UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

PETROLOGIA DO MAGMATISMO ARICAMÃ NA REGIÃO DA VILA DO TEPEQUÉM (RR), DOMÍNIO URARIQUERA – CRÁTON AMAZÔNICO

KETLEN LISSANDRA GOMES VIANA

MANAUS - AM

2012

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

KETLEN LISSANDRA GOMES VIANA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

PETROLOGIA DO MAGMATISMO ARICAMÃ NA REGIÃO DA VILA DO TEPEQUÉM (RR), DOMÍNIO URARIQUERA – CRÁTON AMAZÔNICO

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geociências, área de Geologia Regional.

ORIENTADORA:

PROFª. DRA. RIELVA SOLIMAIRY CAMPELO DO NASCIMENTO

CO – ORIENTADOR:

PROF. DR. IVALDO RODRIGUES DA TRINDADE

MANAUS - AM

2012

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

PETROLOGIA DO MAGMATISMO ARICAMÃ NA REGIÃO DA VILA DO TEPEQUÉM (RR), DOMÍNIO URARIQUERA – CRÁTON AMAZÔNICO

Aprovado em 21 de agosto de 2012.

BANCA EXAMINADORA

Dra. RIELVA SOLIMAIRY CAMPELO DO NASCIMENTO
(Departamento de Geociências/Universidade Federal do Amazonas)

Dr. MARCELO ESTEVES ALMEIDA
(Serviço Geológico do Brasil – CPRM/Manaus)

Dr. CARLOS ALEJANDRO SALAZAR
(Departamento de Geociências/Universidade Federal do Amazonas)

MANAUS - AM

2012

Ficha Catalográfica

(Catalogação realizada pela Biblioteca Central da UFAM)

Viana, Ketlen Lissandra Gomes

V614p Petrologia do magmatismo Aricamã na região da Vila do Tepequém (RR), Domínio Urariquera – Cráton Amazônico / Ketlen Lissandra Gomes Viana. - Manaus: UFAM, 2012.

97 f.; il. color.

Dissertação (Mestrado em Geociências) — Universidade Federal do Amazonas, 2012.

Orientadora: Profª. Dra. Rielva Solimairy Campelo do Nascimento

Co-orientador: Prof. Dr. Ivaldo Rodrigues da Trindade

1. Petrografia 2. Rochas vulcânicas alcalinas 3. Litogeoquímica 4. Geologia I. Nascimento, Rielva Solimairy Campelo do (Orient.) II. Trindade, Ivaldo Rodrigues da (co-orient.) III. Universidade Federal do Amazonas IV. Título

CDU 552.333(043.3)

“Bom mesmo é ir à luta com determinação, abraçar a vida com paixão, perder com classe e vencer com ousadia, porque o mundo pertence a quem se atreve e a vida é "muito" para ser insignificante”.

(Augusto Branco)

Dedico àqueles que sempre acreditaram em meu potencial e que me apoiaram, inspiraram e incentivaram.

A minha família, em especial a minha mãe Maria Elizandra. Aos amigos. E ao meu companheiro de luta diária, Júnior.

AGRADECIMENTOS

À Deus que sempre me deu forças para enfrentar os momentos difíceis e a superar desafios, assim como a minha família pelo apoio, incentivo e compreensão e a todos que contribuíram de forma direta ou indireta para minha formação profissional, em especial:

À minha orientadora Prof. Dra. Rielva Nascimento pelas suas orientações, pela atenção, paciência, compreensão, dedicação e ensinamentos ao longo da elaboração deste trabalho.

Ao meu co-orientador Dr. Ivaldo Rodrigues da Trindade por suas contribuições, atenção, paciência e compreensão.

À CAPES pelo apoio financeiro no desenvolvimento deste projeto de pesquisa.

À Universidade Federal do Amazonas e ao Programa de Pós Graduação (PPGGEO), pelo apoio estrutural.

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM-Manaus e Boa Vista), especialmente ao Augusto César e Amaro Luiz por serem sempre prestativos e por disponibilizarem o laboratório de laminação para a confecção de seções delgadas e preparação mecânica de algumas amostras coletadas em campo e ao Sr. Luiz, por nos acompanhar no trabalho de campo.

Ao Dr. Marcelo Almeida pelo curso de “Introdução a litogeoquímica e a geocronologia” e sugestões durante a execução deste trabalho.

À Dra. Juliana Marques da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pelas analises isotópicas.

Ao Gabriel Júnior pelo incentivo, paciência, apoio, cuidado e carinho.

Aos meus amigos Andréa Souza, Renata Veras e Luiz Saturnino, pelo apoio, pelo companheirismo e pelos piores e melhores momentos que passamos juntos.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS **10**

LISTA DE TABELAS **14**

RESUMO **15**

ABSTRACT **17**

CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO **19**

1.1 Apresentação 19

1.2 Localização da área de estudo 19

1.3 Materiais e métodos 21

1.3.1 Levantamento bibliográfico 21

1.3.2 Levantamento geológico de campo 21

1.3.3 Estudos petrográficos 21

1.3.4 Química mineral 22

1.3.5 Estudos litoquímicos 21

1.3.6 Geoquímica isotópica em rocha total 22

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL **27**

2.1 Contexto Geotectônico 27

CAPÍTULO 3 -GEOLOGIA DOS CORPOS DA SUÍTE ARICAMÃ **32**

3.1 Biotita álcali-feldspato granito 32

3.2 Álcali-feldspato granito 32

CAPÍTULO 4 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS DA SUÍTE ARICAMÃ **37**

4.1 Biotita álcali-feldspato granito 37

4.2 Álcali-feldspato granito 43

4.3 Considerações petrográficas preliminares com base em microtexturas 48

CAPÍTULO 5 - QUÍMICA MINERAL E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO **51**

5.1 Anfibólios 51

5.2 Biotitas 55

5.3 Epidoto 58

5.4 Magnetita 59

5.5 Feldspatos 61

5.6 Condições de cristalização 70

CAPÍTULO 6 -LITOGEOQUÍMICA **77**

6.1 Classificação 77

6.2 Geoquímica Multielementar 79

6.3 Saturação em alumina e caracterização de séries magmáticas 82
6.4 Tipologia de granitos 84
6.5 Caracterização de ambientes tectônicos 85
CAPÍTULO 7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS 87
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 93

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

Figura 1: Imagem SRTM da região a sudeste da vila do Tepequém, onde está localizada a Serra do Aricamã. A topografia é realçada por curvas de nível de 100 em 100 m. Fonte: CPRM 2003.....19

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Figura 2.1: Figura esquemática do Cráton Amazônico e do estado de Roraima. (A) Compartimentação do cráton Amazônico segundo a concepção de Santos *et10L*. (2006). (B) Figura esquemática dos domínios que abrangem o estado de Roraima segundo Reis & Fraga (1998, 2000).....27
Figura 2.2: Mapa geológico esquemático da Folha Vila de Tepequém, NA. 20-X-A-III. Fonte: CPRM 2010.....29

CAPÍTULO 3 – GEOLOGIA DOS CORPOS D SUÍTE ARICAMÃ

Figura 3.1: Mapa geológico simplificado da região localizada a sudeste da Vila do Tepequém, região de ocorrência do magmatismo Aricamã, com ênfase para seus representantes, Plúton Areia Branca (PAB), Ametista (PA), Serra do Aricamã (PSA), Santa Luzia (PSL), Cantinho (PC) e Flecha (PF). Modificado da Folha NA.20-X-A-III – Vila do Tepequém (CPRM, 2010).....32
Figura 3.2: Forma de ocorrência dos afloramentos do Plúton Areia Branca. (A) Os afloramentos ocorrem na forma de lajedos, matacões e blocos rolados. (B) Rocha inequigranular fina a média, com destaque para os agregados de minerais máficos. (C) Rocha com textura porfirítica, com fenocristais de feldspatos, quartzo e máficos medindo até aproximadamente 0,7 cm imersos em uma matriz subafanítica.....33
Figura 3.3: Forma de exposição dos afloramentos do Plúton Serra do Aricamã. (A) Panorama da Serra do Aricamã. (B) Afloramento disposto na forma de lajedos e blocos rolados localizado na borda norte da Serra do Aricamã. (C) Rocha com textura inequigranular média a grossa. (D) Rocha inequigranular média a grossa com feldspato tabular medindo até 2,5 cm. (E) Dique de microgranito no álcali-feldspato granito.....34
Figura 3.4: Forma de exposição dos afloramentos e textura das rochas graníticas estudadas. (A) Afloramento disposto na forma de lajedo e blocos rolados referente ao Plúton Santa Luzia. (B) Rocha com textura inequigranular fina referente ao Plúton da Flecha. (C) Rocha com textura inequigranular média a fina. (D) Rocha com textura porfirítica, com fenocristais de feldspato e quartzo medindo até 0,6 cm, referente ao Plúton da Flecha.....35

CAPÍTULO 4 – ASPECTOS PETROGRÁFICOS DA SUÍTE ARICAMÃ

Figura 4.1: Tabela com resultado da porcentagem modal de diagrama Q - A+P – M e QAP de classificação modal para rochas magmáticas plutônicas segundo Streckeisen, 1976.....36
Figura 4.2: Fotomicrografias dos aspectos microtexturaisdo biotita álcali-feldspato granito. (A) Feldspato alcalino pertítico (Fk) com exsolução do tipo filetes, com forma pseudo hexagonal (devido ao corte da seção) e borda de plagioclásio (Pl) com geminação lei da albita. Tem intercrescimentos granofíricos do tipo vermicular e franja radial (lâmina HG-68). (B) Cristais de plagioclásio entre cristais de feldspato alcalino mesopertítico. (C) Feldspato potássico com exsolução de albita em vias de transformação para o tipo *chessboard* (lâmina HG-64). (D) Microfraturas preenchidas por mica branca (Micb) no feldspato alcalino pertítico. Quartzo (Qz) com extinção ondulante (lâmina MK-03). Todas as fotomicrografias foram tiradas com os nicóis cruzados.....39
Figura 4.3: Fotomicrografias dos aspectos microtexturaisdo biotita álcali-feldspato granito . (A) Quartzo (Qz) fraturado com bordas de embaiamentos ou reentrâncias (lâmina HG-68). (B)

Intercrescimento granofírico do tipo vermicular (lâmina MK-33). (C) Intercrescimento granofírico do tipo franja radial (lâmina MK-03). (D) Cristal de biotita (Bt) com lamela recurvada, indícios de muscovitização (Ms) e desenvolvimento preferencial de minerais opacos ao longo de suas clivagens (lâmina HG-68). Todas as fotomicrografias foram tiradas com os nicóis cruzados.....40
Figura 4.4: Fotomicrografias dos aspectos microtexturaisdo biotita álcali-feldspato granito . (A) Placas de biotita (Bt) bordejada por muscovita (Ms) e com minerais opacos inclusos (lâmina MK-13). (B) Biotita com minerais opacos inclusos associados a cristais anédricos finos de fluorita (Fl) incolor (lâmina LM-231). (C) Cristais de biotita (Bt) arranjados em agregados juntamente a minerais opacos, granada (Gr) e zircão (Zr) (lâmina HG-57). (D) Granada (Gr) euedral com bordas de embaiamentos e com microfraturas preenchidas por mica branca, associada a biotita (Bt) e quartzo (Qz) (lâmina HG-68). (E) Granada intersticial (lâmina HG-68). As fotomicrografias B, C e E foram tiradas com os nicóis paralelos e as demais com nicóis cruzados.....41
Figura 4.5: Quadro interpretativo da sequência de cristalização das fases minerais do biotita álcali-feldspato granito da Suíte Aricamã.....42
Figura 4.6: Fotomicrografias dos aspectos microtexturais do álcali- feldspato granito. (A) Feldspato alcalino (Fk) pertítico com exsolução do tipo vênulas, barras e interpenetradas com pequenos cristais de albita (Pl) intersticial (lâmina LM-79). (B) Borda albítica (Pl) do tipo *swapedrims* desenvolvidos entre dois cristais de feldspato alcalino (Fk) (lâmina MK-14). (C) Feldspato alcalino (Fk) com intercrescimento granofírico do tipo franja radial (lâmina LM-89C). (D) Feldspato alcalino com intercrescimento granofírico do tipo vermicular (lâmina MF-84). (E) Feldspato alcalino (Fk) pertítico com inclusões de ripas de plagioclásio (Pl) (lâmina MK-13).(F) Quartzo (Qz) com extinção ondulante, bastante fraturado, com contato irregular com anfibólio (Anf) e feldspato alcalino (Fk) (lâmina LM-79). Todas as fotomicrografias foram tiradas com os nicóis cruzados.....43
Figura 4.7: Fotomicrografias dos aspectos microtexturais do álcali- feldspato granito. (A) Quartzo (Qz) e plagioclásio com geminação lei da albita com extinção ondulante e desenvolvimento de subgrãos (lâmina LM-60). (B) Textura mirmequítica (Mir) em plagioclásio (Pl) formada entre cristais de feldspato pertítico (Fk) (lâmina LM-79). (C) Cristais de anfibólio (Anf) com bordas corroídas e com cavidades preenchidas por cristais de quartzo (Qz)(lâmina LM-79). (D) Biotita (Bt) acicular associada a minerais opacos (Op) e epidoto (Ep), inclusos em fratura de quartzo (Qz) (lâmina MK-13). (E) Biotita (Bt) cloritizada (Cl) com contatos irregulares com quartzo (Qz) e feldspato alcalino (Fk) (lâmina MK-14). (F) Minerais opacos (Op) com bordas de titanita (Ti) associados a zircão subedral (lâmina KM-59A). As fotomicrografias C e F foram capturadas com os nicóis paralelos e as demais com nicóis cruzados.....45
Figura 4.8: Fotomicrografias dos aspectos microtexturais do álcali- feldspato granito. (A) Veio preenchido por cristais de granada e epidoto (lâmina LM-89C). Imagem capturada com nicóis paralelos. (B) Epidotoeuedral associado a titanita e anfibólio (lâmina MK-13). Imagem capturada com nicóis cruzados.....46
Figura 4.9: Quadro interpretativo da seqüência de cristalização das fases minerais do álcali- feldspato granito da Suíte Aricamã.....47

CAPÍTULO 5 – QUÍMICA MINERAL E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

Figura 5.1: Classificação dos anfibólios do álcali-feldspato granito. (A) Diagrama catiônico de Ca_B*vs.* Na_B segundo Leake*et al.* (1997). (B) Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos com $(Na+K)_A < 0,5$ (Leake*et al.*, 1997). (C) Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos com $(Na+K)_A \geq 0,5$ (Leake*et al.*, 1997).....52
Figura 5.2: Diagramas binários representativos das principais substituições no anfibólio do grupo do álcali-feldsapto granito. (A) Substituição simples Mg*vs* Fe. (B) Substituição do tipo edenita-tremolita. (C) Substituição do tipo Al- tschermakita. (D) Substituição do tipo glaucofana.....53
Figura 5.3: Diagramas de classificação para as biotitas do Plúton Areia Branca referente ao grupo do biotita álcali-feldspato granito. (A) Diagrama binário Si vs Mg/(Mg + Fe) para classificação de micas de acordo com Deer et *al.* (1966). (B) Diagrama binário Al^{IV}vs Fe/(Fe+Mg) para classificação de micas de acordo com Speer (1984).....54
Figura 5.4: Diagrama ternário com TiO_2 - FeO+MnO – MgO de acordo com Nachit (1986), mostrando as composições das biotitas analisadas para o Plúton Areia Branca (PAB), relacionado ao

grupo do biotita álcali feldspato granito.....55
Figura 5.5: Diagramas binários representativos das principais substituições das biotitas para o Plúton Areia Branca (PAB), relacionado ao grupo do biotita álcali-feldspato granito. (A) Diagrama representativo para a substituição do tipo 3 (anita/flogopita). (B) Diagrama representativo para a substituição do tipo 2 (siderofilita).....56
Figura 5.6: Diagrama binário de Fe *vs* Al, representativo do principal tipo de substituição nos epidotos estudados.....58
Figura 5.7: Sistema FeO-Fe_2O_3-TiO_2 mostrando as principais soluções sólidas de alta temperatura das séries magnetita-ulvoespinela, hematita-ilmenita, pseudo-brookite-$FeTiO_2$ projetadas com base em mols por cento proposto por Buddington e Lindsley (1964) e adaptado por Haggerty (1976). Com os dados referente ao Púton Areia Branca pertencente ao grupo do biotita álcali-feldspato granito e dos Plútons, Serra do Aricamã, Areia Branca, da Flecha e Santa Luzia referente ao grupo do álcali-feldspato granito.....59
Figura 5.8: Diagrama binário Ti vs Fe^{3+}, representando o tipo de substituição (3) com a representação dos pontos analíticos relacionadas as magnetitas estutadas. Com os dados referente ao Púton Areia Branca pertencente ao grupo do biotita álcali-feldspato granito e dos Plútons, Serra do Aricamã, Areia Branca, da Flecha e Sta Luzia referente ao grupo do álcali-feldspato granito.....60
Figura 5.9: Diagrama de nomenclatura dos feldspatos ternários ordenados. (A) Com dados analíticos plotados para oplúton Areia Branca, referente ao grupo do biotita álcali-feldspato granito. (B) Com dados analíticos plotados para o plúton Serra do Aricamã, Areia Branca, da Flecha e Santa Luzia, referente ao grupo do álcali-feldspato granito.....62
Figura 5.10: Diagramas Na *vs.* K, representando a substituição do tipo ortoclásio – albita , para os feldspatos alcalinos, referente ao biotita álcali-feldspato granito e álcali-feldspato granito.....63
Figura 5.11: Diagramas binários representativos das principais substituições do plagioclásio analisadas para o plúton Areia Branca, relacionado ao grupo do biotita álcali-feldspato granito e plútons Serra do Aricamã, Areia Branca, da Flecha e Santa Luzia, relacionado ao grupo do álcali-feldspato granito. **(A)** Diagrama de substituição simples do tipo 2, representado pelo diagrama binário Si *vs.* Al. **(B)** Diagrama de substituição do tipo albita-anortita representado pelo diagrama binário NaSi*vs.* CaAl.....64
Figura 5.12: Diagrama da temperatura (10^3/T) *vesus* log fO_2mostrando as principais paragêneses minerais: Fayalita-magnetita-quartzo (FMQ), Hematita-magnetita (HM) e titanita- magnetita-quartzo, segundo Wones (1989).....74

CAPÍTULO 6 - LITOGEOQUÍMICA

Figura 6.1: Diagramas de classificação química e nomenclatura de rochas plutônicas da Suíte Aricamã. **(A)** Diagrama TAS (álcalis *vs.*SiO_2) segundo Cox *et al.* (1979) adaptado por Wilson (1989).A linha curva pontilhada limita os campos de rochas subalcalinas e alcalinas. Os limites considerados para rochas ultrabásicas, básicas, intermediárias e ácidas são baseadas em dados de Peccerillo e Taylor (1976) que levam em consideração o conteúdo de SiO_2. **(B)** Diagrama multicatiônico R1 *vs.* R2 de De La Roche *et al.* (1980). Campos composicionais dos granitos tipo A de Whalen*et al.* (1987), são apresentados para comparação.....77
Figura 6.2: Diagramas SiO_2*vs.* elementos maiores, segundo Harker (1956).....78
Figura 6.3: Diagramas SiO_2*vs.* elementos traço, segundo Harker (1956).....79
Figura 6.4: Diagramas multielementares. (A) e (B) Padrões das amostras do Granito Aricamã individualizadas em dois grupos, álcali-feldspato granito e biotita álcali-feldspato granito, respectivamente, normalizados ao manto primitivo (Wood *et al.*, 1979). (C) e (D) Padrões das amostras do Granito Aricamã individualizadas em dois grupos, álcali-feldspato granito e biotita álcali-feldspato granito, respectivamente, nos diagramas de elementos terras raras normalizados ao condrito (Boynton, 1984).....80
Figura 6.5: Índice de saturação em alumina segundo Shand (1927), levando em consideração $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ mol *vs.* $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$mol.....81
Figura 6.6: Diagramas discriminantes de séries para o biotita álcali-feldspato granito e álcali-feldspato granito. (A) Na_2O+K_2O *vs.*SiO_2 (Lameyre, 1987). (B) Diagrama R1 vs. R2, segundo De La Roche *et al.* (1980), com trends alcalinos (alc), subalcalinos (salc) e cálcio-alcalinos (calc). (C) Diagrama de

alcalinidade *vs*.SiO_2, segundo Wright (1969).....82
Figura 6.7: Comportamento das amostras estudadas individualizados em dois grupos distintos, de álcali-feldspato granito (losango na cor rosa) e biotita álcali-feldspato granito (losango na cor verde), nos diagramas propostos por Whalen*et al.* (1987).....83
Figura 6.8: Diagramas discriminantes de ambientes. (A) Nb vs. Y e (B) Rb VS. Nb+Y (Pearce et al., 1984) apresentando os campos dos granitos de arco vulcânico (VAG), sin-colisionais (syn-COLG), intraplacas (WPG), de cordilheira mesoceânica (ORG) e pós-colisionais (post-COLG; Pearce, 1996), onde A1 e A2 correspondem respectivamente a granitos intraplaca associados a ritfts e granitos pós-colisionais (Eby, 1992). (C) Classificação geotectônica baseada no uso do diagrama (Nb/Zr)n *vs.* Zr (Thiéblemont & Tégyey, 1994). Campos tectônicos: A: Arcos magmáticos e margens continentais, rochas calcio-alcalinas. B: Zonas de colisão continente/continente, rochas cálcio alcalinas e alcalinas. C: Intra-placa e ilhas oceânicas, rochas alcalinas a transicionais. D: Zona de colisão continente-continente, rochas peraluminosas.....84

CAPÍTULO 7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Figura 7.1: Diagramas de variação de elementos traço contra elementos traço com coeficiente de distribuição (Kd) semelhantes para para álcali-feldspato granito e biotita álcali-feldspato granito. (A) Diagrama de Lu *vs.* Y. (B) Diagrama de Er*vs.*Yb.....86
Figura 7.2: Diagrama bi-log relacionando alguns elementos compatíveis (Sr, Zr, La, Rb e Nb) com um elemento incompatível (Rb e Co) para álcali-feldspato granito e biotita álcali-feldspato granito.CF – Cristalização fracionada; FP – Fusão parcial.....86
Figura 7.3: Diagramas multielementares com padrões de elementos terras raras, normalizados de acordo com o condrito (Boynton, 1984). (A) Comparação dos padrões de ETR do álcali-feldspato granito com a Suíte Intrusiva Saracura. (B) Comparação dos padrões de ETR do álcali-feldspato granito com a Formação Cachoeira da Ilha. (C) Comparação dos padrões de ETR do biotita álcali-feldspato granito com a Suíte Intrusiva Saracura. (D) Comparação dos padrões de ETR do biotita álcali-feldspato granito com a Formação Cachoeira da Ilha.....87
Figura 7.4: Diagrama isocrônico para rocha total, $^{87}Rb/^{86}Sr$ *vs.* $^{87}Sr/^{86}Sr$, representativo para o álcali-feldspato granito.....88

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 4 – ASPECTOS PETROGRÁFICOS DA SUÍTE ARICAMÃ

Tabela 4.1: Composição modal para as rochas da Unidade Aricamã.....37

CAPÍTULO 5 – QUÍMICA MINERAL E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

Tabela 5.1: Dados de análises químicas e cátions calculadas com base em 23 oxigênios, para anfibólios do álcali-feldspato granito.....51
Tabela 5.2: Dados de análises químicas e cátions calculados com base em 22 oxigênios, para a biotita do álcali-feldspato granito.....56
Tabela 5.3: Dados de análises químicas e cátions, calculadas com base em 25 oxigênios, para epidotos do álcali-feldspato granito.....58
Tabela 5.4: Dados de análises químicas e proporções catiônicas, calculada com base em 32 oxigênios, para magnetita do biotita álcali-feldspato granito e álcali-feldspato granito.....61
Tabela 5.5: Dados de análises químicas e proporções catiônicas, calculada com base em 8 oxigênios, para feldspatos alcalinos do álcali-feldspato.....65
Tabela 5.6: Dados de análises químicas e proporções catiônicas, calculada com base em 8 oxigênios, para feldspatos alcalinos do biotita álcali-feldspato granito.....66
Tabela 5.7: Resultados de análises químicas e proporções catiônicas, calculada com base em 8 oxigênios, para feldspato alcalino mesopertítico e pertítico do biotita álcali-feldspato granito e álcali-feldspato granito, referente ao plúton Areia Branca.....67
Tabela 5.8: Resultados de análises químicas e proporções catiônicas, calculada com base em 8 oxigênios, para plagioclásio do biotita álcali-feldspato granito e álcali-feldspato granito.....68
Tabela 5.9: Pressão em Kbar para álcali-feldspato granito calculados com base no geobarômetro de Altotal em hornblenda **(Al^{T}_{horn})** de acordo com os parâmtros de Schmidt (1992).....70
Tabela 5.10: Valores de temperatura em graus Kelvin (°K) e Celsius (°C) calculados com base no geotermômetro plagioclásio-anfibólio, segundo Blundy&Holland (1990) para álcali-feldspato granito. Legenda: L corresponde a lâmina, C a campo e M a mineral.....72
Tabela 5.11: Valores de temperatura em graus Kelvin (°K) e Celsius (°C) calculados com base no geotermômetro de saturação do zircônio (Zr), segundo Watson (1987) para álcali-feldspato granito com biotita e com epidoto e titanita.....73
Tabela 5.12: Estimativa da fO_2 para as rochas estudadas, calculadas segundo a equação proposta por Wones (1989).....74

CAPÍTULO 6 – LITOGEOQUÍMICA

Tabela 6.1: Dados químicos em rocha total da Suíte Aricamã..... 76

CAPÍTULO 7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Tabela 7.1:Dados analíticos de Rb-Sr (rocha total) das amostras referente ao grupo do álcali-feldspato granito com epidoto e titanita.....88
Tabela 7.2:Dados analíticos de Sm-Nd (rocha total) das amostras referente ao grupo do álcali-feldspato granito com epidoto e titanita.....89

RESUMO

Na porção noroeste do Domínio Urariquera, porção centro-norte de Roraima, região da Vila do Tepequém, ocorrem diversos corpos graníticos de afinidade alcalina, associados a rochas vulcânicas alcalinas da Formação Cachoeira da Ilha e rochas cálcio-alcalinas da Suíte Intrusiva Pedra Pintada e Grupo Surumu. Este trabalho foi realizado em rochas alcalinas plutônicas desta região, que com base em sensores remotos, foram delimitados em seis plútons, com tamanhos variados, denominados de Areia Branca, Ametista, Serra do Aricamã, Santa Luzia, Cantinho e Flecha. Os dados petrográficos, química de rocha total, química mineral e isotópicos permitiram agrupa-los em dois principais grupos: (i) o álcali-feldspato granito (Serra do Aricamã, Santa Luzia, da Flecha, Cantinho e porção oeste do Areia Branca) e (ii) o biotita álcali-feldspato granito (Areia Branca e Ametista).

O álcali-feldspato granito apresenta textura inequigranular fina a grossa, constituídos por feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio, anfibólio e subordinadamente epidoto, titanita, óxidos de Fe, fluorita, granada, alanita, apatita e zircão. Feldspato com textura pertítica e plagioclásio rico em albita indicam caráter *subsolvus*. Os dados obtidos a partir de análises de química mineral possibilitou classificar os anfibólios em actinolita, Mg-hornblenda, Fe-edenita e Fe-hornblenda e estimar 2-3 Kbar de pressão (geobarômetro de $Al^{T}_{hornblenda}$), a temperatura mínima do *líquidus* entre 700 e 900 ^{0}C (geotermômetro plagioclásio-anfibólio) e alta fO_2 . O epidoto exibe conteúdos de pistacita que os diferenciam em primário (Ps = 28,3%) e formado por alteração tardia ou *subsolidus* (Ps = 33,4 a 35,5%), os óxidos de Fe formam uma solução sólida no intervalo magnetita-hematita e os feldspatos são classificados como pertítico (Or = 61,5 a 68,2 %), albítico (Ab =85,4 a 98,7%) e microclínio (Or = 89,1 a 97%). O conjunto de dados litogeoquímicos mostra um caráter meta a peraluminoso, afinidade alcalina, provavelmente gerado pelo processo de cristalização fracionada, com provável fracionamento de anfibólio, titanita, epidoto, apatita, feldspatos e óxidos de Fe. O padrão de distribuição dos ETR apresentam fracionamento moderado de ETR leves com relação aos ETR pesados e moderada anomalia negativa de Eu. Os dados isotópicos indicam que esse magma tem de origem mantélica ($\varepsilon_{Nd(t)}$ + 0,11 a 2,26), idades T_{DM} de 1960 a 2124 Ma e possível idade Rb-Sr isocrônica de 1859 ± 7 Ma. Estas rochas são correlacionadas a rochas da Suíte Intrusiva Saracura.

O biotita álcali-feldspato granito apresenta textura inequigranular fina a média, com feldspato alcalino, quartzo, biotita, sendo a principal fase mineral, e subordinadamente minerais opacos, granada, apatita, zircão e fluorita. A presença de feldspatos com texturas mesopertíticas e pertíticas indica um caráter *hipersolvus*. A análise de química mineral permitiu identificar que a biotita é mais enriquecida na molécula de Fe e é considerada primária com substituições do tipo anita-flogopita e siderofilita. Os óxidos de Fe formam uma solução sólida no intervalo magnetita-hematita e os feldspatos são classificados como mesopertíticos, pertíticos (Or = 31 a 73%), albítico (Ab = 98,5 a 99,7%) e microclínio (Or = 90,6 a 98%). De acordo com o geotermômetro de saturação de Zr, em

rocha total, estas rochas apresentam temperaturas variando entre 820 e 918 ºC. Possui caráter dominantemente peraluminoso chegando a metaluminoso, afinidade alcalina, tendo como processo evolutivo predominante, a fusão parcial. Os padrões de distribuição dos ETR são caracterizados por envelopes tipo asa de gaivota com acentuado anomalia negativa de Eu. Os dados isotópicos indicam fontes mantélicas ($\varepsilon_{Nd(t)}$ + 2,96 e 3,25) e idades T_{DM} de 2003 e 2036 Ma. Por essas rochas apresentarem características litogeoquímicas únicas, quando comparadas com as rochas alcalinas aflorantes na região, sugere-se a nomenclatura Magmatismo Areia Branca.

ABSTRACT

In the northwest portion of the Urariquera Domain, the north central portion of Roraima, Vila do Tepequém region, occur several granitic bodies of alkaline affinity, associated with alkaline volcanic rocks of the Cachoeira da Ilha Formation and calc-alkaline rocks of the Pedra Pintada Intrusive Suite and Surumu Group. This study were carried out into alkaline plutonic rocks, based on remote sensors, were delimited in six plutons, with varying sizes, called Areia Branca, Ametista, Serra Aricamã, Santa Luzia, Cantinho and Flecha. The petrographic data, whole rock chemistry, mineral chemistry and isotopic data discriminate then in two major groups: (i) the alkali-feldspar granite (Serra Aricamã, Santa Luzia, Cantinho, Flecha and the western portion of Areia Branca) and (ii) the biotite alkali-feldspar granite (Areia Branca and Ametista).

Fine to coarse-grained inequigranular, the alkali-feldspar granite consists of alkali feldspar, quartz, plagioclase, amphibole and subordinate epidote, titanite, Fe oxides, fluorite, garnet, allanite, apatite and zircon. Feldspar with perthitic texture and plagioclase-rich in albite is an indicative of a subsolvus nature. The natural chemistry allows us to classifies the amphiboles in Actinolite, Mg-hornblende, Fe-edenite and Fe-hornblende and estimate the pressure in 3.2 kbar (geobarometer of $Al^{T}_{hornblende}$), the liquidus temperature of, at least, 700 to 900 ºC (geothermometer plagioclase-amphibole), and high fO_2. The contents of epidote displays pistacita that differentiate into primary (Ps = 28.3%) and formed by alteration or late subsolidus (Ps = 33.4 to 35.5%), Fe oxides form a solid solution in range of magnetite-hematite and feldspars are classified as perthitic (Or = 61.5 to 68.2%), albitic (Ab = 85.4 to 98.7%) and microcline (Or = 89.1 to 97%). The set of lithogeochemistry data shows a character meta to peraluminous, alkaline affinity, probably generated by fractional crystallization process, with probable fractionation of amphibole, titanite, epidote, apatite, feldspars and iron oxides. The REE distribution show moderate fractionation of LREE relative to HREE and moderate negative anomaly of Eu. The isotopic data indicate that magma has mantle origin ($\varepsilon_{Nd(t)}$ + 0.11 to 2.26), T_{DM} ages from 1960 to 2124 Ma and possible age of 1859 ± 7 Ma Rb-Sr isochron. These rocks are correlated with rocks of the Saracura Intrusive Suite.

The fine to medium-grained inequigranular biotite alkali-feldspar granite, with alkali feldspar, quartz, biotite, as the main mineral phases, and subordinate Fe oxides, garnet, apatite, zircon and fluorite. The mesoperthitics and perthitics texture, in feldspars indicates a hypersolvus nature. The mineral chemistry analyze identify the biotite is more enriched iron molecule and is considered primary with substitutions like anita-phlogopite and siderophyllite. The iron oxides form a solid solution in the range of magnetite-hematite and feldspars are classified as mesoperthitics, perthitics (Or = 31 to 73%), albitic (Ab = 98.5 to 99.7%) and microcline (Or = 90.6 to 98%). According to geothermometer of Zr saturation, in whole rock, these rocks exhibit temperatures between 820 and 918 °C. It shows peraluminous to metaluminous nature, alkaline affinity, and was formed mainly by partial

melting. Process the REE pattern is characterized by gull wing type envelopes with sharp negative anomaly of Eu. The isotopic data indicate mantle sources ($\varepsilon_{Nd(t)}$ 2.96 and 3.25) and T_{DM} ages of 2003 Ma and 2036 Ma. Because these rocks show unique lithogeochemistry characteristics compared to the alkaline rocks in the region, we propose to name then as Areia Branca Magmatism.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Na porção noroeste do Domínio Urariquera, ocorrem diversos corpos graníticos de afinidade alcalina (Tipo A) que foram agrupados por Fraga & Haddad (1999) na Suíte Intrusiva Saracura (SIS), incluindo o corpo granítico da Serra Aricamã, aflorante na porção nordeste de Roraima, próximo a Serra do Tepequém. Estudos geocronológicos realizados nas rochas da SIS mostraram idades no intervalo de 1,89 a 1,74 Ga (Pb-Pb, Costa 1999), evidenciando que o magmatismo tipo-A do Domínio Urariquera necessita ser melhor definido.

O mapeamento realizado pela CPRM (2010), na região da Vila do Tepequém, permitiu a definição de uma nova unidade, denominada de Suíte Aricamã, agrupando corpos graníticos alcalinos da Serra Aricamã e proximidades, com idade de cristalização em torno de 1986 ± 4 Ma (CPRM 2010). Associadas a estes ocorrem rochas vulcânicas alcalinas com idade de 1992 ± 4 Ma (CPRM 2010) englobadas na Formação Cachoeira da Ilha. Rochas cálcio-alcalinas são representadas na área pela Suíte Intrusiva Pedra Pintada (com idade de 1956 ± 5 Ma, Santos *et al.* 2003a) e vulcânicas do Grupo Surumu (1984 ± 9 Ma, Santos *et al.* 2003b) as quais apresentam idades coincidentes levando em consideração o erro analítico.

A existência de um magmatismo vulcano-plutônico de afinidade alcalina, associado a um magmatismo vulcano-plutônico de afinidade cálcio-alcalina, de mesma idade, mostra a diversidade de fontes e/ou processos petrológicos envolvido na gênese destas rochas, bem como a particularidade do ambiente tectônico.

O magmatismo cálcio-alcalino já foi estudado por diversos autores (Fraga *et al*. 1996; Fraga *et al.* 1997; Fraga & Araújo 1999; Haddad *et al*. 1999; Santos *et al.* 2003a) e está bem caracterizado. Em contrapartida os estudos voltados para o magmatismo alcalino, de idade 1,98 Ga, se restringe a poucos dados (Fraga *et al*. 2007; CPRM 2010), impossibilitando um conhecimento mais aprofundado desta unidade. Diante disto, este trabalho se propõe a caracterizar o magmatismo alcalino plutônico na Serra do Aricamã por meio de estudos petrográficos, geoquímicos (química de rocha total e química mineral) e isotópicos a fim de entender a sua gênese o ambiente tectônico no qual estes corpos se alojaram e fornecer dados que contribuam para o conhecimento da evolução geodinâmica do Domínio Urariquera.

1.2 Localização da área de estudo

A área de estudo está localizada a norte do estado de Roraima, situada no município de Amajari, a nordeste da Vila do Tepequém (Figura1). O acesso a área partindo de Boa Vista é feito pela

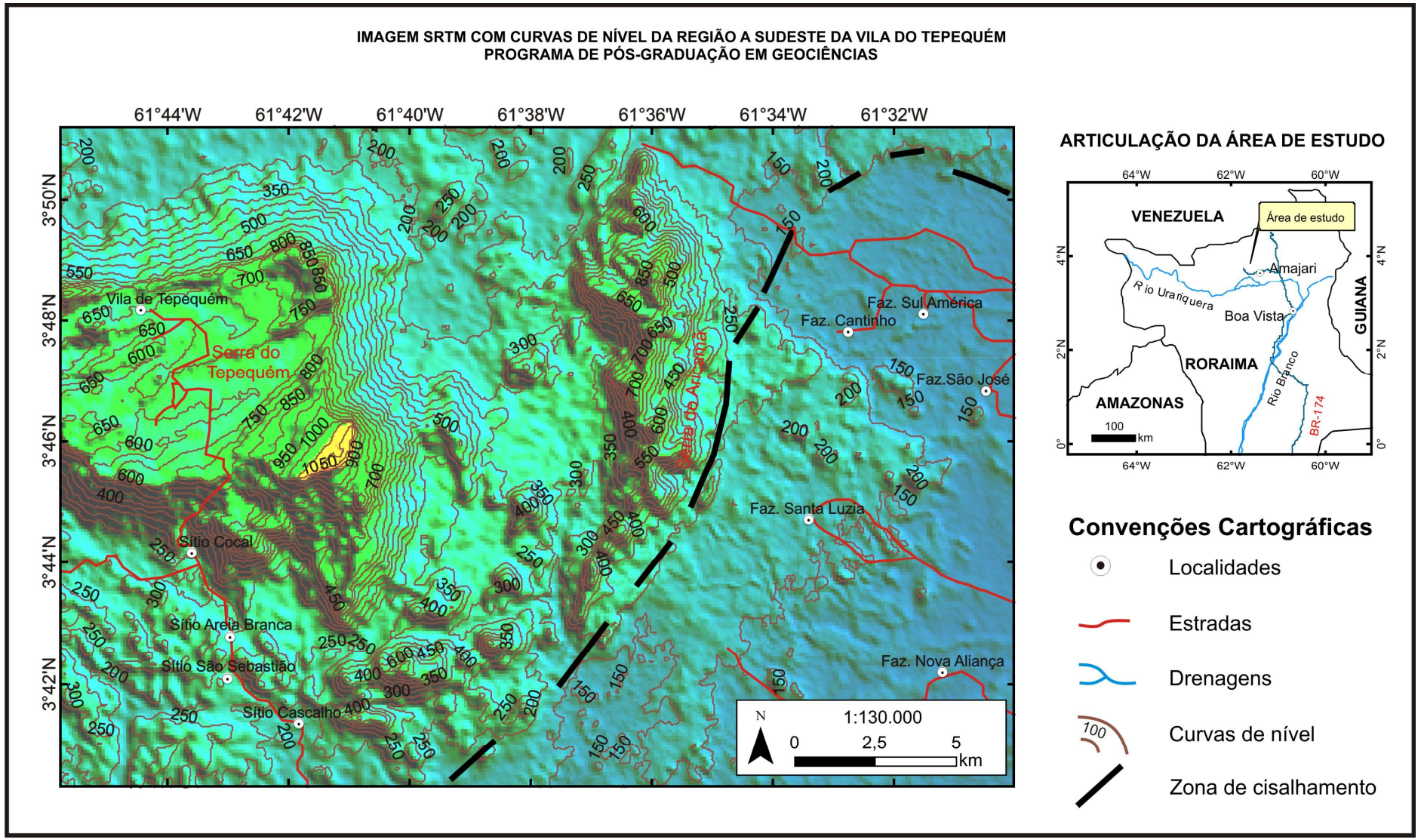


Figura 3: Imagem SRTM da região a sudeste da vila do Tepequém, onde está localizada a Serra do Aricamã. A topografia é realçada por curvas de nível de 100 em 100 m. Fonte: CPRM 2003.

BR-174, seguindo pela RR-203. As estradas principais na região são a RR-203 e a vicinal do projeto Amajari, as quais permitem o acesso direto aos corpos estudados, além das demais vicinais, tais como a vicinal do Trairão, da ametista e a da Fazenda Santa Luzia (Figura 1) que permitem o acesso aos corpos em restritas épocas do ano. As demais vicinais terminam em fazendas e áreas alagadas, por esse motivo, o percurso foi efetuado utilizando carro tracionado, e longas caminhadas.

