



UNIVERSIDADE
FEDERAL
DE PERNAMBUCO

Centro de Tecnologia e Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências

Lucilene dos Santos

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DOS
GRANITÓIDES INTRUDIDOS AO LONGO DA ZONA DE
CISALHAMENTO COXIXOLA, PROVÍNCIA BORBOREMA,
NE BRASIL: PLUTONS SERRA BRANCA E COXIXOLA**

Dissertação de Mestrado
2013

LUCILENE DOS SANTOS
Geóloga, Universidade Federal de Pernambuco, 2011

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES
INTRUDIDOS AO LONGO DA ZONA DE CISALHAMENTO COXIXOLA, PROVÍNCIA
BORBOREMA, NE BRASIL: PLUTONS SERRA BRANCA E COXIXOLA**

Dissertação que apresentou 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, em preenchimento parcial para obter o grau de Mestre em Geociências, área de concentração Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal, defendida e aprovada em 26 de Julho de 2013.

RECIFE, PE
2013

Catálogo na fonte
Bibliotecária Valdicéa Alves, CRB-4 / 1260

S237c

Santos, Lucilene dos

Caracterização petrológica e geoquímica dos granitoides intrudidos ao longo da zona de cisalhamento Coxixola, Província Borborema, NE Brasil: plutons Serra Branca e Coxixola / Lucilene dos Santos - Recife: O Autor, 2013.

121 folhas, il.; figs.; grafs.; Mapa; tabs.

Orientadores: Profa. Dra. Ignez de Pinho Guimarães

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociência, 2013.

Inclui Referências e anexos.

1. Geociências. 2. Granitoides. 3. Neoproterozóico. 4. Datação U-Pb. I; Guimarães, Ignez de Pinho. (Orientadores). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2014-015

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES
INTRUDIDOS AO LONGO DA ZONA DE CISALHAMENTO COXIXOLA,
PROVÍNCIA BORBOREMA, NE BRASIL: PLUTONS SERRA BRANCA E
COXIXOLA.**

Lucilene dos Santos

APROVADA

Ignez de Pinho Guimarães

26 de julho de 2013

Adejardo Francisco da Silva Filho

26 de julho de 2013

Cícera Neysi de Almeida

26 de julho de 2013

Os caminhos mais fáceis dificilmente levam à solução!

“Tu, porém, vai até ao fim”

Daniel, Cap. 12; Vers. 13.

"Aquele que toma a realidade e faz dela um sonho é um artista. Também será artista aquele que do sonho faz a realidade."

Malba Tahan

Dedico aos meus grandes amores
Antônia, Maria Lúcia e Daniel. 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, paciência e principalmente sua amizade. A quem eu também dedico esta dissertação;
- ✓ 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. Hartmut Beurlen pelos seus ensinamentos de alto nível que me despertaram a buscar sempre o conhecimento mais adiantado;
- ✓ Ao PPGEOC e seu corpo docente;
- ✓ Ao LEMA-UFPE, em nome dos Profs. Drs. Hartmut Beurlen e Marcelo Reis;
- ✓ Ao NEG-LABISE, em nome dos Profs. Drs. Alcides Sial e Valdevez Ferreira;
- ✓ Ao LAPA-DGEO/UFPE, em nome do Prof. Dr. Gorki Mariano;
- ✓ Ao Sr Ednaldo, por ser mais do que um motorista, um companheiro no campo;
- ✓ Aos companheiros de uma etapa de campo, Jefferson Lima e Douglas Farias (agradeço também por ter passado o mapa geológico da área estudada para o *software* ArcGis e pela paciência em ouvir meus intermináveis pedidos de ajustes);
- ✓ Aos amigos e funcionários do PPGEOC e do DGEO da UFPE;
- ✓ Ao Laboratório de Geocronologia da UNB, em nome dos Profs. Drs. Elton Dantas e Márcio Pimentel, além da equipe do LA-ICP-MS Érico, Lígia e Bárbara e ao funcionário Gilbézio;
- ✓ Ao Laboratório de Microsonda Eletrônica da UNB, em nome do Prof. Dr. Nilson Botelho, aos geólogos Ricardo Marques e Federico Jiménez pelo suporte e alta qualidade das análises obtidas;
- ✓ Ao CNPq pela concessão da bolsa de mestrado e pelo financiamento do Projeto de Pesquisa ao qual sou integrante.

Obrigada a Todos!

RESUMO

Os granitoides estudados (plutons Serra Branca - GPSB e Coxixola - GPC) intrudem ortognaisses e migmatitos paleoproterozóicos a arqueanos, e rochas supracrustais Neoproterozóicas. Os GPSB, sienogranitos leucocráticos, equigranulares, contendo localmente enclaves de granitos porfíricos (GPC) e dioritos, compreendem intrusão alojada em terminações extensionais de zonas de cisalhamento NE-SW transcorrentes sinistrais, ramificações da zona de cisalhamento Coxixola (ZCC), dextral com direção E-W. Os GPC compreendem quartzo sienitos, quartzo monzonitos e sienos a monzogranitos, porfíricos, deformados no estado sólido, com anfibólio de composição ferro - edenita, edenita e Mg - hornblenda. Enxames de enclaves máficos, quartzo dioritos a quartzo monzonitos, ocorrem orientados na direção E - W. A fO_2 varia de intermediária (GPSB) a elevada (GPC). Estimativas de temperaturas *liquidus* utilizando saturação em zircão, variam entre 836 °C - 893 °C (GPC) e 783 °C - 843 °C (GPSB). Os granitoides estudados mostram valores fortemente negativos de $\epsilon Nd^{(t)}$ e idades modelo (TDM) paleoproterozóicas. U-Pb em zircão por *SHRIMP* definiu uma idade de 560 ± 5 Ma para os GPSB, e por *LA-ICP-MS* definem idades de 573 ± 3 Ma para um dique de leucogranito que corta os GPC e de 580 ± 7 Ma para os GPC. Os GPSB são ricos em SiO_2 ($> 70\%$), levemente peraluminosos, com padrões ETR fracionados, mostrando profundas anomalias negativa de Eu, e padrões *Spidergram* com depressões em Nb, Ta, Sr, P e Ti. São classificados como granitoides trans-alcálicos ferrosos, tipo-A pós-orogênico. Os GPC mostram teores intermediários de SiO_2 de 55-67 %, são metaluminosos, magnesianos, tipo-I mostrando padrões de ETR fracionados e caracterizados pela ausência ou anomalias fracamente positivas de Eu, e padrões *Spidergram* com depressões em Th, Nb, Ta, Ti. Assinaturas isotópicas e geoquímicas sugerem que os granitoides estudados foram originados pela mistura de magmas gerados pela fusão de crosta paleoproterozóica ou arqueana e pequena fração de material Neoproterozóico em diferentes épocas da história evolutiva da ZCC.

Palavras chaves: Granitoides, Neoproterozóico, Datação U-Pb

ABSTRACT

The studied granitoids (Serra Branca - GPSB and Coxixola - GPC plutons) are intruded within paleoproterozoic orthogneisses – migmatites and Neoproterozoic supracrustal rocks. The GPSB are leucosienogranites, equigranular, with enclaves of porphyritic granites (GPC) and diorites intruded in extensional termination of sinistral NE-SW transcurrent shear zones, which are splays of the E-W dextral Coxixola shear zone (ZCC). The GPC are qz-syenites, qz-monzonites, sienogranites and monzogranites, porphyritic, deformed under solid state conditions. They have amphibole ranging in composition from Fe-edenite, edenite to Mg-hornblende. Mafic enclave swarms, of qz-diorite and qz-monzonite compositions, occur following an E-W direction. The fO_2 values ranging from intermediate (GPSB) to high (GPC). The liquidus temperatures were estimated at 836 °C - 893 °C (GPC) and at 783 °C - 843 °C (GPSB). The studied granitoids show negative $\epsilon Nd^{(t)}$ values and Paleoproterozoic TDM model ages. U-Pb zircon ages by SHRIMP defined a crystallization age of 560 ± 5 Ma for the GPSB, by LA-ICP-MS defined a crystallization age of 573 ± 3 Ma for the leucogranite dyke which cuts the GPC, and 580 ± 7 Ma for the GPC. The GPSB are SiO_2 rich, (> 70%), slight peraluminous, with fractionated REE patterns characterized by negative Eu anomalies. They show spidergram patterns characterized by trough at Nb, Ta, Sr, P, and Ti. They can be classified as trans-alkaline ferroan, A-type post-orogenic. The GPC have lower SiO_2 contents (55-67 %). They are metaluminous, magnesian and I-type. The REE patterns are characterized by positive to absent Eu anomalies and the spidergram patterns by trough at Th, Nb, Ta, and Ti. Isotopic and geochemistry signatures suggest that the studied granitoids were originated by magma mixing generated by melting of a Paleoproterozoic to Archean lower crust and small fraction of Neoproterozoic melt (juvenile ?) in different stage of the ZCC evolution.

Key-words: Granitoids, Neoproterozoic, U-Pb age

Sumário

AGRADECIMENTOS	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT.....	viii
SUMÁRIO	ix
ÍNDICE DE FIGURAS	xii
ÍNDICE DE TABELAS	xiv
ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS	xv
ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS	xv
I. INTRODUÇÃO	1
I.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS	1
I.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2
I.3 MATERIAIS E MÉTODOS	3
I.3.1 Revisão bibliográfica e aquisição de dados preliminares	3
I.3.2 Mapeamento geológico	3
I.3.3 Estudo petrográfico detalhado	4
I.3.4 Química Mineral	4
I.3.5 Litogeoquímica	5
I.3.6 Geoquímica de isótopos radiogênicos (Sm-Nd e Rb-Sr)	5
I.3.7 Geocronologia U-Pb em zircão (<i>LA-ICP-MS</i>)	5
I.3.8 Geocronologia U-Pb em zircão (<i>SHRIMP</i>)	6
I.3.9 Tratamento e integração dos dados	6
II. ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS	7
II. 1 PROVÍNCIA BORBOREMA	7
II. 2 ZONA TRANSVERSAL	10
II. 3 MAGMATISMO GRANÍTICO NA PROVÍNCIA BORBOREMA	10

III. GEOLOGIA LOCAL	12
III.1 INTRODUÇÃO	12
III.2 PLUTON SERRA BRANCA	13
III.2.1 ASPECTOS DE CAMPO	13
III.2.2 PETROGRAFIA	17
III.3 PLUTON COXIXOLA	22
III.3.1 ASPECTOS DE CAMPO	22
III.3.2 PETROGRAFIA	26
III.3.2.1 INTRODUÇÃO	26
III.3.2.2 FACIES ANFIBÓLIO-BIOTITA-QUARTZO SIENITOS A QUARTZO MONZONITOS PORFIRÍTICOS (Fácies 1)	26
III.3.2.3 FACIES ANFIBÓLIO-BIOTITA SIENITOS A MONZOGRANITOS PORFIRÍTICOS (Fácies 2)	31
IV. QUÍMICA MINERAL	36
IV.1 INTRODUÇÃO	36
IV.2 ANÁLISES	37
IV.2.1 Biotita	37
IV.2.2 Anfibólio	43
IV.2.3 Plagioclásio	44
IV.2.4 Epidoto	44
IV.2.5 Magnetita	45
IV.2.6 Apatita	46
IV.3 CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO	47
IV.3.1 Geotermômetro hornblenda-plagioclásio	47
IV.3.2 Geobarômetro de Al em hornblenda	48
IV.3.3 Geotermometria de saturação em zircão	48
IV.3.4 Fugacidade de Oxigênio	49

V. LITOGEOQUÍMICA	53
V.1 Elementos Maiores e Séries Magmáticas	53
V.2 Elementos Maiores e Gênese dos Magmas	54
V.3 Elementos Traços e Terras Raras	64
V.4 Ambientes Geotectônicos	67
V.5 Processos de Contaminação Crustal, Fusão Parcial, Cristalização Fracionada -	
Assimilação, Cristalização Fracionada e Mistura de Magmas.....	76
VI. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA SM-ND E RB-SR	78
VI.1 Sistemas de Isótopos Radiogênicos	78
VI.2 Dados Geoquímicos Isotópicos Sm-Nd	78
VI.3 Dados Geoquímicos Isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr	79
VII. GEOCRONOLOGIA U-PB EM ZIRCÃO	81
VII.1 INTRODUÇÃO	81
VII.2 <i>SHRIMP</i>	83
VII.3 <i>LA-ICP-MS</i>	89
VIII. CONSIDERAÇÕES SOBRE O ALOJAMENTO DOS PLUTONS ESTUDADOS	95
VIII. 1 INTRODUÇÃO	95
VIII. 2 PLUTON SERRA BRANCA	98
VIII. 3 PLUTON COXIXOLA	99
IX. CONSIDERAÇÕES E DISCUSSÃO	101
X. CONCLUSÕES	109
XI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	112

ANEXOS

Tabelas das Análises de Química Mineral

Mapa Geológico

Índice de Figuras

Figura 1 a- Localização geográfica da área de estudo, em Serra Branca, PB. b- Mapa de acessos à área de estudo, Serra Branca, PB.....	2
Figura 2 Compartimentação tectônica da Província Borborema.....	9
Figura 3 Localização geológica do Domínio da Zona Transversal no contexto da Província Borborema. Fonte: Medeiros, V. C. 2004.....	11
Figura 4 Imagem de aerogamaespectrometria (composição ternária). Fonte: Recorte da área de estudos feito a partir dos dados geofísicos das Folhas Juazeirinho e Sumé (SC-24-Z-D-II e SC-24-Z-D-V), CPRM. E o contorno dos corpos estudados com algumas estruturas.....	13
Figura 5 Foto do granitoide típico do Pluton Serra Branca mostrando foliação magmática vertical, com direção NE-SW. Estereograma de orientação com os polos das foliações magmáticas mostrados na rede de Schmidt (hemisfério sul), calculados de 17 planos.....	14
Figura 6 Diagrama Q-A-P, rochas ígneas plutônicas (Streckeisen, 1976) mostrando as variações composicionais, com os trends de Lameyre & Bowden (1982).....	19
Figura 7 Diagramas de variações catiônicas (a e b) e Alttotal vs. Mg (c) para biotitas dos GPSB e GPC. (d) Diagrama ternário Fe ³⁺ -Fe ²⁺ -Mg.....	39
Figura 8 Diagramas FeO vs. Al ₂ O ₃ ; MgO vs. Al ₂ O ₃ ; FeO vs. MgO; FeO vs. MgO vs. Al ₂ O ₃ (Abdel Rahman, 1994) discriminante de biotita de suítes alcalinas (A), cálcio-alcalinas (C) e peraluminosas (P). GPSB, GPC e dique leucogranítico.....	40
Figura 9 Variação de SiO ₂ com Al ₂ O ₃ (a), FeO _{tot} (b), MgO (c), e Li ₂ O (d) nas micas trioctaédricas.....	41
Figura 10 Variação composicional das micas trioctaédricas dos GPSB no diagrama Li - R ³⁺ [= (Al ^{IV} , Fe ³⁺) + Ti ⁴⁺] - R ²⁺ [= (Fe ²⁺ , Mn ²⁺ , Mg)].....	42
Figura 11 Diagrama de [Mg-Li] vs. [Fe _{tot} +Mn+Ti-Al ^{VI}].....	42
Figura 12 Diagramas de classificação de Leake et al.(1997) mostrando a classificação dos anfibólios dos GPC. a- (Na+K)A ≥ 0.5 e Ti < 0.5; b- (Na+K)A < 0,50.....	43
Figura 13 Diagrama de classificação de plagioclásio dos granitoides dos plutons Serra branca, Coxixola e dique leucogranítico.....	44
Figura 14 Diagrama ternário TiO ₂ -FeO-Fe ₂ O ₃ com as magnetitas das fácies 1 e 2 (GPC), este diagrama mostra as séries da titanomagnetitas e titanohematitas.....	45
Figura 15 Padrão ETR da apatita normalizado para o Condrito (Evensen et al., 1978).....	46
Figura 16 a- Diagrama de variação química Zr vs. SiO ₂ ; b- Diagrama de variações das TZr vs. SiO ₂ (GPSB).....	50
Figura 17 a- Diagrama de Fe# vs. Alttotal em anfibólios mostrando as possíveis pressões de cristalização para os anfibólios dos GPC; b- Diagrama de Fe# vs. Al ^{IV} em anfibólios com as possíveis fO ₂ durante a cristalização dos GPC. (Anderson & Smith, 1995).....	51

Figura 18 Diagrama do logaritmo da fO_2 vs. T , mostrando a estabilidade de várias assembleias minerais (wones, 1989). Utilizado para comparação com as assembleias encontradas nos plutons estudados.....	52
Figura 19 Índices de Shand para os granitoides estudados; com campos após Maniar & Piccoli (1989).....	59
Figura 20 Diagrama AFM com os granitoides estudados; com campos após Irvine & Baragar (1971).....	59
Figura 21 K_2O vs. SiO_2 para os granitoides estudados. Campos após Peccerillo & Taylor (1976)...	60
Figura 22 Diagrama TAS com campos de Middlemost (1997). Amostras dos granitoides estudados..	60
Figura 23 Elementos maiores discriminantes de granitos ($SiO_2 > 68\%$) relacionados à colisão..	61
Figura 24 Variação composicional dos granitoides estudados no diagrama $FeOt/(FeOt + Mg)$ vs. SiO_2 (peso%). Com os limites entre granitoides ferrosos e magnesianos de Frost et al. 2001; campos discriminantes entre granitoides tipo-A e cordilherano (Miyashiro, 1970).....	61
Figura 25 Diagramas de variação para elementos maiores nos GPSB.....	62
Figura 26 Composições dos GPSB e GPC comparadas a melts produzidos por desidratação-fusão experimental de vários tipos de metassedimentos.....	63
Figura 27 Diagramas de variação para elementos menores nos GPSB.....	69
Figura 28 Padrões de ETR normalizados em relação aos valores do condrito (Evensen, 1978). Para os plutons Serra Branca e Coxixola.....	70
Figura 29 Padrões de ETR normalizados pelo condrito (Evensen, 1978). Para os outros granitoides estudados.....	71
Figura 30 Padrões spidergrams normalizados em relação aos valores do condrito, Thompson (1982). Para o Pluton Serra Branca.....	71
Figura 31 Padrões spidergrams normalizados em relação aos valores do condrito, Thompson (1982). Para o Pluton Coxixola e outros granitoides estudados.....	72
Figura 32 Diagramas discriminantes tectônicos de: a- Pearce et al. (1984), b- Pearce (1996), c- Harris et al. (1986) e d- Maniar & Piccoli (1989) para os granitoides estudados.....	73
Figura 33 Diagramas discriminantes tectônicos de Whalen (1987) para os granitoides do Pluton Serra Branca, diques de leucogranito e migmatito (encaixante).....	74
Figura 34 Diagramas discriminantes tectônicos de Eby (1992) para os granitoides do Pluton Serra Branca e o migmatito (encaixante).....	75
Figura 35 Diagrama de variação La vs. La/Yb	77
Figura 36 Diagramas de variação (a) La vs. Zr/Y , (b) La vs. Nb/Y	77
Figura 37 Composição isotópica de Nd dos granitoides estudados. Notações isotópicas, idade modelo e reservatório mantélico de referência são de De Paolo (1988).....	80
Figura 38 Diagrama de correlação ϵNd vs. ϵSr para granitoides do Pluton Serra Branca. Campos LC (crosta inferior) e UC (crosta superior) de Harmon et al., 1984	80

Figura 39 a e b Imagens CL dos cristais de zircão do Pluton Serra Branca – zircões utilizados para cálculo da idade do PSB, e zircões arqueanos herdados. Spots (% discordante = 0, em vermelho) com as suas respectivas idades).....	86
Figura 40 Imagens CL mostrando as características dos cristais de zircão do Pluton Serra Branca - zircões utilizados para cálculo da idade do PSB, e zircões arqueanos herdados	87
Figura 41 Diagrama concórdia U/Pb Wetherill. Amostra SB-03 (Pluton Serra Branca).....	88
Figura 42 Diagrama concórdia U/Pb Wetherill - ampliação. Amostra SB-03 (Pluton Serra Branca).....	88
Figura 43 Imagens BSE (back-scattered electron) dos cristais de zircão do dique de leucogranito que corta o Pluton Coxixola.....	90
Figura 44 Diagrama concórdia U/Pb Wetherill. Amostra SB-23C (Dique de Leucogranito).....	91
Figura 45 Diagrama concórdia U/Pb Wetherill - ampliação. Amostra SB-23C (Dique de Leucogranito).....	91
Figura 46 Imagens BSE (back-scattered electron) dos cristais de zircão do Pluton Coxixola.....	93
Figura 47 Diagrama concórdia U/Pb Wetherill. Amostra SB-22A (Pluton Coxixola).....	94
Figura 48 Estágios sucessivos na evolução de riftes ativos e passivos. E Esquema mostrando que a deformação em zonas de divergência oblíqua pode ser acomodada por falhas de rejeito oblíquo (A) ou por uma partição da deformação (B). Fonte: Neves, S. P., 2008.....	96
Figura 49 Dois modelos idealizados de estiramento crustal e rifteamento. Fonte: Fossen, H.,2012..	97
Figura 50 Cinturão colisional antigo. Relaxamento de uma litosfera continental (soerguimento pós-colisional - tensão regional). Fonte: Barbarin,2008.....	100
Figura 51 Padrões spidergrams dos granitoides do complexo Prata e do pluton Serra do Velho Zuzá-GAISZ (Guimarães et al., 2004) em comparação com os GPSB.....	107
Figura 52 Padrões spidergrams dos granitoides do complexo Fazenda Nova (Guimarães et al., 2004) em comparação com os GPC.....	108

Índice de Tabelas

Tabela 1 Intervalo de granulação utilizado nas descrições petrográficas.....	12
Tabela 2 Termômetro Hbld-Plag [Paragêneses saturadas ou não em sílica]. Holland e Blundy, 1990. Termômetro Hbld-Plag [Paragênese sem ou com pouco quartzo]. Holland e Blundy, 1994 (resultados utilizados - GPC).....	50
Tabela 3 Composições Químicas para os Granitoides Estudados.....	56
Tabela 4 Sistemas dos isótopos radiogênicos (par “Pai-Filho” de urânio e tório).....	78
Tabela 5 Dados isotópicos de Rb-Sr e Sm-Nd dos granitoides estudados.....	79

Tabela 6 Sumário dos dados de U-Pb em zircão por SHRIMP para a amostra SB-03 (Pluton Serra Branca).....85

Índice de Fotografias

Fotografia 1 (a, b, c, d, e, f).....15

Fotografia 2 (a, b, c, d, e, f).....16

Fotografia 3.....23

Fotografia 4.....23

Fotografia 5 (a, b, c, d).....24

Fotografia 6 (a, b, c, d).....25

Índice de Fotomicrografias

Fotomicrografia 1 (a, b, c, d, e, f).....20

Fotomicrografia 2.....21

Fotomicrografia 3.....21

Fotomicrografia 4 (a, b, c, d).....29

Fotomicrografia 5 (a, b, c, d).....30

Fotomicrografia 6 (a, b, c, d, e, f).....34

Fotomicrografia 7 (a, b, c, d, e, f).....35

I. INTRODUÇÃO

I.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

O presente estudo aborda os trabalhos que foram desenvolvidos tanto em campo quanto em laboratório, resultando na elaboração desta dissertação. Como parte dos requisitos exigidos para a obtenção do título de Mestre em Geociências, área Petrologia e Geoquímica, realizada no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco.

Intitulada *CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES INTRUDIDOS AO LONGO DA ZONA DE CISALHAMENTO COXIXOLA, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE BRASIL: PLUTONS SERRA BRANCA E COXIXOLA*, esta dissertação encontra-se inserida no contexto do projeto Petrologia, Geoquímica e Geocronologia dos Granitóides 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 000/00/00-CNPq, coordenado pela Prof^a. Dr^a. Ignez de Pinho Guimarães.

Com o levantamento de campo detalhado dos granitóides inseridos em terminações da zona de cisalhamento Coxixola, de direção E-W dextral e em zonas de cisalhamento NE-SW sinistrais e as análises mineralógicas, geoquímicas e petrológicas realizadas busca-se o estabelecimento de novos dados geológicos da área de estudo, visando um melhor entendimento da petrogênese dos plutons Serra Branca e Coxixola, assim como as relações dessas intrusões graníticas Brasileiras com a movimentação das zonas de cisalhamento, conseqüentemente contribuindo para o enquadramento da evolução tectono-intrusiva dos granitóides estudados no contexto regional.

I.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada na Região Nordeste do Brasil, no município de Serra Branca e seus arredores, região central do Estado da Paraíba (Figura 1a).

O acesso à área pode ser feito por duas rotas. Uma rota de 284 km por estradas melhores, feita a partir da cidade de Recife, pela PE-015 até Paulista-PE, seguindo pela BR-101 à Goiana-PE e desta à Itambé-PE pela PE-075, seguindo pela BR-408 à Ingá-PB e depois a BR-230 em direção a Serra Branca pela BR-412 (Figura 1b). E outra rota que tem 340 km, feita a partir da cidade de Recife, pela BR-232 até Caruaru-PE, seguindo pela BR-104, PB-196, PB-160 e PB-148, daí a Serra Branca pela BR-412 (Figura 1b).



Figura 1a. Localização geográfica da área de estudo, em Serra Branca, PB.

1b. Mapa de acessos à área de estudo, Serra Branca, PB. Fonte: <http://maps.google.com.br>

I.3 MATERIAIS E MÉTODOS

A sistemática adotada no presente trabalho é baseada nos métodos clássicos de mapeamento geológico, estudos de química mineral, litogeoquímico e geoquímico isotópico. Foram inicialmente feitas pesquisas, compilação e análises bibliográficas, além de aquisição da documentação básica (bases geológicas e topográficas existentes) e dados geofísicos, seguida do mapeamento geológico e por fim análises e tratamento dos dados em uma etapa laboratorial. A metodologia adotada neste trabalho constituiu-se das seguintes etapas:

I.3.1 Revisão bibliográfica e aquisição de dados preliminares

As pesquisas bibliográficas foram conduzidas numa detalhada revisão, análise e compilação buscando reunir todo material de pesquisas anteriores da área de estudo, bem como dados referentes às principais intrusões Neoproterozóicas/Brasiliana (= Pan-African) ao longo da Zona de Cisalhamento Coxixola, Domínio Estrutural Central (Domínio da Zona Transversal) na região do Estado da Paraíba. Também foram levantados dados espaciais cartografados da área, como cartas topográficas, imagens de satélite, aerogamaespectrometria e modelo digital de terreno. A interpretação prévia foi executada por meio de imagens de aerogamaespectrometria (Canal do K e Ternário) principalmente e modelo digital de terreno das Folhas Juazeirinho e Sumé da CPRM, e os dados dessa interpretação de imagens foram compilados para os mapas topográficos na escala de 1:100.000, da SUDENE/DRM, Folhas Juazeirinho e Sumé (SC-24-Z-D-II e SC-24-Z-D-V). A partir desta interpretação foi elaborado um mapa geológico de imagens preliminar da área, que incluía além das unidades geológicas (gamaespectrométrica - composição ternária), a rede de drenagem e estradas da área.

I.3.2 Mapeamento geológico

Para o mapeamento geológico, foram feitas três etapas de campo. As etapas foram intercaladas por períodos de seleção de amostras representativas para confecção e descrição de lâminas delgadas e análises químicas, tratamentos e compilação dos dados. A última etapa de campo foi para o fechamento do mapeamento da área. O mapa geológico de imagens foi bastante empregado nas atividades de campo do ponto de vista da verificação em campo das unidades geológicas (gamaespectrométrica - composição ternária), orientação e localização de afloramentos relevantes.

No campo, os afloramentos encontrados foram devidamente marcados por meio de GPS (Garmim), descritos em cadernetas de campo e registrados por máquinas fotográficas, foram considerados seus aspectos mineralógicos, texturais e as diferentes estruturas encontradas (e.g. planos de foliação, bandamentos, dobras, zonas de cisalhamento transcorrentes, falhas e fraturas). Foram feitas medidas das atitudes dessas estruturas com o auxílio da bússola, contribuindo para a caracterização estrutural da área. Também foram coletadas amostras representativas visando à caracterização petrológica e geoquímica dos granitoides encontrados.

I.3.3 Estudo petrográfico detalhado

As amostras de rochas coletadas foram devidamente descritas macroscopicamente, e as mais representativas destas foram selecionadas para confecção de lâminas petrográficas e seções delgadas polidas, estas seções foram utilizadas nas descrições petrográficas detalhadas e análises de química mineral. Os resultados destas descrições foram utilizados para caracterização petrográfica dos Plutons Serra Branca e Coxixola, e dos diques tardios, além do entendimento de ordem microscópica das relações observadas em campo entre os granitoides estudados e evolução geológica da área. 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.

I.3.4 Química Mineral

As análises químicas quantitativas de biotita, anfibólio, plagioclásio, epidoto, apatita e opacos foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da UNB. As seções delgadas polidas foram metalizadas com carbono em câmara de vácuo. As análises químicas desses minerais foram determinadas usando a microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 com cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS), operada em uma voltagem de aceleração de 15 kV, uma corrente de 10 nA, 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).

I.3.5 Litogeoquímica

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 de Harker, discriminantes de séries magmáticas, de ambientes tectônicos, *spidergrams*, e de ETR foram produzidos no programa *GRAPHER 8 - GOLDENSOFTWARE®*.

I.3.6 Geoquímica de isótopos radiogênicos (Sm-Nd e Rb-Sr)

Análises isotópicas Sm-Nd e Rb-Sr foram feitas no Laboratório de Geocronologia da UNB. O instrumento que mediu as razões isotópicas é do tipo Espectrômetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS).

I.3.7 Geocronologia U-Pb em zircão (LA-ICP-MS)

Duas amostras foram preparadas, sendo uma do Pluton Coxixola e a outra de um dique de leucogranito fino tardio, obedeceram aos seguintes procedimentos para preparação: britagem (britador de mandíbula), peneiramento a úmido (através de peneiras com aberturas de 0,500mm, 0,250mm e 0,125mm), e por fim as frações mais representativas obtidas do peneiramento (geralmente abaixo de 2,50mm) 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* 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 do Instituto de Geociências da UNB.

I.3.8 Geocronologia U-Pb em zircão (SHRIMP)

Idade U/Pb por Microsonda Iônica de Alta Resolução (SHRIMP) em zircão foi obtida para uma amostra do Pluton Serra Branca. O cálculo da idade e o tratamento dos resultados foram feitos pelo programa ISOPLOT/Excel de Ludwig. Esta datação foi realizada no Laboratório de Geocronologia da *Research School of Earth Sciences* da *Australian National University*.

I.3.9 Tratamento e integração dos dados

O tratamento e a integração dos dados do mapeamento geológico, de química mineral, litogeoquímicos e isotópicos é parte da etapa laboratorial e pós-laboratorial do trabalho. A partir dos dados de campo, foram feitas as devidas correções no mapa geológico preliminar, onde também puderam ser compilados dados estruturais dos principais afloramentos visitados. A partir dos dados estruturais e das relações de campo entre os granitóides ocorrentes na área e os estudos petrológicos e geoquímicos realizados, foi possível o estabelecimento das relações dos plutons Serra Branca e Coxixola com as transcorrências associadas e uma melhor interpretação dos eventos geológicos que afetaram estes plutons da área de estudos.

II. ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

II. 1 PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema compreende uma vasta região a norte do Craton São Francisco, no Nordeste do Brasil (Fig. 2). Em uma reconstrução “pre-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 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. Modelo 1: compreende a parte central de uma larga faixa orogênica formada como consequência de 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 orogênica (Ciclo Brasileiro/Pan-Africano; 0,75-0,55 Ga) responsável pelo estabelecimento da atual estruturação da Província Borborema (Van Schmus *et al.* 1995, Brito Neves, 1983, Van Schmus *et al.* 2008).

Contrário ao modelo (1) de colagem orogênica está o Modelo 2: Neves & Mariano (2004) defendem um modelo intracontinental para a Província Borborema. Estes autores defendem que o mesmo alto conteúdo de elementos incompatíveis e valores de ϵ_{Nd} fortemente negativos dessas rochas máficas e félsicas, combinados com modelamentos geoquímicos, são inconsistentes com o envolvimento da astenosfera na gênese dos magmas máficos. Seus dados sugerem uma derivação a partir de um antigo manto litosférico enriquecido, 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.

E ainda, considerando as idades modelos (TDM) Nd obtidas nessas rochas brasileiras, Neves *et al.* (2006) concluem que a Província Borborema possui um manto uniforme, o que representa um argumento contrário à hipótese da colagem de terrenos tectonoestratigráficos. A ausência de zonas de sutura de idade brasileira no interior da Província indica que ela seria constituída por uma larga massa continental durante o final do Neoproterozóico.

O primeiro modelo geotectônico para a Província Borborema foi o de Brito Neves (1983). De acordo com este modelo, que defendia uma evolução policíclica, a Província Borborema compreendia faixas dobradas, maciços medianos e bacias Paleozóicas. Nos últimos 16 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 dos dados geocronológicos foi possível estabelecer o Brasileiro como uma orogênese, 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 Neoproterozóico.

A Província Borborema tem sido dividida em três domínios tectônicos (Van Schmus *et al.* 1995); sententrional, central ou Zona Transversal e meridional (Figura 2).

São vários modelos existentes para divisão da Província Borborema, a compartimentação tectônica da Província Borborema segundo (Brito Neves *et al.* 2005) é uma delas e tem a seguinte subdivisão, Domínio (ou subprovíncia) Médio Coreá; Domínio (ou subprovíncia) Ceará Central; Domínio (ou subprovíncia) Rio Grande do Norte; Domínio (ou subprovíncia) da Zona Transversal; Domínio (ou subprovíncia) Sul ou Externo.

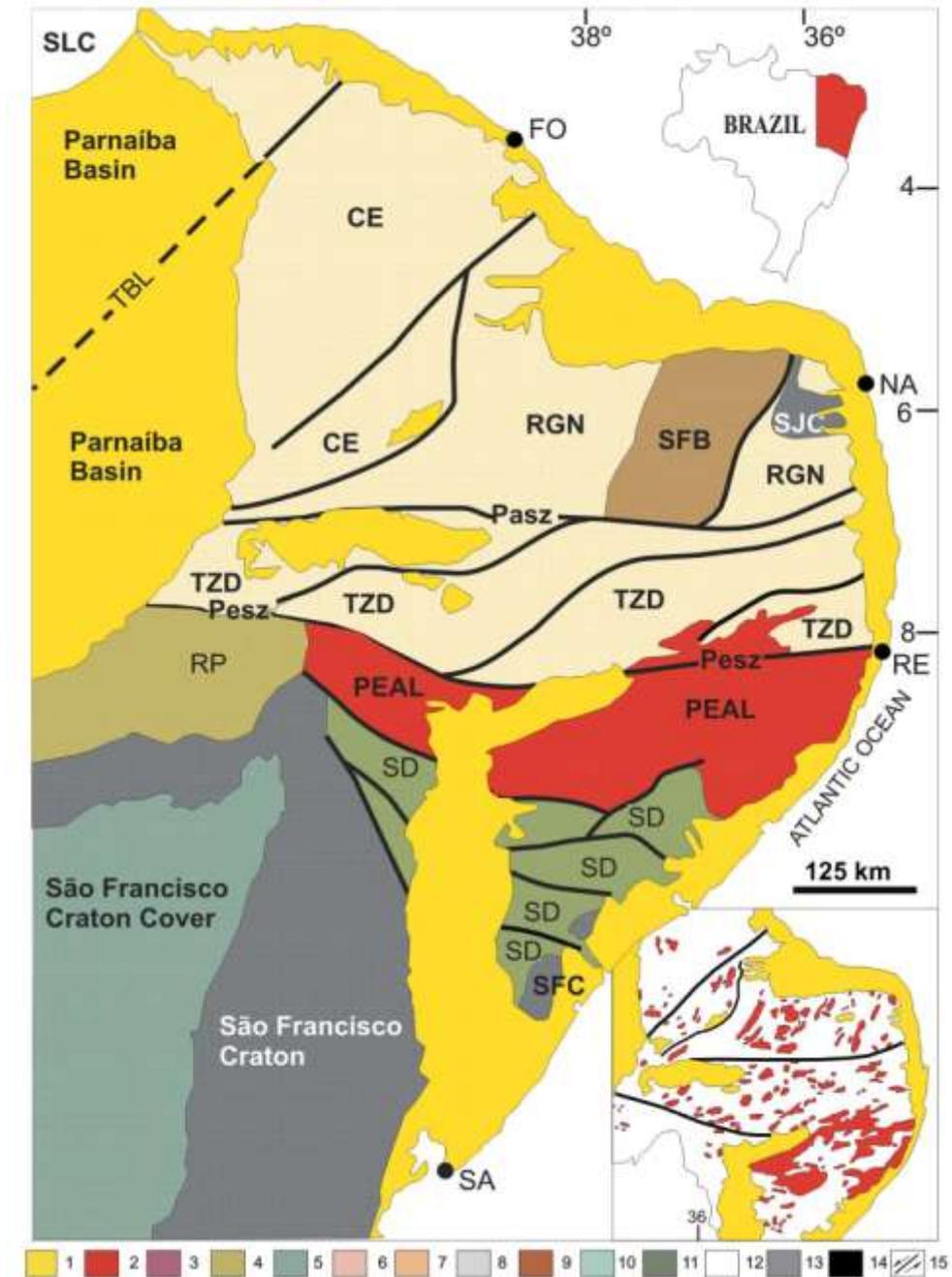


Figura 2. Compartimentação tectônica da Província Borborema. Domínios maiores de acordo com Van Schmus *et al.* (2008). CE – Domínio Ceará; MCD – Domínio Médio Coreauá; PE-AL – Domínio Pernambuco-Alagoas; RGN – Domínio Rio Grande do Norte (SJC – Núcleo Arqueano São José do Campestre; SFB – Cinturão de Dobramento Seridó); RPD – Domínio Riacho do Pontal; SD – Domínio Sergipano; SFC – Cráton São Francisco; SLC – Cráton São Luís; DZT – Domínio Zona Transversal; 1 – Cobertura Fanerozoica. 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 Transbrasiliiano. Cidades: Fo - Fortaleza; Na - Natal; Re - Recife; Sa - Salvador. Figura adicionada: distribuição geral dos granitos Brasileiros.

Fonte: Silva Filho *et al.*, 2013.

II. 2 ZONA TRANSVERSAL

O domínio da Zona Transversal (Figura 3), ou domínio tectônico central (Van Schmus *et al.* 1995); compreende áreas Paleoproterozóicas (ortognaisses constituindo o embasamento de supracrustais com possível idade Paleoproterozóica). Santos *et al.*, 1995; 1997; 1999 defende modelos de terrenos e subdividiu o domínio da Zona Transversal em Terreno Alto Moxotó (Santos *et al.* 1995), e áreas Neoproterozóicas onde dominam supracrustais e granitóides 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 o Domínio da Zona Transversal.

II. 3 MAGMATISMO GRANÍTICO NA PROVÍNCIA BORBOREMA

Intenso magmatismo granítico marca a orogênese Brasileira (= Pan-African) na Província Borborema. Almeida *et al.* (1967), utilizando critérios petrográficos, reconheceu quatro tipos de granitos na Província Borborema: 1) Conceição – granodioritos e tonalitos de granulação média a fina; 2) Itaporanga – granodioritos porfiríticos com mega cristais de K-feldspatos; 3) Itapetim - biotita granitos finos associados com o tipo Itaporanga e 4) Catingueira – granitos peralcalinos, sienitos e quartzo sienitos. Sial (1986) caracterizou geoquimicamente os granitóides do cinturão Piancó Alto Brígida (= Cachoeirinha - Salgueiro Belt) da Província Borborema e os correlacionou com os granitóides descritos por Almeida *et al.* (1967) i.e.: 1) Calcio-alcálico (tipo Conceição); 2) Potássico – calcio-alcálico (tipo Itaporanga); 3) Peralcalino (tipo Catingueira) e 4) Trondhjemítico (tipo Serrita).

Guimarães *et al.* (2004) dividiram os granitóides do Domínio Estrutural Central (Domínio da Zona Transversal) em: 1) granitóides calcio alcalinos, com idade variando de 610 a 644 Ma relacionados ao pico do metamorfismo; 2) granitóides shoshoníticos e cálcio alcalinos de alto-K, com idade U/Pb em zircão variando de 590 a 581 Ma, os quais marcam a transição entre um evento de baixo ângulo e evento de transcorrência; 3) granitos alcalinos pós-colisionais com idades U-Pb em zircão em torno de 570 Ma, marcando o final da orogênese Brasileira e início do soergimento epirogenético; 4) granitoides tipo-A pós-orogênicos associados a magmatismo sub-vulcânico bimodal com idade entre 540 e 512 Ma.

Neste trabalho, é discutido os dados de campo, petrográficos, de química mineral, litogeoquímicos, geoquímicos isotópicos e geocronológicos dos Pluton Serra Branca e Coxixola, classificados como pertencentes aos grupos 4 (granitóides do Pluton Serra Branca), e 2 (granitóides do Pluton Coxixola) de Guimarães *et al.*, (2004), intrudidos em gnaisses e migmatitos Paleoproterozóicos a Arqueanos e rochas supracrustais Neoproterozóicas do Domínio da Zona Transversal da Província Borborema (Fig. 3).

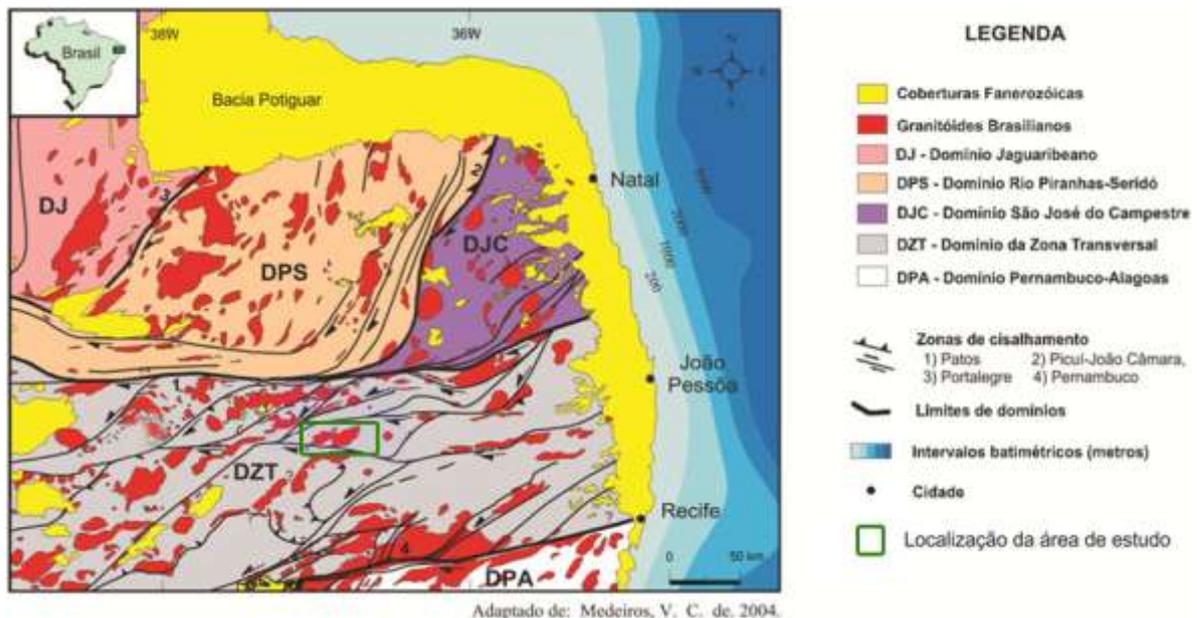


Figura 3. Localização geológica do Domínio da Zona Transversal no contexto da Província Borborema. E localização da área de estudo.

Fonte: Medeiros, V. C. 2004.

III. GEOLOGIA LOCAL

III.1 INTRODUÇÃO

Na área de estudo do presente trabalho foram reconhecidas intrusões graníticas, ocorrentes como corpos aproximadamente alongados associados às zonas de cisalhamento transcorrentes, com direção E-W e NE-SW. As dimensões dessas intrusões são variadas. Este reconhecimento em campo foi feito durante o mapeamento. O mapa geológico foi baseado nas folhas topográficas Juazeirinho e Sumé (SC-24-Z-D-II e SC-24-Z-D-V) e nas imagens aerogamaespectrométrica - composição ternária (Fig. 4).

A seguir são relacionados aspectos de campo e petrografia dos granitóides mapeados. As abreviações utilizadas nas fotomicrografias são de Kretz (1983) e Spear (1993). Para padronização das informações deste trabalho será utilizada como referência, e para as descrições petrográficas, o intervalo de granulação de Mackenzie & Guilford, 1982 (Tab. 1).

Tabela 1. Intervalos de granulação utilizados nas descrições petrográficas.

INTERVALOS DE GRANULAÇÃO	
Granulação	Diâmetro (\emptyset) em mm
Grossa	$5 < \emptyset < 30$
Média	$1 < \emptyset < 5$
Fina	$\emptyset < 1$
$1\mu m = 10^{-3}mm$	

Fonte: Mackenzie & Guilford, 1982.

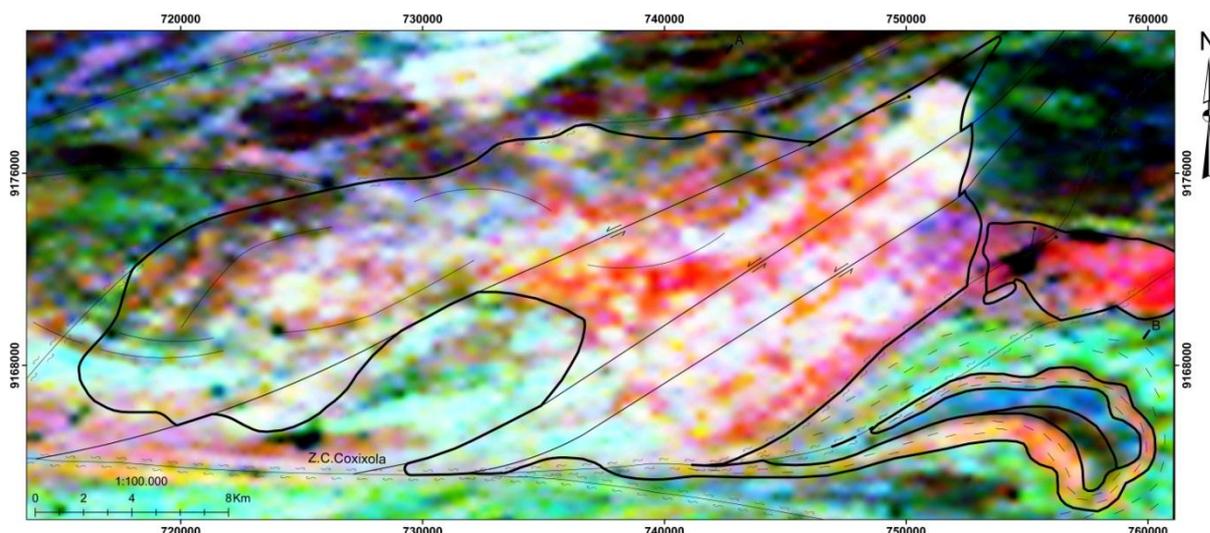


Figura 4: Imagem de aerogamaespectrometria (composição ternária). Fonte: Recorte da área de estudos feito a partir dos dados geofísicos das Folhas Juazeirinho e Sumé (SC-24-Z-D-II e SC-24-Z-D-V), CPRM. E o contorno dos corpos estudados com algumas estruturas.

