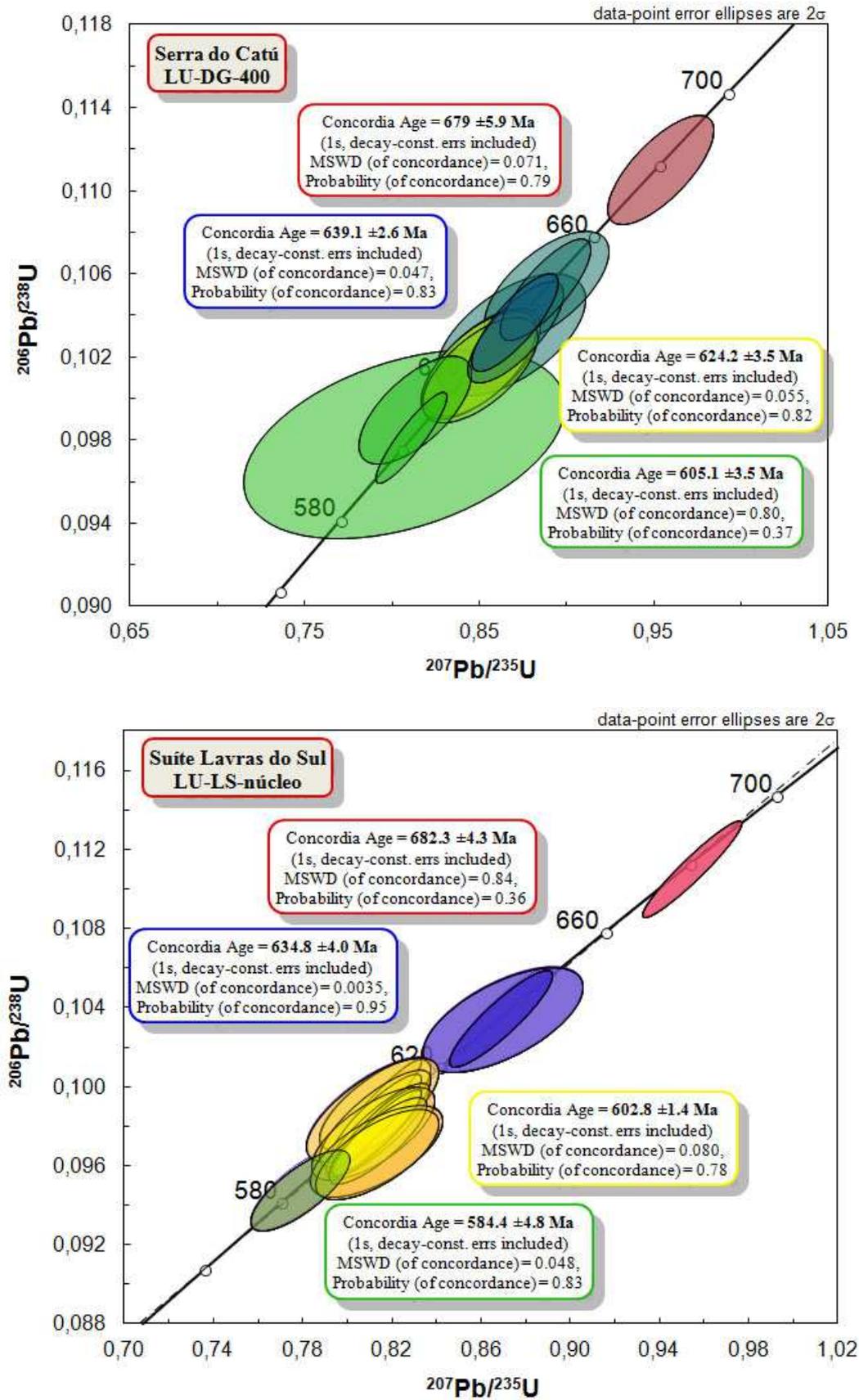


Figura 6.8: Diagrama concórdia U/Pb Wetherill.

CAPÍTULO 7. CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS

7.1 INTRODUÇÃO

A importância dos registros petrogenéticos durante e pós a cristalização de zircão, titanita e apatita:

Zircão, titanita e apatita foram analisados de acordo com suas morfologias, geoquímicas e estruturas internas. Essas informações foram imprescindíveis para o melhor entendimento das condições petrogenéticas e evolutivas dos magmatismos calcioalcalino de alto-K, shoshonítico, alcalino e toleítico que atuaram nas diferentes compartimentações das províncias Borborema e Mantiqueira durante o Ediacarano. No estudo detalhado de uma suíte cogenética de rochas plutônicas (pluton Boggy Plain, Austrália), Hoskin *et al.* (2000) descreveram as variações químicas de elementos traços em zircão, titanita e apatita e usaram uma abordagem integrada para identificar saturação de mineral acessório durante a diferenciação. Considerando também esse estudo de Hoskin *et al.* (2000), nesta tese se encontra uma integração dos dados de minerais acessórios marcando eventos de geração e evolução magmática.

7.1.1 Saturação das Fases Acessórias:

Zircão - os zircões grandes (revelam maior saturação dessa fase nos *melts*), em quantidades variadas, mas presentes em todas as amostras estudadas e os zircões muito pequenos (onde sua saturação no *melt* é baixa) incorporaram mais frequentemente em suas bordas inclusões e/ou *melt* tardios. Essas incorporações correspondem às características de magmas evoluídos/diferenciados. Os zircões com incorporações de *melt*, como na Suíte Serra do Catú (Foto 7.1), e com inclusões restritas às bordas dos cristais (Suíte Lavras do Sul-Núcleo, foto 7.1), mostram assinaturas de contaminação crustal mais baixas (razão $Zr^{(90)}/Hf^{(178)}$ (ppm) em zircão de 57 para a Suíte Serra do Catú e de 64 para a Suíte Lavras do Sul-Núcleo, correspondentes aos valores menos negativos de ϵNd , -3,80 a -5,15; e, -2,65 a -4,37 para essas respectivas suítes) do que os zircões com inclusões presentes em todas as suas regiões (razão $Zr^{(90)}/Hf^{(178)}$ (ppm) em zircão de 29 para o Pluton Campina Grande e de 44 para o Pluton Pajeú, e valores mais negativos de ϵNd , entre -9,49 a -12,81; -16,02 a -18,61 para esses respectivos plutons). Contudo, há zircões grandes e pequenos em todas as suítes e plutons estudados, sugerindo uma ampla variação composicional dos magmas envolvidos na geração das intrusões estudadas. Essas razões $Zr^{(90)}/Hf^{(178)}$ diversificadas nos zircões

analisados são muito coerentes com as feições de campo (ex: enclaves dioríticos em sienitos e/ou granitos mostrando bordos crenulados, incluindo porções do sienito/granito hospedeiro; mistura entre sienitos/granitos e enclaves magmáticos máficos) apresentadas pelas suítes e plutons investigados nesta tese.

Titanita - as titanitas analisadas são da Suíte Terra Nova e são abundantes nessa suíte. Dois grupos de titanitas são identificados, o grupo 1) subédricas a anédricas com muitas inclusões de óxidos de Fe-Ti, e apatita (Foto 7.1), portanto interpretada como sendo recristalizadas tardiamente, possivelmente cumulatos no *melt* residual. Essas titanitas exibem diferentes zonas com múltiplas feições de dissolução-reprecipitação, que dão suporte a possibilidade de recristalização tardia dessa fase. 2) euédricas a subédricas (não intersticiais) com poucas ou raras inclusões, e portanto pode ser uma fase saturada em Ti, que começou a se cristalizar um pouco mais tarde ou mais cedo como titanitas representantes da porção menos hibridizada do granitoide. Na amostra onde foram encontradas estas titanitas, os zircões são finos, extremamente raros e livres das inclusões de apatita, e interpretados como cristalizados tardiamente. Essas condições reforçam que existiu múltiplas fases de saturação de titanita no magma gerador da Suíte Terra Nova.

Apatita - Uma alta saturação de apatita é relacionada aos estágios finais de um magma mais evoluído, pois a saturação em P e aumento das inclusões no zircão ocorrem mais tardiamente (zircões maiores e mais velhos, frequentemente, com apatita nas bordas e fraturas; ou zircões com inclusões por todo o cristal, (Foto 7.1), mas cristalizados tardiamente - crescimento simultâneo com apatita). A ocorrência, principalmente nos magmas máficos relacionados à cristalização dos diques e enclaves, de uma menor saturação em zircão (zircões com raras ou inexistentes inclusões de apatita) e saturação em apatita cristalizada prematuramente, como sugerem as apatitas zonadas e subédricas a euédricas sem ou com raras inclusões (Foto 7.1) correspondem aos conteúdos baixos de Zr e altos de Sr desse magma máfico.

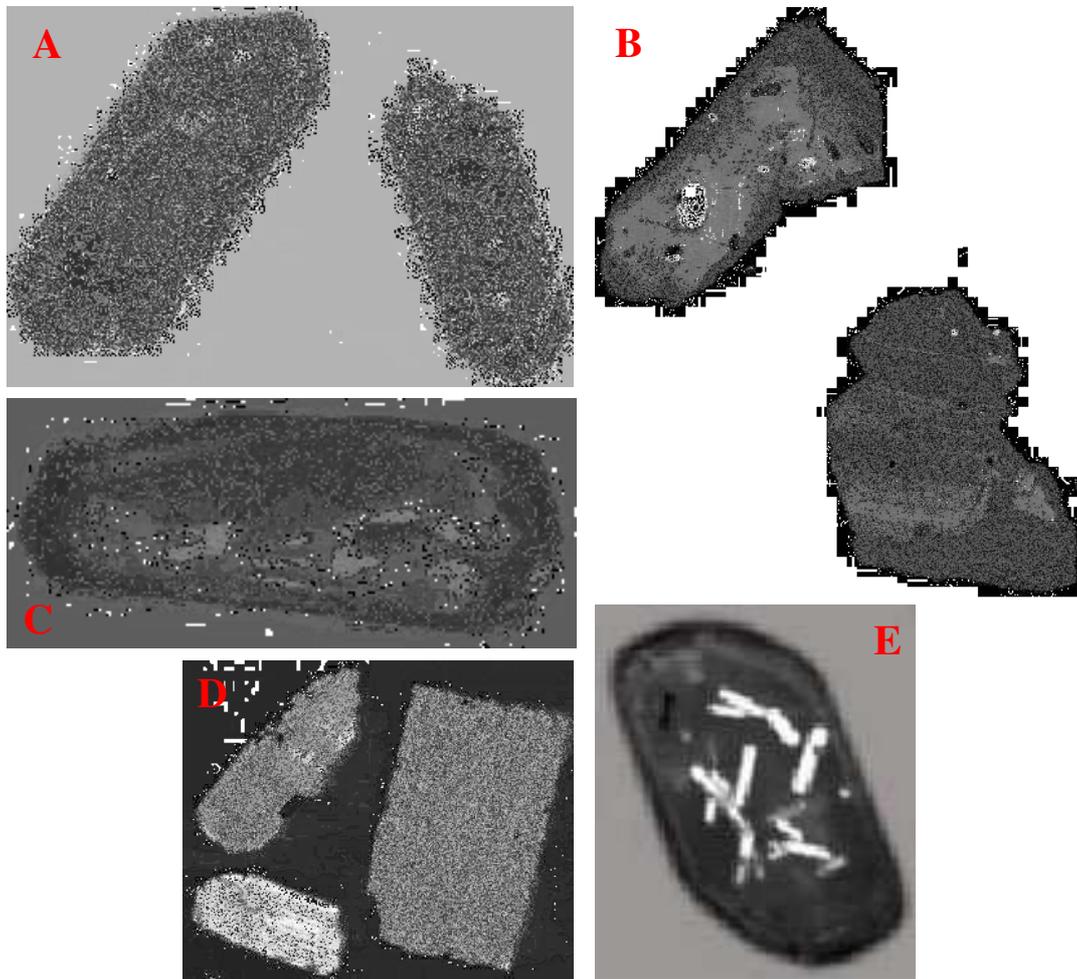


Foto 7.1: Imagens de catodoluminescência de A) zircões do Núcleo Suíte Lavras do Sul; B) titanitas da Suíte Terra Nova; C) zircão da Suíte Serra Do Catú; D) apatitas do gabro do Pluton Campina Grande; e zircão do Pluton Pajeú.