O acesso a área foi dificultado pela: (i) limitação de acesso direto a serra via estradas; (ii) densa cobertura vegetal que recobre a Serra Aricamã associada a elevada altitude, chegando até 800m; (Figura 1) (iii) fatores climáticos que inviabilizam as condições de tráfego nas vicinais, além do solo encharcado próximo a base da serra.

1.3 Materiais e métodos

O presente tabalho será desenvolvido segundo as seguintes etapas:

1.3.1 Levantamento bibliográfico

Constou na coleta de informações bibliográficas acerca do atual estágio do conhecimento geológico da região e consulta na literatura geológica que trata da petrogênese de rochas graníticas como os relacionados a métodos geocronológicos, isotópicos, geoquímicos, petrográficos entre outros, que foram realizados através da consulta em artigos e periódicos.

1.3.2 Levantamento geológico de campo

Houve duas etapas de campo, ambas com duração de 5 dias, a primeira realizou-se em agosto de 2010, com o apoio da CPRM- Manaus e Boa Vista, e a segunda em fevereiro de 2011. Nessas etapas foi feito o reconhecimento das rochas, descrição de afloramentos, coleta sistemática de amostras e verificação das diferentes unidades adjacentes, das quais também foram coletadas amostras.

1.3.3 Estudos petrográficos

Foram selecionadas as amostras mais representativas da Suíte Aricamã para a confecção de 20 seções delgadas. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de geociências da UFAM (DEGEO/UFAM) e no Laboratório de Laminação da CPRM-Manaus e analisadas no Laboratório de Microscopia da UFAM (DEGEO/UFAM), utilizando o microscópio petrográfico de luz transmitida, da marca OLYMPUS modelo BX41, nas objetivas de 2x; 4x; 10x e 40x.

As análises petrográficas foram feitas através da classificação textural, composicional e modal, com o auxílio do contador de pontos digital onde se fez a contagem de aproximadamente 1000

pontos por lâmina, captura de imagem com a câmera fotográfica (Olympus SC36 *Type* 123) acoplada ao microscópio (OLYMPUS BX41), descrição mineralógica e microestrutural, identificação da ordem de cristalização e caracterização de paragêneses minerais.

1.3.4 Química Mineral

Análises químicas pontuais quantitativas foram realizadas em minerais de anfibólio, biotita, feldspato alcalino, epidoto e minerais opacos por espectroscopia de dispersão de comprimento de onda (WDS) no Laboratório de Microssonda Eletrônica da Universidade Federal de Brasília. O laboratório conta com equipamento Jeol JXA-8230 equipado com 5 espectrômetros WDS e um EDS. Tem 7 cristais (TAPJ, LIF, LIFH, PETJ, PETH, LDE1 e LDE2) analisadores disponíveis que permitem que sejam dosados todos os elementos químicos com número atômico superior a 4.

1.3.5 Estudos litoquímicos

Foram selecionadas 17 amostras, as menos alteradas e mais representativas do magmatismo Aricamã na área estudada, para a submissão aos processos de preparação mecânica, que se iniciou com a britagem em britador com mandíbula de carbeto de tungstênio, seguido do quarteamento da brita, moagem deste material em moinho oscilante com anéis de carbeto de tungstênio, para obtenção de uma granulometria < 300 mesh. Uma alíquota de 40 gr de amostra foi enviada ao Laboratório ACMELAB no Canadá, para a realização de análises químicas de rocha total de elementos maiores, traços e elementos terras raras (ETR) a fim de caracterizar o comportamento geoquímico, tipologia e inferências quanto a fontes, evolução e ambiente tectônico da Unidade Aricamã.

Os elementos maiores SiO_2, TiO_2,Al_2O_3, $Fe_2O_{3(total)}$, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O e P_2O_5 foram determinados por *Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectometry* (ICP-AES). Os elementos traços Ba, Rb, Cs, Ga, Hf, Nb, Y, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Sc, Pb, Zn e Ni, juntamente com os Elementos Terras Raras (ETR), foram determinados por *Inductively Coupled Plasma Atomic Mass Spectrometry* (ICP-MAS).

O tratamento dos dados e construção dos diferentes diagramas geoquímicos foram feitos com os softwares Excel e GCDkit 2.3 (Geochemical data Toolkit for Windows, versão 2.3).

1.3.6 Geoquímica isotópica em rocha total

Os dados isotópicos de Sm-Nd e Rb-Sr foram obtidos a partir da análise de 6 amostras, no Laboratório de Geologia isotópica da Universidade do Rio Grande do Sul (UFRGS). A utilização desses dados permitiu a obtenção de informações petrogenéticas, ou seja, a atuação de processos de fusão parcial de crosta continental ou diferenciação mantélica, por meio de idades modelos, além de estabelecer um indicador petrogenético (ε_{Nd}) que auxilie na identificação de fontes de magmas e de

processos de formação de rochas. Os dados obtidos por meio dessas sistemáticas integradas entre si serão de fundamental importância para se atingir os objetivos deste trabalho.

Para a realização das análises isotópicas os seguintes procedimentos analíticos foram adotados:

➢Para obtenção de análises isotópicas de Rb-Sr, utilizou-se cerca de 50 a 100 mg de amostra previamente pulverizada misturada a uma solução traçadora de ^{87}Rb e ^{84}Sr. A digestão das amostras seguiu o mesmo protocolo descrito para o método Sm-Nd. A separação química foi realizada em colunas de Teflon preenchidas com resina catiônica AG-50WX8. As razões isotópicas foram determinadas em espectrômetro de massa multicoletor de ionização térmica - TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometer*) - modelo VG Sector 54 em modo estático. A qualidade das análises Rb-Sr foram controladas por sucessivas determinações do padrão NBS-987. As incertezas para as razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ são inferiores a ± 0,01% (2σ).

➢As análises isotópicas de Sm-Nd seguiram o método descrito por Gioia & Pimentel (2000). Neste procedimento, cerca de 50 a 100 mg de amostra pulverizada é misturada a uma solução traçadora de ^{149}Sm e ^{150}Nd. A amostra é dissolvida em cápsulas Savillex® por meio de sucessivos ataques ácidos em HF, HNO_3 e HCl. Os conteúdos de Sm e Nd são extraídos através de colunas de trocas catiônicas, confeccionadas em Teflon e preenchidas com resina LN-Spec. As leituras das razões foram realizadas em espectrômetro de massa multicoletor de ionização térmica - TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometer*) - modelo TRITON da Finnigan, em modo estático. As incertezas para as razões de $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ são inferiores a ± 0,5% (2σ) e ± 0,005% (2σ), respectivamente, baseadas em repetidas análises no padrão internacional JNDI e material de referência BHVO-1. A razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ foi normalizada em função da razão $^{146}Nd/^{144}Nd$ de 0,7219. Quando calculados, os valores de T_{DM} seguem o modelo de De Paolo (1981).

Princípio do método Rb- Sr

Esse método pode ser aplicado em um amplo número de rochas e minerais devido a ampla ocorrência dos elementos Rb e Sr em uma grande quantidade de minerais formadores de rocha. De todos os métodos, este apresenta a mais forte conexão com a petrologia e a geoquímica. Rb e Sr são elementos traços presentes em rochas formadas em diversos ambientes tectônicos, o que permite a caracterização desses ambientes através do parâmetro petrogenético $^{87}Sr/^{86}Sr$ nos produtos dos processos geológicos. Desta forma o método Rb-Sr pode ser aplicado no estudo de idades e assinaturas isotópicas em processos magmáticos, metamórficos, sedimentares e metalogenéticos (Geraldes 2010).

As razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial (Ri) e Rb/Sr de uma rocha podem dar indicações de sua fonte, as mantélicas possuem baixa razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$, com os valores inferiores a 0,704 e razões Rb/Sr em torno de 0,025. Já as rochas crustais apresentam altas razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$, com os valores em

rochas graníticas ficando entre 0,704 e 0,710 enquanto a variação comum das razões Rb/Sr de rochas ígneas é de 0,06 (rochas basálticas) a 1,7 ou mais em rochas graníticas altamente diferenciadas com baixas concentrações de Ca (Faure 1988).

Em decorrência da mobilidade geoquímica dos isótopos radioativo e radiogênico no interior de grãos de minerais e de rochas, no caso de processos de fracionamento magmático, permite uma fácil abertura do sistema, acarretando ganhos e perdas dos isótopos de interesse, o que pode resultar em idades sem significado geológico (Geraldes 2010)

Pode-se obter duas idades com o método Rb-Sr na geocronologia: (i) a isocrônica com dados analíticos de rocha total, desde que as amostras sejam co-genéticas, e/ou minerais isolados; (ii) a idade convencional, onde a razão isotópica inicial ($^{87}Sr/^{86}Sr$)i é estimada.

A idade convencional, pelo fato da razão inicial ($^{87}Sr/^{86}Sr$)i ser única e escolhida, é muito mais imprecisa do que a idade isocrônica, principalmente em rochas com ($^{87}Sr/^{86}Sr$)i baixa entre 0,700 e 0,800. Porém, quando uma rocha tem altas razões $^{87}Rb/^{86}Sr$, a razão inicial ($^{87}Sr/^{86}Sr$)i escolhida não tem muita influencia na idade obtida.

O método Rb-Sr vem sendo utilizado com ressalvas como método geocronológico por ser uma das mais sensíveis a fracionamento frente a eventos metamórficos subsequentes. Em geral, durante os eventos metamórficos, a sistemática Rb-Sr é afetada com relativa facilidade, porém nem sempre sofre uma rehomogeneização completa, com isso as idades obtidas são intermediárias entre o penúltimo e o último evento. Isso acontece porque os elementos químicos correspondentes estão alojados em minerais sensíveis a solubilização, como a biotita e feldspatos.

Princípio do método Sm-Nd

Com a melhor compreensão do comportamento dos isótopos de Sm e Nd nos processos geológicos, e de suas características geoquímicas no manto superior e na crosta continental, a sistemática Sm – Nd tem se mostrado uma importante ferramenta para os estudos de evolução crustal, permitindo determinar, além de outras coisas, os grandes períodos de acreção crustal.

O samário e o neodímio são elementos terras raras que possuem raio iônico (0,96 e 1,0 Å) e número atômico muito próximos (62 e 60), e a mesma valência (carga +3), fazendo com que ambos caminhem juntos no ciclo geoquímico, resultando em razões Sm/Nd pouco diferenciadas. Essas razões normalmente variam de 0,1 a 0,37 em rocha total e nos diferentes minerais constituintes das rochas. O Sm e Nd ocorrem principalmente nos clinopiroxênios, anfibólios, granadas, micas e feldspatos, que constituem os principais minerais a serem analisados por este método. Em alguns casos os ETRs são concentrados em constituintes principais de alguns minerais acessórios de rochas graníticas, como por exemplo, as alanitas, monazitas, xenotímio, columbita-tantalita, fluorita, sheelita e cassiterita.

Esse método permite a datação de rochas ultramáficas e a diferenciação entre processos de fusão parcial de crosta continental inferior empobrecida e de diferenciação mantélica. É possível obter idades através de diagramas isocrônicos, em concentrados minerais e em rocha total, ou também por meio de idades modelos.

Idades isocrônicas em rocha total

Quando o sistema inicia-se em T=0, todos os minerais da rocha tem a mesma razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ e diferentes razões $^{147}Sm/^{144}Nd$, e com o passar do tempo geológico, a medida que esta ultima razão decresce a primeira aumenta.

O significado geológico dado para aplicação deste método é a idade de cristalização de rochas ígneas e metamórficas. Este método traz vantagens em relação a outros devido a pouca mobilidade dos elementos Sm e Nd em rocha total, onde o sitema dificilmente é perturbado por eventos geológicos superpostos.

Idades modelos (T_{DM})

A modificação mais significativa da razão Sm/Nd ocorre no evento de diferenciação manto crosta, e a partir do magma mantélico incorporado na crosta a razão Sm/Nd se modifica apenas por decaimento radioativo, independente dos eventos crustais que este material tenha sofrido durante a sua história geológica, exceto em alguns casos. Esta diferenciação manto-crosta foi modelada por De Paolo (1988), e pode ocorrer através de processos de fusão parcial, cristalização fracionada ou ambos.

Em um processo de fusão parcial o magma tem razão Sm/Nd sempre mais baixa do que a da rocha fonte original (<1), por outro lado as concentrações de Nd e de Sm geralmente são maiores no líquido em comparação a rocha original, exceto quando o anfibólio é o mineral predominante no resíduo.

O parâmetro Épsilon Neodímio (ε_{Nd})

A metodologia Sm-Nd nos possibilita além da determinação da idade, estabelecer um indicador petrogenético, denominado de "$\boldsymbol{\varepsilon_{Nd}}$" que auxilia na identificação de fontes de magmas e de processos de formação de rochas e mineralizações.

Este parâmetro consiste basicamente na comparação da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ da amostra estudada para a época de sua formação ou de seu valor atual, com um reservatório condrítico uniforme padrão (CHUR), que seria representativo da Terra Global. Se na época de cristalização da rocha seu magma progenitor tiver uma razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ mais elevada que o condrito, o $\boldsymbol{\varepsilon_{Nd}}$ será positivo, significando que a fonte deste magma possuía a razão Sm/Nd mais elevada que o condrito. Ou seja, a fonte seria o

manto superior. Por outro lado, se quando da formação da rocha, seu magma progenitor possuía uma razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ menor que a do condrito, o valor de ε_{Nd} é negativo e, portanto, a fonte dessas rochas tinha uma razão Sm/Nd menor que o condrito, como é o caso dos magmas de origem crustal.Por outro lado quando ocorre uma participação de duas fontes (manto/crosta) os valores ε_{Nd} em geral flutuam, podendo ser negativo ou positivo, dependendo do grau de participação do material de uma determinada fonte. Neste caso a interpretação das idades modelo torna-se mais complexa.

CAPÍTULO 2
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Contexto Geotectônico

Ao longo da evolução do conhecimento geológico do Cráton Amazônico, diversos autores vêm tentando compartimentá-lo em províncias geocronológicas e domínios tectono-estratigráficos, porém os limites e a relação espacial entre esses domínios e províncias ainda não estão precisamente determinados (Tassinari & Macambira 1999 e 2004, Santos *et al.*2000 e Santos 2003b).

Em geral, essas propostas admitem que a evolução das províncias geocronológicas envolveu a aglutinação de arcos magmáticos desde o Paleoproterozóico junto a um núcleo do proto-cráton Arqueano (Amazônia Central?), e baseiam-se essencialmente na interpretação de dados geocronológicos (Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb, Sm-Nd, U-Pb) e morfo-estruturais, onde foi possível subdividir vários domínios geocronológico-tectônicos com características distintas entre si (Santos 2003a, Tassinari & Macambira 1999 e 2004).

Uma das mais recentes propostas é a de Santos *et al*. (2006) que propõem a subdivisão do Cráton Amazônico em 7 províncias geocronológicas: Sunsás e K'Mudku, Rondônia-Juruena, Rio Negro, Tapajós-Parima, Transamazonas, Amazônia Central e Carajás (Figura 2.1A). Nesta proposta os limites entre algumas províncias são expandidos, acrescentando-se a faixa colisional de direção geral NE-SW, a qual os autores associaram ao evento K'Mudku (1,45 – 1,10 Ga).

A província Tapajós-Parima é subdividida por Reis & Fraga (1998, 2000) em sua porção norte, a partir de associações geológicas, idades e feições estruturais específicas em quatro domínios litoestruturais, denominados de: Anauá–Jatapu, Parima, Guiana Central e Urariquera (Figura 2.1 B), onde a área de estudo está inserida. Nesse contexto a área de estudo está inserida na Província Tapajós-Parima, no domínio Urariquera (Reis & Fraga 1998, 2000).

O Domínio Urariquera revela um importante arranjo de lineamentos estruturados segundo as direções E-W, WNW-ESE e NW-SE. Compreende uma pequena faixa de rochas supracrustais do Grupo Cauarane, formadas ou retrabalhadas durante a orogênese Transamazônica, a qual é cortada por veios pegmatóides e corpos leucograníticos embutidos na sucessão, interpretados por Almeida & Reis (1999) como produtos da fusão parcial das rochas metassedimentares (granito tipo-S), por exemplo, o granito Amajari. Em contato com as rochas metassedimentares do Grupo Cauarane, dispõem-se rochas granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada (granito tipo-I) e Suíte Aricamã (granito tipo-A) e seus equivalentes vulcânicos, pertencentes ao Grupo Surumu e Formação Cachoeira da Ilha, respectivamente. Inclui também, as rochas sedimentares pertencentes ao Supergrupo Roraima que são seccionadas por rochas relacionadas à unidade Diabásio Avanavero.

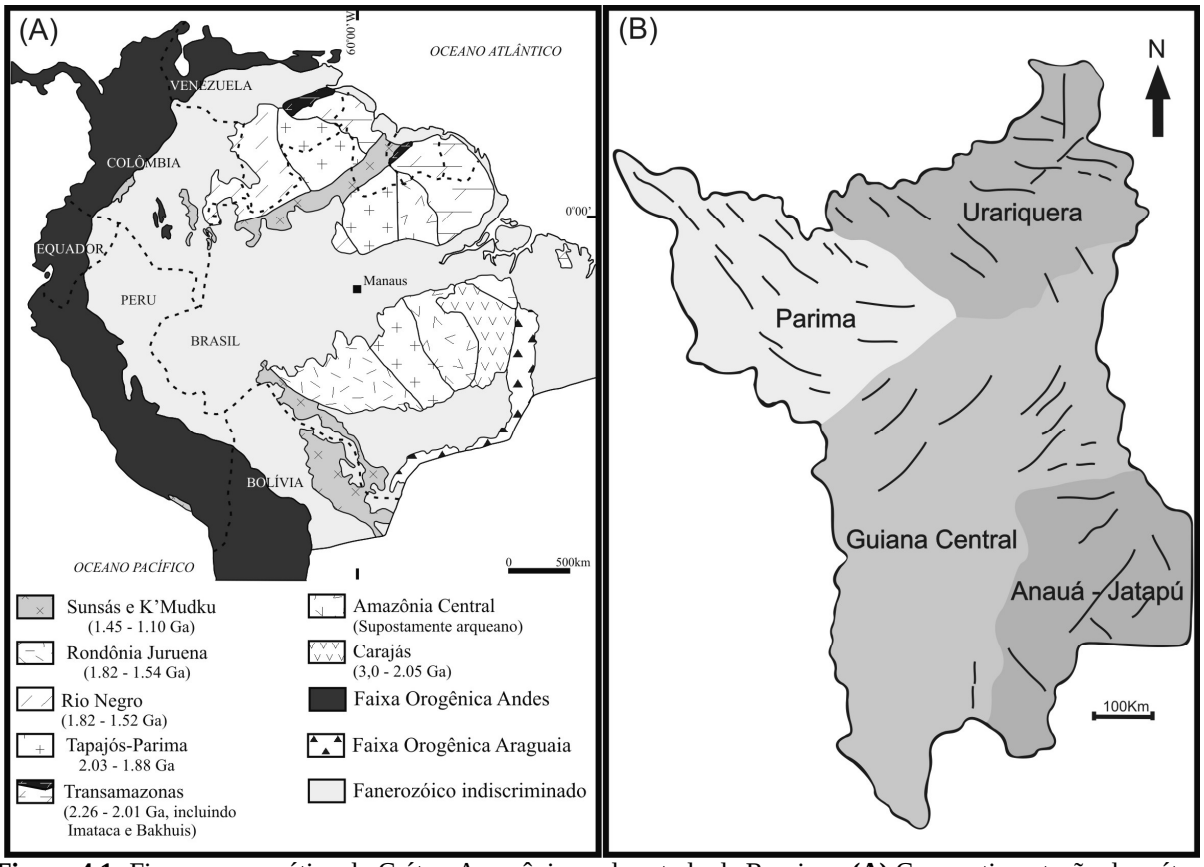


Figura 4.1: Figura esquemática do Cráton Amazônico e do estado de Roraima. **(A)** Compartimentação do cráton Amazônico segundo a concepção de Santos *et al.* (2006). **(B)** Figura esquemática dos domínios que abrangem o estado de Roraima segundo Reis & Fraga (1998, 2000).

2.1.1 Suíte Aricamã

Esta unidade foi recentemente definida pela CPRM (2010) em mapeamento geológico da folha Vila do Tepequém, onde foram diferenciados corpos grantícos de afinidade alcalina (Fraga *et al*. 2007), antes reunidos na Suíte Intrusiva Saracura, agrupando-os na Suíte Aricamã (Figura 2.2).

A Suíte Aricamã compreende sienogranitos e álcali-feldspato granitos aflorantes na Serra Aricamã com forma em meia lua, e em cinco pequenos corpos, alojados em granitóides da Suíte Pedra Pintada e vulcânicas do Grupo Surumu. Diques relacionados às unidades Lamprófiro Serra do Cupim e Diabásio Avanavero cortam localmente os granitos Aricamã (CPRM 2010, Figura 2.2).

São granitos isotrópicos, leucocráticos a hololeucocráticos, com baixa susceptibilidade magnética, variando de equigranular médio a porfirítico. Mineralogicamente são compostos por feldspato alcalino, albita e quartzo, normalmente com intercrescimento gráfico ou granofírico, tem como máficos biotita e/ou hornblenda. Os minerais acessórios são fluorita, zircão, alanita, turmalina, minerais opacos e localmente topázio (Fraga *et al.* 2007 e CPRM 2010).

Fraga *et al.* (2007) sugere que a forma semicircular (meia lua) do corpo da Serra do Aricamã (Figura 2.2) ocorreu provavelmente através de uma falha anelar em torno de uma caldeira com sua parte central ocupada por ignimbritos ácidos, indicativos de vulcanismo subaéreo (Grupo Surumu).

Do ponto de vista geoquímico, correspondem a álcali-feldspato granito com caráter metaluminoso a peraluminoso e afinidade alcalina, com os altos conteúdos em SiO_2 (71,57 - 74,52%), álcalis, com razões K_2O/ Na_2O (0,99 e 2,07), FeO*/FeO*+MgO (0,92 – 0,99) e pobres em CaO (0,16 – 0,66%) e MgO (0,01 – 0,16%). São enriquecidas em Rb, Zr, Nb, Y, Ta e Ga e empobrecidas em Ba e Sr, exibem altos conteúdos de ETR totais e anomalia negativa de Eu bastante acentuada caracterizando o típico padrão "asa de pássaro" (Fraga *et al*. 2007). Foram datadas 2 amostras (CPRM 2010) retiradas de porções distintas da Suíte Aricamã, a primeira (amostra HG-68) retirada da parte sul do corpo Aricamã datada pelo do método U-Pb em zircão por SHRIMP tem idade de 1986 ± 4 Ma, a segunda retirada de um pequeno corpo a leste da Serra Aricamã (amostra LM-60) datada pelo método U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS apresenta idade de 1993 ± 11 Ma. Para análise isotópica de Sm-Nd realizada na amostra LM-60 a idade T_{DM} = 2107 Ma e o $\varepsilon_{Nd(T)}$ = +2 (CPRM 2010).

2.1.2 Formação Cachoeira da ilha

A Formação Cachoeira da Ilha foi caracterizada a partir do mapeamento geológico da Folha Vila Tepequém, extremo norte de Roraima, realizado pela CPRM (2010), representada por ignimbritos riolíticos e rochas efusivas ácidas com afinidade geoquímica tipo-A, aflorantes em meio à área de exposição dos vulcanitos Surumu e da Suíte Intrusiva Pedra Pintada (Fraga *et al*. 2007 – Figura 2.2).

Os ignimbritos variam de preto a cinza rosada, constituídos por fenocristais de feldspato alcalino mesopertítico, plagioclásio sódico, quartzo, minerais opacos e rara biotita, e partículas de púmice de tamanho e formas variadas, englobadas por uma matriz afanítica. São pouco compactados a compactados, mostrando foliação marcada por fragmentos de púmice achatados e estirados e matriz de aparência fluidal. As rochas subvulcânicas são hololeucocráticas, em geral porfiríticas, com coloração avermelhada a acinzentada, correspondendo a álcali-feldspato, riolitos e micro-quartzo-sienitos, constituídos por feldspato alcalino, quartzo e mais raramente plagioclásio sódico, os componentes máficos se restringem a pontuações de opacose sericita. As texturas mais comuns são mesopertitas, gráficas, granofíricas ou esferulíticas (CPRM 2010).

Geoquimicamente essas rochas correspondem a riolitos, subalcalinos, trasicionais entre metaluminoso e peralcalino com altos conteúdos de SiO_2 (69,06 – 76,75%) e álcalis (7,75-9,51%) e razão K_2O/Na_2O (1,03 e 1,38). Quanto à distribuição de ETR, observa-se enriquecimento das ETR leves em relação aos pesados (La/Yb_N entre 3,1 e 9,68) e anomalias negativas de Eu variando de moderadas a bastante acentuadas.

As características geoquímicas observadas, como os altos conteúdos em SiO_2, álcalis e elementos HFS e ETR, além de altos valores para as razões FeO*/FeO*+MgO e Ga/Al, indicam uma afinidade

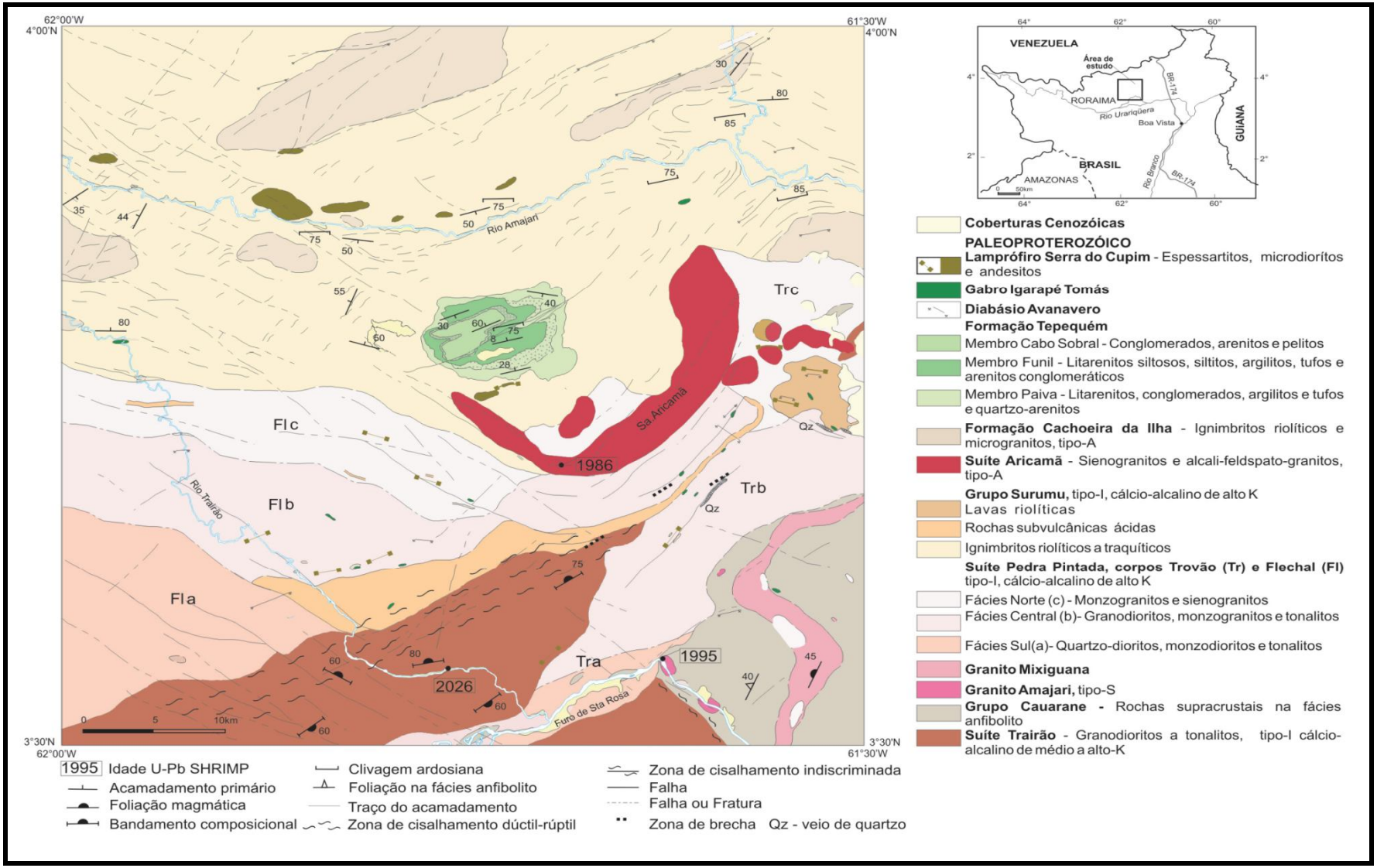


Figura 2.2: Mapa geológico esquemático da Folha Vila de Tepequém, NA. 20-X-A-III. Fonte: CPRM 2010.

química com granitos tipo-A. Os vulcanitos da Formação Cachoeira da Ilha ocorrem intercalados com o Grupo Surumu apresentando certa contemporaneidade o que confirma a idade de cristalização próxima, no valor de 1992 ± 4 Ma (CPRM 2010). Cabe mencionar que os granitos Aricamã de afinidade alcalina, distribuídos na porção central da Folha Vila Tepequém, com idade de 1,98 Ga, indicam a possibilidade de contemporaneidade entre os episódios vulcânicos cálcio-alcalino de alto-K e do tipo-A. Este quadro é sugestivo de um ambiente pós-colisional (Fraga *et al.* 2007).

2.1.3 Suíte Pedra Pintada

A terminação Suíte Intrusiva Pedra Pintada foi proposta por Fraga *et al.* (1996, 1997) a fim de agrupar granitóides cálcio-alcalinos do tipo-I (Fraga *et al.* 1996, 1997; Fraga & Araújo 1999, Haddad *et al.* 1999) que estão por vezes adornados com pinturas rupestres, aflorantes em meio a área de exposição de subvulcânicas do grupo Surumu, granitóides do Complexo Trairão, Aricamã e Mixiguana e paragnaisses do Grupo Cauarane (CPRM 2010 – Figura 2.2). Compreende quartzo-dioritos, tonalitos, monzogranitos, quartzo-monzonitos, quartzo–monzodioritos e granodioritos por vezes com foliação magmática conferida pela orientação preferencial de minerais máficos e cristais idiomórficos de feldspatos.

Geoquimicamente apresenta caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, com idade em torno de 1,96 Ga (U-Pb SHRIMP, Santos *et al.* 2003a).

2.1.4 Grupo Surumu

O Grupo Surumu, definido por Barbosa & Andrade Ramos (1959), é constituído por rochas efusivas e piroclásticas aflorantes em uma faixa com direção preferencial E-W e a WNW-ESE. Composicionalmente as rochas variam de ignimbritos, andesitos, riolitos e subvulcânicas ácidas (CPRM 2010). Segundo Dreher et al. (2005) o vulcanismo Surumu apresenta caráter dominantemente subaéreo, relacionado à caldeiras, em função de extensos depósitos de fluxos piroclásticos como ignimbritos.

Geoquimicamente, as rochas efusivas do Grupo Surumu, mostram caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso e afinidade cálcio-alcalina. Santos *et al.* (2003a) utilizando o método U-Pb SHRIMP em zircão, determinaram a idade de 1984 ± 7 Ma, para rochas vulcânicas aflorantes na região do rio Uraricaá, correlacionadas ao Grupo Surumu.

As características geoquímicas e geocronológicas exibidas pelas rochas vulcânicas do Grupo Surumu são compatíveis com as apresentadas pela Suíte Intrusiva Pedra Pintada, o que sugere uma relação de cogeneticidade e contemporaneidade entre estas rochas (Fraga *et al.* 1997, Reis *et al.* 2000). Santos *et al.* (2000) denominou esse magmatismo como “Episódio Orocaima”, que tem sido interpretado como pós-colisional e relacionado a desestabilização dos orógenos transamazônicos, cuja geração provavelmente deu-se a partir de fontes com assinatura de subducção (Reis & Haddad 1999, Fraga & Araújo 1999a, Santos *et al*. 2000).

CAPÍTULO 3
GEOLOGIA DOS CORPOS DA SUÍTE ARICAMÃ

O reconhecimento da ocorrência do magmatismo Aricamã na região da Vila do Tepequém, associado a observações de imagens de sensores remotos, permitiu delimitar cinco corpos graníticos (Figura 3.1), que apresentam tamanhos de *stocks* e *plugs*, com limites distintos daqueles definidos pela CPRM (2010), como mostra a Figura 2.2.

Os cinco copos graníticos são denominados de forma geral, neste trabalho, de Plúton Areia Branca (PAB), Plúton Ametista (PA), Plúton Serra do Aricamã (PSA), Plúton Santa Luzia (PSL), Plúton Cantinho (PC) e Plúton da Flecha (PF) (Figura 3.1) nos quais são individualizadas duas variedades petrográficas identificadas no mapa geológico (Figura 3.1) por álcali-feldspato granito e biotita álcali-feldspato granito.

3.1 Biotita álcali-feldspato granito

O biotita álcali-feldspato granito é encontrado nos corpos Areia Branca e Ametista. O Plúton Areia Branca ocorre na porção SW da área (Figura 3.1), possui forma alongada segundo a direção NW-SE com suave inflexão E-W na borda SE do corpo. Apresenta área de aproximadamente 13 km^2com elevações que atingem 300 m, sendo intrusivo em rochas vulcânicas do Grupo Surumu e granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada. O Plúton Ametista aflora na porção SW da área (Figura 3.1), possui forma alongada segundo a direção NE-SW e é intrusivo nos granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada. As exposições rochosas, descritas neste trabalho, estão dispostas ao longo da vicinal do Trairão e RR-203, na forma de blocos rolados, matacões e lajedos (Figura 3.2 A), e também na vicinal da ametista, onde ocorrem somente na forma de lajedos.

Os plútons são constituídos por granitos, hololeucocráticos, de coloração avermelhada predominantemente, variando para cinza esbranquiçada. Predomina textura inequigranular fina a média, com tamanhos variando entre 0,1 e 0,6 cm (Figura 3.2 B), desenvolvida por feldspatos e quartzo e subordinadamente por minerais opacos e biotita. Ocorrem também variações locais para tipos porfiríticos, por vezes exibindo textura rapakivi (Figura 3.2 C), com o predomínio de quartzo e fenocristais de feldspato, medindo até 0,7 cm de comprimento, e subordinadamente minerais opacos e biotita, imersos em uma matriz subafanítica.

3.2 Álcali-feldspato granito

É representado pelo Plúton Serra do Aricamã, e pelos corpos satélites, denominado de Flecha, Cantinho e Santa Luzia. O Plúton Serra do Aricamã é o mais expressivo dos corpos ígneos estudados,

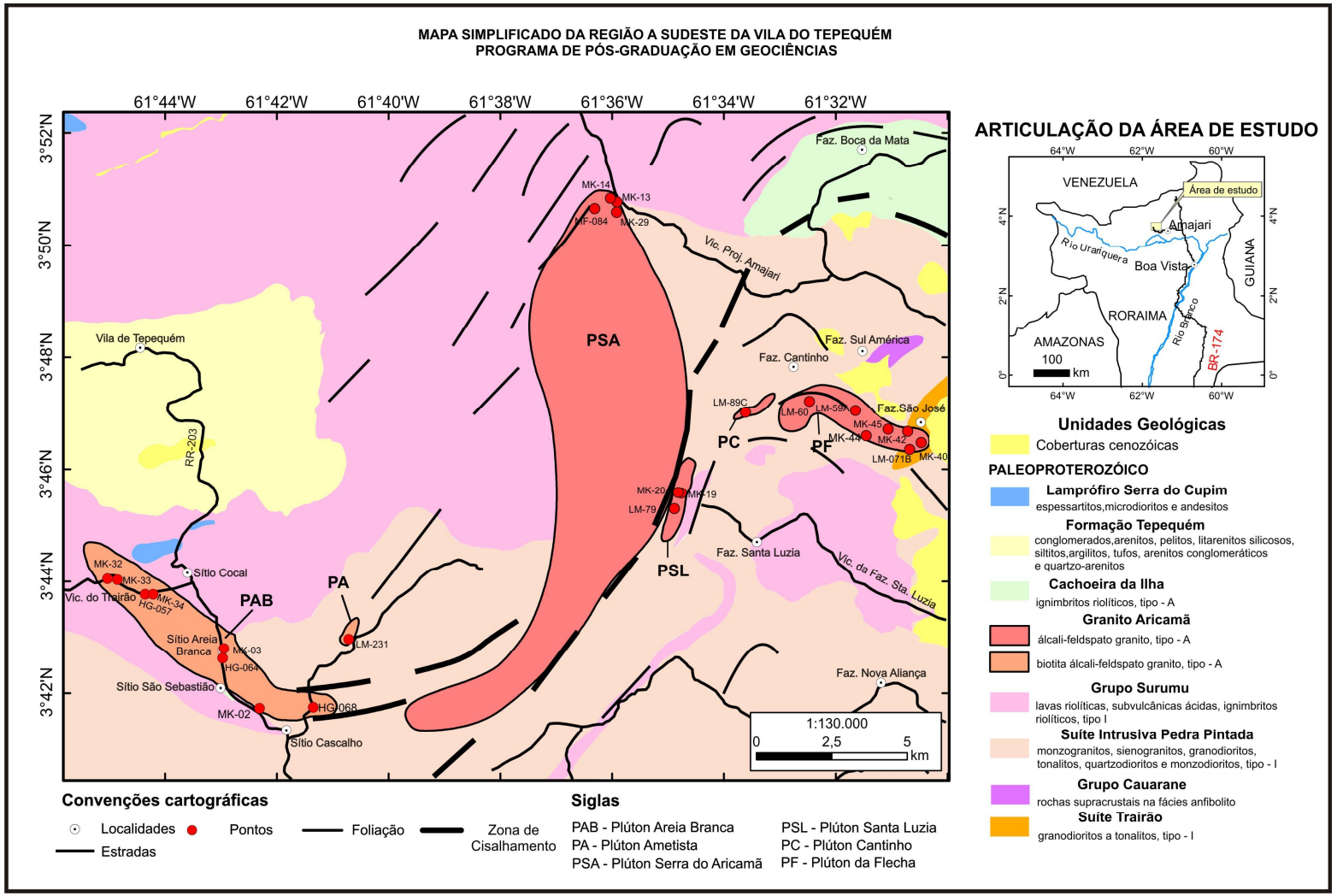


Figura 3.1: Mapa geológico simplificado da região localizada a sudeste da Vila do Tepequém, região de ocorrência do magmatismo Aricamã, com ênfase para seus representantes, Plúton Areia Branca (PAB), Ametista (PA), Serra do Aricamã (PSA), Santa Luzia (PSL), Cantinho (PC) e Flecha (PF). Modificado da Folha NA.20-X-A-III – Vila do Tepequém (CPRM, 2010).

aflora na porção central da área (Figura 3.1), com área de 62 km^2, e está alojado em rochas do Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Pedra Pintada. Exibe forma geométrica *en cornue* com direção principal N-S e terminação em cauda que se prolonga na direção NE-SW. Forma a Serra Aricamã (Figura 3.3 A), com cerca de 850 m de altitude, recoberta por uma densa vegetação (primária e secundária).

A vicinal do Projeto Amajari, dá acesso ao extremo norte do corpo (Figura 3.1), onde as rochas afloram na forma de blocos rolados e lajedos, na base da serra (Figura 3.3 B). São de cor rosa a cinza esbranquiçada, possuem textura inequigranular fina a grossa (Figura 3.3 C), com cristais medindo entre 0,1 cm até 2,5 cm, como observado em cristais tabulares de feldspato alcalino (Figura 3.3 D). É cortado por diques microgranítico, mas a direção não pode ser medida por se tratar de blocos rolados (Figura 3.3 E).



Figura 3.2: Forma de ocorrência dos afloramentos do Plúton Areia Branca. **(A)** Os afloramentos ocorrem na forma de lajedos, matacões e blocos rolados. **(B)** Rocha inequigranular fina a média, com destaque para os agregados de minerais máficos. **(C)** Rocha com textura porfirítica, com fenocristais de feldspatos, quartzo e máficos medindo até aproximadamente 0,7 cm imersos em uma matriz subafanítica.

O Plúton da Flecha aflora na porção leste da área (Figura 3.1), possui forma alongada segundo a direção NW-SE com uma suave inflexão NE-SW na borda NW do corpo, sendo intrusivo em rochas da Suíte Intrusiva Pedra Pintada. Tem área aproximada de 5 km^2 e altitudes que atingem até 150 m, como na Serra do Cupim e o Morro do Veado. O Plúton Cantinho tem área de aproximadamente 0,42 km^2 e elevações de até 200 m, enquanto o Plúton Santa Luzia tem área de aproximadamente 2 km^2 e ocorre próximo a base da Serra Aricamã em uma região plana. Ambos os corpos afloram na porção leste da área (Figura 3.1), possuem formas alongadas com direção NE-SW e intrudem a Suíte Intrusiva Pedra Pintada.