III.2 PLUTON SERRA BRANCA

III.2.1 ASPECTOS DE CAMPO

O Pluton Serra Branca compreende uma intrusão de aproximadamente 300 km². Os dados de campo e estrutural sugerem que os granitóides do Pluton Serra Branca foram intrudidos em terminações extensionais de zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NE-SW e cinemática sinistral (Mapa-ANEXO). Estas zonas de cisalhamento são possíveis ramificações da Zona de Cisalhamento Coxixola (ZCC - também chamada em alguns trabalhos anteriores de Zona de Cisalhamento Cruzeiro do Nordeste), com direção E-W e cinemática dextral, possivelmente reativada por movimentos transcorrentes destrais e sinistrais.

Os granitóides do Pluton Serra Branca são constituídos por biotita sienogranitos e biotita monzogranitos, estes granitóides foram intrudidos como *sheets* e pequenos plutons em ortognaisses e migmatitos paleoproterozóicos a arqueanos, e rochas supracrustais Neoproterozóicas. Localmente são observados *clots* de biotita, enclaves de granitos porfíricos e dioritos (Foto 1- e e f), possivelmente fragmentos dos granitóides do Pluton Coxixola, e xenólitos miloníticos. Mineral máfico magnético envolto por biotita e feldspato é frequentemente observado nos granitóides do Pluton Serra Branca. Mais próximos às zonas

de cisalhamento estes minerais máficos encontram-se alongados (Foto 2- a e b). Os granitóides Serra Branca apresentam várias fraturas, por vezes preenchidas por veios com núcleo de quartzo (Foto 2- c), e ainda diques pegmatíticos de 10 a 30 cm e diques tardios (Foto 2- e e f; 6- c e d). Muscovita-biotita sienogranitos a monzogranitos, ocorrem de forma isolada ou formando enxames de diques, cortam os granitos do Pluton Coxixola e as encaixantes. O granitóides do Pluton Serra Branca exibem frequentes estruturas de fluxo magmáticas tanto interiores quanto periféricas, essas estruturas são semelhantes às observadas nos diques félsicos descritos por Tian & Shan (2011). Estruturas como foliação, lineação, dobras, estratificação e bandamento (Foto 1- a, c e d; 2- c e f) ocorrem comumente, sugerindo cisalhamento e canalização do magma durante o fluxo magmático, assim como propõem Tian & Shan (2011). Localmente *schlierens* são observados (Foto 1- b). A foliação magmática tem direção ENE a E (Fig. 5). Estas direções de paralelismo das tramas magmáticas com as transcorrências e os demais dados verificados indicam que o transporte e alojamento (Hutton, 1988; Rosenberg, 2004) dos granitóides do Pluton Serra Branca foram controlados pelo movimento sincrônico das zonas de cisalhamento sinistrais e destrais, logo, tratando-se de intrusão sintranscorrente como a maioria dos plutons Neoproterozóicos do DZT (Neves, 2006).

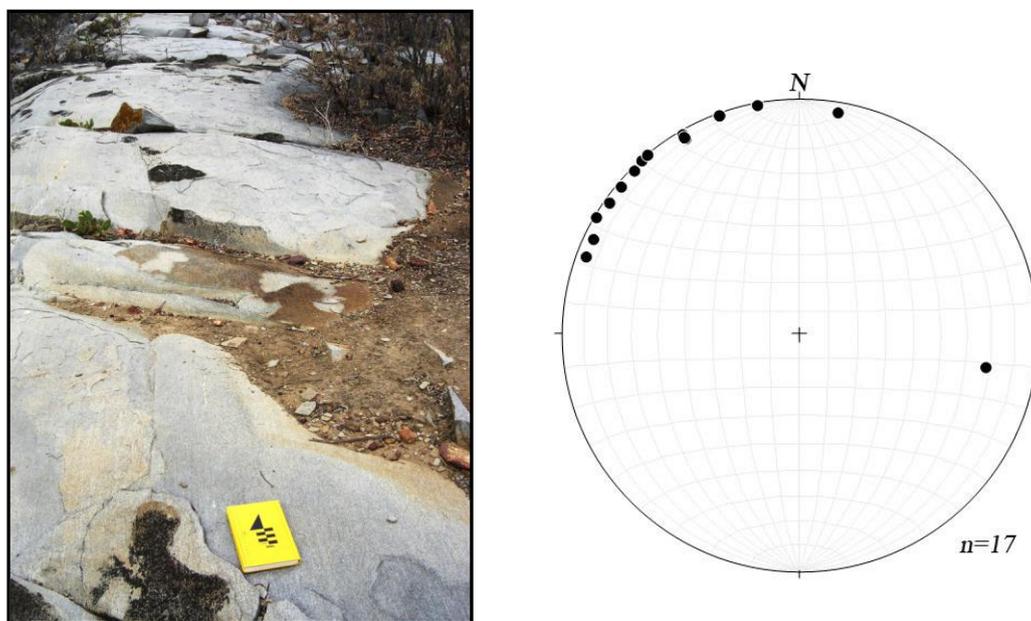


Figura 5: Foto do granitoide típico do Pluton Serra Branca mostrando foliação magmática vertical, com direção NE-SW. Estereograma de orientação com os polos das foliações magmáticas mostrados na rede de Schmidt (hemisfério sul), calculados de 17 planos – Trama magmática planar dos GPSB.

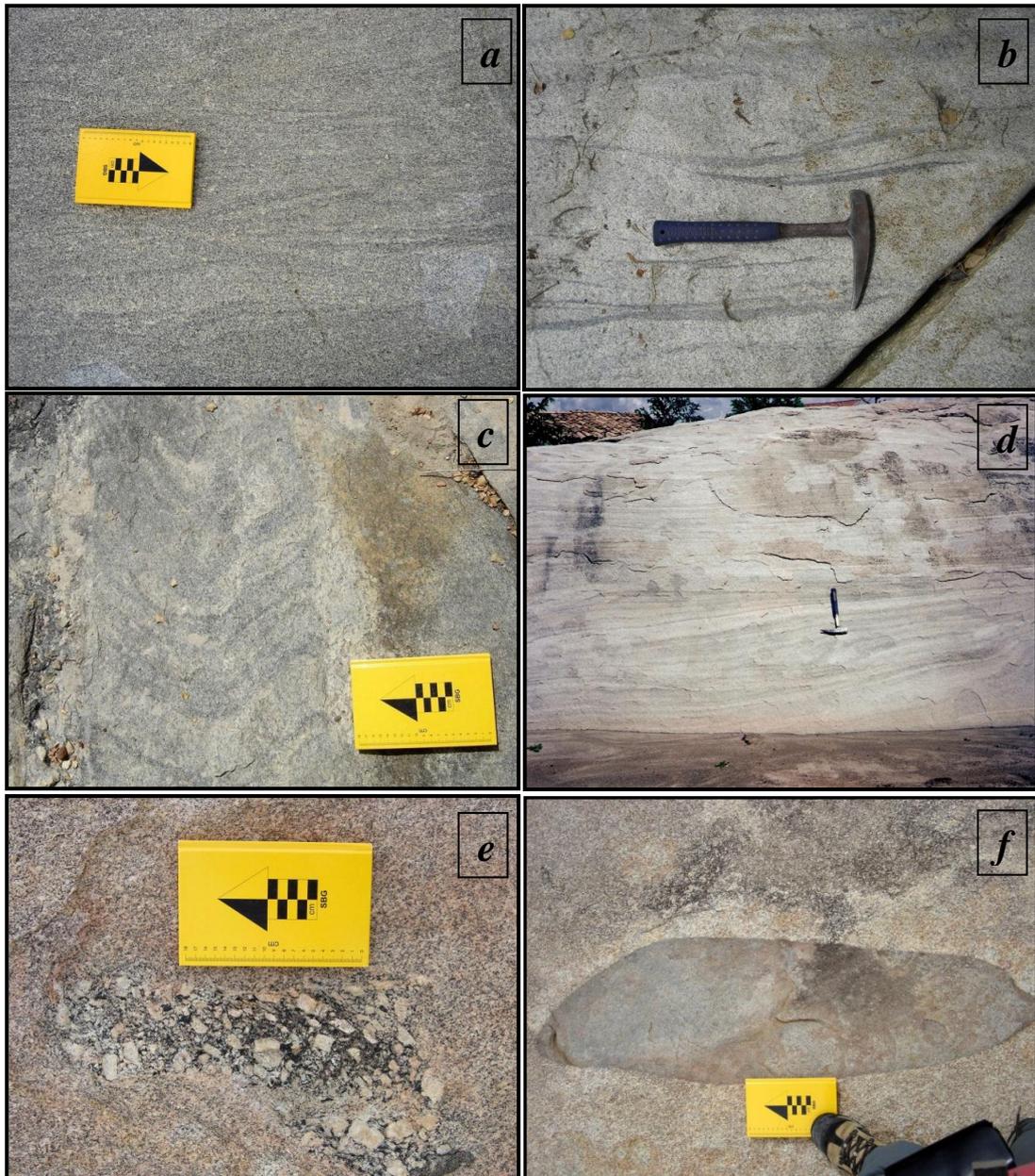


Foto 1: GPSB *a*- Estruturas de fluxo magmáticas semelhantes à estratificação cruzada; *b*- *Schlieren* definidos por lâminas, por vezes encurvadas, de espessuras centimétricas de biotita; *c*- Dobras; *d*- Bandamento; *e*- Enclave de granito porfirítico (GPC); *f*- Enclave diorítico.



Foto 2: GPSB *a*- Mineral máfico magnético envolto por biotita e feldspato; *b*- Mineral máfico magnético envolto por biotita e feldspato, alongados, afloramento adjacente a zc sinistral (NE-SW); *c*- Estratificação; *d*- Fraturas preenchidas por veios com núcleo de quartzo; *e*- Dique em contato com migmatito (encaixante); *f*- Bandamento em dique de leucogranito cortado por veio de quartzo e feldspato.

III.2.2 PETROGRAFIA DO PLUTON SERRA BRANCA

As composições modais estimadas de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio foram recalculadas para 100% e classificadas segundo Strekeisen/IUGS (1976), seus resultados são mostrados no diagrama Q-A-P, com os *trends* de Lameyre & Bowden, 1982 e Bowden *et al.*, 1984 (Fig. 6). Os granitóides do Pluton Serra Branca têm por mineralogia essencial quartzo (35 a 45 %), feldspato alcalino (25 a 30 %), plagioclásio (15 a 25 %) e biotita (5 a 15 %), as fases acessórias são apatita, allanita, zircão e opacos, e ocorre como mineral secundário a clorita. Estes granitóides correspondem a biotita sienogranitos a monzogranitos, são leucocráticos, equigranulares, finos a médios, contendo *clots* de biotita frequentemente alongados segundo à foliação geral (NE-SW). A foliação varia de moderada a forte, sendo definida pela presença de níveis quartzo-feldspáticos intercalados com níveis de biotita. Além das descrições em microscópio de luz transmitida, os minerais opacos e algumas feições mais claras em imagens epimicroscópicas dos demais minerais foram detalhados em microscópio de luz refletida.

A **biotita** é a fase máfica principal (5-15 %), se apresentando como palheta hipidiomórfica, geralmente com boa orientação preferencial, o pleocroísmo varia de marrom a marrom esverdeado. As biotitas ocorrem nos interstícios em contato frequentemente suturado com os feldspatos, também como inclusões nos feldspatos, e localmente a biotita mostra-se alterada para clorita. Algumas biotitas avermelhadas, coloração que indica formação a temperaturas mais elevadas e enriquecimento em titânio (Deer, Howie e Zussman, 1967), substituem quase totalmente anfibólio. As biotitas frequentemente mostram inclusões de allanita, apatita, zircão e opacos (Fotomicrografia 1b, c, d, e).

Os **feldspatos alcalinos** apresentam-se como microclinas e pertitas (25-30 %), são hipidiomórficos, com inclusões de biotita, apatita, allanita, zircão e opacos. Fazem contato reto, por vezes serrilhado com biotita e plagioclásio.

O **plagioclásio** é hipidiomórfico (15-25 %), e alguns cristais apresentam exsolução de feldspato alcalino. Frequentemente mostra alteração para sericita, localizada principalmente ao longo das clivagens, fraturas e núcleos; e ainda encontra-se saussuritizado com epidoto (Fotomicrografia 1a). Por vezes, o plagioclásio exhibe extinção ondulante concêntrica, e alguns cristais contém inclusões de finas palhetas de biotita, apatita e minerais opacos.

O **quartzo** apresenta-se como cristal xenomórfico, com extinção ondulante (35-45 %). Exibe contato sinuoso, e também corroído com os feldspatos.

A **apatita** ocorre como seção prismática alongada e também como seção basal com núcleo contendo inclusões aciculares de apatita. Os cristais de apatita são frequentes inclusões nos feldspatos. Aparece também como seção prismática alongada e basal de tamanho maior (até 2 mm) e geralmente associada a biotita; a maioria dessas apatitas tem inclusões e/ou relictos de ilmenita com Mn (o Mn confere propriedade magnética), um pouco de titanomagnetita e titanohematita; por vezes, xenomórficas (Fotomicrografia 1 *b,d e f*; 2).

A **allanita** ocorre frequentemente como inclusão em biotita e subordinadamente em plagioclásio, idiomórfica a subidiomórfica e também xenomórfica, de 0,04 a 0,12 mm. Contém frequentemente inclusões de opacos, e a maioria dos cristais de allanita são metamíticos, possivelmente pela desintegração de U e Th; estas allanitas contêm alguns óxidos (observação epimicroscópica) caracteristicamente neoformados pela circulação de água. Como cristal subidiomórfico (Fotomicrografia 1 *e*), bordejado localmente por Fe-ilmenita com Mn e titanomagnetita, e um pouco de titanohematita (Fotomicrografia 1 *d e f*; 3).

Dos **óxidos de Fe-Ti** observados a Fe-ilmenita com Mn é o óxido mais frequente, identificada pelos estudos epimicroscópicos detalhados segundo as tabelas disponíveis em Ramdohr (1937, 1980), apresenta reflectância levemente maior do que a titanomagnetita; o Mn foi identificado qualitativamente por microsonda eletrônica. A presença de Mn aumenta sutilmente a reflectância em relação a Fe-ilmenita sem Mn. A ilmenita é bordejada localmente por titanomagnetita e um pouco titanohematita (Fotomicrografia 1 *d e f*; 2). A ilmenita (FeTiO_3) é um mineral paramagnético (aplicado um campo magnético neste mineral, seus spins tendem a se orientarem na direção do campo, possibilitando uma magnetização induzida M_I) que perde sua propriedade paramagnética (=antiferromagnética), como suscetibilidade magnética baixa e positiva, em $T_N = 50 \text{ K} = -223 \text{ }^\circ\text{C}$ (Temperatura de Néel); Assim sendo, a Fe-ilmenita com Mn possui ferromagnetismo parasítico (fraca magnetização resultante de imperfeições - cristal antiferromagnético com defeitos, lacunas ou impurezas) devido a presença de Mn que confere propriedade magnética (magnetização espontânea M_S fraca) a ilmenita.

Conclui-se a partir dos dados da petrografia, análise textural e modal que o Pluton Serra Branca não possui grandes variações texturais ou mineralógicas, e as pequenas diferenças texturais são relacionadas à atuação mais intensa das falhas e zonas de cisalhamento, pela proximidade destas estruturas com os granitóides.

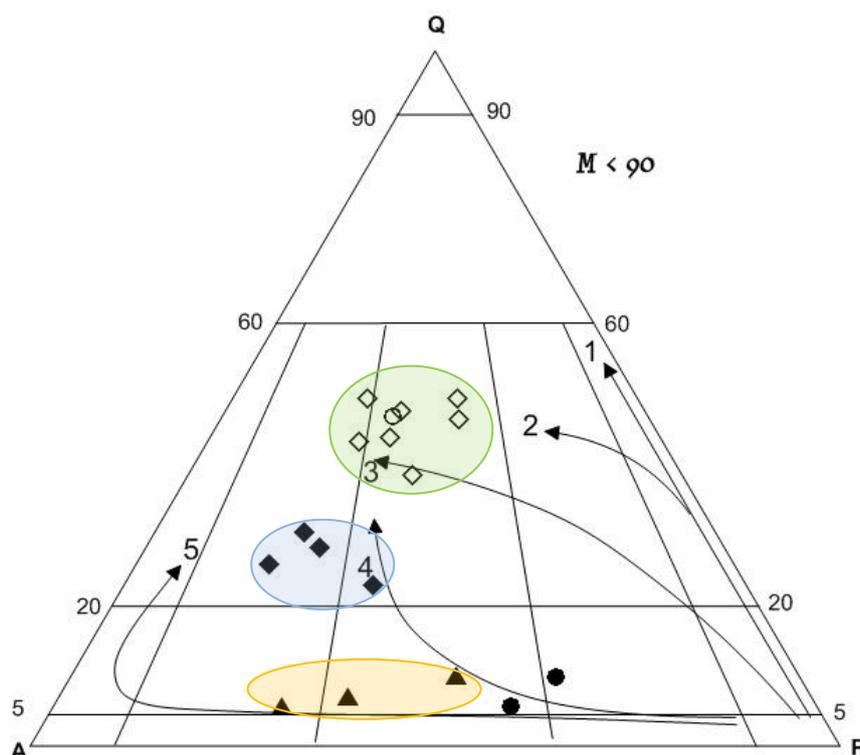
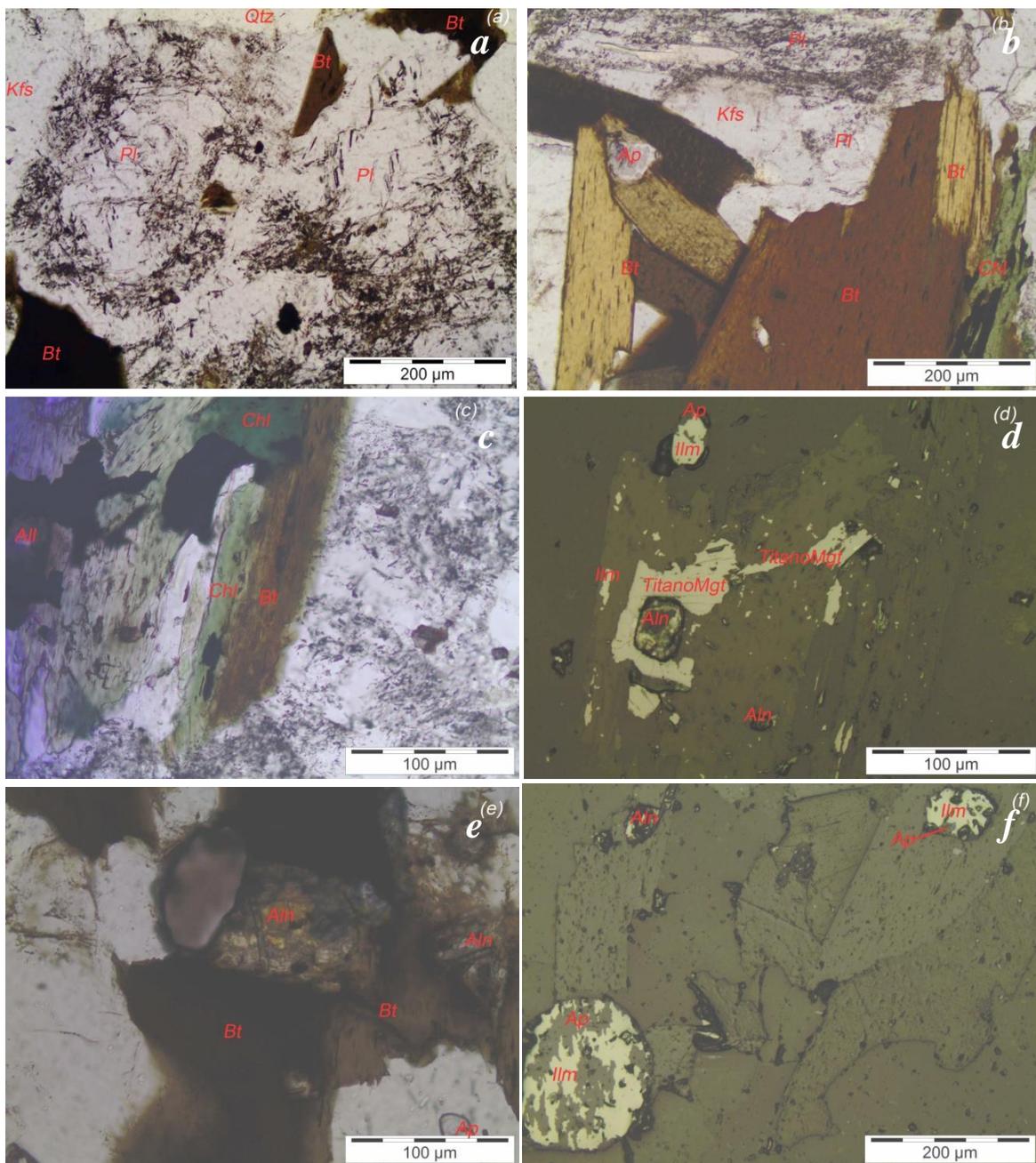
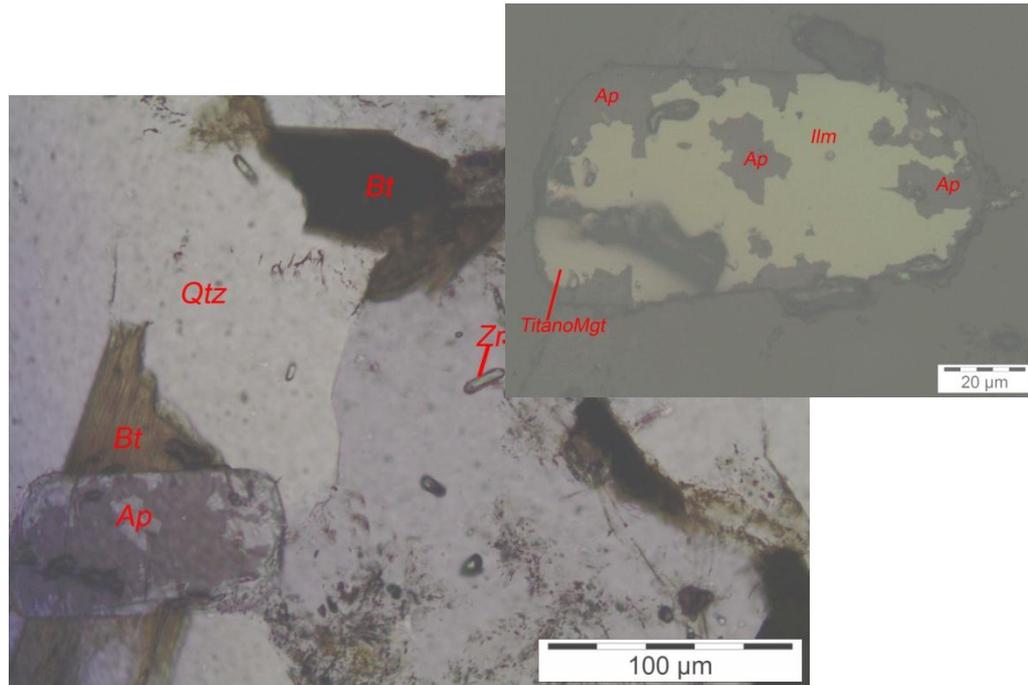


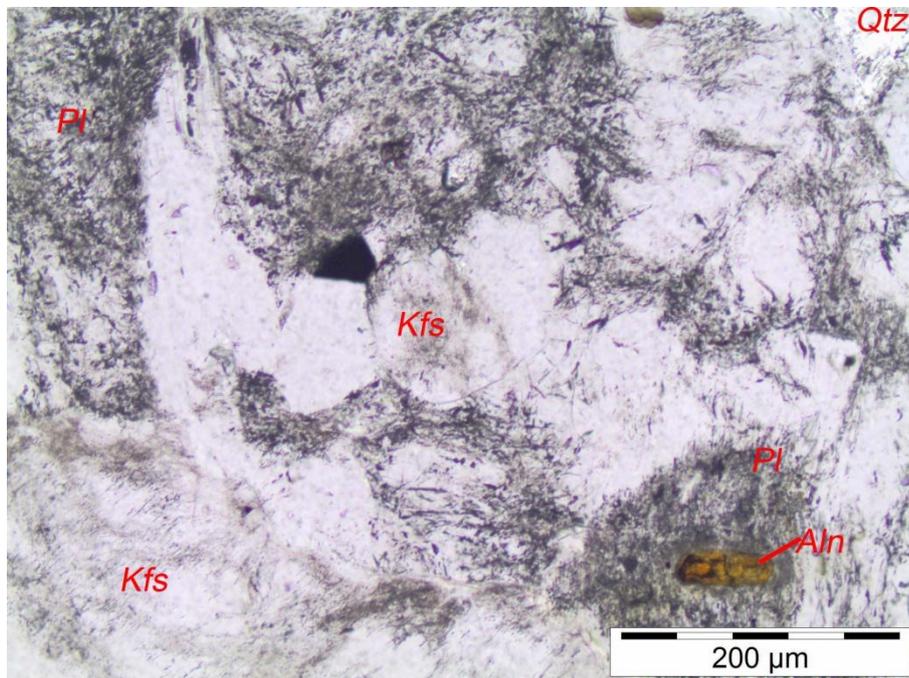
Figura. 6: Diagrama Q-A-P, rochas ígneas plutônicas (Streckeisen, 1976) mostrando as variações composicionais, com os *trends* de Lameyre & Bowden (1982) (1-toleítico, 2-tonalítico ou trondhjemítico cálcio-alcálico, 3-granodiorítico cálcio-alcálico, 4-monzonítico ou shoshonítico sub-alcálico, 5-alcálico e peralcálico). \diamond GPSB e \circ dique leucogranítico (elipse verde limita as composições das rochas do Pluton Serra Branca). \blacktriangle GPC (elipse laranja limita as composições das rochas do Pluton Coxixola - facies1); \blacklozenge GPC (elipse azul limita as composições das rochas do Pluton Coxixola - facies2) e \bullet enclaves do Pluton Coxixola.



Fotomicrografia 1: GPSB *a*- *a*- Plagioclásio (Pl) alterado nas clivagens, fraturas e núcleo; biotita (Bt) intersticial; *b*- Agregado de biotitas hipidiomórficas, localmente alterada para clorita (Chl), com opacos; *c*- Biotita alterada para clorita, com opacos hipidiomórficos e allanita (Aln); *d*- Foto *c*, luz refletida, grãos anédricos de Fe-Ilmenita (Ilm) com Mn, titanomagnetita (TitanoMgt) subidiomórfica envolvendo allanita e titanohematita; *e*- Allanita com opacos, incluída em biotita; *f*- Fe-Ilmenita com Mn, incluída e/ou relicto ocupando quase totalmente apatita (Ap). (luz transmitida: nicóis paralelos- *b*, *c*, *e*, nicóis cruzados- *a*; luz refletida: *d* e *f*). K-feldspato (Kfs) e quartzo (Qtz).



Fotomicrografia 2: GPSB - Cristal tabular de apatita (Ap), manchado, associado a biotita (Bt) e feldspato, sob luz transmitida-nicóis paralelos. Em destaque a cima, sob a luz refletida, Fe-Ilmenita (Ilm) com Mn, inclusa e/ou relicto ocupando quase totalmente apatita, e um pouco de titanomagnetita (TitanoMgt) na borda.



Fotomicrografia 3: GPSB α - Allanita (Aln) inclusa em Plagioclásio (Pl) alterado e associado a K-feldspato (Kfs). A Allanita apresenta inclusões de opacos.

III.3 PLUTON COXIXOLA

III.3.1 ASPECTOS DE CAMPO

O Pluton Coxixola compreende uma intrusão tabular alongada na direção E-W, com aproximadamente 50 km². A norte da área de transcorrência sinistral NE-SW, se apresentam como *sheets*, afetado no estado sólido pelo cisalhamento sinistral (NE-SW) (Foto 3), falhas destras (ESE a E) e sinistras (ENE), bandas de cisalhamento destral tardia (possivelmente reativada) com direção ESE a E, bandas miloníticas e fusão *in situ* de diorito (Fotos 6a e b). Os granitóides do Pluton Coxixola são cortados por diques de granito fino cinza e rosados (Foto 5a) e pegmatito (NE-SW). Por vezes, os granitóides do Pluton Coxixola ocorrem como enclave nesses diques de granito fino (Foto 6c e d). Localmente, fenocristais de feldspato mostram textura maculada (rapakivi). Alguns diques preenchem falhas destras (NNE) deslocadas pela transcorrência sinistral (Foto 5c). Localmente mostram contato com o migmatito (Foto 5d). Enxame de enclaves máficos alongados na direção ESE a E (Foto 5a); ovalados a elípticos orientados segundo duas direções preferenciais, uma NW-SE (elipses de menor largura) e a outra NE-SW são comuns (Foto 4). Os enclaves máficos são de composição que varia de biotita-anfibólio quartzo dioritos a quartzo monzonito, mostram contatos crenulados a lobados com os granitoides encaixantes sugerindo processos de coexistência e mistura parcial de magmas. Os granitóides do Pluton Coxixola apresentam localmente, mais próximos a falhas e cisalhamentos, foliação de direção NW-SE dada por rotação de fenocristais dos feldspatos. Assim sendo, os granitóides do Pluton Coxixola representam intrusões pré-tectônicas com relação às transcorrências sinistras (NE-SW).

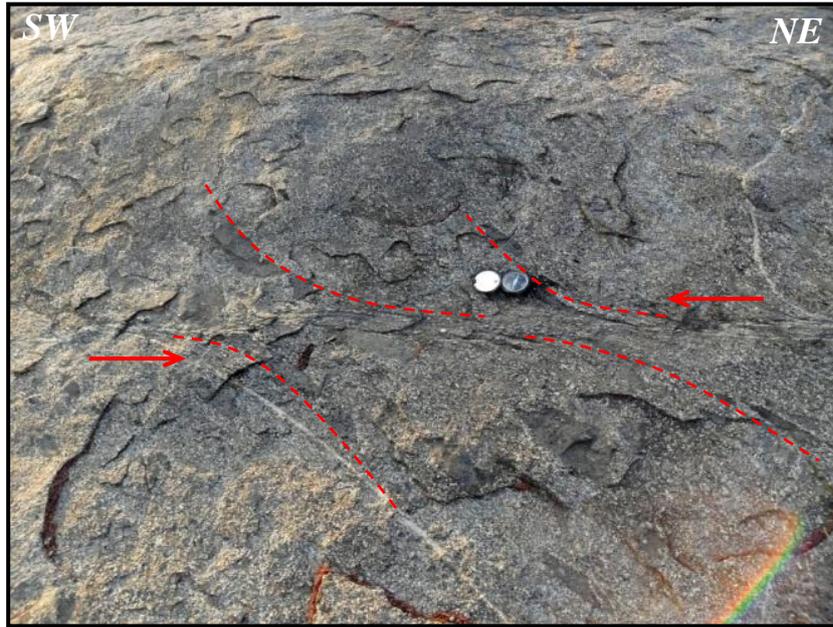


Foto 3: Pluton Coxixola apresentando deformação no estado magmático (enclaves máficos encurvados - direções marcadas pelas linhas tracejadas) associada a cinemática sinistral (NE-SW).



Foto 4: Enxame de enclave máfico, de forma ovalada a elíptica, com borda crenulada, sugestivos de um processo de intensa mistura entre magma granítico e diorítico no Pluton Coxixola. Enclaves orientados segundo duas direções preferenciais, 1- NW-SE (elipses de menor largura) e 2- NE-SW.

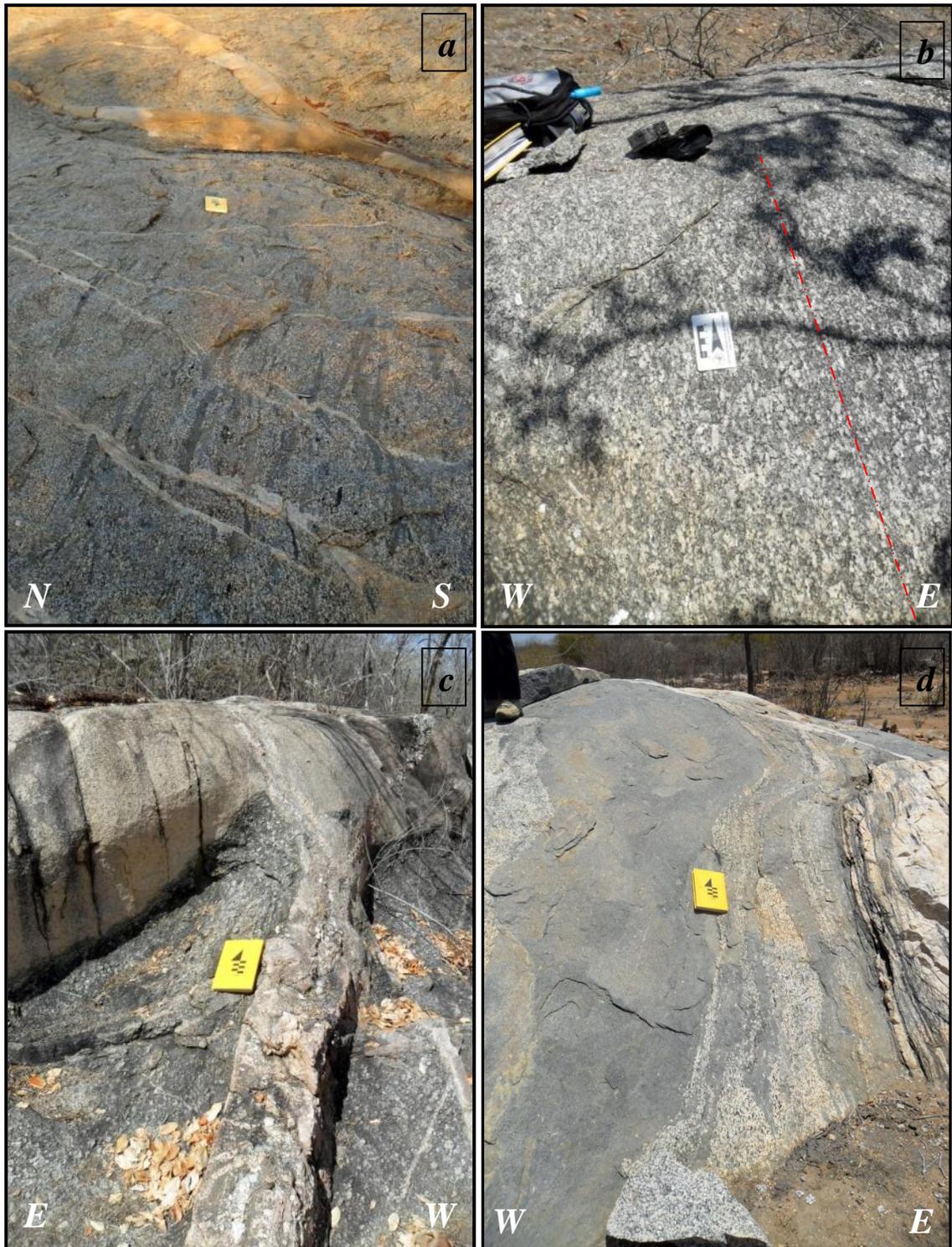


Foto 5: *a*- GPC com enclaves dioríticos alongados (ESE a E), cortado por diques de leucogranito fino e veios quartzo-feldspáticos; *b*- Foliação dada por rotação de fenocristais dos feldspatos (NW-SE indicada pela linha vermelha tracejada) *c*- GPC cortado por diques de leucogranito e pegmatito, com dique preenchendo falha destal deslocada (NNE) *d*- *Sheets* dos GPC em contato com migmatito.

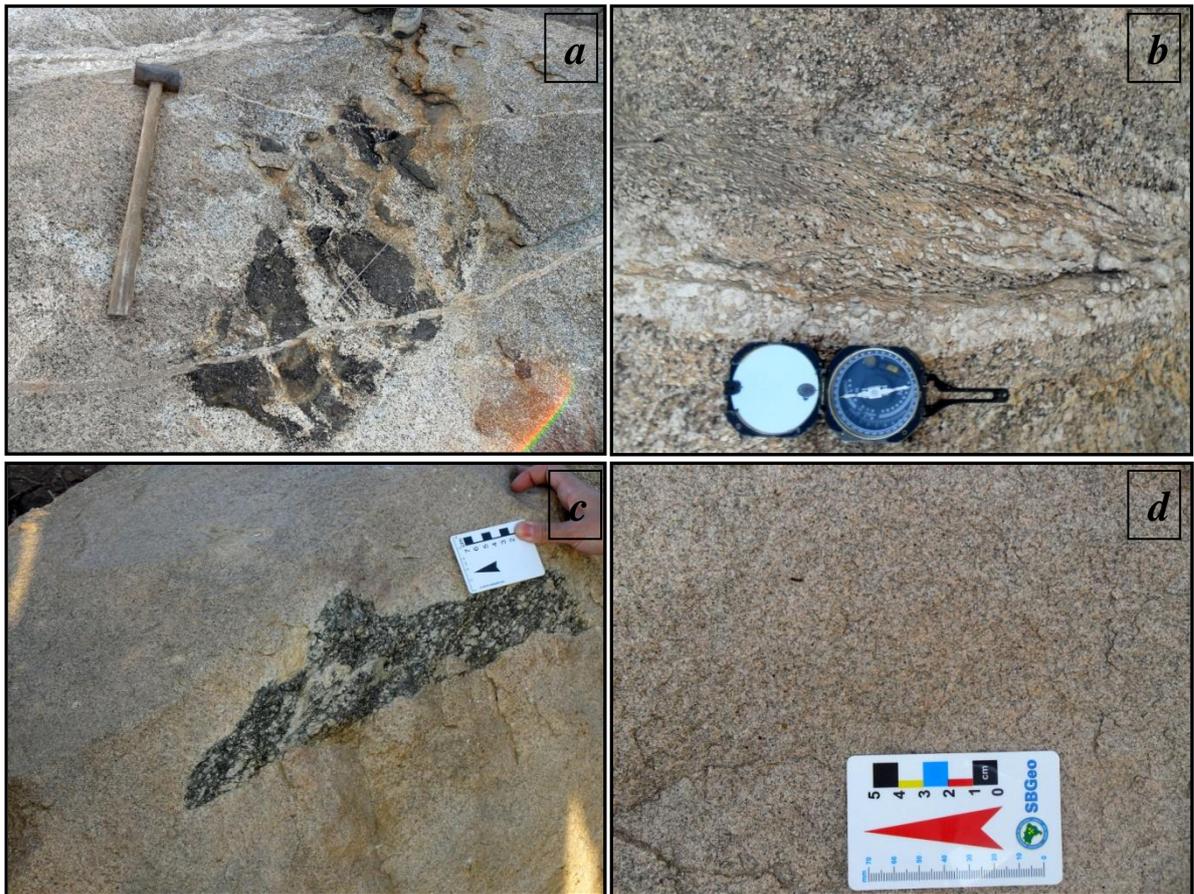


Foto 6: Pluton Coxixola: *a*- Fusão *in situ* do diorito; *b*- Banda milonítica; *c*- Enclave do GPC no dique de leucogranito fino róseo; *d*- Aspecto textural do leucogranito fino róseo que corta os GPC.

III.3.2 PETROGRAFIA DO PLUTON COXIXOLA

III.3.2.1 INTRODUÇÃO

Os estudos petrográficos dos granitóides do Pluton Coxixola possibilitaram a descrição microscópica de duas fácies para este pluton. Sendo uma das fácies mostrando uma composição modal estimada de quartzo menor que 6% (anfíbólio-biotita-quartzo sienitos a quartzo monzonitos porfiríticos - fácies 1) e outra fácies apresentando uma composição modal estimada de quartzo entre 15-20 % (anfíbólio-biotita sienitos a monzogranitos porfiríticos - fácies 2).

III.3.2.2 FACIES ANFIBÓLIO-BIOTITA-QUARTZO SIENITOS A QUARTZO MONZONITOS PORFIRÍTICOS (Fácies 1)

As rochas mostram textura porfirítica, com fenocristais de feldspato alcalino, plagioclásio, biotita e anfíbólio. Além destes minerais, a matriz também é composta por um pouco de quartzo (< 6%). Os minerais máficos (geralmente anfíbólio e biotita) perfazem de 35 a 45 % da moda. As composições modais estimadas de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio para os granitóides desta fácies do Pluton Coxixola foram recalculadas para 100% e seus resultados correspondem, segundo a classificação de Streckeisen/IUGS de 1976 (Fig. 6), anfíbólio-biotita-quartzo sienitos a quartzo monzonitos, estas rochas contém enclaves de quartzo dioritos a quartzo monzonitos. Microscopicamente, os granitóides desta fácies 1 também exibem deformação no estado sólido. As fases acessórias são apatita, titanita, epidoto, clorita, zircão, magnetita e ferro-ilmenita. Anfíbólio, plagioclásio, óxido de Fe-Ti, e epidoto neoforado por alteração de biotita. . As descrições epimicroscópicas foram realizadas em minerais opacos, e algumas feições das outras fases (não metálicas) também foram identificadas por epimicroscopia.

O **feldspato alcalino** apresenta-se como cristal hipidiomórfico (25-35%), fazendo contato reto a sinuoso com biotita e plagioclásio. Aparece com tamanhos variados, sendo os fenocristais de aproximadamente 0,5 mm e os cristais da matriz variando de 0,1 a 0,2 mm. Por vezes mostram geminação Carlsbad, e alguns ocorrem como microclina. Os feldspatos alcalinos contém algumas inclusões de biotita, apatita, zircão e opacos. Os fenocristais de microclina apresentam frequentemente em suas bordas intercrescimento vermiforme de quartzo e plagioclásio sódico (textura mirmequítica).

Os **plagioclásios** apresentam-se de tamanhos variados, tanto como fenocristais quanto cristais que compõem a matriz e são subidiomórficos (15-30 %). Os fenocristais contêm cristais de apatita em seções basais, prismáticas alongadas e aciculares; inclusões de pequenas palhetas de biotita; e de minerais opacos euédricos a subédricos e alguns anédricos. Apresentam-se frequentemente sericitizados nas clivagens, fraturas e núcleo; e suassuritizados ((Fotomicrografia 4 a, c e d). Fazem contatos retos e sinuosos com biotita e feldspato alcalino, e alguns fenocristais de feldspato alcalino exibem intercrescimento vermiforme de quartzo e plagioclásio sódico (textura mirmequítica).

O **quartzo** apresenta-se raramente (3-6 %), assim como nos enclaves máficos (< 5%) desta fácies. Mostra-se xenomórfico, fazendo contato sinuoso, e também corroído com os feldspatos. E dos poucos cristais de quartzo observados, a maioria apresenta bandas de deformação.

A **biotita** apresenta-se como palheta hipidiomórfica, com dimensões variadas. Nesta rocha está associada a diversas fases de cristalização. Sendo a fase mais antiga ocorrendo como inclusão (0,05-0,08 mm) e também frequentemente intersticial (~0,5 mm), por vezes associada a opacos idiomórficos a subidiomórficos. Exibe pleocroísmo marrom a marrom esverdeado, localmente mostra-se alterada para clorita e pode ser vista ainda substituindo anfibólio. Faz contato corroído (?) com anfibólio e plagioclásio. Também apresenta-se como fase tardia (~0,6 mm), formando microtextura simplectítica com apatita, intercrescimento entre grãos vermiformes dessas fases, tendo sido formadas por substituição parcial do anfibólio (*break down*, desestabilização+decomposição do anfibólio). As biotitas ocorrem nos interstícios entre os fenocristais de anfibólio, plagioclásio e feldspato alcalino, e estas biotitas intersticiais possuem inclusões de epidoto, apatita, zircão, titanita e opacos. (Fotomicrografia 4 e 5)

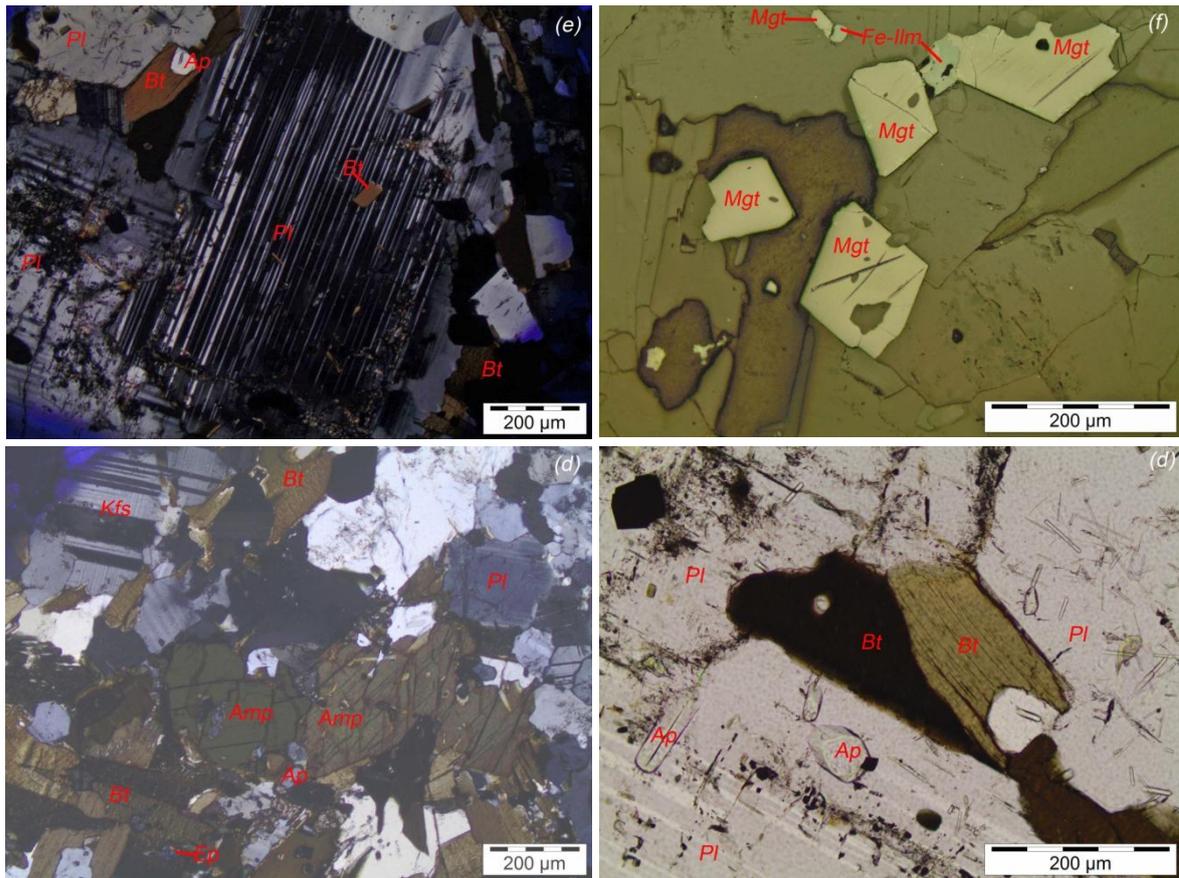
Os **anfibiólios** ocorrem frequentemente como fenocristais e raramente como cristal (~0,1 mm) que compõe a matriz. São de coloração verde a verde escura, subédricos a anédricos, inequi granulares (0,1-0,5 mm) e estão frequentemente associados à biotita. Apresentam inclusões de apatita, opacos e titanita (Fotomicrografia 4; 5 a, b, c). Fazem contatos retos e sinuosos com plagioclásio e opacos idiomórficos. Os fenocristais se apresentam corroídos, os opacos associados ao anfibólio são idiomórficos a subidiomórficos, e foram identificados epimicroscopicamente como óxidos de Fe-Ti como magnetitas com finas lamelas de martita e um pouco de titanohematita.