7.1.2 Análises *in situ* e Cristalização Fracionada (tardia?) e Evento Tardio de Mistura Sugestivos:

Elementos traço como indicadores petrogenéticos:

Os elementos terras raras são imprescindíveis para modelar as características da fonte e evolução dos líquidos estudados. Os padrões de ETRs dos zircões das amostras analisadas, mostram enriquecimento em elementos terras raras pesados, anomalia positiva de Ce e negativa de Eu, sugerindo origem ígnea. Preferencialmente nas bordas dos zircões e nos cristais mais novos, mostram padrões de elementos terras raras horizontalizados (Suíte Serra do Catú); levemente fracionados em ETRL e enriquecidos em ETRP com anomalias

levemente negativas a levemente positivas de Eu (suítes Bom Jardim, Fazenda Nova, e plutons Campina Grande e Pajeú), e anomalias fortemente negativas de Eu (Pluton Pajeú, Suíte Lavras do Sul). Isso ocorre exceto nos zircões do enclave da Suíte Bom Jardim e do Gabro do Pluton Campina Grande.

Os registros petrogenéticos durante a cristalização de zircão, a partir de sua composição fornecem restrições, particularmente em termos dos processos *in situ* de cristalização fracionada e mistura durante a cristalização dos magmas. Portanto, os padrões de ETR apresentados pelos zircões estudados são característicos e sugerem as seguintes fontes (Belousova *et al.*, 2002) para as intrusões a seguir: **1) Suíte Serra do Catú** – sienitos pegmatíticos (anomalia fortemente positiva de Ce e negativa de Eu) + peridotitos (padrões horizontalizados); **2) Suíte Bom Jardim** – sienitos pegmatíticos (anomalia fortemente positiva de Ce e negativa de Eu) + doleritos (anomalia positiva de Ce e negativa de Eu, enriquecimento em ETRP) + granitoides (= incluem aplitos, leucogranitos, granitos, granodioritos e tonalitos – ETRL horizontalizado, enriquecimento em ETRP e anomalia negativa de Eu); Enclave diorítico - sienitos (anomalia fortemente positiva de Ce e leve a ausente de Eu); **3) Suíte Fazenda Nova** – granitoides (= incluem aplitos, leucogranitos, granitos, granodioritos e tonalitos – ETRL horizontalizado a levemente fracionado, enriquecimento em ETRP e anomalia negativa de Eu) + doleritos (anomalia positiva de Ce e negativa de Eu, enriquecimento em ETRP) + sienitos pegmatíticos (anomalia fortemente positiva de Ce e negativa de Eu); **4) Pluton Campina Grande** – granitoides (= incluem aplitos, leucogranitos, granitos, granodioritos e tonalitos – ETRL horizontalizado a levemente fracionado, enriquecimento em ETRP e anomalia negativa de Eu) + doleritos (anomalia positiva de Ce e negativa de Eu, enriquecimento em ETRP); Gabro - doleritos (anomalia positiva de Ce e negativa de Eu, enriquecimento em ETRP); **5) Pluton Pajeú** – granitoides (= incluem aplitos, leucogranitos, granitos, granodioritos e tonalitos – ETRL horizontalizado a levemente fracionado, enriquecimento em ETRP e anomalia negativa de Eu) + doleritos (anomalia positiva de Ce e negativa de Eu, enriquecimento em ETRP) + carbonatito (ausente a leve anomalia positiva de Ce e Eu); **6) Suíte Lavras do Sul** – granitoides (= incluem aplitos, leucogranitos, granitos, granodioritos e tonalitos – ETRL horizontalizado a levemente fracionado, leve enriquecimento em ETRP e forte anomalia negativa de Eu) + lamproítos (anomalia positiva de Ce e negativa de Eu, leve enriquecimento em ETRP).

As considerações a partir das observações dos padrões de elementos terras raras dos zircões são possíveis, sabendo que especialmente em granada como uma fase que concentra ETRP e a ocorrência de acumulação desses elementos como mostram os padrões de

elementos terras raras (enriquecimento em ETRP); que, se a granada está em equilíbrio com uma fusão parcial, então a granada é uma fase residual deixada para trás na fonte, pois os padrões de elementos terras raras em rocha total são invertidos (fracionamento em ETRL). Essas considerações sugerem que a granada foi retida na fonte que sofreu fusão parcial. Todas estas considerações sugerem uma mudança e/ou mistura de magmas que podem esconder os diversos processos de evolução magmática. Portanto, são necessárias as combinações dos padrões de ETR dos zircões com os padrões de ETR da rocha total para melhor entendimento dos processos magmáticos.

Outra importante consideração é que o magmatismo tipo-A, que sucede o shoshonítico, origina rochas de textura em geral equigranular, e devido ao seu maior conteúdo de voláteis tem maior facilidade de ascensão, fracionando as fases mais densas.

Em alguns padrões de ETRs nos zircões são exibidas anomalias negativas de Eu, associados às idades mais novas dos zircões. Esta característica pode ser relacionada a uma fusão parcial rasa (<40 km) do manto (têm plagioclásio no resíduo e resulta em uma anomalia de Eu) ou cristalização fracionada de plagioclásio. Os elementos Zr e Hf são muito incompatíveis e não se substituem nas fases silicáticas maiores (embora eles possam substituir Ti na titanita ou rutilo). Suas altas concentrações implicam uma fonte enriquecida ou evolução extensiva do líquido. Heaman *et al.* (1990) consideraram que as mudanças de composição no zircão refletem a relação das mudanças de composição no *melt* e no grau de cristalização fracionada. Muitos autores indicaram que a concentração de HfO₂ no zircão é variável, mas este valor varia consoante o grau de evolução e do magma original granítico (Wark & Miller, 1993; Irber *et al.*, 1997; Wang *et al.*, 2000). Na compilação de composições feitas por Pupin (2000), a assinatura do zircão da crosta continental é marcada por um valor de Zr/Hf no intervalo 36-45, que difere significativamente do zircão de origem de derivados mantélicos, que apresenta valores 60-68 ou mais elevados em derivados básicos. Pérez-Soba *et al.* (2007) em granitos peraluminosos do Sistema Central Espanhol verificaram uma gama de valores Zr/Hf entre os 36-56 para zircões de assinatura crustal, ligeiramente superiores aos sugeridos por Pupin (2000). As razões Zr/Hf (ppm) para as amostras analisadas são variáveis, assim sendo para a Suíte Bom Jardim (44-53) e seu enclave (47-67); Pluton Pajeú (44-52); Suíte Fazenda Nova (38-54); Pluton Campina Grande (29-122), o gabro do Pluton Campina Grande (55-68); Suíte Serra do Catú (35-57); e Suíte Lavras do Sul-núcleo (29-64). As razões Zr/Hf acima de 50 ocorrem em derivados mantélicos, 50-35 mantélicos com contaminação crustal, 48-38 calcioalcalinas híbridas, e < 38 crustais (Fig. 7.1).

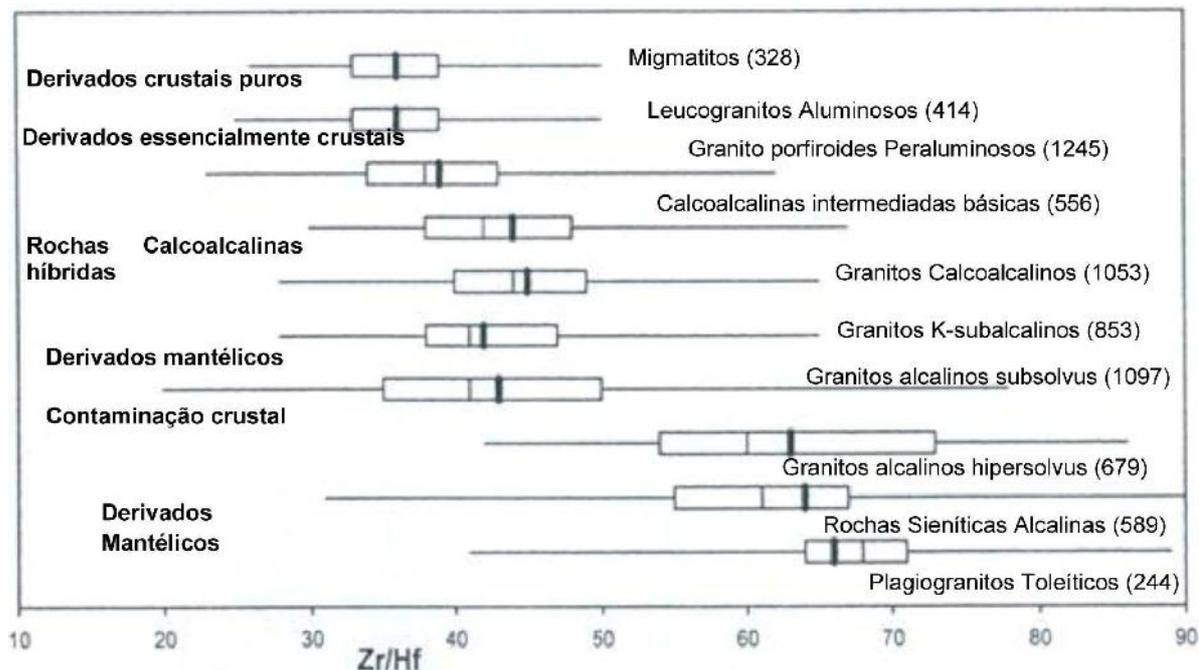


Figura 7.1: Zr/Hf em zircão de diferentes tipos genéticos (Pupin, 2000 modificado). As caixas correspondem à variação máxima e mínima dos valores de Zr/Hf. A linha fina vertical corresponde à mediana e a linha vertical grossa corresponde à média.

7.1.3 Petrogênese:

Os altos valores de Fe# e Mg#, bem como LILEs (K, Ba, e Sr) nas suítes estudadas são características geoquímicas aparentemente contrastantes. Estas características têm sido ligadas à fonte mantélica metassomatizada por fluidos derivados da crosta e/ou *melt*. Os dados de $[(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{CHUR}}]$, $f\text{O}_2$, $\delta^{18}\text{O}$, e εHf em zircão são utilizados para maior compreensão destes contrastes.

1) Magmatismo granítico/sienítico de contribuição juvenil, Ediacarano tardio e interação crosta-manto

Considerando os dados de $[(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{CHUR}}]$, $f\text{O}_2$, $\delta^{18}\text{O}$, $\varepsilon\text{Nd}^{(t)}$, $\varepsilon\text{Hf}^{(t)}$ e idades modelo T_{DM} (Nd/rocha total e Hf/zircão), as suítes Terra Nova e Serra do Catú, e o núcleo granodiorítico do Complexo Lavras do Sul apresentam os valores menos negativos de $\varepsilon\text{Nd}^{(t)}$, sugerindo maior contribuição mantélica para estas intrusões. Enquanto que as suítes Bom Jardim, Toritama, Fazenda Nova, Santo Antônio, Encruzilhada do Sul, e os plutons Campina Grande, Pajeú e Cruzeiro do Sul têm os valores mais negativos de $\varepsilon\text{Nd}^{(t)}$ e $\varepsilon\text{Hf}^{(t)}$, sugerindo, portanto, forte contribuição crustal nos magmas geradores dessas suítes. Os dados de

elementos traço em zircão apóiam que em todas as intrusões estudadas têm adição juvenil com interações variadas de crosta antiga (*melts* derivados crustais de idades modelo T_{DM} 1,7 Ga a 2,2 Ga). Considerando também que uma idade modelo T_{DM} de 1,0 Ga adicionada de T_{DM} de 2,0 Ga pode refletir a mistura ($T_{DM} = 1,5$ Ga) que mascara a influência de interação com crosta mais antiga. A partir dos dados de $[(Ce/Ce^*)_{CHUR}]$, fO_2 , $\delta^{18}O$ (zircão), nota-se uma grande contribuição crustal também para a Suíte Serra do Catú, no entanto os enxames de diques relacionados a esta suíte mostram-se, baseados nos dados de $\delta^{18}O$ (zircão), fortemente juvenis, estando estes diques em condições de magmatismo tipo-A em sistema fechado e ficando também em sistema aberto pela possível interação com a crosta, como sugerido no diagrama $^{143}Nd/^{144}Nd \times SiO_2$ apresentado no capítulo 5 desta tese. Além destas considerações, apesar da Suíte Terra Nova apresentar $\epsilon Nd^{(t)}$ entre -1 e -4 (rochas mesocráticas), mostra também um valor de -14, sugerindo a interação entre material crustal e mantélico. Estes dados, verificados nas suítes Serra do Catú e Terra Nova sugerem que a presença dos enxames de diques relacionados a estas suítes favorece a maior contribuição mantélica nestas intrusões.

