



UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE TECNOLOGIA E CIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

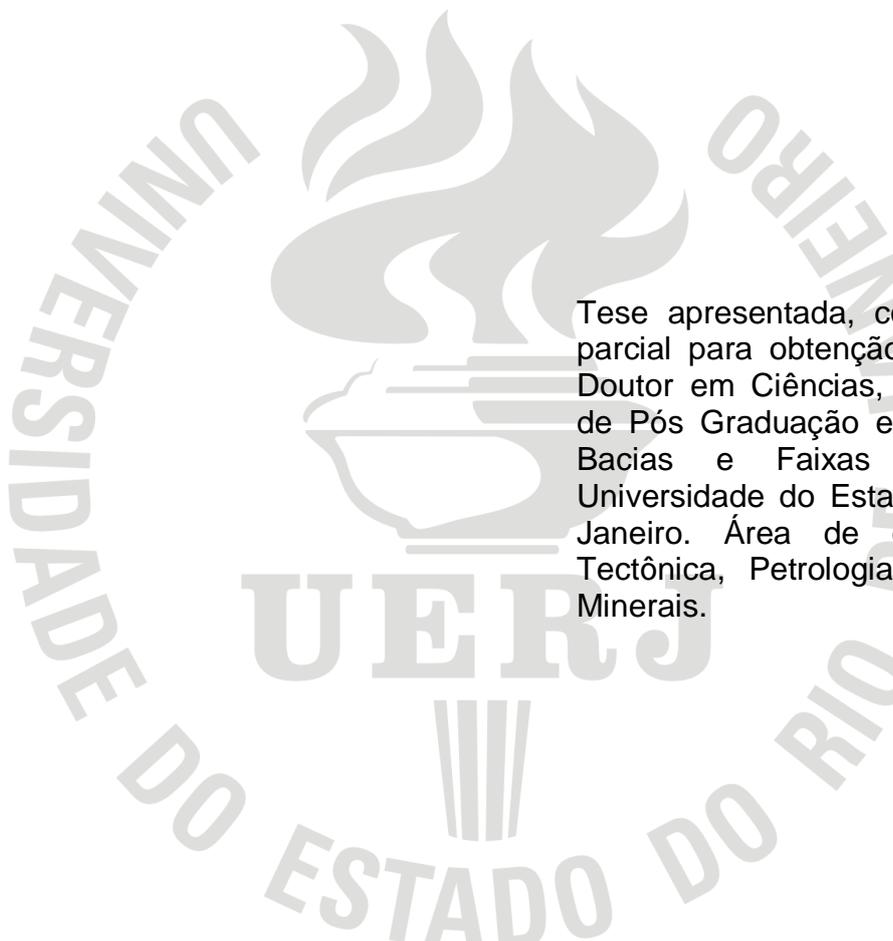
Rodson de Abreu Marques

Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geoquímica isotópica (Sr-Nd) dos granitoides do Domínio Cambuci (Faixa Ribeira) na região limítrofe dos Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo

Rio de Janeiro
2015

Rodson de Abreu Marques

Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geoquímica isotópica (Sr-Nd) dos granitoides do Domínio Cambuci (Faixa Ribeira) na região limítrofe dos Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo.



Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências, ao Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a. Beatriz Paschoal Duarte

Coorientadora: Prof.^a Dr.^a. Cláudia Sayão Valladares

Rio de Janeiro

2015

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

M357 Marques, Rodson de Abreu.
Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geoquímica isotópica (Sr-Nd) dos granitoides do Domínio Cambuci (Faixa Ribeira) na região limítrofe dos Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo / Rodson de Abreu Marques. – 2015.
346 f. il.

Orientadora: Beatriz Paschoal Duarte
Coorientadora: Cláudia Sayão Valladares.
Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia

1. Granito – Espírito Santo (Estado) – Teses. 2. Granito – Rio de Janeiro (Estado) – Teses. 3. Geoquímica – Teses. 4. Tempo Geológico – Teses. 5. Geologia isotópica – Teses. I. Duarte, Beatriz Paschoal. II. Valladares, Cláudia Sayão. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 552.321(815.2/.3)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada na fonte.

Assinatura

Data

Rodson de Abreu Marques

Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geoquímica isotópica (Sr-Nd) dos granitoides do Domínio Cambuci (Faixa Ribeira) na região limítrofe dos Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo.

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências, ao Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovado em 09 de março de 2015.

Banca examinadora:

Prof^a. Dr^a. Beatriz Paschoal Duarte (orientadora)
Faculdade de Geologia - UERJ

Prof^a. Dr^a. Célia Diana Ragatky
Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Ciro Alexandre Ávila
Universidade Federal do Rio de Janeiro – Museu Nacional

Prof. Dr. José Renato Nogueira
Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Miguel Tupinambá
Faculdade de Geologia - UERJ

Rio de Janeiro

2015

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, meus sinceros agradecimentos a Beatriz Paschoal Duarte e a Cláudia Sayão Valladares pela dedicação e orientação durante a tese. Aos professores do FGEL-UERJ pelo ensino e apoio nas disciplinas, participação em bancas dos seminários de doutorado, qualificação da tese e nos trabalhos acadêmicos, em especial à Diana Rakgaty, Miguel Tupinambá, Mauro Geraldês e José Renato Nogueira por participarem das bancas. Agradeço também ao Professor Ciro Alexandre Ávila, do Museu Nacional - UFRJ, pela participação da qualificação.

Aos funcionários do LGPA pelo trabalho ao tratar da preparação de todas as amostras do meu doutorado. Ao Miguel Arcanjo no manuseio da bateia e separação densimétrica pelo bromofórmio. A Gabriela e Silvana na separação magnética e pulverização pelo moinho de bolas. Ao Sandro pela orientação no manuseio de dos britadores e moinho de discos. A Núbia e Luís na confecção das lâminas petrográficas. Ao motorista Valtencir por me conduzir em diversas etapas de campo.

Aos secretários do programa de pós-graduação FGEL-UERJ, Diogo, Juçara, Marianni e Rafael.

Ao professor Miguel Basei, Ivone, Walter Maurício, Solange e Vasco do IG-USP pela obtenção dos dados de U-Pb, Sr/Sr e Nd/Nd.

A todos os professores e alunos de geologia da Universidade Federal do Espírito Santo pela compreensão, companheirismo, além do auxílio e das discussões referentes ao estudo. Em especial, ao grande amigo Edgar Batista de Medeiros Júnior, companheiro de todas as horas, a aluna Ariadne Verônica Andrade Rossi pela ajuda nos trabalhos de campo e confecção dos mapas, Juan Alfredo Ayala Espinoza e Caroline Cibele Vieira Soares. Agradeço também aos alunos Hérick Stoch Ribeiro, Viviane Nunes, Karoliny Gusso, Tamires Costa Velasco, Tamires Firmino, Rafaela Baggieri, Flávia Compassi e Raphael Tanure Pinto pelo apoio nas etapas de campo.