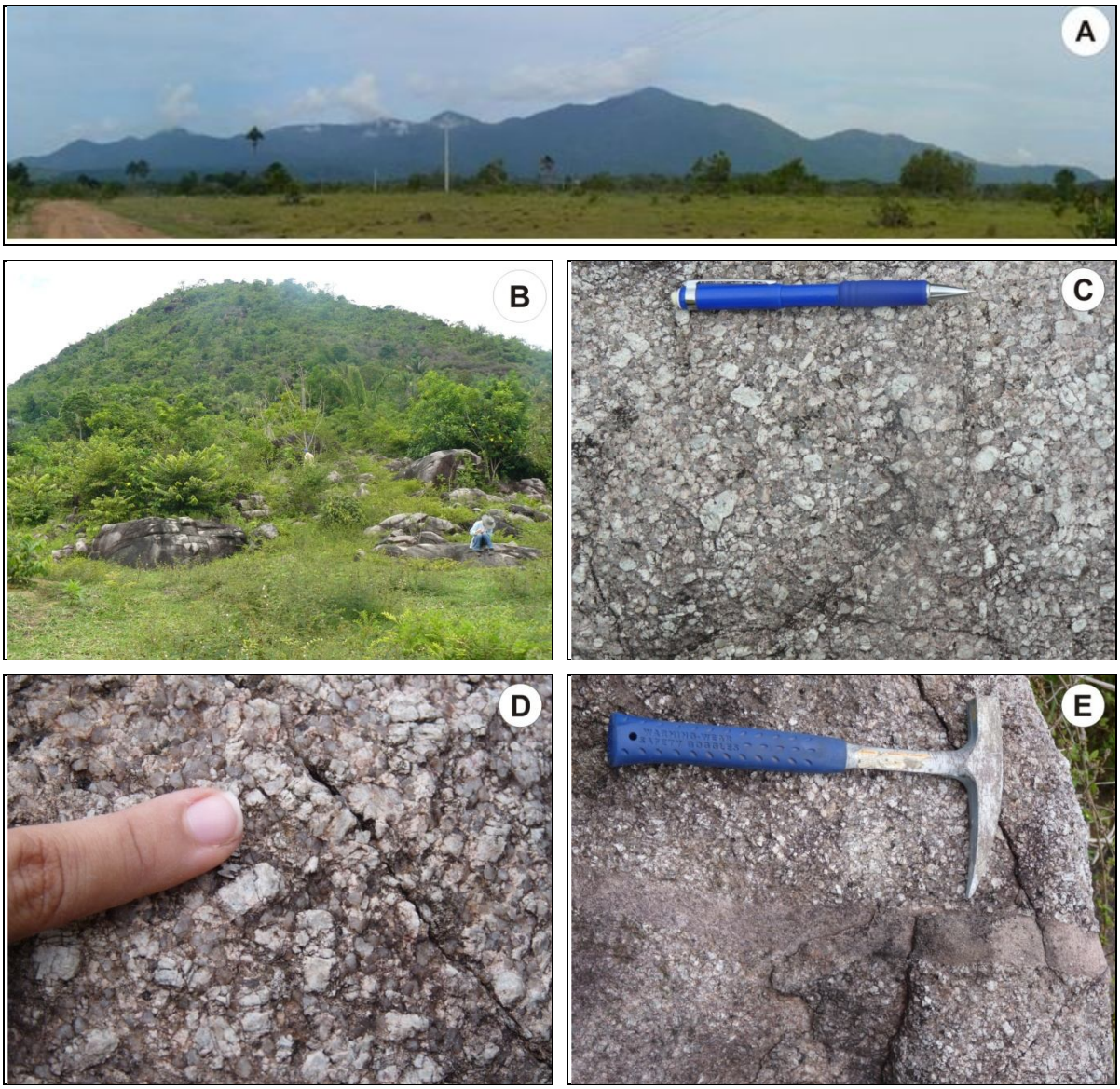


Figura 3.3: Forma de exposição dos afloramentos do Plúton Serra do Aricamã. **(A)** Panorama da Serra do Aricamã. **(B)** Afloramento disposto na forma de lajedos e blocos rolados localizado na borda norte da Serra do Aricamã. **(C)** Rocha com textura inequigranular média a grossa. **(D)** Rocha inequigranular média a grossa com feldspato tabular medindo até 2,5 cm. **(E)** Dique de microgranito no álcali-feldspato granito.

As exposições rochosas do Plúton da Flecha e Cantinho ocorrem nas dependências da fazenda São José e as do Plúton Santa Luzia ocorrem dentro das dependências da fazenda homônima (Figura 3.1), na forma de lajedos e blocos rolados (Figura 3.4 A). São constituídos por granitos hololeucocráticos, de cor avermelhada a rosa esbranquiçada, com textura inequigranular fina (Figura 3.4 B) a média (Figura 3.4 C), constituída predominantemente por cristais de quartzo e feldspato alcalino medindo entre 0,1 e 0,7 cm, além de variações porfiríticas (Figura 3.4 D), com fenocristais de feldspatos e quartzo medindo até 0,6 cm, imersos em uma matriz subafanítica. Minerais máficos são raros e quando presentes são opacos.

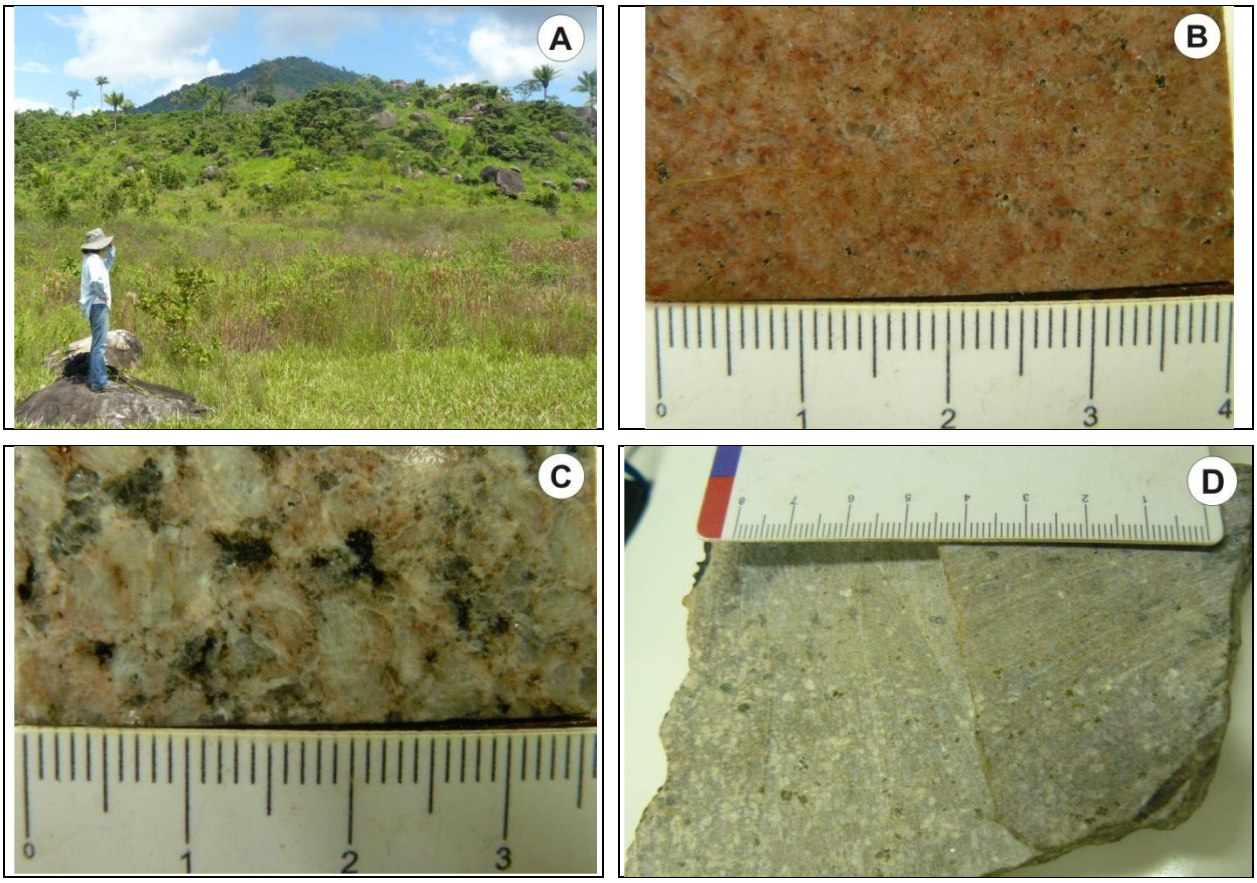


Figura 3.4: Forma de exposição dos afloramentos e textura das rochas graníticas estudadas. **(A)** Afloramento disposto na forma de lajedo e blocos rolados referente ao Plúton Santa Luzia. **(B)** Rocha com textura inequigranular fina referente ao Plúton Cantinho. **(C)** Rocha com textura inequigranular média a fina, referente ao Púton Santa Luzia. **(D)** Rocha com textura porfirítica, com fenocristais de feldspato e quartzo medindo até 0,6 cm, referente ao Plúton da Flecha.

CAPÍTULO 4
ASPECTOS PETROGRÁFICOS DASUÍTE ARICAMÃ

O estudo petrográfico é a base para o desenvolvimento de investigações geoquímicas e petrológicas. A identificação e a quantificação das fases minerais, bem como suas relações texturais, fornecem indicações iniciais sobre a evolução magmática e prováveis fontes.

Neste capítulo são sintetizadas as descrições petrográficas de 19 seções delgadas, de rochas aflorantes nos Plútons Serra do Aricamã e Areia Branca (exceto a amostra MK-02), classificadas em biotita álcali-feldspato granito, e as rochas aflorantes nos Plútons Ametista, Santa Luzia, Cantinho, da Flecha e Areia Branca, representado apenas pela amostra MK-02 (Figura 3.1), classificadas como álcali-feldspato granito.

A classificação dos granitóides foi realizada com base na composição modal, com contagem de aproximadamente 1000 pontos por lâmina (ver tabela 4.1). Todas foram classificadas como álcali-feldspato granitos segundo os parâmetros propostos por Streckeisen (1976; Figura 4.1). Tendo como parâmetro a concentração de máficos, que não ultrapassa 5% da moda, esses granitos são classificados como hololeucocráticos (Figura 4.1).

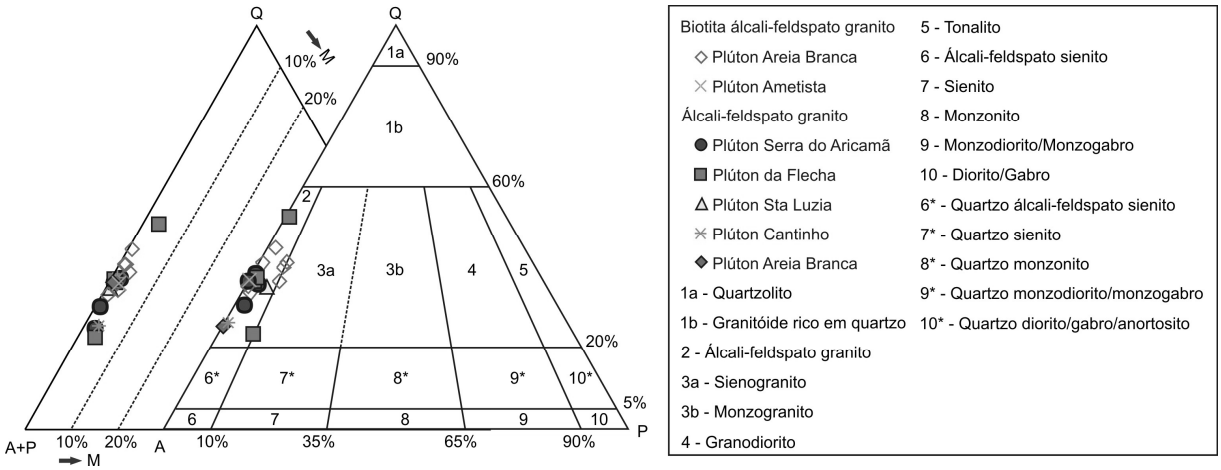


Figura 4.1: Tabela com resultado da porcentagem modal de diagrama Q - A+P – M e QAP de classificação modal para rochas magmáticas plutônicas segundo Streckeisen, 1976.

4.1 Biotita álcali-feldspato granito

É o litotipo dominante nos plútons Areia Branca e Ametista, e apesar das diferenças granulométricas, (variam de porfirítica grossa a fanerítica fina), apresentam microtexturas e composição mineralógica bastante homogênea (tabela 4.1). A associação mineralógica é essencialmente constituída por feldspato alcalino, quartzo e, em menor quantidade, plagioclásio. A biotita é o máfico predominante, mas não ultrapassa 2% da moda. Como minerais acessórios ocorrem opacos, fluorita, granada, apatita e zircão. O mineral secundário mais comum é a mica branca (Tabela 4.1).

***Tabela 4.1**: Composição modal para as rochas da Unidade Aricamã.*

Biotita álcali-feldspato granito										**Álcali-feldspato granito**											
Plúton		Areia Branca							Ametista	Sta. Luzia	Serra do Aricamã				Cantinho		Flecha				Areia Branca
Amostras		***HG-68**	**MK-03**	***HG-64**	***HG-57**	**MK-34**	**MK-33**	**MK-32**	**LM-231**	***LM-79**	**MK-13**	**MK-14**	**MK-29**	***MF-84**	**LM-89C**	***LM-60**	**LM-59A**	***LM-71B**	**MK-40**	**MK-45**	**MK-02**
Mineral / Textura		P	G	G	F	F	F	F	G	G	G	G	G	G	F	F	F	P	G	P	G
Quartzo		38,7	24,6	33,5	38,2	45,3	33,8	41,9	35,4	31,9	24,7	35,1	29,7	21,6	25,5	37,5	51,5	36,1	38,1	24,1	40,4
Feldspato alcalino		52,3	68,3	63,4	53,6	52,2	62,7	50,8	62,3	55,6	72,1	62,8	66,6	77,1	70,6	57,7	44,2	62	59,7	62,3	57,6
Plagioclásio		5,7	6	1,8	6,4	1,6	0,4	5,8	--	4,4	--	0,2	2,7	--	0,7	3,4	0,8	0,5	1,2	7,6	0,9
Anfibólio		--	--	--	--	--	--	--	--	6,9	0,3	--	Tr	--	--	--	--	--	--	2,1	0,1
Biotita		1,8	0,6	0,8	1,2	0,5	2	1	1,3	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Epidoto		--	--	--	--	--	--	--	--	0,2	0,7	--	0,1	0,1	0,5	0,1	0,3	0,2	--	1,6	Tr
Titanita		--	--	--	--	--	--	--	--	--	0,2	--	--	0,3	0,2	0,2	1	0,1	Tr	0,4	--
Opacos		0,2	0,4	0,3	0,2	0,3	1	0,4	Tr	0,5	1,8	1,6	0,8	0,8	1,5	1	1,1	1	1	1,2	0,8
Granada		1,2	--	--	0,2	--	--	--	--	--	--	--	--	--	1	--	0,4	--	--	--	--
Fluorita		--	--	--	--	--	--	--	0,8	--	--	0,2	0,1	--	--	--	0,6	--	--	--	Tr
Apatita		Tr	--	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	--	0,2	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	--	0,3	0,2
Zircão		0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,2	Tr	Tr	0,1	Tr	0,1	0,1	0,1	Tr	0,2	Tr
Alanita		--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0,1	--	--	--	Tr	--	--	--	0,2	--
Min. Sec.	Biotita	--	--	--	--	--	--	--	--	2,5	1,2	Tr	2,1	1	0,2	0,1	--	0,3	--	1	1
	Mica branca	0,8	0,4	0,4	0,6	0,3	1	0,5	0,1	--	--	0,6	1	--	--	--	--	--	--	1,1	1,1
	Clorita	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0,1	0,1	0,1	--	--	--	--	--	--	--
Streckeisen (1976)	**Q**	39,6	41,0	33,6	37,5	44,8	35,3	42,3	36,84	34,7	25,39	38,0	30,6	34,7	26,3	38,0	52,5	36,7	37,3	36,5	36,5
	A	54,6	58,2	64,6	55,9	53,5	64,3	51,8	63,16	60,4	74,6	61,0	67,2	60,4	73,0	58,6	46,7	62,7	61,4	62,0	62,0
	P	5,8	0,8	1,8	6,6	1,7	0,4	5,9	--	4,9	--	1,0	2,2	--	0,7	3,5	0,8	0,6	1,3	1,5	1,5
	MÁFICOS	3,3	1,1	1,3	1,8	0,9	3,1	1,5	2,3	1,2	2,9	1,9	1	1,3	3,2	1,4	3,5	1,4	1	1	1

P: Porfirítica; G: Grossa; F: Fina; Tr: referente a porcentagem de elementos menor que 0,1%; * Lâminas referentes ao mapeamento geológico da Folha Vila do Tepequém, realizado pela CPRM (2010).

O **feldspato alcalino** de uma forma geral mostra forma subedral a euedral, com tamanhos variando de 0,5 a 5 mm nas rochas de textura grossa, 0,1 a 2 mm nas rochas de textura fina. Nas rochas porfiríticas os fenocristais medem entre 1 e 6 mm e os cristais da matriz entre 0,1 e 0,7 mm. Desenvolvem intercrescimentos mesopertíticos e mais comumente pertíticos com lamelas de exsolução bem desenvolvidas do tipo filetes (Figura 4.2 A), de espessamento em barras geralmente associadas com substituição. Alguns cristais mostram extinção ondulante incipiente, por vezes cristais de albita ocorrem entre cristais de mesopertitas (Figura 4.2 B) e em vias de transformação em albita do tipo *chessboard* (processo de albitização) (Figura 4.2 C). Localmente observam-se geminação múltipla cruzada, e intercrescimentos granofíricos, que variam de cuneiforme a vermicular, com arranjos de franja radial (Figura 4.2 A), comum às rochas de textura grossa. Os contatos são do tipo interdigitados, entre si, e irregulares com quartzo, plagioclásio e biotita. Apresenta inclusão de zircão, mica branca preenchendo fraturas e como produto do processo de sericitização (Figura 4.2 D).

O **quartzo** é anedral, mede 0,5 a 6 mm, quando forma fenocristais e tamanhos médios de 2 e 0,3 mm na matriz das rochas com textura grossa e fina, respectivamente. Frequentemente mostra evidências de dissolução parcial, com embaiamentos ou reentrâncias em forma de meio círculo (Figura 4.3 A). Ocorrem comumente cristais com extinção ondulante (Figura 4.2 D e 4.3 C), e com desenvolvimento de subgrãos, evidenciando uma recristalização dinâmica por migração de limite de grãos. Mostra intercrescimento com feldspato alcalino, do tipo granofírico vermicular, por vezes com arranjo radial (Figura 4.3 B e C respectivamente) e em gotas. Apresentam inclusões de zircão e apatita e contato irregular com feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. Nas rochas de textura grossa, é comum apresentar fraturas, que por vezes são preenchidas por minerais opacos e plagioclásio.

A **biotita** é subedral, medindo entre 0,1 e 2,5 mm, ocorre tanto na seção basal quanto na prismática, tem cor marrom avermelhada e por vezes tem suas lamelas recurvadas (Figura 4.3 D) e bordas corroídas. Está associada a minerais opacos (Figura 4.4 A e B) e quartzo. Possuem inclusão de granada (Figura 4.4 C) e zircão formando halos pleocróicos, em seção basal. Alguns cristais estão substituídos por muscovita ou mica branca (Figura 4.3 D e 4.4 D). Biotita anedral, de cor verde pálida, ocorre de forma intersticial entre os minerais félsicos e associada à fluorita (Figura 4.4 B).

Os **minerais opacos** são representados por cristais euedrais a anedrais, atingindo 0,5 mm, em contato reto a irregular com feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio, ocorre geralmente associado à biotita e por vezes fluorita (Figura 4.3 D).

A **granada** é encontrada como fenocristais euedrais (Figura 4.4 D), medindo 3 mm. Exibe contato reto com feldspato alcalino, quartzo e biotita, além de inclusões de mica branca, principalmente em suas microfraturas. Também ocorre como cristais anedrais (Figura 4.4 E), de tamanho inferior a 2 mm, e com contatos irregulares com feldspato alcalino pertítico, quartzo e biotita. Em geral encontra-se associada a minerais opacos ou inclusos em biotita (Figura 4.4 C).

O **zircão** ocorre como grãos euédricos de tamanho inferior a 0,2 mm, inclusos em quartzo, em feldspato alcalino e biotita, formando halo pleocróico em seção basal, neste último mineral.

A **apatita** ocorre de forma acicular com tamanho inferior a 0,2 mm, inclusa em feldspato potássico e quartzo.

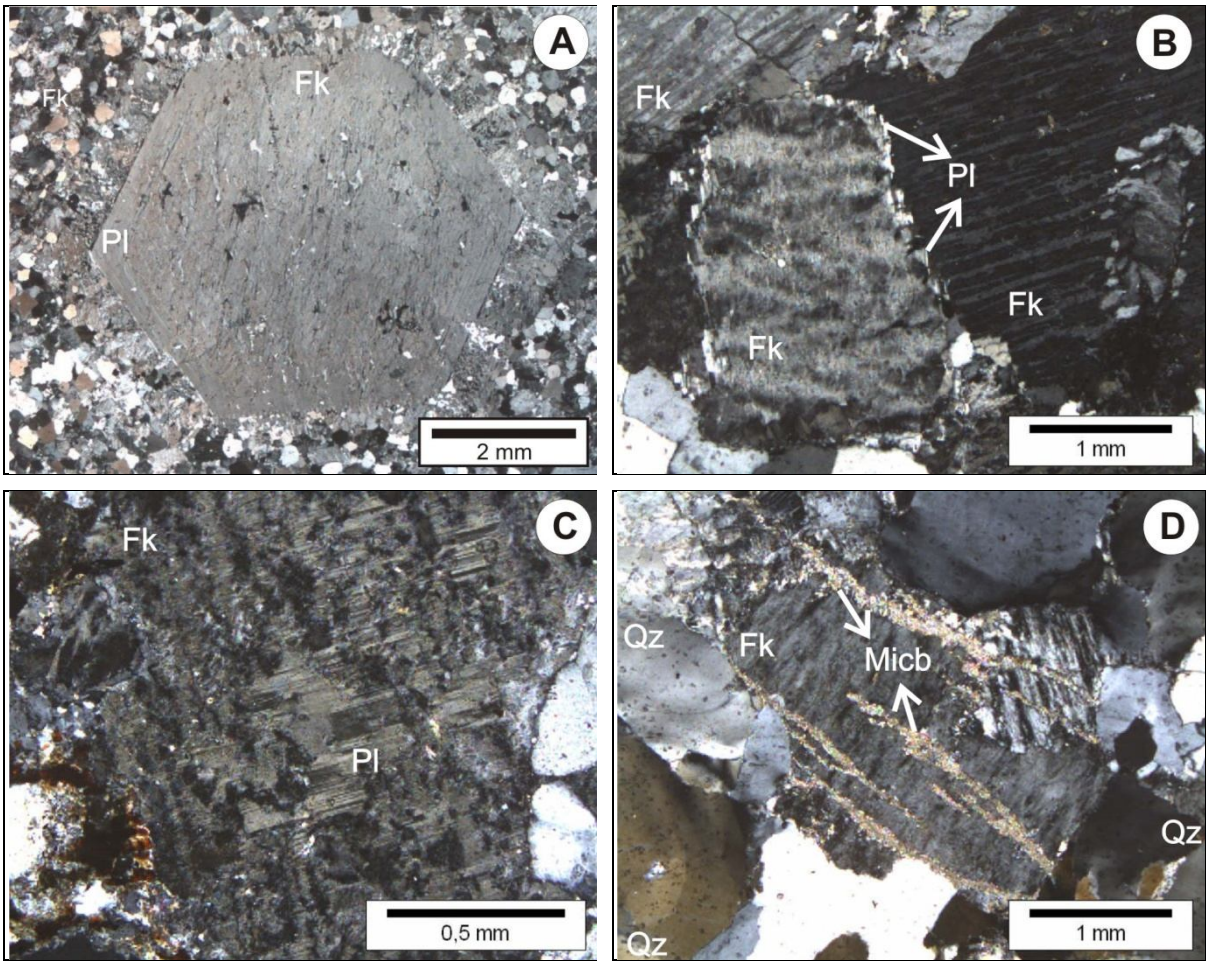


Figura 4.2: Fotomicrografias dos aspectos microtexturais do biotita álcali-feldspato granito. **(A)** Feldspato alcalino pertítico (Fk) euédrico com exsolução do tipo filetes, com forma pseudo hexagonal (devido ao corte da seção) e borda de plagioclásio (Pl) com geminação lei da albita. Tem intercrescimentos granofíricos do tipo vermicular e franja radial (lâmina HG-68). **(B)** Cristais de plagioclásio entre cristais de feldspato alcalino mesopertítico. **(C)** Feldspato potássico com exsolução de albita em vias de transformação para o tipo *chessboard* (lâmina HG-64).**(D)** Microfraturas preenchidas por mica branca (Micb) no feldspato alcalino pertítico. Quartzo (Qz) com extinção ondulante (lâmina MK-03). Todas as fotomicrografias foram tiradas com

A **fluorita** é anedral com tamanho inferior a 0,3 mm, de cor incolor com bordas lilás, associada à biotita, ou intercrescida junto aos feldspatos, têm inclusões de zircão e contato irregular com quartzo, feldspato alcalino e biotita.

O **plagioclásio** é subedral a anedral, mede entre 0,1 e 3mm, ocorre bordejando feldspato alcalino mesopertítico (Figura 4.2 B), e ocorre em cristais de feldspato alcalino como manchas, provavelmente resultado do processo de albitização. Desenvolve contatos irregulares e lobados com quartzo, feldspato alcalino e biotita.

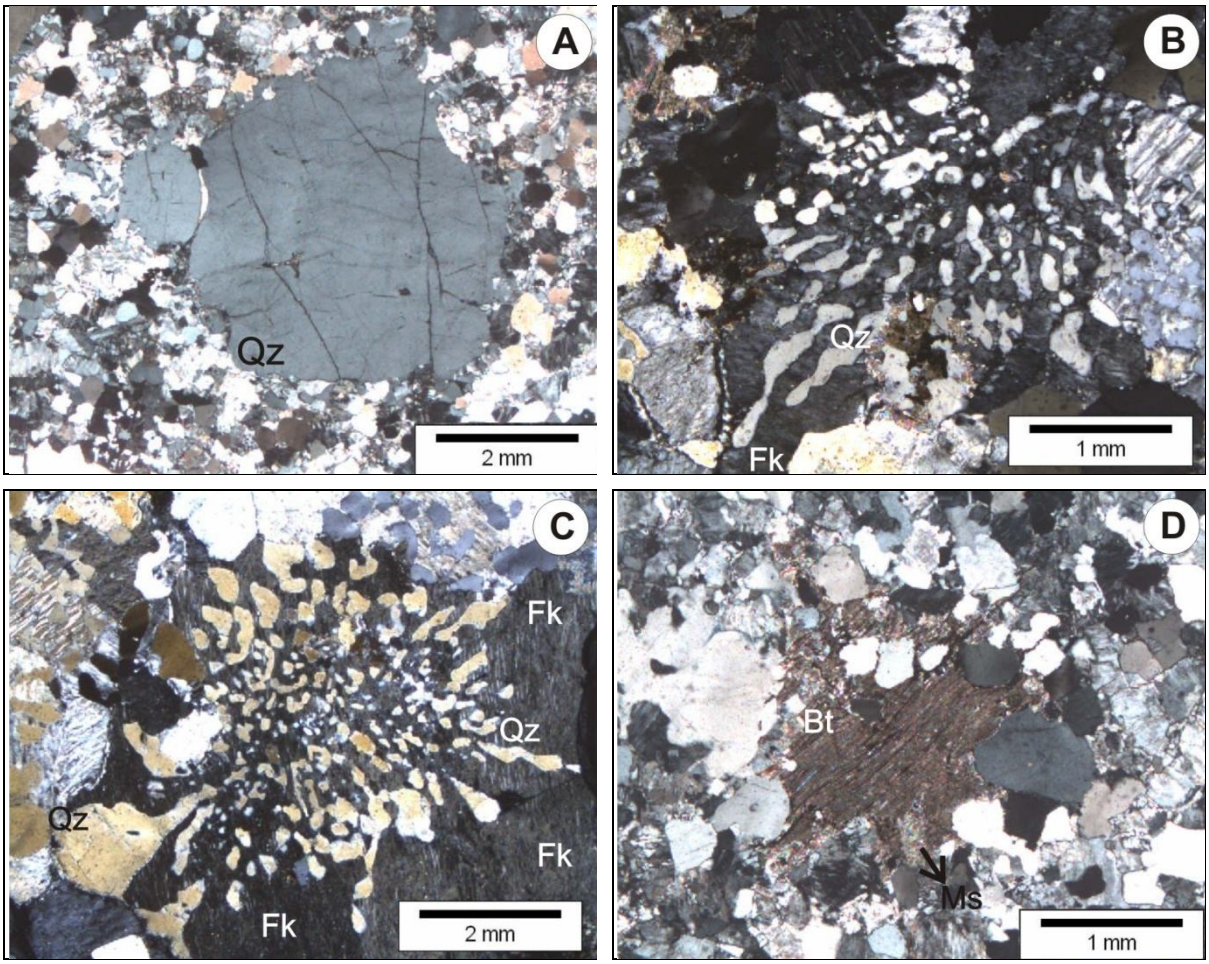


Figura 4.3: Fotomicrografias dos aspectos microtexturais do biotita álcali-feldspato granito . **(A)** Quartzo (Qz) fraturado com bordas de embaiamentos ou reentrâncias (lâmina HG-68). **(B)** Intercrescimento granofírico do tipo vermicular (lâmina MK-33).**(C)** Intercrescimento granofírico do tipo franja radial (lâmina MK-03). **(D)** Cristal de biotita (Bt) com lamela recurvada, indícios de muscovitização (Ms) e desenvolvimento preferencial de minerais opacos ao longo de suas clivagens (lâmina HG-68). Todas as fotomicrografias foram tiradas com os nicóis cruzados.

A mica branca ocorre como produto de substituição do feldspato alcalino pelo processo de sericitização, ou ocorrem preenchendo as fraturas de quartzo e feldspato alcalino. Também se pode distinguir, cristais de muscovita como produto de alteração da biotita pelo processo de muscovitização.

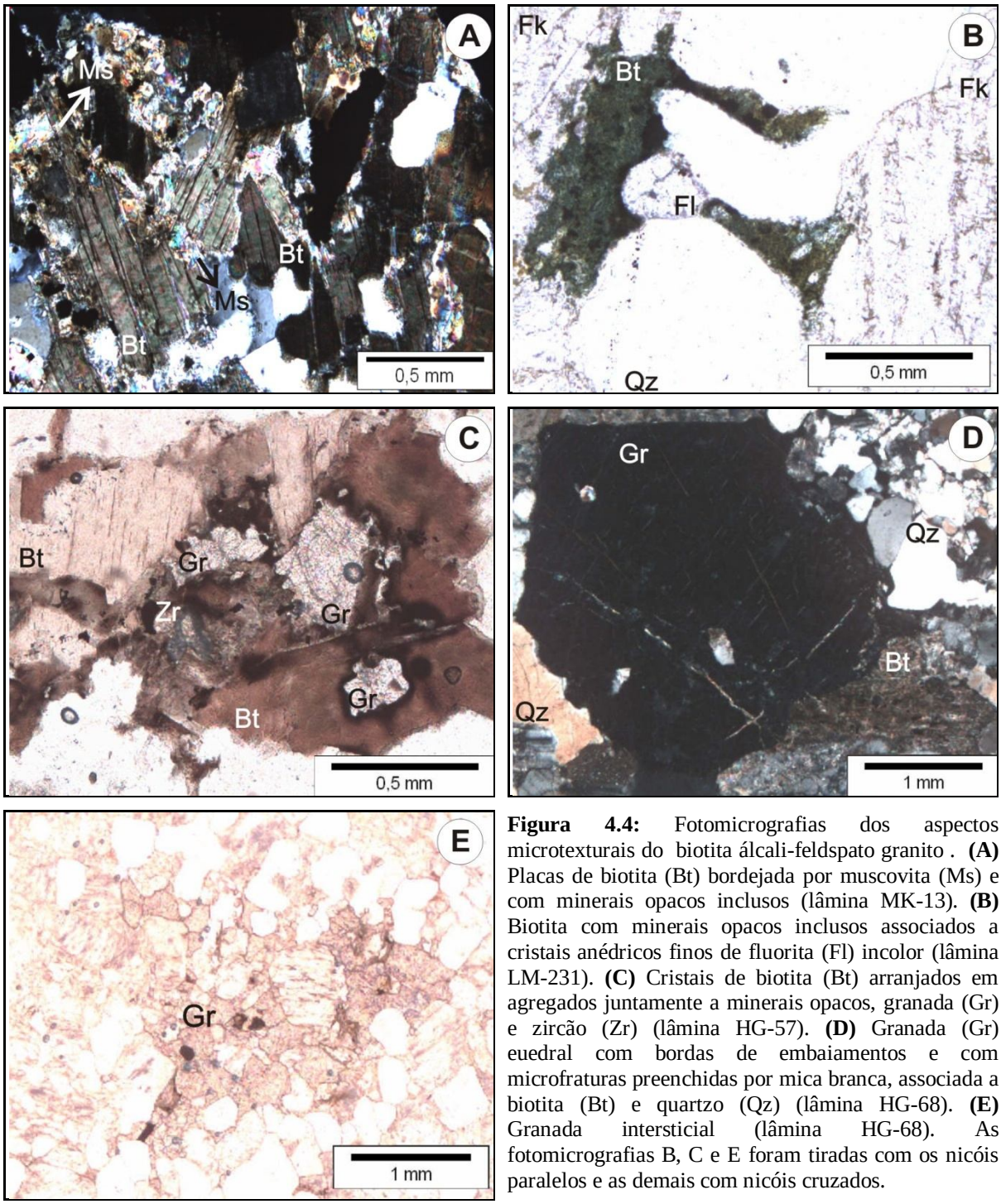


Figura 4.4: Fotomicrografias dos aspectos microtexturais do biotita álcali-feldspato granito . **(A)** Placas de biotita (Bt) bordejada por muscovita (Ms) e com minerais opacos inclusos (lâmina MK-13). **(B)** Biotita com minerais opacos inclusos associados a cristais anédricos finos de fluorita (Fl) incolor (lâmina LM-231). **(C)** Cristais de biotita (Bt) arranjados em agregados juntamente a minerais opacos, granada (Gr) e zircão (Zr) (lâmina HG-57). **(D)** Granada (Gr) euedral com bordas de embaiamentos e com microfraturas preenchidas por mica branca, associada a biotita (Bt) e quartzo (Qz) (lâmina HG-68). **(E)** Granada intersticial (lâmina HG-68). As fotomicrografias B, C e E foram tiradas com os nicóis paralelos e as demais com nicóis cruzados.

A partir das observações feitas nas diferentes fases minerais, tais como, relações de inclusão, contatos e morfologia dos minerais, foi possível inferir a sequencia de cristalização para os álcali-feldspato granito com biotita, sintetizada na figura 4.5.

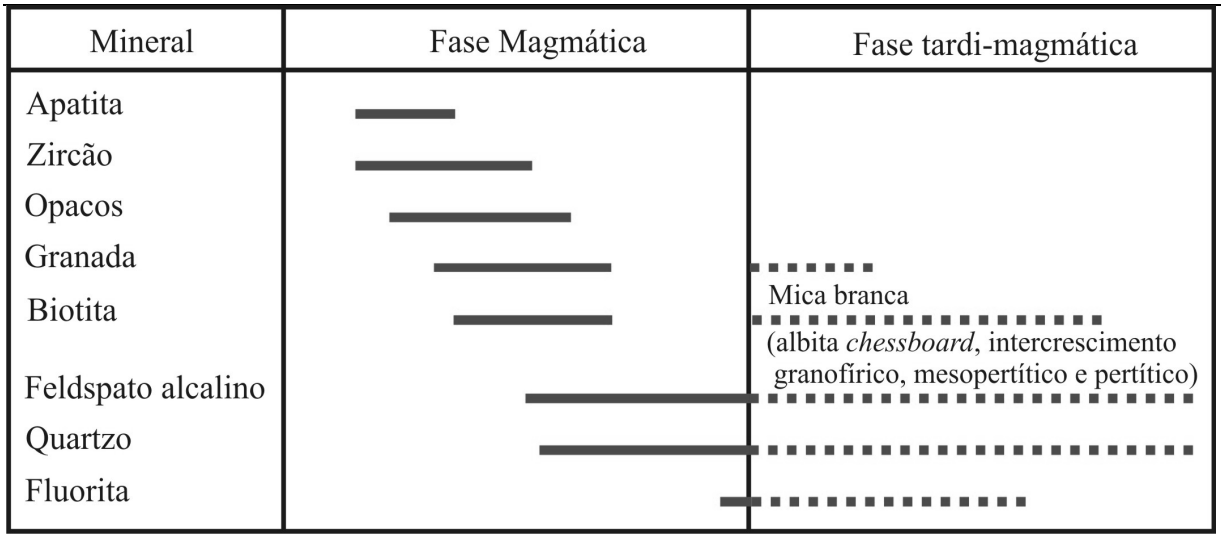


Figura 4.5: Quadro interpretativo da sequência de cristalização das fases minerais do biotita álcali-feldspato granito da Suíte Aricamã.

4.2 Álcali-feldspato granito

Estas rochas definem os corpos Serra do Aricamã, Flecha, Santa Luzia e Cantinho. São rochas com textura porfirítica, por vezes com matriz constituída essencialmente por intercrescimento do tipo granofírico (lâmina LM-71B), fanerítica fina e grossa, constituída essencialmente de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio (Tabela 4.1). O anfibólio é o máfico predominante, os minerais acessórios são epidoto, titanita, minerais opacos, fluorita, granada, alanita, apatita e zircão. Os minerais secundários são mica branca, biotita e clorita (Tabela 4.1).

O **feldspato alcalino** mede de 0,1 a 5 mm, exibem formas subedrais a anedrais, desenvolvem intercrescimentos mesopertíticos, e mais comumente pertíticos com lamelas de exsolução bem desenvolvidas, do tipo vênulas, interpenetradas e filetes. Mostra crescimento de albita anedrais entre os contatos de feldspato alcalino pertítico (*swapped rims*) (Figura 4.6 A e B) e mais comumente entre mesopertitas. Exibe geminação múltipla cruzada, nos cristais sem exsolução, tem inclusões de zircão e plagioclásio ripiforme (*laths*) com geminação lei da albita (Figura 4.6 E). Apresentam contatos irregulares com quartzo, plagioclásio, titanita e epidoto e lobados com quartzo. Ocorrem cristais fraturados com preenchimento de biotita, os cristais são transformados pelo processo de sericitização, e por vezes exibem extinção ondulante incipiente.

O intercrescimento granofírico ocorre localmente ou como mesóstase ou matriz (lâmina LM-71B), que varia de cuneiforme a vermicular (Figura 4.6 D) com arranjo paralelo ou radial (Figura 4.6 C).