2) Retrabalramento crustal:

Os valores negativos de ϵHf para as intrusões Bom Jardim, Toritama, Fazenda Nova Campina Grande e Pajeú e Serra do Catú, e os plutons Campina Grande e Pajeú, incluindo o enclave da Suíte Bom Jardim e o gabro do Complexo Campina Grande; adicionados aos dados de $[(Ce/Ce^*)_{CHUR}]$, fO_2 , são fortemente sugestivos de intensa interação dos magmas geradores destas intrusões com crosta antiga (T_{DM} 1,5 Ga e 2,1 Ga) e, mesmo que restritos (?) materiais juvenis. Os eventos tectono-termais como colisões e posteriores transcorrências podem ter sido responsáveis pelo retrabalhamento e destruição da maior parte desta crosta antiga.

CAPÍTULO 8. CONSIDERAÇÕES E DISCUSSÕES GERAIS

8.1 INTRODUÇÃO

As intrusões estudadas em detalhe anteriormente (suítes Bom Jardim, Toritama, Fazenda Nova, Terra Nova, e Serra do Catú, e os plutons Campina Grande e Pajeú-Província Borborema; suítes Encruzilhada do Sul, Lavras do Sul, Santo Antônio, e o Pluton Cruzeiro do Sul-Província Mantiqueira) foram reavaliadas neste trabalho, principalmente pela caracterização cuidadosa de imagens e geoquímica de cristais individuais das fases acessórias como zircão (essencialmente), titanita e apatita. Nesta tese, a caracterização (imagem e química) das fases acessórias foi realizada numa abordagem combinada com isótopos de Sr e Nd (rocha total), elementos maiores e traço (rocha total), diferentes litologias, análises estruturais e geofísicas.

8.2 AS SIMILARIDADES DAS INTRUSÕES ESTUDADAS

As comparações a partir dos diagramas de variação, com utilização de índices, binários e ternários (elementos maiores), dos diagramas de variação dos elementos traço e dos padrões de ETRs e multielementares representados em *spidergrams* para as suítes e plutons reavaliados mostram que dentre estas intrusões ocorrem uma diversidade de afinidades, como shoshoníticas, calcioalcalinas de alto-K, toleíticas e alcalinas.

Os dados das análises de biotitas projetados no diagrama Fe# vs. Índice de Solidificação (S.I.) definem *trends* evolutivos indicando que as suítes Bom Jardim e Toritama são as intrusões menos evoluídas (variam de composição pouco evoluída a evoluída); as suítes Fazenda Nova e Terra Nova representam intrusões evoluídas; o Complexo Campina Grande e o Pluton Cruzeiro do Sul variam de composições evoluídas a muito evoluídas; enquanto a Suíte Encruzilhada do Sul se mostra fortemente evoluída. As biotitas analisadas quando plotadas no diagrama Fe^{+2} -Mg- Fe^{+3} , para avaliação fO_2 e redox, sugerem cristalização sob condições de fO_2 : alta (Suíte Bom Jardim e seu enclave; Suíte Toritama), alta à intermediária (suítes Fazenda Nova e Terra Nova), intermediária (Pluton Campina Grande e o Pluton Cruzeiro do Sul, e a Suíte Lavras do Sul), e intermediária a baixa para a Suíte Encruzilhada do Su, e que a maioria dessas intrusões tem participação de magmas oxidantes e hidratados a redutores e anidros.

A maioria dos granitoides estudados é metaluminosa. Alguns granitoides do Pluton Campina Grande são levemente peraluminosos; as rochas do Pluton Cruzeiro do Sul variam

de metaluminosas a peraluminosas; e a Suíte Encruzilhada do Sul forma um *trend* do campo peralcalino ao peraluminoso.

A Suíte Encruzilhada do Sul apresenta várias características de magmatismo tipo-A, tais como a alta razão FeO_t/MgO, as depressões em Ba, Sr, P e Ti, e as anomalias negativas de Eu. Estas condições são fortemente contrárias à afinidade shoshonítica. E segundo a IUGS (Le Maitre, 2002), as rochas shoshoníticas não devem ser classificadas no diagrama SiO₂ vs. K₂O. No presente trabalho foi feita uma classificação ajustada que usa o MALI vs. SiO₂ de Frost & Frost (2008) e os padrões de ETR e multielementares *spidergrams*, mas foi observado nesse ajuste um forte contraste nas afinidades magmáticas das rochas estudadas. Isto se deve possivelmente ao que se refere Le Maitre (2002) que usa uma divisão de baixo, médio e alto-K sem influenciar na afinidade das rochas nas séries magmáticas, ressaltando que o tipo alto-K não é sinônimo de rocha potássica [$K_2O > (Na_2O-2)$]. Assim os critérios de Frost *et al.* (2008) têm mais significados em casos isolados. Portanto, o enquadramento dos magmatismos nas séries magmáticas se mostram mais importantes em relação as nomenclaturas químicas com poucos significados geológicos.

A Suíte Encruzilhada do Sul é classificada como subtipo-A2 quando projetada nos diagramas triangulares (Y-Nb-Ce, Y-Nb-Zr) de Eby (1992). De acordo com Eby (2006) e Nardi e Bitencourt (2009), os magmas do subtipo-A2 podem ser gerados nas séries toleíticas de médio a alto-K.

A Suíte Serra do Catú, numa classificação ajustada usando os padrões de ETR e multielementares *spidergrams*, mostra-se de afinidade fortemente shoshonítica. Em uma tentativa de correlacionar esta suíte aos diques de Santana do Ipanema, devido às relações litológicas e estruturais observadas em campo e a presença destas rochas no mesmo batólito, são avaliados os dados de Nd e O, a fim de tipificar mais uma associação shoshonítica-alcalina. No diagrama Nd inicial vs. SiO₂, amostras dos diques de Santana do Ipanema (NW-SE) de mesma estruturação da Suíte Serra do Catú caem próximas das amostras desta suíte, em uma condição de sistema aberto (contaminação crustal e/ou hidrotermalismo). Os diques de Santana do Ipanema tardios (NE-SW) são tipo-A em condições de sistema fechado (Foden *et al.* 2015). Algumas relações de campo para os diques de Santana do Ipanema (Foto 2.12), de direção preferencial NE-SW (fácies sienítica rosa), são semelhantes às observadas na Suíte Serra do Catú (fácies quartzo sienito a quartzo alcali-feldspato sienito róseo, mais jovem ($605,1 \pm 3,5$ Ma); os contatos entre as fácies sieníticas, sugerem um contato brusco, caracterizado por uma forte mudança topográfica, como descrita por Brito *et al.*, 2009). Os dados de $\delta^{18}O$ também são correspondentes a uma associação shoshonítica-alcalina na relação

Suíte Serra do Catú-Diques de Santana do Ipanema. Alguns dos padrões de ETR para a Suíte Serra do Catú ($605,1 \pm 3,5$ Ma) sugerem uma contribuição de fonte como peridotito no magma gerador desta suíte. Considerando que a Suíte Serra do Catú está em contato com o Domínio Sergipano, sendo este domínio portador de peridotitos, com rochas vulcânica de 603 Ma (Carvalho *et al.*, 2005), com herança de $\sim 1,0$ Ga; é coerente assumir o peridotito como uma das fontes para a Suíte Serra do Catú. As rochas máficas do Domínio Sergipano já foram interpretadas de diferentes modos quanto à petrogênese, e uma das interpretações as colocam como uma sequência intracontinental Neoproterozoica (Nascimento *et al.*, 2005).

O núcleo granodiorítico do Complexo Granítico de Lavras do Sul tem os valores de ϵNd mais próximos aos de contribuição juvenil. Caracterização petrográfica mostra hornblenda magnésiana nas rochas menos diferenciadas evoluindo para ferro-edenita e biotita nas rochas ácidas; diques lamprofíricos subverticais, com texturas panidiomórficas e porfíricas típicas caracterizadas pela abundância de fenocristais de anfibólio às vezes associados com clinopiroxênio, englobados por uma matriz feldspática constituída principalmente de plagioclásio; nas rochas intermediárias a maioria dos grãos de plagioclásio mostra textura *sieve* e forma tabular indicando rápido resfriamento, enquanto alguns grãos arredondados de oligoclásio, com um padrão de fusão dendrítica como definido por Tsuchiyama & Takahashi (1983), são sugestivos de processos de hibridização. Uma estruturação do Complexo Granítico de Lavras do Sul, com um sistema de falhas preferencialmente radiais e a maior elevação das bordas (afinidade alcalina) em relação ao núcleo (afinidade shoshonítica) são observadas nos mapas geológicos e no Modelo Digital de Elevação (MDE). Essas observações indicam que as rochas do Núcleo da Suíte Lavras do Sul em ambiente não compressivo entraram em colapso do tipo *cauldron-subsidence* ou similar (Nardi, 1984), conforme definido por Johnson (1966), e mergulharam parcialmente em um magma alcalino (tardio), em condições rasas. Sendo assim possivelmente formada a relação shoshonítica-alcalina da Suíte Lavras do Sul.

As idades obtidas anteriormente a esta tese são mais algumas colaborações para a tipificação das intrusões abordadas neste estudo. As idades mais antigas foram obtidas para o Pluton Cruzeiro do Sul (636 Ma): pós-colisional; Suíte Serra do Catú-fácies quartzo monzonítica (632 Ma): sin-colisional a pós-colisional; Dique de Santana do Ipanema-NW-SE (618 ± 6 Ma): pós-colisional; Suíte Encruzilhada do Sul (594 ± 5 Ma e 580 Ma): pós-colisional tardio.

Considerando o Fe# nas avaliações por biotita, os valores mais altos de Fe e as características de rochas mais evoluídas e com temperaturas mais baixas nas intrusões da

Província Mantiqueira em relação às intrusões abordadas da Província Borborema (valores elevados do Mg#), refletem que os granitoides abordados da Província Mantiqueira evoluíram em um ambiente mais extensivo; e que a maior proximidade das suítes e plutons da Província Borborema com áreas cratônicas, em uma reconstrução paleogeográfica, teria favorecido os valores mais altos de Mg.

Os granitoides abordados nesta tese foram agrupados em relação as suas afinidades magmáticas em quatro séries: 1) afinidade calcioalcalina de alto-K, 2) afinidade shoshonítica, 3) Transicional de afinidade shoshonítica a alcalina e 4) afinidade toleítica-alcalina.

1) Magmatismo de Afinidade Calcioalcalina de alto-K:

Suíte Fazenda Nova - rochas calcioalcalinas híbridas [derivados mantélicos com contaminação crustal alta]; **Pluton Campina Grande** - rochas calcioalcalinas híbridas [derivados mantélicos com contaminação crustal alta].

2) Magmatismo de Afinidade Shoshonítica:

Suíte Terra Nova; Suíte Serra do Catú; Suíte Lavras do Sul; Suíte Santo Antônio - granitoides *hipersolvus* a *subsolvus* [derivados mantélicos com contaminação crustal baixa a alta]; **Pluton Cruzeiro do Sul** - granitoides *subsolvus* [derivados mantélicos com contaminação crustal alta].

3) Magmatismo Transicional Shoshonítico-Alcalino:

Suíte Bom jardim; Suíte Toritama - granitoides *hipersolvus* a *subsolvus* [derivados mantélicos com contaminação crustal média a alta]; **Gabro do Pluton Campina Grande** - *hipersolvus* [derivados mantélicos com contaminação crustal média]; **Pluton Pajeú** - granitoides alcalinos *subsolvus* [derivados mantélicos com contaminação crustal alta].

4) Magmatismo de Afinidade Toleítica-Alcalina:

Suíte Encruzilhada do Sul - granitos de afinidade toleítica (Granito Encruzilhada) e rochas alcalinas (Granito Pitangueiras) [derivados mantélicos com alta assimilação crustal alta].

CAPÍTULO 9. CONCLUSÕES

As intrusões estudadas em detalhe anteriormente (suítes Bom Jardim, Toritama, Fazenda Nova, Terra Nova, e Serra do Catú, e os plutons Campina Grande e Pajeú-Província Borborema; suítes Encruzilhada do Sul, Lavras do Sul, Santo Antônio, e o Pluton Cruzeiro do Sul-Província Mantiqueira) foram abordadas nesta tese, principalmente com estudos detalhados em zircão (essencialmente), titanita e apatita. Este detalhamento confirma que as análises de cristais individuais das fases acessórias presentes nestas intrusões são ferramentas petrogenéticas muito poderosas, mas são dependentes da combinação com os dados de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos clássicos.