A todos os amigos de pós-graduação da UERJ. Em especial a grande amiga Camila Cardoso Nogueira pela ajuda nos dados de geoquímica e geologia isotópica e Ariadne Marra de Souza pelas diversas discussões e devaneios referente à tese, além das visitas ao campo. Aos alunos de graduação em Geologia da UERJ, Carlos e Felipe pelo auxílio nas coletas de amostras e ao aluno Ciro Duarte pela ajuda na preparação das amostras para litogeoquímica e geoquímica isotópica.

Agradeço ao meu pai (Antonio Carlos Fernandes Marques), a minha mãe (Maria Valma de Abreu Marques), ao meu irmão (Rodrigo de Abreu Marques) e todos os familiares que de alguma forma contribuíram.

EPÍGRAFE

Sua mente, agora desnorreada pela escuridão inata da vida, é como um espelho embaçado, mas, se polir, é certo que tornar-se-à claro como cristal de iluminação das verdades imutáveis. Manifeste-se na prática da fé, polindo seu espelho incessantemente, dia e noite.

Nitiren Daishonin

RESUMO

MARQUES, Rodson de Abreu. *Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geoquímica isotópica (Sr-Nd) dos granitoides do Domínio Cambuci (Faixa Ribeira) na região limítrofe dos Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo*. 2015. 346f. Tese (Doutorado em Geologia) – Faculdade de Geologia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

Os granitoides do Domínio Cambuci, na região limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, foram separados em quatro principais grupos: (1) Complexo Serra da Bolívia (CSB) - Ortogranulitos e Ortognaisses Heterogêneos; Ortognaisse Cinza Foliado; e charnockitos da Região de Monte Verde (2) Leucogranitos/leucocharnockitos gnaissificados da Suíte São João do Paraíso (SSJP) (3) Granito Cinza Foliado (4) Leucogranito isotrópico. O CSB é caracterizado pelo magmatismo de caráter calcioalcalino do tipo I, oriundo em ambiente de arco vulcânico (Suíte Monte Verde) e retrabalhamento crustal (ortogranulitos leucocráticos). O Ortogranulito esverdeado fino, é considerado no presente estudo como rocha do embasamento para o Terreno Oriental, cristalizada durante o paleoproterozoico - Riáciano ($2184,3 \pm 21$ Ma) e recristalizada durante o evento metamórfico Brasileiro no neoproterozoico - Edicariano ($607,2 \pm 1,5$ Ma), cuja idade T_{DM} é de 2936 Ma. O Ortogranulito leucocrático médio cristalizou-se no neoproterozoico – Edicariano (entre 592 e 609 Ma) e idade T_{DM} ca. 2100 Ma, ao qual apresenta registro de herança no paleoproterozoico. A Suíte Monte Verde caracteriza-se por um magmatismo calcioalcalino e a Suíte Córrego Fortaleza, por um magmatismo calcioalcalino de alto K, ambas com assinatura de arco magmático. Registram dois pulsos magmáticos, em no Neoproterozoico - Edicariano: um em 592 ± 2 Ma, idade do charnoenderbit, com idade T_{DM} 1797 Ma, e outro em $571,2 \pm 1,8$ Ma (injeção de um charnockitoide). Para todas as rochas do CSB são registradas feições protomiloníticas, miloníticas e localmente ultramiloníticas. Os dados geoquímicos indicam que os granitoides da SSJP são da série calcioalcalina de alto K, gerados no Neoproterozoico (idades que variam desde $610,3 \pm 4,7$ Ma até, $592,2 \pm 1,3$ Ma. As idades T_{DM} revelam valores discrepantes para duas amostras: 1918 Ma e 2415 Ma, sugerindo que tenham sido geradas de diferentes fontes. O Granito Cinza Foliado é da Série Shoshonítica, metaluminoso do tipo I e, de ambiência tectônica de granitos intraplaca. Entretanto, poderiam ter sido fomados em ambiente de arco cordilheirano, havendo contaminação de outras fontes crustais. Fato este pode ser confirmado pelas as idades T_{DM} calculadas $\approx 1429 - 1446$ Ma. O Leucogranito isotrópico ocorre em forma de diques de direção NW, possui textura maciça e é inequigranular. Dados geoquímicos revelam que são granitoides metaluminosos do tipo I da série shoshonítica, e, de acordo com a ambiência tectônica, são granitos intraplaca. O Leucogranito Isotrópico representa o magmatismo pós-colisional ao qual ocorreu entre 80 a 90 Ma de anos após o término do evento colisional na região central da Faixa Ribeira. O Leucogranito Issotrópico cristalizou-se no cambriano ($512,3 \pm 3,3$ Ma e $508,6 \pm 2,2$ Ma) e com idades T_{DM} ca. 1900.

Palavras-chave: Faixa Ribeira; Granitos; Litogeoquímica; Geocronologia (U-Pb); geoquímica isotópica (Sr-Nd).

ABSTRACT

MARQUES, Rodson de Abreu. *Litogeochemistry, geochronology (U-Pb) and isotope geochemistry (Sr-Nd) of granitoids in Cambuci Domain (Ribeira Belt) between Rio de Janeiro and Espírito Santo states*. Brasil. 2015. 346f. Tese (Doutorado em Geologia) – Faculdade de geologia– Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

The granitoids of Cambuci Domain, situated between Rio de Janeiro and Espírito Santo states, were divided into four main groups: (1) Serra Bolivia Complex (CSB) - Heterogeneous Orthogranulites and Orthogneisses; Grey Fine grained Orthogneiss; and charnockites of Monte Verde Region (2) leucogranites / leucocharnockites gness of the São João do Paraíso Suite (SSJP) (3) Grey Foliated Granite (4) Isotropic Leucogranite. The CSB is characterized by type I calc character of magmatism, generate in volcanic arc environment (Monte Verde Suite) and crustal reworking (Leucocratic ortogranulites). The Fine grained Greenish, is considered in this research as the embasement rock for the Oriental Terrain, crystallized during the Paleoproterozoic - Riacian (2184.3 ± 21 Ma) and recrystallized during in the metamorphic event in the Neoproterozoic - Edicarian (607.2 ± 1.5 Ma), whose T_{DM} age is 2936 Ma. The Medium grained Leucocratic Ortogranulite was crystallized in the Neoproterozoic - Edicarian (between 592 and 609 Ma) and its T_{DM} age is ca. 2100 Ma, which features heritage record in the Paleoproterozoic. The Monte Verde Suite is characterized by a magmatism calcialcalin and the Córrego Fortaleza Suite, magmatism calc-alkaline high K, both show magmatic arc signature. Records two magmatic pulses in a sample (JP-RM-08A) in the Neoproterozoic - Edicaran: the first one in 592 ± 2 Ma, and T_{DM} age 1797 Ma, and the second one in 571.2 ± 1.8 Ma (injecting a charnockitoids). For all CSB rocks, protomylonitics, Mylonitic and locally ultramylonitics features were portrayed. Geochemical data show these SSJP granitoids are the calc-alkaline series of high-K, crystallized in Neoproterozoic (ranging from 610.3 ± 4.7 Ma to 592.2 ± 1.3 Ma). T_{DM} ages show outliers in two samples: 1918 Ma and 2415 Ma, suggesting that have been generated from different sources. The Gray Foliated Granite belongs to the shoshonitic series, type I and metaluminous and are intraplate granites. However, could have been formed into arc cordilheirano, with crustal contamination of other sources. This fact would be confirmed by the T_{DM} ages calculated $\approx 1429 - 1446$ Ma. The Isotropic Leucogranite occurs in the form of dykes, NW direction, has massive texture and is inequigranular. Geochemical data show these granitoids are metaluminous the type I shoshonitic series. They are intraplate granites. The Isotropic Leucogranite represents the post-collisional magmatism which took place between 80 and 90 Ma years after the collisional event in central sector of Ribeira Belt. It is crystallized in the Cambrian (512.3 ± 3.3 Ma e 508.6 ± 2.2 Ma) and T_{DM} ages, ca. 1900 Ma.