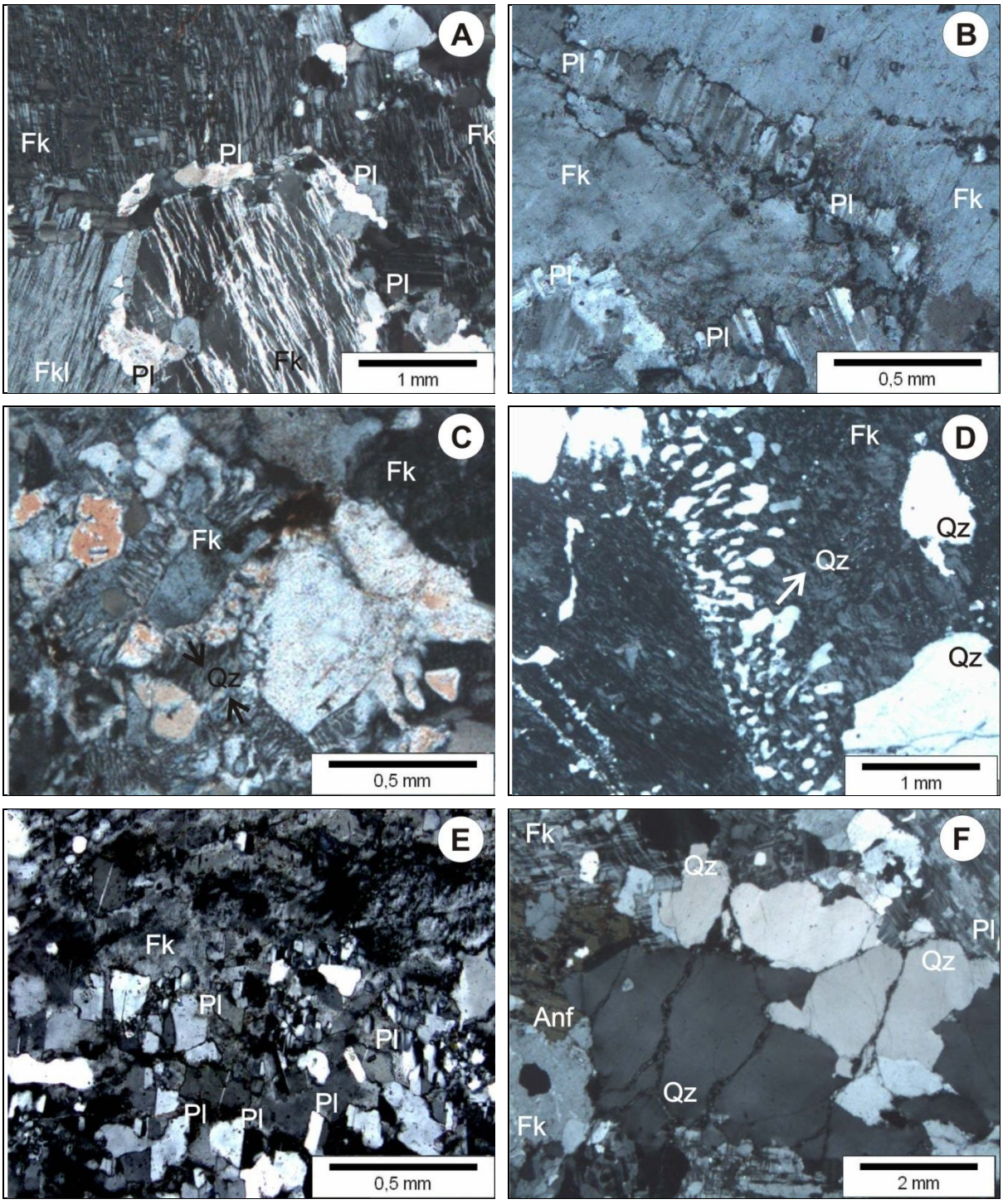


Figura 4.6: Fotomicrografias dos aspectos microtexturais do álcali- feldspato granito. **(A)** Feldspato alcalino (Fk) pertítico com exsolução do tipo vênulas, barras e interpenetradas com pequenos cristais de albita (Pl) intersticial (lâmina LM-79). **(B)** Borda albítica (Pl) do tipo *swaped rims* desenvolvidos entre dois cristais de feldspato alcalino (Fk) (lâmina MK-14). **(C)** Feldspato alcalino (Fk) com intercrescimento granofírico do tipo franja radial (lâmina LM-89C). **(D**) Feldspato alcalino com intercrescimento granofírico do tipo vermicular (lâmina MF-84). **(E)** Feldspato alcalino (Fk) pertítico com inclusões de ripas de plagioclásio (Pl) (lâmina MK-13).**(F)** Quartzo (Qz) com extinção ondulante, bastante fraturado, com contato irregular com anfibólio (Anf) e feldspato alcalino (Fk) (lâmina LM-79). Todas as fotomicrografias foram tiradas com os nicóis cruzados.

O **quartzo** é anedral, mede entre 0,3 a 6 mm, e comumente exibe extinção ondulante (Figura 4.6 F e 4.7 A). Alguns cristais mostram textura de desenvolvimento de subgrãos e do tipo tabuleiro de xadrez (*chessboard)*, evidenciando uma recristalização dinâmica por migração de limite de grãos. Ocorrem como manchas em feldspato alcalino e têm inclusões de zircão e apatita. São bastante fraturados, exibem bordas corroídas e contatos interdigitados com anfibólio e biotita, e lobado com plagioclásio e feldspato alcalino.

Os cristais de **plagioclásio** subedrais, medem até 2 mm, exibem geminação lei da albita, mostram extinção ondulante e, eventualmente, textura de subgrãos (Figura 4.7 A). Forma contatos irregulares e lobados com quartzo, feldspato alcalino e biotita. É substituído, por epidoto pelo processo de saussuritização, e pode apresentar intercrescimento mirmequítico. Cristais tardios de plagioclásio ocorrem com formas anedrais medindo entre 0,1 e 1,5 mm, com geminação lei da albita ou como cristais límpidos intercrescidos junto a feldspato alcalino mesopertítico e pertítico (Figura 4.6 A e B), incluso em feldspato alcalino como *laths* (Figura 4.6 E) e com textura do tipo *chessboard*, provavelmente resultado do processo de albitização.

O **anfibólio** do tipo hornblenda, é anedral com bordas corroídas e mede entre 0,20 a 1,75 mm. Ocorre associado aos minerais máficos (opacos, biotita e epidoto) nas rochas de textura porfirítica e equigranular grossa (Tabela 4.1). Exibe contatos irregulares com feldspato alcalino e quartzo e inclusões de apatita e zircão. É parcialmente substituído por biotita ou encontra-se bastante oxidado (com cor vermelho alaranjada), sendo possível a identificação devida preservação da clivagem. Exibem cavidades (*vugs*) preenchidas por quartzo (Figura 4.7 C) e plagioclásio.

O **epidoto** ocorre como cristais euédricos medindo até 0,8 mm, tem contato reto a irregular com titanita, anfibólio (Figura 4.8 B) e biotita (Figura 4.7 D). Ocorrem cristais anedrais medindo até 0,3 mm, preenchendo veios associado a granada, desenvolvem-se também a partir da substituição tardia de plagioclásio pelo processo de saussuritização.

A **titanita** é subedral, com tamanho inferior a 0,6 mm, ocorre em fraturas de feldspato alcalino pertítico ou em contato a irregular com granada preenchendo veios. Cristais anedrais de titanita ocorrem bordejando minerais opacos pelo processo de esfenitização (Figura 4.7 F) e por vezes está associada ou é bordejada pelo epidoto (lâmina MK-45).

Os **minerais opacos** são representados por cristais euédricos a anédricos, atingindo 0,5 mm, em contato reto a irregular com feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio e inclusos em anfibólio. Ocorre associado à biotita (Figura 4.7 D) e por vezes fluorita, geralmente são bordejados por titanita (Figura 4.7 F).

A **granada** anedral tem tamanho inferior a 0,3 mm, ocorre preenchendo fraturas e está associada à epidoto (Figura 4.8 A), minerais opacos e titanita.Os cristais de granada subedrais medem até 1,5 mm e tem contatos irregulares com feldspatos e quartzo.

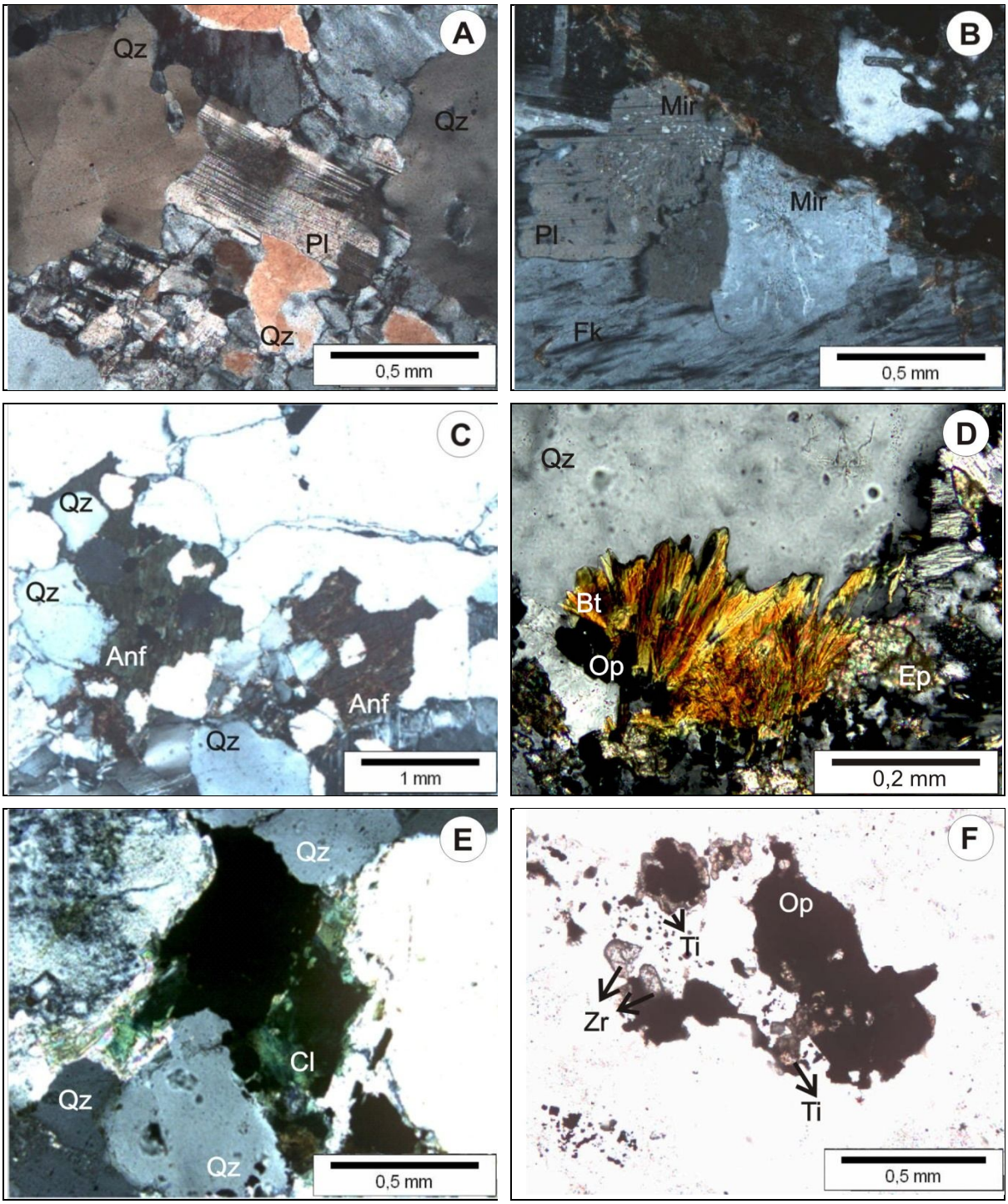


Figura 4.7: Fotomicrografias dos aspectos microtexturais do álcali- feldspato granito. **(A)** Quartzo (Qz) e plagioclásio com geminação lei da albita com extinção ondulante e desenvolvimento de subgrãos **(**lâmina LM-60). **(B)** Textura mirmequítica (Mir) em plagioclásio (Pl) formada entre cristais de feldspato pertítico (Fk) (lâmina LM-79). **(C)** Cristais de anfibólio (Anf) com bordas corroídas e com cavidades preenchidas por cristais de quartzo (Qz) (lâmina LM-79). **(D)** Biotita (Bt) acicular associada a minerais opacos (Op) e epidoto (Ep), preenchendo fraturas no quartzo (Qz) (lâmina MK-13). **(E)** Biotita (Bt) cloritizada (Cl) com contatos irregulares com quartzo (Qz) e feldspato alcalino (Fk) (lâmina MK-14). **(F)** Minerais opacos (Op) com bordas de titanita (Ti) associados a zircão subedral (lâmina KM-59A). As fotomicrografias C e F foram capturadas com os nicóis paralelos e as demais com nicóis cruzados.

O **zircão** ocorre como grãos euédricos de tamanho inferior a 0,2 mm, inclusos em quartzo, em fraturas de feldspato alcalino e biotita.

A **apatita** ocorre de forma acicular ou anedral com tamanho inferior a 0,2 mm, inclusa em feldspato potássico, quartzo e anfibólio.

A **fluorita** é anedral com tamanho inferior a 0,3 mm, de cor incolor com bordas lilás, ocorre associada à biotita e minerais opacos e por vezes preenchendo fraturas de feldspato alcalino.

A **alanita** ocorre como raros cristais e está inclusa em feldspato alcalino. Mostra forma subedral e tamanho inferior a 0,3 mm.

A **biotita** é prismática a anedral, medindo entre 0,1 e 0,3 mm, tem cor marrom avermelhada a laranjada, ocorre como produto de transformação do anfibólio, ou preenchendo fraturas. Está associada a minerais opacos, epidoto (Figura 4.7 D) e fluorita. Por vezes é substituída por clorita pelo processo de cloritização (Figura 4.7 E).

Os cristais denominados de **mica branca** são aqueles que ocorrem como produto de substituição do feldspato alcalino pelo processo de sericitização, a **clorita** ocorre como produto de substituição da biotita, pelo processo de cloritização.

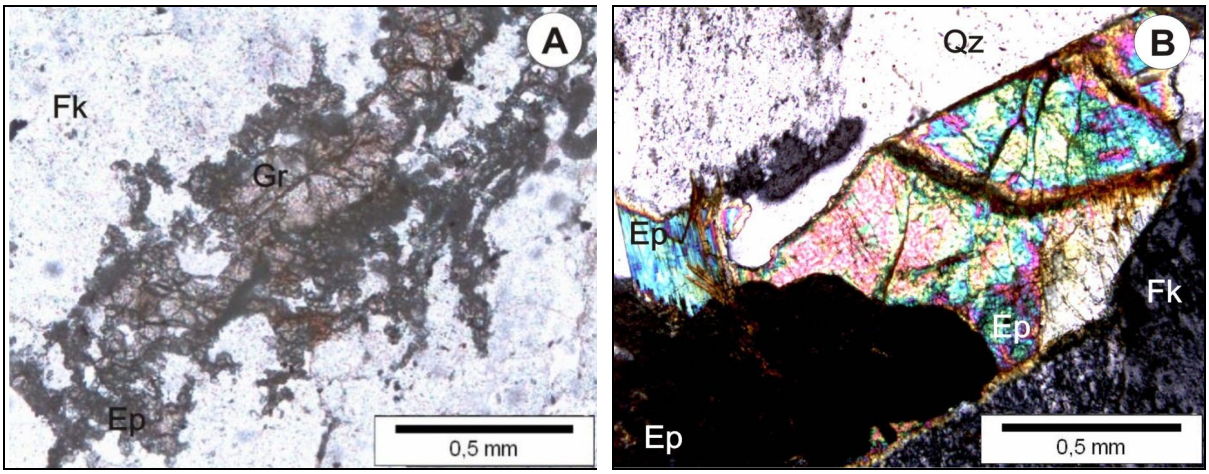


Figura 4.8: Fotomicrografias dos aspectos microtexturais do álcali- feldspato granito. **(A)** Fratura preenchida por cristais de granada e epidoto (lâmina LM-89C). Imagem capturada com nicóis paralelos. **(B)** Epidoto euedral associado a feldspato alcalino e quartzo(lâmina MK-13). Imagem capturada com nicóis cruzados.

De uma forma geral, a seqüência de cristalização das fases minerais granito com titanita e epidoto, que foi tentativamente inferida com base nos aspectos texturais e relação de inclusão dos minerais, podem ser simplificadas de acordo com a Figura 4.9.

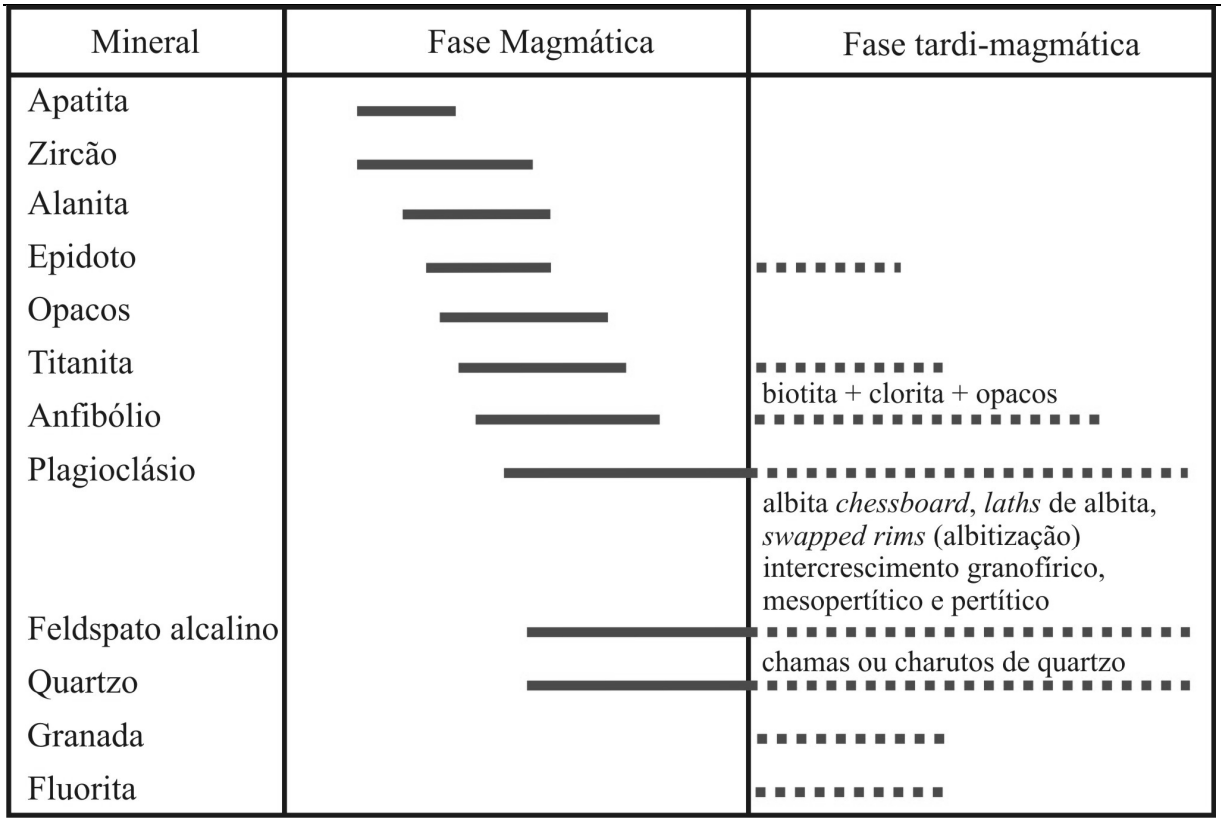


Figura 4.9: Quadro interpretativo da seqüência de cristalização das fases minerais do álcali- feldspato granito da Suíte Aricamã.

4.3 Considerações petrográficas preliminares com base em microtexturas

Baseado nas feições microtexturais e nas associações minerais observadas, algumas considerações sobre as condições de cristalização, evolução e transformações tardi-magmáticas, inerentes as unidades plutônicas estudadas, são aqui reportadas, visando fornecer evidências do ambiente e condições dominantes na época de formação destas rochas.

Segundo Tuttle & Bowen (1958) e Martin & Bonin (1976) granitos pobres em Ca são classificados em hipersolvus, transolvus e subsolvus. Seguindo essa classificação em granitos denominados de subsolvus ocorrem dois tipos de feldspatos, um alcalino rico em Or (microclínio) e um plagioclásio rico em Na (albita), que cristalizam diretamente do magma a temperaturas abaixo do *solvus*. Os granitos denominados hipersolvus contêm um único feldspato pertítico, que é cristalizado em temperaturas acima do *solvus*. De acordo com os dados petrográficos apresentados, o biotita álcali-feldspato granito e o álcali- feldspato granito pode ser classificado como hipersolvus e subsolvus, respectivamente.

A ocorrência de intercrescimentos **mesopertíticos** e **pertíticos** é abundante nos granitos estudados, as lamelas de exsolução bem desenvolvidas, geralmente são do tipo filete, barra e substituição no biotita álcali-feldspato granito e do tipo vênula, interpenetrada e filete no álcali-feldspato granito. De acordo com Vlach (2002), esses intercrescimentos são gerados a partir da desmistura ou exsolução de duas fases minerais feldspáticas distintas, uma albítica e outra potássica,

que normalmente permanecem intercrescidas. Esse processo ocorre devido ao resfriamento dos minerais, que provoca diferenças nos raios iônicos do Na e do K e consequentemente acréscimo de tensões no retículo, tornando-os cada vez mais instáveis.

Cristais tardios de plagioclásio ocorrem como cristais límpidos intercrescidos junto a feldspato alcalino mesopertítico e pertítico no álcali-feldspato granito. Isso se deve a evolução do mecanismo de desmistura proposto por Vlach (2002), onde as lamelas exsolvidas se unirão progressivamente, aumentando as tensões internas até o ponto em que a fase majoritária (feldspato alcalino) expulsa a fase minoritária (albita) para além dos limites do grão, dando origem a albita límpida.

A textura **granofírica**, comum em rochas graníticas epizonais, consiste no intercrescimento de quartzo e feldspato em tipos que podem variar de irregular a vermicular (Barker, 1970). Diversos autores concordam que a textura granofírica é gerada a partir da cristalização simultânea e rápida de quartzo e feldspato alcalino, no líquido magmático (Smith, 1974). Em alguns casos, como por exemplo, no álcali-feldspato granito (ver descrição petrográfica – pg. 40, 3º parágrafo), esse tipo de textura pode ocorrer como uma matriz ou mesostases, representando as fases derradeiras de cristalização magmática em sistemas graníticos simples (Vlach, 2002).

Transformações tardi-magmáticas

É evidenciada, no álcali-feldspato granito, a possível presença de albita secundária com fácies *chessboard* ou em vias de transformação em *chessboard.* Essa textura é classicamente interpretada como resultado da substituição de feldspato potássico primário pela albita, via crescimento das pertitas em manchas, que ocorrem devido ao processo de albitização (Smith, 1974; Moore & Liou, 1979; Pascal, 1979; Witt, 1988; Charoy & Pollard, 1989). De acordo com Orville (1963), a albitização é caracterizada pela seguinte reação de troca:

$$\text{Ortoclásio (ou microclínio)} + Na^{+} \Rightarrow \text{Albita} + K^{+}$$

No álcali-feldspato granito, a biotita proveniente da transformação do anfibólio (secundário) desestabiliza-se para clorita, muscovita e opacos, o que indica a introdução de H_2O e O_2 no sistema, provocando uma maior oxidação do meio e, portanto, formação da clorita. O equilíbrio é proposto por Dall`Agnol & Macambira (1992) como responsável pela cloritização e muscovitização em níveis crustais elevados (*subsolidus*).

$$\text{Biotita} + O_2 + H_2O \Rightarrow \text{clorita} + \text{opacos}$$

O processo de muscovitização, verificado no biotita álcali-feldspato granito ocorre devido a semelhança na estrutura cristalográfica da muscovita e biotita, onde cátions de Fe^{2+} e Mg^{2+} são trocados por cátions de Al^{3+} resultando na transformação da biotita em muscovita.

Microtectônica

Segundo Davis & Reynolds (1996) e Passchier & Trouw (1996), feições microtectônicas geradas por deformação em estado sólido constituem bons indicadores das condições deformacionais, em especial, da temperatura.

Utilizando esse parâmetro será feita uma discussão sucinta em torno dos minerais e texturas, com o intuito de inferir a temperatura da deformação a que estas rochas foram submetidas.

Em cristais de quartzo, de ambos os granitos estudados ocorre extinção ondulante, que de acordo com Passchier & Trouw (1996) indicam condições de temperatura em torno de 300°C – 400°C. Os cristais maiores estão divididos opticamente em subgrãos e têm contatos lobados a serrilhados com outros cristais de quartzo. Esses são indícios de uma deformação incipiente que se deve principalmente a processos intragranulares termicamente ativados (Sibson, 1977; Bell & Etheridge, 1973). Segundo Voll (1976, 1980) este tipo de deformação ocorre a temperatura de 275°C.

Estruturas do tipo *chessboard* (tabuleiro de xadrez) em cristais de quartzo geradas por deslizamentos dos planos de base e prisma do cristal durante deformação ocorrem a temperaturas superiores a 500^{o}C (Kruhl, 1996).

Nos granitos estudados, mas principlalmente no álcali- feldspato granito é possivel observar fenocristais de feldspato alcalino com extincão ondulante. De acordo com observações feitas por Debat *et al.* (1978) e Vidal *et al.* (1980), as rochas com mais de 25% de megacristais com recristalização dinâmica, principalmente do feldspato alcalino, indica estágio de deformação incipiente.

Feições como cristais de feldspato alcalino fraturado e por vezes com deslocamento, além de fraturas ocorrerem por vezes preenchidas principlamente por biotita, confirmam estágios de deformação incipiente.

Segundo Vernon *et al.* (1982) cristais de feldspatos tendem a reagir de forma mais rígida a deformação em um granitóide. É visto em feldspato alcalino a formação de fraturas ao longo de planos de clivagem, planos de macla e planos irregulares, por vezes com deslocamento que indicam condições de baixa a alta temperatura, provavelmente entre 300°C e 400°C (Pryer, 1993). No plagioclásio ocorre a extinção ondulante, que tem seu início a temperatura em torno de 500° C (Voll, 1976, 1980).

CAPÍTULO 5
QUÍMICA MINERAL E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

A composição química dos minerais refletem as condições físico-químicas (pressão, temperatura e fO_2) sob as quais cristalizaram, o que torna possível a investigação da natureza e as condições nas quais os minerais estudados se formaram. Com este objetivo foram feitas análises químicas em microssonda eletrônica em minerais das amostras do Plúton Areia Branca (biotita álcali-feldspato granito), e dos Plútons Serra do Aricamã, Santa Luzia e da Flecha (álcali-feldspato granito).

5.1 Anfibólios

Foram realizadas análises de anfibólios do Plúton Santa Luzia e do Plúton da Flecha (Tabela 5.1), ambos pertencentes ao grupo do álcali-feldspato granito. O anfibólio nestas rochas correspondendo a cerca de 2 a 6% do volume modal da rocha, é considerado um mineral primário cujas características texturais encontram-se descritas no capítulo 4.

A fórmula estrutural dos anfibólios foi calculada assumindo 23 átomos de oxigênio e 13 cátions. Têm seus sítios estruturais preenchidos de acordo com a fórmula geral representada pela equação 1 (Eq. 1), segundo Leake (1978). A classificação dos anfibólios foi feita de acordo com a IMA (International Mineralogical Association) apresentados por Leake *et al.* (1997) e o Fe^{2+} e Fe^{3+} foram calculados segundo Schumacher (apud Leake *et al.* 1997 - Tabela 5.1).

$$\mathbf{AB_2\,C^{VI}_5T^{IV}_8O_{22}(OH)_2}\quad \text{Eq.(1)}$$

Onde, o sítio **T** (Σ=8) = Si^{+4}, Al^{+3} e Ti^{+4}
Sítio **C** (Σ=5) = Al^{+3}, Ti^{+4},Zr^{+2},Cr^{+3},Fe^{+3},Mg^{+2},Fe^{+2},Mn^{+2} e Li^{+1}
Sítio **B** (Σ=2) = Mg^{+2},Fe^{+2},Mn^{+2} e Li^{+1},Ca^{+2} e Na^{+1}
Sítio **A** (Σ=1) = Na^{+1} e K^{+1}

Com a fórmula estrutural estabelecida, o anfibólio pode ser classificado em quatro grupos, de acordo com os valores de Ca do sítio B (Ca_B) e Na do sítio B (Na_B), como mostra a Figura 5.1 A. Os anfibólios analisados são classificados como cálcicos (Figura 5.1 A), com anfibólios do Plúton da Flecha mais enriquecido em Ca_B do que os anfibólios do Plúton Santa Luzia e com menores conteúdos de Na_B (Figura 5.1 A). No Plúton da Flecha os anfibólios são classificados como actinolita (Figura 5.1 B) e Mg-hornblenda (Tabela 5.1 – Figura 5.1 B). No Plúton Santa Luzia os anfibólios apresentam composição de Ferro-edenita (Tabela 5.1 – Figura 5.1 C) no núcleo, e Fe-hornblenda na borda (Tabela 5.1 – Figura 5.1 B), com apenas dois cristais apresentando-se com composição homogênea (Tabela 5.1 – Figura 5.2 B e C). Além disso, o Al_{TOT}, Na, Ti e as razões de Fe/(Fe+Mg), Fe^{3+}/Fe^{2+}são mais elevadas no Plúton Santa Luzia enquanto que o Ca e Mg é mais enriquecido no Plúton da Flecha (ver Tabela 5.1).

***Tabela 5.1**: Dados de análises químicas e cátions calculadas com base em 23 oxigênios, para anfibólios do álcali-feldspato granito.*

Anfibólio												
Plúton	**Santa Luzia**									**da Flecha**		
Laminas	**LM-79**									**MK-45**		
Campo	2	2	2	4	4	7	7	7	7	4	4	8
Mineral	1(n)	2(n)	3(n)	4 (n)	4(b)	5 (n)	5 (b)	6 (n)	6 (b)	1 (n)	1(b)	2 (b)
Nomenclatura	Fe-edenita	Fe-edenita	Fe-edenita	Fe-honblenda	Fe-honblenda	Fe-edenita	Fe-honblenda	Fe-edenita	Fe-edenita	Actinolita	Actinolita	Mg-honblenda
SiO_2	42,918	43,699	43,541	43,195	43,209	43,713	43,615	43,316	43,909	53,089	51,769	48,651
TiO_2	1,756	1,646	1,539	1,580	1,563	1,713	1,355	1,642	1,564	0,020	0,016	0,018
Al_2O_3	7,256	7,068	6,860	7,128	7,236	7,186	6,904	7,116	7,239	1,274	1,965	4,825
Cr_2O_3	0,019	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,010	0,000	0,010	0,020	0,010	0,000
MgO	3,989	4,620	4,798	4,710	4,389	4,304	4,177	3,954	4,168	12,163	11,786	9,485
CaO	9,775	9,840	10,311	9,663	10,059	9,777	9,906	10,099	9,867	11,902	11,727	11,440
MnO	1,500	1,467	1,352	1,253	1,169	1,460	1,057	1,337	1,491	2,629	2,818	2,418
FeO	27,119	26,942	27,384	27,114	27,327	26,784	28,030	27,861	27,317	16,851	16,412	19,350
Na_2O	2,483	2,541	2,418	1,830	2,035	2,462	1,817	2,357	2,452	0,403	0,588	0,915
K_2O	0,954	0,814	0,808	0,963	0,897	0,970	1,069	0,899	0,909	0,125	0,203	0,507
H_2O	2,017	1,113	0,656	2,445	1,896	1,450	1,920	1,244	0,869	1,441	2,601	0,000
F	0,031	0,185	0,308	0,000	0,000	0,037	0,000	0,000	0,000	0,129	0,005	0,000
Cl	0,162	0,137	0,138	0,141	0,146	0,102	0,076	0,126	0,142	0,001	0,025	0,000
Total	99,979	100,072	100,113	100,032	99,936	99,958	99,936	99,951	99,937	100,047	99,925	0,000
O = F	0,013	0,078	0,130	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,054	0,002	0,000
O = Cl	0,037	0,031	0,031	0,032	0,033	0,023	0,017	0,028	0,032	0,000	0,006	0,000
Total	99,929	99,963	99,952	100,000	99,903	99,919	99,919	99,923	99,905	99,992	99,917	97,609
Cátions calculados na base de 23 oxigênios												
Si	6,746	6,768	6,740	6,721	6,743	6,802	6,803	6,763	6,796	7,748	7,666	7,293
Al^{IV}	1,254	1,232	1,252	1,279	1,257	1,198	1,197	1,237	1,204	0,219	0,334	0,707
Sítio T	8,000	8,000	7,991	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,967	8,000	8,000
Al^{VI}	0,091	0,058	0,000	0,028	0,074	0,120	0,072	0,072	0,117	0,000	0,009	0,146
Ti	0,208	0,192	0,179	0,185	0,183	0,200	0,159	0,193	0,182	0,002	0,002	0,002
Cr	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000
Fe^{3+}	0,496	0,601	0,605	0,915	0,650	0,480	0,723	0,499	0,534	0,418	0,391	0,520
Fe^{2+}	3,069	2,889	2,940	2,613	2,916	3,005	2,933	3,139	3,002	1,639	1,641	1,906
Mn	0,200	0,192	0,177	0,165	0,155	0,192	0,140	0,177	0,195	0,325	0,353	0,307
Mg	0,935	1,067	1,107	1,093	1,021	0,998	0,971	0,920	0,962	2,646	2,602	2,120
Sítio C	5,000	4,999	5,009	5,000	5,000	4,996	5,000	5,000	4,993	5,033	5,000	5,000
Ca	1,646	1,633	1,710	1,611	1,682	1,630	1,656	1,689	1,636	1,861	1,861	1,837
Na	0,354	0,367	0,290	0,389	0,318	0,370	0,344	0,311	0,364	0,114	0,139	0,163
Sítio B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,975	2,000	2,000
Na	0,403	0,396	0,436	0,163	0,298	0,373	0,205	0,403	0,372	0,000	0,000	0,000
K	0,191	0,161	0,160	0,191	0,179	0,193	0,213	0,179	0,179	0,023	0,038	0,097
SítioA	0,594	0,557	0,595	0,354	0,476	0,565	0,418	0,582	0,552	0,023	0,038	0,097
F	0,015	0,091	0,151	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,057	0,002	0,000
Cl	0,043	0,036	0,036	0,037	0,039	0,027	0,020	0,033	0,037	0,000	0,006	0,000
OH*	1,941	1,873	1,813	1,963	1,961	1,955	1,980	1,967	1,963	1,942	1,992	0,000
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0,233	0,270	0,274	0,295	0,259	0,249	0,249	0,227	0,243	0,618	0,613	0,527
Fe/(Fe+Mg)	0,792	0,766	0,762	0,764	0,777	0,777	0,790	0,798	0,786	0,437	0,439	0,534
Fe^{3+}/Fe^{2+}	0,162	0,208	0,206	0,350	0,223	0,160	0,247	0,159	0,178	0,255	0,238	0,273
Al_{TOT}	1,344	1,290	1,252	1,307	1,331	1,318	1,269	1,309	1,321	0,219	0,343	0,852

Legenda: (n) núcleo; (b) borda.

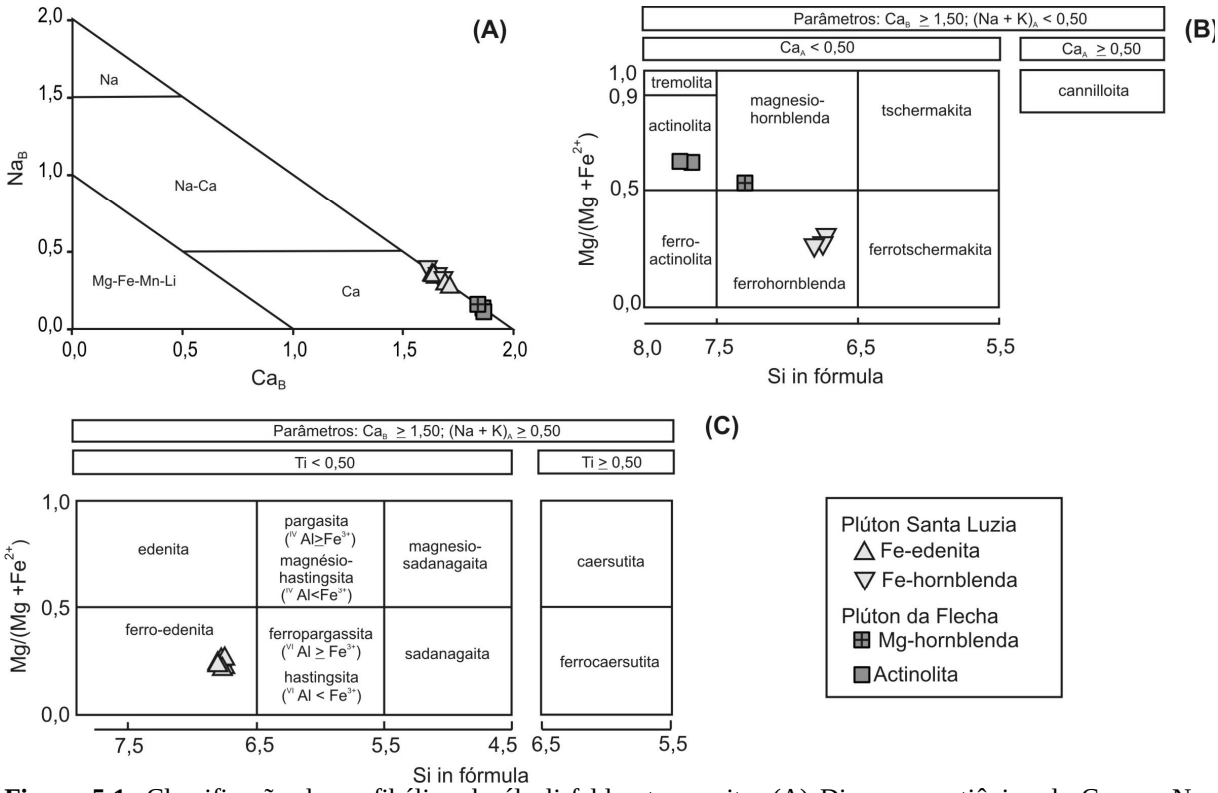


Figura 5.1: Classificação dos anfibólios do álcali-feldspato granito. (A) Diagrama catiônico de Ca_B *vs.* Na_B segundo Leake *et al.* (1997). **(B)** Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos com $(Na+K)_A < 0,5$ (Leake *et al.*, 1997). **(C)** Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos com $(Na+K)_A \geq 0,5$ (Leake *et al.*, 1997).

A estrutura do anfibólio admite uma grande flexibilidade de trocas iônicas, acomodando um grande número de cátions (ou ânions) com cargas e raios iônicos diversos, o que gera uma variação expressiva em sua composição química. Estas substituições podem ocorrer de forma a introduzir elementos em dois ou mais sítios cristalográficos simultaneamente, sempre mantendo o equilíbrio de cargas (Blundy & Holland, 1990).

Spear (1993) resume as principais substituições que ocorrem, em decorrência das mudanças nas condições físico-químicas, com a evolução magmática, representadas na forma de vetores, em dois grupos:

(a) **Substituições simples**: (1) KNa_{-1}; (2) $Fe^{2+}Mg_{-1}$; (3) $CaMg_{-1}$; (4) $Fe^{3+}Al_{-1}$.

(b) **Substituições acopladas**: (5) $NaAl^{IV}{}_{-1} \leftrightarrow Si_{-1}$ (edenita - tremolita); (6) $Mg^{IV} + Si^{IV} \leftrightarrow Al^{VI} + Al^{IV}$ (Al-tschermakita) (7) $Mg^{IV} + Si^{IV} \leftrightarrow Fe^{3+} + Al^{IV}$ (Fe-tschermakita); (8) $Mg^{IV} + Si^{IV} \leftrightarrow Ti^{IV} + 2Al^{IV}$ (Ti-tschermakita); (9) $Na + Si \leftrightarrow Ca + Al^{IV}$ (plagioclásio); (10) $Na + Al^{VI} \leftrightarrow Ca_{-1} + Mg_{-1}$ (glaucofana).

Diagramas binários envolvendo relações catiônicas foram construídos (Figura 5.2) e a sua análise permitiu identificar os principais tipos de substituições que ocorreram nos anfibólios.

Os anfibólios dos Plútons da Flecha e Santa Luzia apresentam vetores de substituições comuns: substituição simples do Mg por Fe^{2+} no sítio C (Figura 5.2 A), e substituições acopladas do tipo Al-tschermakita (Figura 5.2 C), envolvendo trocas entre os sítios C (octaédrico) e T e do tipo edenita-tremolita (Figura 5.2 B), onde a introdução do Al^{IV} no sítio T (tetraédrico) (Blundy & Holland, 1990) é compensada por cátions de Na e K no sítio A. Também ocorrem substituições do tipo glaucofana (Figura 5.2 D), que envolvem trocas entre os sítios B e C.

A variação na composição dos anfibólios do Plúton Santa Luzia se deve a compensação de carga entre Fe-edenita (Na Ca_2 Fe^{2+}_5 Si_7 Al O_{22} $(OH)_2$) e Fe-hornblenda (□ (vacância) Ca_2 [Fe^{2+}_4 (Al,Fe^{3+})] Si_7 Al O_{22} $(OH)_2$), com a perda de Na (separando assim Fe-edenita de Fe-hornblenda), diminuição da quantidade de Fe^{2+} (substituições do tipo $Fe^{2+}Mg_{-1}$) e adição de Al (substituição do tipo Al-tschermakita), resultando assim na estabilização das cargas.

A variação na composição dos anfibólios do Plúton da Flecha se deve ao fato dessas rochas estarem localizadas em zonas de cisalhamento, regiões de baixa pressão onde circulam fluidos hidrotermais que provocam mudanças químicas e mineralógicas, a partir dos tipos de substituição citados acima, para este corpo, propiciando a geração de actinolita e a presença de Mg-hornblenda substituída por epidoto.

Substituições do tipo edenita ocorrem em resposta a mudanças na temperatura (Blundy & Holland 1990, Rutherford 1989) e substituições do tipo tschermakitas envolvem a combinação de mudanças nos parâmetros temperatura e pressão, este último está intimamente relacionado as mudanças no conteúdo de Al^{VI} da hornblenda (Holister *et al.* 1987, Rutherford 1989, Blundy & Holand 1990, Schmidt 1992).