Com uma abordagem na relação morfológica-geoquímica-estrutura interna de zircão, titanita e apatita por *LA-ICP-MS*, junto aos dados petrográficos, de química mineral de fases formadoras e acessórias de rocha, geoquímica de elementos maiores e traço (rocha total), geoquímica e isotopia (rocha total); foi possível tipificar os magmatismos graníticos/sieníticos/dioríticos atuantes nas intrusões estudadas.

1) Magmatismo de Afinidade Calcioalcalina de alto-K:

Suíte Fazenda Nova: $591,4 \pm 4$ Ma - rochas calcioalcalinas híbridas; **Pluton Campina Grande: $580,9 \pm 1,2$ Ma** - rochas calcioalcalinas híbridas.

2) Magmatismo de Afinidade Shoshonítica:

Suíte Terra Nova: 599 ± 13 Ma; Suíte Serra do Catú: $605,1 \pm 3,5$ Ma; Suíte Lavras do Sul-núcleo: $584,4 \pm 4,8$ Ma; Suíte Santo Antônio: 581 Ma - granitoides *hipersolvus* a *subsolvus*; **Pluton Cruzeiro do Sul: $605,9 \pm 6,5$ Ma** - dados de Knijnik (UFRGS/2017) - granitoides *subsolvus*.

3) Magmatismo Transicional Shoshonítico-Alcalino:

Suíte Bom jardim: $581,7 \pm 1,4$ Ma; Suíte Toritama: $588,5 \pm 7$ Ma - granitoides *hipersolvus* a *subsolvus*; **Gabro do Pluton Campina Grande: $577,3 \pm 6$ Ma.** - *hipersolvus*; **Pluton Pajeú: $565,6 \pm 4,7$ Ma** - granitoides alcalinos *subsolvus*.

4) Magmatismo de Afinidade Toleítica-Alcalina:

Suíte Encruzilhada do Sul: 585 Ma dados anteriores de U-Pb-TIMS - granitos de afinidade toleítica (Granito Encruzilhada) e rochas alcalinas (Granito Pitangueiras).

As razões Zr/Hf sugerem que os granitoides alcalinos *hipersolvus* a *subsolvus* resultam da mistura entre um magma alcalino (tipo do Pluton Pajeú) e um calcioalcalino (tipo da Suíte Fazenda Nova). A combinação dos dados sugere que fatores como misturas de magmas, fusão

parcial, cristalização fracionada, e assimilação/contaminação crustal envolvidos na geração de granitoides podem mascarar as fontes geradoras de magmas, caso estes dados sejam isolados.

Os dados geocronológicos, geoquímicos e isotópicos nesta tese sugerem que os sucessivos episódios magmáticos sin- (fácies quartzo monzonítica, 632 Ma da Serra do Catú- Província Borborema) a pós-colisionais (Pluton Cruzeiro do Sul, 636 Ma - Província Mantiqueira e os diques de Santana do Ipanema, 618 ± 6 Ma - Província Borborema) auxiliaram os esforços promovidos pelo atuante tectonismo associado a esses magmatismos; estas condições foram necessárias para fragilizar e provocar posteriormente um colapso que condicionou a fase inicial (605 Ma) do magmatismo associado a um evento extensional na Província Borborema e a evolução em ambiente pós-colisional na Província Mantiqueira, com reativações de grandes zonas de cisalhamento transcorrentes na porção leste da plataforma sul americana que, possivelmente, contribuíram para uma forte contaminação crustal nos magmas geradores das intrusões estudadas. Considerando ainda que, as intrusões associadas a uma maior densidade de estruturas, como falhas e transcorrências, mostram assinaturas geoquímicas com ligação a um maior retrabalhamento crustal.

Portanto os eventos tectono-magmáticos sin- a pós-colisionais promoveram esforços que estimularam e fragilizaram a espessa crosta continental contribuindo com aumento de falhas; e com essa desestabilização crustal após os pulsos sucessivos magmáticos pós-colisionais que contribuíram para um colapso total (<566 Ma) do sistema orogênico e despressurização auxiliada pela percolação de fluidos magmáticos que integraram a geração e a migração desses magmas.

As fases finais do magmatismo shoshonítico são acompanhadas do magmatismo extensional no Cinturão Orogênico Colisional da porção leste do Escudo Brasileiro. Sendo o magmatismo alcalino representante do término da Orogenia Brasileira (Pan-Africana) e marcando o sistema anorogênico que tem início em aproximadamente 566 Ma (Pluton Pajeú) (Tabela 10.1).

Tabela 9.1: Classificação do magmatismo de alto-K Ediacarano das províncias Borborema (PB) e Mantiqueira (PM) - Sumário

Afinidade Suíte/Pluton	$\epsilon\text{Nd}^{(t)}$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$\epsilon\text{Hf}^{(t)}$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$f\text{O}_2$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$T(^{\circ}\text{C})$	Zr/Hf (ppm)	Idade (Ma)	Ref.
1- Calcioalcalina de alto-K Fazenda Nova Campina Grande	-12 a -15	1,7-2,1	-17 a -23	1,8-2,1	-6 a -23		920-650	29-95	591-581	0
2-Shoshonítica Terra Nova Serra do Catú Lavras do Sul Santo Antônio Cruzeiro do Sul	-1,2 a -14	1,2-1,9	-12	2,2	0 a -23	5,8-9,3	940-550	28-71	605-584	0
3- Transicional Shoshonito-Alcalino Gabro-Camp. Grande Bom Jardim Toritama Pajeú	-9 a -19	1,7-2,2	-9 a -22	1,6-2,0	2 a -24		1080-650	44-68	588-566	0
4- Toleítica-Alcalina Encruzilhada do Sul	-16	2,1	-22	2,0	-13 a -19		850-550		585	0

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

ABDEL-RAHMAN, A. Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas. *Journal of petrology*, 35(2): 525-541, 1994.

AHRENS, L. H. Implications of the Rhodesia age pattern. *Geochim. Cosmochim. Acta* 8, 1-15, 1955.

ALBUQUERQUE, C. A. R. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 1779-1802, 1973.

ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG/NE, Simp. Geol. NE, 8. Campina Grande, *Atas*, 363-391, 1977.

ALMEIDA, C. N. Caracterização Petrológica e Geoquímica do Magmatismo Brasileiro na Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba: Região de Campina Grande-Queimadas, Estado da Paraíba, Nordeste do Brasil. Recife. 143p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, 1999.

ALMEIDA, C. N.; DE PINHO GUIMARÃES, I.; DA SILVA FILHO, A. F. Petrogênese de rochas plutônicas félsicas e máficas na Província Borborema, NE do Brasil: o Complexo Cálcio-alcálico de alto-K de Campina Grande. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2), 205-216, 2002.

AMARO, V.; JARDIM DE SÁ, E. F.; VAUCHEZ, A. Foto-análise preliminar dos lineamentos brasileiros da porção central da Província Borborema. In: SBG/NE, Simp. Geol. NE, 14. Recife, Boletim, 306-309, 1991.

ARCHANJO, C. J.; HOLLANDA, M. H. B.; RODRIGUES, S. W.; NEVES, B. B.; & ARMSTRONG, R. Fabrics of pre-and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, v. 30, n. 3, p. 310-326, 2008.

ARCULUS, R.J. Use and Abuse of the Terms Calcalkaline and Calcalkalic. *Journal of Petrology*, 44: 929-935, 2003.

BABINSKI, M.; CHEMALE, F.; VAN SCHMUS, W. R.; HARTMANN, L. A.; & Da Silva, L. C. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3), 263-274, 1997.

BACHINSKI, S. W.; SIMPSON, E. L. Ti-phlogopites of the Shaw's Cove minette: a comparison with micas of other lamprophyres, potassic rocks, kimberlites, and mantle xenoliths. *American Mineralogist*, v. 69, n. 1-2, p. 41-56, 1984.

BALLARD, J. R.; PALIN, M. J.; CAMPBELL, I. H. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce (IV)/Ce (III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 144, n. 3, p. 347-364, 2002.

BARBARIN, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605-626, 1999.

BARRIERE, M. & COTTEN, J. Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteritic equilibration in granites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 183-192, 1979.

BARROS, C. E. e NARDI, L. V. S. O Maciço Granítico Santo Antônio, RS: Magmatismo Neoproterozoico de Afinidade Shoshonítica. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 66,441-465, 1994.

BEA, F. Residence of REE, Y, Th and U in granites and protoliths, implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology*, 37 (3): 521-552, 1996.

BEA, F. & MONTERO, P. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW, Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 1133-1153, 1999.

BELOUSOVA, E.; GRIFFIN, W. L.; O'REILLY, S. Y.; & FISHER, N. L. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5), 602-622, 2002.

BEST, M.G. & MERCI, E.L. Composition and crystallization of mafic minerals in the Guadalupe igneous complex. *Am. Mineral.*, 52:437-474, 1967.

BITENCOURT, M. F.; NARDI, L. V. S. Late to post-collisional Brasileiro granitic magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65, p. 3-16, Suplemento 1, 1993.

BITENCOURT, M. F. & NARDI, L. V. S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern Brazilian shear belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:184-187, 2000.

BOGAERTS, M.; SCAILLET, B. & AUWERA, J. V. Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): implications for the origin of metaluminous ferroan granitoids. *Journal of Petrology*, 47, 2405-2431, 2006.

BRITO NEVES, B. B. Regionalização geotectônica do precambriano nordestino. São Paulo. 195 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1975.

BRITO NEVES, B. B. O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. São Paulo, Brasil. 177 p. Tese (Livre Docência) - Universidade de São Paulo, 1983.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South América during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.* 53, 23–40, 1991.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. 53, n. 1-2, p. 23-40, 1991.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; FETTER, A. Northwestern Africa-Northeastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *J. Afr. Earth Sci.* 34, 275–278, 2002.

BRITO, M. F. L. D. Evolução petrológica do complexo granítico neoproterozóico Serra do Catu, terreno Pernambuco, Alagoas. Recife, Brasil. 377p. Tese (Doutorado) - Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 2005.

BRITO, M. F. L.; SILVA FILHO, A. F.; GUIMARAES, I. P. Geologia Isotópica do Batolito Shoshonítico-Ultrapotássico Neoproterozoico Serra do Catu e Implicações na Evolução da Interface dos Domínios Caninde e Pernambuco-Alagoas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39, p. 324-337, 2009.

BRUAND, E.; STOREY, C.; & Fowler, M. Accessory mineral chemistry of high Ba-Sr granites from northern Scotland: Constraints on petrogenesis and records of whole-rock signature: *Journal of Petrology*, v. 55, p. 1619-1651, 2014.

CABY, R. The Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic south Atlantic fit. In: *Dallmeyer, R.D., (Ed.), Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. Geol. Soc. Spec. Paper*, vol. 230, pp. 145–158, 1989.

CABY, R.; BERTRAND, J. M.; BLACK, R. Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara. In: *Kroner, A. (Ed.), Precambrian Plate Tectonics. Elsevier*, pp. 407–434, 1981.

CASTAING, C.; TRIBOULET, C.; FEYBESSE, J. L.; CHÈVREMONT, P. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano Orogeny. *Tectonophysics* 218, 323–342, 1993.

CASTRO, A. The off-crust origin of granite batholiths. *Geoscience Frontiers*, 5: 63-75, 2014.

CARVALHO, M. J. Evolução Tectônica do Domínio Marancó-Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasiliana na Faixa Sergipana, NE Brasil. Campinas, Brasil. 202 p. Tese (Doutorado) - Universidade de Campinas, 2005.

CAWOOD, P. A.; KRÖNER, A.; COLLINS, W. J.; KUSKY, T. M.; MOONEY, W. D. & WINDLEY, B. F. Accretionary orogens through Earth history. *Special Publications, Geological Society of London*, 319: 1-36, 2013.

CHEMALE JR, F.; HARTMANN, L. A.; BABINSKI, M.; WILDNER, W.; & VAN SCHMUS, W. R. Evolução tectônica do bloco São Gabriel. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Balneário Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*, 232-233, 1994.

CHEMALE JR., F. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M., Ros, D. (Eds.), Geologia do Rio Grande do Sul, *GICO/UFRGS*, pp. 13–52, 2000.

CLEMENS, J. D. & WALL, V. J. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canadian Mineralogist*, 19, 111-131, 1981.