A **apatita** ocorre como seção basal, prismática alongada e acicular, idiomórfica a subidiomórfica, de dimensões variadas (0,02-0,1 mm). É inclusão frequente nos plagioclásios, feldspatos alcalinos e anfibólios. Quando disseminadas na rocha, as apatitas estão associadas geralmente a biotita e opaco corroído (Fotomicrografia 4 e 5). Também apresenta-se como fase tardia (0,04 mm), constituindo simplectitas com biotita, tendo estas fases sido formadas por substituição parcial do anfibólio (*break down*, desestabilização+decomposição do anfibólio).

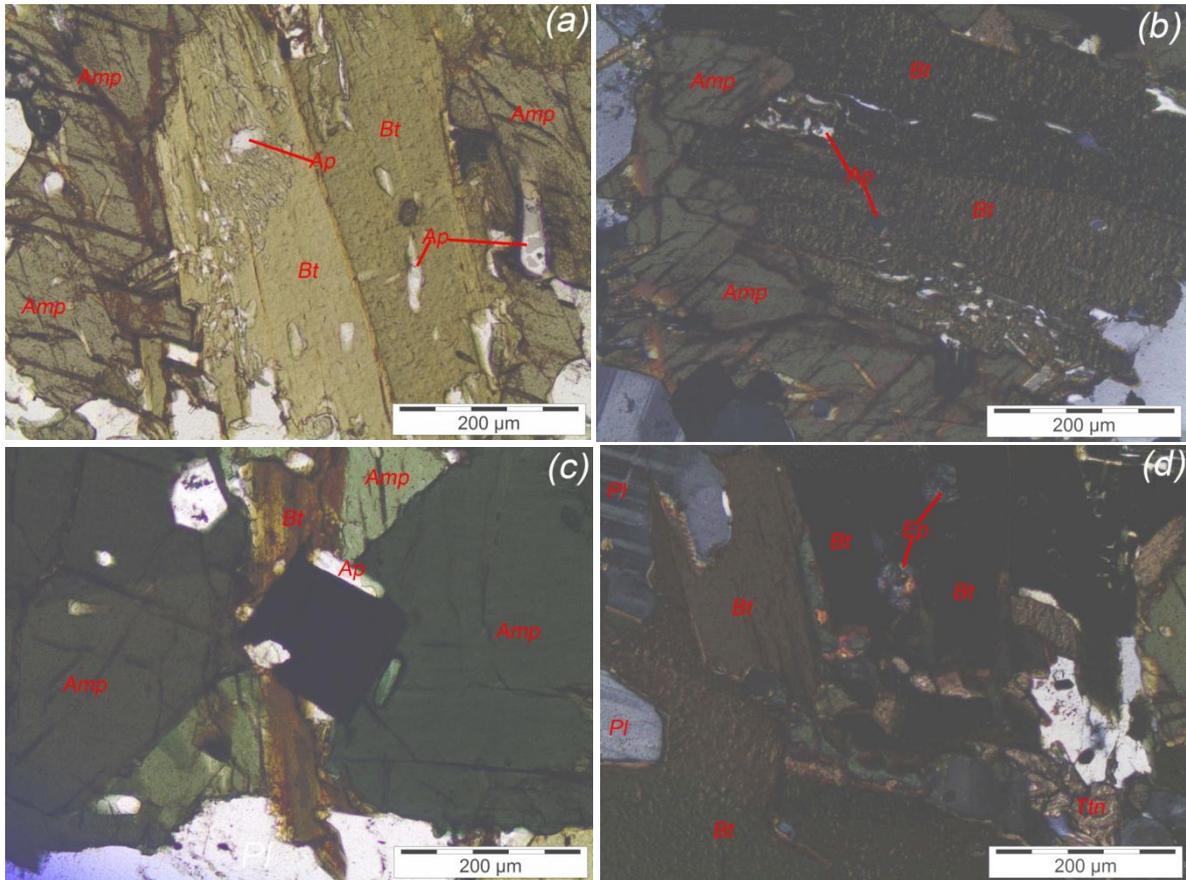
O **epidoto** ocorre como cristal subidiomórfico, mostra cores de birrefringência variadas (típico). Está incluso e associado a biotita, e ambas as fases encontram-se associadas a feldspato alcalino, plagioclásio, anfibólio e titanita anédrica (Fotomicrografia 5 d).

As **magnetitas** apresentam-se como cristais idiomórficos a subidiomórficos, e mostram dimensões variadas (0,02-0,2 mm). Localmente faz contato suturado com Fe-ilmenita anédrica fina (apresenta menor reflectância em comparação a magnetita). As magnetitas mostram corrosão localmente e estão associadas a anfibólio, plagioclásio e biotita. Os cristais maiores (0,1-0,2 mm) mostram finas lamelas de magnetita nos planos octaédricos. Observa-se ainda um pouco de titanohematita como inclusão em biotitas associadas a magnetita. Aspectos como a corrosão em algumas magnetitas sugerem uma reação destas magnetitas com fluido hidrotermal que possivelmente promoveu uma magnetitização local; e a presença de Fe-ilmenita (condições mais redutoras) e titanohematita (condições mais oxidantes) indicam variação nas condições de oxiredução da rocha, na literatura estes aspectos estão relacionados a zonas de contato ou porções cisalhadas, isso corresponde microscopicamente aos aspectos estruturais observados em campo (presença de falhas e cisalhamentos) (Fotomicrografia 4 e 5 c). A magnetita (Fe_3O_4) é um mineral ferrimagnético (forte campo molecular no interior do cristal, que produz magnetização espontânea M_S , e resulta numa interação forte com campos magnéticos externos) que perde sua propriedade ferrimagnética (= 'ferromagnética' - não existem minerais ferromagnéticos na natureza), como M_S , e passa a se comportar como mineral paramagnético em $T_C = 580\text{ °C}$ (Temperatura de Curie).

A **titanita** apresenta-se como cristal anédrico, ocupando vazios deixados entre anfibólio e feldspato alcalino (possivelmente sanidina), e está associada à biotita (Fotomicrografia 4 b e 5).



Fotomicrografia 4: GPC *a*- Plagioclásio (Pl) sericitizado e saussuritizado nas bordas e localmente nas clivagens, com inclusões de palheta de biotita (Bt), apatita (Ap) e opacos idiomórficos a subidiomórficos; *b*- Foto *e*, luz refletida, magnetitas (Mgt) com finas lamelas de martita e um pouco de titanohematita; faz contato suturado com Fe-ilmenita (Fe-Ilm) anédrica fina; *c*- Plagioclásio, k-feldspato, mirmequita, anfibólio (Amp) hipidiomórfico com inclusões de apatita, e biotita com inclusões de epidoto (Ep); *d*- Várias inclusões de apatita como prismas finos alongados em Plagioclásios (Pl), as apatitas ainda se mostram como prismas maiores e cristais arredondados no Pl. (luz transmitida: nicóis paralelos-*d*, nicóis cruzados-*a* e *c* ; luz refletida: *b*).



Fotomicrografia 5: GPC *a*- Intercalação entre anfibólio (Amp) e biotita (Bt). A biotita ocorre como fase final junto com apatita (Ap), formando microtextura simplectítica com intercrescimento entre grãos vermiformes dessas fases por substituição (*break down*, desestabilização+decomposição em ambas as fases) do anfibólio. *b*- Foto *a*, nicóis cruzados; *c*- Opaco idiomórfico em contato reto com anfibólio e corroído com apatita; *d*- Epidoto (Ep) mostrando cores de birrefringência variadas (típico) no interior do próprio grão, incluso em biotita associada a anfibólio, plagioclásio (Pl) e titanita (Ttn) anédrica. (luz transmitida: nicóis paralelos-*d*, nicóis cruzados-*a*, *c* e *e*; luz refletida: *b*).

III.3.2.3 FACIES ANFIBÓLIO-BIOTITA SIENITOS A MONZOGRANITOS PORFIRÍTICOS (Fácies 2)

As rochas dessa fácies exibem textura porfirítica, com fenocristais de feldspato alcalino, plagioclásio, anfibólio e biotita. Além destes minerais, a matriz também é composta por quartzo. Os minerais máficos (geralmente anfibólio e biotita) perfazem de 25 a 35 % da moda. Os granitoides desta fácies são classificados segundo Strekeisen/IUGS (1976) (Fig. 6) como anfibólio-biotita sienogranitos a monzogranitos, com enclaves de quartzo dioritos a quartzo monzonitos. Microscopicamente também exibem deformação no estado sólido. As fases acessórias são apatita, allanita, zircão, magnetita e titanohematita; e ocorrem como fases secundárias apatita, titanita, epidoto e clorita. Além das descrições epimicroscópicas dos minerais opacos, também foi realizado detalhamento epimicroscópico de algumas feições das fases não metálicas.

Os **feldspatos alcalinos** apresentam-se como microclinas e pertitas, esses cristais são hipidiomórficos (30-35%), exibem extinção ondulante, fazem contatos sinuosos com quartzo, e são de dimensões variadas. Os fenocristais são de pertita e microclina pertítica de aproximadamente 1,2 mm e os cristais da matriz variam de 0,08 a 0,2 mm. Os fenocristais mostram frequentemente em suas bordas intercrescimento vermiforme de quartzo e plagioclásio sódico (textura mirmequítica) (Fotomicrografia 6). Exibem alteração localizada para sericita nas fraturas, e ocorre agregados microgranulares de quartzo nas bordas e por vezes internos nos fenocristais, estes aspectos sugerem albitização. Contêm algumas inclusões de biotita, sericita, zircão e opacos.

Os **plagioclásios** apresentam-se de tamanhos variados, tanto como fenocristais quanto cristais que compõem a matriz, são subidiomórficos a xenomórficos (10-20 %). Os fenocristais mostram inclusões de pequenas palhetas de biotita, de cristais de apatita, e opacos finos xenomórficos (titanohematita). Apresentam-se frequentemente sericitizados nas clivagens, fraturas e núcleo, e ainda encontram-se saussuritizados. Fazem contatos retos e corroídos com biotita e feldspato alcalino. Alguns fenocristais de feldspato alcalino mostram intercrescimentos vermiformes de quartzo e plagioclásio sódico (textura mirmequítica), e por vezes fenocristais de plagioclásio também exibem textura mirmequítica localmente na borda e no núcleo fraturado (Fotomicrografia 6 *d* e *e*).

O **quartzo** mostra-se xenomórfico (15-20 %), e nesta rocha foram verificadas duas fases de cristalização de quartzo. Ocorre frequentemente intersticial, e também intercrescido com plagioclásio, essas duas formas constituem a fase mais antiga, a fase tardia ocorre como agregados monocristalinos de granulação fina (possível recristalização) associados a anfibólio e biotita (Fotomicrografia 6). O quartzo intersticial faz contato sinuoso e corroído com os fenocristais de feldspatos, e também apresenta bandas de deformação.

A **biotita** apresenta-se como palheta hipidiomórfica, com dimensões variadas. Assim como na fácies 1, a biotita nesta fácies está associada a diversas fases de cristalização. Sendo a fase mais antiga ocorrendo como inclusão (0,06-0,1 mm) nos feldspatos e também frequentemente intersticial (~0,5 mm) associada a plagioclásio, anfibólio, titanita, allanita, apatita e por vezes a opacos idiomórficos a subidiomórficos. Exibe pleocroísmo marrom esverdeado a esverdeado, localmente mostra-se alterada para clorita e pode ser vista ainda substituindo anfibólio. Faz contato corroído com anfibólio e plagioclásio e possui inclusões de zircão bordado por auréola pleocróica (Fotomicrografia 6 e 7). A fase tardia (?) é constituída possivelmente por biotita que substitui parcialmente o anfibólio.

O **anfíbólio** ocorre frequentemente como fenocristais (até 2 mm) e raramente como cristal (~0,1 mm) que compõe a matriz. Coloração verde a verde amarelada, cristais subédricos a anédricos, associados à biotita. Apresenta inclusões de apatita, opacos e titanita (Foto 4a e b). Fenocristal corroído apresenta feições indicativas de *break down*, onde ocorre a substituição parcial do anfibólio (desestabilização+decomposição) por quartzo, titanita, apatita e opacos formando intercrescimento entre grãos vermiformes dessas fases (microtextura simplectítica). Faz contato reto e sinuoso com plagioclásio e opacos idiomórficos a subidiomórficos. Estes opacos foram identificados epimicroscopicamente como óxidos de Fe-Ti como magnetitas com finas lamelas de martita e um pouco de ferro-ilmenita e titanohematita (Fotomicrografia 6 e 7).

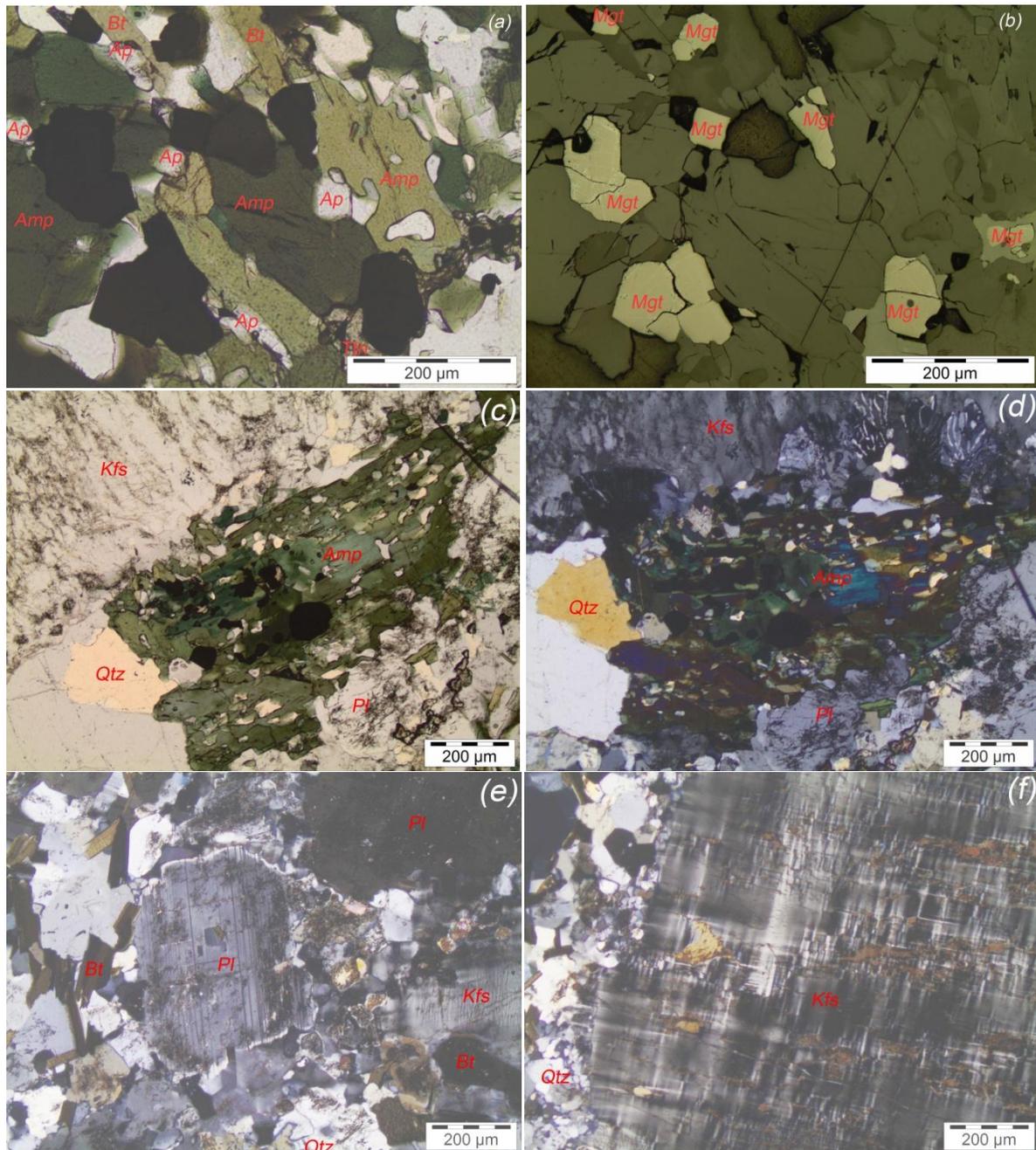
A **apatita** ocorre como seção basal, prismática alongada e acicular, idiomórfica a subidiomórfica, de dimensões variadas (0,01-0,1 mm). Frequente inclusão nos plagioclásios, feldspatos alcalinos e anfibólios. Aparece também associada à biotita e opacos corroídos (Fotomicrografia 6 e 7).

O **epidoto** ocorre como cristal xenomórfico, frequentemente como mineral secundário, neoformado por saussuritização do plagioclásio.

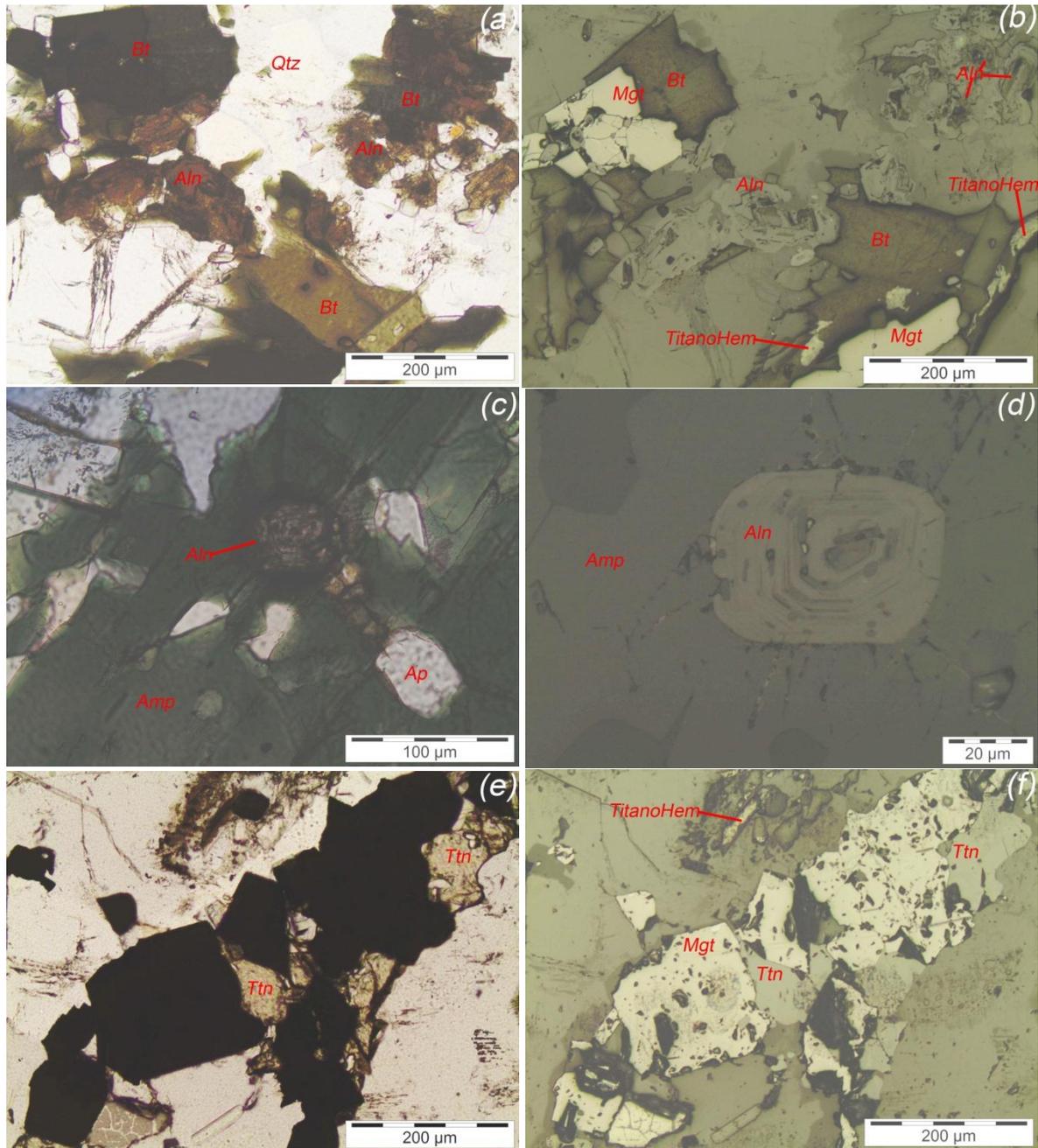
A **magnetita** nesta rocha está associada a diversas fases de cristalização. Sendo a fase mais antiga ocorrendo como cristais idiomórficos a subidiomórficos, mostra dimensões variadas (0,04-0,3 mm), frequentemente associada a anfibólio, plagioclásio e feldspato alcalino, e mostra-se por vezes corroída e localmente bordejada por titanita anédrica. Estes cristais primários de magnetita mostram finas lamelas de martita nos planos octaédricos. A martitização e corrosão apresentadas localmente na magnetita são sinais sugestivos de que a magnetita possivelmente sofreu alteração hidrotermal como a magnetitização. Também apresenta-se como fase tardia (0,01-0,12 mm), como grãos hipidiomórficos a xenomórficos formando microtextura simplectítica com quartzo, titanita, apatita e ferro-ilmenita, intercrescimento entre grãos vermiformes dessas fases, tendo essa microtextura sido formada por substituição parcial do anfibólio (*break down*, desestabilização+decomposição do anfibólio) (Fotomicrografia 6 e 7).

A **titanita** apresenta-se como cristal anédrico, ocupando vazios deixados entre anfibólio e feldspato alcalino. São secundárias (*subsolidus*, hidrotermal), por vezes como bordas de alteração circundantes nas magnetitas primárias. Associada também a biotita (Fotomicrografia 6 e 7).

A **allanita** ocorre como cristal hipidiomórfico, exhibe aspecto zonado e destruição progressiva da estrutura interna resultante de possível desintegração de alguns *HFSE* (ETR, Th, U, Pb⁴⁺). Com auréola pleocróica inclusa em anfibólio xenomórfico. A allanita apresenta feições de oxidação (por circulação de água) dadas pela presença de opacos no núcleo e também nas microfraturas circundantes da allanita. Mostra inclusões de opacos quando associada a palhetas de biotita (Fotomicrografia 7).



Fotomicrografia 6: GPC (facies 2) *a*- Anfibólios com inclusões de apatita (seções basais), próximos a palhetas de biotita e opacos hipidiomórficos, localmente bordejados por titanita xenomórfica; *b*- Foto *a*, luz refletida, magnetitas com finas lamelas de martita (nos planos da magnetita-octaedros{111}), resultado de um processo de exsolução *subsolidus* destas lamelas a partir de titanohematita, e um pouco de titanohematita; *c*- Fenocristal de anfibólio apresentando *break down*, cujo processo resultou em fases finais como magnetita, ferro-ilmenita, quartzo, titanita e apatita (textura simplectítica); *d*- Fenocristal de anfibólio anédrico; fenocristal de K-feldspato corroído por mirmequita; quartzo anédrico em contato suturado com os fenocristais; *e*- Fenocristal de plagioclásio com bordas corroídas, alterado nas fraturas e clivagens das bordas, com inclusões de apatita e palheta de biotita que ainda se apresenta intersticial; K-feldspatos e quartzo anédricos; *f*- Fenocristal de K-feldspato albitizado.



Fotomicrografia 7: GPC: (facies 2) *a*- Allnitas (Aln) zonadas, hipidiomórficas, com inclusões de opacos, próximas a palhetas de biotita (Bt) esverdeada pleocróica, e opacos hipidiomórficos; *b*- Foto *a*, luz refletida, Allnitas exibindo aspecto zonado e destruição progressiva da estrutura interna resultante de desintegração dos HFSE; magnetitas (Mgt) com finas lamelas de martita, fraturadas; *c*- Allnita zonada, com auréola pleocróica inclusa em anfibólio xenomórfico; a oxidação na allanita permeia também as microfaturas circundantes; *d*- Foto *c*, luz refletida, Allnita mostrando as frentes de crescimento e um pouco de oxidação; *e*- Opacos hipidiomórficos, localmente bordejados por titanita xenomórfica; *f*- Foto *e*, luz refletida, magnetitas corroídas e martitizadas, bordejadas por titanitas (Ttn) anédricas um pouco de titanohematita (TitanoHem).

IV. QUÍMICA MINERAL

IV.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 e resultante de fusão parcial está relacionada 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 (apatita, allanita, titanita e zircão). Estes minerais acessórios estão presentes nos granitoides estudados, com exceção da titanita nos granitoides do Pluton Serra Branca, e possivelmente ajudaram a controlar o comportamento desses elementos no magma. Zoneamentos de ordem microscópica foram observados em apatita, allanita e zircão, e quimicamente confirmados na apatita (microsonda eletrônica) e no zircão (*SHRIMP* e *LA-ICP-MS*), que mostraram registros de herança (plutons Serra Branca e Coxixola), além da memória de processos como fusão restritamente condicionada à atuação de uma transcorrência tardia (Pluton Coxixola) e fracionamento magmático (Pluton Serra Branca).

Biotita, plagioclásio, anfibólio, minerais opacos e apatita dos granitóides dos plutons Serra Branca e Coxixola foram analisados por microsonda eletrônica no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (substancialmente todas as análises) e da Universidade de São Paulo (apenas algumas análises em biotita e plagioclásio). Os dados dessas análises são mostrados em tabelas nos ANEXOS.

IV.2 ANÁLISES

IV.2.1 Biotita

As biotitas dos granitóides do Pluton Serra Branca mostram elevados valores de Fe# [Fe/(Fe+Mg)] (0,77-0,79), com valores baixos de BaO (0,00-0,20) e teores de F variando de 0,39-1,05. Nos Granitóides do Pluton Coxixola as biotitas analisadas nas facies 1 e 2 são quimicamente distintas (a maioria das biotitas analisadas são intersticiais e de textura primária, apenas alguns pontos foram analisados em biotitas secundárias - seus valores não estão inclusos nestas considerações). Na facies 1 as biotitas mostram valores de Fe# variando de 0,61-0,65 com teores de BaO mais elevados (0,11-1,26) e menores teores de F (0,10-0,21). As biotitas do fácies 2 mostram valores de Fe# mais baixos (0,45-0,49), valores baixos de BaO (0,00-0,12), F variando de 0,38-0,57 e baixos teores de Cl. As biotitas dos diques de leucogranitos mostram valores de Fe# variando de 0,67-0,73 (Figura 7a). Os teores de Ti são variáveis (0,30-0,47), entretanto as biotitas da facies 2 dos granitóides do Pluton Coxixola mostram valores mais baixos de Ti (0,22-0,25) (Figura 7b). No diagrama Al total vs Mg (Figura 7c) as biotitas analisadas se projetam no campo das biotitas de granitos subalcalinos a alcalinos (Nachit *et al.*, 1985), exceto algumas analisadas dos granitóides do Pluton Serra Branca que caem no campo das biotitas de granitos calcioalcalinos. Pode-se observar nos diagramas da figura 7 (a, b e c) que as biotitas do Pluton Serra Branca apresentam variações químicas que separam em dois grupos de biotitas. A fugacidade de oxigênio durante a cristalização dos granitoides estudados (Wones e Eugster, 1965) sugere condições mais redutoras para os GPSB (Figura 7d). Nos diagramas FeO vs. Al₂O₃, MgO vs. Al₂O₃, FeO vs. MgO e (FeO vs. MgO vs. Al₂O₃) com os campos propostos por Abdel Rahman (1994), as biotitas dos granitóides do Pluton Serra Branca se projetam nos campos dos granitóides alcalinos e dos granitóides peraluminosos, enquanto as biotitas dos granitóides do Pluton Coxixola caem no campo dos granitóides calcioalcalinos (Figura 8). O Li não dosado nas análises de microsonda eletrônica foi estimado a partir do conteúdo de Si, seguindo a equação sugerida por Tindle & Webb (1990), Li₂O = (0,287 x SiO₂) - 9,552, muito similar àquelas de Tischendorf *et al.* (1997). Tindle & Webb (1990) limitam a aplicação desta equação a micas trioctaédricas com menos de 8% de MgO. Diagramas de Tischendorf *et al.* (1997) da figura 9 (a, b e c) mostram as principais características de composições das micas, como as séries Mg-Fe (flogopita, Mg-biotita, Fe-biotita, siderofilita, lepidomelano), Li-Fe (siderofilita portadora de Li, protolitionita) e Li-Al (zinnwaldita, lepidolita). Tischendorf *et*

al. (1997) destaca que a variação SiO_2 e Al_2O_3 é grande e irregular, com uma correlação levemente negativa e considerável sobreposição entre as três séries composicionais que é causada parcialmente pela presença de Al^{IV} e Al^{VI} , no diagrama SiO_2 vs. Al_2O_3 as biotitas dos GPSB se projetam em dois locais da série Mg-Fe (Al_2O_3 de 13,85-14,78 e 18,16-18,51) (Figura 9a). A série Li-Al mostra a maior variação na composição, com conteúdo de Al_2O_3 de menos de 15%. As distribuições SiO_2 - FeO_{tot} são mais regulares do que SiO_2 - Al_2O_3 , mas tem completa sobreposição das variações Mg-biotita - Fe-biotita e siderofilita, no diagrama SiO_2 vs. FeO_{tot} as biotitas dos GPSB se projetam na série Li-Fe (FeO_{tot} de 26,28-27,82) (Figura 9b). O diagrama de MgO e SiO_2 mostra a variação mais regular e boa discriminação entre as três séries de mica como sugere Tischendorf *et al.* (1997), que tem sido reconhecida por outros trabalhos (e.g. Tindle & Webb, 1990). A característica importante deste diagrama é que a correlação entre MgO e SiO_2 é negativa nas séries Li-Fe e Li-Al (MgO < 6%), e positiva na série Mg-Fe. Esta transição no comportamento tem um efeito na distribuição de Li nas micas de baixo Mg e de alto Mg, e deve estar em mente quando se considera as correlações de Li com Mg e Si. No diagrama de SiO_2 vs. MgO as biotitas dos GPSB se projetam na série Li-Fe (MgO de 3,93-4,67), logo abaixo da linha de intervalo que separa esta série da série Mg-Fe (Figura 9c). A excelente correlação positiva de SiO_2 e Li_2O foi notada e usada por Tindle & Webb (1990) e Tischendorf *et al.* (1997) para cálculo de Li de uma equação de regressão. O diagrama de Tischendorf *et al.* (1997) (Figura 9d) demonstra que esta aproximação pode ser trabalhada apenas para micas com valores de Li_2O maior do que 0,6%. Para micas com menos lítio, a correlação positiva desmembra e torna negativa na concentração abaixo de 0,5% (correspondendo a aproximadamente 35 % de SiO_2 ou 6% de MgO). Neste diagrama as biotitas dos GPSB variam da série Li-Al a Li-Fe (Li_2O de 0,42-1,01) passando pela linha de intervalo que liga estas duas séries (Figura 9d). A maior parte da nomenclatura aplicada às micas trioctaédricas foi introduzida por Foster (1960a,b), e é baseada na ocupação do sítio octaédrico. Micas portadoras de Li estão representadas no diagrama triangular com vértices de Li; R^{2+} (Fe^{2+} , Mn^{2+} , Mg); e R^{3+} (Al , Fe^{3+})+ Ti^{4+} , neste diagrama as biotitas dos GPSB caem em dois locais do campo das siderofilitas (Li 0,26-0,63; R^{2+} 1,13-4,64; R^{3+} 2,97-6,57) (Figura 10). No diagrama *mgli-feal* [(Mg-Li) vs. ($\text{Fe}_{\text{tot}}+\text{Mn}+\text{Ti}-\text{Al}^{\text{VI}}$)] (Figura 11) as linhas em $x = 0$ e $y = 0$ dividem este diagrama em quatro quadrantes, que correspondem às micas Mg-Fe (quadrante I), Mg-Al (quadrante II), Li-Al (quadrante III) e Li-Fe (quadrante IV). As biotitas dos GPSB mostram valores de [Mg-Li] variando de 0,41-0,75 e de [$\text{Fe}_{\text{tot}}+\text{Mn}+\text{Ti}-\text{Al}^{\text{VI}}$] variando de 3,07-4,00. Estas biotitas caem no quadrante das micas Mg-Fe, e variam do campo da Fe-biotita ao da siderofilita.

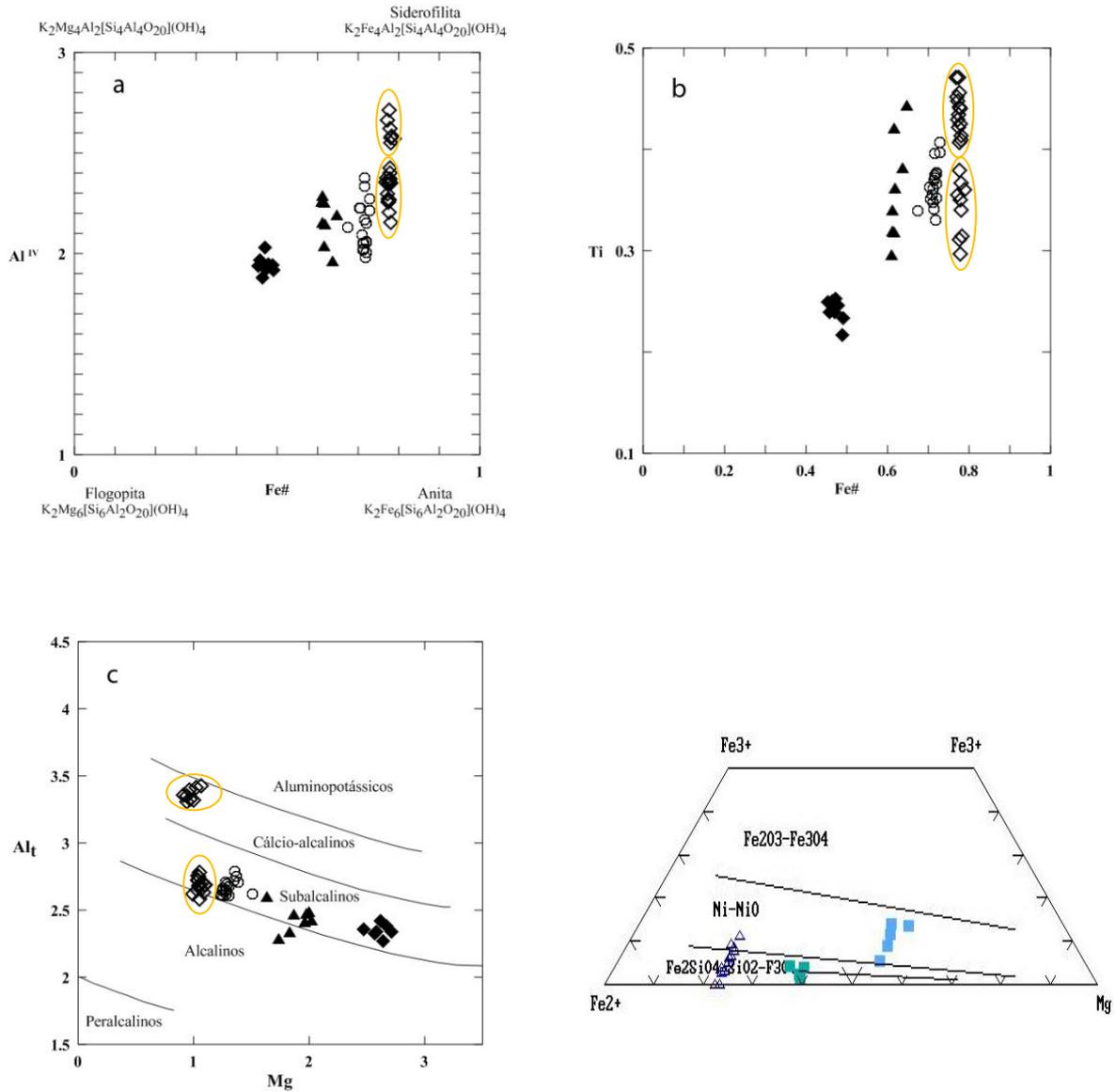


Figura 7: Diagramas de variações catiônicas (a e b) e Al_{total} vs. Mg (c) para biotitas dos GPSB e GPC. \diamond GPSB, \blacktriangle GPC (facies1), \blacklozenge GPC (facies2) e \circ Dique leucogranítico (d) Fe^{3+} - Fe^{2+} -Mg: triângulos (GPSB), retângulo verde-facies 1 e azul facies 2 (GPC). Notar as elipses laranjas que limitam dois grupos de biotita dos GPSB.

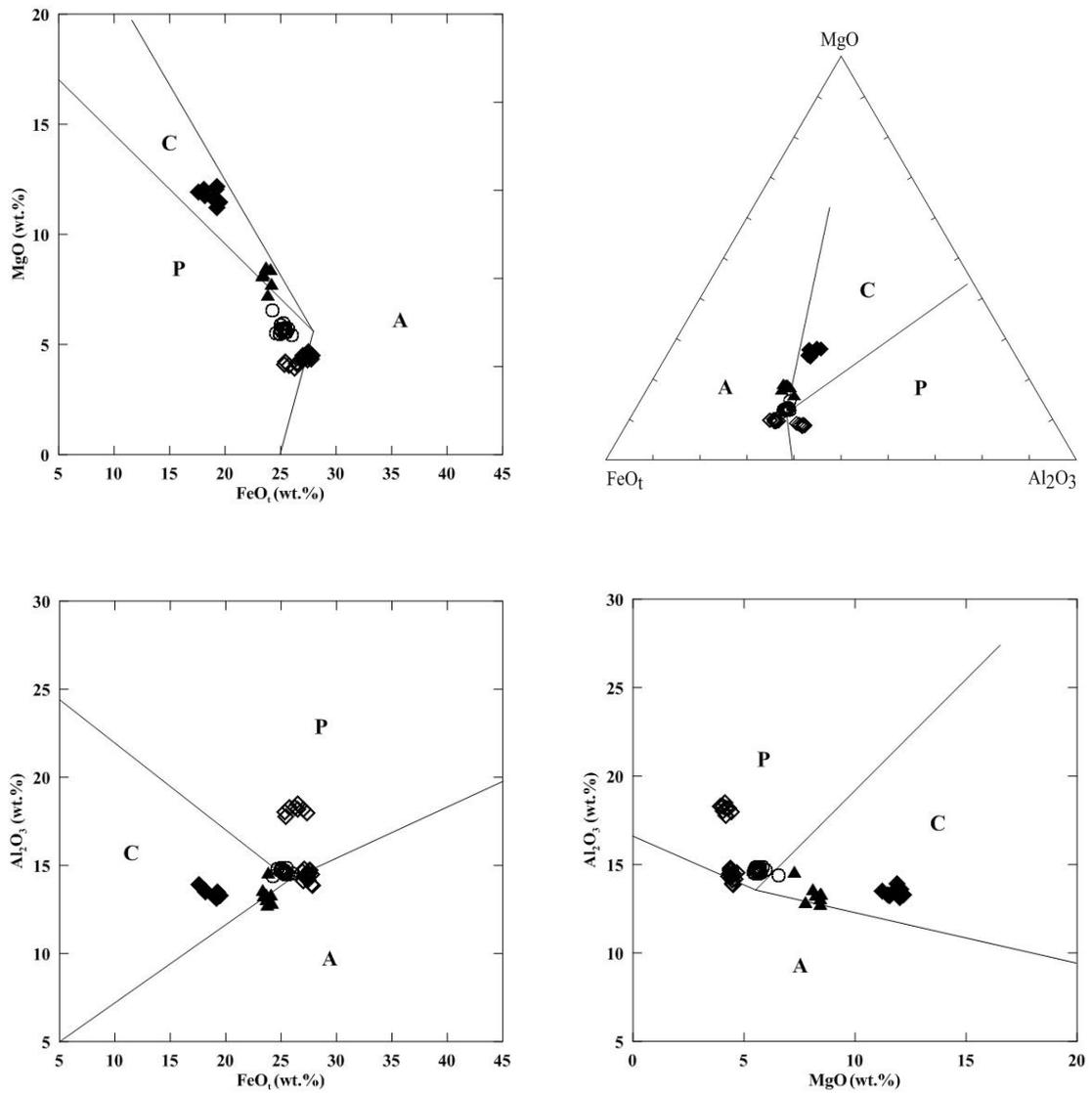


Figura 8: Diagramas FeO vs. Al₂O₃; MgO vs. Al₂O₃; FeO vs. MgO; FeO vs. MgO vs. Al₂O₃ (Abdel Rahman, 1994) discriminante de biotita de suítes alcalinas (A), cálcio-alcalinas (C) e peraluminosas (P). ◇GPSB, ▲GPC (facies1), ◆GPC (facies2) ○ dique leucogranítico.

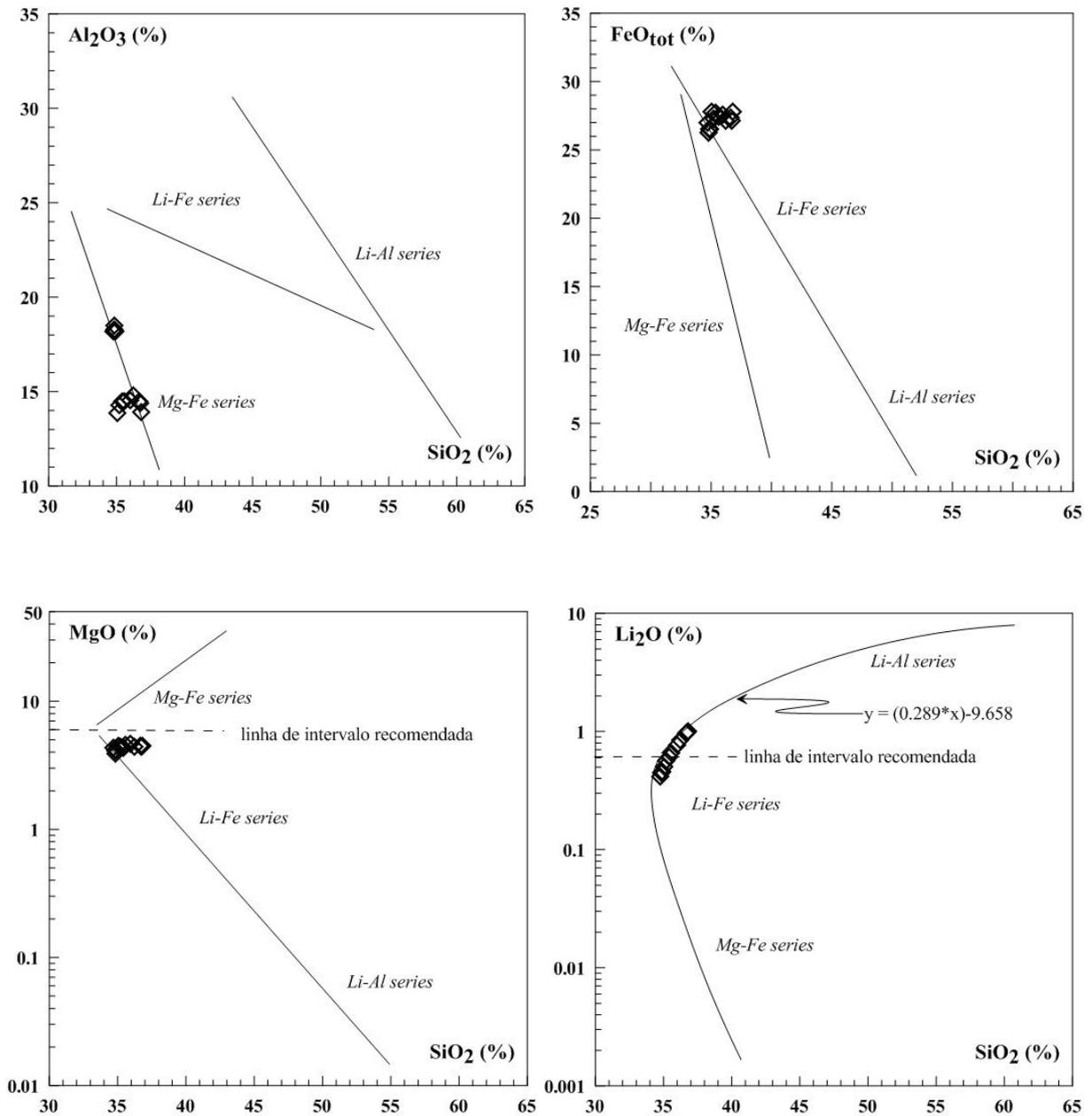


Figura 9: Variação de SiO₂ com Al₂O₃ (a), FeO_{tot} (b), MgO (c), e Li₂O (d) nas micas trioctaédricas. Diagramas de Tischendorf *et al.* (1997) com as análises dos GPSB.

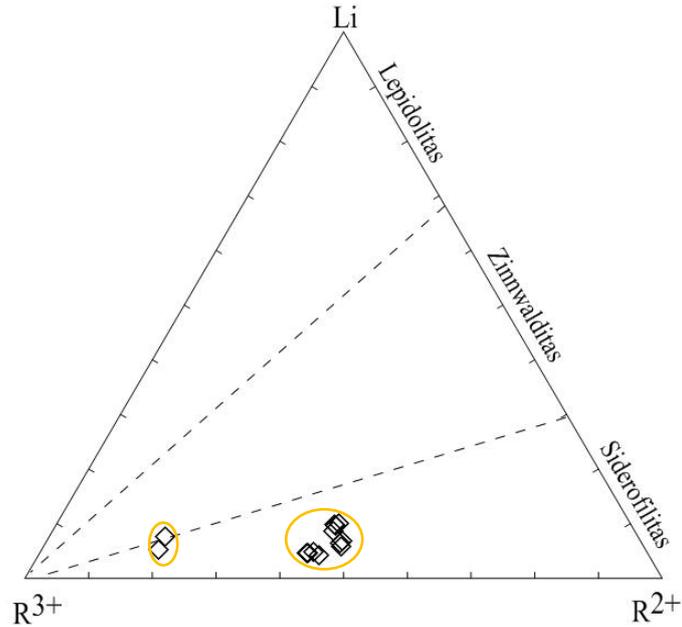


Figura 10: Variação composicional das micas trioctaédricas dos GPSB no diagrama Li - R³⁺ [= (Al^{IV}, Fe³⁺) + Ti⁴⁺] - R²⁺ [= (Fe²⁺, Mn²⁺, Mg)] de Foster (1960). Elipses laranjas limitam as micas dos GPSB em dois grupos.