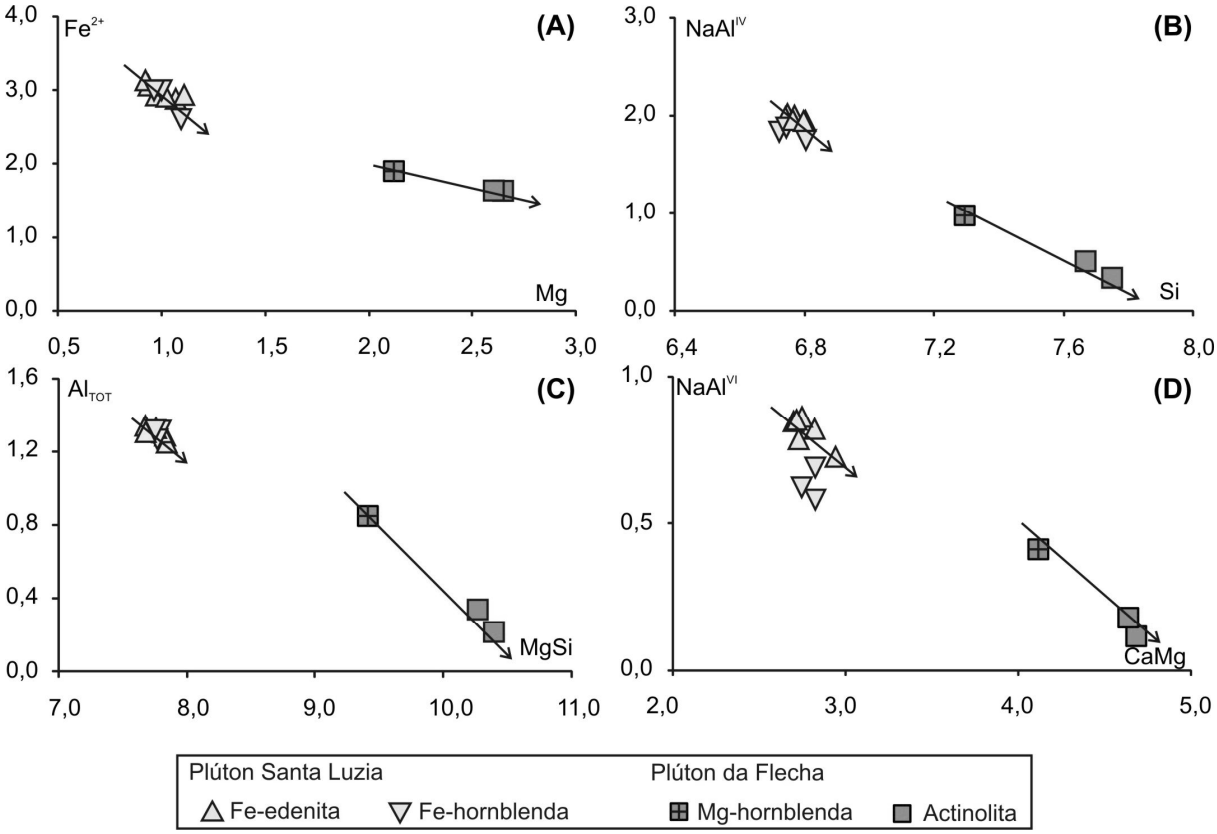


Figura 5.2: Diagramas binários representativos das principais substituições no anfibólio do grupo do álcali-feldsapto granito. **(A)** Substituição simples Mg *vs* Fe. **(B)** Substituição do tipo edenita-tremolita. **(C)** Substituição do tipo Al-tschermakita. **(D)** Substituição do tipo glaucofana.

5.2 Biotitas

Foram realizadas análises de biotita, incluindo borda e núcleo de alguns cristais, provenientes de rochas pertencentes ao Plúton Areia Branca. As amostras selecionas apresentam posições distintas dentro do plúton: MK-33 está localizada na borda NW do corpo; HG-68 na borda SE do corpo e MK-03 assume uma posição aproximadamente centralizada no corpo (ver mapa geológico – Figura 3.1). Este tipo de seleção tem como objetivo verificar se há variação composicional das biotitas dentro do plúton Areia Branca. Nesta unidade a biotita representa o máfico dominante, correspondendo a cerca de 0,5 a 1,8% do volume modal da rocha e suas características texturais encontram-se descritas no capítulo 4.

As análises composicionais estão representadas na tabela 5.2 juntamente com o cálculo da fórmula estrutural das biotitas, feito com base em 22 átomos de oxigênio equivalentes (sem levar em consideração a água), com os sítios de ocupação preenchidos de acordo com a Eq. 2 definida segundo Deer *et al.* (1997).

$$\mathbf{X_2Y_{4\text{-}6}Z_8O_{22}\,(OH,F,\,Cl)_2}\quad \text{Eq.(2)}$$

Onde, o sítio **Z** ($\sum$=8) = Si^{4+}, Al^{4+} e Fe^{3+}
Sítio **Y** ($\sum$=6) = Al^{6+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti^{4+}, Mn^{3+}, Cr^{3+}, Li^{1+}
Sítio **X** ($\sum$=2) = K^{1+}, Na^{1+},Ca^{2+}, Ba^{1+}, Rb^{1+} e Cs^{1+}.

Utilizando-se a composição catiônica, as micas estudadas são classificadas como biotitas (Figura 5.3 A) segundo Deer et *al.* (1966), sendo observado dois grupos: (1) com as biotitas das amostras localizadas na borda SE e centro do corpo com Si < 6 apfu (átomos por fórmula unitária) e (2) biotitas da porção NW com Si > 6,1 apfu (Figura 5.3 A), enriquecidas na molécula de anita (Fig.5.3 A e B).

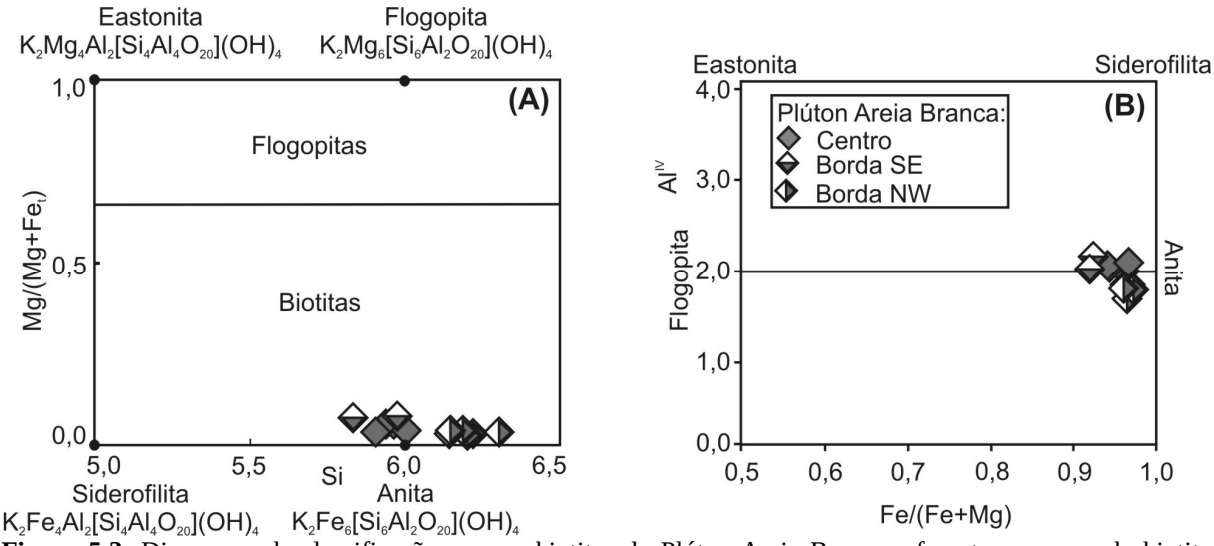


Figura 5.3: Diagramas de classificação para as biotitas do Plúton Areia Branca referente ao grupo do biotita álcali-feldspato granito. **(A)** Diagrama binário Si vs Mg/(Mg + Fe) para classificação de micas de acordo com Deer et *al.* (1966). **(B)** Diagrama binário Al^{IV} vs Fe/(Fe+Mg) para classificação de micas de acordo com Speer (1984).

A composição química das biotitas é geralmente utilizada para estimar as condições na qual suas rochas magmáticas hospedeiras foram geradas, desde que, as biotitas estudadas sejam realmente magmáticas e primárias. Nachit (1986), com esta finalidade, propôs um diagrama ternário que utilizando os parâmetros FeO+MnO - $10TiO_2$ – MgO para diferenciar biotitas primárias, primárias reequilibradas e secundárias (Figura 5.4).

As biotitas referente a borda SE e central do Plúton Areia Branca, (Figura 5.4), caem no campo da biotita primária (A), enquanto as biotitas pertencentes a borda NW do corpo, plotam entre os campos A e B (biotitas primárias reequilibradas).

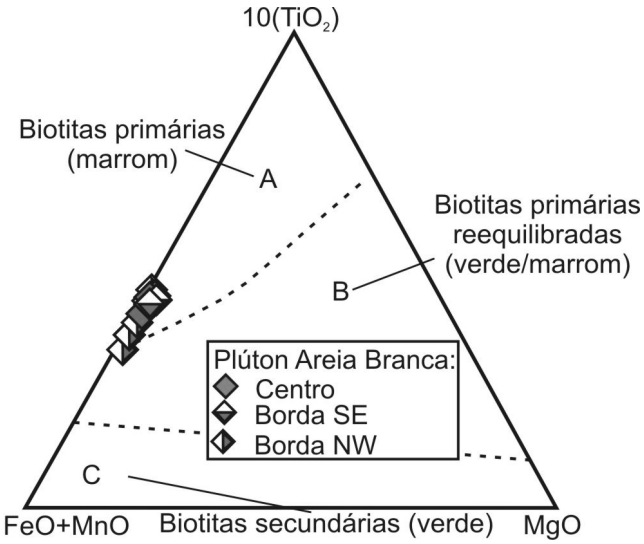


Figura 5.4: Diagrama ternário com $10TiO_2$ - FeO+MnO – MgO de acordo com Nachit (1986), mostrando as composições das biotitas analisadas para o Plúton Areia Branca (PAB), relacionado ao grupo do biotita álcali-feldspato granito.

Segundo Speer (1984) na análise composicional da biotita, deve-se considerar que esta pode ser afetada, em maior ou menor grau, por processos de reequilíbrio tardio, tais como processos de substituição catiônicas e aniônicas, que são facilitadas pela sua estrutura filossilicática. Segundo Stussi & Cuney (1996), as principais substituições que operam entre os 4 membros finais, que em geral seriam representados por (1) Mg↔Fe (flogopita-anita); (2) Y^{2+VI}, $Si^{VI} \leftrightarrow Al^{VI}$, Al^{IV} (siderofilita); (3) Y^{2+VI}, $2Al^{IV} \leftrightarrow \square(\text{vacância})^{VI}$, $2Si^{IV}$ (anita/flogopita); (4) $3Y^{2+VI} \leftrightarrow 2Al^{VI}$, $\square(\text{vacância})^{VI}$ (anita-flogopita/muscovita); (5) $Ti^{4+} \leftrightarrow 2Fe^{2+}$ e (6) $2Y^{2+VI} \leftrightarrow Al^{VI}$, Li^{VI} em sistemas ricos em Li.

Nas biotitas estudadas foi identificada a substituição do tipo anita-flogopita (3), porém com um gap composicional separando as amostras da borda SE e do centro, das amostras da borda NW. Também ocorre a substituição do tipo siderofilita (2), representada pela correlação negativa entre Y^{2+VI} Si^{VI} e Al_{TOT} (Figura 5.5 D).

As substituições identificadas nas biotitas indicam que o reequilíbrio não foi homogêneo (Figura 5.4), sendo mais intenso na borda NW do corpo, mantendo parte central mais preservada. Segundo Harrison (1990), a composição da biotita pode ser reequilibrada quando fluidos supersaturados ocorrem em granitos altamente fracionados, durante os estágios de cristalização tardia ou subsolidus, aumentando o equilíbrio alumínio-álcalis no magma residual. Este reequilíbrio também pode ser atribuído a localização destas amostras nas proximidades de uma zona de cisalhamento, que é uma zona termal que possibilita a condução de fluidos. Desta forma a composição da biotita é

deslocada para composições ricas em Al e a muscovita pode iniciar a cristalização em magmas metaluminosos, justificando assim, os elevados valores de Al encontrado nas biotitas estudadas.

Tabela 5.2: *Dados de análises químicas e cátions calculados com base em 22 oxigênios, para a biotita do álcali-feldspato granito.*

Laminas	**MK-03**				**HG-68**		**MK-33**						
Plúton Areia Branca	**Centro**				**Borda SE**		**Borda NW**						
Campo	4	4	5	5	1	1	1	2	3	3	4	4	6
Mineral	1	2	3	4	1 (n)	1(b)	1 (n)	2 (b)	3 (b)	3 (n)	4 (n)	4 (b)	5
SiO_2	37,771	37,347	37,610	38,471	35,301	36,620	39,880	38,762	38,307	38,970	39,081	37,594	38,552
TiO_2	1,985	2,131	2,014	1,783	2,167	2,064	1,393	1,392	1,954	1,671	1,447	1,557	2,132
Al_2O_3	18,159	18,007	19,381	18,890	15,644	16,932	17,388	16,568	16,900	16,834	17,224	15,694	16,534
Cr_2O_3	0,010	0,000	0,000	0,049	0,048	0,000	0,098	0,049	0,039	0,000	0,088	0,097	0,000
MgO	0,859	0,894	0,488	0,575	1,279	1,208	0,481	0,586	0,480	0,574	0,419	0,497	0,397
CaO	0,035	0,000	0,000	0,018	0,030	0,065	0,001	0,000	0,000	0,028	0,015	0,007	0,031
MnO	0,504	0,554	0,467	0,506	1,241	1,117	1,674	1,752	1,532	1,739	1,489	1,617	1,534
FeO	25,084	24,980	24,326	24,851	27,160	24,184	22,286	25,562	23,469	23,901	23,298	25,632	23,400
Na_2O	0,136	0,188	0,243	0,124	0,139	0,134	0,244	0,245	0,304	0,218	0,085	0,102	0,098
K_2O	9,181	8,976	9,329	9,038	8,965	8,456	8,711	9,075	8,957	9,167	9,318	8,760	8,908
H_2O	3,012	2,963	3,080	3,031	3,051	3,082	2,370	2,575	2,667	2,636	2,507	2,573	2,567
F	1,467	1,542	1,367	1,551	0,889	0,944	2,901	2,375	2,135	2,259	2,531	2,155	2,272
Cl	0,363	0,305	0,363	0,307	0,619	0,580	0,204	0,324	0,232	0,285	0,246	0,299	0,335
TOTAL	98,566	97,887	98,668	99,194	96,533	95,386	97,631	99,265	96,976	98,282	97,748	96,584	96,760
O = F	0,618	0,649	0,576	0,653	0,374	0,397	1,221	1,000	0,899	0,951	1,066	0,907	0,957
O = Cl	0,082	0,069	0,082	0,069	0,140	0,131	0,046	0,073	0,052	0,064	0,055	0,067	0,076
TOTAL	97,867	97,169	98,011	98,472	96,019	94,858	96,363	98,192	96,024	97,266	96,627	95,609	95,728
Cátions calculados na base de 22 oxigênios													
Si	5,960	5,938	5,902	6,000	5,831	5,972	6,298	6,143	6,145	6,183	6,216	6,142	6,198
Al^{IV}	2,040	2,062	2,098	2,000	2,169	2,028	1,702	1,857	1,855	1,817	1,784	1,858	1,802
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}	1,338	1,313	1,488	1,473	0,877	1,227	1,535	1,239	1,341	1,331	1,446	1,164	1,332
Ti	0,236	0,255	0,238	0,209	0,269	0,253	0,165	0,166	0,236	0,199	0,173	0,191	0,258
Fe^{2+}	3,310	3,322	3,193	3,242	3,752	3,299	2,943	3,388	3,149	3,172	3,099	3,502	3,146
Mn	0,067	0,075	0,062	0,067	0,174	0,154	0,224	0,235	0,208	0,234	0,201	0,224	0,209
Mg	0,202	0,212	0,114	0,134	0,315	0,294	0,113	0,138	0,115	0,136	0,099	0,121	0,095
Cr	0,001	0,000	0,000	0,006	0,006	0,000	0,012	0,006	0,005	0,000	0,011	0,013	0,000
Y	5,154	5,176	5,094	5,124	5,387	5,227	4,981	5,167	5,049	5,072	5,018	5,202	5,040
Ca	0,006	0,000	0,000	0,003	0,005	0,011	0,000	0,000	0,000	0,005	0,003	0,001	0,005
Na	0,042	0,058	0,074	0,038	0,045	0,042	0,075	0,075	0,095	0,067	0,026	0,032	0,031
K	1,848	1,820	1,867	1,798	1,889	1,759	1,755	1,835	1,833	1,855	1,891	1,825	1,827
X	1,896	1,878	1,941	1,839	1,939	1,813	1,830	1,910	1,927	1,927	1,919	1,859	1,863
F	0,732	0,775	0,678	0,765	0,464	0,487	1,449	1,190	1,083	1,134	1,273	1,113	1,155
Cl	0,097	0,082	0,097	0,081	0,173	0,160	0,055	0,087	0,063	0,077	0,066	0,083	0,091
Fe/(Fe+Mg)	0,942	0,940	0,965	0,960	0,923	0,918	0,963	0,961	0,965	0,959	0,969	0,967	0,971
Mg/(Mg+Fe)	0,058	0,060	0,035	0,040	0,077	0,082	0,037	0,039	0,035	0,041	0,031	0,033	0,029

Legenda: (n) núcleo; (b) borda.

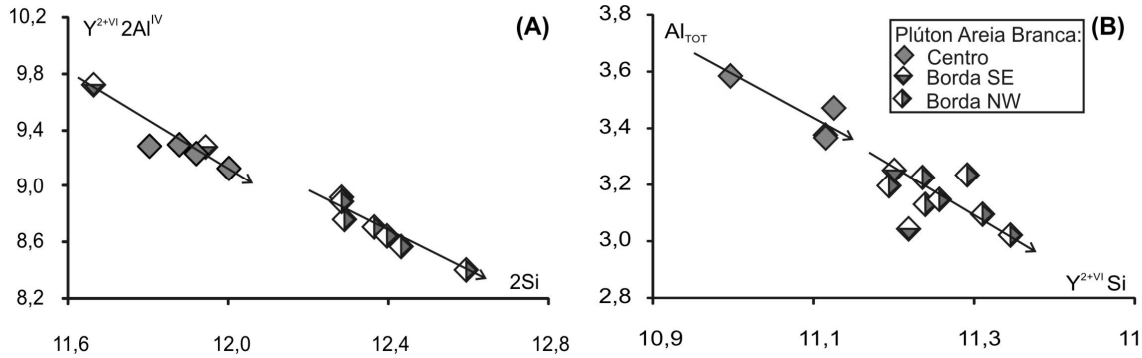


Figura 5.5: Diagramas binários representativos das principais substituições das biotitas para o Plúton Areia Branca (PAB), relacionado ao grupo do biotita álcali-feldspato granito. **(A)** Diagrama representativo para a substituição do tipo 3 (anita/flogopita). **(B)** Diagrama representativo para a substituição do tipo 2 (siderofilita).

5.3 Epidoto

Foram realizadas análises de epidoto do Plúton Serra do Aricamã, Areia Branca e da Flecha, todas relacionadas ao álcali-feldspato granito (Tabela 5.3).

O epidoto é um mineral acessório relativamente comum em rochas granitóides e sua presença como fase magmática é alvo de interesse para estimativas de pressão, desde que o mesmo tenha origem magmática. Critérios químicos para o reconhecimento de epidoto magmático tem sido propostos por vários autores, dentre eles, Evans & Vance (1987) que utilizam como critério a porcentagem de TiO_2. Epidotos que tiverem $TiO_2 < 0,2$ % são considerados magmáticos. Tulloch (1979, 1986 In: Vyhnal et al. 1991) utilizou como critério o conteúdo de pistacita [$Ps=Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)*100$], em que o conteúdo de Ps entre 25 a 29 % em peso (mol) é típico de epidoto magmático. Já os cristais de epidoto formados, na mesma rocha, por alteração subsolidus do plagioclásio e da biotita tem, respectivamente, Ps_{0-24} e Ps_{36-48}. Em adição, análises de epidotos sintéticos por Liou (1973) indicam o conteúdo de pistacita entre Ps_{25-33}.

A composição química do epidoto pode ser expressa pela equação 3 (Eq. 3) com os sítios de ocupação preenchidos de acordo com Deer et *al.* (1978).

$$\mathbf{X_2Y_3Z_3(O,OH,F)_{13}} \quad \text{Eq. (3)}$$

Onde, o sítio **X** ($\sum$=2)= Ca, Ce^{3+},La^{3+}, Y^{3+},Th, Fe^{2+},Mn^{2+}, Mn^{3+}
Sítio **Y** ($\sum$=3)= Al, Fe^{3+},Mn^{3+},Fe^{2+}, Mn^{2+},Ti
Sítio **Z** ($\sum$=3)=Si

Os dados químicos obtidos para os cristais de epidoto (Tabela 5.3) apontam que somente um epidoto com análise no núcleo pode ser interpretado como magmático, pois mostra conteúdo de pistacita e TiO_2 dentro do limite esperado para epidoto magmático (ver Tabela 5.3), de acordo com estudos realizados por Liou (1973), Tulloch (1979), Vyhnal *et al.* (1991) e Sial *et al*. (1999). Os demais cristais de epidoto, apesar de apresentarem o conteúdo de TiO_2 esperado para epidoto magmático, podem ser considerados como produto de alteração tardio ou subsolidus, devido ao conteúdo de Ps (ver Tabela 5.3), ou sua cristalização se deu pela interação com fluidos pós-magmáticos.

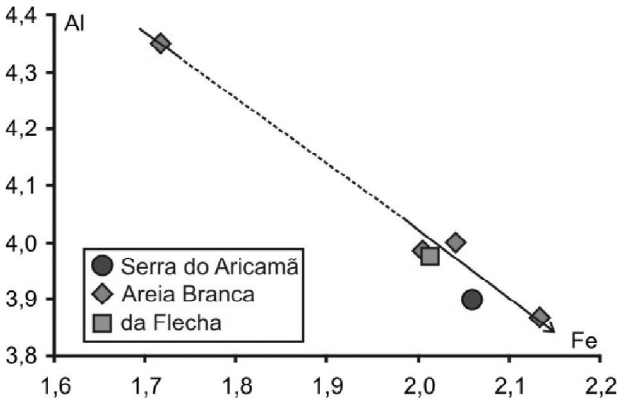


Figura 5.6: Diagrama binário de Fe *vs* Al, representativo do principal tipo de substituição nos epidotos estudados.

Tabela 5.3: *Dados de análises químicas e cátions, calculadas com base em 25 oxigênios, para epidotos do álcali-feldspato granito.*

Álcali-feldspato granito						
Epidoto						
Plúton	**Serra Aricamã**	**Areia Branca**				**da Flecha**
Lâmina	**MK-13**	**MK-02**				**MK-45**
Campo	3	1	1	1	1	8
Mineral	1(n)	1(n)	1(b)	2(n)	2(b)	1(n)
SiO_2	37,331	37,545	36,686	37,214	36,981	37,478
TiO_2	0,032	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000
Al_2O_3	20,463	23,012	19,949	21,024	20,692	21,014
FeO	15,232	12,789	15,500	15,105	14,662	14,974
MnO	1,318	0,271	0,221	0,217	0,246	0,353
MgO	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030
CaO	21,927	22,153	22,004	22,443	22,027	22,74
Na_2O	0,011	0,000	0,048	0,042	0,07	0,007
K_2O	0,019	0,000	0,042	0,000	0,127	0,012
Total	**96,345**	**95,790**	**94,45**	**96,045**	**94,805**	**96,608**
Cátions calculados na base de 25 oxigênios						
Si	6,035	6,024	6,037	6,009	6,047	6,021
Ti	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	3,899	4,352	3,869	4,001	3,988	3,979
Fe^{+3}	2,059	1,716	2,133	2,040	2,005	2,012
Mn	0,180	0,037	0,031	0,030	0,034	0,048
Mg	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007
Ca	3,798	3,808	3,880	3,883	3,859	3,914
Na	0,003	0,000	0,015	0,013	0,022	0,002
K	0,004	0,000	0,009	0,000	0,026	0,002
Ps	34,564	28,283	35,540	33,767	33,458	33,583

Legenda: (n) núcleo; (b) borda; Ps = [Fe^{3+}/ (Fe^{3+}+Al)*100].

As variações na composição química dentro do grupo do epidoto estão relacionadas com alguns tipos de substituições que podem ocorrer no sítio Y, a partir de trocas entre Al ↔Fe^{3+} e Al ↔ Mn^{3+}. Para investigar estas possíveis substituições foram construídos diagramas binários, onde pode-se verificar apenas substituições entre Al↔Fe^{3+} sendo representado na (Figura 5.6) por uma correlação negativa, com os epidotos formando um *trend* linear, porém com um *gap* composicional entre o epidoto primário e os epidotos secundários.

5.4 Magnetita

Foram realizadas análises de magnetita referente ao plúton Areia Branca do biotita álcali-feldspato granito e dos plútons Serra do Aricamã, Areia Branca, da Flecha e Santa Luzia, englobados no grupo do álcali-feldspato granito, incluindo borda e núcleo de alguns cristais (ver Tabela 5.4).

Os aspectos texturais encontram-se no capítulo 4, e os dados analíticos estão representados na tabela 5.4, juntamente com o cálculo da fórmula estrutural da magnetita, feito com base em 32 oxigênios equivalentes, com os sítios de ocupação preenchidos de acordo com a equação 4 (Eq. 4), definida segundo Deer et *al.* (1992).

$$\boldsymbol{R_8^{2+}R_{16}^{3+}O_{32}}\ \text{Eq. (4)}$$

Onde, o sítio $\mathbf{R^{2+}}$ ($\sum$=8) =Fe^{2+},Mg, Mn, Ca, Ni, Zn, Nb
O sítio $\mathbf{R^{3+}}$($\sum$=16)=Fe^{3+},Si, Al, Cr, V, Ti

No sistema FeO - Fe_2O_3 - TiO_2 (Figura 5.7), pode-se observar que as magnetitas dos corpos graníticos estudados, definem soluções sólidas no intervalo magnetita-maghemita/hematita, devido a oxidação da magnetita.

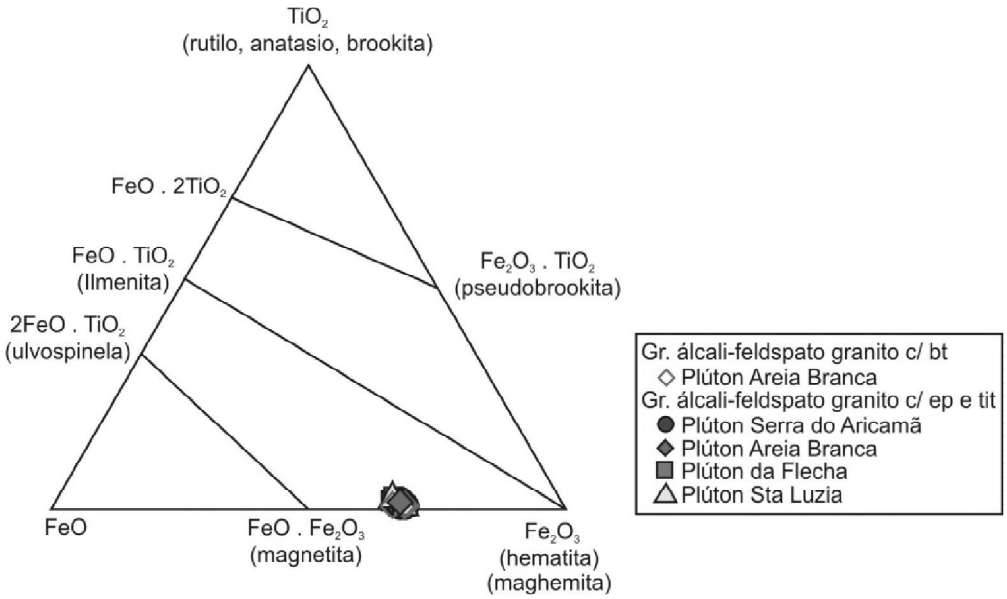


Figura 5.7: Sistema FeO-Fe_2O_3-TiO_2 mostrando as principais soluções sólidas de alta temperatura das séries magnetita-ulvoespinela, hematita-ilmenita, pseudo-brookite-$FeTiO_2$ projetadas com base em mols por cento proposto por Buddington e Lindsley (1964) e adaptado por Haggerty (1976). Com os dados referente ao Púton Areia Branca pertencente ao grupo do biotita álcali-feldspato granito e dos Plútons, Serra do Aricamã, Areia Branca, da Flecha e Santa Luzia referente ao grupo do álcali-feldspato granito.

Os principais tipos de substituições, segundo Deer *et al.* (1966), que podem ocorrer na magnetita são: (1) Mg↔Fe^{2+}, (2)Mn ↔Fe^{2+}, (3) Ti↔Fe^{3+}, (4) Cr↔Fe^{3+}, (5) Al↔Fe^{3+}. Só foi possível verificar a ocorrência de substituições no grupo do ácali-feldspato granito com epidoto e titanita, representado na Figura 5.8 através da correlação negativa entre Ti e Fe^{3+} (substituição do tipo 3).

O tipo de substituição 3 ocorre devido a oxidação magmática, em que o Ti excedente não é afastado do grão original de magnetita facilitando a cristalização de um mineral de Ti (ilmenita ou titanita). Esta associação é ausente no granito com biotita e é evidenciado no granito com epidoto e titanita, em que cristais de magnetita estão bordejados ou estão associados a ilmenita ou titanita.

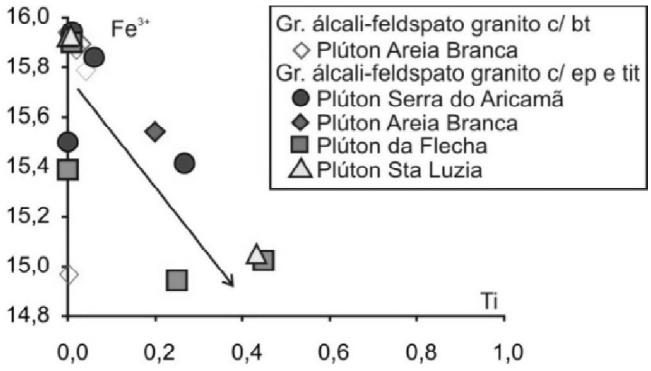


Figura 5.8: Diagrama binário Ti vs Fe^{3+}, representando o tipo de substituição (3) com a representação dos pontos analíticos relacionadas as magnetitas estutadas. Com os dados referente ao Púton Areia Branca pertencente ao grupo do biotita álcali-feldspato granito e dos Plútons, Serra do Aricamã, Areia Branca, da Flecha e Santa Luzia referente ao grupo do álcali-feldspato granito.

5.5 Feldspatos

Foram realizadas análises em feldspato alcalino e plagioclásio para o biotita álcali-feldspato granito, referente ao plúton Areia Branca e também para o álcali-feldspato granito, referente aos plútons Serra do Aricamã, Areia Branca, da Flecha e Santa Luzia, incluindo borda e núcleo de alguns cristais.

As descrições texturais desses minerais encontram-se no capítulo 4, e as análises composicionais dos feldspatos de ambos os grupos estão representadas na tabela 5.5 a 5.8, juntamente com o cálculo da fórmula estrutural feito com base em 8 oxigênios equivalentes, com os sítios de ocupação preenchidos de acordo com a equação 5 (Eq. 5), definida segundo Deer et *al.* (1997).

$$(A^{1+}_{X} A^{2+}_{1-x})\ (B^{3+}_{2-X} B^{4+}_{2-X})O_8 \text{ com } 0<x<1 \qquad \text{Eq. (5)}$$

A^{1+}=Na, K e Rb
A^{2+}= Ca, Sr, Ba, Pb e Mn
B^{3+}= Al, B, Ga e Fe
B^{+4}=Si e Ge

De acordo com a classificação de Deer *et al.* (1977) os feldspatos são classificados como albítico, pertítico e microclínio, para ambos os grupos, e o feldspato mesopertítico ocorre somente no biotita álcali-feldspato granito (Figura 5.9 A e B).

Feldspato alcalino

As variações do conteúdo de ortoclásio (Or) para o álcali-feldspato granito relacionado ao Plúton Areia Branca (95,712% núcleos; 95,437 a 96,499% bordas) e Santa Luzia (96,331 % núcleos; 96,226 a 96,420 % bordas) é mais homogênea, enquanto aquelas dos Plútons Aricamã (97,03% núcleos; 93,38 a 96,99% bordas) e da Flecha (89,111 a 96,809% núcleos; 95,104 a 97,599% bordas) destoam das demais. Já para o biotita álcali-feldspato granito, relacionado ao Plúton Areia Branca, os

Tabela 5.4: *Dados de análises químicas e proporções catiônicas, calculada com base em 32 oxigênios, para magnetita do biotita álcali-feldspato granito e álcali-feldspato granito.*

Magnetita																		
Biotita álcali-feldspato granito							**Álcali-feldspato granito**											
Plúton	**Areia Branca**						**Serra Aricamã**				**Areia Branca**	**da Flecha**				**Sta. Luzia**		
Lâmina	**MK-33**						**MK-13**				**MK-02**	**MK-45**				**LM-79**		
Campo	1	1	1	1	3	6	3	4	4	4	6	1	4	8	11	1	7	7
Mineral	1(n)	1(b)	2(n)	3(n)	4	5	2	3(n)	3(b)	4	1	1	4	6	7	1	2	3
SiO_2	0,055	0,136	1,530	0,091	0,067	0,130	0,061	0,044	0,059	0,628	0,073	0,836	0,829	0,131	0,098	0,019	0,093	0,086
TiO_2	0,041	0,171	0,011	0,000	0,137	0,087	1,156	0,047	0,264	0,000	0,877	0,000	1,063	0,036	1,904	0,000	0,038	1,867
Al_2O_3	0,004	0,115	0,197	0,013	0,000	0,012	0,031	0,000	0,000	0,301	0,000	0,265	0,060	0,000	0,037	0,027	0,000	0,034
Fe_2O_3*	67,297	66,283	64,868	69,671	68,389	67,803	66,487	68,857	68,403	66,327	67,553	67,091	63,156	66,909	63,443	69,648	69,088	64,656
FeO*	30,394	30,408	32,919	31,572	31,062	30,981	31,142	31,086	31,158	31,488	31,876	32,081	32,063	30,255	31,416	31,512	31,354	32,565
MnO	0,090	0,097	0,060	0,000	0,068	0,000	1,005	0,101	0,207	0,066	0,259	0,297	0,300	0,223	0,802	0,000	0,020	0,142
MgO	0,000	0,016	0,031	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,015	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,069	0,000	0,000	0,000	0,000	0,040	0,000	0,000	0,045	0,023	0,046	0,000	0,000	0,242	0,000	0,069
Total	**97,881**	**97,226**	**99,685**	**101,347**	**99,748**	**99,013**	**99,881**	**100,175**	**100,104**	**98,810**	**100,698**	**100,593**	**97,521**	**97,555**	**97,699**	**101,449**	**100,593**	**99,419**
Cátions calculados na base de32 oxigênios																		
Si	0,017	0,043	0,469	0,028	0,021	0,040	0,019	0,014	0,018	0,195	0,022	0,255	0,261	0,041	0,031	0,006	0,028	0,027
Ti	0,010	0,041	0,003	0,000	0,032	0,020	0,268	0,011	0,061	0,000	0,202	0,000	0,251	0,009	0,451	0,000	0,009	0,434
Al	0,001	0,043	0,071	0,005	0,000	0,004	0,011	0,000	0,000	0,110	0,000	0,095	0,022	0,000	0,014	0,010	0,000	0,012
Fe^{3+}	15,944	15,790	14,969	15,940	15,895	15,874	15,415	15,941	15,841	15,500	15,541	15,390	14,942	15,900	15,023	15,921	15,926	15,049
Fe^{2+}	8,003	8,050	8,442	8,028	8,023	8,061	8,024	7,998	8,019	8,178	8,150	8,178	8,431	7,990	8,268	8,005	8,032	8,424
Mn	0,024	0,026	0,016	0,000	0,018	0,000	0,262	0,026	0,054	0,017	0,067	0,077	0,080	0,060	0,214	0,000	0,005	0,037
Mg	0,000	0,008	0,014	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,007	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,011	0,006	0,011	0,000	0,000	0,058	0,000	0,017
Componentes moleculares																		
Cromita	16,088	16,146	16,741	16,109	16,111	16,150	16,197	16,103	16,118	16,325	16,287	16,382	16,668	16,096	16,441	16,202	16,117	16,572
Hercinita	16,090	16,207	16,806	16,116	16,111	16,156	16,213	16,083	16,118	16,481	16,264	16,506	16,675	16,096	16,460	16,092	16,117	16,554
Espinélio	0,002	0,070	0,116	0,007	0,013	0,006	0,016	0,000	0,007	0,156	0,008	0,135	0,033	0,000	0,019	0,014	0,000	0,017
Magnetita	51,710	51,341	49,626	51,658	51,583	51,494	50,776	51,707	51,503	50,713	50,730	50,606	49,428	51,693	49,642	51,614	51,630	49,371
Ulvoespinélio	16,110	16,237	16,712	16,109	16,182	16,195	16,798	16,107	16,255	16,325	16,711	16,370	17,196	16,115	17,437	16,078	16,136	17,485

Legenda: (n) núcleo; (b) borda; *Valores recalculados; Cromita: $FeO+Cr_2O_3$; Hercinita: $FeO + Al_2O_3$; Espinélio: $MgO + Al_2O_3$; Magnetita: Fe_2O_3 +FeO; Ulvoespinélio: TiO_2 +FeO.

conteúdos no núcleo variam entre 97,456 a 98,061% e nas bordas entre 90,625 a 94,470%, com os valores médios do núcleo mais enriquecidos dos dois granitos (ver Tabelas 5.5 e 5.6).

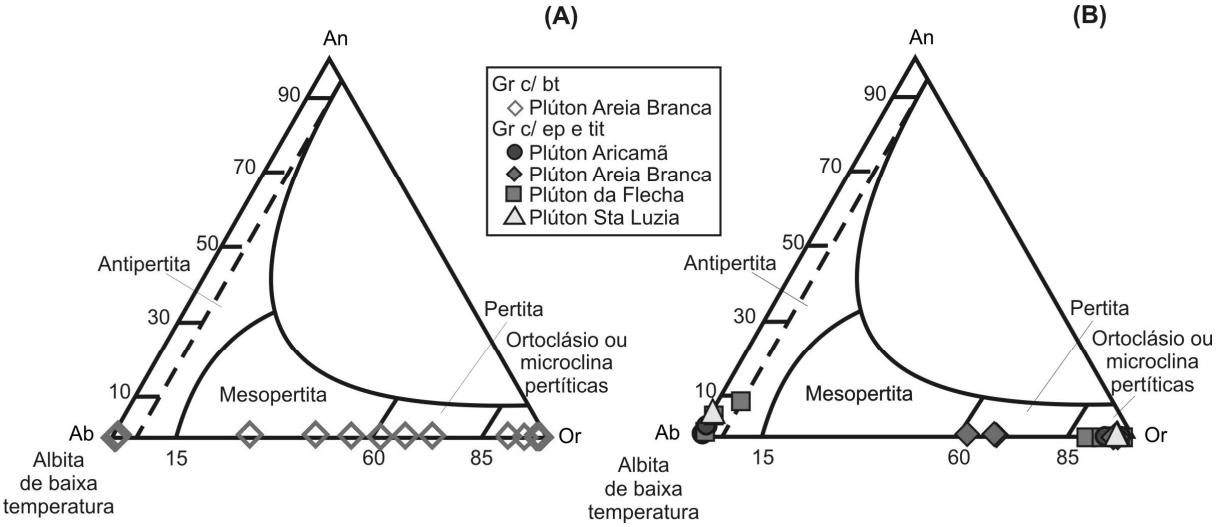


Figura 5.9: Diagrama de nomenclatura dos feldspatos ternários ordenados. **(A)** Com dados analíticos plotados para o plúton Areia Branca, referente ao grupo do biotita álcali-feldspato granito. **(B)** Com dados analíticos plotados para o plúton Serra do Aricamã, Areia Branca, da Flecha e Santa Luzia, referente ao grupo do álcali-feldspato granito.

Os valores de BaO e Na_2O são mais elevados e a porcentagem de Or é mais baixa para algumas amostras do Plúton da Flecha (ver Tabelas 5.5 e 5.6) em relação aos outros plútons. Isso ocorre pelo fato do BaO e Na_2O substituírem o K_2O, reduzindo assim o seu conteúdo, influenciando a ocorrência de menores proporções da molécula de Or em relação aos demais plútons (ver Tabelas 5.5 e 5.6).