CLEMENS, J. D.; HOLLOWAY, J. R. & WHITE, A. J. R. Origin of A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71, 317-324, 1986.

CONDIE K. C. TTGs and adakites: are they both slabmelts? *Lithos* 80:33–44, 2005.

CORDANI, U. G.; HALPERN, M. & BERENHOLC, M. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha Porto Alegre. In: Nota Explicativa das folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim. DNPM, p. 70-84, 1974.

CORSINI, M.; VAUCHEZ, A.; ARCHANJO, C. J.; JARDIM DE SÁ, E. F. Strain transfer at a continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó system (northeastern Brazil). *Geology*, 19:586-589, 1991.

CUNHA, J. U.; FERREIRA, F. J. F.; GASTAL, M. C.; MAGRO, F. H. S. Modelo gravimétrico 3D do pluton granítico principal, Complexo Intrusivo Lavras do Sul – RS. In: 4º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Foz do Iguaçu, *Resumos Extendidos (CD-Room)*, 5p, 2008.

CZAMANSKE, G. K. & WONES, D. R. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmark complex, Oslo Area, Norway: part 2, the mafic silicates. *J. Petrol.*, 14:349-380, 1973.

DALL'AGNOL, R.; SCAILLET, B. & PICHAVANT, M. An experimental study of a Lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 40(11), 1673-1698, 1999.

DALL'AGNOL, R. & OLIVEIRA, D. C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93: 215-233, 2007.

DE LIMA, J. V.; DE PINHO GUIMARÃES, I.; DOS SANTOS, L.; FARIAS, D. J. S.; & DE AMORIM, J. V. A. Magmatismo granítico ferro-potássico pós-colisional nos domínios Norte e Central da Província Borborema: Plúton Pilõezinhos e Complexo Solânea. *Estudos Geológicos*, v. 26, p. 1, 2016.

DE PAOLO, D. J. Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. *Spring-Verlag*, New York, 1988.

DE WIT, M. C. J. Post-Gondwana drainage and the development of diamond placers in western South Africa. *Economic Geology*, v. 94, n. 5, p. 721-740, 1999.

DICKIN, A. P. Radiogenic Isotope Geology - second edition. Cambridge University Press, 471 p, 2005.

DIDIER J. Granites and their enclaves: the bearing of enclaves on the origin of granites. *Development in Petrology*, 3. Amsterdam, Elsevier, 393p, 1973.

DIDIER J. & BARBARIN B. The different types of enclave in granites – Nomenclature. In: Didier J. & Barbarin B. (eds). Enclaves and granite petrology. *Development in Petrology*, 13. Amsterdam, Elsevier, 23-29, 1991.

DODGE, F. C. W.; SMITH, V. C.; MAYS, R. E. Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California. *Journal of Petrology*, v. 10, n. 2, p. 250-271, 1969.

DRINKWATER J. L.; FORD, A. B.; BREW, D. A. Magnetic susceptibilities and iron content of plutonic rocks across the Coast Plutonic-Metamorphic Complex near Juneau, Alaska. In: Braddley D.C. & Dusel-Bacon C. (eds). *Geological studies in Alaska*. U.S. Geological Survey, *U.S. Geological Survey Bulletin*, 2041:125-139, 1991.

EBY, G. N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, v. 20, pp. 641-644, 1992.

EBY, G.N. Distinctions between A-type granites and petrogenetic pathways. In: Dall’Agnol, R. et al. (eds.). *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Abstracts Volume and Field Trips Guide*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, p. 48, 2006.

FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A. & PORCHER, C. C. Deformation patterns in the southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal Society of South America. Earth Science*, Oxford, v.5: p. 77-96, 1992.

FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. C. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas – região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geológica Leopoldinense*, v. 13, p. 117-138, 1990.

FERNANDES, L. A. D.; MENEGAT, R.; COSTA, A. F. U.; KOESTER, E.; PORCHER, C. C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G. E.; CAMOZZATO, E. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I: Uma contribuição a partir do registro geológico. *Rev. Bras. Geol.* 25, 351-374, 1995.

FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N. The peralkalic magmatism in the Precambrian Cachoeirinha-Salgueiro foldbelt, Northeast Brazil: geochemical aspects. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n. 1, p. 73-85, 1986.

FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N. Two distinct sources for ultrapotassic magmas in the Transverse Zone, northeastern Brazil: oxygen and Nd isotopes. 4o Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Braga, 1997, *Actas*, Braga, 43, 1997a.

FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N.; LONG, L. L.; PIN, C. Isotopic signatures of Neoproterozoic to Cambrian ultrapotassic syenitic magmas, northeastern Brazil: implications for enriched mantle source. *International Geology Review* 39, 660–669, 1997b.

FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N.; JARDIM DE SÁ, E. F. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of Borborema structural province, northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 439-455, 1998.

FLORISBAL, L. M.; BITENCOURT, M. F.; NARDI, L. V. S.; CONCEIÇÃO, R. V. Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research*, v. 175, n. 1-2, p. 135-148, 2007.

FLORISBAL, L. M.; JANASI, V.; BITENCOURT, M. F.; NARDI, L. V. S. & HEAMAN, L. Contrasted crustal sources as defined by whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic early post-collisional granitic magmatism within the Southern Brazilian Shear Belt, Camboriú, Brazil. *Journal of South America Earth Science*, 39: 24-43, 2012.

FODEN, J.; ELBURG, M. A.; TURNER, S. P.; SANDIFORD, M.; O'CALLAGHAN, J. & MITCHELL, S. Granite production in the Delamerian Orogen, South Australia. *J. Geol. Soc. Lond.*, 159, 601-621, 2002.

FODEN, J.; ELBURG, M.; DOUGHERTY-PAGE, J.; BURTT, A. The timing and duration of the Delamerian Orogeny: Correlation with the Ross Orogen and implications for Gondwana assembly. *Journal of Geology.*, 114, 189-210, 2006.

FODEN, J.; SOSSI, P. A.; WAWRYK, C. M. Fe isotopes and the contrasting petrogenesis of A-, I- and S-type granite. *Lithos* 212–215 (2015) 32–44, 2015.

FOLEY SF, VENTURELLI G, GREEN DH AND TOSCANI L. The ultrapotassic rocks: Characteristics, Classification, and Constraints for petrogenetic models. *Earth Sci Rev* 24: 81–134, 1987.

FONTANA, E.; NARDI, L. V. S. & BITENCOURT, M. F. Caracterização Geoquímica e Petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, Região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Geologia USP, Série Científica*, 12(3): -56, 2012.

FOSTER, M. D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 354-B, 1 – 49, 1960a.

FOWLER, N.B. A Geochemical and Mineralogical Investigation of ' the Mobility of Uranium and Other Lithophile Elements During High-Grade Metamorphism. Inglaterra. 327p. Thesis (Ph.D) - Imperial College, 1985.

FRAGOSO CÉSAR, A. R. S. O Cráton do Rio de La Prata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31º, Camboriú, 1980. *Anais. SBG*, v. 5. p. 2879-2892, 1980.

FRAGOSO CÉSAR, A. R. S.; WERNICK, E. & SOLIANI Jr., E. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano- uma contribuição através da aplicação do modelode Tectônica de Placas. Congresso Brasileiro de Geologia, 32º. Salvador, 1982. *Anais. Salvador: SBG*. v.1. p. 13-23, 1982a.

FRAGOSO CÉSAR, A. R. S. Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. São Paulo, Brasil. 367p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1991.

FREI, D. & GERDES, A. Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chem. Geol.*, 261: 261-270, 2009.

FROST, B. R.; BARNES, C.; COLLINS, W.; ARCULUS, R. Ellis D. & FROST, C. A chemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, v. 42, pp. 2033-2048, 2001.

FROST, B. R., & FROST, C. D. A geochemical classification for feldspathic rocks. *Journal of Petrology*, v. 49 no. 11, 1955-1969, 2008.

GAO, Y. Y.; LI, X. H.; GRIFFIN, W. L.; O'REILLY, S. Y., WANG, Y. F. Screening criteria for reliable U–Pb geochronology and oxygen isotope analysis in uranium-rich zircons: a case study from the Suzhou A-type granites, SE China. *Lithos* 192–195, 180–191, 2014.

GASTAL, M. C. P.; LAFON, J. M. Multiple magma batches in the construction of the granite pluton, Lavras do Sul intrusive complex, southern Brazil: Sr-Nd isotopic and geochemical evidences. In: *V South American Symposium on Isotope Geology, 2006, Punta del Este. Short Papers*, p. 370-374, 2006.

GILL, J. B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc: *Contr. Mineralogy Petrology*, v. 27, p. 179-203, 1970.

GOLDRICH, S. S. & MUDREY, M. G. Dilatancy model for discordant U–Pb zircon ages. In: Tugarinov, A. I. (Ed.), *Contributions to Recent Geochemistry and Analytical Chemistry*. Moscow Nauka Publication Office, pp. 415-18, 1972.

GUIMARÃES, I.P. The Petrological Evolution and Tectonic Association of the Bom Jardim Complex, Pernambuco state, Brazil. Inglaterra. 424p. Thesis (Ph.D) - Imperial College, 1989.

GUIMARÃES, I. P.; DA SILVA FILHO, A. F. Evolução Petrológica e Geoquímica do Complexo Bom Jardim, Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociência*. 22(1). pp.29–42, 1992.

GUIMARAES, I. P.; DA SILVA FILHO, A. F. Nd and Sr-Isotopic and U-Pb Geochronologic Constraints for Evolution of the Shoshonitic Brasileiro Bom Jardim and Toritama Complexes: Evidence for a Transamazonian Enriched Mantle Under Borborema Tectonic Province, Brazil. *International Geology Review*, v. 40, n. 6, p. 500-527, 1998.

GUIMARAES, I. P.; DA SILVA FILHO, A. F.; ALMEIDA, C. N.; VAN SCHMUS, W. R.; ARAUJO, J. M. M.; MELO, S. C.; MELO, E. B. Brasileiro (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Res.*, 135: 23-53, 2004.

GUIMARÃES, I. P.; DA SILVA FILHO, A. F.; MELO, S. C., MACAMBIRA, M. B. Petrogenesis of A-type granitoids from the alto Moxoto and Alto Pajeú Terranes of the Borborema Province, NE Brazil: constraints from geochemistry and isotopic composition. *Gondwana Research* 8, 347–362, 2005.

GUIMARAES, I. P.; SCHMUS, W. R. V.; NEVES, B. B. B.; BITTAR, S. M. B.; DA SILVA FILHO, A.; ARMSTRONG, R. A. U Pb zircon ages of orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: Onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, v. 192, p. 52-57, 2012.

GUIMARÃES, I. P.; BRITO, M. F. L.; LAGES, G. A.; DA SILVA FILHO, A. F., SANTOS, L.; BRASILINO, R. G. Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: A review. *Journal of South American Earth Sciences* 68, 97-112, 2016.

HAMMARSTROM, J. M. & ZEN, E. Aluminum in hornblende: Na empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71,1297-1313, 1986.

HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências*, p. 141-169, 2010.

HANSON, G. N. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38:26-46, 1978.

HARMON, R. S.; HALLIDAY, A. N.; CLAYBURN, J. A. P. & STEPHENS, W. E. Chemical and isotopic systematics of the Caledonian intrusions of Scotland and northern England: a guide to magma source region and magma-crust interaction In: Moorbath, F.R.S, Thompson, R.N. and Oxburgh, F.R.S. (Eds.), The relative contributions of mantle, oceanic crust and continental crust to magma genesis. *Philosophical Trans. Royal Geol. Soc. London Spec. Pub.* v. 310, pp. 709-742, 1984.

HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. Eds. Collision Tectonics. *Geol. Soc. Spec. Pub.* No. 19, pp. 67-81, 1986.

HARTMANN, L. A.; SANTOS, J. O.; LEITE, J. A. D.; MCNAUGHTON, N. J. Deepest exposed crust of Brazil SHRIMP establishes three events. *Geology* 27, 947–950, 1999.

HEAMAN, L. M.; BOWINS, R.; CROCKET, J. The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, n. 6, p. 1597-1607, 1990.

HOSKIN, P. WO.; IRELAND, T. R. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, v. 28, n. 7, p. 627-630, 2000.

HOSKIN, P. WO.; SCHALTEGGER, Urs. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, v. 53, n. 1, p. 27-62, 2003.