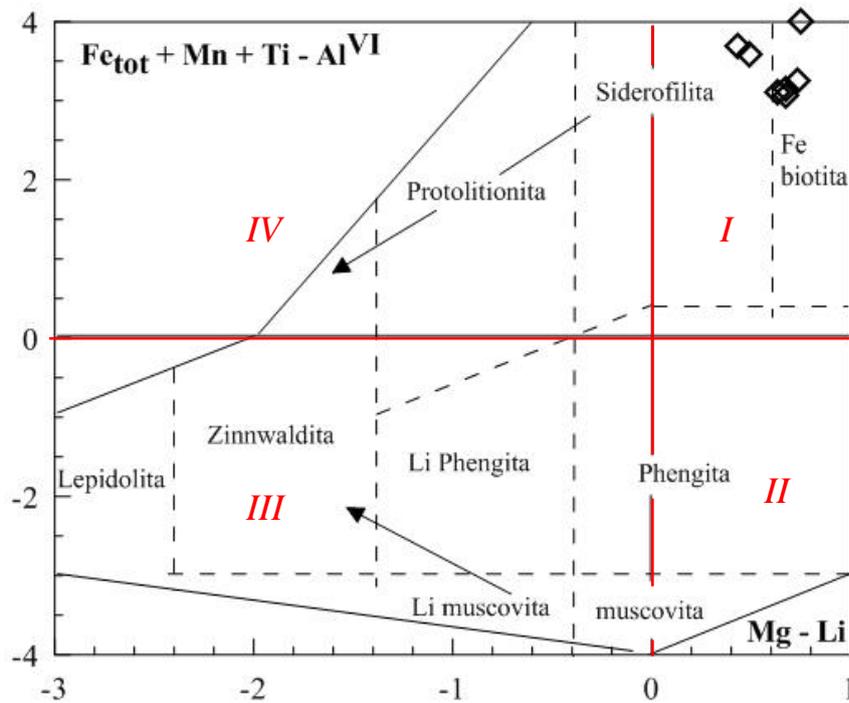


Figura 11: Diagrama de [Mg-Li] vs. [Fe_{tot}+Mn+Ti-Al^{VI}]. Quadrantes I, II, III e IV correspondem as micas das séries Mg-Fe, Mg-Al, Li-Al e Li-Fe, respectivamente. As setas indicam a evolução das composições das micas para o fracionamento do magma. Tischendorf *et al.* (1997).

IV.2.2 Anfibólio

Anfibólios não ocorrem nos granitóides do Pluton Serra Branca. Os anfibólios analisados são dos granitóides do Pluton Coxixola. São cálcicos segundo a classificação de Leake *et al.* (1997). Os anfibólios da facies 1 mostram composição ferro-edenita e os da facies 2 composição edenita e magnésio-hornblenda. Quando alterados mostram composição actinolita na fácies 2 do pluton (Figura 12a e b). Os valores de Fe# [$Fe/(Fe+Mg)$] nos anfibólios analisados variam de 0,43 a 0,65; os valores mais baixos foram observados na facies 2 (0,43-0,49), enquanto na fácies 1 variam entre 0,59-0,65. Os valores de Al_{total} e Al^{IV} variam entre 1,47 - 1,74 e 1,01 - 1,39, respectivamente no facies 1 e entre 1,12 e 1,26 e 0,72 e 0,86 no facies 2 (Figura 17a e b).

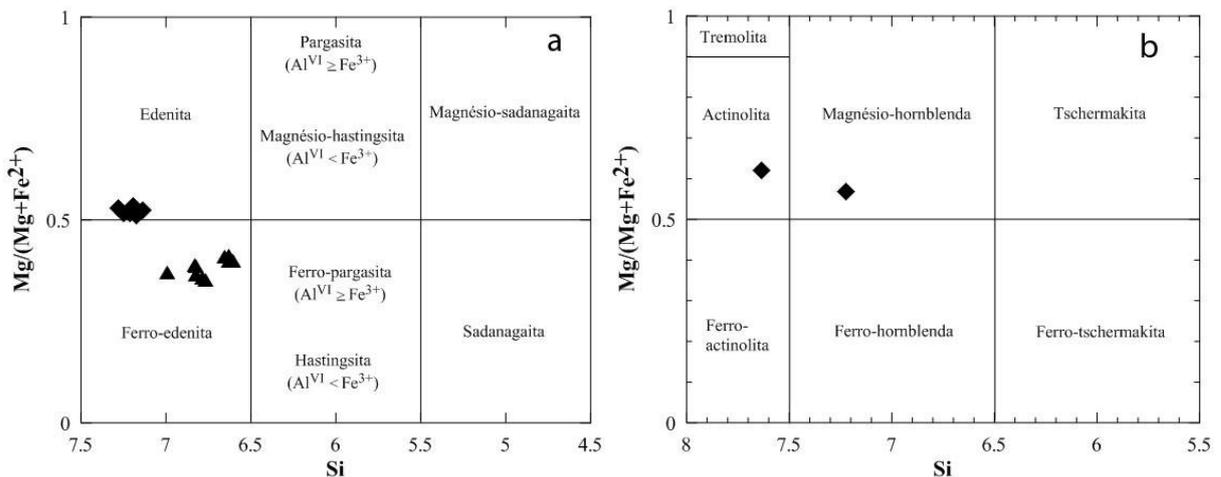


Figura 12: Diagramas de classificação de Leake *et al.* (1997) mostrando a classificação dos anfibólios dos GPC. a- $(Na+K)A \geq 0.5$ e $Ti < 0.5$; b- $(Na+K)A < 0,50$. ▲ (facies1), ◆ (facies2).

IV.2.3 Plagioclásio

Os plagioclásios dos granitóides do Pluton Serra Branca têm composição oligoclásio (An_{11} - An_{18}). Os plagioclásios do facies 1 Pluton Coxixola são mais ricos na molécula de anortita, variando de oligoclásio a andesina (An_{23} - An_{42}), enquanto os do facies 2 mostram composição semelhante às dos plagioclásios do Pluton Serra Branca, ou seja, oligoclásio variando de An_{14} a An_{19} (Figura 13).

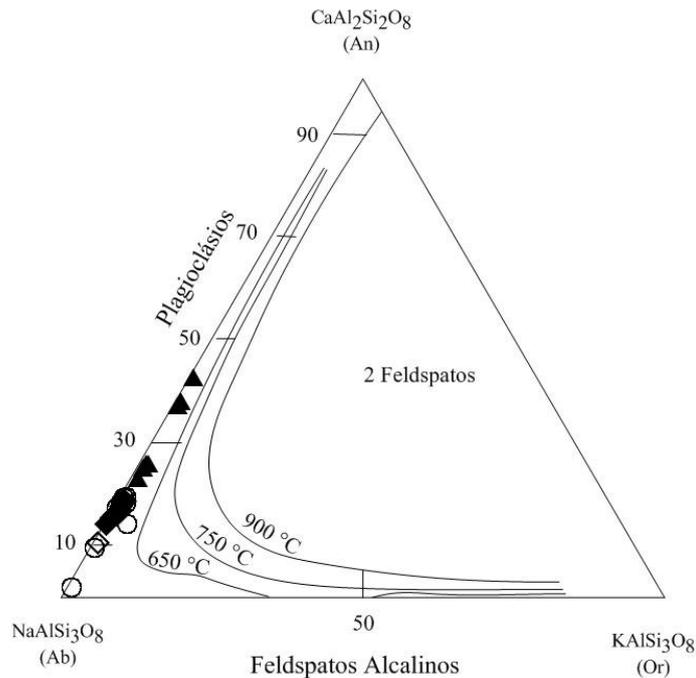


Figura 13: Diagrama de classificação de plagioclásio dos granitóides dos plutons Serra Branca \diamond , Coxixola \blacktriangle (facies1), \blacklozenge (facies2) e Dique leucogranítico \circ .

IV.2.4 Epidoto

Os cristais de epidoto analisados dos granitóides da fácies 1 do Pluton Coxixola estão inclusos em biotita secundária resultante da reação de K-feldspato e anfibólio, que originou a biotita e o epidoto. Segundo Tulloch (1986), valores da molécula de Ps [$Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$] de: 1) 0-24% = alteração de plagioclásio; 2) 36-48% = associado à biotita alterada; 3) 25-29% = os que são de origem magmática.

Os epidotos analisados apresentam valores da molécula de pistacita Ps $[Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)]$ entre 40-45%, semelhantes aos de epidotos associados à biotita alterada (Tulloch, 1986). Dados apresentados na tabela (Anexos).

IV.2.5 Magnetita

Magnetitas foram analisadas das duas fácies do Pluton Coxixola. As magnetitas das fácies 1 e 2 mostraram composições semelhantes (teores de Cr de 0,001 – 0,02; Al = 0,001 – 0,003; V_2O_3 de 0,1 a 0,2; $TiO_2 = 0,0$ a 0,4 e $Fe_3O_4 > 97\%$). Os valores obtidos mostram magnetitas bastante puras (Dunlop & Özdemir, 1997) sugerindo cristalização em condições de temperaturas elevadas (Deer *et al.*, 2000) (Figura 14).

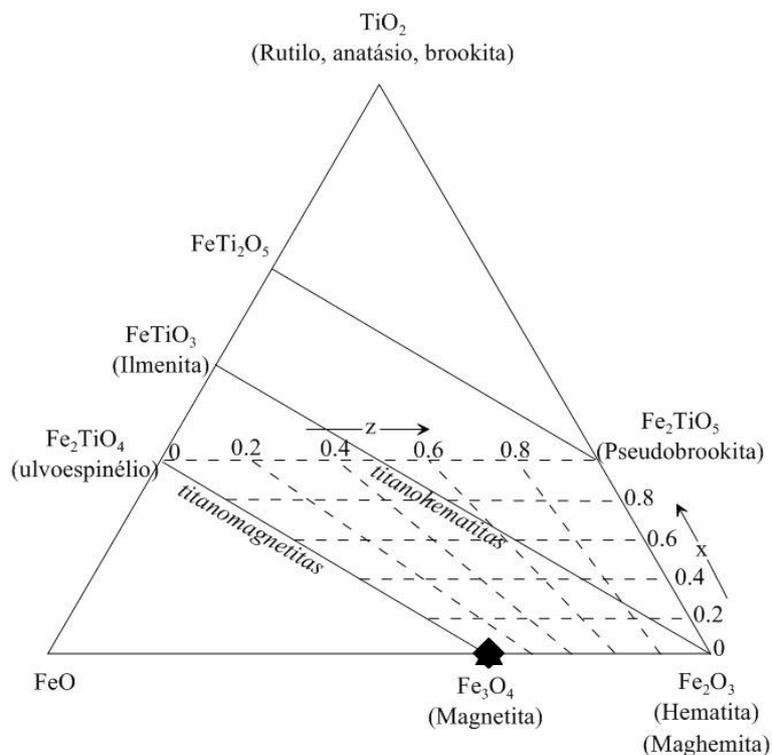


Figura 14: Diagrama ternário TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 com as magnetitas das fácies 1 e 2 (GPC) bastante puras, este diagrama mostra as séries da titanomagnetitas e titanohematitas; durante a oxidação a baixas ou altas temperaturas das titanomagnetitas, as composições dos minerais seguem as linhas tracejadas.

IV.2.6 Apatita

Análises efetuadas em núcleos e bordas dos cristais de apatita dos granitóides do Pluton Serra Branca mostram variação de menos de 1% (0,6-0,9) em peso do somatório dos óxidos de ETR. O cálculo dos cátions e do flúor com base em 24 (O, F, Cl, OH) fornece os valores: Ca= 9,4 - 9,6, P= 5,7 - 5,8 e F= 2,3 - 2,4, classificando as apatitas analisadas como fluorapatita. Os teores de Ce variam de 1,1 - 2,1 nas bordas, enquanto nos núcleos ficaram abaixo do limite de detecção. Segundo Toledo (2001), pode ser esperado um enriquecimento em Ce em apatita formada em condições oxidantes, devido a possibilidade do Ce ser oxidado e torna-se menos móvel que os outros ETR. Os teores de Y são mais baixos nas bordas (7,9 - 9,4) em relação aos núcleos (10,0 - 10,4), e os valores de Yb variam entre 4,9 - 5,3. As anomalias positivas de Eu ($Eu/Eu^* = 3,16-6,34$) e as razões $(Ce/Yb)_N = 0,5-0,7$, sugerem uma certa contribuição de ETRP (destaque para o alto teor de Lu) das apatitas (sem inclusões e/ou relictos) na composição dos ETRP dos granitoides do Pluton Serra Branca (Figura 15). Estas apatitas podem ser quimicamente classificadas como Lu-fluorapatitas.

Outras apatitas analisadas mostraram teores de Ca e Eu = 0,000 (borda), = 0,003 e 9,3 (núcleo), P= 0,000 e F= 0,154 - 0,330. Os teores de Gd variam de 4,3 - a 2,7; Fe de 20,9 a 21,2 e Mn de 2,2 a 2,3 para borda e núcleo respectivamente. O valor de Th nas bordas de alguns cristais é de 6,63. Esses resultados refletem o enriquecimento do núcleo para a borda de Gd e Th nas apatitas que frequentemente ocorrem com inclusões e/ou relictos de Fe-ilmenita com Mn.

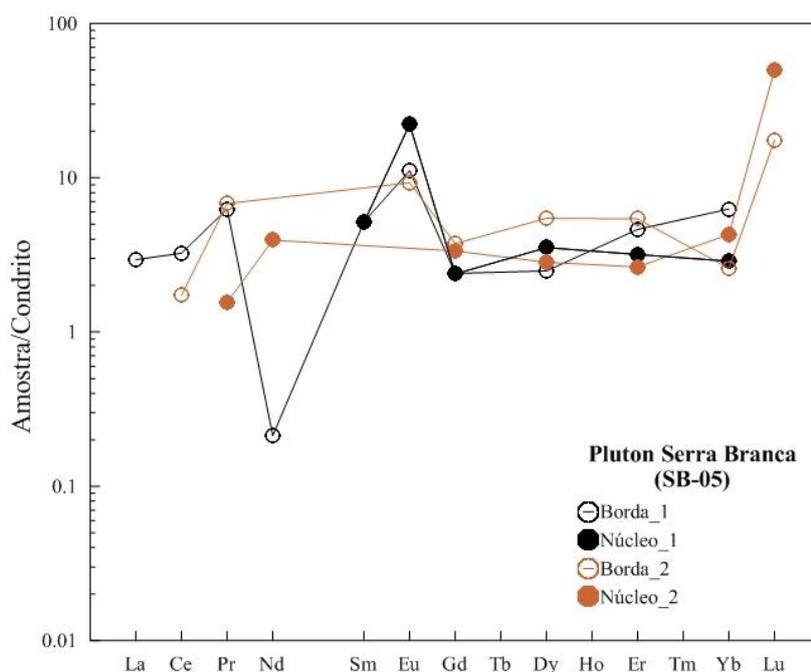


Figura 15: Padrão ETR normalizado para o Condrito (Evensen et al., 1978) de apatita (sem as inclusões e/ ou relictos). Notar o alto teor em Lu.

IV.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 representam 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).

IV.3.1 Geotermômetro hornblenda-plagioclásio

A reação edenita-tremolita (edenita + 4 quartzo = tremolita + albita) é um geotermômetro baseado no conteúdo de Al em hornblenda coexistente com plagioclásio nas paragêneses saturadas ou não em sílica (Blundy & Holland, 1990). As temperaturas hornblenda-plagioclásio das equações em Holland & Blundy (1994), reação edenita-richterita (edenita + albita = richterita + anortita) nas paragêneses sem ou com pouco quartzo, foram calculadas para os granitóides do Pluton Coxixola. Os resultados mostrados na tabela 2 foram obtidos utilizando as pressões obtidas pelo geobarômetro de Anderson & Smith (1995). As temperaturas obtidas variam de 560° C a 711° C e claramente sugerem reequilíbrio no estado *subsolidus*.

IV.3.2 Geobarômetro de Al em hornblenda

Os teores de Al_{total} das hornblendas nas rochas intermediárias cálcioalcalinas aumenta com a pressão desde que a assembleia de *buffering* contenha quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, hornblenda, titanita, e óxido Fe-Ti estejam presentes (Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987; Johnson & Rutherford, 1989; Thomas & Ernst, 1990; Schmidt, 1992; Anderson & Smith, 1995). A composição das fases máficas está diretamente relacionada à fO_2 . Quanto menor a fO_2 maior o Fe# nas hornblendas, e por conseguinte maior o teor em Al_i . A utilização de Al_i em hornblenda como geobarômetro é restrita as composições com Fe# não ultrapassando 0,40 - 0,65. Foi utilizado neste trabalho o geobarômetro calibrado por Anderson & Smith (1995) definido para plutons cristalizados sob condições médias a elevadas de fO_2 . As pressões calculadas para os granitóides do Pluton Coxixola variam de 4 a 5 kbar (fácies 1) e de 2 a 3 kbar (fácies 2) (Figura 17a). Estas baixas pressões sugerem um processo atuante durante as transcorrências que afetam os granitóides, como a percolação de fluidos que promoveu uma possível despressurização onde normalmente se observa condições de alta pressão.

V.3.3 Geotermometria de saturação em zircão

A saturação em zircão pode ser baseada na correlação entre Zr e SiO₂, algumas condições são necessárias para utilização desse geotermômetro, como cristalização precoce de zircão e diminuição dos teores de zircônio em rochas sucessivamente mais fracionadas, $M [(Na+K+2Ca)/(Si*Al)]$ entre 0,9-1,7; e temperaturas de 700° C a 1000° C (Watson & Harrison, 1983; Watson, 1987). Valores fora dessas condições constituem apenas limites máximos para o *solidus* desses granitoides. As temperaturas *liquidus* (T_{Zr}) estimadas para os GPSB ricos em SiO₂ (>70%), variam de 781°C a 843°C, e para os GPC com teores intermediários de SiO₂ (55-67%) estão entre 836°C - 893°C. Os granitoides estudados mostram valores de M (0,1-0,3) abaixo do limite para utilização do geotermômetro. Contudo, os GPSB mostram a condição mais fundamental para utilização de T_{Zr} , como a correlação negativa Zr-SiO₂, assim como a diminuição da T_{Zr} com o fracionamento das rochas (Figura 16a e b), os GPC exibem um $\Delta T (T_{Zr} - T_{(Hbl-Pl)})$ muito elevado (~245° C) indicando que a cristalização do zircão começou muito distante do *solidus*, isso reflete uma saturação de zircônio no magma parental dos GPC.

IV.3.4 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 dos granitóides do Pluton Serra Branca cortam os *buffers* fayalita-quartzo-magnetita ($FeSiO_4$ - SiO_2 - Fe_3O_4) e níquel-óxido de níquel (Ni-NiO), próximos a Fe^{2+} . O mineral óxido principal é a Fe-ilmenita com Mn, coexistindo com um pouco de titanomagnetita nas bordas. As biotitas dos granitóides do Pluton Coxixola caem próximas do *buffer* $FeSiO_4$ - SiO_2 - Fe_3O_4 , entre Fe^{2+} e Mg, a magnetita é o óxido principal, contendo finas lamelas de martita e um pouco de titanohematita (fácies 1). As biotitas do fácies 2 mostram condições de *buffering* entre Ni-NiO e Fe_2O_3 - Fe_3O_4 , mais próximos a Mg, o óxido é a magnetita com finas lamelas de martita e alguma titanohematita. Segundo os trabalhos de Wones & Eugster (1965) e Speer (1989), valores da fO_2 são intermediários para os granitóides do Pluton Serra Branca, e para os granitóides do Pluton Coxixola são intermediários para a fácies 1 e elevados para a fácies 2 (Figura 7d).

A distinção da razão férrico-ferroso de biotitas e a relação entre a razão e a assembleia de óxidos tem 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 e 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 as diferentes fugacidade de oxigênio a diferentes fontes. Ele 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 granitóides do Pluton Serra Branca cortam as composições "*buffered*" [$(FeSiO_4$ - SiO_2 - Fe_3O_4) e (Ni-NiO)], sugerindo que as biotitas deste pluton se cristalizaram em diferentes fugacidades de oxigênio. A quantidade modal de óxidos coexistindo diminui com a diminuição do conteúdo de Fe^{3+} das biotitas, contudo, tipos de

rochas ligadas a possível diferenciação não mostram comumente *trends* de oxidação em suas biotitas. Assim como nos estudos de Barriere & Cotten (1979), nas análises das biotitas do PSB foi encontrado conteúdos de ferro férrico aumentando durante diferenciação magmática, refletindo o fracionamento inicial de ilmenita. Um estágio tardio de percolação de fluidos causou oxidação pós-magmática de alguns dos Fe²⁺ primitivos.

No diagrama de Anderson & Smith (1995), com as possíveis condições de fugacidade de oxigênio durante a cristalização de rochas, os valores de Fe# vs. Al^{IV} nos anfibólios dos GPC caem no campo de intermediária fO₂ (fácies 1) e elevada fO₂ (fácies 2) (Figura 17b).

Tabela 2. Termômetro Hbld-Plag

Pluton Coxixola	Facies 1				Facies 2							
	T (C) HB1*	576,4	646,3	753,8	746,6	610,5	578,8	583,0	597,6	569,3	611,8	575,1
P (Kb) HB1*	4,47	4,88	3,68	4,05	3,22	2,39	3,14	2,72	2,63	2,51	3,12	
T (C) HB2	617,0	661,2	710,7	694,9	595,7	580,2	587,6	599,3	557,0	580,6	573,4	
P (Kb) HB2	4,49	4,47	4,43	4,90	3,20	2,40	3,16	2,72	2,55	2,42	3,11	

HB 1* - Termômetro Hbld-Plag (calibração – reação: edenita + 4 quartzo = tremolita + albita). [Paragêneses saturadas ou não em sílica] Holland e Blundy, 1990. **HB 2** - Termômetro Hbld-Plag (calibração – reação: edenita + albita = richterita + anortita). [Paragênese sem ou com pouco quartzo] Holland e Blundy, 1994 (resultados utilizados - GPC).

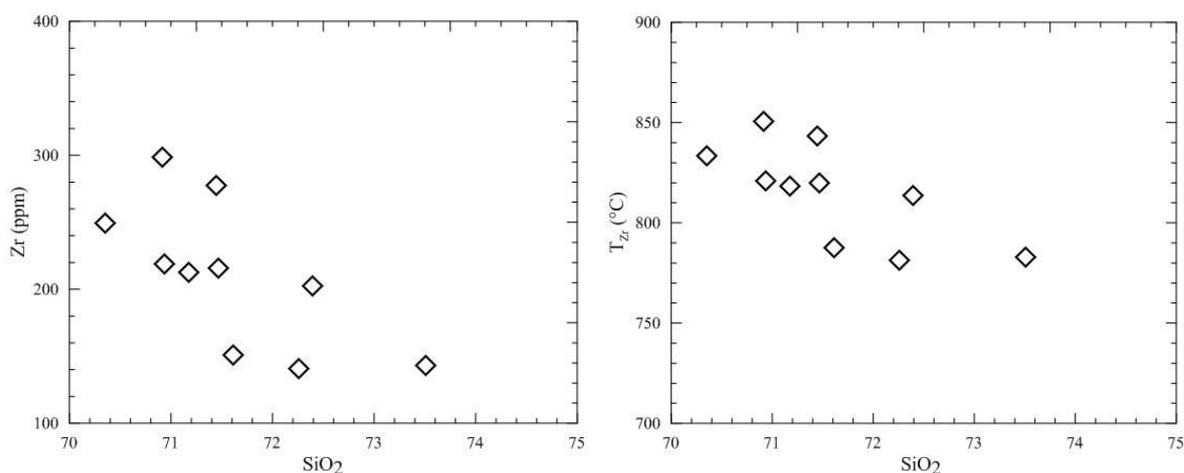


Figura 16: a- Diagrama de variação química Zr vs. SiO₂; b- Diagrama de variações das T_{Zr} vs. SiO₂ (GPSB).

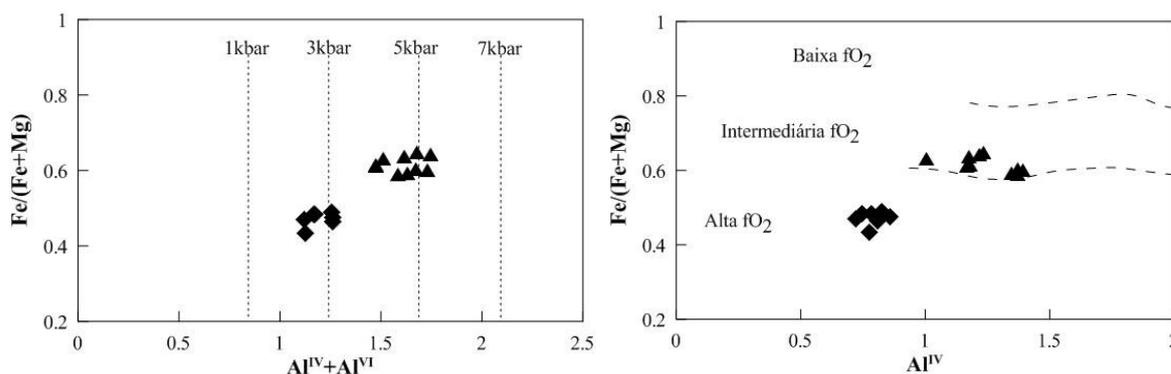


Figura 17: *a*- Diagrama de Fe# vs. Al_{total} em anfibólios mostrando as possíveis pressões de cristalização para os anfibólios dos GPC; *b*- Diagrama de Fe# vs. Al^{IV} em anfibólios com as possíveis fO_2 durante a cristalização dos GPC. (Anderson & Smith, 1995). ▲GPC (facies1), ◆GPC (facies2).

Estudos de Lipman (1971) mostram os cálculos de equilíbrio entre fases com a relação $fO_2 - T$ 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. A assembleia titanita + magnetita + quartzo em rochas vulcânicas e graníticas permitem uma estimativa da fO_2 .

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 fO_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 (Figura 18).

Os granitoides do Pluton Serra Branca são livres de titanita (com Fe-ilmenita com Mn, titanomagnetita), enquanto os granitoides do Pluton Coxixola são portadores de titanita secundária (com magnetita e Fe-ilmenita anédrica fina). Assim sendo, as condições mais oxidantes foram definidas para os granitoides do Pluton Coxixola. Por vezes, os óxidos de Fe-Ti são bordejados por titanitas anédricas (secundárias), sugerindo uma condição de diminuição da temperatura, essa condição é suportada pela presença de grãos anédricos de magnetita, Fe-ilmenita, quartzo microcristalino, e apatita secundária. Esta associação mineral

corresponde à fase tardia dos granitóides do Pluton Coxixola. E comparada no diagrama de Wones (1989) corresponde a condições de diminuição da fO_2 assim como da temperatura no final da cristalização do Pluton Coxixola, indicando uma ampla variação nas condições de fO_2 , como pode ser notado nas figuras 7d e 17b.

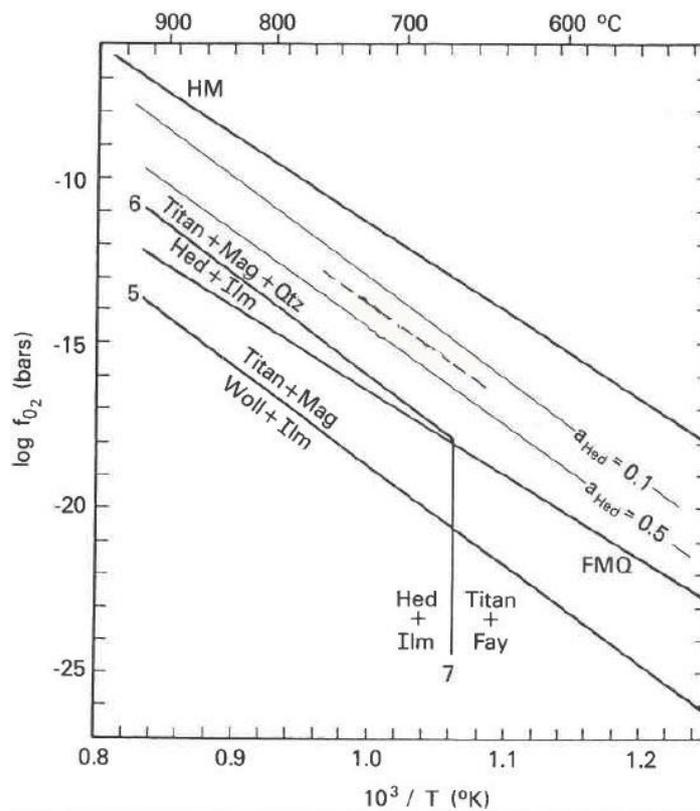


Figura 18: Diagrama do logaritmo da fO_2 vs. T , mostrando a estabilidade de várias assembleias minerais (wones, 1989). Utilizado para comparação com as assembleias encontradas nos plutons estudados.

V. LITOGEOQUÍMICA

As amostras analisadas foram preparadas com base em técnicas descritas no Capítulo I (Materiais e Métodos). Sendo dosadas onze amostras representativas dos granitoides do Pluton Serra Branca, seis do Pluton Coxixola (duas são enclaves), duas das encaixantes (migmatito) e dois diques de leucogranito. Essas amostras foram analisadas no *Acme Analytical Laboratories (Vancouver, CA) Ltd.* Os resultados dessas análises são apresentados na tabela 3.

V.1 Elementos Maiores e Séries Magmáticas

Os granitóides do Pluton Serra Branca mostram teores elevados de SiO_2 (> 70 %) e K_2O , com razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$. São fracamente peraluminosos com razões ACNK [$\text{A}/\text{CNK} = \text{razão molar de } \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$] variando de 1.01 a 1.08 (Fig.19). No diagrama AFM (Fig.20), os granitoides do Pluton Serra Branca mostram um *trend* paralelo ao lado AF desse diagrama, refletindo cristalização sob condições de baixa $f\text{O}_2$ e rochas altamente evoluídas. Esses granitoides caem principalmente, no campo dos granitóides da série shoshonítica do diagrama K_2O versus SiO_2 (Fig. 21), com os campos propostos por Peccerillo & Taylor (1976). No diagrama tipo TAS com campos segundo Middlemost (1997), a maioria das amostras analisadas caem no campo da série trans-alcálica, com os leucogranitos caindo no campo da série calcioalcalina (Fig.22). Quando projetadas no diagrama de Sylvester (1989), as amostras analisadas dos granitóides com teores de $\text{SiO}_2 > 68$ %, caem nos campos dos granitóides calcioalcalinos fortemente fracionados (*HFCA*) e alcalinos (Fig.23). As rochas da associação shoshonítica são geralmente trans-alcálicas, potássicas e magnesianas. Entretanto, a maioria dos granitoides do Pluton Serra Branca são classificados como granitóides ferrosos (Ferré *et al.*, 1998?) no diagrama $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ versus SiO_2 com campos de Frost *et al.* (2001) (Fig.24).

Nos diagramas tipo Harker as amostras analisadas do Pluton Serra Branca mostram *trends* negativos para K_2O , TiO_2 , P_2O_5 e Fe_2O_3 , sendo levemente negativos para CaO e MgO . Na_2O e Al_2O_3 mostram comportamento semelhante, com *trend* positivo até teores de SiO_2 de 71,5 % e negativo para SiO_2 maior que 71,5 % (Fig.25). Os *trends* com pontos de inflexão observados sugerem fracionamento de biotita e apatita. Fracionamento de feldspatos não deve ter ocorrido até 71,5% de SiO_2 , pois o fracionamento de feldspatos juntamente com o fracionamento de biotita levaria a *trends* negativos para o Al_2O_3 e Na_2O .

Os granitóides do Pluton Coxixola mostram teores de SiO₂ de ~55 % (facies 1) e ~66% (facies 2), elevados teores de K₂O (4,6-5,92), geralmente com razões K₂O/Na₂O > 1 e de ~1 para algumas amostras da facies 1. São metaluminosos com razões ACNK [A/CNK = razão molar de Al₂O₃/(CaO + K₂O + Na₂O)] variando de 0.89 a 0.97 (Fig.19). No diagrama AFM (Fig.20), os granitoides do Pluton Coxixola mostram um *trend* paralelo e um pouco mais afastado do lado AF desse diagrama em relação aos granitoides do Pluton Serra Branca, refletindo cristalização sob condições de fO₂ mais elevadas e as rochas menos evoluídas em relação aos GPSB. Esses granitoides são ricos em K (Fig.21), caindo no campo dos granitoides da serie shoshonítica do diagrama K₂O versus SiO₂, com os campos propostos por Peccerillo & Taylor (1976). No diagrama tipo TAS com campos segundo Middlemost (1997), as amostras analisadas caem no campo da série trans-alcalina (Fig.22). As rochas da associação shoshonítica são geralmente trans-alcalinias, potássicas e magnesianas e mostram teores menores de TiO₂. Assim sendo, os granitoides do Pluton Coxixola (facies 2) são classificados como granitóides magnesianos, caracterizando uma afinidade shoshonítica, enquanto a facies 1 desse pluton se mostram levemente ferrosos no diagrama FeOt/ (FeOt + MgO) vs. SiO₂ com campos de Frost *et al.* (2001) (Fig.24).

V.2 Elementos Maiores e Gênese dos Magmas

Estudos modelando a interação crosta - núcleo (Patiño Douce, 1995; McCarthy & Patiño Douce, 1997) demonstraram experimentalmente que a reação de magmas basálticos com rochas quartzofeldspáticas produz magmas silicáticos em equilíbrio com cumulos máficos ígneos, semelhantes às rochas que são abundantes na crosta continental inferior. Estes resultados experimentais foram usados por Patiño Douce (1999) para modelar a variação composicional de rochas ígneas silicáticas naturais. Patiño Douce (1999), a partir de seus estudos, ressalta que a pressão exerce uma forte influência nas composições dos magmas silicáticos e dos cumulos máficos complementares. Patiño Douce (1999) observa que os *melts* derivados de anfibolitos possuem maior conteúdo de componentes ferromagnesianos em relação a *melts* derivados de fontes ricas em mica; e *melts* derivados de metagrauvacas (fontes que contém biotita + plagioclásio mas não aluminossilicato) são mais ricos em CaO do que componentes ferromagnesianos e alumina em relação àqueles derivados de metapelitos máficos (fontes que contém biotita + aluminossilicato ± plagioclásio). As curvas calculadas por Patiño Douce (1999) modelam as composições dos *melts* que deveriam ser produzidos por *melt* crustal + *melt* basáltico. São curvas de reação (curvas simplificadas) que mostram

claramente o efeito relativo da pressão e da composição crustal na composição do *melt* granítico. Diferentes curvas de reação são mostradas em todos os diagramas, para diferentes pressões. As curvas de baixas pressões são construídas para $P \leq 5$ kbar, correspondendo à interação de basaltos com rochas crustais superiores a 15-20 km da crosta continental. As curvas de altas pressões, construídas para $P = 12-15$ kbar, correspondem ao modelo de interações crosta-manto em profundidades de 40-60 km. Os diagramas de Patiño Douce (1999) proporcionam uma comparação entre as composições dos granitóides estudados (Plutons Serra Branca e Coxixola) e a variação composicional de *melts* crustais produzidos experimentalmente.

Nos diagramas $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ vs. $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$; $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$; $\text{CaO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ vs. $\text{CaO}/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ (Fig.26 a, b, c), os granitóides do Pluton Serra Branca caem no campo dos *melts* derivados de grauvaça metamorfozada, os dados desses granitóides definem *trends* negativos que, nestes diagramas, sugerem curvas de mistura ou *trends* de fracionamento de cristal. Além disso, no diagrama $[\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2)]$ (Fig. 26b) os GPSB caem no campo de interseção entre *melts* derivados de grauvaça e *melts* derivados de anfíbolito, estes granitóides também definem um *trend* negativo que sobrepõe a curva de reação experimental de baixa pressão (BP). Nos diagramas de Patiño Douce (1997) (Fig.26 a, b, c) as amostras do Pluton Coxixola caem fora dos campos de *melts* crustais; estas amostras são projetadas nas porções de *melts* derivados de anfíbolito e definem curvas e *trend* horizontalizados que sugerem mistura, e estão próximos às curvas de reação experimental de baixa pressão (BP). No diagrama $[\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2)]$ (Fig. 26b), os GPC caem na área entre a curva de reação de baixas pressões (BP) e a de altas pressões (AP), essas curvas compreendem a variação de profundidade em que interações crosta-manto são mais provavelmente realizadas.

As assembleias descritas em Patiño Douce (1999) são modelos simplificados que certamente não reproduzem a variação total dos cumulos máficos que são produzidos quando basaltos reagem com rochas metamórficas na natureza. Além disso, cada rocha granítica individualmente dentro de cada grupo é quase certamente o produto de muitos processos, incluindo hibridização, mistura de magma, cristalização fracionada e acumulação de cristal. O modelo de curvas de reação incorpora os principais efeitos da pressão e composição da assimilação crustal nas assembleias que cristalizaram durante a interação crosta-manto e, conseqüentemente, nas composições de *melts* silicáticos híbridos.

Tabela 3. Composições Químicas para os Granitóides Estudados

Unidade	Pluton Serra Branca											
Litologia	(dique)											
Elementos/Amostras	SB-02	SB-03	SB-04	SB-05	SB-06	SB-09	SB-11	SB-12B	SB-LU-04	SB-LU-8.1	SB-LU-09	Média
(% peso)												
SiO ₂	71,47	71,61	72,39	71,45	71,17	72,26	70,94	70,91	73,51	74,82	70,35	71,90
TiO ₂	0,24	0,15	0,25	0,28	0,24	0,18	0,26	0,33	0,18	0,12	0,30	0,23
Al ₂ O ₃	14,63	14,93	14,45	14,67	14,47	14,82	14,77	14,03	13,71	13,16	14,65	14,39
Fe ₂ O ₃	1,80	1,41	1,85	2,42	2,21	1,62	2,08	2,53	1,79	1,04	2,62	1,94
MnO	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03
MgO	0,30	0,18	0,29	0,35	0,31	0,24	0,33	0,32	0,24	0,29	0,47	0,30
CaO	1,30	1,13	1,13	1,31	1,18	1,09	1,35	1,13	1,05	1,05	1,46	1,20
Na ₂ O	3,66	3,60	3,32	3,46	3,23	3,74	3,66	3,00	3,38	2,57	2,88	3,32
K ₂ O	5,24	5,70	5,40	5,08	5,98	5,14	5,21	6,32	5,15	6,15	5,92	5,57
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,02	0,07	0,06	0,07	0,08	0,07	0,03	0,05	0,09	0,06
Loi	1,00	1,00	0,50	0,80	0,20	0,70	1,00	0,40	0,50	0,30	0,60	0,64
TOTAL	99,71	99,77	99,63	99,93	99,08	99,90	99,72	99,07	99,57	99,56	99,37	99,57
(ppm)												
Rb	230,7	210,1	242,7	232,9	214,4	295,2	210,0	210,2	245,0	206,1	210,2	228,0
Zr	215,9	151,0	202,2	277,4	212,9	140,4	218,6	298,9	143,1	152,3	249,6	205,7
Ba	931,9	514,6	943,0	791,0	631,0	651,0	794,9	943,0	710,0	987,0	2048,0	904,1
Sr	179,3	158,8	166,1	165,5	137,5	162,9	197,8	133,5	154,2	220,9	472,2	195,3
Nb	16,0	11,2	17,3	21,7	18,2	22,3	16,5	13,8	16,1	6,3	14,8	15,8
Y	11,4	10,8	12,0	18,5	12,4	14,5	16,3	10,1	10,8	8,5	8,7	12,2
Th	37,5	37,8	39,2	39,5	45,5	31,2	52,2	56,4	32,5	48,8	51,7	42,9

Tabela 3. (Continuação) - Composições Químicas para os Granitóides Estudados

Unidade	Pluton Serra Branca											
Litologia	(diq)											
Elementos/Amostras	SB-02	SB-03	SB-04	SB-05	SB-06	SB-09	SB-11	SB-12B	SB-LU-04	SB-LU-8.1	SB-LU-09	Média
(ppm)												
La	83,6	53,7	92,6	107,5	102,6	52,1	81,1	168,0	61,3	48,3	135,5	89,7
Ce	153,5	100,5	167,3	191,0	198,0	101,6	144,1	298,3	109,7	91,2	236,5	162,9
Pr	16,36	11,07	16,59	19,13	20,36	10,47	15,68	29,74	11,02	9,27	21,94	16,5
Nd	54,9	37,8	53,3	58,8	67,7	33,0	52,7	92,1	34,0	26,3	71,9	53,0
Sm	7,14	5,71	7,74	9,51	10,07	6,08	7,84	12,54	5,04	4,91	8,82	7,8
Eu	0,81	0,65	0,73	0,85	0,73	0,57	0,72	1,00	0,57	1,20	1,02	0,8
Gd	4,19	3,40	5,01	7,18	6,13	4,91	5,39	6,97	3,31	3,43	4,13	4,9
Tb	0,53	0,47	0,52	0,81	0,62	0,60	0,77	0,62	0,46	0,41	0,40	0,6
Dy	2,21	2,24	2,59	4,40	3,03	3,42	3,21	2,62	2,08	1,86	1,53	2,7
Ho	0,34	0,33	0,36	0,63	0,43	0,42	0,48	0,35	0,37	0,28	0,21	0,4
Er	0,81	0,82	0,96	1,64	0,93	1,29	1,34	0,86	1,07	0,71	0,95	1,0
Tm	0,12	0,14	0,14	0,19	0,14	0,17	0,19	0,11	0,16	0,09	0,10	0,1
Yb	0,78	0,87	0,86	1,20	1,00	1,19	1,08	0,83	1,01	0,47	0,67	0,9
Lu	0,11	0,13	0,12	0,18	0,13	0,14	0,15	0,09	0,15	0,09	0,08	0,1
Σ LREE	315,5	208,8	337,5	385,9	398,7	203,3	301,4	600,7	221,1	180,0	474,7	329,8
(Ce/Yb) _N	50,05	29,38	49,48	40,48	50,36	21,71	33,93	91,41	27,62	49,35	89,78	48,51
Eu/Eu*	0,46	0,45	0,36	0,32	0,29	0,32	0,34	0,33	0,43	0,90	0,52	0,43
La/Sm	11,71	9,40	11,96	11,30	10,19	8,57	10,34	13,40	12,16	9,84	15,36	11,29
Gd/Yb	5,37	3,91	5,83	5,98	6,13	4,13	4,99	8,40	3,28	7,30	6,16	5,59
Rb/Sr	1,29	1,32	1,46	1,41	1,56	1,81	1,06	1,57	1,59	0,93	0,45	1,31
Rb/Ba	0,25	0,41	0,26	0,29	0,34	0,45	0,26	0,22	0,35	0,21	0,10	0,29
(Na ₂ O+K ₂ O)/CaO	6,85	8,23	7,72	6,52	7,81	8,15	6,57	8,25	8,12	8,30	6,03	7,50
T °C (Zr)	819,74	787,62	813,71	843,44	818,45	781,31	820,89	850,70	782,95	788,37	833,33	

Tabela 3. (Continuação) - Composições Químicas para os Granitoides Estudados

Litologia	Pluton Coxixola e Outros Granitoides Estudados										
	Migmatito (encaixante)		Leucogranito (dique)	Granito cinza (dique)	GPC			GPC	GPC	Enclave	Enclave
	SB-13	SB-13B	SB-LU-20	SB-LU-24	SB-LU-27	SB-LU-28	SB-LU-23	SB-LU-25A	SB-LU-23E	SB-LU-28E	
(% peso)											
SiO ₂	66,25	71,49	77,22	71,33	55,41	65,98	54,93	55,88	55,03	54,72	
TiO ₂	0,96	0,24	<0,01	0,22	0,76	0,45	0,69	0,73	0,80	0,67	
Al ₂ O ₃	14,86	13,89	12,50	14,88	19,00	15,50	19,43	19,17	20,03	17,99	
Fe ₂ O ₃	4,28	2,09	0,59	1,99	6,27	3,52	7,55	5,63	6,42	6,54	
MnO	0,05	0,02	0,06	0,03	0,10	0,06	0,13	0,09	0,08	0,12	
MgO	0,99	0,36	0,05	0,42	2,11	1,55	1,80	2,04	2,01	2,55	
CaO	1,73	0,99	0,87	1,50	4,53	2,62	4,04	3,74	4,31	4,70	
Na ₂ O	2,69	2,50	3,76	3,80	4,43	4,04	4,67	4,13	5,25	4,78	
K ₂ O	6,34	7,10	4,29	4,67	5,43	5,00	4,61	5,92	3,99	4,47	
P ₂ O ₅	0,29	0,07	<0,01	0,05	0,57	0,31	0,42	0,43	0,44	0,66	
Loi	0,60	0,80	0,40	0,80	0,60	0,40	1,20	1,50	1,00	2,20	
TOTAL	99,04	99,55	99,74	99,69	99,21	99,43	99,47	99,26	99,36	99,40	
(ppm)											
Rb	162,3		116,0	177,9	105,4	124,9	93,0	108,3	87,3	104,7	
Zr	823,0	254,0	36,3	131,0	453,3	256,1	414,7	300,6	437,5	299,4	
Ba	1278,0	921,0	175,0	1052,0	3517,0	1679,0	2231,0	3825,0	3342,0	2655,0	
Sr	300,0	162,0	50,6	303,0	1175,2	629,3	660,5	979,0	1150,0	1140,0	
Nb	14,1	<10	0,7	18,5	10,1	8,3	13,1	8,6	11,0	13,7	
Y	14,1	<10	17,6	8,2	15,2	14,9	14,7	11,0	13,1	19,6	
Th	40,4		9,3	12,8	6,5	9,4	4,4	8,3	2,5	21,9	
La	169,7		7,7	39,4	71,5	67,7	55,7	81,5	50,2	74,7	
Ce	315,4		13,8	70,6	132,0	121,3	105,4	143,6	94,3	141,6	
Pr	33,68		1,40	7,11	13,84	12,04	12,32	14,42	10,90	15,55	
Nd	109,2		4,9	21,5	51,0	41,7	46,0	48,9	45,6	55,3	
Sm	12,90		1,17	3,48	7,33	6,10	6,51	6,95	6,21	8,81	
Eu	1,68		0,10	0,71	2,51	1,28	2,49	2,22	2,39	2,08	
Gd	7,62		1,06	2,59	5,50	4,17	4,67	4,34	4,45	6,47	
Tb	0,71		0,32	0,40	0,66	0,60	0,56	0,46	0,51	0,71	
Dy	3,32		2,37	1,56	2,84	2,86	2,73	2,55	2,55	3,81	
Ho	0,51		0,67	0,32	0,59	0,53	0,52	0,37	0,43	0,63	
Er	1,20		2,58	0,87	1,80	1,54	1,52	1,07	1,20	1,80	
Tm	0,15		0,48	0,10	0,23	0,23	0,20	0,14	0,18	0,26	
Yb	0,96		3,22	0,72	1,34	1,23	1,17	0,83	1,05	1,99	
Lu	0,12		0,46	0,11	0,22	0,18	0,19	0,13	0,16	0,29	
∑ LREE	640,9		29,0	142,1	275,7	248,8	225,9	295,4	207,2	296,0	
(Ce/Yb) _N	83,56		1,09	24,94	25,05	25,08	22,91	44,00	22,84	18,10	
Eu/Eu*	0,52		0,28	0,73	1,22	0,78	1,39	1,24	1,40	0,85	
La/Sm	13,16		6,58	11,32	9,75	11,10	8,56	11,73	8,08	8,48	
Gd/Yb	7,94		0,33	3,60	4,10	3,39	3,99	5,23	4,24	3,25	
Rb/Sr	0,54		2,29	0,59	0,09	0,20	0,14	0,11	0,08	0,09	
Rb/Ba	0,13		0,66	0,17	0,03	0,07	0,04	0,03	0,03	0,04	
(Na ₂ O+K ₂ O)/CaO	5,22	9,70	9,25	5,65	2,18	3,45	0,09	0,10	0,06	0,05	
T Zr (°C)	959,44	834,99	676,35	775,37	893,00	835,78	883,70	851,26	889,27	850,87	

(Ce/Yb)_N = Razão Ce/Yb normalizada pelo condrito (Nakamura, 1974);

Eu/Eu* = Eu_N/√[(Sm_N)*(Gd_N)] (Taylor & McLennan, 1985);

T Zr (°C) = Temperaturas de saturação em Zircão (Watson, 1987).