No feldspato alcalino mesopertítico, proveniente do biotita álcali-feldspato granito do Plúton Areia Branca, há uma variação no conteúdo de Ab e Or, com predomínio da fase sódica sobre a fase potássica (Tabela 5.7). No entanto, na única análise em que se tem, a situação inversa é decorrência das menores proporções de SiO_2, Al_2O_3, CaO e Na_2O (ver Tabela 5.7).

A composição que predomina nos feldspatos com textura pertítica é a molécula de Or que apresenta-se em concentrações mais elevadas para o biotita álcali-feldspato granito do que para o álcali-feldspato granito (ver Tabela 5.7), em contraposição as proporções de TiO_2, FeO, CaO e BaO, que são mais elevadas para o álcali-feldspato granito (ver Tabela 5.7).

Os principais tipos de substituição que podem ocorrer para os feldspatos alcalinos são do tipo: simples (1) $Na^{+} \leftrightarrow K^{+}$ (albita-ortoclásio), (2) $Al^{+3} \leftrightarrow Si^{+4}$, ou acoplada (3) $Na^{+} + Si^{+4} \leftrightarrow Ca^{+2}Al^{+3}$ (albita-anortita).

O tipo de substituição que ocorre nos feldspatos alcalinos é do tipo albita-ortoclásio (Figura 5.10). A solução sólida completa entre feldspato K^{+} (ortoclásio/microclínio) e albita ocorre somente a altas temperaturas (> 600 ^{o}C - cristalização magmática), em que a estrutura dos feldspatos encontra-se suficientemente expandida para acomodar as diferenças entre raios iônicos do Na e do K e promover solução sólida simples. No entanto, a temperatura mais baixas, a estrutura contrai-se, não suportando

as diferenças entre os raios iônicos do K e Na, e os átomos de Al e Si reorganizam-se impedindo que os átomos de Al ocupem sítios tetraédricos. Como resultado há a separação destes dois minerais novamente, microclínio e albita, formando texturas de exsolução (pertita e mesopertita - Klein & Hurlbut 1993).

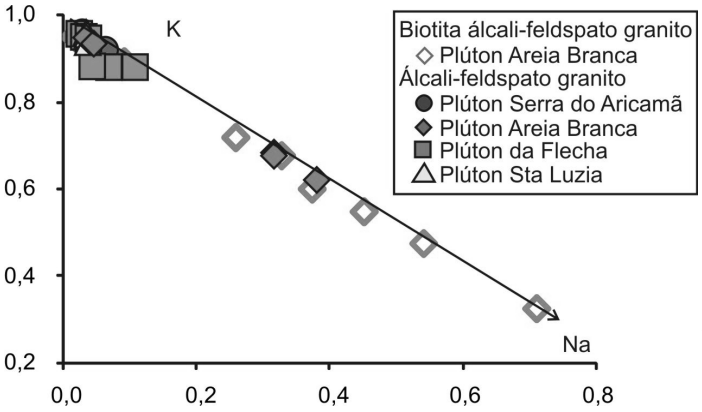


Figura 5.10: Diagramas Na *vs.* K, representando a substituição do tipo ortoclásio – albita, para os feldspatos alcalinos, referente ao biotita álcali-feldspato granito e álcali-feldspato granito.

Plagioclásio

De uma forma geral, os plagioclásios de ambos os grupos estudados apresentam composição de albita (Ab) pura, com proporções de Ab mais elevadas para o biotita álcali-feldspato granito em relação ao álcali-feldspato granito (ver tabela 5.8). Nos cristais em que foram analisados núcleo e borda foi possível identificar uma sutil zonação, com as bordas levemente mais Na (ver tabela 5.8). Ainda que a composição seja de albita, o teor de anortita é mais elevado (ver tabela 5.8) no álcali-feldspato granito, principalmente nos corpos em que ocorre a maior concentração de anfibólio (Capítulo 4 - Tabela 4.1).

Os principais tipos de substituição que podem ocorrer para os plagioclásios são os mesmos tipos citados para os feldspatos alcalinos. A substituição simples do tipo (2) e do tipo albita-anortita são evidenciadas nos diagramas Si *vs* Al e NaSi vs CaAl (Figura 5.11 A e B), onde ocorre a formação de um *trend* com uma forte correlação negativa para ambos os grupos. Quando o Al^{+3} substitui o Si^{+4} na coordenação tetraédrica, cátions adicionais são requisitados para manter a sua neutralidade eletrostática, permitindo a acomodação do Ca (produzindo anortita) ou do Na (produzindo albita - Klein & Hurlbut 1993).

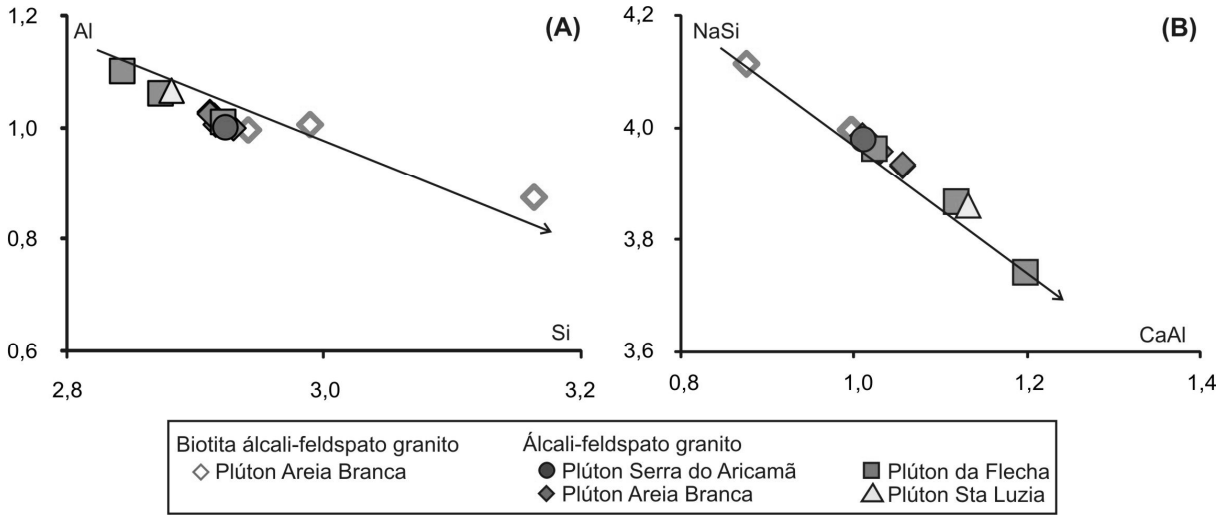


Figura 5.11: Diagramas binários representativos das principais substituições do plagioclásio analisadas para o plúton Areia Branca, relacionado ao grupo do biotita álcali-feldspato granito e plútons Serra do Aricamã, Areia Branca, da Flecha e Santa Luzia, relacionado ao grupo do álcali-feldspato granito. **(A)** Diagrama de substituição simples do tipo 2, representado pelo diagrama binário Si *vs.* Al. **(B)** Diagrama de substituição do tipo albita-anortita representado pelo diagrama binário NaSi *vs.* CaAl.

Tabela 5.5: *Dados de análises químicas e proporções catiônicas, calculada com base em 8 oxigênios, para feldspatos alcalinos do álcali-feldspato granito.*

Álcali-feldspato granito															
Feldspato alcalino															
Plúton	**Serra Aricamã**			**Areia Branca**			**da Flecha**						**Sta. Luzia**		
Lâmina	**MK-13**			**MK-02**			**MK-45**						**LM-79**		
Campo	1	1	4	1	1	2	1	1	7	10	10	11	6	6	4
Mineral	1 (n)	1 (b)	2	1 (n)	1 (b)	4 (b)*	1 (n)	1 (b)	2	3 (n)	3(b)	4	1 (n)	1 (b)	2
SiO_2	63,876	63,475	62,865	64,303	63,359	64,500	64,234	64,091	63,928	62,938	62,169	63,573	63,602	64,002	64,218
TiO_2	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al_2O_3	18,068	17,957	17,841	18,222	18,120	18,253	18,329	18,213	18,504	18,876	18,788	18,236	18,221	18,309	18,159
Cr_2O_3	0,021	0,000	0,011	0,105	0,021	0,105	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,042
FeO	0,003	0,035	0,416	0,000	0,000	0,040	0,163	0,107	0,177	0,037	0,073	0,117	0,046	0,108	0,129
MnO	0,000	0,000	0,025	0,000	0,017	0,000	0,000	0,025	0,000	0,037	0,000	0,005	0,011	0,017	0,029
MgO	0,000	0,009	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,020	0,043	0,066	0,083	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,005	0,031	0,000	0,040	0,000	0,000
BaO	0,000	0,076	0,000	0,075	0,038	0,061	0,257	0,189	0,273	1,842	2,422	0,318	0,000	0,038	0,046
Na_2O	0,311	0,685	0,285	0,420	0,375	0,493	1,190	0,259	0,334	0,754	0,473	0,411	0,379	0,392	0,405
K_2O	15,996	15,204	15,751	15,803	15,707	15,671	14,803	15,999	15,911	14,633	14,470	15,743	16,005	16,048	15,692
Total	**98,295**	**97,484**	**97,272**	**99,011**	**97,637**	**99,123**	**98,997**	**98,883**	**99,156**	**99,122**	**98,435**	**98,403**	**98,304**	**98,914**	**98,720**
Cátions calculados na base de 8 oxigênios.															
Si	3,007	3,009	2,993	3,006	3,002	3,011	2,994	3,005	2,988	2,966	2,968	2,994	2,991	2,993	3,012
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,002	1,003	1,001	1,004	1,012	1,004	1,007	1,006	1,019	1,048	1,057	1,012	1,010	1,009	1,004
Cr	0,001	0,000	0,000	0,004	0,001	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Fe^{2+}	0,000	0,001	0,017	0,000	0,000	0,002	0,006	0,004	0,007	0,001	0,003	0,005	0,002	0,004	0,005
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Mg	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,001	0,002	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000
Ba	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,005	0,003	0,005	0,034	0,045	0,006	0,000	0,001	0,001
Na	0,028	0,063	0,026	0,038	0,034	0,045	0,108	0,024	0,030	0,069	0,044	0,038	0,035	0,036	0,037
K	0,961	0,919	0,957	0,942	0,949	0,933	0,880	0,957	0,949	0,880	0,881	0,946	0,960	0,957	0,939
Componentes Moleculares															
An	0,102	0,222	0,341	0,422	0,000	0,000	0,000	0,000	0,102	0,027	0,171	0,000	0,202	0,000	0,000
Ab	2,867	6,394	2,667	3,866	3,501	4,563	10,887	2,401	3,089	7,260	4,725	3,816	3,467	3,580	3,774
Or	97,031	93,384	96,991	95,712	96,499	95,437	89,113	97,599	96,809	92,713	95,104	96,184	96,331	96,420	96,226

Legenda: (n) núcleo; (b) borda; *Análise referente a borda de um cristal de feldspato alcalino pertítico.

Tabela 5.6: *Dados de análises químicas e proporções catiônicas, calculada com base em 8 oxigênios, para feldspatos alcalinos do biotita álcali-feldspato granito.*

Biotita álcali-feldspato granito										
Feldspato alcalino										
Plúton	**Areia Branca**									
Lâmina	**MK-03**			**MK-33**						**HG-68**
Campo	1	2	2	2	2	3	3	4	4	5
Mineral	1	2	3	1 (n)	1 (b)	2(n)	2 (b)	3 (n)	3 (b)	1(b)*
SiO_2	64,513	64,172	64,440	63,450	63,423	64,077	64,352	63,135	64,300	64,103
TiO_2	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000
Al_2O_3	18,205	17,899	17,958	18,011	18,326	18,153	18,321	18,038	18,142	18,318
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,063	0,063	0,063	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	0,019	0,003	0,000	0,045	0,181	0,000	0,000	0,063	0,000	0,017
MnO	0,000	0,000	0,002	0,020	0,001	0,000	0,035	0,056	0,014	0,000
MgO	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000
CaO	0,040	0,021	0,007	0,000	0,015	0,000	0,000	0,009	0,000	0,049
BaO	0,000	0,000	0,000	0,061	0,000	0,000	0,099	0,061	0,000	0,061
Na_2O	0,216	0,292	0,269	0,204	0,252	0,274	0,590	0,211	0,241	0,990
K_2O	15,834	15,849	15,917	15,677	15,699	15,951	15,317	15,745	15,793	14,942
Total	**98,847**	**98,236**	**98,656**	**97,531**	**97,968**	**98,455**	**98,729**	**97,318**	**98,495**	**98,480**
Cátions calculados na base de 8 oxigênios.										
Si	3,024	3,025	3,026	3,016	2,998	3,012	3,015	3,006	3,024	3,002
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Al	1,006	0,994	0,994	1,009	1,021	1,006	1,012	1,012	1,006	1,011
Cr	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,001	0,000	0,000	0,002	0,007	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000
Mg	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Ba	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001
Na	0,020	0,027	0,024	0,019	0,023	0,025	0,054	0,019	0,022	0,090
K	0,947	0,953	0,953	0,951	0,947	0,957	0,916	0,956	0,948	0,893
Componentes moleculares										
An	0,207	0,108	0,036	0,000	0,078	0,000	0,000	0,047	0,000	0,250
Ab	2,027	2,721	2,503	1,939	2,380	2,544	5,530	1,995	2,267	9,126
Or	97,766	97,171	97,461	98,061	97,542	97,456	94,470	97,958	97,733	90,625

Legenda: (n) núcleo; (b) borda; *Análise referente a borda do mineral 3(n) de mesopertita, do campo 5, apresentado na tabela 5.7.

Tabela 5.7: *Resultados de análises químicas e proporções catiônicas, calculada com base em 8 oxigênios, para feldspato alcalino mesopertítico e pertítico do biotita álcali-feldspato granito e álcali-feldspato granito, referente ao plúton Areia Branca.*

Feldspato alcalino									
	Biotita álcali-feldspato granito						**Álcali-feldspato granito**		
Plúton	**Areia Branca**								
Lâmina	**HG-68**					**MK-03**	**MK-02**		
Campo	4	4	5	5	5	1	2	2	2
Mineral	1(n)	1 (b)	2	3 (n)	3 (b)	1(b)[1]	2	3	4 (n)
SiO_2	66,284	65,478	65,334	64,917	64,693	65,758	64,694	64,431	64,721
TiO_2	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,035	0,014	0,000
Al_2O_3	19,142	18,731	18,968	18,669	18,500	18,603	18,440	18,610	18,514
Cr_2O_3	0,053	0,000	0,000	0,021	0,042	0,000	0,000	0,000	0,042
FeO	0,031	0,053	0,082	0,070	0,040	0,030	0,212	0,106	0,076
MnO	0,000	0,014	0,000	0,000	0,018	0,014	0,043	0,005	0,009
MgO	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000
CaO	0,190	0,108	0,180	0,111	0,093	0,035	0,087	0,159	0,139
BaO	0,082	0,015	0,000	0,054	0,015	0,030	0,181	0,121	0,061
Na_2O	8,238	2,913	6,167	5,069	3,672	4,212	3,526	4,258	3,528
K_2O	5,715	12,331	8,217	9,344	11,548	10,307	11,659	10,549	11,534
Total	**99,751**	**99,643**	**98,948**	**98,256**	**98,621**	**99,004**	**98,877**	**98,253**	**98,624**
Cátions calculados na base de 8 oxigênios.									
Si	2,988	2,948	3,001	2,959	2,981	3,013	2,980	2,972	2,986
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Al	1,006	1,003	1,012	1,013	1,010	1,005	1,001	1,012	1,007
Cr	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002
Fe^{2+}	0,000	0,001	0,002	0,003	0,003	0,001	0,008	0,004	0,003
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ca	0,008	0,009	0,005	0,009	0,005	0,002	0,004	0,008	0,007
Ba	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,002	0,001
Na	0,990	0,710	0,259	0,542	0,451	0,374	0,315	0,381	0,316
K	0,007	0,324	0,721	0,475	0,547	0,603	0,685	0,621	0,679
Componentes moleculares									
An	0,867	0,538	0,852	0,544	0,454	0,176	0,428	0,778	0,686
Ab	68,064	26,276	52,831	44,944	32,433	38,245	31,355	37,725	31,517
Or	31,069	73,186	46,317	54,512	67,113	61,579	68,218	61,496	67,797

Legenda: (n) núcleo; (b) borda; [1]Análise referente a borda do mineral 1(n) de feldspato alcalino, do campo 1, apresentado na tabela 5.6.

Tabela 5.8: *Resultados de análises químicas e proporções catiônicas, calculada com base em 8 oxigênios, para plagioclásio do biotita álcali-feldspato granito e álcali-feldspato granito.*

Plagioclásio															
Biotita álcali-feldspato granito					**Álcali-feldspato granito**										
Plúton	**Areia Branca**				**Serra do Aricamã**	**Areia Branca**						**da Flecha**			**Sta. Luzia**
Lâmina	**MK-33**			**MK-03**	**MK-13**	**MK-02**						**MK-45**			**LM-79**
Campo	3	3	3	2	4	1	1	1	1	5	5	1	1	10	6
Mineral	1	2	3	1	1	1 (n)	1 (b)	2 (n)	2 (b)	3 (n)	3 (b)	1 (n)	1 (b)	2	7 (n)
SiO_2	67,973	67,941	71,562	68,355	67,761	67,355	67,074	67,743	67,373	66,566	66,226	66,270	67,744	64,953	66,084
TiO_2	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al_2O_3	19,544	19,488	16,798	19,516	19,654	19,733	19,914	19,617	19,718	19,902	19,755	20,733	19,836	21,296	20,753
Cr_2O_3	0,000	0,084	0,000	0,021	0,000	0,000	0,136	0,000	0,000	0,031	0,000	0,042	0,000	0,011	0,032
FeO	0,108	0,009	0,117	0,003	0,181	0,000	0,000	0,025	0,022	0,081	0,140	0,136	0,155	0,018	0,054
MnO	0,007	0,000	0,000	0,000	0,028	0,000	0,052	0,009	0,000	0,000	0,047	0,003	0,000	0,036	0,000
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
CaO	0,000	0,019	0,009	0,164	0,237	0,192	0,235	0,218	0,281	0,622	0,688	1,279	0,335	2,123	1,403
BaO	0,000	0,090	0,031	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000	0,127	0,000	0,037	0,023	0,000	0,143	0,000
Na_2O	12,590	12,572	11,114	11,679	12,614	12,514	12,394	12,600	12,597	12,044	11,992	11,832	12,452	10,599	11,603
K_2O	0,051	0,054	0,078	0,133	0,057	0,119	0,059	0,061	0,073	0,148	0,052	0,137	0,143	0,972	0,045
Total	**100,273**	**100,287**	**99,709**	**99,871**	**100,532**	**99,922**	**99,888**	**100,277**	**100,207**	**99,394**	**98,937**	**100,455**	**100,665**	**100,154**	**99,974**
Cátions calculados na base de 8 oxigênios															
Si	2,941	2,941	3,163	2,988	2,924	2,922	2,915	2,929	2,916	2,911	2,911	2,873	2,922	2,843	2,881
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,996	0,994	0,875	1,006	0,999	1,009	1,020	1,000	1,006	1,026	1,024	1,059	1,008	1,099	1,066
Cr	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Fe^{2+}	0,004	0,000	0,004	0,000	0,007	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,005	0,005	0,006	0,001	0,002
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,001	0,000	0,008	0,011	0,009	0,011	0,010	0,013	0,029	0,032	0,059	0,015	0,100	0,066
Ba	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000
Na	1,056	1,055	0,952	0,990	1,055	1,053	1,044	1,056	1,057	1,021	1,022	0,994	1,041	0,899	0,981
K	0,003	0,003	0,004	0,007	0,003	0,007	0,003	0,003	0,004	0,008	0,003	0,008	0,008	0,054	0,003
Componentes moleculares															
An	0,000	0,083	0,045	0,764	1,025	0,836	1,034	0,944	1,213	2,753	3,064	5,596	1,454	9,452	6,248
Ab	99,734	99,635	99,496	98,498	98,682	98,548	98,657	98,741	98,412	96,467	96,660	93,690	97,807	85,395	93,513
Or	0,266	0,282	0,459	0,738	0,293	0,617	0,309	0,315	0,375	0,780	0,276	0,714	0,739	5,153	0,239

Legenda: (n) núcleo; (b) borda;

5.6 Condições de cristalização

Compreender a evolução de um pluton granitóide requer o conhecimento da profundidade, temperatura de cristalização e fugacidade de oxigênio que os vários minerais cristalizaram. Para isso geotermômetros, geobarometros e tampões condicionadas à natureza do magma e mineralogia da rocha, como descritos na literatura, serão aplicados neste estudo a fim de estabelecer as condições de cristalização dos plútons Areia Branca relacionado ao grupo do biotita álcali-feldspato granito e plútons Serra do Aricamã, da Flecha e Santa Luzia relacionado ao álcali-feldspato granito, sempre que possível.

Geobarômetro

O geobarômetro que utiliza a quantitade de Al_T na hornblenda oferece potencialmente uma base para estimar a pressão de cristalização de batólitos graníticos. Hammarstrom & Zen (1986) estabeleceram uma correlação linear entre o conteúdo de alumínio total em hornblenda e a pressão total de cristalização, e propuseram um geobarômetro calibrado empiricamente para rochas vulcânicas cálcio-alcalinas com assembleia mineral constituída por plagioclásio, hornblenda, biotita, K-feldspato, quartzo, titanita, magnetita ou ilmenita, ± epidoto, que é expresso pela equação 6 (Eq. 6):

$$P\ (\pm 3\ Kbar) = -3{,}92 + 5{,}03\ Al^{T}_{horn} \quad \text{Eq. (6)}$$

Hollister *et al*. (1987) reduziram o erro na determinação da pressão de ± 3 Kbar para 1 Kbar, adicionando aos dados de Hammarstrom e Zen (1986), relacionados a hornblendas cristalizadas a pressões intermediárias (4-6 Kbar), expressa pela equação de calibração 7 (Eq. 7).

$$P\ (\pm 1\ Kbar) = -4{,}76 + 5{,}64\ Al^{T}_{horn} \quad \text{Eq.(7)}$$

Johnson & Rutherford (1989), a partir de experiências realizadas em rochas vulcânicas sob condições isotermais (740-780 ^{O}C) e pressões de voláteis (CO_2 e H_2O), apresentaram uma calibração expressa pela equação 8 (Eq. 8).

$$P\ (\pm 0{,}5\ Kbar) = -3{,}46 + 4{,}23\ Al^{T}_{horn} \quad \text{Eq. (8)}$$

Schmidt (1992) realizou experimentos em tonalitos compostos por plagioclásio, quartzo, ortoclásio, titanita e óxidos de Fe e Ti, além de anfibólios com Si variando de 5,9 a 7,5 apfu e Ca entre 1,0 e 1,9 apfu, sob condições variáveis de pressão (2,5 a 13 Kbar), temperatura (700-655 ^{O}C) e condições de saturação em água, obtendo uma calibração expressa pela equação 9 (Eq. 9).

$$P(\pm 0{,}6\ \text{Kbar}) = -3{,}01 + 4{,}76\ Al^{T}_{horn} \quad \text{Eq. (9)}$$

Os geobarômetros propostos na literatura são, principalmente, voltados para rochas calcio-alcalinas e com a associação mineral composta por plagioclásio, hornblenda, biotita, feldspato alcalino, quartzo, titanita, magnetita ou ilmenita, ± epidoto. As rochas estudadas nesta pesquisa, apesar de classificadas como alcalinas, possuem no álcali-feldspato granito a mineralogia compatível com aquela utilizada pelos autores citados acima, e por esse motivo serão aplicados, tentativamente, os geobarômetros que melhor se adequarem aos fatores limitantes.

O geobarômetro foi aplicado somente para o álcali-feldspato granito, por este ser o único a possuir anfibólio considerado primário. Foi adotada a calibração de Schmidt (1992), por seus dados serem baseados em experimentos com rochas plutônicas e por algumas das análises realizadas dos anfibólios estudados se enquadrarem nas condições propostas para a calibração.

Os resultados obtidos estão representados na tabela 5.9 e mostram a pressão segundo a calibração de Schmidt (1992), variando entre 2,947 a 3,38 Kbar. É possível observar que, dentro do limite de erro, a pressão para o granito varia aproximadamente entre 2 e 3 Kbar, se considerarmos o gradiente bárico de 1 kbar sendo aproximadamente 3,5 km, os valores de pressão indicam profundidades médias de cristalização em torno 7 a 10,5 km.

Tabela 5.9: *Pressão em Kbar para álcali-feldspato granito calculados com base no geobarômetro de Altotal em hornblenda* ***(Al^{T}_{horn})*** *de acordo com os parâmtros de Schmidt (1992).*

Litotipo	Plúton	Anfibólio	Análises			Al^{T}_{horn}	Pressão (±0,6 Kbar) Schmidt (1992)
			Lâmina	Campo	Mineral		
Álcali-feldspato	Santa Luzia	Fe-edenita	LM-79	2	1	1,344	3,389
		Fe-edenita		2	2	1,290	3,131
		Fe-edenita		2	3	1,252	2,947
		Fe-edenita		4	4 (n)	1,307	3,212
		Fe-edenita		4	4(b)	1,331	3,325
		Fe-edenita		7	5 (n)	1,318	3,263
		Fe-edenita		7	5 (b)	1,269	3,032
		Fe-edenita		7	6 (n)	1,309	3,223
		Fe-edenita		7	6 (b)	1,321	3,276

Outras considerações com relação à Pressão

Com relação ao epidoto, utilizando seu conteúdo de Ps (pistacita), é possível fazer algumas considerações com relação à pressão. Os dados químicos obtidos nos cristais de epidoto das amostras referente ao plúton Areia Branca (Tabela 5.3) apontam que somente a composição do núcleo do epidoto pode ser interpretado como magmático (Ps 28,283% - ver tabela 5.3), e a sua borda é considerada como produto de alteração subsolidus (Ps 35,540% – ver tabela 5.3). A ocorrência de

epidoto magmático em magmas graníticos a baixas pressões (inferior a 5 Kbar) não é comum, porém Zen, 1988; *In:* Vynal *et al.*1991 verificaram que o epidoto primário deve ser estável a pressões tão baixas quanto 3,3 Kbar sob condições oxidantes em magmas graníticos saturados em H_2O. Tulloch (1979) e Johnston & Wyllie (1988) verificaram que existe uma certa tendência para epidotos com composições de Ps no intervalo entre 27 e 29 mol % ocorrer em plútons alojados a pressões inferiores a 5 Kbar.

Schmidt & Thompson (1996) explicam que ocorrência de epidoto em rochas intrusivas a níveis mais rasos, é consequência de uma subida rápida do magma, a uma taxa superior à de dissolução do epidoto, a baixa pressão. A preservação do epidoto a baixas pressões também ocorre em função da temperatura, fO_2 e conteúdo de água.

Geotermômetro

Uma avaliação termodinâmica semi-empírica dos dados experimentais disponíveis para a assembléia anfibólio-plagioclásio leva a um geotermômetro baseado no conteúdo de Al^{IV} em anfibólio coexistindo com plagioclásio nas rochas saturadas em sílica. A partir de estudos naturais e experimentais foi possivel identificar o principal vetor de substituição de anfibólios em função da temperatura $(Na\square_{-1})^{A}$ $(AlSi_{-1})^{T1}$, o que possibilitou Blundy & Holland (1990) basear suas calibrações de acordo com as reações: (1) edenita + 4 quartzo ↔ tremolita + albita e (2) pargasita + 4 quartzo ↔ hornblenda + albita, gerando a equação de equilíbrio (Eq. 10) proposta como geotermômetro.

$$T = \frac{0{,}677P - 48{,}98 + Y}{-0{,}0429 - 0{,}008314 \ln K} \quad \text{e} \quad K = \left(\frac{Si-4}{8-Si}\right) X_{Ab}^{Plag} \quad \text{Eq. (10)}$$

onde, o Si em apfu dos anfibólios, P em Kbar, com Y=0 para $X_{ab} > 0{,}5$ apfu ou Y= -8,06 + 25,5 $(1-X_{ab})^2$. O resultado obtido representa a temperatura (°K) na qual o plagioclásio e o anfibólio atingiram o equilíbrio, com erro acerca de ±75 ^{o}C para temperaturas entre 500-1100 ^{O}C. Este geotermômetro só pode ser aplicado a anfibólios com Si < 7,8 apfu que coexistam com plagioclásios com An < 92%.

Este termômetro será aplicado para o álcali-feldspato granito, pois é o único com anfibólio. Nessas rochas o teor de albita é superior a 85%, portanto o Y é igual a 0. Como resultado tem-se para o Plúton Santa Luzia a temperatura máxima de 686,921 °C e mínima de 671,630 °C (Tabela 5.10).

Tabela 5.10: *Valores de temperatura em graus Kelvin (°K) e Celsius (°C) calculados com base no geotermômetro plagioclásio-anfibólio, segundo Blundy & Holland (1990) para álcali-feldspato granito. Legenda: L corresponde a lâmina, C a campo e M a mineral.*

Litotipo	Plúton	Anfibólio	Análises			Si (anf)	P (0,6 Kbar)	Análises			X_{Ab}	T(°K)	T(°C)
			L	C	M			L	C	M			
Álcali-feldspato granito	Santa Luzia	Fe-edenita	LM-79	2	1	6,746	3,389	LM-79	6	7 (n)	0,935	952,838	679,688
		Fe-edenita		2	2	6,768	3,131					952,571	679,421
		Fe-edenita		2	3	6,740	2,947					960,071	686,921
		Fe-hornblenda		4	4 (n)	6,721	3,212					959,746	686,596
		Fe-hornblenda		4	4(b)	6,743	3,325					954,353	681,203
		Fe-edenita		7	5 (n)	6,802	3,263					944,780	671,630
		Fe-hornblenda		7	5 (b)	6,803	3,032					947,707	674,557
		Fe-edenita		7	6 (n)	6,763	3,223					952,212	679,062
		Fe-edenita		7	6 (b)	6,796	3,276					945,629	672,479

Os geotermômetros de saturação de Zr em rocha total, segundo Watson & Harison (1984) também foram aplicados, sendo possível desta vez a temperatura de ambos os grupos ser determinada. Estes geotermômetros baseiam-se em curvas de temperatura versus a solubilidade, em magmas silicáticos, de elementos que são componentes estruturais essenciais de fases minerais acessórias como, por exemplo, o zircônio (Zr) do zircão. Levando-se em consideração que o coeficiente de partição do Zr (cristal/líquido) é função da temperatura, bem como a sua saturação em líquidos crustais anatéticos, como definido por Watson & Harrison (1984) experimentalmente, foi possível definir isotermas relacionando a concentração de Zr (ppm) na rocha *versus* a razão catiônica (Na+K+2Ca)/(AlSi). Watson (1987) estabelece uma equação (Eq. 11) para cálculo da temperatura do zircão com base na saturação de Zr na rocha.

$$T(°C) = -273 + \left(\frac{12900}{17{,}18 - ln\,Zr}\right) \qquad \text{Eq. (11)}$$

O álcali-feldspato granito apresenta temperaturas, calculadas a partir do geotermômetro de saturação do Zr de Watson (1987), entre 797,47 a 895,69 ^{O}C, a temperatura obtida para Plúton Santa Luzia destoa do grupo, exibindo a temperatura máxima de 934,31 ^{O}C (ver tabela 5.11). Já o biotita álcali-feldspato granito apresenta temperaturas variando entre 820,25 a 917,656 °C (ver tabela 5.11). Ao considerarmos as médias das temperaturas de ambos os plútons têm-se valores aproximadamente iguais.

No álcali-feldspato granito as temperaturas calculadas pelo geotermômetro do Zr (T = 797 e 896 ^{O}C) são mais elevadas que aquelas obtidas pelo anfibólio-plagioclásio (T = 671,630 e 686,9 ^{O}C). Como o zircão é uma das fases mais precoces na cristalização do magma, é natural que este geotermômetro forneça temperaturas mais elevadas, as quais podem ser inferidas como a temperatura mínima do *líquidus*.

Tabela 5.11: *Valores de temperatura em graus Kelvin (°K) e Celsius (°C) calculados com base no geotermômetro de saturação do zircônio (Zr), segundo Watson (1987) para álcali-feldspato granito com biotita e com epidoto e titanita.*

Litotipo	Plúton	Amostra	Zr (ppm)	T(ºK)	T(ºC)
Biotita álcali-feldspato granito	Areia Branca	HG-68	278,2	1116,723	843,7226
		HG-57	308,2	1126,711	853,7113
		HG-64	250,4	1106,637	833,6369
		MK-33	273,1	1114,937	841,9369
		MK-32	335,1	1135,007	862,0068
		MK-03	217,1	1093,254	820,2535
		LM-231	570	1190,656	917,656
Álcali-feldspato granito	Santa Luzia	LM-79	661,9	1207,313	934,3129
	Serra do Aricamã	MF-84	465	1168,694	895,6939
		MK-14	168,9	1070,478	797,4778
		MK-13	188,6	1080,368	807,3684
	Cantinho	LM-89C	423	1158,756	885,7561
		LM-60	329,4	1133,296	860,2961
	da Flecha	MK-45	220,6	1094,737	821,7373
		LM-59A	404,8	1154,196	881,1965
		LM-71B	315,2	1128,926	855,9257
	Areia Branca	MK-02	216,2	1092,869	819,8688

Considerações sobre a fO_2

A reação de equilíbrio, definida por Wones (1989), hedenbergita + ilmenita + oxigênio = titanita + magnetita + quartzo, é importante na distinção entre rochas graníticas oxidadas e reduzidas, com a expressão de equilíbrio (Eq. 12), onde a temperatura (T) é dada em graus kelvin (ºK) e a pressão (P) em bars:

$$\log fO_2 = -\frac{30930}{T} + 14{,}98 + \frac{0{,}142\,(P-1)}{T} \quad \text{Eq. (12)}$$

A equação de Wones (1989) pode ser aplicada somente para o álcali-feldspato granito por contar com os valores de T e P (encontrados a partir dos resultados obtidos com cálculos geotermobarométricos). Os resultados obtidos estão sumarizados na Tabela 5.12, na qual é possível

constatar que essa litologia apresenta o log fO_2 entre -16 a -17, plotando entre a assembleia mineral titanita-magnetita-quartzo (Figura 5.12 A).

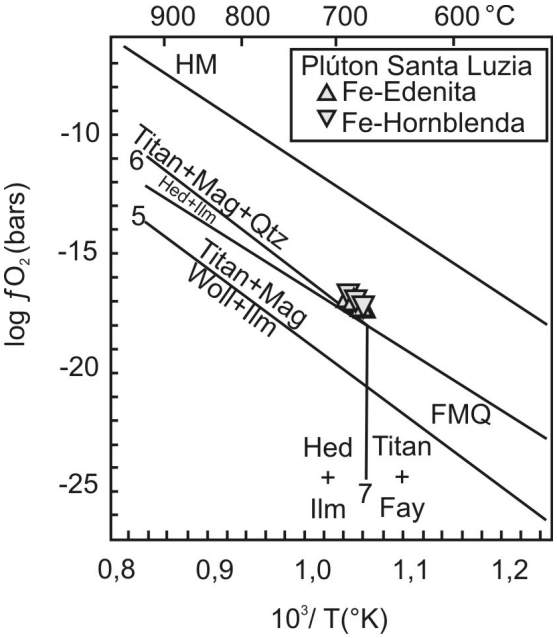


Figura 5.12: Diagrama da temperatura (10^3/T) *vesus* log fO_2 mostrando as principais paragêneses minerais: Fayalita-magnetita-quartzo (FMQ), Hematita-magnetita (HM) e titanita- magnetita-quartzo, segundo Wones (1989).

Tabela 5.12: *Estimativa da fO_2 para as rochas estudadas, calculadas segundo a equação proposta por Wones (1989).*

Litotipo	Plúton	Laminas	Análises		P (bar)	T (°K)	10^3/T(°K)	logfO_2
			Campo	Mineral				
Álcali-feldspato granito	Santa Luzia	LM-79	2	1	3388,692	952,838	1,049	-16,976
			2	2	3131,182	952,571	1,050	-17,023
			2	3	2947,255	960,071	1,042	-16,800
			4	4 (n)	3212,010	959,745	1,042	-16,772
			4	4(b)	3324,711	954,352	1,048	-16,934
			7	5 (n)	3262,944	944,779	1,058	-17,267
			7	5 (b)	3031,507	947,706	1,055	-17,202
			7	6 (n)	3222,839	952,212	1,050	-17,021
			7	6 (b)	3275,649	945,628	1,057	-17,236

Outras considerações com relação a fO_2

Após experimentos de Naney (1983), o epidoto foi usado como indicador de cristalização a elevada pressão e consequentemente a uma expressiva profundidade de cristalização (Zen e Hammarstrom 1984, Zen 1985, entre outros). Porém Vyhnal *et al.* (1991), a partir de estudos das interseções de curvas de estabilidade do epidoto com curvas de fusão de granito, verificou que o epidoto primário deve ser estável a pressões tão baixas quanto 3,3 kbar sob condições oxidantes

saturadas em água. Schmidt & Thompson (1996) também mostraram que o campo de estabilidade para a cristalização do epidoto pode ocorrer sob baixas pressões e alta fO_2. Dada às pressões relativamente baixas na qual se cristalizou o álcali-feldspato granito, a presença de epidoto reforça a hipótese de um magma relativamente oxidado como progenitor deste corpo.

CAPÍTULO 6
LITOGEOQUÍMICA

Neste capítulo são investigadas as principais características geoquímicas das rochas graníticas estudadas neste trabalho, tendo como finalidade a apresentação das séries magmáticas, identificação de prováveis processos e ambientes envolvidos na geração destes granitos. Para isto foram utilizados diagramas de discriminação e classificação geoquímica para rochas graníticas.

Para este estudo, 17 amostras de rocha, isentas de alteração intempérica, foram selecionadas para análise de elementos maiores, menores e traços. Deste conjunto, foram feitas 7 análises para o grupo do biotita álcali-feldspato granito, aflorantes nos plútons Areia Branca e Ametista e 10 análises para o grupo do álcali-feldspato granito, aflorantes nos plútons Santa Luzia, Serra do Aricamã, Cantinho e Flecha (ver tabela 6.1). As análises foram feitas por espectrômetro de plasma e ICP-MS, realizada no ACMELAB – Vancouver, Canadá (ver capítulo 1).

6.1 Classificação

Os diagramas de classificação química, neste trabalho, são utilizados com o intuito de comparar os resultados obtidos a partir de dados modais, apresentados no capítulo 4, com os dados químicos de rocha total.

As amostras da Suíte Aricamã foram plotadas no diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979), sendo classificadas como álcali granitos (Figura 6.1 A). Apesar deste diagrama aplicar-se principalmente para rochas vulcânicas, após a adptação dos campos feita por Wilson (1989), tornou-se de grande utilidade prática para a nomenclatura de rochas plutônicas. Porém o fato desses autores levarem em consideração o limite de SiO_2 até 75%, torna difícil a classificação das 6 amostras que ultrapassaram este limite (Figura 6.1 A). Contudo, de acordo com a plotagem das amostras no diagrama mutlicatiônico de De La Roche *et al.* (1980; Figura 6.1 B) é possível classificá-las como álcali-feldspato granito, confirmando a classificação obtida a partir de dados modais (capítulo 4).