KeyWords: Ribeira Belt; Granites; Litogeochemistry; Geochronology (U-Pb); Isotopes geochemistry (Sr-Nd)

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Principais vias de acesso e as principais cidades da região onde se realizou o estudo.....	35
Figura 2 -	Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira.....	39
Figura 3 -	Mapa geológico simplificado da Faixa Ribeira.....	41
Figura 4 -	Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais.....	42
Figura 5 -	Os continentes (crátons) e oceanos do Neoproterozóico no Brasil onde são indicados os principais microcontinentes ou maciços, que foram mais ou menos afetados pelos processos tectônicos e térmicos do Ciclo Brasileiro e incorporados nos sistemas orogênicos Borborema, Mantiqueira e Tocantins.....	44
Figura 6 -	Etapas evolutivas do Orógeno Ribeira.....	48
Figura 7 -	O Orógeno Araçuai na região central do Paleocôntinente Gondwana.....	58
Figura 8 -	Tectônica Quebra-Nozes, modelo evolutivo para o orógeno Araçuai-Congo Ocidental.....	59
Figura 9 -	Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental.....	60
Figura 10 -	Mapa de localização com as delimitações das áreas mapeadas em semi-detelhe e indicação dos pontos de geocronologia.....	78
Figura 11 -	Afloramentos típicos dos Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos (grupo 1) do Complexo Serra da Bolívia.....	81
Figura 12 -	Relações de contato, mostrando a heterogeneidade nos afloramentos de granulitos e ortognaisses do grupo 1 do Complexo Serra da Bolívia.....	82
Figura 13 -	Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos do Complexo Serra da Bolívia.....	82
Figura 14 -	Afloramentos do Ortognaisse Foliado Enderbítico do Complexo Serra da Bolívia.....	83

Figura 15 -	Afloramentos dos charnockitoides da Suíte Monte Verde na Região de Monte Monte Verde – Cambuci (RJ).....	85
Figura 16 -	Feições macroscópicas dos litologias da Suíte Monte Verde.....	86
Figura 17 -	Injeções do charnockitoide leucocrático no charnockitoide principal (mais escuro) da Suíte Monte Verde.....	86
Figura 18 -	Charnockito da Suite Monte Verde do Complexo Serra da Bolívia com distintos graus de deformação com o resultado do metamorfismo dinâmico.....	87
Figura 19 -	Fotografias que retratam os tipos de afloramento, estruturas e características do charnockitoide da Suíte Córrego Fortaleza do Complexo Serra da Bolívia.....	89
Figura 20 -	Diagrama de classificação de rochas plutônicas, segundo Streckeisen (1974), para os Granulitos e Ortognaisses heterogêneos (grupo 1) e o Ortognaisse Foliado Charnockítico (grupo 2) do Complexo Serra da Bolívia.....	90
Figura 21 -	Diagrama de classificação de rochas plutônicas, segundo Streckeisen (1974), para os Charnockitos da Suíte Monte Verde e da Suíte Córrego Fortaleza do Complexo Serra da Bolívia.....	91
Figura 22 -	Fotomicrografias granulito leucocrático médio do grupo 1 do Complexo Serra da Bolívia.....	92
Figura 23 -	Fotomicrografias em LP (luz polarizada) dos Granulitos e Ortognaisses heterogêneos do Complexo Serra da Bolívia com objetivas de 10x de aumento (A e B) e 2,5x de aumento (C e D)	93
Figura 24 -	Fotomicrografias dos Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos do Complexo Serra da Bolívia (Lâmina IV-RM-05A), mostrando o grão de ortopiroxênio com objetiva de aumento 40x.....	94

Figura 25 -	Fotomicrografias dos Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos (grupo 1) do Complexo Serra da Bolívia (Lâmina BJ-RM-10A), em luz plano-polarizada com objetiva de aumento de 20 vezes (A e B) e 40 vezes (C e D) - minerais acessórios e secundários dos granulitos heterogêneos e ortognaisses leucocráticos.....	96
Figura 26 -	Fotomicrografias da lâmina delgada do Ortognaisse Cinza Fino (grupo 2) do Complexo Serra da Bolívia – lâmina BJ-RM-12A.....	97
Figura 27 -	Fotomicrografias do Ortognaisse Cinza Fino (grupo 2) do Complexo Serra da Bolívia - lâmina delgada BJ-RM-12A.....	99
Figura 28 -	Fotomicrografias em luz polarizada do Charnockito (lâmina JP-RM-08A)	100
Figura 29 -	Fotomicrografias, mostrando a mineralogia do charnockito da Suíte Monte Verde (Serra da Bolívia) - lâmina JP-RM-08A.....	102
Figura 30 -	Fotomicrografias do enclave máfico da Suíte Monte Verde.....	104
Figura 31 -	Charnockito da Suíte Córrego Fortaleza do Complexo Serra da Bolívia.....	106
Figura 32 -	Afloramentos típicos do (sillimanita)-(ortopiroxênio)-(granada)-biotita gnaiss milonítico migmatítico do Domínio Cambuci.....	107
Figura 33 -	Feições estruturais do (Sillimanita)-(Ortopiroxênio)-(Granada)-Biotita Gnaiss Milonítico Migmatítico do Domínio Cambuci.....	109
Figura 34 -	Fotomicrografia do (sillimanita)-(ortopiroxênio)-(granada)-biotita gnaiss milonítico migmatítico do Grupo Bom Jesus do Itabapona (lâmina IV-RM-19A).....	110
Figura 35 -	Afloramentos típicos do leucogranito Gnaissificado da Suíte São João do Paraíso.....	111
Figura 36 -	Afloramentos típicos do leucogranito gnaissificado da Suíte São João do Paraíso.....	111
Figura 37 -	Características de campo do leucogranito gnaissificado da Suíte São João do Paraíso.....	112
Figura 38 –	Características de campo do leucogranito gnaissificado da Suíte São João do Paraíso.....	113