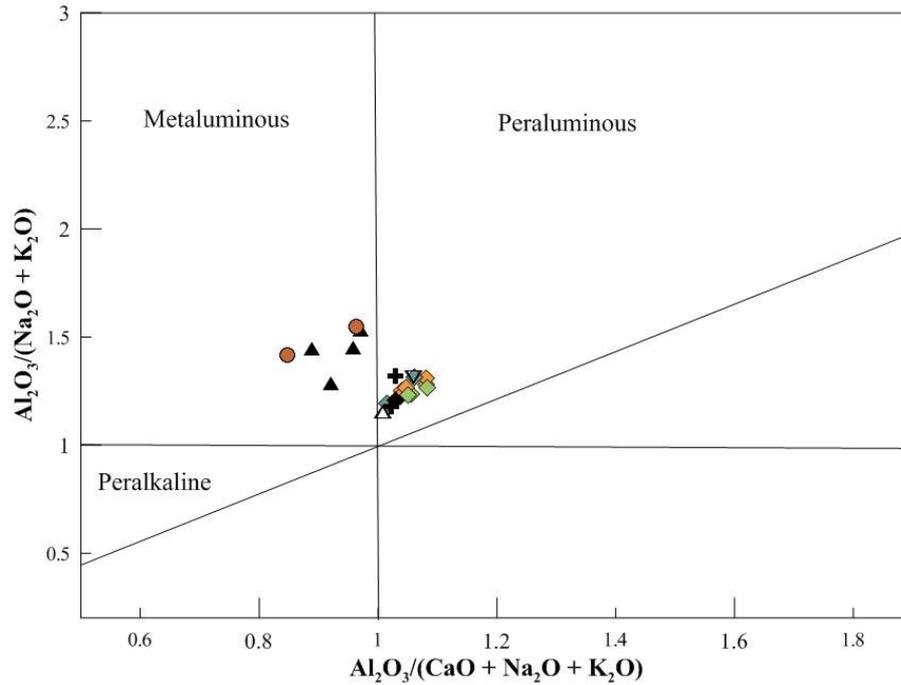


Figura 19: Índices de Shand para os granitoides estudados; com campos após Maniar & Piccoli (1989).

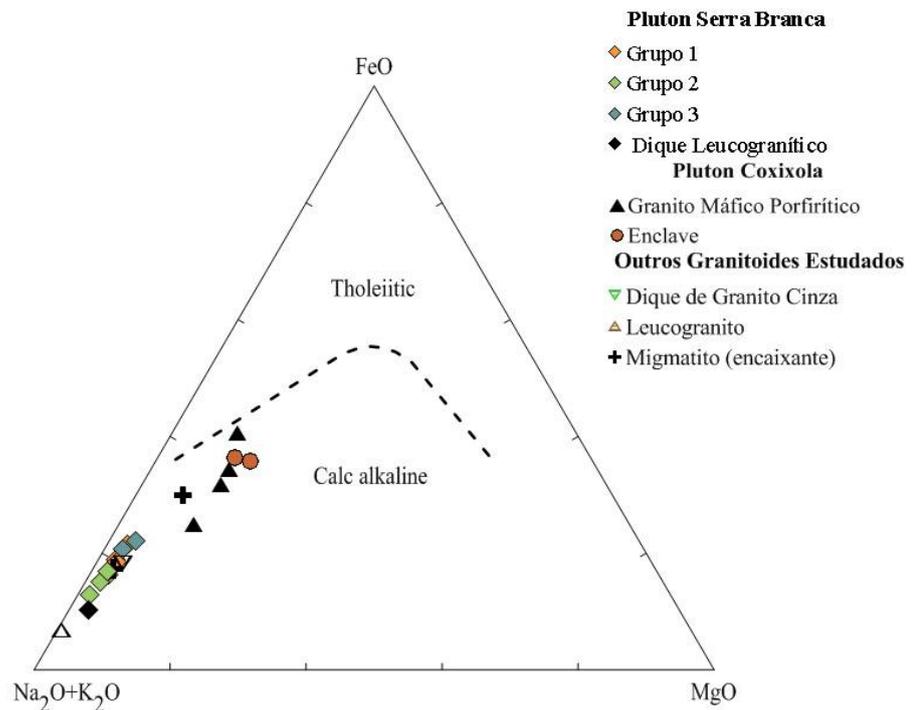


Figura 20: Diagrama AFM com os granitoides estudados; com campos após Irvine & Baragar (1971).

Grupo 1: $(Ce/Yb)_N = 33,93-50,36$; $T ^\circ C (Zr) = 813,71-843,44$; Grupo 2: $(Ce/Yb)_N = 21,71-29,38$; $T ^\circ C (Zr) = 781,31-787,62$; Grupo 3: $(Ce/Yb)_N = 89,78-91,41$; $T ^\circ C (Zr) = 833,33-850,70$.

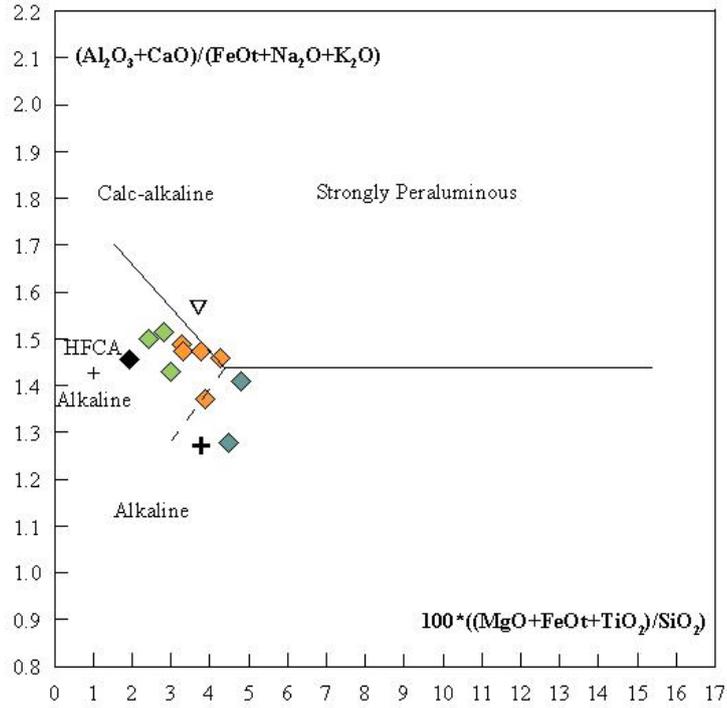


Figura 23: Elementos maiores discriminantes de granitos ($\text{SiO}_2 > 68\%$) relacionados a colisão. Sylvester (1989). Símbolos como na Fig. 20.

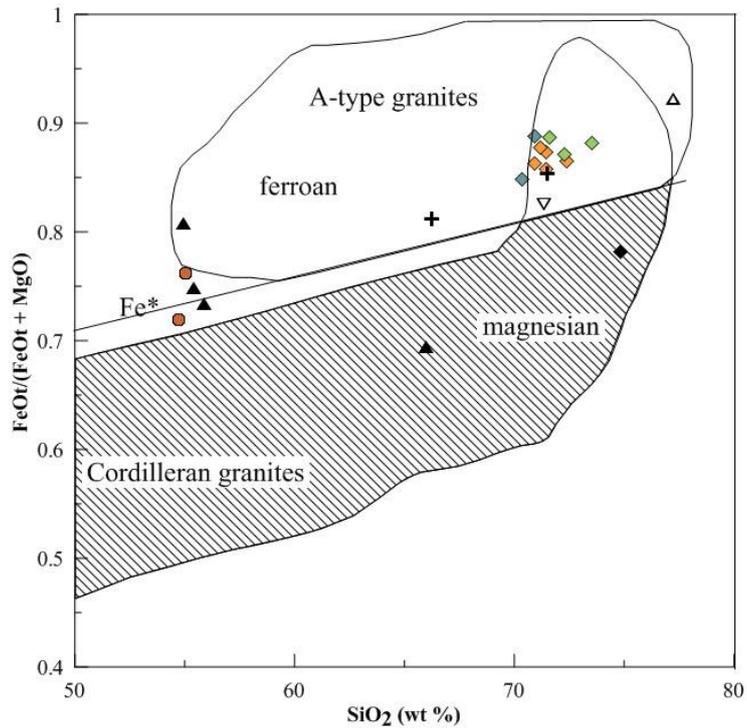


Figura 24: Variação composicional dos granitoides estudados no diagrama $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{Mg})$ vs. SiO_2 (peso%). Com os limites entre granitoides ferrosos e magnesianos de Frost *et al.* 2001; e campos discriminantes entre granitoides tipo-A e cordilherano (modificado de Miyashiro's, 1970). Símbolos como na Fig. 20.

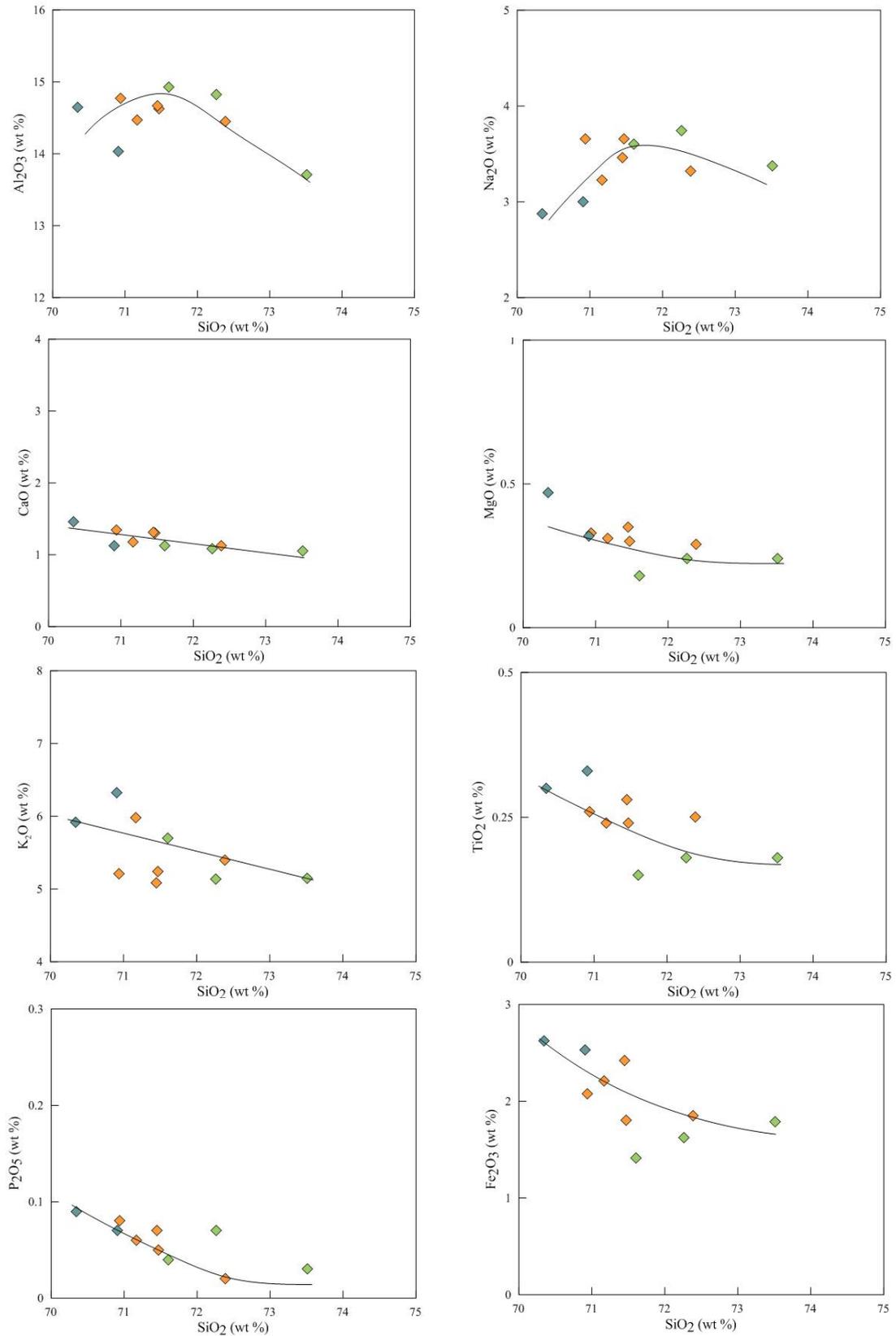


Figura 25: Diagramas de variação para elementos maiores nos GPSB.

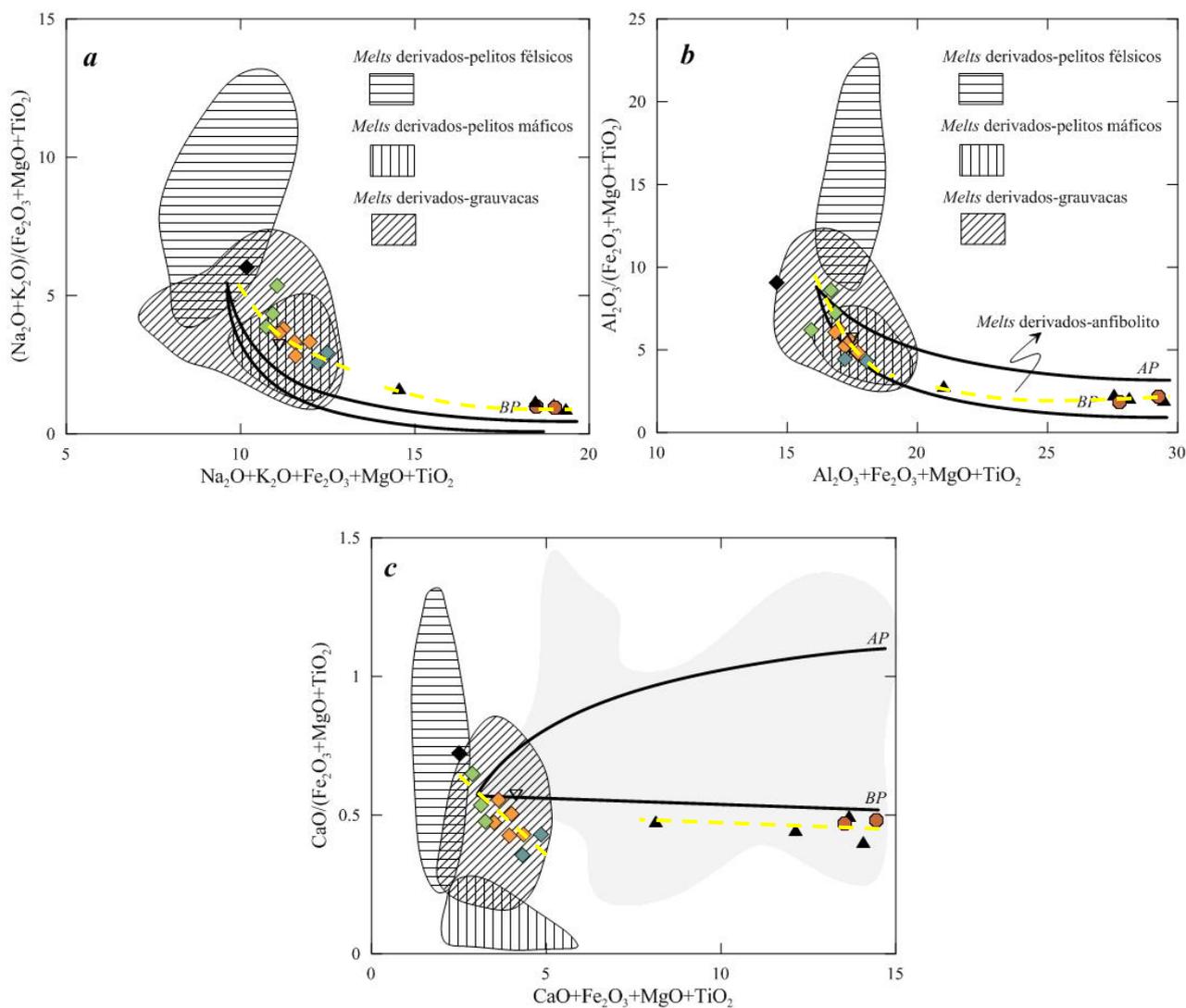


Figura 26: Composições dos GPSB e GPC (símbolos como na Fig. 20) comparadas a *melts* produzidos por desidratação-fusão experimental de vários tipos de metassedimentos. As linhas são curvas de reações que modelam as composições dos *melts* que deveria ser produzido por hibridização de olivina toleito de alto Al com metagrauvaca (Ver também Patiño Douce 1995). Em baixa pressão (BP, $P \leq 5$ kbar) e alta pressão (AP, $P = 12-15$ kbar). Notar: (23a, b, c) linhas amarelas tracejadas - *trends*, (23c) sombra cinza compreende área de *melts* derivados de anfibolito.

V.3 Elementos Traços e Terras Raras

Os granitóides do Pluton Serra Branca projetados nos diagramas de variação para SiO_2 vs. Ba, Sr, Rb e Th (Fig 27), definem *trends* horizontalizados para Ba e Sr, sugerindo o fracionamento de apatita (Sr substitui Ca na apatita) compensado pelo não fracionamento de plagioclásio, e *trend* levemente positivo para o Rb e negativo para o Th. No diagrama de variação Rb/Sr vs. Rb/Ba (Fig 27) os dados dos GPSB mostram um *trend* levemente positivo. Estas observações sugerem certo fracionamento de biotita e o não fracionamento de feldspato alcalino durante a evolução do magma granítico.

Os padrões de elementos Terras Raras normalizados em relação aos valores do Condrito (Evensen, 1978) (Fig 28) são similares para todos os granitóides do Pluton Serra Branca, mas apresentam variações discretas nos teores de ETR (Elementos Terras Raras Leves) entre si. Os GPSB são fracionados, com fortes anomalias negativas de Eu com as razões Eu/Eu^* variando de 0,29 a 0,52, semelhante aos padrões de ETR de granitóides tipo-A. O padrão de ETR do leucogranito (dique) analisado mostra uma sutil anomalia negativa Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,90$) (Fig. 28).

As variações discretas nos teores de ETR, justificadas pelas razões $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ utilizadas para definir o grau de fracionamento, observadas nos granitóides do Pluton Serra Branca possibilitam uma separação desses granitóides em 03 grupos: Grupo 1 com razão $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ variando de 33,93 a 50,36, o Grupo 2 menos fracionados, com razões $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ variando de 21,71 a 29,38, e o Grupo 3, mais fracionado, com razões $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ variando de 89,78 a 91,41 e mostrando o maior teor de ΣLREE (475 - 601 ppm). O padrão do migmatito encaixante (Fig.29) é semelhante ao padrão dos granitóides do Grupo 3, com razão $(\text{Ce}/\text{Yb})_N = 83,56$ (Tab. 3).

Os Padrões de elementos Terras Raras normalizados em relação aos valores do Condrito (Evensen, 1978) (Fig. 28) para os granitóides do Pluton coixola são similares entre si, sendo fracionados, exibindo anomalias negativas de Eu de levemente negativas a positivas, com os valores da Eu/Eu^* variando de 0,78 a 1,39 (Tab. 3). Alguns valores levemente negativos para a facies 2 do Pluton Coxixola não evidencia a afinidade shoshonítica apresentada nos diagramas das séries magmáticas.

Os outros granitóides estudados também são apresentados na tabela 3 e na figura 29, como o granito cinza (dique) que apresenta uma razão $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ de 24,94 ppm, similar a razão do Grupo 2 (menos fracionado) do Pluton Serra Branca e uma pequena anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,73$); e leucogranito com uma razão $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ de 1,09 ppm, esta razão tão

baixa é devida aos fracionamentos de ETRL com valores mais baixos e ETRP com valores mais altos em comparação com os granitoides dos Plutons Serra Branca e Coxixola, este leucogranito apresenta uma forte anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,28$) este padrão ETR apresentado é bastante similar aos apresentados por aplitos (Wark & Miller, 1993) e granitos *red* (Hassanen, 1997).

Os padrões *spidergrams* dos granitoides estudados, normalizados em relação aos valores do condrito sugeridos por Thompson (1982) são mostrados nas figuras 30 e 31.

Os granitoides do Pluton Serra Branca são caracterizados por depressões em Nb, Ta, Sr, P e Ti. A magnitude das depressões em P e Ti é maior para o Grupo 2, diminuindo para o Grupo 1, e sendo menor para o Grupo 3 dos granitoides do Pluton Serra Branca. Apenas 01 amostra do Grupo 1 mostra teor mais baixo de P quando comparado aos granitoides do Grupo 2. Os teores de Ba são mais baixos em relação aos granitoides do Pluton Coxixola. Os padrões *spidergrams* dos migmatitos (leucossoma) são similares aos padrões do Pluton Serra Branca, com exceção de depressão em Ti menos acentuada para estes migmatitos.

Os granitoides do Pluton Coxixola são caracterizados por depressões em Th, Nb e Ta, e uma depressão em Ti menor do que a exibida pelos GPSB. Apresentam pequenas depressões em Sr (fácies 2) e sutil a ausente para os granitoides da fácies 1. Mostram valores mais positivos de Zr comparados aos dos GPSP, que mostra leve depressão em Zr.

O granito cinza (dique) exhibe um padrão *spidergram* similar ao padrão exibido pelos granitoides do Grupo 2 do Pluton Serra Branca, mas com depressões em Nb, Ta, Sr e P de magnitude menor em relação às depressões apresentadas pelo Grupo 2, este granito cinza também mostra uma pequena depressão em Th diferentemente dos GPSB que não apresentam esta depressão. O leucogranito mostra um padrão *spidergram* diferente dos padrões apresentados pelos demais granitoides, o *spidergram* do leucogranito tem uma forte depressão em Nb, exhibe pequenas depressões em Th e Sr, e mostra teores mais baixo de Ba e mais alto de Tm e Yb em relação aos demais granitoides estudados.

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 de baixo Ca, ainda que as razões Th/U e U/Pb permaneçam virtualmente constantes. Estes estudos mostram ainda que os granitos de 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).

Estas considerações (Faure, 1986) podem ser aplicadas para os granitoides do Pluton Serra Branca (com $\text{SiO}_2 > 70\%$, e baixo CaO, Th = 31-56 ppm), 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 do Pluton Coxixola (facies 1: $\text{SiO}_2 = 55\%$, CaO = 4,0-4,5 %, Th = 4,4-6,5 ppm; facies 2: $\text{SiO}_2 = 66\%$, CaO = 2,6%, Th = 9,4 ppm) mostram enriquecimento em HFSE, mas com baixos teores de Th, que sugerem que esses granitoides estiveram sob condições menos oxidantes durante os estágios finais de cristalização do magma granítico.

V.4 Ambientes Geotectônicos

No diagrama Nb vs. Y, discriminante tectônico de Pearce *et al.* (1984), todas as amostras analisadas caem no campo dos granitoides de Arco Vulcânico junto com os granitoides Sin-colisionais (Fig. 32a).

No diagrama Rb vs. (Y+Nb), de Pearce (1996), com exceção do leucogranito (dique), todas as amostras caem no campo dos granitoides Pós-colisionais, sendo as amostras dos granitoides do Pluton Serra Branca presentes na porção dos granitoides Sin-colisionais e as amostras dos granitoides do Pluton Coxixola na porção dos granitoides de Arco Vulcânico (Fig. 32b).

No diagrama ternário de Harris *et al.*, 1986 (Ta - Rb - Hf), com exceção da amostra do leucogranito e uma amostra do Grupo 2 do Pluton Serra Branca que caem no campo dos granitoides Pós-colisionais, as demais amostras se distribuem no campo dos granitoides de Arco Vulcânico (Fig. 32c).

No diagrama discriminante tectônico para granitoides com SiO₂ > 60% de Maniar & Piccoli (1989), todas as amostras dos granitoides do Pluton Serra Branca e uma do migmatito (encaixante) caem no campo dos granitoides pós-orogênicos (relacionados a *rift* e soerguimento epirogênico continental), enquanto que uma amostra do Pluton Coxixola (fácies 2) e uma do migmatito (encaixante) caem no campo dos granitoides de arco de ilha, arco continental e de colisão continental (Fig. 32d).

As projeções dos granitoides do Pluton Serra Branca nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) e Harris *et al.* (1986) são incompatíveis com granitoides pós-colisionais e pós-orogênicos, refletindo, provavelmente, as características das fontes predominantemente crustais, com teores depreciados de Nb e Ta, que provocam a posição desses granitoides no campo VAG (Arco vulcânico). Isso mostra a baixa precisão, sob algumas condições, para identificar ambiente tectônico utilizando elementos traços como o Rb, sendo este elemento sensível a reequilíbrios tardios, e como o Nb e Ta, empobrecidos nos granitoides por cristalização fracionada e/ou fusão parcial crustal ou ainda, refletindo a composição da fonte.

Estudos mostram que rochas mais evoluídas de séries WPG (intraplaca) podem cair no campo VAG (Arco vulcânico) se houver fracionamento de fases ricas em Y e Nb durante a diferenciação (Pearce *et al.*, 1984). Assim como observados por Foster *et al.* (1997), que granitoides de ambientes extencionais intimamente associados com margens convergentes, podem ocupar, no diagrama de Pearce *et al.* (1984) e Harris *et al.* (1986), o campo Arco Vulcânico.

Os resultados obtidos pelas análises de rocha total, que mostraram o enriquecimento excepcional em elementos incompatíveis com uma notável exceção de Eu e Sr e a projeção das amostras no campo das rochas da série magmática ferrosa, fortaleceram a hipótese de que os granitoides do Pluton Serra Branca, com $\text{SiO}_2 > 70\%$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 8,5-9,3 \%$, fases enriquecidas em F, e alto conteúdo de elementos incompatíveis, são do tipo A, pós-orogênico.

Os granitoides do Pluton Serra Branca projetados no diagrama discriminante de Whalen, 1987 (soma de Zr, Nb, Ce e Y vs. FeO/MgO e $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$; Ga/Al vs. Ce e Zr), são classificados como granito tipo A (Fig. 33). Entretanto, em alguns desses diagramas certas amostras dos GPSB se afastam sutilmente do campo tipo A, provavelmente devido ao fracionamento de Y e Zr em algumas fases minerais (apatita e zircão) e o teor depreciado de Nb.

Nos diagramas triangulares (Y-Nb-Ce, Y-Nb-Ga, 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 dos granitoides do Pluton Serra Branca estão plotadas no campo do subtipo A1 (Fig 34). De acordo com Eby (1992), este subtipo consiste de granitoides associados à rifte, pluma e/ou *hotspot*.

No diagrama de Eby (1992), com as variações em Ga/Al e Th como função da grandeza da anomalia negativa de Eu (Eu/Eu^*), os granitoides do Pluton Serra Branca caem no campo dos granitoides tipo A (Fig. 34); nota-se também que na relação Ga/Al e Eu/Eu^* , as amostras se concentram ao longo da linha limitante entre os campos tipo A e I e S, este fato é devido a leve peraluminosidade dessas amostras (King *et al.*, 1997; Ma *et al.*, 2011; Dall'Agnol *et al.*, 2012).

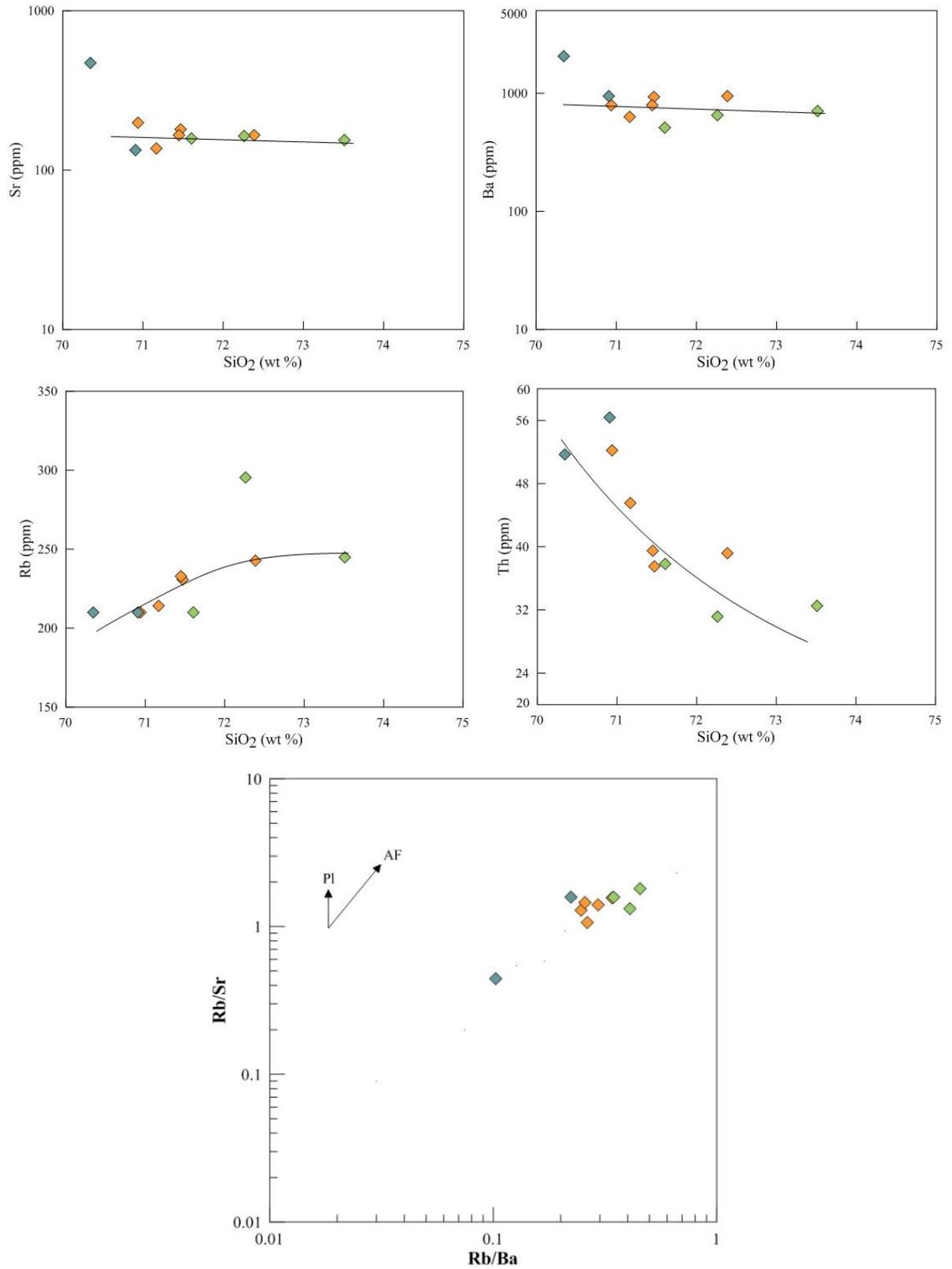


Figura 27: Diagramas de variação para elementos menores nos GPSB.

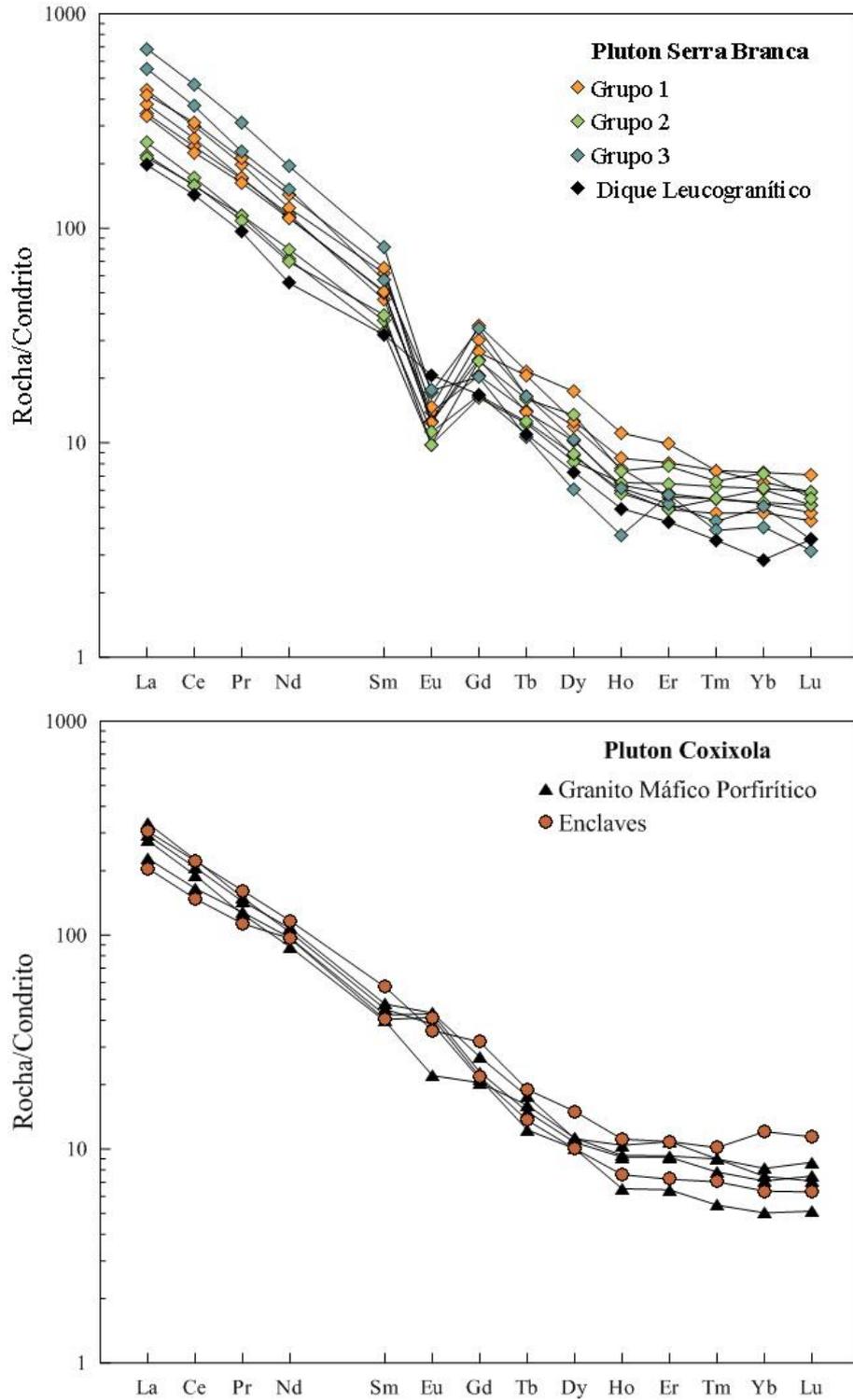


Figura 28: Padrões de ETR normalizados em relação aos valores do condrito (Evensen, 1978).

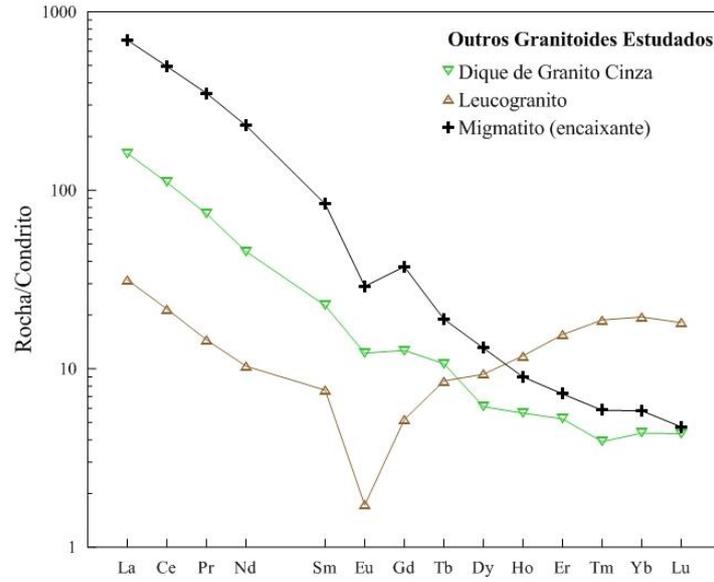


Figura 29: Padrões de ETR normalizados pelo condrito (Evensen, 1978).

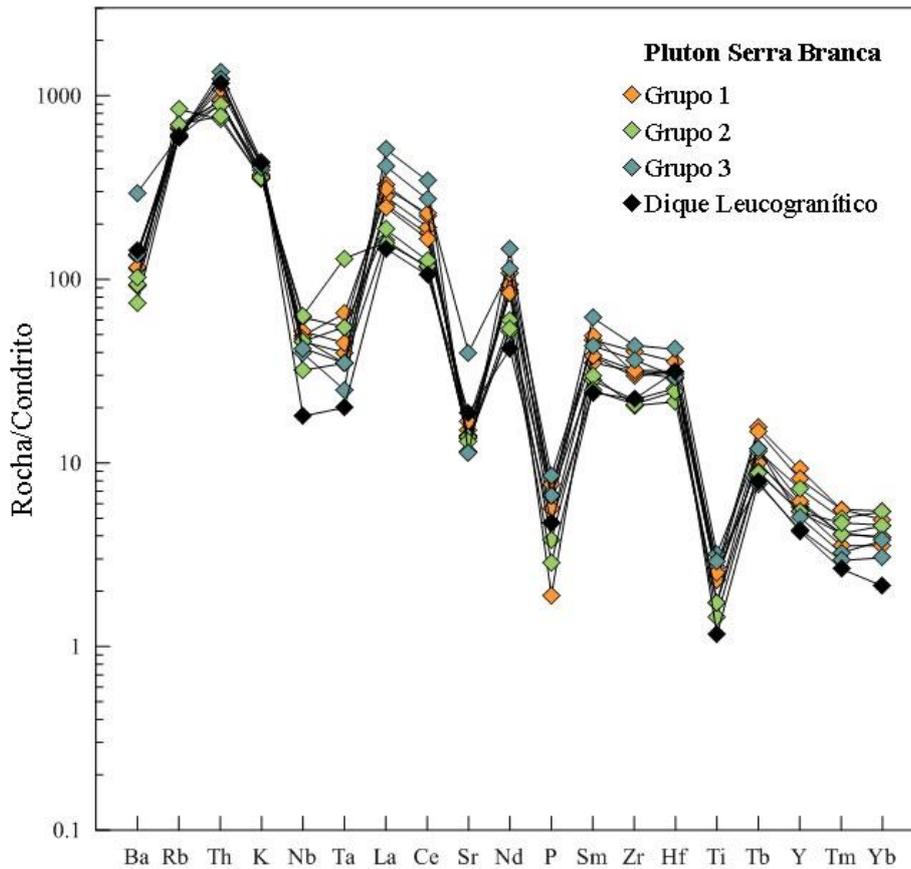


Figura 30: Padrões *spidergrams* normalizados em relação aos valores do condrito, Thompson (1982).

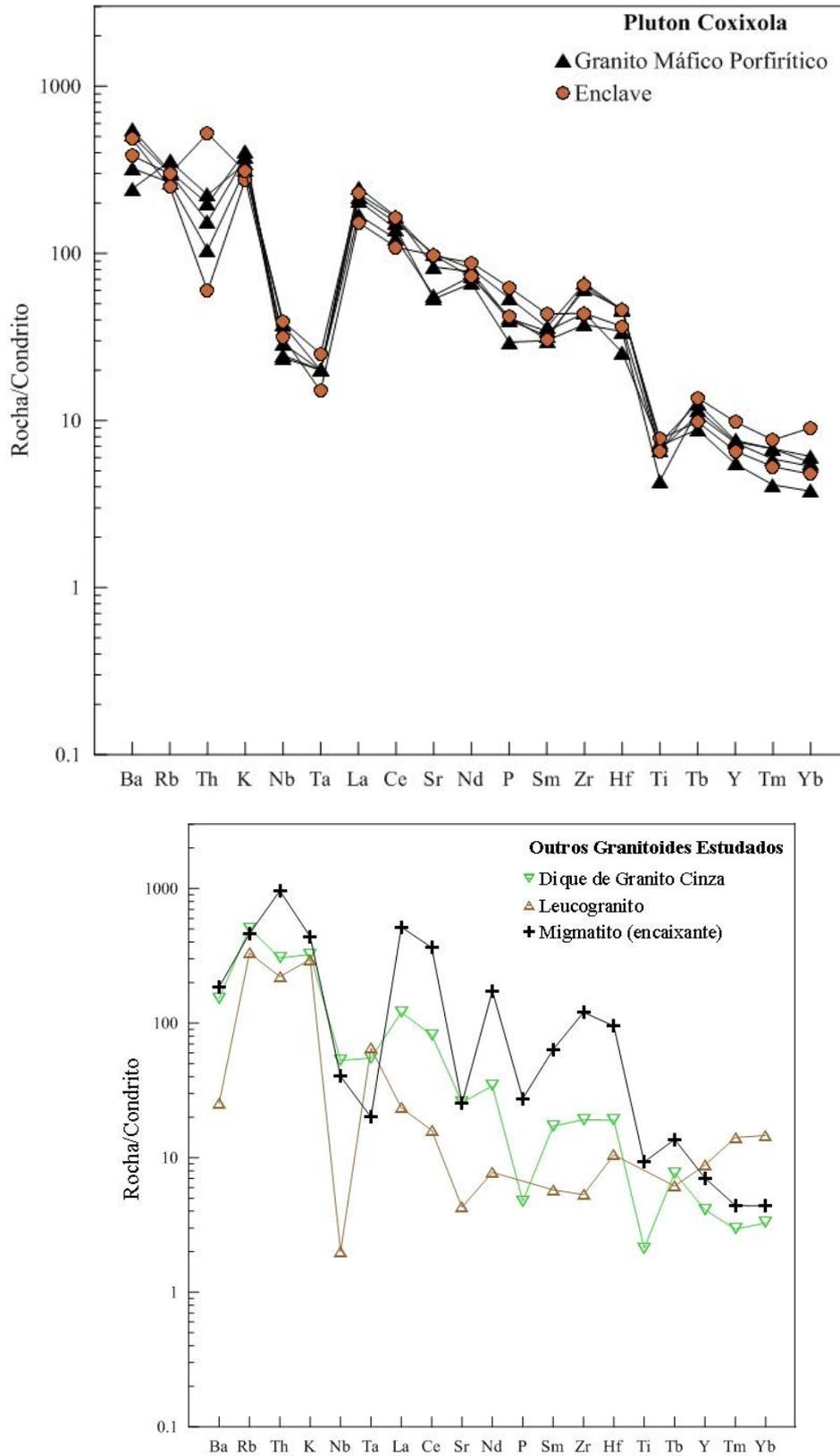


Figura 31: Padrões *spidergrams* normalizados em relação aos valores do condrito, Thompson (1982).

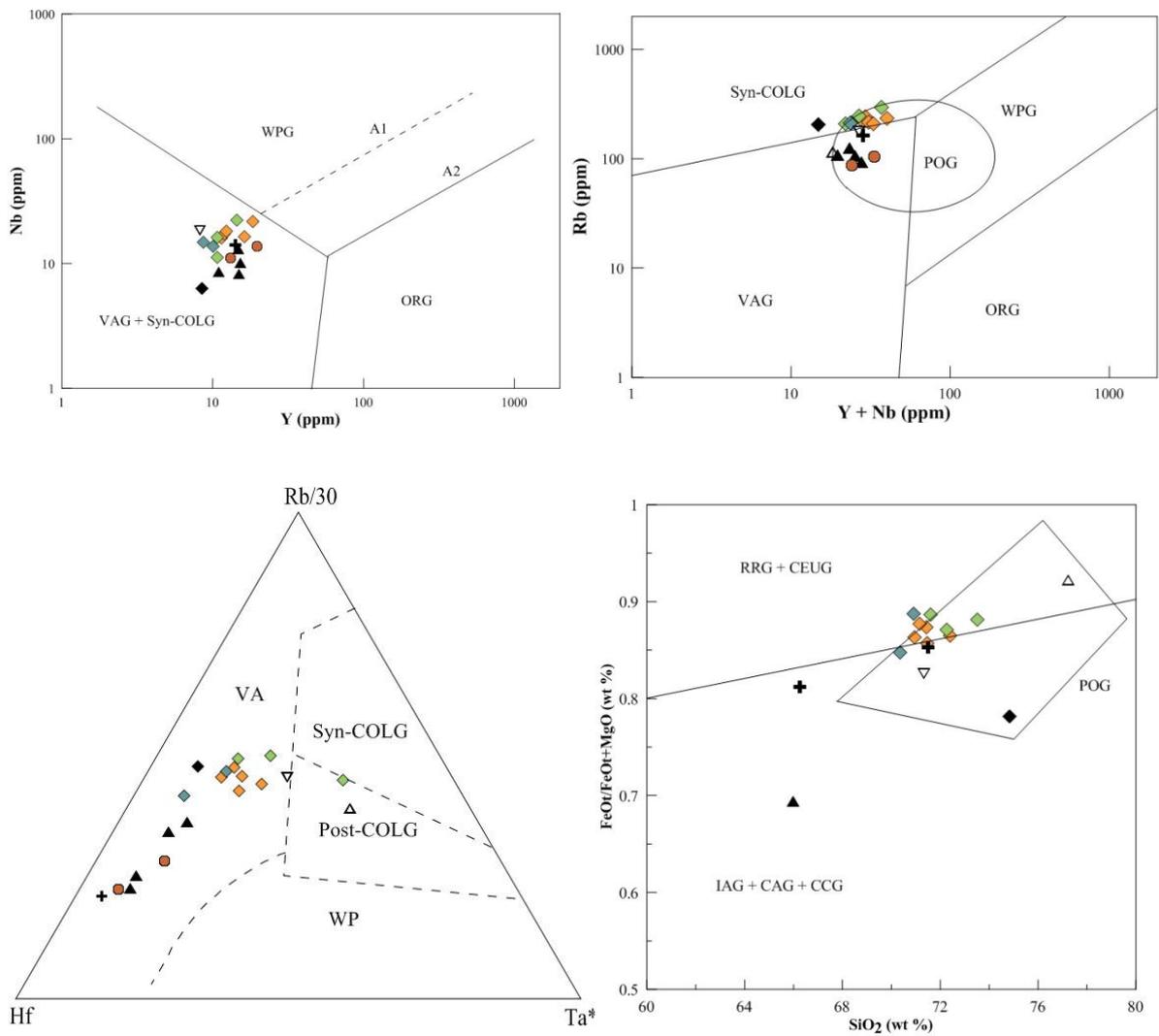


Figura 32: Diagramas discriminantes tectônicos de: a- Pearce *et al.* (1984), b- Pearce (1996), c- Harris *et al.* (1986) e d- Maniar & Picolli (1989) para os granitóides estudados. Símbolos como os das figuras 28 e 29.