Tabela 6.1: *Dados químicos em rocha total da Suíte Aricamã.*

		Biotita álcali-feldspato granito							Álcali-feldspato granito									
	Plúton	**Areia Branca**						**Ametista**	**Sta. Luzia**	**Serra do Aricamã**			**Cantinho**	**Flecha**				**Areia Branca**
	Amostras	**HG-68***	**HG-57***	**HG-64***	**MK-33**	**MK-32**	**MK-03**	**LM-231**	**LM-79***	**MF-84***	**MK-14**	**MK-13**	**LM-89 C**	**MK-45**	**LM-59 A**	**LM-60***	**LM-71B***	**MK-02**
Elementos Maiores (% em peso)	**SiO_2**	72,14	72,28	74,37	75,44	76,96	77,92	72,20	71,57	73,85	76,41	78,15	73,64	70,55	73,29	73,80	74,52	76,60
	TiO_2	0,15	0,07	0,11	0,08	0,06	0,08	0,11	0,33	0,27	0,10	0,12	0,26	0,26	0,18	0,22	0,14	0,15
	Al_2O_3	14,90	14,57	13,55	12,97	12,27	11,55	13,92	14,08	12,91	11,67	10,82	12,82	14,03	13,02	13,59	13,39	11,92
	Fe_2O_3	1,71	1,76	1,3	1,27	1,86	1,29	1,68	2,43	1,39	1,84	2,2	2,47	1,7	2,29	1,62	3,42	1,3
	MnO	0,04	0,04	0,02	0,08	0,06	0,02	0,02	0,09	0,07	0,09	0,08	0,07	0,13	0,01	0,01	0,01	0,07
	MgO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,16	0,11	0,03	0,03	0,10	0,25	0,02	0,01	0,02	0,05
	CaO	0,22	0,40	0,35	0,01	0,05	0,18	0,79	0,66	0,63	0,23	0,25	0,83	0,76	0,62	0,16	0,27	0,36
	Na_2O	4,98	5,08	4,44	3,21	3,92	3,44	4,68	3,91	4,07	3,46	3,10	3,85	3,47	4,29	3,21	4,55	3,46
	K_2O	5,17	5,03	5,01	4,92	4,74	4,66	4,82	5,81	5,14	5,02	4,87	5,23	6,12	5,22	6,66	5,05	5,18
	P_2O_5	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,06	0,04	0,02	0,02	0,03	0,07	0,01	0,02	0,01	0,03
	PF	0,60	1,10	0,80	1,30	0,50	0,70	1,50	0,70	0,60	1,00	1,10	0,50	0,70	0,90	0,60	0,40	0,30
	Total	99,96	99,88	99,95	99,93	99,92	99,92	99,92	99,80	99,88	99,92	99,92	99,81	99,77	99,91	99,98	99,98	99,91
Elementos traço (ppm)	**Co**	0,25	0,25	0,25	1,80	1,70	1,00	0,20	0,80	0,70	1,90	1,90	0,80	4,40	0,50	2,60	0,25	1,70
	W	10,80	9,90	7,60	36,60	10,80	17,80	7,90	0,90	3,60	18,00	13,50	2,60	6,50	0,80	1,20	0,80	19,20
	Rb	424,10	866,00	509,50	623,70	519,30	443,20	376,40	121,70	203,00	217,80	174,40	192,80	143,70	139,30	241,00	160,80	191,60
	Cs	15,5	29,7	11,2	20,3	9,4	9	4	2,4	5,7	4,5	3,9	1,8	1,8	0,3	1,1	0,5	4,4
	Ba	146,50	8,60	12,80	18,00	78,00	21,00	23,00	915,20	416,90	151,00	215,00	630,00	1240,00	99,00	145,90	148,10	301,00
	Sr	17,00	3,40	4,40	1,50	9,20	3,00	11,70	80,50	39,70	17,40	20,30	49,50	91,90	13,10	19,90	11,40	29,10
	Ga	28,70	37,50	28,10	26,30	27,30	23,60	28,40	21,20	21,50	19,10	17,00	16,50	21,60	20,60	20,10	22,00	18,90
	Ta	9,80	30,70	10,90	7,90	8,20	5,20	9,90	1,40	3,70	2,30	1,40	1,30	0,70	1,90	3,10	1,30	1,90
	Nb	83,00	198,80	133,70	113,00	136,50	73,80	196,30	27,90	49,00	36,40	19,10	18,90	10,20	25,60	39,20	17,00	28,60
	Hf	15,10	26,20	15,00	15,90	19,70	11,70	31,10	17,40	15,60	7,10	6,20	11,60	5,50	10,90	12,10	89,00	7,00
	Zr	278,20	308,20	250,40	273,10	335,10	217,10	570,00	661,90	465,00	168,90	188,60	423,00	220,60	404,80	329,40	315,20	216,20
	Y	66,80	387,10	150,20	9,40	23,90	178,90	374,50	84,50	83,00	77,90	85,10	58,60	99,70	89,40	48,30	27,80	69,40
	Th	32,60	101,50	56,20	31,50	36,70	30,90	60,90	20,90	27,90	17,20	15,40	26,30	4,80	20,50	37,00	19,30	15,60
	U	14,90	24,40	12,10	8,70	16,00	9,30	28,60	2,20	9,00	6,00	4,20	6,10	1,30	4,10	12,30	5,00	4,60
Elementos terras rara (ppm)	**La**	61,4	189,4	70,6	5,3	41,1	45,7	113,7	194,6	82,9	76,8	62,5	105,4	133,2	89,2	52,9	18,9	54,8
	Ce	125,9	367,4	152	13,9	67,4	78,5	216,3	407,8	222,1	141,1	193,9	223,9	115,4	190	114,3	39,4	120,3
	Pr	13,86	33,35	15,34	1,21	6,08	10,69	21,51	47,84	21,23	14,39	17,97	22,66	30,01	22,37	12,18	5,01	14,53
	Nd	43	87	48	3,9	14,9	34,5	70,8	185,1	76,1	47,8	65,7	80	116,5	88,3	45,1	19	51,3
	Sm	9,9	19,2	10,9	0,81	2,46	8,62	16,96	28,6	15	10,03	14,22	12,66	19,61	16,25	9,4	3,9	10,42
	Eu	0,57	0,11	0,12	0,03	0,02	0,15	0,19	3,68	1,33	0,4	0,6	0,61	2,15	0,67	0,26	0,18	0,76
	Gd	7,73	17,74	10,85	0,63	1,92	9,69	20,55	19,69	12,32	10,15	13,63	10,56	19,12	15,83	7,23	3,28	9,72
	Tb	1,66	4,92	2,56	0,17	0,45	2,2	4,88	3,27	2,37	1,97	2,45	1,61	3,04	2,54	1,43	0,67	1,8
	Dy	11,58	38,05	19,27	1,32	3,53	15,63	35,68	16,49	13,98	12,95	14,6	9,01	17,54	15,22	8,69	4,51	11,46
	Ho	2,37	9,92	4,52	0,36	0,93	3,62	9,2	3,13	2,77	2,77	2,98	1,82	3,46	2,94	1,81	0,95	2,39
	Er	9,61	39,86	17,03	1,45	3,55	12,14	30,97	8,18	8,93	8,62	8,56	5,47	9,47	8,62	5,41	3,27	6,78
	Tm	1,76	8,1	3,06	0,32	0,73	2,12	5,3	1,23	1,53	1,39	1,25	0,78	1,4	1,15	0,86	0,54	1,04
	Yb	11,54	57,34	20,3	2,69	6,37	16,51	37,46	7,97	9,72	9,12	7,82	5,66	8,68	7,62	5,97	3,06	7,42
	Lu	1,82	9,91	3,31	0,5	1,03	2,44	5,87	1,17	1,5	1,31	1,15	0,85	1,26	1,05	0,84	0,55	1,09
	ETR total	302,7	882,3	377,9	32,6	150,5	242,5	589,4	928,8	471,8	338,8	407,3	481	480,8	461,8	266,4	103,2	293,8
	Eu/Eu*	0,19	0,02	0,03	0,12	0,03	0,05	0,03	0,45	0,29	0,12	0,13	0,16	0,34	0,13	0,09	0,15	0,23
	$[La/Sm]_N$	3,9	6,21	4,07	4,12	10,51	3,33	4,22	4,28	3,48	4,82	2,76	5,24	4,27	3,45	3,54	3,05	3,31
	$[Gd/Yb]_N$	0,54	0,25	0,43	0,19	0,24	0,47	0,44	1,99	1,02	0,9	1,41	1,51	1,78	1,68	0,98	0,86	1,06
	$[La/Yb]_N$	3,59	2,23	2,34	1,33	4,35	1,87	2,05	16,46	5,75	5,68	5,39	12,55	10,35	7,89	5,97	4,16	4,98

:Dados retirados do trabalho de mapeamento geológico da Folha Vila do Tepequém - NA. 20-X-A-III, realizado pela CPRM (2010). PF: Perda ao fogo; Eu/Eu: (Eu)n/[(Sm)n+(Gn)n)/2].

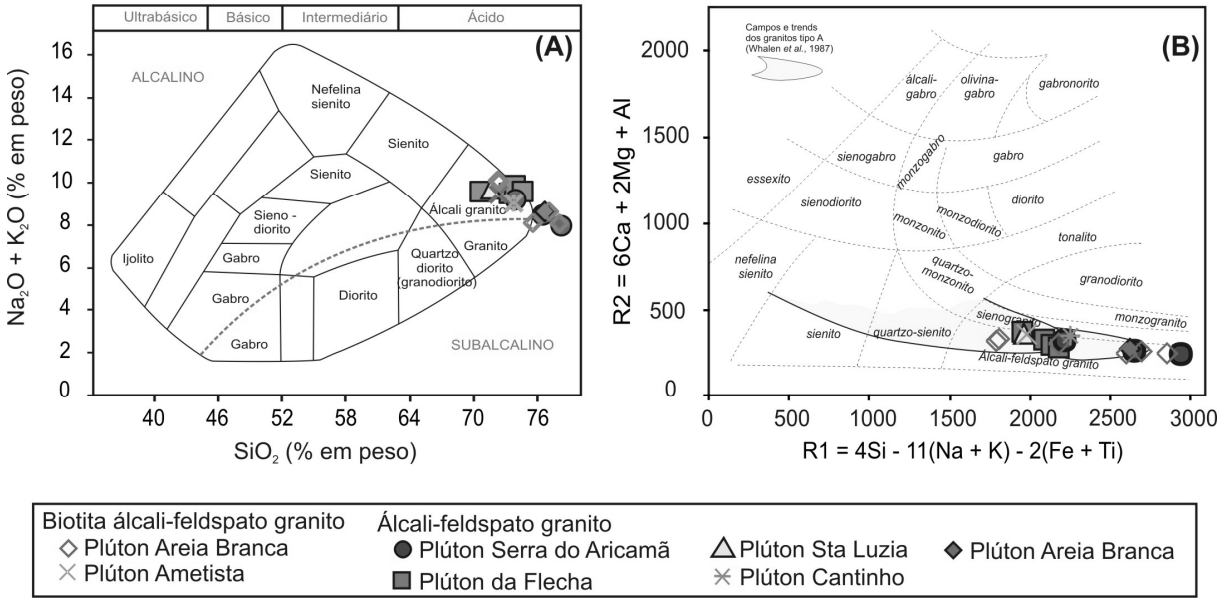


Figura 6.1: Diagramas de classificação química e nomenclatura de rochas plutônicas da Suíte Aricamã. **(A)** Diagrama TAS (álcalis *vs.*SiO_2) segundo Cox *et al.* (1979) adaptado por Wilson (1989). A linha curva pontilhada limita os campos de rochas subalcalinas e alcalinas. Os limites considerados para rochas ultrabásicas, básicas, intermediárias e ácidas são baseadas em dados de Peccerillo & Taylor (1976) que levam em consideração o conteúdo de SiO_2. **(B)** Diagrama multicatiônico R1 *vs.* R2 de De La Roche *et al.* (1980). Campos composicionais dos granitos tipo A de Whalen *et al.* (1987), são apresentados para comparação.

6.2 Geoquímica Multielementar

Quando comparadas as proporções de elementos maiores e traços dos grupos de granitos individualizados na petrografia, verificam-se diferenças, por vezes bem significativas na concentração de elementos como, TiO_2, Fe_2O_3, MgO, K_2O, Nb, Ta, Th e U, que exibem concentrações mais elevadas para o grupo do biotita álcali-feldspato granito (Tabela 6.1). Esses elementos foram adotados como parâmetros, segundo diversos diagramas de variação, com o objetivo de caracterizar geoquimicamente os granitos estudados e melhor entender sua origem e evolução.

Para verificar se as diferenças mineralógicas das rochas estudadas são reflexos de uma composição extremamente evoluída ou resultado de uma gênese comum, diagramas do tipo Harker para elementos maiores e traços foram construídos utilizando a SiO_2 como índice de diferenciação. As linhas de tendência e suas respectivas equações foram geradas a partir do programa estatístico do software Excel, para auxiliar na distinção dos diagramas que exibem alta dispersão daqueles que podem ser utilizados para possíveis interpretações.

É possível verificar nos diagramas de Harker (Figura 6.2 e 6.3) que o biotita álcali-feldspato granito e o álcali-feldspato granito nunca formam *trends* que se alinham, geralmente mostrando comportamentos distintos. Isto pode ser verificado nos diagramas para TiO_2, MgO, K_2O, FeOt, Ba, Sr, Zr, Ce, La, cujos *trends* se cruzam, e para Al_2O_3 e CaO, onde os *trends* se paralelizam.

As amostras que representam o álcali-feldspato granito, definem *trends* quase sempre lineares com correlação negativa para TiO_2, MgO, K_2O, FeOt, CaO, P_2O_5, Al_2O_3, Ba, Sr, Zr, Ce e La indicando um comportamento compatível (Figura 6.2 e 6.3) e a formação de minerais como, titanita, epidoto,

anfibólio, feldspatos, apatita, óxidos de Fe e zircão. Já nos diagramas para Rb o *trend* é positivo, indicando comportamento incompatível. Os diagramas para Na_2O e Nb apresentam *trends* curvilineares, com correlação positiva até aproximadamente 75% de SiO_2 tornando-se negativo em seguida. Para os diagramas com MnO, Co e Y os *trends* curvilineares mostram comportamento negativo, até aproximadamente 75% de SiO_2, tornando-se positivo em seguida. (Figura 6.2 e 6.3). Apesar de monstrar alguma evidência de *trends*, óxidos como K_2O e CaO são marcados por elevada dispersão estatística.

As amostras da série representada pelo biotita álcali-feldspato granito, definem *trends* sempre lineares negativos para TiO_2, K_2O, Fe_2O_3, CaO, Na_2O, Al_2O_3, Rb, Sr, Zr, Nb, Ce e La indicando um comportamento compatível e a formação de minerais como, granada, feldspatos, biotita, óxido de Fe e zircão, já nos diagramas para MnO e Co os *trends* gerados são positivos, indicando comportamento incompatível, e o *trend* gerado para Ba é quase horizontal (Figura 6.2 e 6.3). Para os diagramas com Y, os *trends* curvilineares mostram comportamento negativo até aproximadamente 75% de SiO_2, tornando-se positivo em seguida. (Figura 6.2 e 6.3). Apesar de demonstrar alguma evidência de *trends*, os óxidos como TiO_2, Fe_2O_3, MgO, P_2O_5 e CaO são marcados por elevada dispersão estatística.

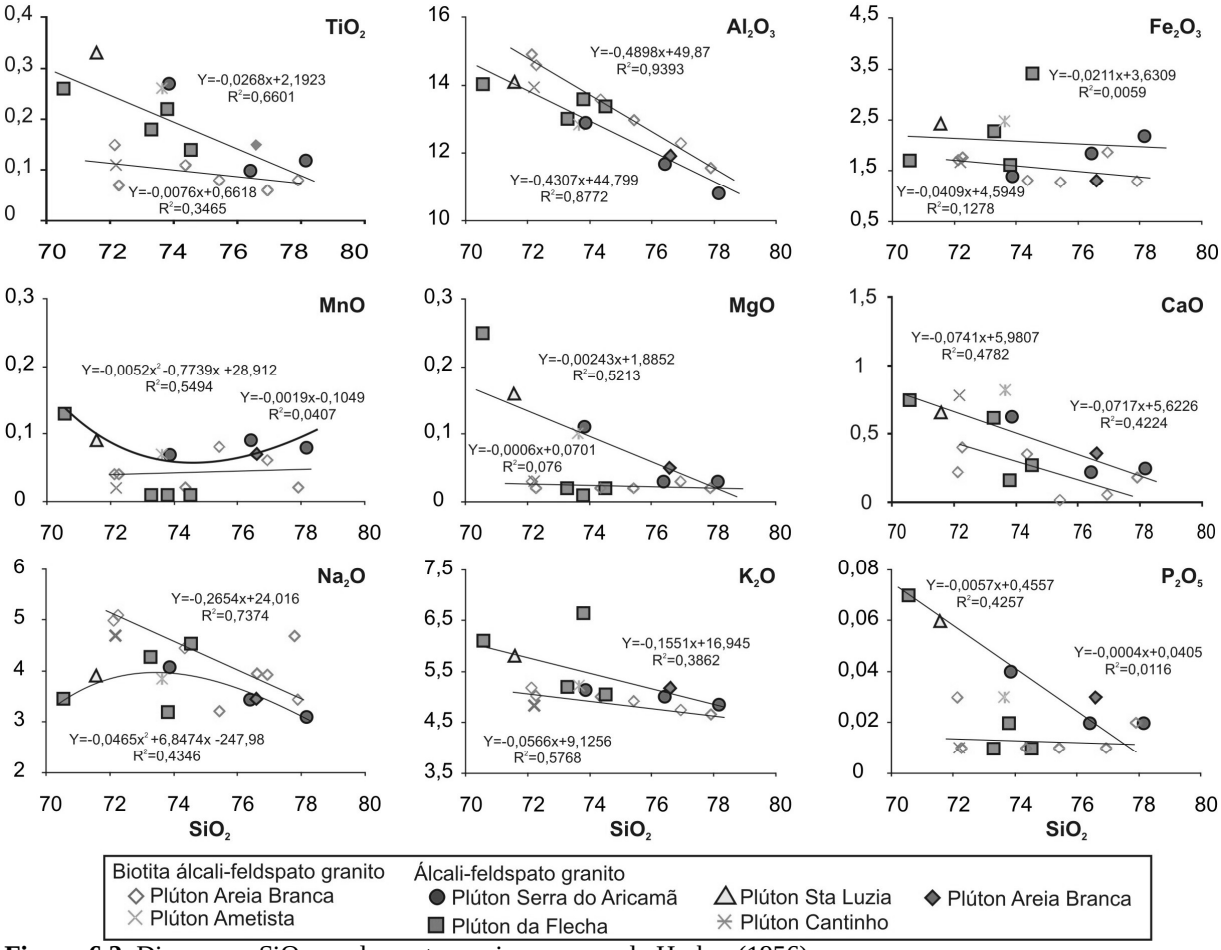


Figura 6.2: Diagramas SiO_2 *vs.* elementos maiores, segundo Harker (1956).

O comportamento distinto entre os dois grupos de granitos sugere que essas rochas apresentam fontes distintas e diferentes processos evolutivos.

Quando os diagramas multielementares gerados para os dois grupos de granitos são comparados, é observado que o biotita álcali-feldspato granito tem comportamento mais enriquecido do que o álcali-feldspato granito, além de possuir anomalias negativas de Sr, P e Ti mais pronunciadas. Também é verificada a diferença nos padrões de Nb e Ta, que apresentam anomalias positivas para o biotita álcali-feldspato granito e suaves anomalias negativas para o álcali-feldspato granito. No K o padrão é inverso, onde ocorrem anomalias positivas para o álcali-feldspato granito e negativa para o biotita álcali-feldspato granito.

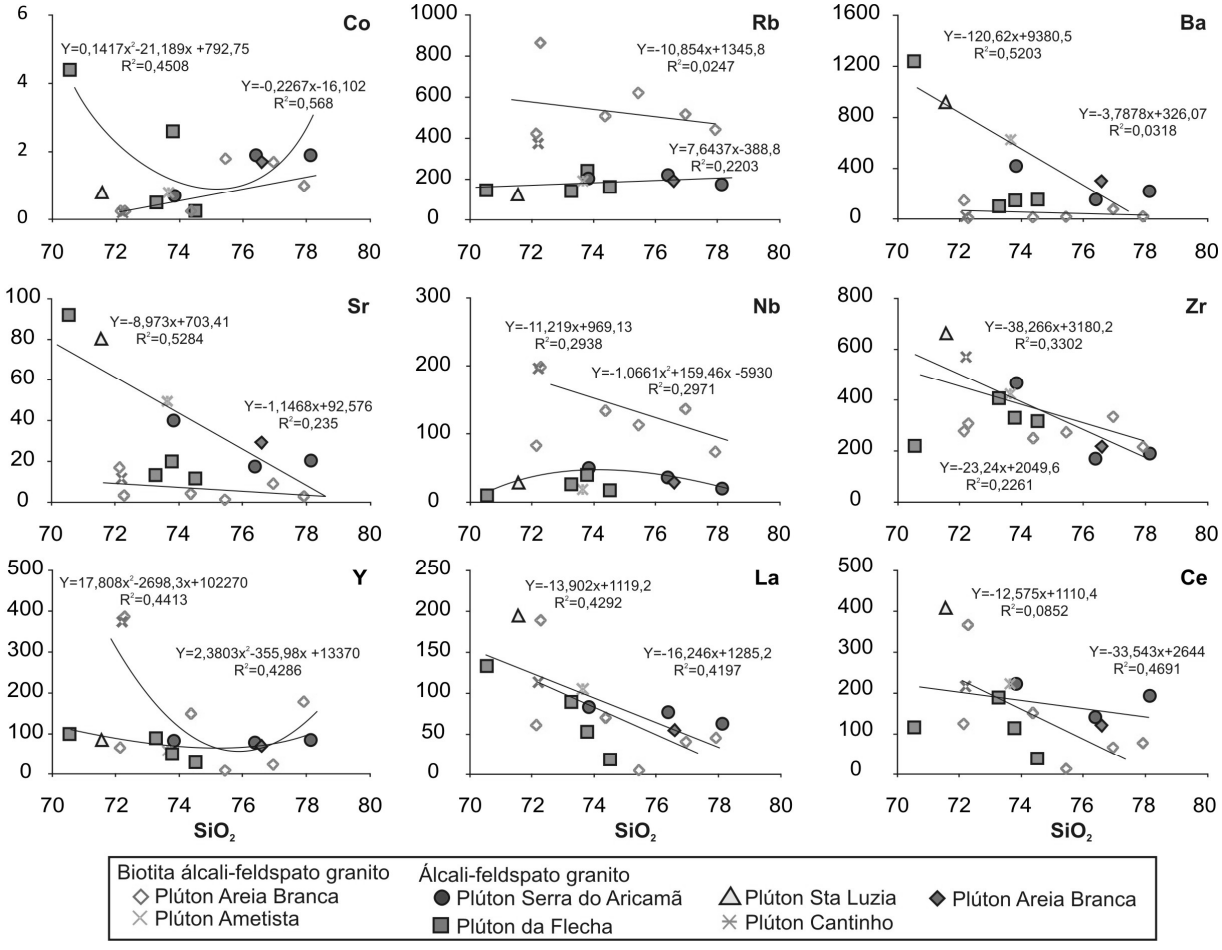


Figura 6.3: Diagramas SiO_2*vs.* elementos traço, segundo Harker (1956).

Com relação aos ETR, (Figura 6.4 C e D) o álcali-feldspato granito caracteriza-se pelos conteúdos mais altos de ETR (103,2-928,8 ppm), anomalia negativa moderada de Eu (Eu/Eu* = 0,09-0,45) e fracionamento moderado (sobretudo em ETRL), conforme demonstram as razões (La/Sm)n (2,76 - 5,24). O comportamento do ETR para o biotita álcali-feldspato granito é caracterizado por baixos conteúdos de ETR (32,6 - 882,3 ppm), elevada anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,02 - 0,19) mostrando um padrão de distribuição dos ETR do tipo gaivota e fracionamento baixo a moderado (sobretudo em ETRL), conforme demonstram as razões (La/Sm)n (3,33 - 10,51).

Na comparação dos diagramas ETR para os granitos estudados, o álcali-feldspato granito apresenta um comportamento mais homogêneo, com menor variação nos teores, em relação ao biotita álcali-feldspato granito.

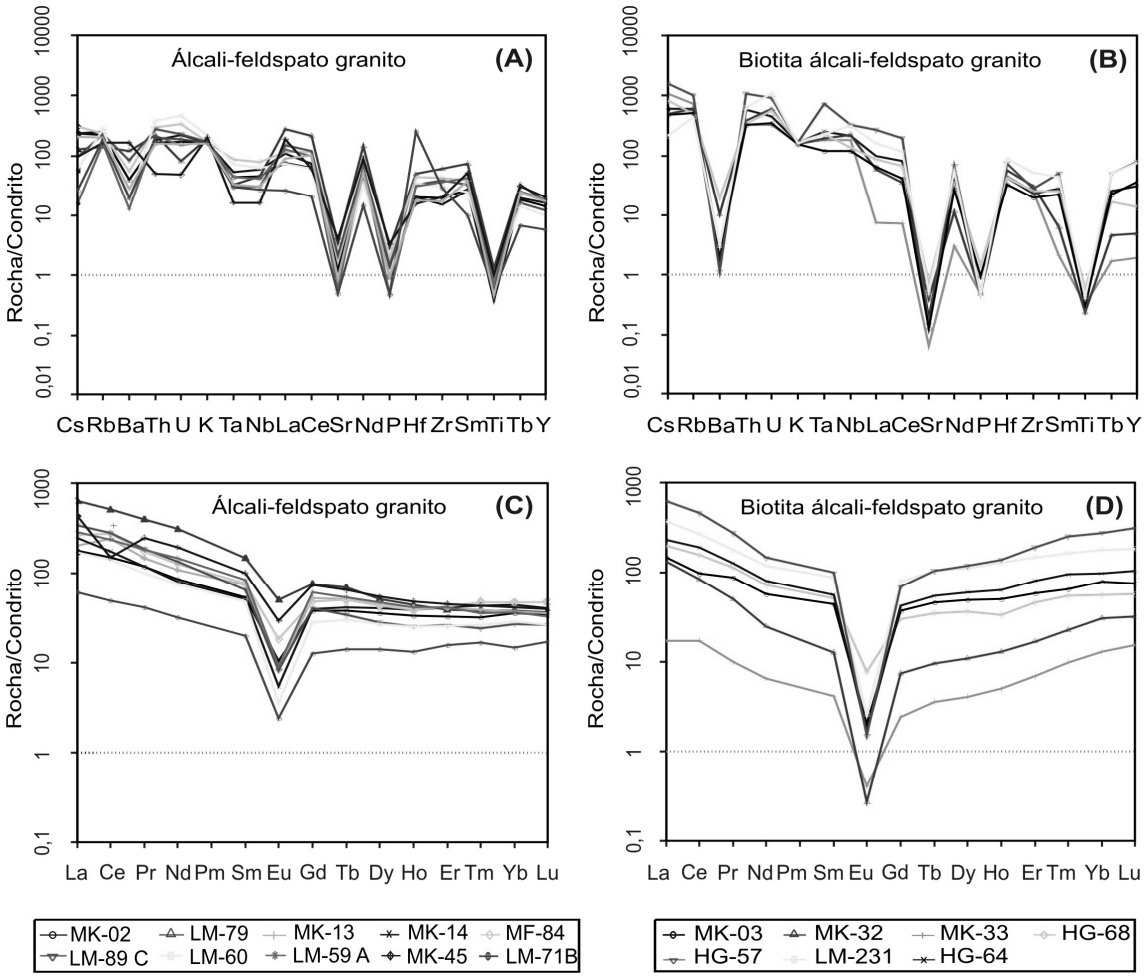


Figura 6.4: Diagramas multielementares. **(A)** e **(B)** Padrões das amostras do Granito Aricamã individualizadas em dois grupos, álcali-feldspato granito e biotita álcali-feldspato granito, respectivamente, normalizados ao manto primitivo (Wood *et al.*, 1979). **(C)** e **(D)** Padrões das amostras do Granito Aricamã individualizadas em dois grupos, álcali-feldspato granito e biotita álcali-feldspato granito, respectivamente, nos diagramas de elementos terras raras normalizados ao condrito (Boynton 1984).

6.3 Saturação em alumina e caracterização de séries magmáticas

Índice de Saturação em alumina

O índice de saturação em alumínio, mais conhecido na literatura como índice de Shand, estabelece a classificação das rochas em metaluminosas, peraluminosas ou peralcalinas, de acordo com as razões molares A/CNK = $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ *vs.* A/NK = $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$. O índice de Shand mostra que o grupo do biotita álcali-feldspato granito apresenta caráter dominantemente

peraluminoso com algumas amostras no campo metaluminoso, e o álcali-feldspato granito apresenta caráter preferencialmente metaluminoso com subordinadas amostras no campo peraluminoso (Figura 6.5). Esse caráter peraluminoso é creditado aos baixos valores de CaO, e não necessariamente ao excesso de Al_2O_3, como pode ser observado com maior expressividade no comportamento da amostra do biotita álcali-feldspato granito (MK-33), a qual se destaca no campo peraluminoso (Figura 6.5) e que possui a menor porcentagem de CaO (0,01% - ver tabela 6.1).

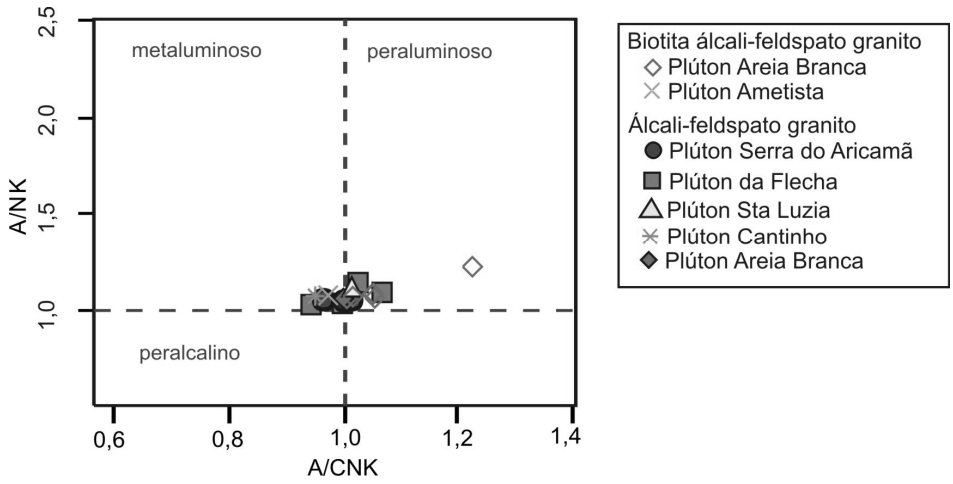


Figura 6.5: Índice de saturação em alumina segundo Shand (1927), levando em consideração $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ mol *vs.* $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ mol.

Discriminação de Séries Magmáticas

A fim de se obter a melhor filiação magmática para os granitos estudados, vários diagramas discriminantes de séries foram testados, e os mais representativos serão aqui discutidos. No diagrama TAS [SiO_2 *vs.* (Na_2O + K_2O)], quando considerada a linha divisória entre os campos alcalino e subalcalino (Figura 6.1 A), os granitos apresentam em parte afinidade alcalina e os demais afinidade subalcalina. No mesmo diagrama, quando considerado os *trends* relacionados a séries magmáticas, proposto Lemeyre (1987), observa-se que as amostras dos granitos estudados (Figura 6.6 B) dispõem-se segundo o trend alcalino saturado em sílica. O mesmo comportamento é obtido quando os dados químicos são plotados no diagrama multicatiônico R1 *vs.* R2 de De La Roche *et al*. (1980) (Figura 5.6 A), com as amostras com SiO_2 acima de 75,44% apresentam alinhamento com o trend alcalino, sendo possível que estas representem termos mais evoluídos da série. O caráter alcalino destes granitos também é confirmado no diagrama de Wright (1969 - Figura 6.6 C) aplicado para rochas extremamente evoluídas, levando em consideração a razão $(Al_2O_3 + CaO + 2Na_2O)/(Al_2O_3 + CaO - 2Na_2O)$ vs. SiO_2, por se tratarem de rochas que apresentam valores superiores a 50% de SiO_2 e a razão K_2O/Na_2O entre 1 e 2,5% (tabela 6.1)

Apesar do biotita álcali-feldspato granito e do álcali-feldspato granito apresentarem comportamentos distintos nos diagramas de Harker e nos multielementares, ambos, como mostrado acima, indicam pertencer à mesma associação magmática.

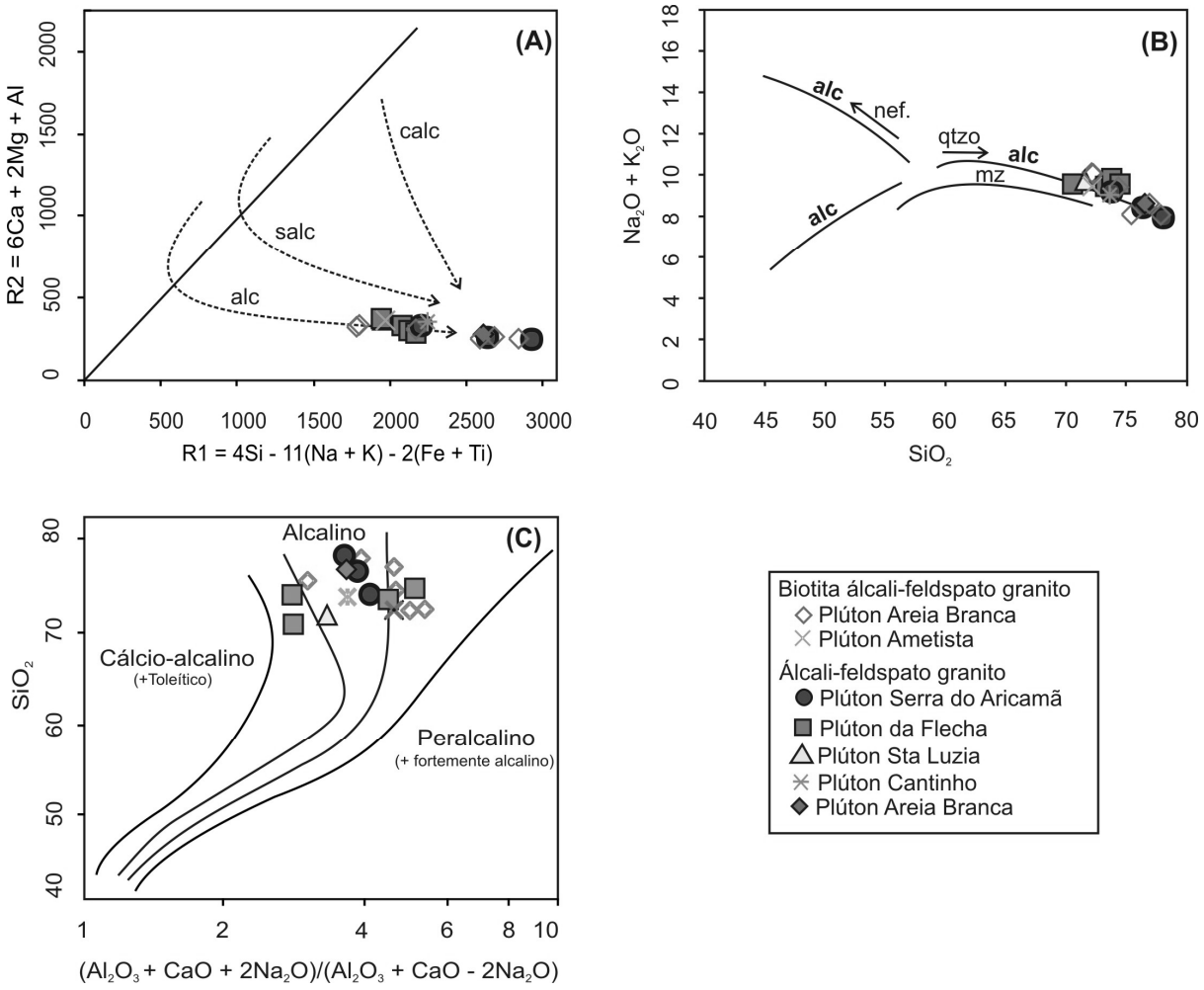


Figura 6.6: Diagramas discriminantes de séries para o biotita álcali-feldspato granito e álcali-feldspato granito. **(A)** Diagrama R1 vs. R2, segundo De La Roche *et al.* (1980), com trends alcalinos (alc), subalcalinos (salc) e cálcio-alcalinos (calc). **(B)** Na_2O+K_2O *vs.*SiO_2 (Lameyre 1987). **(C)** Diagrama de alcalinidade *vs.* SiO_2, segundo Wright (1969).

6.4 Tipologia de granitos

As rochas granitóides por exibirem aspectos estruturais, texturais, mineralógicos e geoquímicos altamente variáveis, indicam que diversos processos petrogenéticos podem estar envolvidos na gênese das rochas granitóides em diferentes ambientes geotectônicos. Nesse contexto, Chappell e White (1974) classificaram rochas granitóides provenientes da fusão parcial de rochas metassedimentares como tipo-S e os granitóides resultantes de fusão parcial de rochas metaígneas como tipo-I. Loiselle e Wones (1979), denominaram de granitos tipo-A rochas granitóides geradas em ambiente tectônico anorogênico com composição relativamente alcalina, bem como o caráter supostamente anidro dos magmas. White (1979) por fim, ampliou a classificação dos granitóides

introduzindo o tipo M, que é gerado a partir de fusão parcial de crosta oceânica subductada, de origem mantélica derivados de magmas básicos por diferenciação.

No contexto de tipologia de rochas granitóides segundo Whalen *et al*. (1987) os corpos estudados apresentam afinidade com os granitos tipo-A (Figura 6.7). Entretanto, verifica-se que no campo dos granitos tipo-A é evidente a distinção em dois grupos (Figura 6.7), formados pelo álcali-feldspato granito e por biotita álcali-feldspato granito.

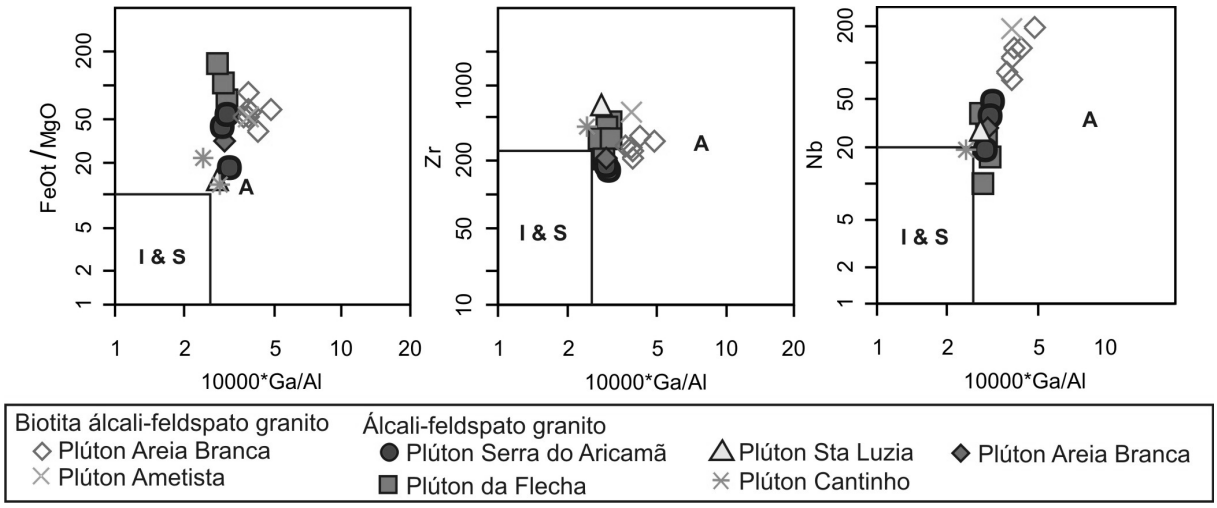


Figura 6.7: Comportamento das amostras estudadas individualizados em dois grupos distintos, de álcali-feldspato granito e biotita álcali-feldspato granito, nos diagramas propostos por Whalen *et al.* (1987).

6.5 Caracterização de ambientes tectônicos

A utilização de dados geoquímicos para caracterização de ambientes tectônicos é feita com base em diagramas discriminantes e comparação de espectros multielementares. Os diagramas têm apresentado melhores resultados quando aplicados a rochas de característica básica, permitindo relacioná-las ao tipo de fonte mantélica e aos diferentes contextos geotectônicos. Entretanto, para rochas de natureza ácida, a complexidade de fontes e processos envolvidos na sua petrogênese conduz a maiores incertezas nas inferências. Isso nos leva a usar esses diagramas com cautela sempre que possível comparando as características químicas das rochas estudadas.

Nos diagramas de Pearce *et al*. (1984; Figura 6.8 A e B), essas amostras ocorrem no campo dos granitos intra-placa, com somente uma amostra distribuída no campo de arcos de vulcânicos (Figura 6.8 A) ou pós-colisional (Pearce 1996; Figura 6.8 B). No diagrama de Pearce *et al*. (1984; Figura 6.8 B) esses granitos também ocorrem no campo dos granitos intra-placa, sendo individualizados em 2 grupos. Um deles ocorre no campo A1 (Eby 1990, 1992), relacionado a granitóides de ambientes de *rift*, pluma e *hot spots*, em que há a predominância de biotita álcali-feldspato granito e no campo A2 (Eby 1990, 1992), relacionados a granitóides de ambientes pós-colisional, pós-orogênico e anorogênico, predominam os álcali-feldspato granito.

Para o diagrama de Thiéblemont & Tégyey (1994; Figura 6.8 C), as amostras do álcali-feldspato granito predominam no campo de ambiente de zonas de colisão continente/continente relacionadas ao magmatismo cálcio-alcalino a alcalino, as amostras do biotita álcali-feldspato granito predominam no campo de ambiente intra-placa e de ilhas oceânicas que refletem natureza alcalina a transicionais, iguais as características dos tipos A1 e A2.