Figura 39 -	Características de campo do leucogranito gnaissificado da Suíte São João do Paraíso.....	114
Figura 40 -	Diagrama de classificação (Streckeisen, 1974) para os Leucogranitos gnaissificados da Suíte São João do Paraíso (SSJP)	115
Figura 41 -	Fotomicrografias de lâminas petrográficas em luz plano-polarizada (A, C e D) e luz polarizada (B) dos leucogranitos/leucocharnockitoides gnaissificados da SSJP, com objetiva de 2,5X de aumento.....	116
Figura 42 -	Fotomicrografias de lâminas petrográficas em luz polarizada (A, B e C) e luz plano-polarizada (D) dos leucogranitos/leucocharnockitos gnaissificados da SSJP, com objetiva de 2,5X de aumento.....	117
Figura 43 -	Fotomicrografias em seção delgada dos granitoides/charnockitoides gnaissificados da SSJP (luz polarizada e objetiva de 2,5X de aumento em A e 10x de aumento em B).....	118
Figura 44 -	Fotomicrografias de lâminas delgadas sob luz polarizada dos Leucogranito Gnaissificado da SSJP Lâminas JP-RM-07A (A e B) e JP-RM-07D (C e D)	119
Figura 45 -	Fotomicrografias de lâminas em luz polarizada do Leucogranito Gnaissificado da SSJP (objetivas de 2,5X e 10X de aumento).....	119
Figura 46 -	Fotomicrografias de lâminas delgadas do Leucogranito gnaissificado da Suíte São João do Paraíso em luz plano-polarizada.....	122
Figura 47 -	Fotomicrografias de lâminas delgadas do Leucogranito Gnaissificado da SSJP em luz plano-polarizada e luz polarizada (apenas em D) com objetiva de 2,5X de aumento.....	123
Figura 48 -	Metabasitos em associação com o Leucogranito Gnaissificado da Suíte São João do Paraíso.....	124
Figura 49 -	Fotomicrografias do metabasito associado ao Leucogranito gnaissificado da Suíte São João do Paraíso.....	125

Figura 50 -	Fotografias de campo do Granito Cinza Foliado.....	128
Figura 51 -	Diagrama de classificação (Streckeisen 1974) para Granito Foliado Cinza.....	129
Figura 52 -	Fotomicrografias do Granito Cinza Foliado.....	130
Figura 53 -	Fotomicrografias (Lâmina BJ-RM-09A) do Granito Cinza Foliado em luz plano polarizada (B e C) e polarizada (A e D).....	131
Figura 54 -	Exposições do Leucogranito Isotrópico.....	133
Figura 55 -	Características macroscópicas do Leucogranito Isotrópico.....	134
Figura 56 -	Relação do Granito Cinza Foliado com o Leucogranito Isotrópico.....	134
Figura 57 -	Pegmatito associado ao Leucogranito Isotrópico nas proximidades de Bom Jesus do Itabapoana.....	135
Figura 58 -	Diagrama de classificação (Streckeisen, 1974) para as amostras do Leucogranito Isotrópico.....	136
Figura 59 -	Fotomicrografias em luz polarizada do Leucogranito Isotrópico	137
Figura 60 -	Fotomicrografias de lâminas delgadas em luz polarizada com objetivas de 2,5X (A e D) e 10X (B e C)	141
Figura 61 -	Fotomicrografias de feições microestruturais sob luz polarizada.....	142
Figura 62 -	Fotomicrografias de lâminas delgadas Leucogranito Gnaissificado da SSJP.....	143
Figura 63 -	Fotomicrografias em luz polarizada de lâminas delgadas Leucogranito Gnaissificado da SSJP, mostrando microestruturas de deformação em quartzo (Qtz).....	145
Figura 64 -	Fotomicrografias de lâminas delgadas em luz polarizada dos Leucogranito Gnaissificado da Suíte São João do Paraíso.....	146
Figura 65 -	Fotografias dos moinhos de bolas do LGPA-UERJ utilizados na preparação de amostras para as análises de geoquímica....	148
Figura 66 -	Diagrama ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) <i>versus</i> Si_2O , mostrando as projeções das amostras do Complexo Serra da Bolívia.....	153

Figura 67 -	Diagrama AFM (A = Al ₂ O ₃ ; F = FeO + 0,9 Fe ₂ O ₃ ; M = MgO), com limite entre os campos toleítico e calcioalcalino definido por Irvine e Baragar (1971). O diagrama mostra as projeções das amostras do Complexo Serra da Bolívia.....	154
Figura 68 -	Diagrama SiO ₂ vs K ₂ O definido por Peccerillo e Taylor (1976), indicando a série de cristalização das rochas: toleíticas, calcioalcalinas, calcioalcalinas de alto K e shoshoníticas. O diagrama mostra as projeções das rochas do Complexo Serra da Bolívia.....	155
Figura 69 -	Classificação das amostras do Complexo Serra da Bolívia, utilizando os parâmetros R1 e R2 de De La Roche et al. (1980)	156
Figura 70 -	Diagrama A/CNK versus A/NK. Índice de saturação em alumina de Shand (1943) para as amostras do Complexo Serra da Bolívia. Campos dos granitos tipo I e S de Chappell e White (1974).....	158
Figura 71 -	Diagramas binários de classificação (SiO ₂ vs elementos maiores) dos ortognaisses leucocráticos e granulitos do Complexo Serra da Bolívia.....	159
Figura 72 -	Diagramas binários de classificação (SiO ₂ vs elementos traços e ETR) dos ortognaisses leucocráticos e granulitos do Complexo Serra da Bolívia.....	160
Figura 73 -	Diagramas binários de classificação (SiO ₂ vs elementos maiores) da Suíte Monte Verde da Suíte Córrego Fortaleza do Complexo Serra da Bolívia.....	162
Figura 74 -	Diagramas binários de classificação (SiO ₂ vs elementos traços e ETR) da Suíte Monte Verde da Suíte Córrego Fortaleza do Complexo Serra da Bolívia.....	163
Figura 75 -	Padrão de ETR para os granulitos/ortognaisses (graníticos a granodioríticos) – grupo 1 (Complexo Serra da Bolívia), normalizados ao condrito de Nakamura (1974), crosta continental inferior, média da crosta continental e crosta continental superior (TAYLOR & MCLENNAN, 1995) e granitos de crista oceânica (PEARCE et al. 1984).....	165

Figura 76 -	Padrão de ETR para os granulitos/ortognaisses (tonalíticos) – grupo 1 (Complexo Serra da Bolívia), normalizadas ao condrito de Nakamura (1974), crosta continental inferior, média da crosta continental e crosta continental superior (TAYLOR & MCLENNAN,1995) e granitos de crista oceânica (PEARCE et al. 1984)	166
Figura 77 -	Padrão de ETR para os charnockitos – Grupo da Suíte Monte Verde (Complexo Serra da Bolívia) - normalizados ao condrito de Nakamura (1974), crosta continental inferior, média da crosta continental e crosta continental superior (TAYLOR & MCLENNAN, 1995) e granitos de crista oceânica (PEARCE et al. 1984).....	168
Figura 78 -	Padrão de ETR para os charnockitos – Grupo da Suíte Córrego Fortaleza (Complexo Serra da Bolívia) - normalizados ao condrito de Nakamura (1974), crosta continental inferior, média da crosta continental e crosta continental superior (TAYLOR & MCLENNAN, 1995) e granitos de crista oceânica (PEARCE et al. 1984)	169
Figura 79 -	Diagrama de classificação de Batchelor & Bowden (1985) (R1 x R2) de ambiente tectônico das amostras do Complexo Serra da Bolívia.....	171
Figura 80 -	Diagramas discriminantes de ambiente tectônico: Rb versus Y+Nd, Nd versus Y, Rb versus Ta+Yb e Ta versus Yb (PEARCE ET AL. 1984) para as amostras do Complexo Serra da Bolívia.....	172
Figura 81 -	Diagrama (Na ₂ O + K ₂ O) versus Si ₂ O, mostrando as projeções das amostras da Suíte São João do Paraíso.....	174
Figura 82 -	Diagrama AFM (A = Al ₂ O ₃ ; F = FeO + 0,9 Fe ₂ O ₃ ; M = MgO), com limite entre os campos toleítico e calcioalcalino definido por Irvine e Baragar, (1971). O diagrama mostra as projeções das amostras dos granitóides charnockitoides (gnaissificados) da Suíte São João do Paraíso.....	175