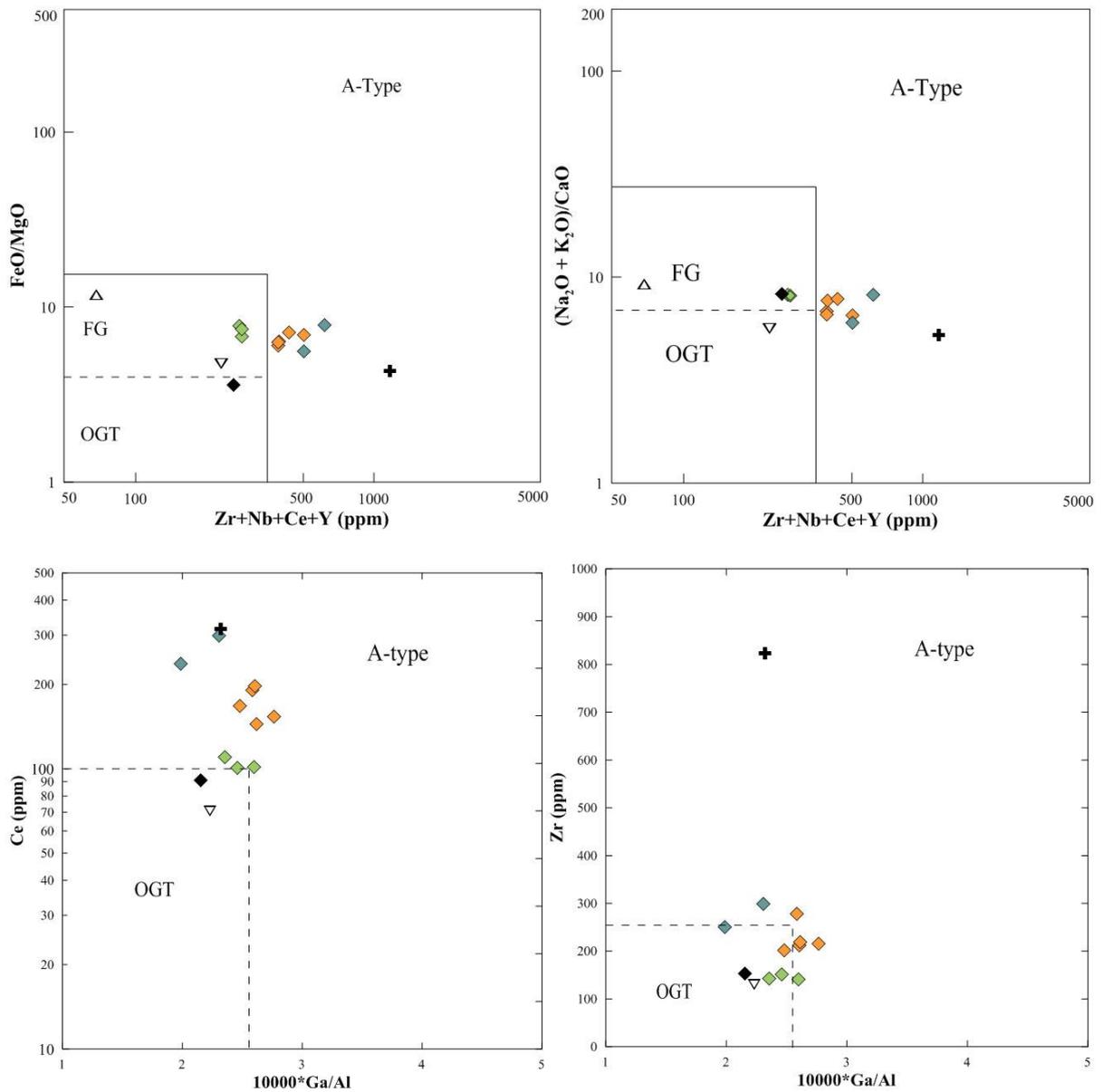


Figura 33: Diagramas discriminantes tectônicos de Whalen (1987) para os granitóides do Pluton Serra Branca, diques de leucogranito e migmatito (encaixante). Símbolos como os das figuras 28 e 29.

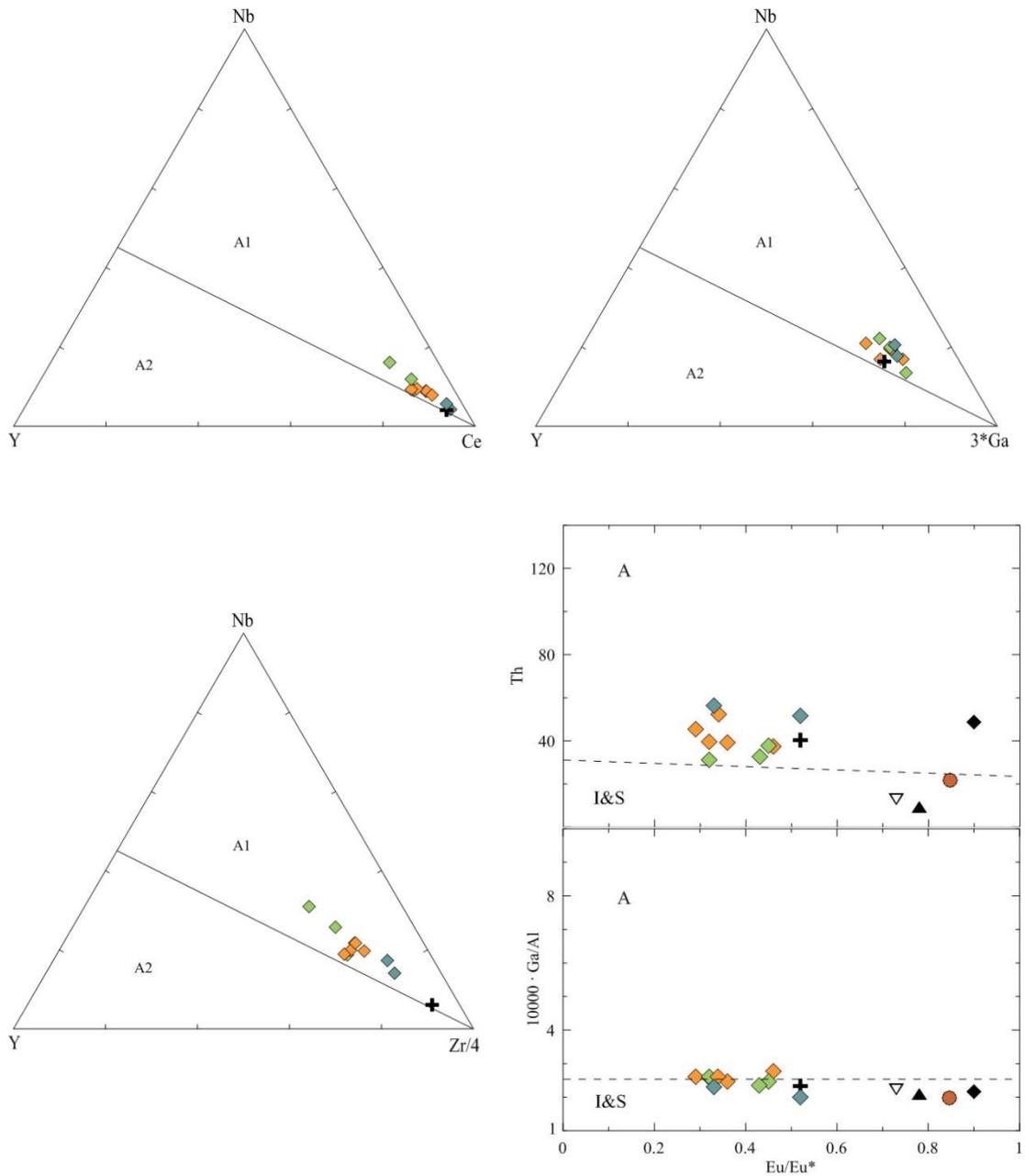


Figura 34: Diagramas discriminantes tectônicos de Eby (1992) para os granitóides do Pluton Serra Branca e o migmatito (encaixante). Símbolos como os das figuras 28 e 29.

V.5 Processos de Contaminação Crustal, Fusão Parcial, Cristalização Fracionada-Assimilação, Cristalização Fracionada e Mistura de Magmas

No diagrama de variação La vs. La/Yb (fusão parcial vs. cristalização fracionada), os granitóides do Pluton Serra Branca são consideravelmente afetados por fusão parcial em relação à cristalização fracionada (Fig.35). Neste diagrama, os granitóides do Pluton Coxixola não definem um bom *trend*, mas o arranjo destes granitóides sugerem que foram mais afetados pela cristalização fracionada do que pela fusão parcial.

No diagrama de variação La vs. Zr/Y (Fig. 36a), os GPSB definem uma curva próxima à curva hiperbólica de mistura simples, tendendo ao membro final félsico. Enquanto, os GPC não definem um *trend* no diagrama La vs. Zr/Y (Fig. 36a).

No diagrama de variação La vs. Nb/Y (Fig. 36b), os GPSB definem uma curva mais afastada da curva hiperbólica de mistura simples, em relação à curva do diagrama La vs. Zr/Y, mas também tende ao membro final félsico. Os GPC exibem um *trend* como hipérbole no diagrama La vs. Nb/Y (Fig. 36b), é uma curva próxima à curva hiperbólica de mistura simples, sendo projetada no campo do membro final máfico.

Diagramas de variação, como La vs. La/Yb; La vs. Zr/Y; La vs. Nb/Y, também mostram que os processos de interações do magma que gera uma rocha granítica podem ser variados e suas análises devem ser sempre muito criteriosa.

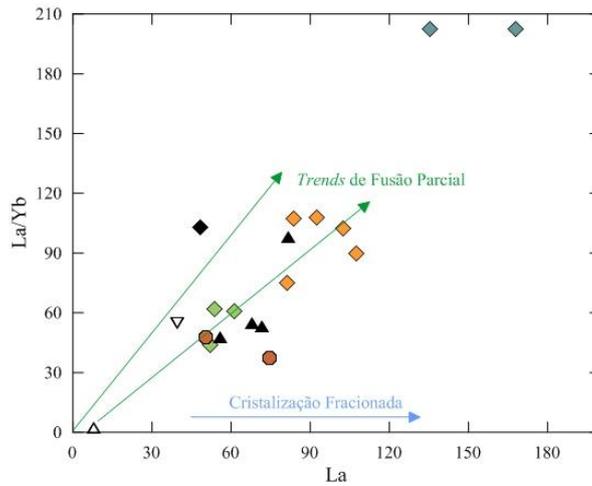


Figura 35: Diagrama de variação La vs. La/Yb com os granitóides dos Plutons Serra Branca e Coxixola. (Símbolos como os das figuras 28 e 29).

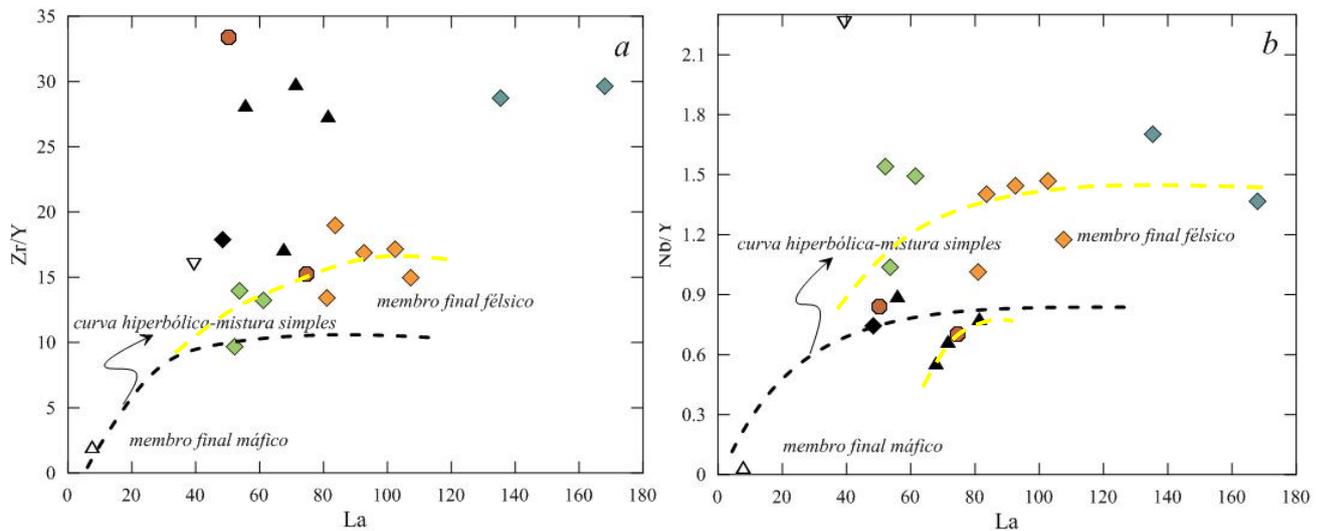


Figura 36: Diagramas de variação (a) La vs. Zr/Y, (b) La vs. Nb/Y (Langmuir *et al.*, 1978; Vogel, 1982) com os granitóides dos Plutons Serra Branca e Coxixola. Notar: (a e b) linhas amarelas tracejadas - trends. (Símbolos como os das figuras 28 e 29).

VI. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd E Rb-Sr

VI.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. Na tabela 4 são mostrados alguns desses sistemas.

Tabela 4: Sistemas dos isótopos radiogênicos (par “Pai-Filho” de urânio e tório).

Pai	Filho	Razão Medida	Meia-vida	λ (Cte de decaimento)
^{87}Rb	^{87}Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$4,88 \times 10^{10}$ anos	$1,42 \times 10^{-11}$ ano $^{-1}$
^{147}Sm	^{143}Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$1,06 \times 10^{11}$ anos	$6,54 \times 10^{-12}$ ano $^{-1}$
^{232}Th	^{208}Pb , ^4He	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$	$1,40 \times 10^{10}$ anos	$4,95 \times 10^{-11}$ ano $^{-1}$
^{235}U	^{207}Pb , ^4He	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$	$7,04 \times 10^8$ anos	$9,85 \times 10^{-10}$ ano $^{-1}$
^{238}U	^{206}Pb , ^4He	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$	$4,47 \times 10^9$ anos	$1,55 \times 10^{-10}$ ano $^{-1}$

VI.2 Dados Geoquímicos Isotópicos Sm-Nd

Foram analisadas duas amostras do Pluton Coxixola e seus resultados foram interpretados junto aos dados disponíveis na literatura (Guimarães *et al.*, 1997) para 02 amostras dos granitoides do Pluton Serra Branca e duas dos migmatitos encaixantes. Estes dados são mostrados na tabela 5.

Os estudos isotópicos mostram que os granitoides do Pluton Serra Branca têm valores negativos de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ variando de -28,52 a -28,84 e idades modelo (TDM) entre 2,35 e 2,49 Ga. Os migmatitos mostram $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ de -38,30 a -36,41 e TDM 2,57 Ga. E os granitoides do Pluton Coxixola apresentam valores de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ variando de -27,50 a -27,15 e TDM 2,22 a 2,23Ga. Estes resultados são apresentados na figura 37.

Os valores de ϵ_{Nd} registrados nos migmatitos são similares àqueles registrados nos migmatitos Arqueanos da Zona Transversal (Van Schmus *et al.*, 1995). Os granitóides do Pluton Serra Branca mostram valores de ϵ_{Nd} entre aqueles registrados nos migmatitos e os gnaisses de 2.0 Ga da Faixa de dobramentos Pajeú-Paraíba (Van Schmus *et al.*, 1995), sugerindo uma contribuição crustal, possivelmente envolvendo uma fonte crustal Arqueana e uma Transamazônica (2.2-1.9 Ga). Os granitóides do Pluton Coxixola apresentam valores de ϵ_{Nd} semelhantes também aos gnaisses de 2.0 Ga (Van Schmus *et al.*, 1995).

VI.3 Dados Geoquímicos Isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr

Composições isotópicas iniciais ϵ_{Sr} (560 Ma) e ϵ_{Nd} (560 Ma) dos granitóides do Pluton Serra Branca são mostradas no diagrama ϵ_{Sr} vs. ϵ_{Nd} (Figura 38), junto com os campos de crosta superior e inferior. Eles apresentam uma variação nos valores ϵ_{Sr} de 111,70 a 154,93 e de ϵ_{Nd} (-21,06 a -21,78). Estes resultados estão plotados no quadrante IV, e caem no campo crosta inferior – fonte enriquecida em elementos incompatíveis.

Tabela 5: Dados isotópicos de Rb-Sr e Sm-Nd dos granitóides estudados.

Amostra	Pluton Serra Branca				Migmatitos		Pluton Coxixola	
	SB-03	SB-04	SB-05	SB-09	SB-13	SB-14	SB-LU-27	SB-LU-28
Rb (ppm)	250,141	307,914	264,457	356,542				
Sr (ppm)	157,708	177,798	173,357	176,149				
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	4,6089	5,0315	4,4308	5,8844				
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,751530	0,750071	0,747066	0,756491	0,76030+/-5			
$\epsilon_{Sr}^{(560\text{ Ma})}$	154,93		111,70					
$\epsilon_{Nd}^{(560\text{ Ma})}$	-21,78		-21,06					
Nd (ppm)	35,77		66,66		126,23	42,83	52,394	40,157
Sm (ppm)	5,79		10,17		15,13	5,54	7,703	6,026
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,511160		0,511176		0,510675	0,510772	0,511228+/-4	0,511246+/-6
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,09792		0,09223		0,07246	0,07828	0,0889	0,0907
$\epsilon_{Nd}^{(t)}$	-28,84		-28,52		-38,30	-36,41	-27,50	-27,15
$\epsilon_{Nd}^{(600\text{ Ma})}$	-21,29		-20,53		-28,81	-27,37	-19,25	-19,04
T_{DM} (Ma)	2492		2351		2570	2571	2222	2233

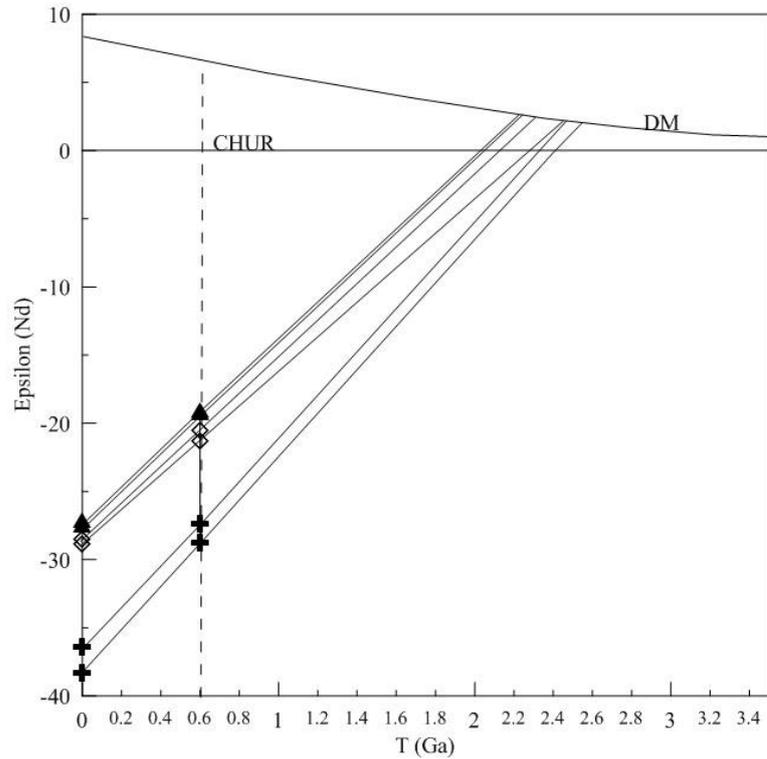


Figura 37: Composição isotópica de Nd dos granitóides estudados. Notações isotópicas, idade modelo e reservatório mantélico de referência são de De Paolo (1988).

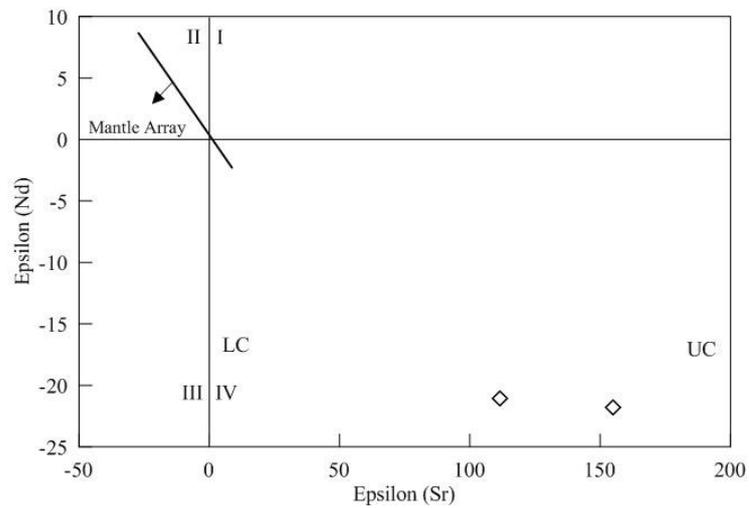


Figura 38: Diagrama de correlação ϵ_{Nd} vs. ϵ_{Sr} para granitóides do Pluton Serra Branca. Campos LC (crosta inferior) e UC (crosta superior) de Harmon *et al.*, 1984.

VII. GEOCROLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO

VII.1 INTRODUÇÃO

Para datação U-Pb foram extraídos grãos de zircão das amostras dos granitoides estudados (Pluton Serra Branca: SB-03; Pluton Coxixola: SB-22A; Dique de leucogranito fino: SB-23C) e separados por técnicas convencionais descritas no Capítulo I (Materiais e Métodos). A datação da amostra SB-03 foi realizada por microsonda iônica de alta sensibilidade (*SHRIMP*) no Laboratório de Geocronologia da *Research School of Earth Sciences* da *Australian National University*, e as datações das amostras SB-22A e SB-23C foram feitas por *Laser Ablation-ICP-MS* no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. 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 $[\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U} = e^{\lambda_{238}t} - 1]$ e $[\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U} = e^{\lambda_{235}t} - 1]$, 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 $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ e $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$. 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).

VII.2 SHRIMP:

Os resultados dos estudos de datação pelo método U-Pb em zircões pela técnica *SHRIMP* do Pluton Serra Branca auxiliaram significativamente à compreensão e caracterização dos processos atuantes nos granitoides deste pluton.

Os zircões extraídos da amostra SB-03 do Pluton Serra Branca apresentam pelo menos duas populações, como revelam as imagens de catodoluminescência (CL) (Figura 39 *a e b*; 40). Uma das populações é de prismas euédricos, variando de 100 μm a 300 μm de comprimento, geralmente sem inclusões, caracterizados por zoneamento magmático oscilatório, estes cristais correspondem a uma idade mais nova.

Outra população é morfologicamente complexa, composta por grãos anédricos (intensamente metamictizado) e subédricos (fraturados, com algumas fraturas fechadas, deformados, alguns apresentam coroa de reabsorção interna, e com inclusões), frequentemente mostrando sobrecrecimento por *melt* precipitado euédrico; por vezes exibem com zoneamento oscilatório magmático de dois tipos de sobrecrecimento, um de alta luminescência (baixo U) e outro de baixa luminescência (alto U e Th). Estes grãos de zircão são xenocristais herdados relacionados à rocha fonte dos granitóides do Pluton Serra Branca e suas encaixantes (migmatitos), esta correspondência é suportada pelas idades modelo TDM apresentadas no capítulo anterior (VI – Geoquímica Isotópica).

Foram datados 18 *spots* em diferentes cristais de zircão (Tabela 6) da amostra SB-03 (Pluton Serra Branca). As correções para Pb comum foram feitas usando ^{204}Pb ; os erros são dados em um nível de confiabilidade de 95 %. Os erros nas razões isotópicas e idades estão apresentados na tabela 6 e plotados no diagrama concórdia U/Pb Wetherill (Figuras 41 e 42), o valor corresponde a 1- sigma.

A maioria dos pontos analisados se aglomera próximos à curva Concórdia, com apenas um mais antigo, provavelmente grão herdado (*spot* # 2,1), mostrando idade $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ Paleoproterozóica. As cinco análises (*spots* #1,2; #8,2; #9,2; #9,3 e #18,1) definem uma idade Concórdia de 559.7 ± 4.6 Ma para a cristalização do Pluton Serra Branca (MSWD=1.3; probabilidade de equivalência = 0.17; probabilidade de concordância = 0.517).

O diagrama concórdia U-Pb mostra a linha concórdia calibrada em Ma, e uma ordem linear - discórdia (definida com o auxílio dos *spots* #10.1, #11.1, #17.1) gerada por variável perda de Pb de zircão rico em U de 2,6 Ga (% discordante = 0).

Tabela 6: Sumário dos dados de U-Pb em zircão por SHRIMP para a amostra SB-03 (Pluton Serra Branca)

Grain.Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th / ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U Age	(1) ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%	err corr
1,2	0,69	1766	233	0,14	138	558 ±5.5	556 ± 40	0	0.0587	1.8	0.732	2.1	0.09042	1	,488
2,1	0,02	291	143	0,51	123	2573 ±39	2575 ± 12	0	0.1718	0.7	11.62	2	0.4905	1.8	,935
2,3	1,01	3041	889	0,30	214	503.2 ±4.9	579 ± 26	13	0.05931	1.2	0.664	1.6	0.08119	1	,647
3,2	0,96	3081	1253	0,42	239	552.6 ±5.4	548 ± 26	-1	0.05849	1.2	0.722	1.6	0.08951	1	,653
6,3	1,46	1363	861	0,65	106	552.9 ±5.5	564 ± 42	2	0.0589	1.9	0.727	2.2	0.08955	1	,477
8,2	1,92	2441	772	0,33	191	552.5 ±5.5	561 ± 83	1	0.0588	3.8	0.726	4	0.08948	1	,263
9,2	0,02	1972	579	0,30	155	565.5 ±5.5	570.9 ± 8.7	1	0.0591	0.4	0.7471	1.1	0.09168	1	,931
9,3	0,88	1797	473	0,27	142	560.7 ±5.5	567 ± 40	1	0.059	1.8	0.739	2.1	0.09087	1	,493
10,1	6,21	600	73	0,13	66.2	733 ±21	1549 ±160	53	0.0961	8.7	1.6	9.2	0.1204	3.1	,336
11,1	0,48	509	122	0,25	134	1719 ±27	1984 ± 8.9	13	0.12188	0.5	5.137	1.8	0.3057	1.8	,962
12,2	0,63	989	287	0,30	75.7	546.3 ±5.5	543 ± 31	-1	0.05835	1.4	0.711	1.7	0.08843	1	,597
12,3	0,62	1108	509	0,47	86.3	556 ±5.5	545 ± 30	-2	0.0584	1.4	0.725	1.7	0.09008	1	,608
15,2	2,15	2824	991	0,36	228	567.9 ±5.8	499 ±150	-14	0.0572	6.7	0.726	6.8	0.0921	1.1	,157
17,1	0,24	554	60	0,11	157	1838 ±28	2103.4 ± 9.1	13	0.1304	0.52	5.93	1.8	0.3298	1.7	,958
17,3	3,56	3032	618	0,21	241	551.4 ±5.6	1074 ± 56	49	0.0752	2.8	0.926	3	0.08929	1.1	,355
18,1	0,85	1996	163	0,08	157	561.6 ±5.5	561 ± 25	0	0.05884	1.2	0.738	1.5	0.09102	1	,661
21,1	0,02	3466	446	0,13	279	578 ±5.7	550 ± 37	-5	0.05855	1.7	0.757	2	0.09381	1	,517
25,1	2,89	1276	369	0,30	102	556.1 ±5.8	545 ± 84	-2	0.0584	3.8	0.726	4	0.0901	1.1	,271

Erros = 1-sigma; Pbc e Pb* indica as porções comum e radiogênica, respectivamente. O erro na calibração padrão foi 0.36% (não incluso nos erros mas necessários quando tiver que comparar dados de diferentes *mounts*). (1) Pb comum corrigido usando medidas de ²⁰⁴Pb.



Figura 39a: Imagens CL dos cristais de zircão do Pluton Serra Branca – zircões utilizados para cálculo da idade do PSB, e zircões arqueanos herdados. Spots (% discordante = 0, em vermelho) com as suas respectivas idades).

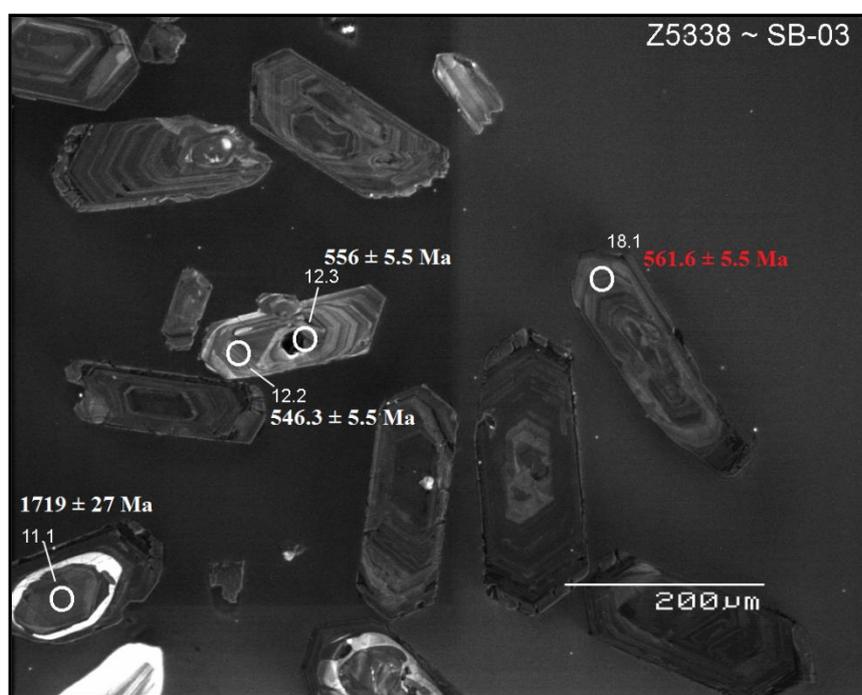


Figura 39b: Imagens CL dos cristais de zircão do Pluton Serra Branca – zircões utilizados para cálculo da idade do PSB, e zircões arqueanos herdados. Spots (% discordante = 0, em vermelho) com as suas respectivas idades.

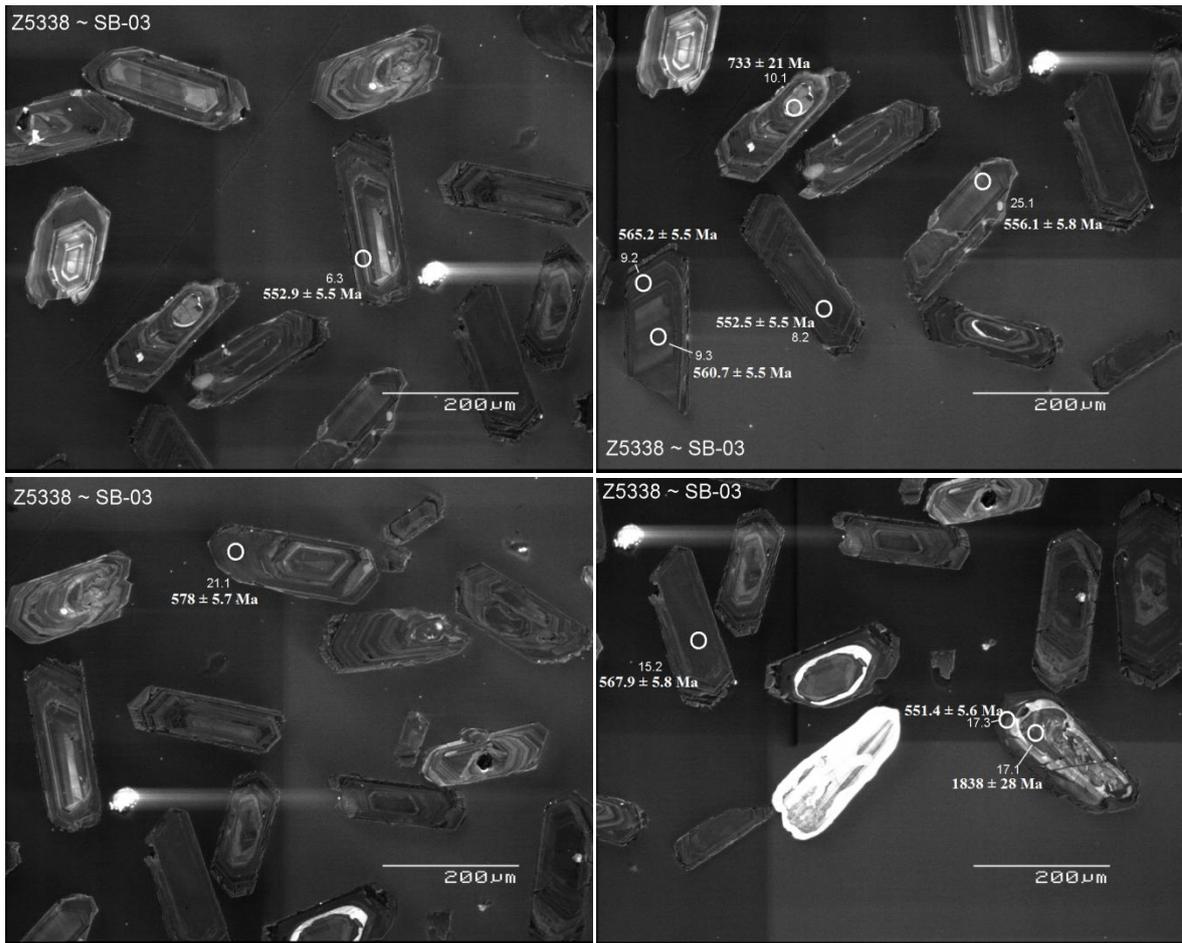


Figura 40: Imagens *CL* mostrando as características dos cristais de zircão do Pluton Serra Branca – zircões utilizados para cálculo da idade do PSB, e zircões arqueanos herdados.

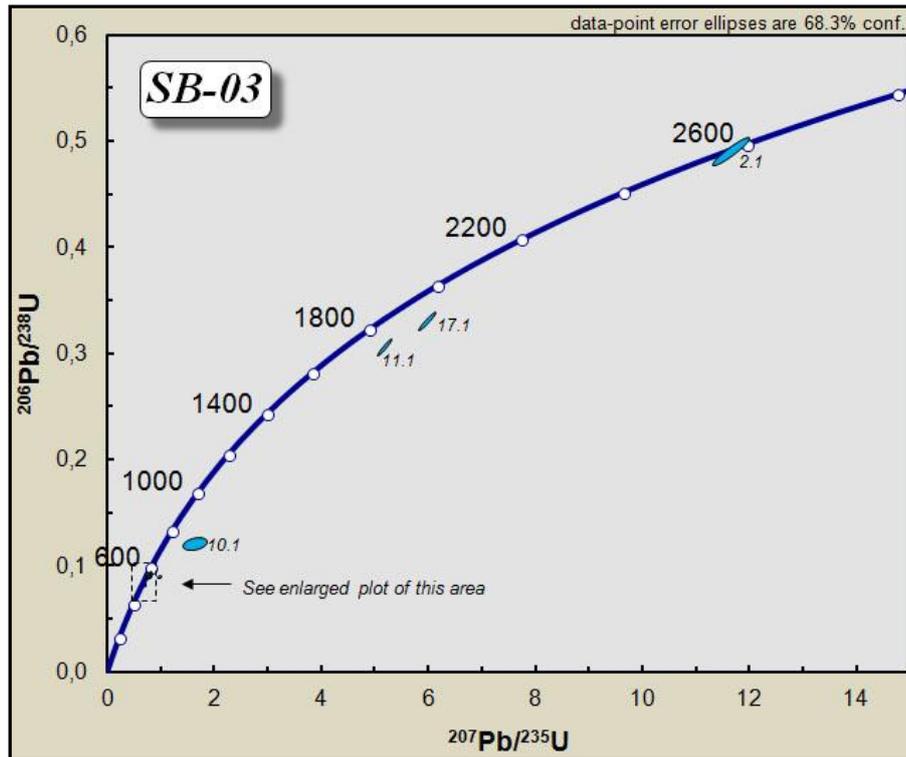


Figura 41: Diagrama concórdia U/Pb Wetherill para os pontos analisados do Pluton Serra Branca, a maioria dos pontos se aglomera próximo à curva concórdia, com um ponto mais antigo de ~2,6 Ga.

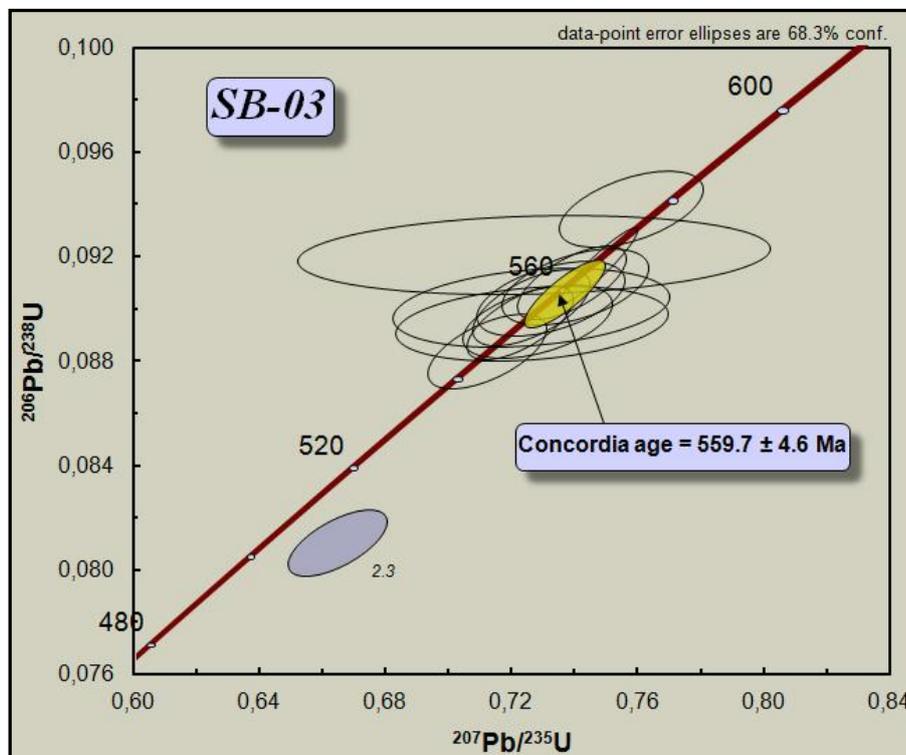


Figura 42: Diagrama concórdia U/Pb Wetherill - ampliação. Cinco análises definem 559.7 ± 4.6 Ma para a cristalização do Pluton Serra Branca.

VII.3 LA-ICP-MS:

Os estudos de datação realizados pelo método U-Pb em zircões pela técnica *Laser Ablation-ICP-MS* foram conferidos para as seguintes amostras: SB-23C (dique de leucogranito) e SB-22A (Pluton Coxixola).

Os zircões extraídos da amostra SB-23C do dique de leucogranito que corta o Pluton Coxixola apresentam mais de uma população, verificadas com o auxílio de uma lupa binocular. Uma das populações é de prismas euédricos a subédricos, variando de 100 μm a 350 μm de comprimento, geralmente sem inclusões, vários cristais límpidos, as cores variam de róseo a marrom claro. Outra população é caracterizada por grãos anédricos, por vezes subédricos, de cor marrom escuro devido à metamictização. Também foram obtidas imagens *BSE (back-scattered electron)* dos zircões do dique de leucogranito (Fig. 43).

A maioria dos pontos analisados se aglomera próximos à curva Concórdia, com apenas um mais antigo, provavelmente grão herdado, com idade $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ Arqueana. As análises definem uma idade Concórdia de 572.6 ± 3.0 Ma para a cristalização do Dique de Leucogranito (Fig. 45), que corta o Pluton Coxixola. (MSWD=1.5; probabilidade de concordância = 0.23).

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 zircão rico em U de 2674 ± 54 Ma (Fig. 44).

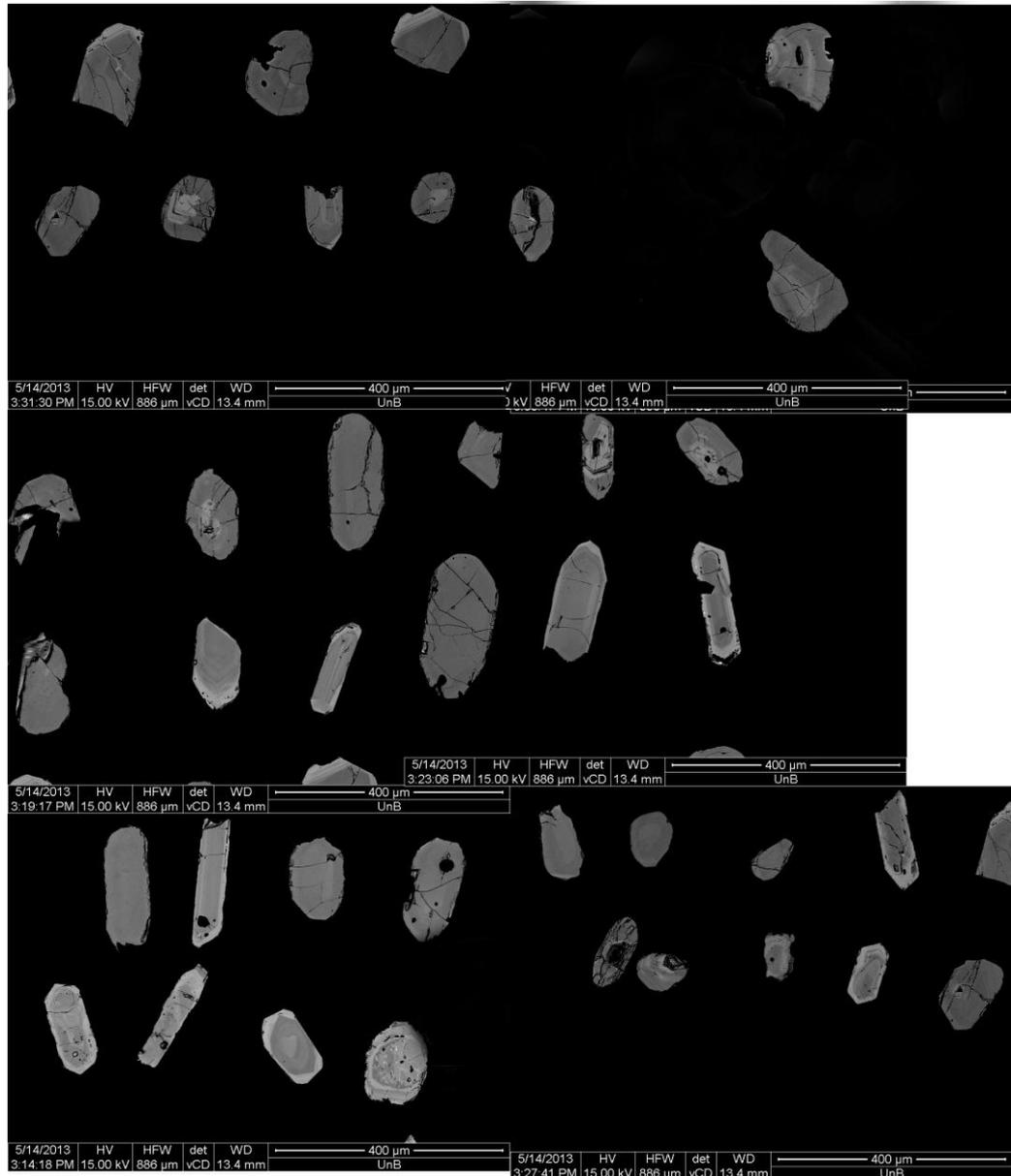


Figura 43: Imagens *BSE* (*back-scattered electron*) dos cristais de zircão do dique de leucogranito que corta o Pluton Coxixola – zircões utilizados para cálculo da idade do dique de leucogranito.

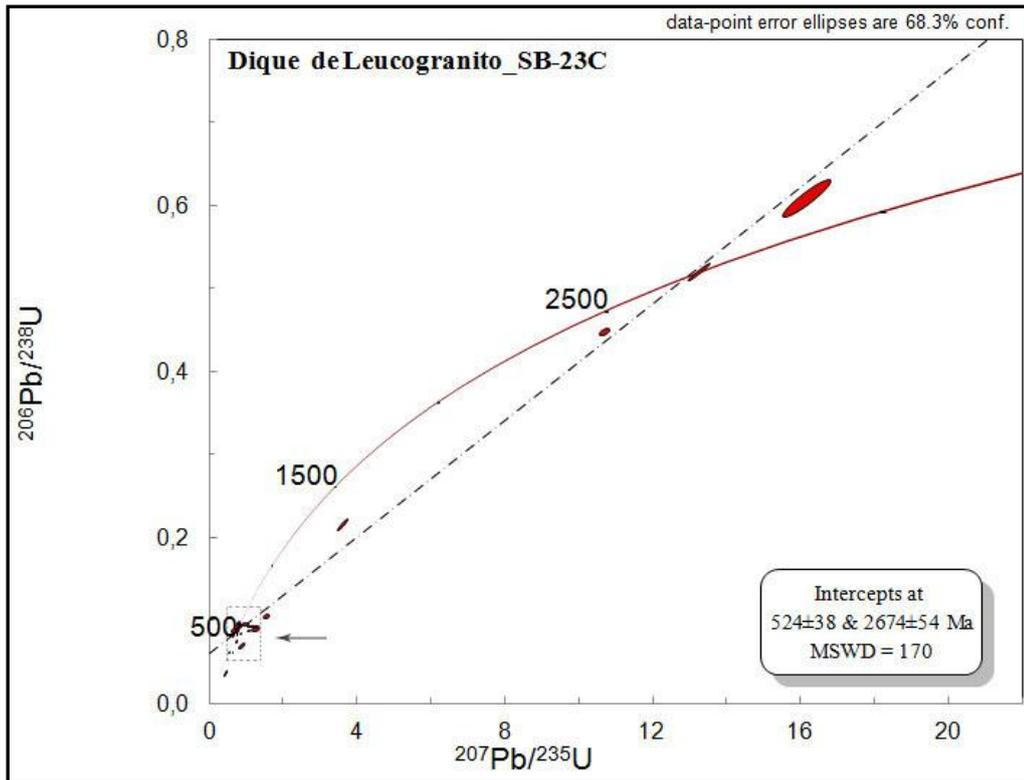


Figura 44: Diagrama concórdia U/Pb Wetherill.