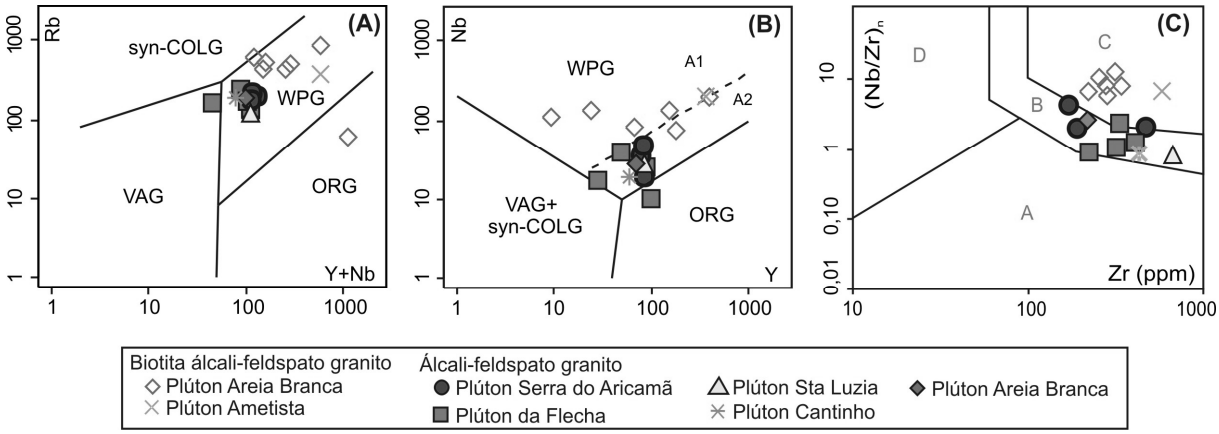


Figura 6.8: Diagramas discriminantes de ambientes. **(A)** Nb vs. Y e **(B)** Rb VS. Nb+Y (Pearce et al., 1984) apresentando os campos dos granitos de arco vulcânico (VAG), sin-colisionais (syn-COLG), intraplacas (WPG), de cordilheira mesoceânica (ORG) e pós-colisionais (post-COLG; Pearce, 1996), onde A1 e A2 correspondem respectivamente a granitos intraplaca associados a ritfts e granitos pós-colisionais (Eby, 1992). **(C)** Classificação geotectônica baseada no uso do diagrama (Nb/Zr)n *vs.* Zr (Thiéblemont & Tégyey, 1994). Campos tectônicos: A: Arcos magmáticos e margens continentais, rochas calcio-alcalinas. B: Zonas de colisão continente/continente, rochas cálcio alcalinas e alcalinas. C: Intra-placa e ilhas oceânicas, rochas alcalinas a transicionais. D: Zona de colisão continente-continente, rochas peraluminosas.

CAPÍTULO 7
CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas estudadas neste trabalho mostram dois grupos geoquimicamente distintos, denominados de biotita álcali-feldspato granito e álcali feldspato-granito.

O biotita álcali feldspato granito, mostra baixo MgO# [MgO/(MgO+FeO) = 0,01 a 0,02], baixos conteúdos de Ba (8,6 a 146,50 ppm), razões de Rb/Sr moderada a alta (24,95 a 415,80), altas de Na_2O/K_2O (0,65 a 1,01), altos conteúdos de Ta (5,20 a 30,7 ppm), Nb (73,8 a 198,8 ppm), Y (9,40 a 387,1 ppm), caráter dominantemente peraluminoso chegando a metaluminoso, afinidade alcalina e possivelmente gerado em ambiente intra-placa, tipo A1.

O álcali-feldspato granito diferencia-se do biotita álcali-feldspato granito pelas baixas razões de Na_2O/K_2O (0,48 a 0,9) e Rb/Sr (1,51a 14,11), alto MgO# [MgO/(MgO+FeO) = 0,01 a 0,14], altos conteúdo de Ba (99 a 1240 ppm), baixos conteúdos de Ta (0,70 a 3,70), Nb (10,20 a 49 ppm), Y (27,8 a 99,7), caráter meta a peraluminoso com afinidade alcalina e gerado em zona de colisão continente/continente, tipo A2 (Capítulo 6 - Figura 6.8 C).

Caskie (1984) e Cocherie (1986) propõem a utilização de diagramas binários que correlacionem elementos traço, ou razões de elementos, com Kd semelhantes com intuito de obter informações que indiquem processos envolvidos na gênese das rochas. Se o processo dominante envolvido na gênese da rocha for fusão parcial ou cristalização fracionada os pontos se alinharão, de forma a gerar uma reta que passe pela origem, no caso de mistura de magmas, a reta gerada não passará pela origem (Koester *et al.* 2001).

Para averiguar se as diferenças químicas são resultados de processos petrogenéticos distintos, diagramas Lu *vs.* Yb (Figura 7.1 A) e Er *vs.* Yb (Figura 7.1 B) foram construídos, onde é possível observar a definição de retas que passam pela origem, indicando que essas rochas foram geradas pelo processo de fusão parcial ou cristalização fracionada, confirmando as relações observadas nos diagramas de Harker (Capítulo 6).

A atuação de cada processo magmático pode ser avaliada pela correlação logarítmica de um elemento traço incompatível *vs*. elemento traço compatível (Hanson 1978). Curvas com forte inclinação negativa representam processos de cristalização fracionada, e curvas de fraca inclinação negativa (sub-horizontais), refletem um mecanismo evolutivo por fusão parcial (Cocherie 1986).

Para o álcali-feldspato granito, considerando a correlação entre Rb (comportamento incompatível) e Sr, Zr e La (comportamento compatível), observa-se que o processo de cristalização fracionada foi dominante na gênese deste granito (Figura 7.2). Já no biotita álcali-feldspato granito, considerando a correlação entre Co (comportamento incompatível) e Zr, Rb e Nb (comportamento compatível), o mecanismo evolutivo identificado como responsável pela geração destas rochas foi a fusão parcial (Figura 7.2).

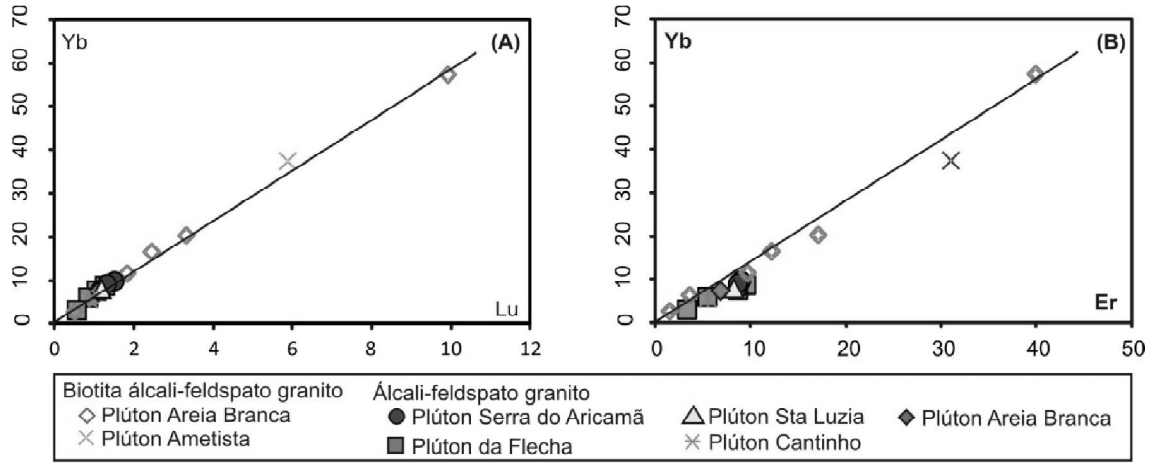


Figura 7.1: Diagramas de variação de elementos traço contra elementos traço com coeficiente de distribuição (Kd) semelhantes para álcali-feldspato granito e biotita álcali-feldspato granito. **(A)** Diagrama de Lu *vs.* Y. **(B)** Diagrama de Er *vs.*Yb.

Uma vez identificado que as rochas estudadas foram geradas a partir de fontes e processos petrogenéticos distintos, torna-se claro que não é possível agrupá-las dentro de um único magmatismo, denominado na literatura de Aricamã.

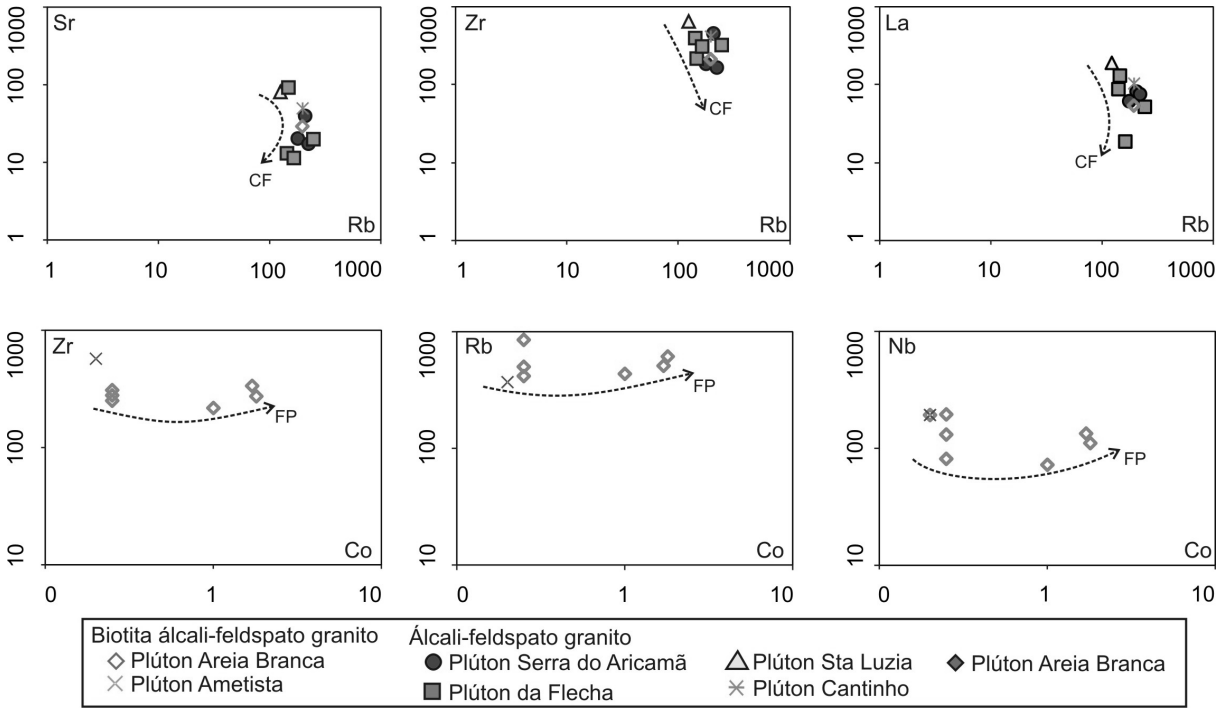


Figura 7.2: Diagrama bi-log relacionando alguns elementos compatíveis (Sr, Zr, La, Rb e Nb) com um elemento incompatível (Rb e Co) para álcali-feldspato granito e álcali-feldspato granito com biotita.

No domínio Urariquera ocorrem álcali-feldspato granito, sieno e monzogranito de afinidade alcalina, agrupadas na Suíte Intrusiva Saracura (CPRM 1999). Estas rochas apresentam baixas razões de Rb/Sr (1,51 a 14,11), alto MgO# [MgO/(MgO+FeO) = 0,03 a 0,3], altos conteúdo de Ba (25 a 665 ppm), baixos conteúdos de Ta (2,5 ppm), Nb (3 a 23 ppm), Y (20 a 79), caráter meta a peraluminoso,

sendo gerados em ambiente pós-colisional. Estas características são semelhantes às do álcali-feldspato granito estudado neste trabalho. Além disto, é possível observar uma sobreposição entre os padrões de ETR das rochas da Suíte Intrusiva Saracura e do álcali-feldspato granito (Figura 7.3 A).

Associados aos granitos estudados neste trabalho, ocorrem rochas vulcânicas de afinidade alcalina, agrupadas na Formação Cachoeira da Ilha. Esta formação é considerada por Fraga *et al.*(2007) como correspondente extrusivo da Suíte Aricamã. Segundo Fraga *et al.* (2007) esta formação é composta por riolitos com altos conteúdos de Ba (121 a 866 ppm), Ta (1,3 a 1,6), Nb (20 a 24 ppm) e Y (45,4 a 68,7 ppm), caráter meta a peraluminoso e de ambiente pós colisional. Os padrões de ETR estão dispostos na figura 7.3B, juntamente com os do álcali-feldspato granito, onde é possível observar similaridades entre eles. Logo, pode-se correlacionar o álcali-feldspato granito à Suíte Intrusiva Saracura, tendo como equivalente vulcânico as rochas da Formação Cachoeira da Ilha. O biotita álcali-feldspato granito trata-se de uma unidade com características singulares (Figura 7.3 C e D), sendo este o representante da Suíte Aricamã.

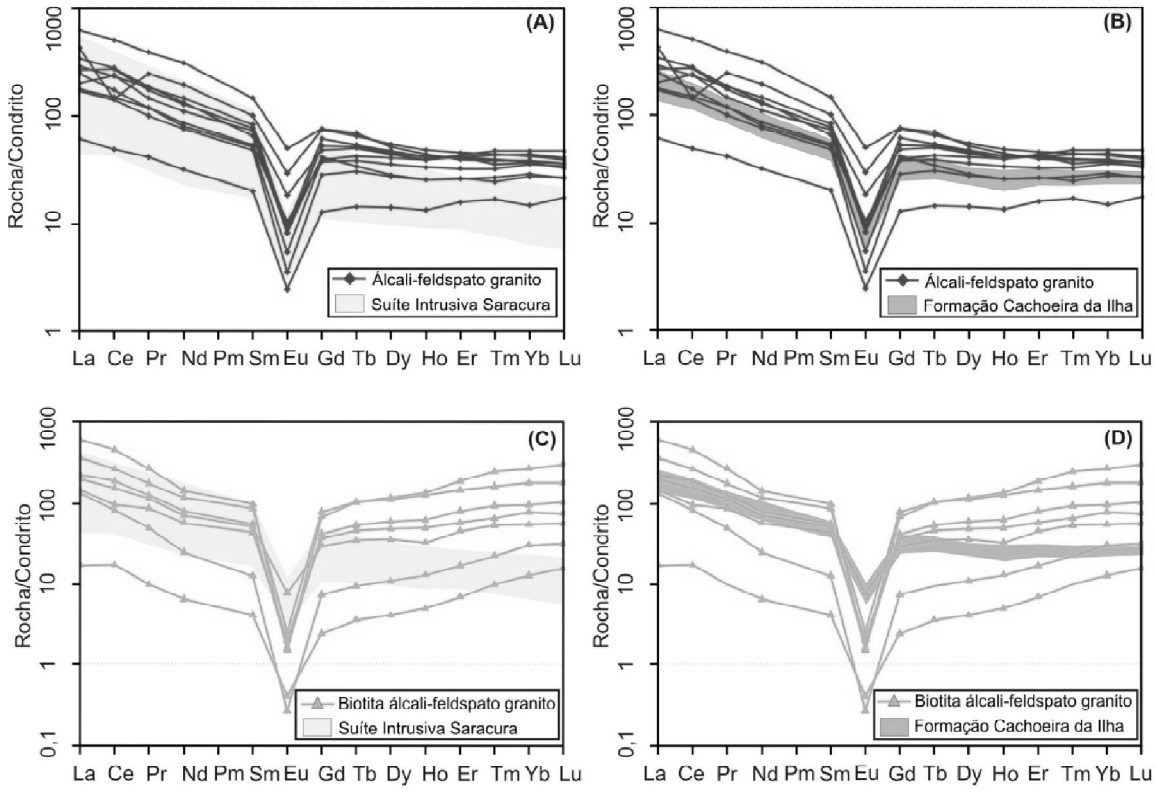


Figura 7.3: Diagramas multielementares com padrões de elementos terras raras, normalizados de acordo com o condrito (Boynton 1984). **(A)** Comparação dos padrões de ETR do álcali-feldspato granito com a Suíte Intrusiva Saracura. **(B)** Comparação dos padrões de ETR do álcali-feldspato granito com a Formação Cachoeira da Ilha. **(C)** Comparação dos padrões de ETR do biotita álcali-feldspato granito com a Suíte Intrusiva Saracura. **(D)** Comparação dos padrões de ETR do biotita álcali-feldspato granito com a Formação Cachoeira da Ilha.

Geoquimicamente o álcali-fedspato granito pode ser correlacionado a Suíte Intrusiva Saracura. Entretanto, quando considerada a idade U-Pb de 1,993 Ga, obtida pela CRPM (2010), para o álcali-

feldspato granito, a mesma é mais antiga que a Suíte Intrusiva Saracura com idade entre 1875 ± 4 Ma e 1991 ± 61 Ma (Costa *et al.* 2001).

Neste trabalho não foram realizados estudos U-Pb em zircão, mas foram realizados estudos isotópicos de Sr e Sm-Nd. Para o álcali-fedspato granito, considerando a idade de 1,993 Ga como idade de cristalização destas rochas, a razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ iniciais calculadas variam de 0,623 a 0,689 (Tabela 7.1). Para esta idade os valores máximos esperado seriam de 0,704 (Faure 1988) e mínimo de 0,6989 (meteoritos BABI). Isto mostra que pode haver problemas analíticos com as razões de $^{87}Sr/^{86}Sr$ determinadas ou as rochas em questão são mais jovens que 1,99 Ga.

***Tabela 7.1**:Dados analíticos de Rb-Sr (rocha total) das amostras referente ao grupo do álcali-feldspato granito com epidoto e titanita.*

Litotipo	Plúton	Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Erro	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Erro	$R_{i(1,993\ Ga)}$	$R_{i(1,859\ Ga)}$
Álcali-feldspato granito com epidoto e titanita	Serra do Aricamã	MK-13	156,15	19,03	25,526	0,381	1,381	$1,934x10^{-5}$	0,649	0,699
	Serra do Aricamã	MK-14	211,23	17,78	38,032	0,648	1,714	$2,400x10^{-5}$	0,623	0,697
	da Flecha	MK-45	138,58	88,10	4,631	0,048	0,822	$1,397x10^{-5}$	0,689	0,698

Legenda: $R_{i\,(t)}$ = Razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Com o intuito se obter razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ mais precisa foi construída uma isócrona de rocha total a partir das amostras da Tabela 7.1, onde determinou-se a idade de 1859 ± 7 Ma e razão inicial de 0,69826 ± 0,000048 (Figura 7.4). Apesar de se ter somente 3 amostras, e o método Rb-Sr não ser o mais preciso para a datação de corpos graníticos, há uma ampla distribuição das razões Rb/Sr e a razão inicial obtida é compatível com os modelos teóricos aplicados a esta sistemática. Isso sugere que a idade do álcali-feldspato granito são mais jovens, correlatos com idades já obtidas para a Suíte Saracura (1875 ± 4 Ma Costa *et al.* 2001), ou alternativamente, associado aos aspectos texturais, pode sugerir uma abertura posterior do sistema por ativação ou reativação de cisalhamento.

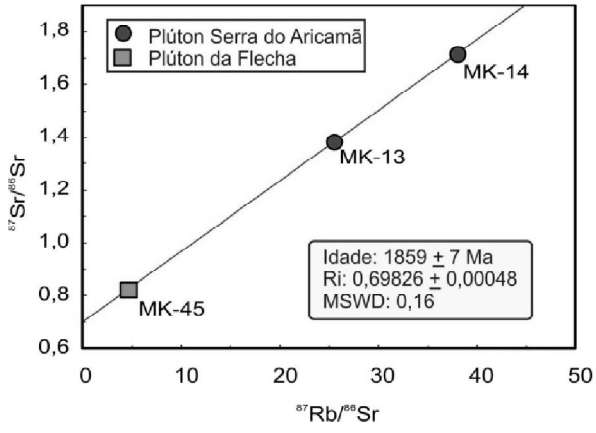


Figura 7.4: Diagrama isocrônico para rocha total, $^{87}Rb/^{86}Sr$ *vs.* $^{87}Sr/^{86}Sr$, representativo para o álcali-feldspato granito.

As razões iniciais $^{143}Nd/^{144}Nd$ para o biotita álcali-feldspato granito foram calculadas com base na idade de 1,986 Ga (SHRIMP – CPRM 2010), onde se obteve o valor de 0,5102 (Tabela 7.2). Já as

razões para o álcali-feldspato granito foram calculadas com base na idade de 1,859 Ga, apresentando valores de 0,51024 a 0,51035 (Tabela 7.2).

Os valores obtidos para ambos os granitos aproximam-se das razões $^{143}Nd/^{144}Nd_{inicial}$ dos meteoritos Shergotty, Zagami e Allan Hills 7705, que tem valores de 0,5102 ± 10 (Shih *et al*.1982).

***Tabela 7.2**:Dados analíticos de Sm-Nd (rocha total) das amostras referente ao grupo do álcali-feldspato granito com epidoto e titanita.*

Litotipo	Plúton	Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	Erro (%)	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Erro (%)	$\varepsilon_{Nd(0)}$	T_{DM} (Ma)	Ri(t)	$\varepsilon_{Nd(t)}$	t
Biotita álcali-feldspato granito	Areia Branca	MK-32	1,71	10,82	0,16	0,0956	0,03	0,511482	0,0035	-22,5	2003	0,51023	3,25	1,986
	Areia Branca	MK-33	0,86	4,15	0,21	0,1255	0,07	0,511858	0,0014	-15,2	2036	0,51022	2,96	1,986
Álcali-feldspato granito	Areia Branca	MK-02	11,38	54,93	0,21	0,1252	0,04	0,511846	0,0011	-15,4	2052	0,51031	1,62	1,859
	Serra do Aricamã	MK-13	7,4	42,7	0,17	0,1054	0,02	0,511527	0,0018	-21,7	2124	0,51024	0,11	1,859
	da Flecha	MK-45	21,98	138,81	0,16	0,0957	0,00	0,511518	0,0009	-21,8	1960	0,51035	2,26	1,859

Legenda: $R_{i(t)}$ = Razão inicial $^{143}Nd/^{144}Nd$, no tempo de 1,986 Ga (idade U-Pb SHRIMP, CPRM 2010) e 1,859 Ga (idade obtida,neste trabalho, pela isócrona Rb-Sr).

O parâmetro "ε_{Nd}", que auxilia na identificação de fontes de magmas, mostram valores de + 2,96 e + 3,25 para o biotita álcali-feldspato granito e valores variando entre + 0,11 e + 2,26 para o álcali-feldspato granito (ver tabela 7.2). O valor de ε_{Nd} positivo significa que na época de cristalização da rocha seu magma progenitor tinha uma razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ mais elevada que o condrito, portanto a fonte deste magma possuía a razão Sm/Nd mais elevada do que a do condrito, ou seja, a fonte seria o manto superior para ambos os granitos estudados.

O fato da razão Sm/Nd somente se modificar significativamente durante a diferenciação manto-crosta, permite inferir a época em que o magma progenitor (protólito crustal) diferenciou-se do manto superior (T_{DM}). Para o álcali-feldspato granito o T_{DM} varia entre 1960 a 2124 Ma e para o biotita álcali-feldspato granito o T_{DM} é de 2003 e 2036 Ma (Tabela 7.2).

Com base nesses dados, conclui-se que o álcali-feldspato granito apresenta afinidades geoquímicas com as rochas da Suíte Intrusiva Saracura e as rochas da Formação Cachoeira da Ilha são seus equivalentes vulcânicos. O processo dominante de geração deste granito foi o de cristalização fracionada e os dados isotópicos indicam que esse magma é de origem mantélica (ε_{Nd} entre + 0,11 e + 2,26) com T_{DM} entre 1960 a 2124 Ma. A idade isocrônica Rb-Sr de 1,859 Ga pode sugerir uma abertura posterior do sistema por cisalhamento ou alternativamente que estas rochas são mais jovens, correlatos com idades já obtidas para a Suíte Saracura (1875 ± 4 Ma Costa *et al.* 2001).

O biotita álcali-feldspato granito apresenta características geoquímicas singulares, tendo como processo dominante a fusão parcial. Os dados isotópicos indicam fontes mantélicas (ε_{Nd} entre 2,96 e 3,25) e T_{DM} entre 2003 e 2036 Ma. Segundo a CPRM (2010) todas as rochas alcalinas estudadas neste trabalho foram agrupadas na Suíte Aricamã, porém identificou-se que as rochas aflorantes na Serra do Aricamã fazem parte da Suíte Intrusiva Saracura, mostrando a necessidade de revisão da nomenclatura adotada pela CPRM. Neste trabalho optou-se por denominar o magmatismo representado pelo álcali-feldspato granito de Magmatismo Areia Branca.

Para ambas as unidades são necessários mais estudos principalmente no que diz respeito a dados isotópicos e geocronológicos, para melhor caracterização do intervalo de tempo do magmatismo alcalino no Domínio Urariquera, bem como a fonte destas rochas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida M. E.; REIS, Nelson Joaquim. Granito tipo S. In: CPRM Companhia de Pesquisa de Recursos Mienrais (ed.). Roraima Central, Folhas NA. 20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20- -X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C. Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Manaus: CPRM, 1999. Cap. 3.4, p. 33-38. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.

Barbosa, O. & Andrade Ramos, J.R. de. Território do Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. B. Div. Geol. Mineral. Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro, n. 196, 1959. p. 1-49.

Barker D. S. 1970. Compositions of Granophyre, Myrmekite and Graphic Granite. *Geol. Soc. Amer. Bull*., **81**:3339-3350.

Bell, T. H. & Etheridge, M.A. 1973. Microestructure of mylonites and their descriptive terminology.Lithos, 6: 337-348.

Blundy J.D. & Holland T.J.B. 1990. Calcic amphibole equlibria and a new amphibole plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.**104**:208-224.

Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed), Rare earth element geochemistry, Elsevier Publ. p. 63-114.

Caskie D.R.M. 1984. Identification of petrogenetic processes using covariance plots of trace- element data. *Chemical Geology*, 42:325-341.

Chappell, B.W. & White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types Pacific.*Geology*, **8**: 173-174.

Charoy B. & Pollard P.J. 1989.Albite-rich, sílica depleted metasomatic rocks at Emuford, Northeast Queensland. Mineralógica!, geochemical, and fluid inclusion constraints on hydrothermal evolution and tin mineralization. *Economic Geology*, 84:1850-1874.

Cochierie, A., 1986. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. Geochim. Cosmochim. Acta., 50: 2517-2522.

Costa, J.A.V. 1999. Tectônica da Região Nordeste do Estado de Roraima. Inst. Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, Tese de Doutoramento, 315p.

Costa, J. A. V.; Costa, J. B. S.; Macambira, M. J. B. Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura, RR - Novas Idades Pb-Pb em zircão e interpretação tectônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.

Cox, K. G.; Bell, J. D.; Pankhurst, R. J. 1979 The interpretation of igneous rocks. George Allen, Unwin. London. 450p.

CPRM 2010. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia e recursos minerais da folha Vila de Tepequém – NA. 20-X-A-III estado de Roraima, escala 1:100.000. 182 p. CD-ROM.

CPRM. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Roraima Central, Folhas NA. 20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-VC (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. Brasília:CPRM, 1999. CD-ROM

CPRM. 2003. Geologia e Recursos Minerais do Brasil. *In*: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. (eds.) Geologia e Recursos Minerais do Brasil, Brasília.

Dall`Agnol, R. & Macambira, M. J. B. 1992. Titanita – biotita granitos do baixo rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: geologia, petrografia e geocronologia. Revista Brasileira de Geociências, 22 (1): 3-14.

Davis G.H. & Reynolds S.J. 1996. Structural geology of rocks and regions. 2. ed. New York. John Wiley & Sons. 776p.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grand Claude, P., Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclature.*Chem. Geol.*, 29, 183-210.

De Paolo, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research* 86, 10470–10488.

Debat, P. Soula, J. C. Kubin, L. & Vidal, J. L. 1978. Optical studies of natural deformation microestructures in feldspars (gneisses and pegmatites from Occitania, Southern France). Lithos, 11:133-145.

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. 1978. *Rock-forming minerals, 2A, single-chain silicates* (2nd edition). Longman and Wiley. Deer W.A., Howie R.A. &Zussmah J. 1966. Minerais Constituintes da Rocha - Uma introdução. Traduzido por Conde L.E. Fundação CalousteGulbenkian. London.

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. 1997. *Rock-Forming Minerals. Volume 2B. Double-Chain Silicates*, 2nd ed. xii + 764 pp. London, Bath: Geological Society of London.

Deer W.A., Howie R.A. &Zussman J. 1992. Rock-forming minerals.London, 2a Ed. Longmans (eds.) 696 p.

Dreher A. M., L.M. Fraga, M.S. G. de Frias. H. Grazziotin. 2005. O vulcnismo Surumu na folha Vila de Tepequém, Roraiam, Escudo das Guianas. *In:* III Simpósio de Vulcanismo e Ambiente Associados. Cabo Frio – RJ.

Eby, G.N., 1990, The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their pedogenesis: Lithos, v. 26, p. 115-134.

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

Evans, B. W. & Vance, J. A. 1987. Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder county, Colorado. Contributions to Mineralogy and Petrolology 96, 178-185.

Faure, G. 1988. Principles of isotope geology. John Wiley and Sons Inc. (ed.). 2ª ed., 589p.

Fraga L.M.B., Araújo R.V. 1999 - Suíte Intrusiva Pedra Pintada. *In*: CPRM (ed.); Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA. 20-X-B e NA. 20-X-D (integrais), NA. 20-X-A, NA. 20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1: 500.000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus.

Fraga L.M.B., Araújo R.V. 1999 - Suíte Intrusiva Pedra Pintada. *In*: CPRM (ed.); Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA. 20-X-B e NA. 20-X-D (integrais), NA. 20-X-A, NA. 20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1: 500.000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus.

Fraga L.M.B., Dreher A. M., Farias M. S., Grazziotin H., Santos J. O. S., Reis, N.J. 2007. Granito Aricamã – Magmatismo tipo-A pós colisional no extremo norte de Roraima. *In:* SBG, Simp. Geol. Amaz., 10, Manaus, AM. Resumos Expandidos, 153-156.

Fraga L.M.B., Reis N.J., Araújo R.V., Haddad R.C. 1996 - Suíte Intrusiva Pedra Pintada - Um Registro do Magmatismo Pós-colisional no Estado de Roraima. *In:* SBG, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém, PA. *Anais*, 76-78.

Fraga L.M.B., Haddad R.C., Reis N.J. 1997 - Aspectos Geoquímicos das Rochas Granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, Norte do Estado de Roraima. *Rev. Bras. Geociências*, 27(1), 3-12.

Fraga L.M.B., Dreher A. M., Farias M. S., Grazziotin H., Santos J. O. S., Reis, N.J. 2007. Granito Aricamã – Magmatismo tipo-A pós colisional no extremo norte de Roraima. *In:* SBG, Simp. Geol. Amaz., 10, Manaus, AM. Resumos Expandidos, 153-156.

Geraldes, M.C. 2010. *Introdução à Geocronologia*. Sociedade Brasileira de Geologia - São Paulo - BR, 146p.

Gioia, S.M.C.L. & Pimentel, M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2):219-245.

Haddad R.C., Reis N.J., Faria M.S.G. de, Fraga L.M.B. 1999 - Caracterização Faciológica Preliminar dos Granitóides e Rochas Vulcânicas da Porção Nor-Nordeste de Roraima. *In:* SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, AM. ResumosExpandidos, 523-526.

Hammarstron J.M. & Zen E-an. 1986.Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer.*American Mineralogist*. **71:** 1297-1313.

Hanson, G. N., 1978. The application of the trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett*. **38**: 26-43.

Harker, A. *Petrology for Students.*An Introduction to the Study of Rocks under the Microscope. 8. Ed. rev. Cambridge: Cambridge University Press., 1956.283p.

Harriion, T. N., 1990. Chemical variation in micas from the Cairngorm pluton, Scotland. *Mineralogical Magazine* 54, 355-366.

Hollister L.S., Grisson G., Peters E.K., Stowell H.E.& Sisson V.B. 1987. Confirmation ofthe empirical correlation of Al in hornblende whit pressure of solidification of calkalicplutons.*American Mineralogist*, **72:** 231-239.

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.

Jonsthon, A. D. & Wyllie, P. J. 1988 Constraints on the origin on Archean trondjhemites based on phases relationships of Nuk gneiss with H2O at 15 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol*., **100**: 35-46.

Klein, C. and Hurlbut, C.S., Jr., (1993) *Manual of Mineralogy*, 21st Edition: New York, John Wiley and Sons, 681p.

Koester, E.; Roisenberg, A.; Fernandes, L. A. D.; Soliani Jr., E.; Nardi, L. V. S.; Kraemer, G. 2001. Petrologia dos granitóides sintectônicos à zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, p. 131-140.

Kruhl, J. H., 1996. Exhumation of lower crust during compressional tectonics: the structural history of the Hercynian lower crust of, S. Calabria (Italy). Journal of Metamorphic Geology.

Lameyre J. 1987.The role of granites in the evolution of the crust.Exemple of the french crustal segment. *In:* SGM, ISGAM International Symposium on Granites and Associated Mineralizations. Salvador. *Ext. Abst*, p.15-18.

Leake B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, **16:** 501-520.

Leake B.E.; Woolley A.L.; Arps C.E.S.; Birch W.D.; Charles Gilbert M.; Hawthrone F.C.; Kato A.; Kisch H.J.; Krivovichev V.G.; Linthout K.; Laird J.; Mandarino J.A.; Maresch W.V.; Nickel E.H.; Schumacher J.C.; Smith D.C.; Stephenson N.C.N.; Ungaretti L.; Whittaker E.J.W. &Youzhi G.

1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names.*The Canadian Mineralogist*, **35:** 219-246.

Liou, J. G. 1973. Synthesis and stability relations of epidote, Ca2Al2FeSi3O12(OH): *Jour. Petrol*., **14**: 381-413.

Loiselle, N.C. & Wones, D,R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abstr. whit Prog.* **11**: 468.

Martin, R. F., Bonin, B. 1976.Water and magma Genesis: the association hypersolvus granite-subsolvus granite. Can. Mineral, v.14, p. 228-37.

Moore, D. E. & Liou, J. G. 1979. Chessboard-twinned albite from Franciscan metaconglomerates of the Diablo Range, Califórnia.*American Mineralogist*, 64:329-336

Nachit, H. 1986. Contribuition à l'étude analytique et expérimentale des biotites, *Brest*, 181p.

Naney, M. T. 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. Jour. Sci.*, **283**: 933-1033.

Orville, P.M. 1963. Alkali-ion exchange between vapour and feldspar phases. *American Journal of Sciences*, 261:201-237

Pascal, M.L. 1979. *Lês albitites Du Massif de l'Agly (PyrénéesOrientales)*. Tese de Doutoramento. Paris. 157 p.

Passchier, C.W & Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 289 pp

Pearce, J. A. Harris, N B.W. Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol*., **25**: 956-983.

Pryer, L. L. 1993. Microstrutures in feldspars from a major crustal thrst zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *J. Struct. Geol.* **15**: 21-36.

Reis N.J., & Fraga, L.M.B. 1998. Geologia do Estado de Roraima. CPRM. Manaus, 24 p.

Reis, Nelson Joaquim; FRAGA, Leda Maria Barreto. Vulcanismo Surumu – Estado de Roraima: caracterização do seu comportamento químico à luz de novos dados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. Anais Salvador: SBG, 1996. v. 2, p. 88-90.

Reis, N. J., Faria, M. S. G., Fraga, L. M. B., Haddad, R. C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and Orocaima event in the northern Amazonian Craton, eastern Roraima states, Brazil. Rev. Bras. Geoch. 30 (3), 380-383.

Santos, J.O.S.; Potter, P.E.; Reis, N.J.; Hartmann, L.A; Fletcher, I.R.; McNaughton, N.J. 2003a. Age, source and Regional Stratigraphy of the RoraimaSupergroup and Roraima-like Sequences in Northern South America, based on U-Pb Geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull*., **115** (3), 331-348.

Santos, J.O.S., Reis N.J., Chemales F., Hartmann L.A., Pinheiro S.S., McNaughton N.J. 2003b. Paleoproterozoic evolution of northwestern Roraima State. Absence of Archean Crust, based on U-Pb and Sm-Nd Isotopic Evidence.*In*: South American Simposium on Isotope Geology, IV, Salvador, Brazil. Abstract.

Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Faria, M.S.G.; Riker, S.R.L.; Souza, M.M.; Almeida, M.E. 2006. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2002-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9. Belém. Sociedade Brasileira de Geologia, [CD-ROM].

Santos, E.J. dos, 2000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Belém do São Francisco. Folha SC.24-X-A. Estado de Pernambuco, Alagoas e Bahia. Escala 1: 250.000.

Schmidt, M. W. & Thompson, A. B., 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. American Mineralogist **81**.462-474.

Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a fuction of pressure: an experimental calibration of the Al-in-horblende barometer. Contrib. Mineral. Petrol.**110:** 304-310.

Schobbenhaus, C., Hoppe, A, Lork, A., Baumann, A.1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros resultados. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú. Anais. Camboriú, SC, SBG,v.2, pp. 395-397.

Shand, S.J. 1927. Eruptive Rocks, D. Van Nostrand Company, New York, pp. 360.

Shih, S.F., G.S. Rahi, H.Y. Ozaki, and A.G. Smajstrla. 1982. Effect of water table and crops on soil temperature. Soil Crop Sci. Soc. Fl. Proc. 41:47-54.

Sial, A. N., Toselli, A. J.; Saavedra , J.; Ferreira, V.P. 1999. Emplacement, petrological and magnetic suceptibilty characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rock in

Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society***133** (3): 191–213.

Smith J. V. 1974. *Feldspar Minerais.* Spring Verlag, Berlin.

Speer, F. S., 1993. The calculation of metamorphic phase equilibria I: geothermometry and geobarometry. Chapter 15. In: Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature time paths. Mineral. Soc. Amer. Monograph. 799p.

Speer, J.A. 1984. Micas in igneous rocks. Reviews in mineralogy. M.S.A. –Micas. Bailey, S.W. (ed). Vol 13: 299-356.

Streckeisen A. L. 1976. To Each Plutonic Rock Its Proper Name. *Earth Sci.Rev.*,**12**:1-33.

Stussi J.M. & Cuney M.1996. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminuos magmas by Abdel-Fattah M. Abdel Haman: a comment. Journal of Petrology, **37:**(5) 1025-1029.

Tassinari C. C. G. Macambira M. J. B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 22 (3): 174-182 p.

Tassinari C. C. G. Macambira M. J. B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartoreli A., Carneir C. D. R., Brito-Neves B. B. de (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Beca, 471-485 p.

Tulloch, A. J., 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite.*Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**: 105-117.

Tuttle, O. F.; Bowen, N. L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O.*Geological Society of America. Memoir*, v. 74, p. 1-153.

Vernon, R.H. , Flood, R.H. 1982. Some problems in the interpretation of microstructures in granitoid rocks. IN Flood P.G.,Runnegar B.(eds)-New England geology. Proceedings of symposium on geology of New England area, Armidale, July 1982.University of New England. Department of Geology & AHV Club 1v p201-210

Vidal J. L. Kubin, L. Debat, P. And Soula, J. C. 1980.Deformation and dynamic recristalization of K-feldspar augen in orthogneiss from Montagne Noir, Occitania, Sothern France.Lithos, 13: 247-255.

Vlach, S. R. F. 2002. A classe dos tectossilicatos: guia geral da teoria e exercício.Geologia USP: Série Didática, v. 1, n. 1, 2002.p. 1-49.

Voll, G. 1976. Recristallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mittl., 56 :641-647.

Voll, 1980. G. Voll, Ein Querprofildurch die SchweizerAlpenvomVierwaldstätter See zurWurzelzone. In: *Strukturen unihre Entwicklungdurch Deformations mechanism enwichtiger Minerale Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh.***160**, pp. 321–335.

Voll, G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Earttfeld to the LeventinaNappe, Swiss Alps, and its geological significance.Schweiz.Mineral.Petrogr.Mittl. 56: 641-647.

Vyhnal, C. R.; Mssween, H. Y.JR; Speer, J. A. 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Amer. Mineral*. **76:** 176-188.Watson E.B. 1987. The role accessory minerals in granitoid geochemistry. *In: Hutton conference of the origen of granites*. Univ. Edinburg: 209-211.

Watson E.B. & Harrison M.T. 1984. Zircon saturation revisited: temperatures and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett*., **64:**295-304.

Watson, E. B. 1987. The hole of accessory minerals in granitoid geochemistry.In: Hutton

Whalen J. B. Currie K.L. Chappell B. W. 1987. A-type granitics: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib.Mineral. Petrol., **95**: 407-419.

White, A. J. R. 1979.Sources of granitic magmas. Geol. Soc. Am., *Abstracts*. **11**: 539.

Wilson, M. 1989.Igneous petrology**.**London, Unwin Hyman. 457p.

Witt W.K. 1988. Evolution of high-temperature hydrothermal fluids associated with greisenization and feldspathic alteration of a tin-mineralized granite, Northeast Queensland. *Economic Geology*, 83:310-334

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

Wood, D.A., Tarney, J., Varet, J., Saunders, A.D., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M., Cann, J.R. 1979. Geochemistry of basalts drilled in the North America by IPOD leg 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.*42, 77-97.

Wright, J. B. 1969.A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite Genesis.Geol. Magaz., **106**: 370-384.

Zen, E-an., 1985. Implication of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreated terranes of northwestern North America. *Geology*, **13**: 266-269.

Zen, E-an, Hammarstrom, J. M. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*.**12**. 515-518.