IRBER, W.; FÖRSTER, H. J.; HECHT, L.; MÖLLER, P.; & MORTEANI, G. Experimental, geochemical, mineralogical and O-isotope constraints on the late-magmatic history of the Fichtelgebirge granites (Germany). *Geologische Rundschau*, 86, S110, 1997.

IDDINGS, J. P. Absarokite - shoshonite - banakite series. *J. Geol.* 3, 935-959, 1895.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, R. W. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548, 1971.

ISHIHARA, S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.* 27, 293-305, 1977.

JACKES, P. & WHITE, A. J. R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Bui. Gaol, Soc. Am.*, 03: 29-40, 1972.

JACKSON, S. E.; PEARSON, N. J.; GRIFFIN, W. L.; BELOUSOVA, E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, 211: 47–69, 2004.

JANASI, V. A.; VLACH, S. R. F. & ULBRICH, H. H. G. J. Enriched-mantle contributions to the Itu Granitoid Belt, Southeastern Brazil: evidence from K-rich diorites and syenites. *An Acad Bras Cienc* 65: 107–118, 1993.

JARDIM DE SÁ, E. F. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: Proceedings of the XI Geological Symposium of Northeast Brazil. *Extended Abstract*: 297–316, 1984.

JOPLIN, G. A. The shoshonite association: a review: *Geol. Soc. Australia Jour.*, v. 15, p. 275–294, 1968.

JOHNSON, R. W. Mechanisms of cauldron subsidence. *Nature*, v. 210, n. 5033, p. 291–292, 1966.

JOST, H. & HARTMANN, L. A. Província Mantiqueira, Setor Meridional. In: F. F. M Almeida, & Y. Hasui, (ed.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blucher, São Paulo. p. 345–378, 1984.

KLIMM, K.; HOLTZ, F.; JOHANNES, W. & KING, P. L. Fractionation of metaluminous A-type granites: an experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Precambrian Research*, 124, 327–341, 2003.

KLIMM, K.; HOLTZ, F. & KING, P. L. Fractionation vs. magma mixing in the Wangrah Suite A-type granites, Lachlan Fold Belt, Australia: Experimental constraints. *Lithos*, 102, 415–434, 2008.

KNIJNIK, D.; BITENCOURT, M. D. F.; NARDI, L. V.; PINTO, V. M.; & FONTANA, E. Geochemical and structural characterization of the Cruzeiro do Sul Granodiorite: neoproterozoic post-collisional shoshonitic magmatism within transcurrent shear zone, Quitéria region, Southernmost Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, 12, 17–38, 2012.

KOBER, B. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 482–90, 1986.

KOBER, B. Single-zircon evaporation combined with Pb^+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 63–71, 1987.

LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14, 169–186, 1982.

LEAKE, B. E.; WOOLLEY, A. R.; ARPS, C. E. S.; BIRCH, W. D.; GILBERT, M. C.; GRICE, J. D.; HAWTHORNE, C.; KATO, A. & others. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Am. Mineral.*, 82:1019–1037, 1997.

LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750, 1986.

LE MAITRE, R. W. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Oxford: Blackwell, 193 p, 1989.

LE MAITRE, R. W. Igneous Rocks – A classification and Glossary of Terms. *Cambridge University Press*, Cambridge. 236 p, 2002.

LIPMAN, P. W. Iron-titanium oxide phenocrysts in compositionally zoned ash-flow sheets from southern Nevada. *Journal of Geology*, 79, 438-456, 1971.

LIÉGEOIS, J. P.; NAVEZ, J.; HERTOGEN, J. & BLACK, R. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoides: the use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1-28, 1998.

LIMA, E. F. e NARDI, L. V. S. Os lamprófiros espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Geochimica Brasiliensis*, 5, 117-131, 1991.

LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 67-77, 1998.

LUDWIG, K. R. Isoplot Version 3.75: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, 2012.

MACDONALD, G. A. & KATSURA, T. Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journal of Petrology*, 5: 83-133, 1964.

MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, v.101, pp. 635-643, 1989.

MARSHAL, L. A. & SPARKS, R. S. J. Origin of some mixed-magma and net-vein ring intrusion. *J. Geol. Soc. London*, 141:171-182, 1984.

MARIANO, G.; NEVES, S. P.; SILVA FILHO, A. F.; GUIMARAES, I. P. Diorites of the high-K calc-alkalic Association: Geochemistry and Sm-Nd data and implications for the Evolution of the Borborema Province, Northeast Brazil. *International Geology Review*, Estados Unidos, v. 43, n.10, p. 921-929, 2001.

MCATEER, C. A.; DALY, J. S.; FLOWERDEW, M. J.; CONNELLY, J. N.; HOUSH, T. B.; & WHITEHOUSE, M. J. Detrital zircon, detrital titanite and igneous clast U-Pb geochronology and basement-cover relationships of the Colonsay Group, SW Scotland: Laurentian provenance and correlation with the Neoproterozoic Dalradian Supergroup. *Precambrian Research*, 181(1), 21-42, 2010.

MEDEIROS, V. C. Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Natal, Brasil. 200p. Tese (Doutorado) – PPGG, Universidade Federal do Rio-Grande do Norte, 2004.

- MIDDLEMOST, E. A. K. *Magmas and Magmatic Rocks*. Longman, London, 1-266, 1985.
- MITCHELL, R. H.; BERGMAN, S. C. *Petrology of lamproites*. Springer Science & Business Media, 1991.
- MORIMOTO, N. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, v. 39, n. 1, p. 55-76, 1988.
- MORRISON, G. W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association: *Lithos*, 13: 97-108, 1980.
- MIYASHIRO, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274, 321–355, 1970.
- MÜLLER, D.; ROCK, N. M. S. & GROVES, D. I. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46, 259–289, 1992b.
- MÜLLER, I. F. Os diques latílicos portadores ouro e sulfetos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul-Rs. Porto Alegre, Brasil. 84p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2011.
- NABELEK, P. I. & GLASCOCK, M. D. Rare earth element-depleted leucogranites Black Hills, South Dakota: A consequence of disequilibrium melting of monazite-bearing schists. *Journal of Petrology*, 36, 1055-1071, 1995.
- NABELEK, P. I. Trace element distribution among rock-forming minerals in Black Hills migmatites, South Dakota: a case for solid-state equilibrium. *Am. Mineral.* 84, 1256-1269, 1999.
- NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775, 1974.
- NARDI L. V. S. Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brasil. Inglaterra. 268p. Thesis (Ph.D) - University of London, 1984.
- NARDI, L. V. S. e LIMA, E. F. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, Rs. *Revista Brasileira de Geociências*, 15, 139-146, 1985.
- NARDI, L. V. S. As rochas granitoides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16:3-10, 1986.
- NARDI, L. V. S. e LIMA, E. F. Hidrotermalismo no Complexo Granítico Lavras e vulcânicas associadas, Rs. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3): 369-375, 1988.
- NARDI, L. V. S. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesquisas*, 18(1): 44-57, 1991.
- NARDI, L. V. S. & BITENCOURT, M. F. Magmatismo granítico e evolução crustal do sul do Brasil. In: (Eds.) Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. *50 Anos de Geologia. Instituto de*

Geociências. Contribuições. Editora Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, Porto Alegre, 125-141, 2007.

NARDI, L. V. S. & BITENCOURT, M. F. A-type granitoids in post-collisional settings from southernmost Brazil: their classification and relationship with magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47(6): 1493-1504, 2009.

NARDI, L. V. S.; FORMOSO, M. L. L.; MÜLLER, I. F.; FONTANA, E.; JARVIS, K.; & LAMARÃO, C. Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in granitic rocks: uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chemical Geology*, 335, 1-7, 2013.

NARDI L. V. S. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências*, 43 (1): 85-99, 2016.

NASCIMENTO, R. S.; OLIVEIRA, E. P.; CARVALHO, M. J.; McNAUGHTON, N. Evolução tectônica do Domínio Canindé, Faixa Sergipana, NE do Brasil. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 3, Salvador, *Anais*, p.239-242, 2005.

NEILSON, M. J. & HAYNES, S. J. Biotites in calc-alkaline intrusive rocks. *Mineralogical Magazine* 39(301-304), 251-253, 1973.

NEMEC, D. Origin of syenite porphyries in the central Bohemian Pluton by magma mixing. *Ne Jahrb Mineral Abh*, v. 159, p. 59-71, 1988.

NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A. Magma Emplacement And Shear Zone Nucleation And Development In Northeast Brazil (Fazenda Nova And Pernambuco Shear Zones, State Of Pernambuco). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 289-298, 1995.

NEVES, S. P.; MARIANO, G. Segmentação lateral e transversal da porção leste do lineamento Pernambuco: implicações tectônicas. In: XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, 1997, Fortaleza, CE. *Atas*, p. 91-94, 1997.

NEVES, S. P.; MARIANO, G.; GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F.; MELO, S. C.. Intralithospheric differentiation and crustal growth: Evidence from the Borborema province, northeastern Brazil. *Geology*, Estados Unidos, v. 28, n.6, p. 519-522, 2000.

NEVES, S. P. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, 22(4), 2003.

NEVES, S. P. & MARIANO G. The lithospheric mantle as a source of magmas during orogenic processes: insights from high-K diorites in the Borborema Province and implications for continental dynamics. *Journal of the Virtual Explorer, Eletronic Edition*, v. 17, p, 2004.

NEVES, S. P.; BRUGUIER, O.; VAUCHEZ, A.; BOSCH, D.; SILVA, J. M. R. & MARIANO, G. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasileiro metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Res.*, 149:197-216, 2006.

NOCKOLDS, S. R. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *American Journal of Science* 245. 401-420, 1947.

OKAMOTO, H. "Comment on Ir-Sb (iridium-antimony)." *Journal of phase equilibria* 15.5: 567-568, 1994.

OLIVEIRA, E. P.; WINDLEY, B. F.; ARAÚJO, M. N. C. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research* 181, 64-84, 2010.

OLIVEIRA, E. P.; BUENO, J. F.; MCNAUGHTON, N. J.; SILVA FILHO, A. F.; NASCIMENTO, R. S.; DONATTI-FILHO, J. P. Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 58, p. 257-280, 2014.

PAGEL, M.; LETERRIER, J. The subalkaline potassic magmatism of the Balloons massif(southern Vosges, France): shoshonitic affinity. *Lithos*, v.13, p.1-10, 1980.

PAIM, P. S. G.; CHEMALE JR. F.; LOPES, R. C. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 251-274, 2000.

PEACOCK, M.A. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, 39: 54-67, 1931.

PEARCE, J. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes* 19 (4), 120–125, 1996.

PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. Plio-Quaternary Magmatism in Italy: Roman, Ernici-Roccamonfina, Intra-Appennine and Vulture Provinces. *Contrib. Min. Petrol.* 58, 63–81, 1976.

PECCERILLO, A. Plio-Quaternary magmatism in Italy: Roman, Ernici-Roccamonfina, Intra-Appennine and Vulture Provinces. *Proceeding of "MANTLE: Seminari di Scienze della Terra"*, Genova. 2007.

PÉREZ-SOBA, Cecilia et al. The composition of zircon in the peraluminous Hercynian granites of the Spanish Central System batholith. *The Canadian Mineralogist*, v. 45, n. 3, p. 509-527, 2007.

PICADA, R. S. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense. Caracterização dos sistemas de falhas. *Congr Bras Geol*, v. 25, p. 167-191, 1971.

PICCOLI, P.; CANDELA, P. & RIVERS, M. Interpreting magmatic processes from accessory phases: titanite-a small-scale recorder of large-scale processes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences* 91, 257-267, 2000.

PROL-LEDESMA, R. M.; MELGAREJO, J. C. & MARTIN, R.F. The El Muerto "NYF" Granitic Pegmatite, Oaxaca, Mexico, and Its Striking Enrichment In Allanite-(Ce) and Monazite-(Ce). *Can. Mineral.*, 50, 1055-1076, 2012

PUPIN, J. P.; TURCO, G. Une typologie originale du zircon accessoire. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 95: 348-359, 1972a.

PUPIN, J. P.; BONIN, B.; TESSIER, M.; TURCO, G. Rôle de l'eau sur les caracteres morphologiques et la cristallisation dans les granitoides. *Bull. Soc. Géol. France*, 20 (5), 721-725, 1978.

PUPIN, J. P. Zircon and granite petrology. *Contr. Mineral. Petrol.*, 110: 463-472, 1980.

PUPIN, J. P. Granites as indicators in paleogeodynamics. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 43,2: 237-262, 1988.