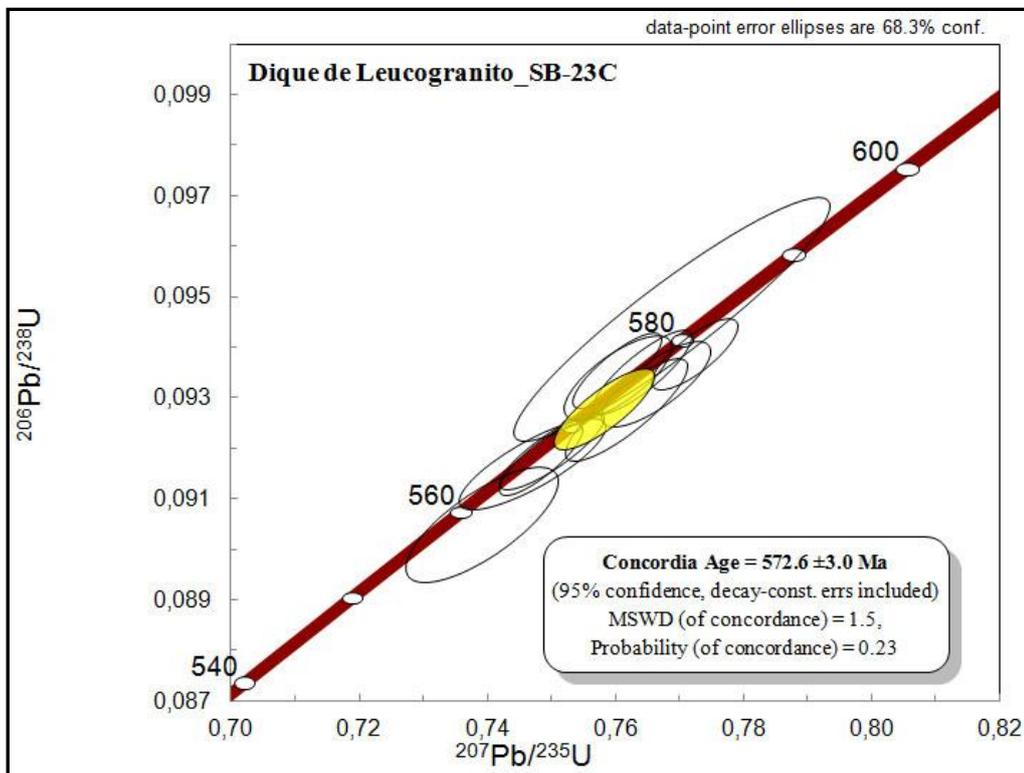


Figura 45: Diagrama concórdia U/Pb Wetherill – ampliação.

Os zircões extraídos da amostra SB-22A (Pluton Coxixola) apresentam pelo menos duas populações, verificadas com o auxílio de uma lupa binocular. Uma das populações é de prismas subédricos, de cor marrom. Outra população é caracterizada por grãos anédricos, por vezes subédricos, de cor marrom escuro devido à metamictização. Vários cristais apresentam fraturas. Também foram adquiridas imagens *BSE* (*back-scattered electron*) dos zircões do Pluton Coxixola (Fig. 46).

O diagrama concórdia U-Pb mostra a linha concórdia calibrada em Ma. Algumas análises se aglomeram próximas à curva Concórdia, e definem uma discórdia corrigida que intersecta a concórdia em 580.3 ± 6.8 [8.2] Ma (MSWD= 0.66) (Fig. 47).

A maior parte das análises é discordante e distribuem-se dispersivamente segundo uma linha de perda de chumbo cuja regressão mostra uma mistura de população, conforme indica o alto valor MSWD (= 35), caracterizando uma errócrona. O intercepto superior dessa errócrona intersecta a concórdia em 1277 ± 590 Ma, caracterizando uma “idade aparente” inconsistente estatisticamente, com duvidoso significado geológico. O intercepto inferior, entretanto, intersecta a concórdia em 537 ± 31 Ma, este sugere que a população de zircões foi envolvida em um episódio termotectônico, com perda de Pb, durante a cristalização do Pluton Serra Branca e dos enxames de diques da região. Esse evento está bem caracterizado pelos sobrecrecimentos externos, intenso fraturamento e morfologia anédrica da maior parte das populações, como observados pela lupa binocular.

Com essas condições, é possível relacionar esse evento de perda de chumbo à evolução do Brasiliano, e apoiar a associação das intrusões graníticas com as transcorrências na área de estudo, e possivelmente integrar e expandir esses resultados para a compreensão da evolução da Província Borborema no Neoproterozóico.

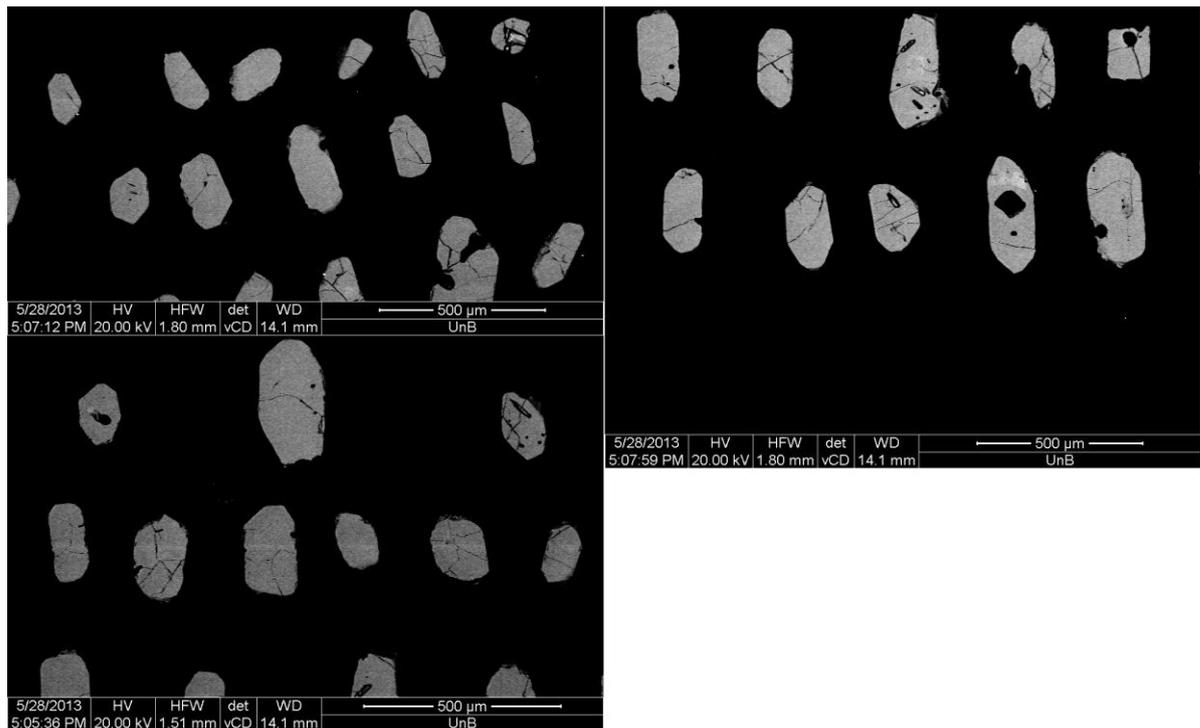


Figura 46: Imagens *BSE* (*back-scattered electron*) dos cristais de zircão do Pluton Coxixola – zircões utilizados para cálculo da idade do PC.

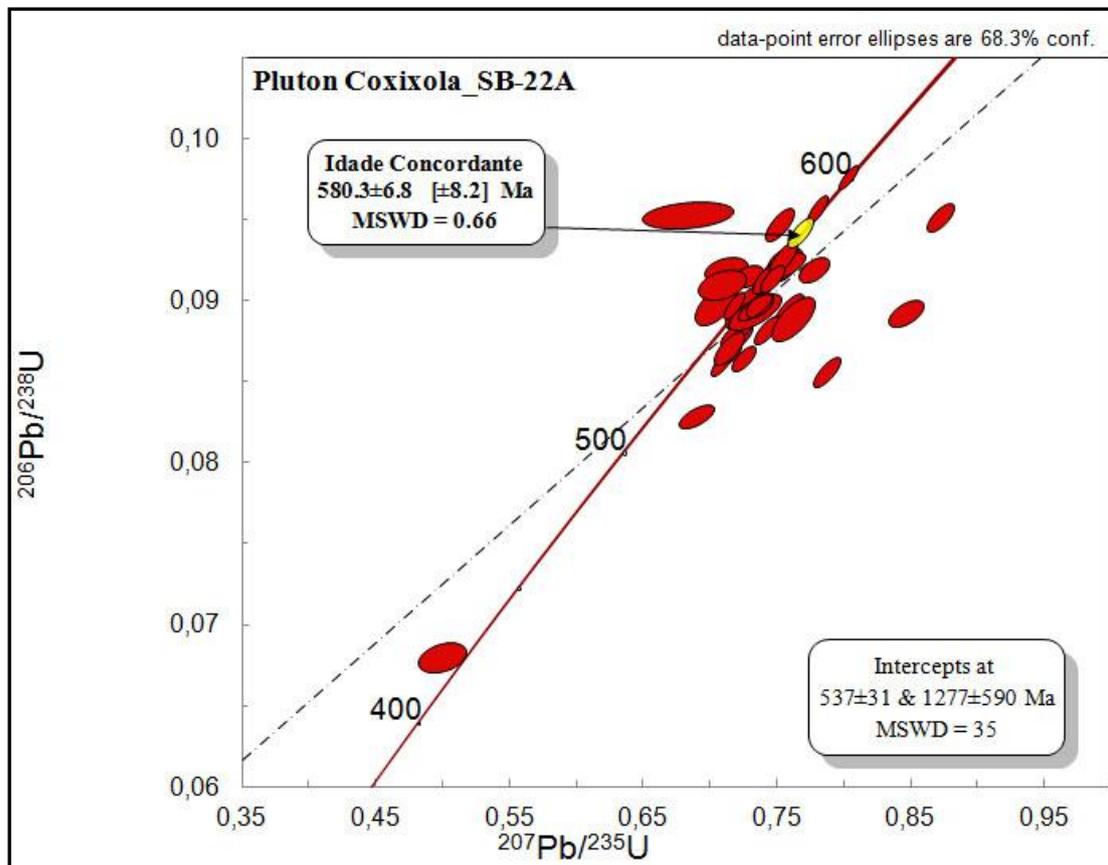


Figura 47: Diagrama concórdia U/Pb Wetherill.

VIII. CONSIDERAÇÕES SOBRE O ALOJAMENTO DOS PLUTONS ESTUDADOS

VIII. 1 INTRODUÇÃO

A seguir serão mostrados alguns estudos relacionados a alojamento de magmas graníticos:

Hutton (1988), estudando um corpo de biotita granito do Complexo Strontian, Escócia, definiu que a intrusão ocorreu em terminações extensionais de uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, possível ramificações de uma grande falha (Great Glen) que fica ao longo do limite sul desse granito. A nucleação das zonas de cisalhamento ramificadas foram provavelmente controladas por um leve encurvamento na zona de cisalhamento nesta área, e uma grande, pré-existente, sinforme assimétrica nas encaixantes metassedimentares regionais que interceptam a zona de cisalhamento.

Segundo Barbarin (1999), os tipos de granitoides e o ciclo de Wilson (1966) se correlacionam. Este ciclo compreende estágios sucessivos, contudo serão abordados os estágios relacionados aos plutons estudados como soerguimento pós-colisional (final da orogênese) e transtensão continental e riftes (final da erosão e início de um novo ciclo):

Granitóides bem caracterizados podem facilitar, restringindo o ambiente geodinâmico em que eles estão alojados.

Em alguns ambientes geodinâmicos, há uma clara zonação espacial dos vários tipos de granitoides. Uma zonação relacionada ao tempo também pode ocorrer entre vários tipos de uma mesma área. Neste caso, a sucessão dos tipos de granitoides indica mudanças nos ambientes geodinâmicos.

No Brasil, os granitoides são especialmente abundantes e mostram amplas variedades, em tipo e idade. Ainda segundo Barbarin (1999), o Brasil poderia, então, representar um lugar excelente em que testar o uso da tipologia proposta e confirmar que granitoides Pré-cambrianos podem ser bons traçadores geodinâmicos como são os granitoides mais recentes.

Riftes continentais

Dependendo do mecanismo de formação, os riftes continentais podem ser classificados como ativos (termicamente ativados) produzidos em resposta a subida de plumas mantélicas, causando inicialmente, domeamento e, subsequentemente, fraturamento da litosfera ou passivos, produzidos por fraturamento da litosfera, em resposta a esforços resultantes do movimento das placas tectônicas (Fig. 48a - Neves, 2008).

Estruturas prévias na litosfera continental exercem um grande controle na orientação e localização da deformação extensional em sistemas de rifte. Quando estruturas preexistentes não são perpendiculares à direção de estiramento regional, rifteamento oblíquo pode ocorrer. Nestes casos, falhas com rejeitos oblíquos podem ser formadas. Também pode ocorrer uma partição da deformação entre regiões sujeitas a um regime transcorrente (Fig. 48b - Neves, 2008).

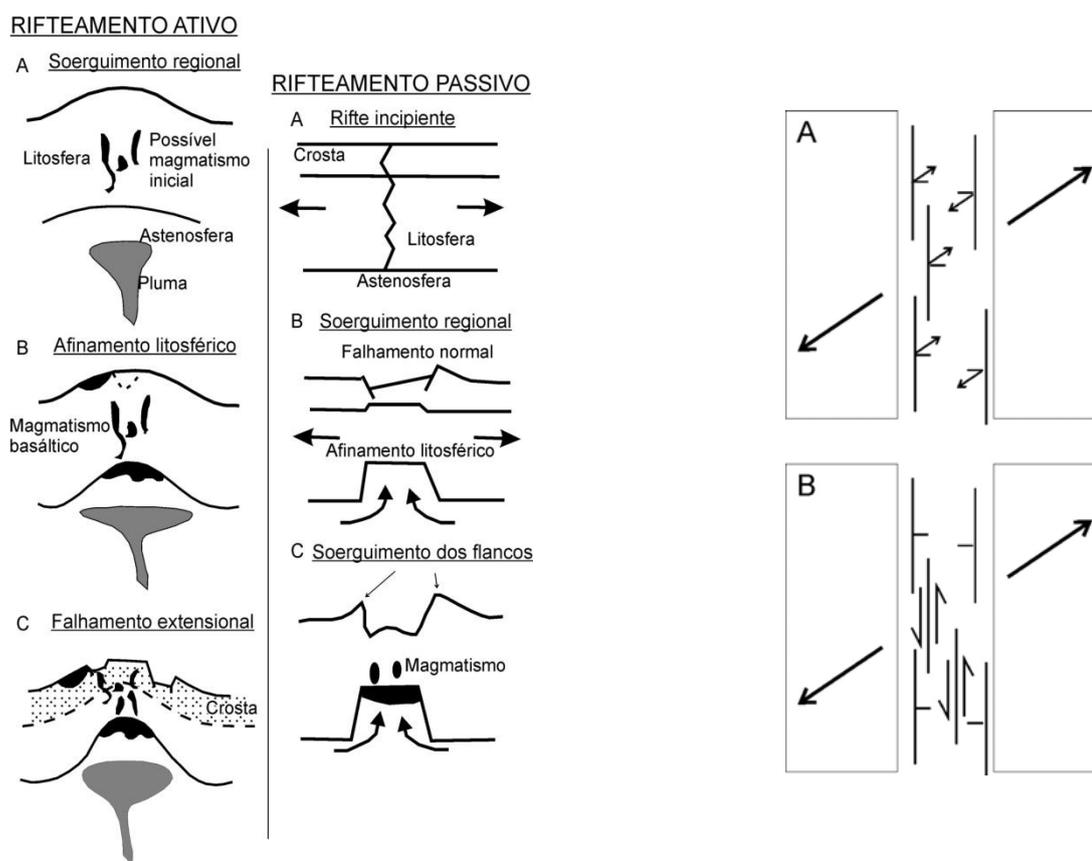


Figura 48: Estágios sucessivos na evolução de riftes ativos e passivos (a - à esquerda). Esquema mostrando que a deformação em zonas de divergência oblíqua pode ser acomodada por falhas de rejeito oblíquo (A) ou por uma partição da deformação (B) (b - à direita). Fonte: Neves, S. P., 2008.

O rifteamento da litosfera pode dar-se pelo modelo de cisalhamento puro, onde a contribuição total das falhas individuais do rifte cria um adelgaçamento simétrico da crosta (Fossen, 2012). A deformação geral ocorre por cisalhamento puro e a extensão horizontal é balanceada por adelgaçamento vertical. A crosta inferior torna-se mais delgada por deformação plástica, ao passo que a crosta superior se deforma por falhamentos rúpteis.

O modelo de cisalhamento simples resulta em um rifte assimétrico. Este modelo é controlado por uma falha ou zona de cisalhamento inclinada que transecta a crosta e, possivelmente, toda a litosfera. Os dois lados de um rifte controlado por um descolamento inclinado são geometricamente diferentes, assim como sua estrutura térmica. No modelo de cisalhamento puro, o maior gradiente de temperatura situa-se sob a região central da bacia, enquanto que no modelo de cisalhamento simples ele é deslocado (Figura 49 - Fossen, 2012).

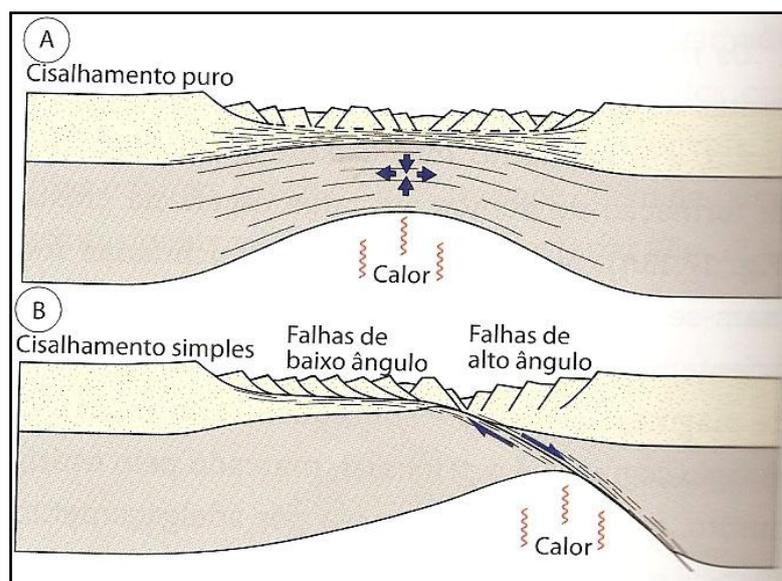


Figura 49: Dois modelos idealizados de estiramento crustal e rifteamento. O modelo de cisalhamento puro é simétrico, com um máximo térmico sob a região central do rifte. O modelo de cisalhamento simples geralmente é dominado por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo que produz uma assimetria no rifte. Fonte: Fossen, H., 2012.

VIII. 2 PLUTON SERRA BRANCA

As estruturas de fluxo magmáticas junto com outras informações estruturais indicam que o Pluton Serra Branca foi alojado em terminações extensionais de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais. Estas zonas de cisalhamento são possíveis ramificações da zona de cisalhamento Coxixola de cinemática destal. Essas ramificações foram provavelmente controladas por:

- A) Um leve encurvamento na ZCC da área estudada.
- B) Uma grande, pré-existente, sinforme assimétrica nas encaixantes metavulcanossedimentares regionais que interceptam a ZCC.

Possivelmente, as duas alternativas controlaram as ramificações sinistrais presentes na área de estudo.

Similarmente ao alojamento do Pluton Serra Branca, estudos estruturais de alguns plutons alcalinos, que incluem resultados de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), indicam que seus alojamentos foram controlados por movimentos transcorrentes ao longo de grandes falhas (Archanjo *et al.*, 2009). A movimentação sincrônica da Zona de Cisalhamento Coxixola e suas ramificações criam sítios extensionais.

Os granitóides do pluton Serra Branca são classificados nos diagramas triangulares de Eby (1992), como subtipo A1 (relacionados à rifte, pluma e/ou hotspot), no diagrama de Maniar & Picolli (1989), como pós-orogênico; no diagrama de Sylvester, (1989), os granitóides desse pluton se distribuem do campo dos granitóides cálcio-alcalinos altamente fracionados mais granitóides alcalino até o campo dos alcalinos. Com isso, será considerada pelo menos, uma interação restritamente inicial do alojamento do Pluton Serra Branca a ambientes extensionais.

VIII. 3 PLUTON COXIXOLA

Aspectos de campo como o alongamento do Pluton Coxixola na direção E-W, se apresentando por vezes como *sheets*, a presença de bandas de cisalhamento destal tardia (possivelmente reativada) com direção ESE a E, alguns diques preenchendo falhas destrais (NNE) deslocadas pela transcorrência sinistral, enxame de enclaves máficos alongados na direção ESE a E, e foliação dada por rotação de fenocristais dos feldspatos (ESE a E), indica que o Pluton Coxixola teve seu alojamento controlado por transcorrências destrais associadas à zona de cisalhamento Coxixola, com cinemática destal e logo em seguida sendo afetado por zonas de cisalhamento sinistrais e destrais (reativada por movimentos transcorrentes destrais e sinistrais).

Dados de campo como a observação de diorito como enxame de enclave, mostrando contatos crenulados a lobados com os granitoides encaixantes sugerem processos de coexistência e mistura parcial de magmas (*mixing e mingling*), essas estruturas são também sugestivas de uma interação crosta-manto. Além disso, as duas fácies encontradas no Pluton Coxixola, exibem afinidades shoshoníticas (ver similaridades entre magmatismo cálcio-alcalino de alto K e shoshonítico em Liégeois *et al.*, 1998). As diferenças geoquímicas destas fácies metaluminosas sugerem um regime mais transicional para a fácies 2 (pequena Eu/Eu^* , pequena depressão em Sr) em relação a fácies 1 (ausência de Eu/Eu^* , quase ausente depressão em Sr), como caracteriza Barbarin (1999).

Os granitoides do pluton Coxixola no diagrama Rb vs. (Y+Nb), de Pearce (1996), caem no campo dos granitoides Pós-colisionais. Considerando as assinaturas geoquímicas da fácies 2, serão assumidas algumas características do estudo de Barbarin (1999), que relaciona essas assinaturas da fácies 2 ao final de cinturões colisionais antigos.

Após a colisão, a erosão continua e durante o soergimento continental (Barbarin, 1999) (Figura 50), os granitoides cálcioalcalinos de alto K tornam-se especialmente abundantes. Isso ocorre devido o relaxamento da litosfera continental, que facilita a subida do magma granítico. Estes granitoides porfiríticos K-feldspáticos contêm megacristais brancos ou róseos de K-feldspato. Eles são dispersos por todo o antigo cinturão orogênico, pois estão sob tensão regional, e frequentemente cortam transversalmente os granitoides sin-orogênicos.

Os granitoides cálcioalcalinos de alto K também são associados a alguns granitoides peralcalinos e alcalinos em bacias *back-arc* e nas áreas onde crátons antigos estão envolvidos

na transtensão regional. Na margem oriental do cráton Africano Oeste, no deserto do Saara, granitoides cálcioalcalinos de alto K são combinados com granitoides peralcalinos e alcalinos para formar anéis complexos (e.g., Boissonnas, 1980; Liégeois *et al.*, 1987). Estes granitoides representam o final do evento magmático da orogênese Pan-Africana. Em alguns casos, granitoides cálcioalcalinos de alto K são alojados onde existe transição de placa continental convergente a divergente. Considerando essas similaridades e a diversa literatura sobre a forte relação da Província Borborema na Orogênese Brasileira - Panafricana, podemos sugerir que os granitoides do Pluton Coxixola e do Pluton Serra Branca representam o final do evento magmático da orogênese Brasileira. Segundo Barbarin (1999), estes granitoides podem ser bons indicadores de grandes mudanças no ambiente geodinâmico.

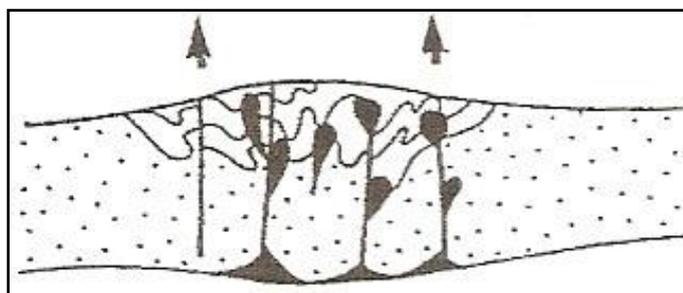


Figura 50: Cinturão colisional antigo. Relaxamento de uma litosfera continental (soerguimento pós-colisional - tensão regional).

Fonte: Barbarin, 1999.

IX. CONSIDERAÇÕES E DISCUSSÃO:

Os granitoides estudados (plutons Serra Branca - GPSB e Coxixola - GPC) são contrastantes entre si. Além disso, as análises realizadas nesses plutons mostram variações de química mineral, litogeoquímica, isotópicas e geocronológicas significativas em ambos os corpos, que possibilitaram a identificação de diferentes facies de ordem química.

Em comum os GPSB e GPC exibem valores fortemente negativos de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ e idades modelo (TDM) paleoproterozóicas e localmente características *subsolidus*, sendo estas mais subordinadas nos GPSB.

O caráter ferrífero dos GPSB constitui forte argumento contra a afinidade shoshonítica destes granitoides. Os GPSB mostram similaridades em relação aos granitoides ferro-potássicos pós-colisionais da Nigéria. Ao contrário dos GPSB, que mostram *spidergrams* semelhantes aos padrões dos granitoides tipo A no Domínio Tectônico Central (pluton Serra do Velho Zuza e complexo Prata) descritos por Guimarães *et al.* (2004, 2005) (Fig. 51), a maioria das amostras dos GPC e uma do dique leucogranítico caem no campo magnésiano, assemelhando-se geoquimicamente e em idade às grandes intrusões calcioalcalinas de alto K (complexo Fazenda Nova, Guimarães *et al.*, 2004) (Fig. 52) da Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977, Brito Neves, 1983).

Os GPSB e GPC são também similares aos granitóides do Complexo Solânea (Domínio Rio Grande do Norte) estudados por Guimarães *et al.* (2009). Os monzogranitos e leucogranitos deste Complexo são levemente peraluminosos; trans-alcalinos; com alto teor de K_2O (3,5-5 %); SiO_2 (67-71 %); mostram $f\text{O}_2$ intermediária; altos valores de Fe# (> 0,82 para os leucogranitos); os leucogranitos caem no campo da série ferrosa (Frost *et al.*, 2001) e os monzogranitos caem no campo da série magnésiana próximos a linha divisória desta série com a série ferrosa, poucos monzogranitos sobrepõem esta linha divisória; alto conteúdo de ETRL; anomalia negativa de Eu; exibem *Spidergrams* com depressões em Ba, Nb, Sr e Ti; tipo A (Whalen *et al.*, 1987), subtipo A1 (Eby, 1992). Estes padrões geoquímicos dos monzogranitos e leucogranitos do Complexo Solânea são semelhantes aos GPSB. Os dioritos e rochas híbridas do Complexo Solânea são metaluminosos; trans-alcalinos; com altos teores de K_2O (3,5-5 %); SiO_2 (<56 % para os dioritos; 57-63 % para as rochas híbridas); $f\text{O}_2$ intermediária a alta para os dioritos e alta para as rochas híbridas; altos valores de Fe# (~0,7 para as rochas híbridas; 0,71-0,75 para os dioritos); os dioritos caem no campo da série ferrosa e as rochas híbridas no campo da série magnésiana; com alto conteúdo de ETRL; os

padrões ETR das rochas híbridas exibem anomalia de Eu e os padrões ETR dos dioritos mostram uma leve anomalia de Eu ($Eu/Eu^* 0,84-0,79$); exibem *Spidergrams* com depressões em Th, Nb, Ti (menor do que as outras rochas do Complexo Solânea) e uma leve depressão em Sr (rochas híbridas). Os padrões geoquímicos dos dioritos do Complexo Solânea são semelhantes aos enclaves e os granitóides da fácies 1 do PC. Enquanto, as rochas híbridas deste complexo mostram padrões semelhantes aos granitoides da fácies 2 do PC. As similaridades entre os granitoides do Complexo Solânea e os granitoides estudados (GPSB e GPC) também ocorrem nas feições de campo (e.g. intrusão controlada pela cinemática das zonas de cisalhamento; foliação magmática paralela à foliação milonítica das rochas encaixantes), nos valores negativos de ϵNd , na idade apresentada pelo Complexo Solânea (572 ± 8 Ma - idade semelhante ao dique de leucogranito que corta o PC e, se for considerado o erro de ± 8 Ma, a idade é semelhante ao PC - 580 Ma). Dados geocronológicos dos leucogranitos do Complexo Solânea não estão disponíveis. Contudo, os leucogranitos do Pluton Dona Inês deram uma idade de 544 ± 16 Ma (McMurry *et al.*, 1987) e suas relações de campo, petrográfica e geoquímica são semelhantes aos leucogranitos do Complexo Solânea, além disso, as relações de campo mostram que estes leucogranitos foram intrudidos após a cristalização dos monzogranitos (572 ± 8 Ma). Considerando o erro (± 8 Ma), a idade sugerida para os leucogranitos do Complexo Solânea (560 Ma - Pluton Dona Inês) corresponde a idade do Pluton Serra Branca.

Os GPSB apresentam - se como tipo A, bastante ferrosos e peraluminosos, que esteve sob condições oxidantes durante os estágios finais de cristalização do magma granítico gerador deste pluton ou da rocha fonte. Essas considerações são devidas, além das observações microscópicas (luz transmitida) e epimicroscópicas às análises de química mineral e geoquímicas (notar algumas análises em apatita e a ampla variação nas condições de oxiredução exibidas no diagrama de Wones e Eugster (1965); a Fe-ilmenita (condições mais redutoras) recebeu um pouco de titanomagnetita numa posterior oxidação);.

Alguns estudos notaram que a maioria dos granitoides tipo A do sudeste dos EUA que contém magnetita são chamados de tipo A oxidados, fortemente ferrosos, comumente peraluminosos. Os estudos também sugerem que esses granitoides parecem ter assimilado uma grande quantidade de crosta félsica de granitoides alcalinos metaluminosos (calcioalcalinos metaluminosos? Como sugerem Frost & Frost, 2011. Pois para formar granitoides peraluminosos são conduzidos a granitoides de composições relativamente

calcioalcalinas. E os granitóides alcalinos ferrosos tem sido interpretado como formados por cristalização fracionada de um magma parental basáltico).

As feições mostradas pelos GPSB como, a presença de mineral máfico magnético envolto por biotita e feldspato observado em campo, e reconhecido petrograficamente como ilmenita e \pm titanomagnetita que ocupam quase totalmente vários cristais de apatita, algumas biotitas avermelhadas tardias e os cristais de allanita frequentemente metamíticos, sugerem uma atuação, localmente, do processo de greisenização, tal processo deve-se possivelmente, a uma solução ácida, quente, com grande quantidade de gases dissolvidos, misto de fases hidrotermal e pneumatolítica, que transportou os materiais necessários às substituições. Esta fase deve ser rica em mineralizadores, especialmente em F, que ficou nas fluorapatitas e nas micas (biotita neste caso) dos greisens que no geral são fluoretadas.

Durante a greisenização metassomática há aumentos em Al_2O_3 , Fe_2O_3 , OH e, também, mas não de um modo genérico, em Li_2O , SnO_2 , WO_4 , BO, ZrO_2 , Cl, S, As, Pb, Cu e Zn; diminuem K_2O , Na_2O , CaO e MgO, e, também, mas não de uma maneira geral, FeO e TiO_2 . O enriquecimento em Al pode também ser resultante de uma leve perda em Na e K (GPSB).

As biotitas do GPSB mostram variação composicional, sendo as biotitas tardias de composição siderofilita (alto teor ^{IV}Al), com menor teor em Ti (em relação as biotitas que ocorrem como inclusão) associadas a greisenização. Além disso, os *spidergrams* dos GPSB mostram fortes depressões em Ti, mais um condicionante para um processo localizado de greisenização. As biotitas alteradas para clorita, as composições muito puras da Fe-ilmenita com Mn, as allanitas xenomórficas e metamíticas e os baixos conteúdos de Nb e Ta, também indicam uma reação localizada e tardia dos GPSB relacionada a fluidos hidrotermais. Esta reação poderia ter sido favorecida por diversos pulsos de magmas canalizados (aspectos observados em campo). O conjunto de fraturas, as zonas de cisalhamento e a intensa foliação presentes nos GPSB são condutos de grande permeabilidade e bons condicionantes para fluxo canalizado de fluidos hidrotermais.

Os processos hidrotermais, ligados ao tectonismo intenso presente na área de estudo deste trabalho, possivelmente culminaram na formação de granitóides localmente greisenizados, veios de quartzo e pegmatitos abundantes.

As feições dos GPC (fácies 1-SiO₂ ~55% e fácies 2- SiO₂ ~67%) corroboram os processos hidrotermais observados nos GPSB. As duas fácies do Pluton Coxixola contêm anfibólios alterados, magnetitas martitizadas e corroídas, albitização e simplectitos. Os processos hidrotermais atuantes (e.g. percolação de fluidos), possivelmente durante as transcorrências sinistrais (NE-SW), têm implicações diretas nas condições de pressão, diminuindo-a, assim sendo, pressões mais baixa foram verificadas nos GPC (fácies 1 - 4 a 5 kbar e fácies - 2 a 3 kbar). Os processos de alteração hidrotermal foram possivelmente provocados pelo tectonismo que atuou promovendo reequilíbrios pós-magmáticos, com reabsorção parcial de alguns minerais e recristalização de outros.

Alguns processos de alteração hidrotermal, como albitização mais frequente nos GPSB se opõe aos processos atuantes nos GPC (albitização; biotitização identificada pela presença de biotita de alteração com inclusão de epidoto, acontecendo muito restritamente; e magnetitização).

Os elementos menos móveis (*HFSE*) são frequentemente controlados por minerais individuais, como concentrações de Zr podem ser controladas por zircão, P por apatita, Sr por plagioclásio, Ba por K-feldspato, Ti, Nb e Ta por ilmenita, rutilo ou titanita. As variações discretas dos *HFSE* apresentadas sugerem cristalização fracionada e/ou fusão parcial da crosta para os GPSB e GPC. O forte enriquecimento no amplo espectro dos elementos incompatíveis indicam também a participação de um manto metassomatizado por pluma mantélica profunda. As depressões em Nb mostradas pelos padrões *spidergrams* são características de crosta continental e podem ser bom indicador de envolvimento de material crustal nos processos magmáticos assim como os *LILE*.

No diagrama $[Al_2O_3+Fe_2O_3+MgO+TiO_2]$ vs. $[Al_2O_3/(Fe_2O_3+MgO+TiO_2)]$ de comparação de rochas ígneas silicáticas naturais com *melts* produzidos por desidratação-fusão experimental de vários tipos de metassedimentos (Patiño Douce, 1999), os GPSB e GPC mostram-se provavelmente derivados de fusão parcial de uma crosta inferior máfica (Rapp & Watson, 1995; Roberts & Clemens, 1993; Rushmer, 1991; Tepper *et al.*, 1993; Wolf & Wyllie, 1994).

Contudo, os enclaves (quartzo diorito a quartzo monzonito) e os GPC (fácies 1-quartzo sienito a quartzo monzonito) são caracterizados por valores relativamente baixo SiO₂ e alto MgO em relação aos GPSB e a fácies 2 dos GPC. Portanto, parece provável que os enclaves e os GPC (fácies 1) se originaram de fusão parcial de manto litosférico. Anomalias

negativas de Nb e Ti nos enclaves e na fácies 1 dos GPC estão associadas provavelmente com ampla troca química entre magma derivado do manto e o magma com inclusão de granitoide hospedeiro (Rudnick & Gao, 2003; Yang *et al.*, 2007). Os padrões geoquímicos dessas rochas podem também ser resultado de fusão parcial de manto litosférico previamente metassomatizado por fluidos relacionados à subducção antes da fusão (Bailey, 1987; Hawkesworth *et al.*, 1993) ou misturas incompletamente homogeneizadas de *melts* derivados de manto litosférico e *melts* derivados de crosta félsica (Gerdes *et al.*, 2000; Liew *et al.*, 1989; Vellmer & Wedepohl, 1994). Magmas de granitoides metaluminosos de alto K não podem ser formados por um simples magma basáltico e sua origem foi atribuída a uma fonte mantélica ou uma mistura de magma mantélico e *melts* crustais (Clemens *et al.*, 2009; Küster & Harms, 1998).

Os granitoides do Plutons Serra Branca e Coxixola apresentam padrões geoquímicos (séries de alto K; metaluminosos a levemente peraluminosos; enriquecimento em *LILE* e *ETRL*; anomalia negativa de Nb e Ti; abundância de elementos incompatíveis; baixo $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$; relativamente alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), com algumas considerações, similares aos granitoides sin-extensionais estudados por Erkül & Erkül, (2012). Estes autores observaram em seus estudos que magmas de granitoides sin-extensionais podem ter componentes derivados do manto. Mas é improvável que estes magmas foram derivados diretamente de fusão parcial do manto astenosférico como sugerem a petrologia experimental que fusão parcial de peridotitos e piroxenitos mantélicos não podem produzir granitoides (Wyllie, 1984). Erkül & Erkül, (2012) sugerem que ressurgência astenosférica teve contribuição como uma fonte de calor para geração de magma formando granitoides sin-extensionais na Turquia ocidental. E que magma híbrido derivado de fonte crustal e de um manto litosférico é possível para a gênese dos granitoides sin-extensionais da Turquia ocidental (Aydoğan *et al.*, 2008; Boztuğ *et al.*, 2009; Dilek & Altunkaynak, 2009, 2010; Öner *et al.*, 2010).

A amostra SB-22A (GPC), apresenta no diagrama concórdia U/Pb o intercepto inferior, que intersecta a concórdia em 537 ± 31 Ma. Esta idade sugere que a população de zircões foi envolvida em um episódio termotectônico, com perda de Pb, durante a cristalização dos GPSB e dos enxames de diques da região. Esse evento está bem caracterizado pelos sobrecrescimentos externos, intenso fraturamento e morfologia anédrica da maior parte das populações de zircões datada.

Com essas condições, é possível relacionar esse evento de perda de chumbo à evolução do Brasileiro, e apoiar a associação das intrusões graníticas com as transcorrências na área de estudo, e possivelmente integrar e expandir esses resultados para a compreensão da evolução da Província Borborema no Neoproterozóico.

Considerando essas similaridades e a diversa literatura sobre a forte relação da Província Borborema na Orogênese Brasileira - Panafricana, pode-se sugerir que os granitoides do Pluton coxixola (facies 2) e do Pluton Serra Branca representam o final do evento magmático da orogênese Brasileira. Sendo os GPSB possivelmente com contribuição, ainda que restrita, de material juvenil (?), sugerida pela presença de enclave de diorito e pelos padrões geoquímicos apresentados (e.g. geoquímica subtipo A1- Eby, 1992).

Os valores contrastantes de Th (química de rocha total) e U (geoquímica isotópica U/Pb) entre os plutons estudados e suas respectivas feições, baseados nos dados geoquímicos obtidos neste trabalho, suportam correlações feitas com imagens aerogamaespectrométricas e mapeamento de plutons contrastantes e suas fácies químicas. Assim sendo, estas imagens mostram que podem auxiliar na precisão das delimitações geológicas. Isso, não obstante as fiéis caracterizações de campo.

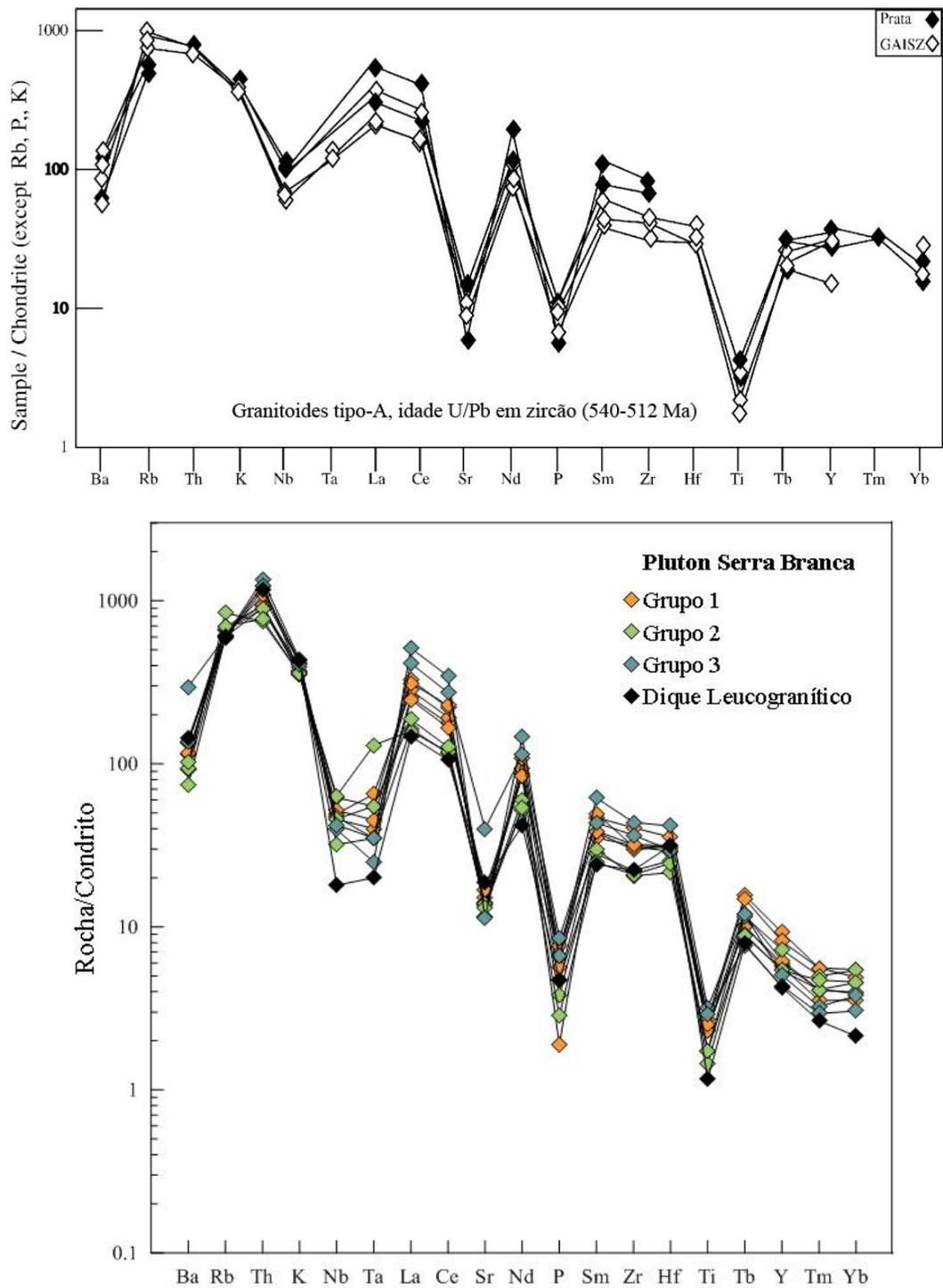


Figura 51: Padrões *spidergrams* dos granitóides do complexo Prata e do pluton Serra do Velho Zuza-GAISZ (Guimarães *et al.*, 2004) em comparação com os GPSB. Padrões *spidergrams* normalizados em relação aos valores do condrito, Thompson (1982).

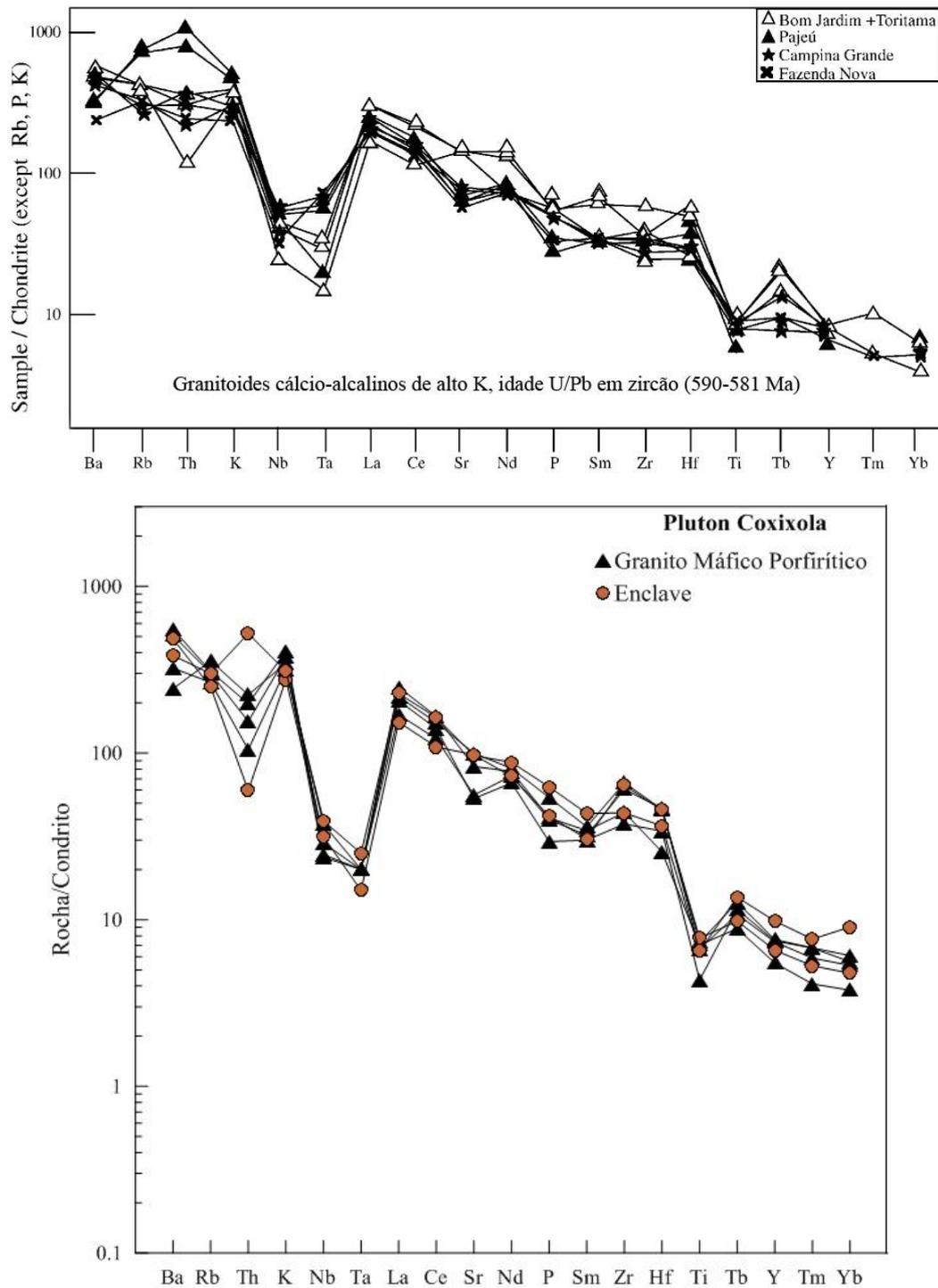


Figura 52: Padrões *spidergrams* dos granitoides do complexo Fazenda Nova (Guimarães *et al.*, 2004) em comparação com os GPC. Padrões *spidergrams* normalizados em relação aos valores do condrito, Thompson (1982).

X. CONCLUSÕES:

O Pluton Serra Branca exibe comumente estruturas de fluxo magmáticas, a foliação tem direção ENE a E, paralela às zonas de cisalhamento adjacentes, trata-se de intrusão sintranscorrente como a maioria dos plutons Neoproterozóicos do DZT. São biotita sienogranitos a monzogranitos leucocráticos.

Os granitóides do Pluton Coxixola se encontram deformados no estado sólido e são cortados por diques de granitos fino cinza, rosa e pegmatito. Enxame de enclaves máficos alongados na direção ESE a E são comuns. Constituem uma intrusão pré-tectônica com relação às transcorrências sinistrais (NE-SW). Composto de quartzo sienitos, quartzo monzonitos e sienos a monzogranitos, porfiríticos, com anfibólio de composição ferro-edenita, edenita e Mg hornblenda

As biotitas distinguem os granitoides dos plutons Serra Branca e Coxixola, com variações nos teores de Al^{IV} , Fe#, Ti e Mg entre esses plutons.