Figura 83 -	Diagrama SiO_2 vs K_2O de Peccerillo e Taylor (1976), indicando a série de cristalização das rochas toleíticas, calcioalcalinas, calcioalcalinas de alto-K e shoshoníticas. O diagrama mostra as projeções das amostras dos granitoides/charnockitoides (gnaissificados) da Suíte São João do Paraíso.....	176
Figura 84 -	Classificação das amostras da Suíte São João do Paraíso, utilizando os parâmetros R1 e R2 de De La Roche et al. (1980)	177
Figura 85 -	Diagrama A/CNK versus A/NK. Índice de saturação em alumina de Shand (1943) para as amostras da Suíte São João do Paraíso. Campos dos granitos tipo I e S de Chappell e White (1974) são indicados na figura.....	178
Figura 86 -	Diagramas binários de classificação (SiO_2 vs elementos maiores) das amostras da Suíte São João do Paraíso.....	179
Figura 87 -	Diagramas binários de classificação (SiO_2 vs elementos traços e ETR) das amostras da Suíte São João do Paraíso.....	180
Figura 88 -	Padrão de ETR para os granitoides/charnockitoides (gnaissificados) da Suíte São João do Paraíso normalizados ao condrito de Nakamura (1974), crosta continental inferior, média da crosta continental e crosta continental superior (TAYLOR & MCLENNAN, 1995) e granitos de crista oceânica (PEARCE et al. 1984).....	181
Figura 89 -	Diagramas discriminantes de ambiente tectônico: Rb versus Y+Nd, Nd versus Y, Rb versus Ta+Yb e Ta versus Yb (Pearce et al. 1984) para as amostras da Suíte São João do Paraíso.....	183
Figura 90 -	Diagrama de classificação de Batchelor & Bowden (1985) (R1 x R2) de ambiente tectônico das amostras da Suíte São João do Paraíso.....	184
Figura 91 -	Diagrama ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus SiO_2 , mostrando as projeções das amostras do Leucogranito isotrópico (losangos azuis) e do Granito cinza foliado (triângulos verdes).....	186

Figura 92 -	Diagrama AFM (A = Al ₂ O ₃ ; F = FeO + 0,9 Fe ₂ O ₃ ; M = MgO), com limite entre os campos toleítico e calcioalcalino definido por Irvine e Baragar, (1971). O diagrama mostra as projeções das amostras do Leucogranito isotrópico (losangos azuis) e do Granito cinza foliado (triângulos verdes).....	187
Figura 93 -	Diagrama SiO ₂ vs K ₂ O de Peccerillo e Taylor (1976). Série de cristalização das rochas toleíticas, calcioalcalinas, calcioalcalinas de alto-K e shoshoníticas. O diagrama mostra as projeções das amostras do Leucogranito isotrópico (losangos azuis) e do Granito cinza foliado (triângulos verdes).	188
Figura 94 -	Classificação das amostras do Leucogranito isotrópico (losangos azuis) e do Granito cinza foliado (triângulos verdes), utilizando os parâmetros R1 e R2 de De La Roche et al. (1980)	189
Figura 95 -	Diagrama A/CNK versus A/NK. Índice de saturação em alumina de Shand (1943) para as amostras do Leucogranito isotrópico (losangos azuis) e do Granito cinza foliado (triângulos verdes). Campos dos granitos tipo I e S de Chappell e White (1974) indicados na figura.....	190
Figura 96 -	Padrão de ETR para as amostras do Leucogranito isotrópico e do Granito cinza foliado, normalizadas ao condrito de Nakamura (1974), crosta continental inferior, média da crosta continental, crosta continental superior (Taylor & McLennan, 1995) e granitos de crista oceânica (Perce et al. 1984).....	192
Figura 97 -	Diagramas discriminantes de ambiente tectônico: Rb versus Y+Nd, Nd versus Y, Rb versus Ta+Yb e Ta versus Yb (Pearce et al. 1984) para as amostras do Leucogranito isotrópico (losangos azuis) e do Granito cinza foliado (triângulos verdes)	193
Figura 98-	Diagrama de classificação de Batchelor & Bowden (1985) (R1 x R2) de ambiente tectônico das amostras do Leucogranito isotrópico (losangos azuis) e do Granito cinza foliado (triângulos verdes).....	194
Figura 99-	Coleta de amostras para estudos de geocronologia.....	196

Figura 100 -	Preparação das amostras para geocronologia U-Pb no LGPA- UERJ.....	197
Figura 101 -	Preparação das amostras para estudos de geocronologia U- Pb no LGPA-UERJ.....	198
Figura 102 -	Exemplos de cristais de zircão vistos com auxílio de lupa binocular.....	199
Figura 103 -	Grãos de zircão das 11 amostras montados em epóxi. Imagem visualizada em catodoluminescência.....	199
Figura 104 -	Espectometria de massa de plasma induzido (A) e ablação por laser (B) do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) – USP para análises U-Pb.....	200
Figura 105 -	Ponto IV-RM-05 (amostras IV-RM-05A – Ortogranulito esverdeado fino (charnoenderbítico) e IV-RM-05C – Ortogranulito leucocrático médio (sienogranítico) próximo ao Rio Muriaé nas proximidades da cidade de Itavaia.....	206
Figura 106 -	Imageamento de grãos de zircão da amostra IV-RM-05A (Ortogranulito esverdeado fino - charnoenderbítico)	208
Figura 107 -	Imagem de <i>backscattered electron</i> de grãos de zircão da amostra IV-RM-05A (Ortogranulito esverdeado fino - charnoenderbítico).....	209
Figura 108 -	Imagem de catodo luminescência com os <i>spots</i> da amostra IV- RM-05A (valores em Ma das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$).....	209
Figura 109 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra IV-RM-05A (Ortogranulito esverdeado fino - charnoenderbítico).....	211
Figura 110 -	Detalhes do diagrama concórdia superior (A) e diagrama de Tera-Wasserburg (B) para as análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra IV-RM-05A (Ortogranulito esverdeado fino - charnoenderbítico).....	211
Figura 111 -	Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra IV-RM- 05A (Ortogranulito esverdeado fino - charnoenderbítico).....	212
Figura 112 -	Imageamento dos grãos de zircão da amostra IV-RM-05C (Ortogranulito leucocrático médio - sienogranítico).....	214