PUPIN, J. P. Granite genesis related to geodynamics from Hf-Y in zircon. *Transaction of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences*, 91, 254-256, 2000.

RAPP, R. P.; WATSON, E. B. Monazite solubility and dissolution kinetics: implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. *Contr. Mineral and Petrol.*, n. 94, p.304-316, 1986.

RAPP, R. P.; WATSON, E. B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. *Journal of Petrology* 36, 891- 931, 1995.

ROCK, N. M. S. Nature, Origin and Evolution of Lamprophyre Melts. In: Lamprophyres. *Springer US*, p. 125-149, 1991.

RUSSELL, R. D. & AHRENS, L. H. Additional regularities among discordant lead-uranium ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 11, 213–18, 1957.

SANTOS, E. J. O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: Acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco) Província Borborema. São Paulo, Brasil. 220p. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, 1995.

SANTOS, E. J.; OLIVEIRA, R. G.; PAIVA, I. P. Terrenos no Domínio Transversal da Província Borborema: controles sobre acresção e retrabalhamento crustais ao sul do lineamento Patos. SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, v. 17, p. 140-144, 1997.

SANTOS, E. J.; MEDEIROS, V. C. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 73-84, 1999.

SANTOS, L.; GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F.; FARIAS, D. J. S.; LIMA, J. V.; ANTUNES, J. V. Magmatismo ediacarano extensional na Província Borborema, NE Brasil: Pluton Serra Branca. *Comunicações Geológicas*, 101, Especial I, 199-203, 2014.

SCAILLET, B.; PICHAVANT, M. & ROUX, J. Experimental crystallization of leucogranite magmas. *Journal of Petrology*, 36, 663-705, 1995.

SCAILLET, B.; HOLTZ, F. & PICHAVANT, M. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas. I. Volcanic-plutonic comparison. *Journal of Geophysical Research*, 103, 27257-27266, 1998.

SCHMIDT, M. W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende-barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304-310, 1992.

SHEPPARD, S.; TAYLOR, W. R. Barium-and LREE-rich, olivine-mica-lamprophyres with affinities to lamproites, Mt. Bundey, Northern Territory, Australia. *Lithos*, v. 28, n. 3-6, p. 303-325, 1992.

SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P. Brasiliano-age peralkaline plutonic rocks of the central structural domain, Northeast Brazil. *Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, v. 43, n. 2, p. 307-342, 1988.

SIEBEL, W. & CHEN, F. Zircon Hf isotope perspective on the origin and evolution of granitic rocks from eastern Bavaria, SW Bohemian Massif. *Int. J. Earth Sci.* doi:10.1007/s00531-009-0442-4, 2009.

SILVA FILHO, A. F. Shoshonitic and Ultrapotassic intrusive suítes in the Pianco-Alto Brigida Belt, Pernambuco state, Brazil. Inglaterra. 422p. Thesis (Ph.D) - Imperial College, 1989.

SILVA FILHO, A. F.; GUIMARAES, I. P. Geologia e Geoquímica do Plutão Shoshonítico Terra Nova; Evidências de Magmatismo Proterozóico de Pressão Média. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 21, n.01, p. 51-59, 1991.

SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P.; THOMPSON, R. N. Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachoeirinha-Salgueiro belt, NE Brazil: a transitional from collisional to post-collisional magmatism. *Precamb. Res.* 62:323-342, 1993.

SILVA FILHO, A. F.; GUIMARAES, I. P.; KOZUCH, M. Mineral chemistry and tectonic significance of Neoproterozoic ultrapotassic plutonic rocks from the Cachoeirinha-Salgueiro fold belt, Northeastern Brazil. *International Geology Review*, Maryland, USA, v. 38, n.7, p. 649-664, 1996.

SILVA FILHO, A. F.; GUIMARAES, I. P.; SCHMUS, W. R. V. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd Isotopic Data from Neoproterozoic Granitoids. *Gondwana Research*, Japão, v. 5, n.2, p. 409-422, 2002.

SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P.; VAN SCHMUS, W. R.; DANTAS, E.; ARMSTRONG, R.; CONCENTINO, L.; LIMA, D. Long-lived Neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco-Alagoas Domain, Borborema Province, northeast Brazil. *International Geology Review*, 55 (10), 1280-1299, 2013.

SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P.; SANTOS, L.; ARMSTRONG, R.; VAN SCHMUS, W. R. Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68i, p. 134-154, 2016.

SLÁMA, J.; KOŠLER, J.; CONDON, D. J.; CROWLEY, J. L.; GERDES, A.; HANCHAR, J. M.; & SCHALTEGGER, U. Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, v. 249, n. 1, p. 1-35, 2008.

SOLIANI Jr., E. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. São Paulo. 425p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1986.

SPEER, J. A. Micas in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, January, v. 13, p. 299-356, 1984.

STACEY, J. S. & KRAMERS, J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26: 207-221, 1975.

STRECKEISEN, A. L. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1-33, 1976.

STUSSI, J. M.; CUNEY, M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: A Comment. *Journal of Petrology*, v. 37, n. 5, p. 1025-1029, 1996.

TAKENAKA, L. B.; LANA, C.; SCHOLZ, R.; NALINI, H. A.; & DE ABREU, A. T. Optimization of the in-situ U-Pb age dating method via LA-Quadrupole-ICP-MS with applications to the timing of U-Zr-Mo mineralization in the Poços de Caldas Alkaline Complex, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 62, p. 70-79, 2015.

TAUSON, L. V. Geochemistry and metallogeny of the latitic series. *International Geology Review*, 25: 125-135, 1983.

THOMPSON, R. N. Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. *Scott. J. Geol.* 18, 50-107, 1982.

TILTON, G. R. Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *J. Geophys. Res.* 65, 2933-45, 1960.

TOTEU, S. F.; BERTRAND, J. M.; PENAYE, J.; MECAUDIÉRE, J.; ANGOUA, S.; BARBEY, P. Cameroon: a tectonic keystone in the Pan-African network. In: Lewry, J.L., Stauffer, P. (Eds.), Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, *Geological Association of Canada Special Paper*, 37, pp. 483–496, 1990.

TOTEU, S. F.; PENAYE, J.; VAN SCHMUS, W. R.; MICHARD, A. Preliminary U–BP and Sm–Nd geochronologic data on the North-Central of Cameroon: contribution of an Archean and Paleoproterozoic crust to the edification of an active domain of the Pan-African orogeny. *C.R. Acad. Sci. Paris* 319, 1519–1524, 1994.

TOTEU, S. F.; VAN SCHMUS, W. R.; PENAYE, J.; MICHARD, A. New U–Pb and Sm–Nd data from north-central Cameroon and its bearing on pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Res.* 108, 45–73, 2001.

TRAIL, D.; WATSON, E. B.; TAILBY, N. D. The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere. *Nature*, v. 480, n. 7375, p. 79-82, 2011.

TRAIL, D.; WATSON, E. B.; TAILBY, N. D. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 97, p. 70-87, 2012.

TROMPETTE, R. Geology of Western Gondwana (200–500 Ma) Pan-African Aggregation of South America and Africa. Bakelma, *Rotterdam/Broofield*, 350 p, 1997.

TSUCHIYAMA, A.; TAKAHASHI, E. Melting kinetics of a plagioclase feldspar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 84, n. 4, p. 345-354, 1983.

TULLOCH, A. J. Comment on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance." *Geology*, 14, 186-187, 1986.

VALLEY, J. W.; LACKEY, J. S.; CAVOSIE, A. J.; CLECHENKO, C. C.; SPICUZZA, M. J.; BASEI, M. A. S.; BINDEMAN, I. N.; FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N.; KING, E. M.; PECK, W. H.; SINHA, A. K.; WEI, C. S. 4.4 billion years of crustal maturation: Oxygen isotopes in magmatic zircon. *Contr. Mineral. Petrol.* 150:561-580, 2005.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B; HARCKSPACHER, P. & BABINSKY, M. U/BP and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, northeastern Brazil: initial conclusions. *J. South Amer. Earth Sci.*, v. 8, pp. 267-288, 1995.

VAN SCHMUS, W. R.; OLIVEIRA, E. P.; SILVA FILHO, A. F.; TOTEU, S. F.; PENAYE, J.; & GUIMARÃES, I. P. Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt: *Geological Society of London, Special Publication*, v. 294, p. 69–99, 2008.

VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M. & BRITO NEVES, B. B. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from SmNd and UePb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 31, p: 227 – 252, 2011.

VASQUEZ, M. L. Evolução Petrogenética dos Granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul-RS. Porto Alegre. 170p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1997.

VAUCHEZ, A.; NEVES, S. P.; CABY, R.; CORSINI, M.; EGYDIO-SILVA, M.; ARTHAUD, M.; AMARO, V. The Borborema Shear Zone. *J. South Am. Earth Sci.*, 8:247-266, 1995a.

VLACH, S. RF.; GUALDA, G. AR. Allanite and chevkinite in A-type granites and syenites of the Graciosa Province, southern Brazil. *Lithos*, v. 97, n. 1, p. 98-121, 2007.

VOGEL, T. A. Magma mixing in the acidic–basic complex of Ardnamurchan: implications on the evolution of shallow magma chambers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 411–423, 1982.

WANG, X.; METCALFE, I.; JIAN, P.; HE, L.; & WANG, C. The Jinshajiang–Ailaoshan suture zone, China: tectonostratigraphy, age and evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 18, n. 6, p. 675-690, 2000.

WARK, D. A. & MILLER, C. F. Accessory mineral behavior during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California, U.S.A. *Chemical Geology*, 110, 49-67, 1993.

WATSON, E. B. & HARRISON, T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295-304, 1983.

WATSON, E. B. & HARRISON, T. M. Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35, 19-30, 1984.

WATSON, E. B. The hole of accessory minerals in granitoids geochemistry. In: *Hutton Conference of The Origin of Granites*. Univ. Edinburgh, pp. 209-211, 1987.

WATT, G. R.; HARLEY, S. L. Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced by dehydration melting. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n. 114, p. 550-566, 1993.

WETHERILL, G. W. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta* 9, 290-2, 1956a.

WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L. & CHAPPELL, B. W. A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 95, pp. 407-419, 1987.

WILDNER, W.; LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S. & SOMMER, C. A. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *J Volcanol Geoth Res* 118: 261-283, 2002.

WIEBE, R. A. Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks. In: J. Didier & B. Barbarin (eds). Enclaves and granite petrology. *Development in Petrology*, 13. Amsterdam, Elsevier, p. 393-402, 1991.

WONES, D. R. & EUGSTER, H. P. Stability of biotite: experiment, theory and application. *Am. Mineral.* 50:1228-72, 1965.

WONES, D. R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks* *Am. Mineral.* 74:744-749.

YAVUZ, F. & ÖZTAS, T. BIOTERM-A program for evaluating and plotting microprobe analyses of biotite from barren and mineralized magmatic suites. *Computers & Geosciences*, 23, 897-907, 1997.

ZEN, E. A. & HAMMARSTROM, J. M. Magmatic epidote and petrologic significance. *Geology*, 12:515-518, 1984.

ZENG, L.; ASIMOW, P. D.; SALEEBY, J. B. Coupling of anatexis reactions and dissolution of accessory phases and the Sr and Nd isotope systematics of anatexis melts from a

metasedimentary source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, n. 14, p. 3671-3682, 2005.