No Pluton Coxixola ocorrem biotitas diferentes quimicamente entre as duas facies, essas diferenças sugerem que a facies 1 possivelmente foi mais influenciada por um hidrotermalismo localizado (caracterizado por apresentar petrograficamente martitização e corrosão na magnetita, albitização e simplectitos; e quimicamente variações de T e P , fO_2), favorecendo seu maior enriquecimento em Fe^{2+} , sob condições mais redutoras e de mais baixa fO_2 do que as da facies 2; além de exibir mais altos valores de Al^{IV} e Ti.

No Pluton Serra Branca as biotitas também se apresentam diferentes quimicamente, essas variações que separam dois grupos de biotitas e definem magmas alcalino e peraluminoso, sugerem diferentes pulsos de magma e localmente maiores contribuições crustais, essas condições são suportadas pelos aspectos de campo.

As variações nas T_{Zr} (781-843°C) apresentadas pelo PSB indicam localmente uma correlação das T_{Zr} (°C) mais baixas com uma contribuição maior da crosta paleoproterozóica a arqueana, onde são observados xenólitos miloníticos.

As condições de fO_2 são intermediárias nos granitóides do Pluton Serra Branca, e intermediárias (Fácies 1) a elevadas (Fácies 2) nos granitoides do Pluton Coxixola. Variação entre as temperaturas baseadas em dados de saturação em zircão (836-893°C) e nos valores calculados para o par Hbl-Plg (570-711°C) dos granitoides do Pluton Coxixola caracteriza um processo atuante de deformação nestes granitoides em condições do facies anfibolito.

Os padrões fracionados de ETR e *spidergrams* com as variações discretas nos teores indicam o fracionamento desses elementos nas fases portadoras de HFSE.

Os dados composicionais aqui registrados, dos granitoides do Pluton Serra Branca mostram um enriquecimento excepcional em *LILE* (exceto Ba, Sr e Eu^{2+}) e *HFSE* (exceto Nb, Ta, Ti). Os granitoides do Pluton Coxixola também apresentam enriquecimento em *LILE* e *HFSE* (exceto Th, Nb, Ta, Ti).

O enriquecimento em *HFSE* nos GPSB mostra o desenvolvimento excepcional de fases acessórias enriquecidas nesses elementos incompatíveis. Neste trabalho estão registrados dados composicionais e texturais envolvendo os minerais acessórios deste pluton, em particular allanita, e Lu-fluorapatita portadora de ETRL e ETRP (GPSB).

Os GPSB em comum com outras suítes de afiliação anorogênica, pode ser atribuído o enriquecimento excepcional em *HFSE* ao estágio de enriquecimento metassomático de uma fonte numa crosta inferior a média antes de sua fusão.

Os GPC mostram pelas observações petrográficas, presença de titanita secundária bordejando magnetitas primárias. Com isso, uma correlação pode ser feita, uma razão U/Th frequentemente aumenta em direção à borda da maioria dos grãos de titanita secundária; entretanto, o Th diminui em concentração do núcleo para a borda. Isto é devido, mais provavelmente, a complicações resultantes das substituições acopladas necessárias para reposição de Ca por Th tetravalente. Assim sendo, o maior conteúdo de CaO (%), anomalia positiva de Eu ou ausência da anomalia negativa de Eu, e as depressões em Th (*spidergram*), podem corresponder diretamente com a presença de titanita secundária. Fatores deste tipo são comumente negligenciados nas análises dos elementos traços.

Os GPSB e GPC mostram valores fortemente negativos de $\epsilon\text{Nd}^{(t)}$ e idades modelo (TDM) paleoproterozóicas. U-Pb em zircão por *SHRIMP* definiu uma idade de 560 ± 5 Ma para os GPSB, e por *LA-ICP-MS* definem idades de 573 ± 3 Ma para um dique de leucogranito que corta os GPC e de 580 ± 7 Ma para os GPC. Os GPSB são ricos em SiO_2 (> 70%), levemente peraluminosos, com padrões ETR fracionados. São classificados como granitoides trans-alcalinos ferrosos, tipo-A pós-orogênico. Os GPC mostram teores intermediários de SiO_2 (55-67 %), são metaluminosos, magnesianos, tipo-I mostrando padrões de ETR fracionados. Assinaturas isotópicas e geoquímicas sugerem que os granitoides estudados foram originados pela mistura de magmas gerados pela fusão de crosta

paleoproterozóica ou arqueana e pequena fração de material Neoproterozóico (juvenil?) em diferentes épocas da história evolutiva da zona de cisalhamento Coxixola.

XI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

- Abdel-Rahman A. (1994). Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas. *Journal of petrology*, 35(2): 525-541.
- Ahrens, L. H. (1955). Implications of the Rhodesia age pattern. *Geochim. Cosmochim. Acta* 8, 1–15.
- Almeida, F.F., Leonardos Jr., O.H., Valença, J., 1967. Review on granitic rocks of Northeast South America, Proceedings of the Symposium on Northeastern South America Granites, Recife, IUGS/UNESCO, p. 41.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. 1977. In: SBG/NE, Simp. Geol. NE, 8. Campina Grande, *Atas*, 363-391.
- Anderson, J. L. & Smith, D. R. (1995). The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80, 549-559.
- Archanjo, C.J., Launeau, P., Hollanda, M.H.B.M., Macedo, J.W.P., Liu, D., 2009. Scattering of magnetic fabrics in the epizonal Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará State, northeast Brazil). *International Journal of Earth Sciences* 98,1793-1807, doi: 10.1007/s00531-008-0342-z.
- Aydoğan, M.S., Çoban, H., Bozcu, M., Akıncı, Ö., 2008. Geochemical and mantle-like isotopic (Nd, Sr) composition of the Baklan Granite from the Muratdağı Region (Banaz, Uşak), western Turkey: implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene-Miocene granites. *Journal of Asian Earth Sciences* 33, 155-176.
- Bailey, D.K., 1987. Mantle metasomatism - perspective and prospect. Geological Society, London, Special Publications 30, 1-13.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605-626.
- Barriere, M. and Cotten, J. 1979. Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteric equilibration in granites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 183-192.
- Bea F. 1996. 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.
- Bea F. & Montero P. 1999. 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.
- Blundy, J. & Holland, T. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.

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

Boissonnas, J. 1980. Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne Pan-Africaine en Ahaggar (Sahara central Algérie). Thesis, B.R.G.M. Mem. H.S. Vol. 16, 662 pp.

Boztuğ, D., Harlavan, Y., Jonckheere, R., Can, İ., Sarı, R., 2009. Geochemistry and K-Ar cooling ages of the Ilica, Çataldağ (Balıkesir) and Kozak (İzmir) granitoids, west Anatolia, Turkey. *Geological Journal* 44, 79-103.

Bowden, P., Kinnaird, J.A., Abaa, S.I. *et al.* (1984) Geology and mineralization of the Nigerian anorogenic ring complexes. *Geol. Jb.* B56, 3-65.

Brito Neves, B.B., 1983. O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Livre Docência Thesis, University of São Paulo, São Paulo, Brazil, 177 p.

Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South América during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.* 53, 23–40.

Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Fetter, A., 2002. Northwestern Africa-North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *J. Afr. Earth Sci.* 34, 275–278.

Caby, R., 1989. 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.*

Caby, R., Bertrand, J.M., Black, R., 1981. 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.*

Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J.L., Chèvremont, P., 1993. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Braziliano Orogeny. *Tectonophysics* 218, 323–342.

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

Clemens, J. D., Holloway, J. R. & White, A. J. R. (1986). Origin of A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71, 317-324.

Clemens, J.D., Darbyshire, D.P.F., Flinders, J., 2009. Sources of post-orogenic calcalkaline magmas: the Arrochar and Garabal Hill–Glen Fyne complexes, Scotland. *Lithos* 112, 524-542.

Dall’Agnol, R., Scaillet, B. & Pichavant, M. (1999). An experimental study of a Lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 40(11), 1673-1698.

- Dall'Agnol, R.; Frost, C. D.; Rämö, O. Tapani. IGCP Project 510 A-type Granites and Related Rocks through Time: Project vita, results, and contribution to granite research. *Lithos* (Oslo. Print), v. 151, p. 1-16, 2012.
- Deer W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. 1967. An introduction to the rock-forming minerals. 2 ed., Longman-Green & Co. Ltd, London.
- Deer W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. 1996. An introduction to the rock-forming minerals. Prentice Hall, 712 p.
- De Paolo, D.J., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. Spring-Verlag, New York.
- Dickin, A.P. (2005) Radiogenic Isotope Geology - second edition. Cambridge University Press, 471 p.
- Dilek, Y., Altunkaynak, Ş., 2009. Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt. *Geological Society, London, Special Publications* 311, 213-233.
- Dilek, Y., Altunkaynak, Ş., 2010. Geochemistry of Neogene–Quaternary alkaline volcanism in western Anatolia, Turkey, and implications for the Aegean mantle. *International Geology Review* 52, 631–655.
- Dunlop, D. J. & Özdemir, Ö. (1997). Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press, 573 p.
- Eby, G.N. (1990) The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, v. 26, pp. 115-134.
- Eby, G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, v. 20, pp. 641-644.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., and O' Nions, R.K. (1978) "Rare-earth abundances in chondritic meteorites" *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1199-1212.
- Faure, G.; 1986. Principles of Isotope Geology, John Wiley & Sons, Inc. New York, 589 p.
- Fossen, H. (2012). Geologia Estrutural; tradução Fábio R. D. de Andrade - São Paulo: Oficina de Textos, 584 p.
- Förster, H.J., Tischendorf, G., Trumbull, R.B., 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos* 40, 261-293.
- Foster, M.D. (1960a) Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 354-B, 11 - 49.
- Foster, M.D. (1960b) Interpretation of the composition of lithium micas. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 354-E, 115 - 47.

Frost, B.R., Barnes, C., Collins, W., Arculus, R, Ellis D. and Frost, C. (2001) A chemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, v. 42, pp. 2033-2048.

Frost, C. D. & Frost, B. R. 2011. On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin. *Journal of Petrology* 52, 39-53.

Gerdes, A., Wörner, G., Finger, F., 2000. Hybrids, magma mixing and enriched mantle melts in post-collisional Variscan granitoids: the Rastenberg Pluton, Austria. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Eds.), *Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Fold Belt*: Geological Society, London, Special Publication, pp. 415-443.

Goldrich, S. S. and Mudrey, M. G. (1972). 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.

Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., 1997. Sm/Nd and whole rock geochemistry characterization of the Serra Branca granite: Evidence of Archean crust in the Pajeú-Paraíba fold belt. In: *XVII Simposio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, CE, Brazil, vol. 15. pp.280–281*.

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. 2004. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Res.*, 135: 23-53.

Guimarães, I.P., Da Silva Filho, Melo, S.C., Macambira, M.B., 2005. Petrogenesis of A-type granitoids from the alto Moxoto and Alto Pajeu Terranes of the Borborema Province, NE Brazil: constraints from geochemistry and isotopic composition. *Gondwana Research* 8, 347–362

Guimarães, I. P., Da Silva Filho, A. F., Araújo, D. B., Almeida, C. N., Dantas, E. L. 2009. Trans-alkaline magmatism in the Serrinha-Pedro Velho Complex, Borborema Province, NE Brazil and its correlations with the magmatism in eastern Nigeria. *Gondwana Research* 15, 98-110.

Hammarstrom, J. M. & Zen, E. (1986). Aluminum in hornblende: Na empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71,1297-1313.

Harmon, R.S., Halliday, A.N., Clayburn, J.A.P. and Stephens, W.E. (1984) 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.

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

- Hassanen, M.A. 1997. Post-collision, A-type granites of Homrit Waggat Complex, Egypt: petrological and geochemical constraints on its origin. *Precambrian Res.* 82, 211-236.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F., 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 21, 175-204.
- Holland, T. & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. & Sisson, V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72, 231-239.
- Holmes, A. (1954). The oldest dated minerals of the Rhodesian Shield. *Nature* 173, 612-17.
- Hutton, D. H. W. Igneous emplacement in a shear-zone termination: The biotite granite at Strontian, Scotland. *Geological Society of America Bulletin*, September, 1988, v. 100, no. 9, p. 1392-1399.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.* 27, 293-305.
- Jardim de Sá, E.F., 1984. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: *Proceedings of the XI Geological Symposium of Northeast Brazil. Extended Abstract: 297–316.*
- Johnson, M. C. & Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17, 837-841.
- King, P.L., White, A.J.R., Chapell, B.W. and Allen, C.M. (1997) Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *J. Petrol.*, v. 38, pp. 371-391.
- Klimm, K., Holtz, F., Johannes, W. & King, P. L. (2003). Fractionation of metaluminous A-type granites: an experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Precambrian Research*, 124, 327-341.
- Klimm, K., Holtz, F. & King, P. L. (2008). Fractionation vs. magma mixing in the Wangrah Suite A-type granites, Lachlan Fold Belt, Australia: Experimental constraints. *Lithos*, 102, 415-434.
- Kober, B. (1986). 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.
- Kober, B. (1987). 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.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277-279.

- Küster, D., Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northern parts of the Late Neoproterozoic East Africa Orogen: a review. *Lithos* 45, 177-195.
- Lameyre, J. & Bowden, P. (1982). Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14, 169-186.
- Langmuir, C.H., Vocke Jr., R.D., Hanson, G.N., Hart, S.R., 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 37, 380–392.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne C., Kato A. and others. 1997. 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.
- Liew, T.C., Finger, F., Höck, V., 1989. The Moldanubian granitoid plutons of Austria: chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. *Chemical Geology* 76, 41-55.
- Lipman, P.W. (1971) Iron-titanium oxide phenocrysts in compositionally zoned ash-flow sheets from southern Nevada. *Journal of Geology*, 79, 438-456.
- Liégeois, J.P., Bertrand, J.M, Black, R., 1987. The subduction and collision-related Pan-African composite batholith of the Adrar des Iforas (Mali). A review. *Geol. J.* 22, 185-211
high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoides: the use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1-28.
- Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J. & Black, R. (1998). 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.
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H. & Guilford, C., 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman, Essex, 148pp.
- Maniar P.D. and Piccoli, P.M., (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, v.101, pp. 635-643.
- McCarthy, T. C. & Patiño Douce, A. E. 1997. Experimental evidence for high-temperature felsic melts formed during basaltic intrusion of the deep crust. *Geology*, 25, 463-466.
- McMurry, J., Long, L.E., Sial, A.N., 1987. Evolution of a heterogeneous, continentally derived granite: Dona Inês pluton, northeastern Brazil. *Journal of Geology* 95, 107-117.
- Medeiros, V. C., 2004. *Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil*. Natal. Tese de doutorado, PPGG/UFRN, 200 p.
- Middlemost, E.A.K. 1997. *Magma, Rocks and Planetary Development*. Longman, Harlow.

- Nachit H, Razafimahefa N, Stussi JM, Carron JP (1985) Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes Rendus Acad Sci Paris* 301: 810–818.
- Nabelek, P.I. & Glascock, M.D. 1995. Rare earth element-depleted leucogranites Black Hills, South Dakota: A consequence of disequilibrium melting of monazite-bearing schists. *Journal of Petrology*, 36, 1055-1071.
- Nabelek, P.I. 1999. Trace element distribution among rock-forming minerals in Black Hills migmatites, South Dakota: a case for solid-state equilibrium. *Am. Mineral.* 84, 1256-1269.
- Neves, S.P., 2003. 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), doi: 10.1029.
- Neves, S. P. & Mariano G., 2004. 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.
- Neves, S. P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J. M. R. e Mariano, G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Res.*, 149:197-216.
- Neves, S. P. 2008. Dinâmica do Manto e Deformação Continental - Uma Introdução à Geotectônica - 2ª edição, Ed. Universitária UFPE. 168 p.
- Öner, Z., Dilek, Y., Kadioğlu, Y.K., 2010. Geology and geochemistry of the synextensional Salihli granitoid in the Menderes core complex, western Anatolia, Turkey. *International Geology Review* 52, 336–368.
- Patiño Douce, A. E. 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 100, 15623-15639.
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Geological Society, London, Special Publications 168, 55–75.
- Pearce, J., Harris, N.B.W., Tindle, A.D., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956–983.
- Pearce, J., 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes* 19 (4), 120–125.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastmonu area, northern Turkey. *Contrib. Min. Petrol.* 58, 63–81.
- Piccoli, P., Candela, P. & Rivers, M. (2000). 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.
- Prol-Ledesma, R.M., Melgarejo, J. C. & Martin, R.F. (2012). The El Muerto “NYF” Granitic Pegmatite, Oaxaca, Mexico, and Its Striking Enrichment In Allanite-(Ce) and Monazite-(Ce). *Can. Mineral.*, 50, 1055-1076.

- Ramdohr, Paul, 1937, Erzmikroskopische Untersuchungen an einigen seltenen oder bisher wenig beachteten Erzmineralien, Teil 1, Zentrbl. Mineralogie u. Geologie, A, 193-211.
- Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths – 2nd edition. Pergamon Press.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. *Journal of Petrology* 36, 891- 931.
- Roberts, M.P., Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology* 21, 825-828.
- Rosenberg C.L., 2004. Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps, *Tectonics* 23 (2004) TC3002, doi: 10.1029/2003TC001526.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), The Crust. *Elsevier*, pp. 1-64.
- Rushmer, T., 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 41-59.
- Russell, R. D. and Ahrens, L. H. (1957). Additional regularities among discordant lead-uranium ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 11, 213–18.
- Scaillet, B., Pichavant, M. & Roux, J. (1995). Experimental crystallization of leucogranite magmas. *Journal of Petrology*, 36, 663-705.
- Scaillet, B., Holtz, F. & Pichavant, M. (1998). Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas. I. Volcanic-plutonic comparison. *Journal of Geophysical Research*, 103, 27257-27266.
- Schmidt, M.W. (1992). 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.
- Sial, A.N., 1986. Granite-types in northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências* 16 (1), 54–72.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R., Dantas, E., Armstrong, R., Concentino, L., Lima, D. (2013). Long-lived Neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco-Alagoas Domain, Borborema Province, northeast Brazil. *International Geology Review*, 55 (10), 1280-1299. DOI:10.1080/00206814.2013.774156.
- Speer, J. A. Micas in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, January 1984, v. 13, p. 299-356.
- Spear, F. S. (1993): *Metamorphic phase-equilibria and Pressure – Temperature - Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1-33.

Sun, Y., Ma*, C., Liu, Y., She, Z. (2011) Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of late Triassic aluminous A-type granites in southeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*. 42, 1117-1131.

Sylvester, P.J. (1989) Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.*, v. 97, pp. 267-280.

Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W., Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113, 333-351.

Thomas, W. M. & Ernst, W. G. (1990). The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: a mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbar. In: *Spencer, R. J. & Shou, I.-M. (eds) Fluid-Mineral Interactions: A Tribute to H. P. Eugster. Geochemical Society Special Publication 2*, 59-63.

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

Tian, Y. & Shan, Y. The diversity of flow structures in felsic dykes. *Journal of the Geological Society*, July 2011, v. 168:1001-1011.

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

Tindle A.G. & Webb P.C. 1990. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, 2:595-610.

Tischendorf G., Gottesmann B., Forster H.J., Trumbull R.B. 1997. On Li-bearing micas: Estimating Li from electron microprobe analysis and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61: 809-834.

Toledo, M. C. M. de. A variabilidade de composição da apatita associada à carbonatitos. *Revista do Instituto Geológico*. São Paulo, 2001.

Toteu, S.F., Bertrand, J.M., Penaye, J., Mecaudiére, J., Angoua, S., Barbey, P., 1990. 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.

Toteu, S.F., Penaye, J., Van Schmus, W.R., Michard, A., 1994. 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.

Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Michard, A., 2001. 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.

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

Tulloch, A.J. (1986) 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.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B, Harckspacher, P. and Babinsky, M. (1995) 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.

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., and Guimarães, I.P., 2008, 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.

Vellmer, C., Wedepohl, K.H., 1994. Geochemical characterization and origin of granitoids from the South Bohemian Batholith in Lower Austria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 118, 13-32.

Vogel, T.A., 1982. 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.

Wark, D.A. & Miller, C.F. 1993. 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.

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

Watson, E. B. & Harrison, T. M. 1984. 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.

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

Wetherill, G.W. (1956a). An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta* 9, 290–2.

Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W. (1987) A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 95, pp. 407-419.

Wolf, M.B., Wyllie, P.J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar - the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115, 369-383.

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

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

Wyllie, P.J., 1984. Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A310*, 439-456.

Yang, J.-H., Wu, F.-Y., Wilde, S.A., Liu, X.M., 2007. Petrogenesis of Late Triassic granitoids and their enclaves with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Liaodong Peninsula, North China Craton. *Chemical Geology* 242 (1-2), 155-175.

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

ANEXOS

Tabela 2. Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=22) – Biotita/Amostras representativas

Pluton		Serra Branca								
Amostra	SBT03-2	SBT06-2	SBT07-1	SBT09-1	SBT09-3	SBT10-2	9BT01/B	9BT/B	9BT03	9BT
SiO ₂	36,24	35,42	35,23	35,59	36,79	36,71	34,83	34,84	34,73	34,88
TiO ₂	3,19	3,45	3,79	3,59	3,44	4,00	3,08	2,69	3,01	2,91
Al ₂ O ₃	14,78	14,49	14,27	14,46	13,90	14,38	18,29	18,51	18,21	18,16
Cr ₂ O ₃	0,00	0,05	0,02	0,05	0,01	0,03	0,00	0,04	0,03	0,03
FeO	27,11	27,74	27,32	27,39	27,76	27,13	26,28	26,47	26,99	26,54
MnO	0,45	0,46	0,51	0,51	0,43	0,51	0,66	0,68	0,68	0,67
MgO	4,40	4,36	4,43	4,54	4,48	4,42	3,93	4,14	4,32	4,18
CaO	0,04	0,01	0,01	0,04	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
BaO	0,08	0,02	0,08	0,04	0,12	0,15	0,08	0,15	0,20	0,09
Na ₂ O	0,20	0,19	0,13	0,20	0,12	0,12	0,02	0,04	0,03	0,05
K ₂ O	9,08	9,47	9,63	9,43	9,25	9,20	9,50	9,48	9,72	9,59
SrO	0,00	0,02	0,04	0,06	0,03	0,00				
V ₂ O ₃	0,05	0,06	0,15	0,03	0,10	0,04				
NiO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00				
F	0,51	0,54	0,52	0,39	0,59	0,66	0,76	1,05	0,82	0,78
Cl	0,12	0,12	0,13	0,18	0,14	0,11	0,03	0,05	0,04	0,04
(OH)	4,00	3,86	4,00	3,69	3,08	2,85				
O - F - Cl	0,24	0,26	0,25	0,21	0,28	0,30				
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	97,49	98,12	98,76	97,92
Si	5,73	5,65	5,63	5,65	5,80	5,75	5,43	5,42	5,38	5,42
Al ^{IV}	2,27	2,35	2,37	2,35	2,20	2,25	2,57	2,58	2,62	2,58
Al ^{VI}	0,49	0,37	0,33	0,36	0,38	0,40	0,79	0,81	0,70	0,75
Ti	0,38	0,41	0,46	0,43	0,41	0,47	0,36	0,31	0,35	0,34
Cr	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺ (Fe _t)	3,59	3,70	3,65	3,64	3,66	3,55	3,42	3,44	3,49	3,45
Mn	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,09	0,09	0,09	0,09
Mg	1,04	1,04	1,06	1,07	1,05	1,03	0,91	0,96	1,00	0,97
Ca	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,06	0,06	0,04	0,06	0,04	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02
K	1,83	1,93	1,97	1,91	1,86	1,84	1,89	1,88	1,92	1,90
Sr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00				
V	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00				
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
Cátions	15,47	15,59	15,60	15,57	15,48	15,41	15,48	15,52	15,57	15,53
fe#	0,78	0,78	0,78	0,77	0,78	0,77	0,79	0,78	0,78	0,78
mg#	0,22	0,22	0,22	0,23	0,22	0,23	0,21	0,22	0,22	0,22
Fe²⁺ e Fe³⁺ separados após Dymek (1983) por Yavuz (1997)/ Proporções Catiônicas (O=11)										
Fe ³⁺	0,18	0,09	0,06	0,07	0,16	0,12	0,20	0,25	0,14	0,19
Fe ²⁺	1,61	1,75	1,76	1,74	1,66	1,65	1,50	1,46	1,60	1,53

cont. Tabela 2. Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=22) – Biotita/Amostras representativas

Pluton	Coxixola									
	Amostra	23BT01-1	23BT01-2	23BT03-3	23BT04-1	28BT01-1	28BT02-1	28BT03-1n	28BT03-1b	28BT04-1
SiO ₂	38,48	39,88	36,33	37,96	41,35	41,08	41,13	40,68	39,96	
TiO ₂	3,90	3,75	2,49	3,12	2,29	2,25	2,10	2,20	2,13	
Al ₂ O ₃	14,62	13,27	13,35	13,58	13,12	13,89	13,51	13,26	13,29	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,02	0,07	
FeO	23,82	23,44	23,71	23,38	19,17	17,62	19,28	18,99	19,24	
MnO	0,45	0,48	0,46	0,48	0,37	0,39	0,39	0,40	0,32	
MgO	7,27	8,23	8,49	8,12	12,04	11,91	11,21	11,58	12,18	
CaO	0,04	0,07	0,07	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	
BaO	1,26	0,27	0,19	0,31	0,00	0,00	0,12	0,00	0,07	
Na ₂ O	0,10	0,08	0,20	0,10	0,06	0,06	0,15	0,14	0,12	
K ₂ O	9,10	9,29	9,47	9,13	9,37	9,55	9,58	9,63	9,34	
SrO	0,00	0,00	0,05	0,00	0,09	0,05	0,00	0,06	0,01	
V ₂ O ₃	0,01	0,04	0,03	0,01	0,06	0,07	0,06	0,04	0,02	
NiO	0,03	0,05	0,03	0,01	0,04	0,00	0,05	0,05	0,01	
F	0,10	0,13	0,30	0,17	0,50	0,43	0,39	0,44	0,38	
Cl	0,12	0,09	0,11	0,12	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06	
(OH)	0,76	1,01	4,87	3,58	1,70	2,82	2,16	2,68	2,97	
O - F - Cl	0,07	0,07	0,15	0,10	0,22	0,19	0,17	0,19	0,17	
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
Si	5,81	5,96	5,74	5,85	6,08	6,06	6,08	6,05	5,97	
Al ^{IV}	2,19	2,04	2,26	2,15	1,92	1,94	1,92	1,95	2,03	
Al ^{VI}	0,41	0,30	0,23	0,32	0,35	0,48	0,44	0,38	0,31	
Ti	0,44	0,42	0,30	0,36	0,25	0,25	0,23	0,25	0,24	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	
Fe ²⁺ (Fe _t)	3,01	2,93	3,13	3,02	2,36	2,18	2,39	2,36	2,40	
Mn	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	
Mg	1,64	1,83	2,00	1,87	2,64	2,62	2,47	2,57	2,71	
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ba	0,08	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
Na	0,03	0,02	0,06	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	
K	1,75	1,77	1,91	1,80	1,76	1,80	1,81	1,83	1,78	
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	
V	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	
Cátions	15,43	15,38	15,73	15,48	15,44	15,41	15,45	15,49	15,54	
fe#	0,65	0,62	0,61	0,62	0,47	0,45	0,49	0,48	0,47	
mg#	0,35	0,38	0,39	0,38	0,53	0,55	0,51	0,52	0,53	
Fe²⁺ e Fe³⁺ separados após Dymek (1983) por Yavuz (1997)/ Proporções Catiônicas (O=11)										
Fe ³⁺	0,10	0,09	0,03	0,05	0,22	0,32	0,34	0,28	0,13	
Fe ²⁺	1,40	1,37	1,53	1,45	0,96	0,76	0,85	0,90	1,06	

Tabela 3. Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=23) – Anfibólio/Amostras representativas

Pluton		Coxixola						
Amostra	23ANF02-1	23ANF02-2	23ANF04-1	23ANF04-2	28ANF01-1	28ANF02-1	28ANF03-1	28ANF04-1.1
SiO ₂	47,653	45,558	42,694	42,326	49,566	49,256	50,151	49,102
TiO ₂	1,347	1,278	1,309	1,139	0,751	0,818	0,325	0,364
Al ₂ O ₃	8,732	9,152	9,142	9,391	7,443	7,319	3,885	6,493
Cr ₂ O ₃	0,028	0,026	0,037	0,006	0,000	0,000	0,000	0,025
FeO	22,045	22,687	22,624	22,335	18,380	17,789	14,072	17,640
MnO	0,687	0,702	0,655	0,620	0,536	0,558	0,540	0,561
MgO	7,145	6,858	7,093	7,090	10,594	10,345	12,303	11,169
CaO	11,392	11,585	11,427	11,577	11,870	11,741	11,059	11,891
BaO	0,000	0,000	0,007	0,045	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	1,330	1,327	1,479	1,438	1,422	1,304	0,806	1,043
K ₂ O	1,199	1,365	1,364	1,312	0,855	0,941	0,375	0,720
SrO	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,056	0,000
V ₂ O ₃	0,056	0,046	0,058	0,049	0,031	0,075	0,047	0,064
NiO	0,000	0,031	0,018	0,082	0,025	0,004	0,006	0,000
F	0,080	0,269	0,084	0,106	0,169	0,068	0,222	0,126
Cl	0,105	0,083	0,097	0,088	0,044	0,034	0,155	0,022
(OH)	0,000	0,000	1,969	2,460	0,000	0,000	6,128	0,838
O - F - Cl	0,058	0,132	0,057	0,064	0,080	0,037	0,130	0,058
Total	101,743	100,835	100,000	100,000	101,606	100,234	100,000	100,000
Si	6,994	6,823	6,630	6,606	7,139	7,175	7,634	7,225
Al ^{IV}	1,006	1,177	1,370	1,394	0,861	0,825	0,366	0,775
Al ^{VI}	0,505	0,438	0,303	0,333	0,403	0,431	0,331	0,351
Fe ³⁺	0,030	0,154	0,427	0,397	0,136	0,012	0,075	0,286
Ti	0,149	0,144	0,153	0,134	0,081	0,090	0,037	0,040
Mg	1,563	1,531	1,642	1,650	2,275	2,246	2,792	2,450
Fe ²⁺	2,670	2,678	2,483	2,493	2,072	2,155	1,714	1,872
Mn	0,085	0,089	0,086	0,082	0,065	0,069	0,070	0,070
Ca	1,792	1,859	1,901	1,936	1,832	1,832	1,804	1,875
Na	0,378	0,385	0,445	0,435	0,397	0,368	0,238	0,298
K	0,225	0,261	0,270	0,261	0,157	0,175	0,073	0,135
F	0,039	0,132	0,041	0,051	0,0802	0,0325	0,0975	0,0599
Cl	0,027	0,022	0,025	0,023	0,0112	0,0086	0,0365	0,0056
Cátions	15,463	15,693	15,778	15,794	15,509	15,419	15,267	15,441
fe#	0,631	0,636	0,602	0,602	0,477	0,490	0,380	0,433
mg#	0,369	0,364	0,398	0,398	0,523	0,510	0,620	0,567
Fe ³⁺ / Fe ²⁺	0,011	0,057	0,172	0,159	0,066	0,005	0,044	0,153
Na+K	0,603	0,646	0,715	0,696	0,554	0,543	0,311	0,433

Tabela 4. Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=32) – Plagioclásio/Amostras representativas

Pluton	Serra Branca							Dique	
	Amostra	5PL01-1	5PL01-1b	5PL04-1	9PL05	9PL05-n1	9PL05-b	9PL05-n2	24PL04-2n
SiO₂	63,107	62,226	61,571	63,888	64,873	66,517	64,861	62,720	66,256
TiO₂	0,000	0,000	0,000	0,005	0,011	0,029	0,000	0,000	0,000
Al₂O₃	19,139	19,523	19,581	23,151	21,971	21,092	22,266	19,430	16,651
Cr₂O₃	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe₂O₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,064	0,019	0,000	0,000
FeO	0,000	0,038	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,106	0,036
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	0,001	0,007	0,000	0,005	0,000	0,007	0,000	0,000	0,002
CaO	3,317	3,442	3,948	3,318	3,132	1,986	3,313	4,225	0,433
Na₂O	9,962	9,824	9,431	8,182	8,866	9,258	8,504	9,549	11,640
K₂O	0,096	0,159	0,254	0,185	0,205	0,126	0,170	0,193	0,128
BaO	0,000	0,014	0,000	0,055	0,000	0,000	0,063	0,052	0,000
SrO	0,068	0,005	0,139	0,000	0,005	0,074	0,000	0,012	0,128
V₂O₃	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,010
Total	95,722	95,238	94,924	98,789	99,079	99,153	99,196	96,306	95,284
Si	11,650	11,555	11,502	11,337	11,488	11,719	11,467	11,549	12,198
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,004	0,000	0,000	0,000
Al	4,164	4,273	4,311	4,842	4,586	4,380	4,639	4,217	3,613
Cr	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,003	0,000	0,000
Fe²⁺	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,006
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001
Ca	0,656	0,685	0,790	0,631	0,594	0,375	0,628	0,834	0,085
Na	3,566	3,537	3,416	2,815	3,044	3,162	2,915	3,409	4,155
K	0,023	0,038	0,061	0,042	0,046	0,028	0,038	0,045	0,030
Cátions	20,061	20,096	20,080	19,669	19,763	19,678	19,689	20,070	20,088
Ab	84,01	83,04	80,06	80,71	82,62	88,69	81,40	79,50	97,30
An	15,46	16,08	18,52	18,09	16,13	10,51	17,53	19,44	2,00
Or	0,53	0,88	1,42	1,20	1,26	0,79	1,07	1,06	0,70

cont. Tabela 4. Composições Químicas e Proporções Catiónicas (O=32) – Plagioclásio/Amostras representativas

Pluton		Coxixola					
Amostra	23PL01-1b	23PL01-1n	23PL01-2b	23PL02-1	28PL01-1	28PL02-1	28PL03-1
SiO ₂	58,876	57,161	56,971	61,866	62,910	61,424	62,979
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,016	0,000
Al ₂ O ₃	22,043	21,493	22,419	19,587	19,031	19,410	18,627
Cr ₂ O ₃	0,043	0,000	0,014	0,034	0,000	0,000	0,029
Fe ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	0,054	0,018	0,048	0,013	0,090	0,060	0,006
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	0,008	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	7,933	7,874	8,927	4,995	3,602	3,956	2,964
Na ₂ O	7,338	7,035	6,618	9,117	9,683	9,334	9,901
K ₂ O	0,145	0,166	0,111	0,208	0,276	0,158	0,062
BaO	0,096	0,007	0,000	0,045	0,023	0,000	0,051
SrO	0,218	0,056	0,000	0,125	0,028	0,249	0,166
V ₂ O ₃	0,039	0,024	0,015	0,000	0,000	0,005	0,000
Total	96,793	93,858	95,123	95,990	95,662	94,612	94,785
Si	10,920	10,905	10,744	11,461	11,637	11,520	11,735
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000
Al	4,818	4,833	4,983	4,277	4,149	4,290	4,090
Cr	0,006	0,000	0,002	0,005	0,000	0,000	0,004
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,008	0,003	0,008	0,002	0,014	0,009	0,001
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,002	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,576	1,610	1,804	0,991	0,714	0,795	0,592
Na	2,639	2,602	2,420	3,275	3,473	3,394	3,577
K	0,034	0,040	0,027	0,049	0,065	0,038	0,015
Cátions	20,004	20,000	19,987	20,060	20,055	20,049	20,014
Ab	62,10	61,20	56,93	75,89	81,68	80,30	85,50
An	37,10	37,85	42,44	22,98	16,79	18,81	14,15
Or	0,81	0,95	0,63	1,14	1,53	0,89	0,35

Tabela 5. Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=12,5) - Epidoto

Pluton	Coxixola		
	*23EP04-1	*23EP04-2	*23EP04-3
Amostra			
SiO₂	30,562	30,403	32,180
TiO₂	0,205	0,331	0,058
Al₂O₃	12,873	12,811	14,275
Cr₂O₃	0,191	0,084	0,060
FeO	14,135	14,545	13,339
MgO	0,483	0,465	0,296
CaO	14,050	14,068	16,220
Na₂O	0,031	0,039	0,005
K₂O	0,000	0,000	0,000
SrO	0,000	0,000	0,104
Total	72,530	72,746	76,537
Si	3,245	3,221	3,238
Ti	0,016	0,026	0,004
Al	1,611	1,599	1,693
Fe³⁺	1,255	1,289	1,122
Mg	0,076	0,073	0,044
Ca	1,598	1,597	1,749
Na	0,006	0,008	0,001
K	0,000	0,000	0,000
Cátions	7,809	7,813	7,851
Ps	0,44	0,45	0,40
% Ps	43,79	44,62	39,87

Tabela 6. Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=24) – Apatita/Amostras representativas

Pluton		Serra Branca				
Amostra	5AP06-1b	5AP06-1n	5AP06-2b	5AP06-2n	*5AP10-1b	*5AP10-1n
SiO ₂	0,120	0,211	0,196	0,222	0,029	0,000
Al ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,021	0,025	0,018
FeO	0,013	0,018	0,031	0,044	40,473	40,717
MnO	0,034	0,085	0,116	0,140	4,176	4,258
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,029	0,051
CaO	55,123	55,544	55,793	54,764	0,000	0,011
BaO	0,000	0,000	0,023	0,045	0,281	0,103
Na ₂ O	0,055	0,029	0,091	0,083	0,085	0,019
SrO	0,080	0,075	0,097	0,016	0,040	0,115
SO ₃	0,018	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
P ₂ O ₅	42,120	42,366	42,178	42,647	0,000	0,000
Nb ₂ O ₅	0,119	0,230	0,000	0,168	0,984	0,518
F	4,913	5,298	5,321	5,223	0,079	0,170
Cl	0,000	0,008	0,013	0,015	0,027	0,000
(O - F - Cl)	2,069	2,233	2,243	2,202	0,039	0,072
Total Corrigido	100,526	101,631	101,617	101,186	46,189	45,908
Si	0,019	0,0337	0,0314	0,0356	0,0177	0,0000
Al	0,000	0,0000	0,0000	0,0040	0,0182	0,0132
Fe	0,002	0,0024	0,0042	0,0059	20,9061	21,2327
Mn	0,005	0,0116	0,0157	0,0189	2,1848	2,2491
Mg	0,000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0263	0,0477
Ca	9,528	9,5203	9,5822	9,3960	0,0000	0,0073
Ba	0,000	0,0000	0,0015	0,0028	0,0680	0,0251
Na	0,017	0,0089	0,0282	0,0256	0,1022	0,0226
Sr	0,008	0,0070	0,0090	0,0014	0,0142	0,0417
S	0,002	0,0000	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000
P	5,753	5,7381	5,7241	5,7818	0,0000	0,0000
Nb	0,009	0,0166	0,0000	0,0121	0,2747	0,1461
F	2,269	2,4110	2,4245	2,3819	0,1536	0,3299
Cl	0,000	0,0018	0,0032	0,0037	0,0278	0,0000
Cátions	17,612	17,751	17,824	17,670	23,794	24,115

cont. Tabela 6. Composições Químicas (ETR) e Proporções Catiônicas (O=24) - Apatita

Pluton	Serra Branca						
	Amostra	5AP06-1b	5AP06-1n	5AP06-2b	5AP06-2n	*5AP10-1b	*5AP10-1n
	Y ₂ O ₃	0,308	0,330	0,375	0,443	0,000	0,000
	Lu ₂ O ₃	0,000	0,000	0,031	0,099	0,000	0,000
	Dy ₂ O ₃	0,041	0,047	0,091	0,052	0,000	0,000
	Eu ₂ O ₃	0,039	0,063	0,033	0,000	0,000	0,057
	Nd ₂ O ₃	0,006	0,000	0,000	0,123	0,000	0,000
	Gd ₂ O ₃	0,031	0,025	0,049	0,049	0,016	0,017
	Ce ₂ O ₃	0,118	0,000	0,064	0,000	0,000	0,000
	UO ₂	0,020	0,023	0,026	0,009	0,012	0,019
	ThO ₂	0,000	0,039	0,000	0,000	0,037	0,000
	Yb ₂ O ₃	0,071	0,026	0,030	0,055	0,000	0,000
	La ₂ O ₃	0,041	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Er ₂ O ₃	0,051	0,028	0,060	0,033	0,000	0,000
	Sm ₂ O ₃	0,048	0,039	0,000	0,000	0,000	0,008
	Pr ₂ O ₃	0,035	0,000	0,038	0,010	0,000	0,000
	Total	0,809	0,620	0,797	0,873	0,065	0,101
	Y	7,857	10,4287	9,4202	10,0428	0,0000	0,0000
	Lu	0,000	0,0000	0,4448	1,2697	0,0000	0,0000
	Dy	0,632	0,8966	1,3873	0,7196	0,0000	0,0000
	Eu	0,645	1,2858	0,5379	0,0000	0,0000	9,2636
	Nd	0,101	0,0000	0,0000	1,8673	0,0000	0,0000
	Gd	0,490	0,4855	0,7637	0,6853	4,2796	2,6755
	Ce	2,067	0,0000	1,1038	0,0000	0,0000	0,0000
	U	0,211	0,3008	0,2718	0,0885	2,1577	2,0317
	Th	0,000	0,5304	0,0000	0,0000	6,6326	0,0000
	Yb	1,036	0,4751	0,4275	0,7085	0,0000	0,0000
	La	0,721	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	Er	0,769	0,5279	0,8963	0,4386	0,0000	0,0000
	Sm	0,797	0,7920	0,0000	0,0000	0,0000	1,3520
	Pr	0,604	0,0000	0,6560	0,1502	0,0000	0,0000
	Cátions	15,930	15,723	15,909	15,971	13,070	15,323

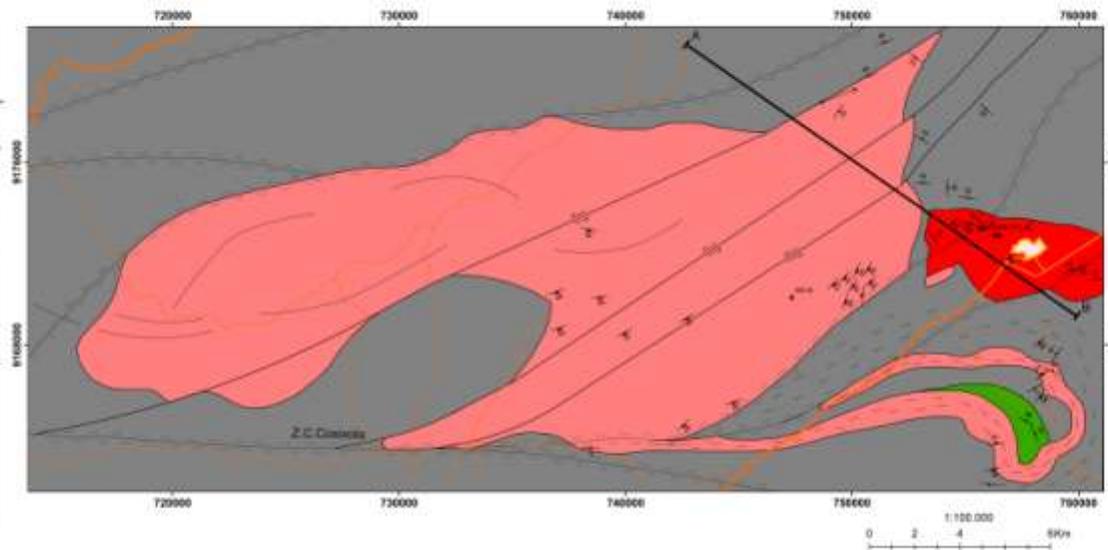
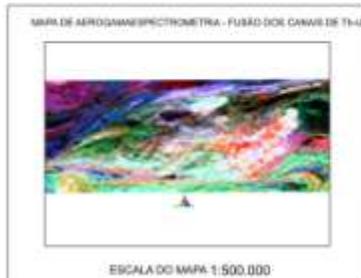
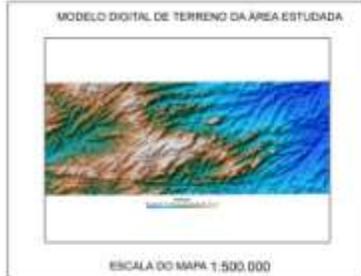
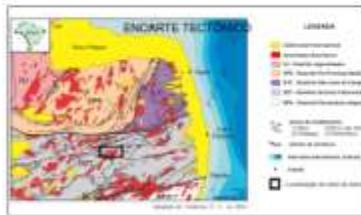
Tabela 7. Composições Químicas e Proporções Catiônicas (O=32) - Magnetita

Pluton		Coxixola			
Amostra	23MAG01-1	23MAG03-1	23MAG04-1	28MAG01-2	28MAG02-2
SiO₂	0,06	0,03	0,04	0,06	0,05
TiO₂	0,02	0,04	0,04	0,04	0,00
Al₂O₃	0,01	0,07	0,06	0,03	0,01
Cr₂O₃	0,07	0,05	0,04	0,30	0,19
FeO_t	92,51	92,09	92,27	91,06	90,81
Fe₂O₃	68,47	68,13	68,26	67,22	67,15
FeO	30,90	30,78	30,85	30,58	30,38
MnO	0,13	0,07	0,08	0,05	0,04
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02
Na₂O	0,10	0,14	0,06	0,00	0,00
K₂O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
V₂O₃	0,13	0,12	0,09	0,21	0,12
Total	99,92	99,44	99,55	98,49	97,96
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Fe³⁺	1,99	1,99	1,99	1,98	1,99
Fe²⁺	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cátions	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Cr#	81,24	31,05	31,84	88,85	92,54
Mg#	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00

Amostras 23 (facies 1) e 28 (facies 2) do Pluton Coxixola; n=núcleo e b=borda.

MAPA GEOLÓGICO DOS PLUTONS SERRA BRANCA E COXIXOLA

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
2013
Mestranda: Lathier dos Santos
Orientadora: Iraci de Fátima Guimarães
ANEXO MAPA GEOLÓGICO



Legenda

Unidades Litoestratigráficas

- Formação Serra Branca
- Formação Coxixola
- Formação São José
- Formação São Francisco
- Formação São Paulo
- Formação São Vicente
- Formação São João
- Formação São Pedro
- Formação São Marcos
- Formação São Bento
- Formação São Antônio
- Formação São Carlos
- Formação São Sebastião
- Formação São Salvador
- Formação São Domingos
- Formação São Raimundo
- Formação São Geraldo
- Formação São Valério
- Formação São Antônio do Sul
- Formação São Antônio do Norte
- Formação São Antônio do Oeste
- Formação São Antônio do Leste
- Formação São Antônio do Centro

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- estrada não pavimentada
- estrada pavimentada
- cunha de água intermitente
- cunha de água permanente
- estação
- reserva de água

Estruturas

- Falha ou Z.C. Sinistral
- Z.C. Transcorrente Sinistral
- Z.C. Transcorrente Dextral
- Linhas de fratura
- Foliação com ângulo médio
- Foliação magmática
- Diapas
- Linhas de estruturas: traços de superfície S

Geocronologia

- SB-03 - SHRIMP - 300.7 ± 4.8 Ma
- SB-22A - LA-ICP-MS - 303.3 ± 6.6 Ma
- SB-23C - LA-ICP-MS - 372.8 ± 5.5 Ma