Figura 113 - Imagem de <i>backscattered electron</i> de grãos de zircão da amostra IV-RM-05C (Ortogramulito leucocrático médio - sienogranítico).....	215
Figura 114 - Imagem de catodo luminescência com os <i>spots</i> da amostra IV-RM-05C (valores em Ma para as razões $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$).....	216
Figura 115 - Diagrama de concórdia (Tera-Wasserburg) para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra IV-RM-05C (Ortogramulito leucocrático médio - sienogranítico).....	218
Figura 116 - Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra IV-RM-05C (Ortogramulito leucocrático médio - sienogranítico).....	219
Figura 117 - Ponto BJ-RM-10A onde foi coletado o Ortogramulito leucocrático médio - charnoenderbítico, na cidade de Bom Jesus do Norte, para a análise de geocronologia.....	220
Figura 118 - Imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-10A (Ortogramulito leucocrático médio - charnoenderbítico).....	222
Figura 119 - Imagem de <i>backscattered electron</i> de grãos de zircão da amostra BJ-RM-10A (Ortogramulito leucocrático médio - charnoenderbítico).....	223
Figura 120 - Imagem de catodo luminescência com os <i>spots</i> da amostra BJ-RM-10A (idades em Ma das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$).....	224
Figura 121 - Diagrama de concórdia (Tera-Wasserburg) para análises U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) da amostra BJ-RM-10A.....	226
Figura 122 - Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra BJ-RM-10A (Ortogramulito leucocrático médio - charnoenderbítico).....	226
Figura 123 - Imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-12A (Ortognaisse Foliado Fino).....	228
Figura 124 - Imagem de <i>backscattered electron</i> de grãos de zircão da amostra BJ-RM-12A (Ortognaisse Foliado Fino).....	229
Figura 125 - Imagem de catodo luminescência com os <i>spots</i> da amostra BJ-RM-12A (idades em Ma para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$).....	231

Figura 126 - Diagrama de concórdia (Tera-Wasserburg) para análises U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) da amostra BJ-RM-12A (Ortognaisse Cinza Fino).....	232
Figura 127 - Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra IV-RM-12A (Ortognaisse Foliado Fino).....	232
Figura 128 - Ponto JP-RM-08 na região de Monte Verde onde foi coletado o charnoenderbito do Complexo Serra da Bolívia.....	233
Figura 129 - Imageamento dos grãos de zircão da amostra JP-RM-08A (charnoenderbito isotrópico)	235
Figura 130 - Imagem de <i>backscattered electron</i> de grãos de zircão da amostra JP-RM-08A (charnoenderbito isotrópico).....	236
Figura 131 - Imagem de catodo luminescência com os <i>spots</i> da amostra BJ-RM-08A (idades em Ma das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$).....	237
Figura 132 - Diagrama de concórdia (Tera-Wasserburg) para análises U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão da amostra BJ-RM-08A.....	239
Figura 133 - Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra JP-RM-08A (charnoenderbito isotrópico).....	239
Figura 134 - Ponto JP-RM-01 na região de Monte Verde onde foi coletado o tonalito leucocrático gnaissificado da Suíte São João do Paraíso.....	240
Figura 135 - Imageamento dos grãos de zircão da amostra JP-RM-01A (tonalito leucocrático gnaissificado) da Suíte São João do Paraíso.....	242
Figura 136 - Imageamento dos grãos de zircão da amostra JP-RM-01A (Tonalito leucocrático gnaissificado) da Suíte São João do Paraíso.....	243
Figura 137 - Imagem de <i>backscattered electron</i> de grãos de zircão da amostra JP-RM-01A (Tonalito leucocrático gnaissificado) da Suíte São João do Paraíso.....	244
Figura 138 - Imagem de catodoluminescência com os <i>spots</i> da amostra JP-RM-01A.....	245
Figura 139 - Diagrama de concórdia (Tera-Wasserburg) para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra JP-RM-01A.....	247

Figura 140 - Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra JP-RM-01A.....	247
Figura 141 - Afloramento do tipo pedreira onde se realizou a coleta da amostra JP-RM-07A (Sienogranito leucocrático gnaissificado com granada)	248
Figura 142 - Imageamento dos grãos de zircão da amostra JP-RM-07A (Sienogranito leucocrático gnaissificado com granada)	250
Figura 143 - Imagem de <i>backscattered electron</i> de grãos de zircão da amostra JP-RM-07A (Sienogranito leucocrático gnaissificado com granada) da Suíte São João do Paraíso.....	251
Figura 144 - Imagem de catodo luminescência com os <i>spots</i> da amostra JP-RM-07A.....	252
Figura 145 - Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra JP-RM-07A (Sienogranito leucocrático gnaissificado com granada) da Suíte São João do Paraíso.....	254
Figura 146 - Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra JP-RM-07A.....	254
Figura 147 - Ponto BJ-RM-09 onde foi coletada a amostra para geocronologia do Sienogranito cinza foliado.....	255
Figura 148 - Imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-09A (Sienogranito cinza foliado)	257
Figura 149 - Imagem de <i>backscattered electron</i> de grãos de zircão da amostra BJ-RM-09A (Sienogranito cinza foliado)	258
Figura 150 - Imagem de catodoluminescência com os <i>spots</i> da amostra BJ-RM-09A.....	259
Figura 151 - Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra BJ-RM-09A (Sienogranito cinza foliado).....	261
Figura 152 - Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra BJ-RM-09A.....	261
Figura 153 - Ponto BJ-RM-02 (matacão) do Sienogranito cinza foliado.....	262
Figura 154 - Imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-02A (Sienogranito cinza foliado).....	264

Figura 155 - Imagem de <i>backscattered electron</i> de grãos de zircão da amostra BJ-RM-02A.....	265
Figura 156 - Imagem de catodoluminescência com os <i>spots</i> da amostra BJ-RM-02A.....	265
Figura 157 - Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra BJ-RM-02A (Sienogranito cinza foliado)	267
Figura 158 - Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra BJ-RM-02A.....	267
Figura 159 - Exposições do Leucogranito Isotrópico.....	268
Figura 160 - Ponto BJ-RM-03 – Exposição do Monzogranito leucocrático isotrópico.....	269
Figura 161 - Imageamento dos cristais de zircão da amostra BJ-RM-03A (Monzogranito leucocrático isotrópico).....	271
Figura 162 - Imagem de <i>backscattered electron</i> de grãos de zircão da amostra BJ-RM-03A.....	272
Figura 163 - Imagem de catodoluminescência com os <i>spots</i> da amostra BJ-RM-03A.....	273
Figura 164 - Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra BJ-RM-03A (monzogranito leucocrático isotrópico).....	274
Figura 165 - Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra BJ-RM-03A.....	275
Figura 166 - Ponto IV-RM-06 mostrando as principais características macroscópicas do Monzogranito leucocrático isotrópico.....	275
Figura 167 - Imageamento dos grãos de zircão da amostra IV-RM-06A.....	277
Figura 168 - Imagem de <i>backscattered electron</i> de grãos de zircão da amostra IV-RM-06A (Monzogranito leucocrático isotrópico).....	278
Figura 169 - Imagem de catodoluminescência com os <i>spots</i> da amostra IV-RM-06A (Monzogranito leucocrático isotrópico).....	279
Figura 170 - Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra IV-RM-06A (Monzogranito leucocrático isotrópico).....	281
Figura 171 - Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra BJ-RM-06A.....	282