ANEXOS

Tabela de abreviações de fácies de algumas suítes estudadas		
Suíte Bom Jardim-SBJ	Piroxênio-biotita-anfibólio melasienitos e mela-monzonitos, porfiríticos	PBAMS
	Piroxênio-biotita-anfibólio sienitos, localmente porfiríticos, mesocráticos de granulação média	MPBAS
	Piroxênio-biotita sienitos leucocráticos	PBLS
	Sienitos marrons muito grossos	CS
	Piroxênio-biotita monzonitos	PBM
	Enclave diorítico	ESBJ
Suíte Toritama-ST	Piroxênio-biotita-anfibólio melasienitos e mela-monzonitos, porfiríticos	PBAMS-SBJ
	Piroxênio-biotita-anfibólio sienitos, localmente porfiríticos, mesocráticos de granulação média	MPBAS-SBJ
	Sienitos marrons muito grossos	CS-SBJ
Complexo Capina Grande/Plutons (CCG)	Granito Campina Grande	GCG
	Granito Serra Redonda	GSR
	Enclaves Microgranulares Máficos	EMM
	Gabro de Campina Grande	Gabro-CG
Suíte Terra Nova-STN	Pluton Terra Nova	PTN
	Pluton Serra do Livramento	PSL
Pluton Cruzeiro do Sul-PCS	Granodiorito Cruzeiro do Sul	PCS/GCS

Tabela. Análises representativas U-Pb por LA-ICP-MS – Enclave diorítico da Suíte Bom Jardim

Amostra <i>Spots</i>	% comm	ppm U	ppm Th	^a Th/U	Razões Isotópicas					ρ	Idades						
					^b 206Pb 204Pb	^b 207Pb 206Pb	^{+c} 1σ	^b 207Pb 235U	^{+c} 1σ		^b 206Pb 238U	^{+c} 1σ	^b 207Pb 206Pb	(Ma)	^b 207Pb 235U	(Ma)	^{+c} 1σ
BJ-LU-2																	
EBJ-017				0,52	0,061	0,001	0,800	0,008	0,096	0,001	0,692	596,9	4,56	589,4	3,93	98,73	
EBJ-018				0,45	0,060	0,001	0,803	0,008	0,097	0,001	0,650	598,3	4,73	597,9	3,89	99,93	
EBJ-019				0,63	0,061	0,001	0,811	0,008	0,097	0,001	0,721	603,2	4,3	594,9	3,88	98,60	
EBJ-022				0,53	0,060	0,001	0,800	0,007	0,097	0,001	0,763	596,7	3,98	594,4	3,81	99,61	
EBJ-023				0,46	0,061	0,001	0,831	0,008	0,098	0,001	0,732	614	4,29	604,4	3,91	98,41	
EBJ-032				0,65	0,062	0,001	0,824	0,009	0,096	0,001	0,653	610,1	4,9	590,8	3,97	96,73	
EBJ-033				0,44	0,061	0,001	0,787	0,009	0,094	0,001	0,627	589,2	4,91	581,0	3,86	98,59	
EBJ-034				1,50	0,061	0,003	0,814	0,037	0,096	0,001	0,306	604,9	20,72	592,3	7,91	97,87	
EBJ-035				0,70	0,063	0,001	0,852	0,008	0,098	0,001	0,710	626	4,52	600,6	3,91	95,77	
EBJ-036				0,64	0,060	0,001	0,794	0,008	0,096	0,001	0,714	593,5	4,25	592,3	3,83	99,80	
EBJ-038				0,70	0,061	0,002	0,826	0,020	0,098	0,001	0,394	611,6	10,96	602,4	5,39	98,47	
EBJ-039				2,67	0,064	0,002	0,851	0,021	0,096	0,001	0,405	625,3	11,54	590,9	5,63	94,18	
EBJ-048				0,54	0,062	0,001	0,827	0,010	0,097	0,001	0,568	612,2	5,78	594,9	4,07	97,09	
EBJ-049				0,48	0,061	0,001	0,804	0,010	0,095	0,001	0,585	599,2	5,52	586,6	4,02	97,85	
EBJ-051				0,53	0,062	0,001	0,833	0,008	0,097	0,001	0,678	615,2	4,64	595,6	3,9	96,71	
EBJ-053				0,52	0,061	0,001	0,797	0,017	0,096	0,001	0,384	595,3	9,71	588,3	4,63	98,81	
EBJ-054				2,77	0,061	0,001	0,806	0,018	0,097	0,001	0,390	600,3	10,12	594,2	4,94	98,97	
EBJ-055				0,58	0,060	0,001	0,798	0,007	0,096	0,001	0,790	595,5	3,78	593,4	3,78	99,65	
EBJ-057				0,63	0,061	0,001	0,798	0,009	0,095	0,001	0,637	595,9	4,92	584,9	3,86	98,12	
EBJ-059				0,61	0,061	0,001	0,800	0,008	0,095	0,001	0,699	596,6	4,4	587,6	3,82	98,47	
EBJ-060				0,49	0,059	0,001	0,778	0,008	0,095	0,001	0,639	584,4	4,73	587,8	3,85	100,58	
EBJ-066				2,00	0,059	0,003	0,784	0,038	0,096	0,001	0,252	587,9	21,64	589,0	6,91	100,19	
EBJ-067				0,62	0,061	0,001	0,804	0,014	0,095	0,001	0,449	598,9	7,62	586,2	4,25	97,83	
EBJ-068				2,70	0,061	0,001	0,808	0,017	0,097	0,001	0,386	601,2	9,46	595,3	4,59	99,01	
EBJ-069				0,63	0,062	0,001	0,824	0,007	0,097	0,001	0,742	610,4	4,15	596,0	3,82	97,58	
EBJ-070				0,37	0,061	0,001	0,796	0,011	0,094	0,001	0,537	594,7	5,95	580,9	3,95	97,62	
EBJ-071				1,83	0,062	0,001	0,817	0,017	0,096	0,001	0,387	606,3	9,58	591,5	4,6	97,50	
EBJ-073				3,62	0,061	0,001	0,831	0,009	0,098	0,001	0,661	614,4	4,75	604,4	3,95	98,35	
EBJ-074				2,97	0,061	0,001	0,797	0,015	0,095	0,001	0,412	595,4	8,44	582,2	4,29	97,73	

^a U and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon. ^b Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137,88). ^c Quadratic addition of within-run errors and daily reproducibility of GJ-1.

^d Error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷Pb/²³⁵U ratio.

Tabela. Análises representativas U-Pb por LA-ICP-MS – Gabro do Complexo Campina Grande

Amostra	% comm	ppm U	ppm Th	^a Th/U	Razões Isotópicas					ρ	Idades							
					^b 206Pb 204Pb	^b 207Pb 206Pb	+ ^c 1σ	^b 207Pb 235U	+ ^c 1σ		^b 206Pb 238U	+ ^c 1σ	^b 207Pb 206Pb	(Ma)	^b 207Pb 235U	(Ma)	^b 206Pb 238U	(Ma)
CG-LU-01																		
G-CG-030				0,424		0,060	0,001	0,773	0,017	0,094	0,001	0,452		581,7	9,7	579,3	5,47	99,59
G-CG-031				0,947		0,060	0,001	0,810	0,007	0,098	0,001	0,787		602,6	4,07	601,4	4,05	99,80
G-CG-032				0,899		0,060	0,001	0,796	0,007	0,097	0,001	0,826		594,4	3,83	595,4	4,01	100,17
G-CG-033				0,394		0,060	0,002	0,782	0,027	0,095	0,001	0,333		586,9	15,34	585,7	6,42	99,80
G-CG-035				0,639		0,060	0,001	0,783	0,009	0,095	0,001	0,681		587,3	4,94	587,2	4,23	99,98
G-CG-037				0,416		0,059	0,001	0,768	0,015	0,094	0,001	0,458		578,6	8,52	578,2	4,91	99,93
G-CG-038				0,989		0,060	0,001	0,800	0,011	0,097	0,001	0,553		596,5	6,14	596,9	4,31	100,07
G-CG-040				0,461		0,060	0,002	0,769	0,020	0,094	0,001	0,396		579,1	11,54	577,3	5,73	99,69
G-CG-041				0,675		0,060	0,001	0,764	0,010	0,093	0,001	0,583		576,5	5,84	574,1	4,22	99,58
G-CG-042				0,465		0,059	0,002	0,771	0,026	0,094	0,001	0,352		580,2	14,97	579,4	6,58	99,86
G-CG-043				0,519		0,060	0,002	0,797	0,031	0,097	0,001	0,345		595	17,34	598,1	7,55	100,52
G-CG-044				0,462		0,060	0,001	0,808	0,016	0,098	0,001	0,442		601,1	8,85	599,9	4,92	99,80
G-CG-046				0,683		0,060	0,001	0,809	0,010	0,097	0,001	0,606		601,9	5,78	598,7	4,4	99,47
G-CG-047				0,831		0,060	0,001	0,805	0,008	0,097	0,001	0,767		599,9	4,26	597,2	4,09	99,55

^a U and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon. ^b Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88). ^c Quadratic addition of within-run errors and daily reproducibility of GJ-1.

^d Error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷Pb/²³⁵U ratio.

Tabela de Análises representativas dos dados de $^{90}\text{Zr}/^{178}\text{Hf}$ em Zircão por LA-ICP-MS

SBJ Spot	$^{90}\text{Zr}/^{178}\text{Hf}$	Enclav SBJ Spot	$^{90}\text{Zr}/^{178}\text{Hf}$	Fazend Nova Spot	$^{90}\text{Zr}/^{178}\text{Hf}$	CCG Spot	$^{90}\text{Zr}/^{178}\text{Hf}$	Gabro-CG Spot	$^{90}\text{Zr}/^{178}\text{Hf}$	P. Pajeú Spot	$^{90}\text{Zr}/^{178}\text{Hf}$	Serra do Catú Spot	$^{90}\text{Zr}/^{178}\text{Hf}$	Lavras do Sul-núcleo Spot	$^{90}\text{Zr}/^{178}\text{Hf}$
IG-19	49,88	LU-11	64,14	FN-07	45,10	NA-10	251,15	G-10	61,33	BT-10	49,27	DG-07	48,26	LS-07	59,13
IG-20	46,75	LU-12	55,33	FN-08	47,72	NA-11	29,31	G-11	65,55	BT-11	50,69	DG-08	49,60	LS-08	59,94
IG-21	46,21	LU-13	50,83	FN-09	38,39	NA-12	46,35	G-12	54,55	BT-12	49,41	DG-17	47,37	LS-09	46,85
IG-22	52,66	LU-14	55,22	FN-10	43,31	NA-13	49,69	G-13	61,41	BT-13	49,97	DG-18	57,30	LS-10	57,44
IG-23	47,93	LU-15	47,42	FN-11	50,50	NA-14	45,74	G-14	55,25	BT-14	46,49	DG-19	44,16	LS-12	59,92
IG-24	45,94	LU-16	67,11	FN-18	45,70	NA-15	50,83	G-15	60,44	BT-15	49,90	DG-20	37,33	LS-13	35,80
IG-25	46,70	LU-17	56,49	FN-19	40,28	NA-16	94,62	G-16	56,37	BT-16	49,36	DG-31	43,35	LS-16	35,85
IG-26	48,71	LU-18	49,92	FN-20	54,32	NA-17	122,26	G-17	55,10	BT-17	49,65	DG-32	39,50	LS-17	60,05
IG-33	44,00	LU-19	57,32	FN-21	39,96	NA-24	44,26	G-18	67,79	BT-24	50,03	DG-33	50,67	LS-18	47,24
IG-34	46,63			FN-22	43,42	NA-25	45,54			BT-25	44,26	DG-34	39,36	LS-19	50,37
IG-35	45,19			FN-23	40,72	NA-26	47,94			BT-26	49,71	DG-35	46,00	LS-20	28,30
IG-36	46,63			FN-24	39,11	NA-27	51,84			BT-27	46,03	DG-36	46,35	LS-27	60,03
IG-37	47,68			FN-25	53,14	NA-28	51,69			BT-28	49,03	DG-37	52,06	LS-28	31,71
IG-38	49,79			FN-32	46,60	NA-29	48,99			BT-29	47,57	DG-38	42,45	LS-29	63,91
IG-39	48,19			FN-33	39,62	NA-30	49,68			BT-30	46,80	DG-39	51,06	LS-30	46,14
IG-40	46,36			FN-34	48,76	NA-31	48,65			BT-37	45,35	DG-40	43,19	LS-31	49,90
IG-47	50,45			FN-35	51,54	NA-38	215,23			BT-38	48,95	DG-41	37,76	LS-32	37,17
IG-48	48,03			FN-36	47,17	NA-39	47,22			BT-39	48,39	DG-42	43,71	LS-33	51,50
IG-49	48,83			FN-37	41,63	NA-40	49,87			BT-40	49,94	DG-44	53,48	LS-34	60,16
IG-50	49,54			FN-38	42,21	NA-41	46,95			BT-41	49,11	DG-45	41,90	LS-35	54,14
IG-51	47,59			FN-39	48,66	NA-42	47,12			BT-42	52,05	DG-46	33,51	LS-36	60,05
				FN-46	43,70	NA-43	49,74			BT-43	52,35	DG-47	42,90	LS-37	62,68
				FN-47	47,91					BT-44	45,10	DG-54	48,59	LS-38	51,81
				FN-48	43,51							DG-55	44,59	LS-39	61,48
				FN-49	41,42							DG-58	46,90	LS-40	61,20
				FN-50	41,19							DG-59	49,57	LS-51	63,42
				FN-51	44,41							DG-62	71,09	LS-55	29,89