Figura 172 -	A ilustração indica a análise da composição isotópica do MORB e de rochas ígneas coletadas em ilhas vulcânicas de acordo com as grandes variações das razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ definindo um alinhamento do manto chamado de <i>mantle array</i> . Zindler e Hart (1986); Staudigel et al. (1984); Hamelin et al. (1986) e Wilson (1989).....	287
Figura 173 -	Razões de ϵSr e ϵNd dos granitoides do Complexo Serra da Bolívia, Suíte São João do Paraíso, do Granito Cinza Foliado e do Leucogranito Isotrópico, projetados no diagrama de fontes mantélicas de Zindler e Hart (1986).....	289
Figura 174 -	Razões iniciais de Sr e Nd da amostra IV-RM-05A indicando o campo para o reservatório.....	290
Figura 175 -	Razões iniciais de Sr e Nd das amostras JP-RM-01A, IV-RM-05C e BJ-RM-12A indicando o campo para o reservatório.....	290
Figura 176 -	Razões iniciais de Sr e Nd das amostras BJ-RM-2A e BJ-RM-9A indicando o campo para o reservatório.....	291
Figura 177 -	Razões iniciais de Sr e Nd das amostras JP-RM-8A e BJ-RM-10A indicando o campo para o reservatório.....	291
Figura 178 -	Razões iniciais de Sr e Nd das amostras BJ-RM-3A e IV-RM-6A indicando o campo para o reservatório.....	292

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Relação dos pontos estudados na região de Bom Jesus do Itabapoana com as respectivas unidades e litologias.....	63
Tabela 2 -	Pontos visitados na região de São José do Calçado com as respectivas unidades e litologias.....	67
Tabela 3 -	Pontos visitados na região de Cambuci – Monte Verde com as respectivas unidades e litologias.....	70
Tabela 4 -	Pontos visitados na região de Itaperuna (segundo o mapa geológico de DUARTE et al. 2012b) para a coleta de amostras que foram destinadas à confecção de lâminas delgadas, litogeoquímica, geologia isotópica e geocronologia.....	72
Tabela 5 -	Relação das amostras do Complexo Serra da Bolívia na região de Monte Verde cedidas por Duarte (2014).....	75
Tabela 6 -	Síntese das principais características petrográficas e classificação dos litotipos do Complexo Serra da Bolívia, dos litotipos da Suíte São João do Paraíso, do Granito Cinza Foliado e do Leucogranito Isotrópico.....	138
Tabela 7 -	Amostras analisadas para química dos litotipos do Complexo Serra da Bolívia, Suíte São João do Paraíso, Granito Cinza Foliado e Leucogranito Isotrópico.....	149
Tabela 8 -	Tabela dos cálculos normativos CIPW das amostras do CSB.Qtz: quartzo; C: coríndon; Or: ortoclásio; Ab: albita; An: anortita; Di: diopsídio; Hy: hiperstênio; Ilm: ilmenita; Tn: titanita; Rt: rutilo; Ap: apatita.....	151
Tabela 9 -	Tabela dos cálculos normativos CIPW das amostras da SSJP. Qtz: quartzo; C: coríndon; Or: ortoclásio; Ab: albita; An: anortita; Di: diopsídio; Hy: hiperstênio; Ilm: ilmenita; Hem: hematita; Tn: titanita; Rt: rutilo; Ap: apatita.....	174
Tabela 10 -	Dados comparativos das razões [(La/Yb)N] e [(Eu/Eu*)N] nos granitoides da Suíte São João do Paraíso.....	182

Tabela 11 -	Tabela dos cálculos normativos CIPW das amostras do granitoide cinza foliado e do leucogranito isotrópico. Qtz: quartzo; C: coríndon; Or: ortoclásio; Ab: albita; An: anortita; Hy: hiperstênio; Ilm: ilmenita; Hem: Hematita; Tn: titanita; Rt: rutilo; Ap: apatita.....	185
Tabela 12 -	Amostras coletadas para obtenção dos dados de geocronologia U-Pb (laser ablation).....	195
Tabela 13 -	Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade em milhões de anos, concordância e razões Th/U.....	210
Tabela 14 -	Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade em milhões de anos, concordância e razões Th/U.....	217
Tabela 15 -	Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade em milhões de anos, concordância e razões Th/U.....	225
Tabela 16 -	Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade em milhões de anos, concordância e razões Th/U.....	230
Tabela 17 -	Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade em milhões de anos, concordância e razões Th/U.....	238
Tabela 18 -	Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade em milhões de anos, concordância e razões Th/U.....	246

Tabela 19 -	Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade em milhões de anos, concordância e razões Th/U.....	253
Tabela 20 -	Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade em milhões de anos, concordância e razões Th/U.....	260
Tabela 21 -	Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade em milhões de anos, concordância e razões Th/U.....	266
Tabela 22 -	Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade em milhões de anos, concordância e razões Th/U.....	273
Figura 23 -	Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade em milhões de anos, concordância e razões Th/U.....	280
Tabela 24 -	Tabela com mostrando os valores das idades U/Pb (Laser Ablation em zircão), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$, $\epsilon\text{Sr}(0)$ e $\epsilon\text{Sr}(t)$ das amostras do Complexo Serra da Bolivia, Suíte São João do Paraíso e Granito Cinza Foliado e Leucogranito Isotrópico.....	283
Tabela 25 -	Valores das idades U/Pb (Laser ablation em zircão), das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(0)$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$ e de $\epsilon\text{Nd}(0)$, $\epsilon\text{Nd}(t)$ e idades TDM das amostras do Complexo Serra da Bolivia, Suíte São João do Paraíso, Granito Cinza Foliado e Leucogranito Isotrópico.....	284

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 -	Característica geral dos granitoides brasileiros dos Terrenos Ocidental e Oriental, classificados de acordo com as relações temporais e as fases de deformação.....	45
Quadro 2 -	Correlação entre a nomenclatura litoestratigráfica adotada com trabalhos prévios da literatura, referidos a seguir. As unidades propostas neste trabalho correspondem em parte ou integralmente às unidades definidas em trabalhos anteriores...	52
Quadro 3 -	Tabela comparativa das razões $[(La/Yb)_N]$ e $[(Eu/Eu^*)_N]$ dos grupos 1, 2 e 3 do CSB.....	170
Quadro 4 -	Síntese das principais características dos granitoides na região limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo.....	307

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO.....	33
1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA – GEOLOGIA REGIONAL.....	39
1.1	Contexto Geotectônico.....	39
1.1.1	<u>Geologia da Faixa Ribeira.....</u>	40
1.1.2	<u>Evolução Tectônica da Faixa Ribeira.....</u>	42
1.2	Caracterização das Unidades litológicas dos Domínios dos Terrenos Ocidental e Oriental da Faixa Ribeira.....	47
1.3	Revisão sobre a Evolução Metamórfico-Deformacional da Faixa Ribeira.....	51
1.4	Geologia do Orógeno Araçuai.....	58
2	GEOLOGIA LOCAL – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA REGIÃO LIMÍTROFE ENTRE RJ E ES (CARACTERIZAÇÃO DOS LITOTIPOS EM CAMPO E PETROGRAFIA).....	62
2.1	Introdução.....	62
2.2	Metodologia.....	62
2.3	Apresentação das Unidades do Terreno Ocidental e Oriental da Faixa Ribeira na região de Itaperuna.....	76
2.3.1	<u>Apresentação das Unidades de Mapeamento do Domínio Cambuci.....</u>	77
2.4	Aspectos de campo e caracterização litológica e petrográfica das unidades litológicas.....	79
2.4.1	<u>Complexo Serra da Bolívia.....</u>	79
2.4.1.1	Ocorrência e características de campo dos litotipos do Complexo Serra da Bolívia.....	79
2.4.1.1.1	Granulitos heterogêneos e ortognaisses leucocráticos (grupo 1) do Complexo Serra da Bolívia.....	79
2.4.1.1.2	Ortognaisse Foliado Enderbítico.....	83
2.4.1.1.3	Charnockitos da Região de Monte Verde.....	84

2.4.1.2	Descrição petrográfica dos litotipos do Complexo Serra da Bolívia.....	88
2.4.1.2.1	Petrografia dos Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos (grupo 1) do Complexo Serra da Bolívia.....	89
2.4.1.2.2	Petrografia do Ortognaisse Cinza Fino (grupo 2) do Complexo Serra da Bolívia.....	96
2.4.1.2.3	Petrografia das rochas charnockíticas da Região de Monte Verde (grupo 3) do Complexo Serra da Bolívia.....	100
2.4.2	<u>(Sillimanita)-(ortopiroxênio)-(granada)-biotita gnaissé milonítico migmatítico do Grupo Bom Jesus do Itabapoana.....</u>	105
2.4.3	<u>Caracterização de campo dos Granitoides da Suíte São João do Paraíso e das Rochas Associadas.....</u>	109
2.4.3.1	Petrografia do Leucogranito Gnaissificado da Suíte São João do Paraíso.....	114
2.4.3.2	Metabasitos associados aos granitoides da Suíte São João do Paraíso e aos paragnaisses do Grupo Bom Jesus do Itanapoana.....	122
2.4.4	<u>Granito Cinza Foliado.....</u>	127
2.4.4.1	Petrografia do Granito Cinza Foliado.....	127
2.4.5	<u>Leucogranito Isotrópico.....</u>	132
2.4.5.1	Petrografia do Leucogranito Isotrópico.....	135
2.5	Metamorfismo e Microtectônica nos Litotipos do Complexo Serra da Bolívia e da Suíte São João do Paraíso.....	139
2.5.1	<u>Metamorfismo e deformação a altas temperaturas do Complexo Serra da Bolívia.....</u>	140
2.5.2	<u>Feições microscópicas associadas ao metamorfismo dinâmico do Complexo Serra da Bolívia.....</u>	140
2.5.3	<u>Suíte São João do Paraíso.....</u>	141
2.5.3.1	Metamorfismo e deformação a altas temperaturas da Suíte São João do Paraíso.....	141
2.5.3.2	Microtectônica dos Granitoides e Charnockitoides Gnaissificados da Suíte São João do Paraíso.....	143

3	LITOGEOQUÍMICA DOS GRANITOIDES DO DOMÍNIO CAMBUCI NA REGIÃO LIMÍTROFE DOS ESTADOS DO RJ E ES.....	147
3.1	Introdução.....	147
3.2	Metodologia e procedimentos analíticos.....	147
3.3	Geoquímica dos granulitos, granitoides gnaissificados e charnockitos do Complexo serra da Bolívia	151
3.3.1	<u>Discriminação de Séries, Suítes e Classificação dos Granulitos, Granitoides Gnaissificados e Charnockitoides do Complexo Serra da Bolívia.....</u>	151
3.3.2	<u>Geoquímica Multielementar dos Granitoides do Complexo Serra da Bolívia.....</u>	157
3.3.3	<u>Fontes e Ambientes Tectônicos dos Granitoides do Complexo Serra da Bolívia.....</u>	170
3.4	Granitoides da Suíte São João do Paraíso	173
3.4.1	<u>Discriminação de Séries, Suítes e Classificação dos Granitoides da Suíte São João do Paraíso.....</u>	173
3.4.2	<u>Geoquímica de Elementos Maiores, Traços, Padrões de ETR e Diagramas Multielementos.....</u>	177
3.4.3	<u>Ambientes Tectônicos e Fontes dos Granitoides / Charnockitoides da Suíte São João do Paraíso.....</u>	182
3.5	Granito Cinza Foliado e Leucogranito Isotrópico.....	185
3.5.1	<u>Discriminação de Séries, Suítes e Classificação do Granito cinza foliado e do Leucogranito Isotrópico.....</u>	185
3.5.2	<u>Padrões ETR e Diagramas Multielementos.....</u>	190
3.5.3	<u>Ambientes Tectônicos e Fontes do Leucogranito Isotrópico e do Granito Cinza Foliado.....</u>	191
4	GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO (LA-ICP-MS) DOS GRANITOIDES DO DOMÍNIO CAMBUCI NA REGIÃO LIMÍTROFE ENTRE O RJ E O ES.....	195
4.1	Coleta e preparação de amostras para análises de geocronologia.....	196

4.2	Seleção e montagem dos grãos de zircão para geocronologia.	198
4.3	Equipamento utilizado.....	200
4.3.1	<u>Parâmetros estatísticos e incertezas analíticas.....</u>	200
4.3.2	<u>Datação por LA-ICP-MS (Obtenção dos dados).....</u>	201
4.3.3	<u>Morfologia e imageamento dos grãos de zircão.....</u>	202
4.4	Método U-Pb (LA-ICP-MS) aplicado aos granitoides da região limítrofe dos estados do RJ e ES.....	205
4.4.1	<u>Complexo Serra da Bolívia – Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos (Grupo 1).....</u>	205
4.4.1.1	Amostras IV-RM-05A e IV-RM-05C.....	205
4.4.1.2	Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra IV-RM-05A.....	205
4.4.1.3	Geocronologia U-Pb da amostra IV-RM-05A.....	207
4.4.1.4	Morfologia, montagem e imageamento da amostra IV-RM-05C.....	212
4.4.1.5	Geocronologia U-Pb da amostra IV-RM-05C.....	215
4.4.1.6	Amostra BJ-RM-10A.....	219
4.4.1.7	Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-10A.....	220
4.4.1.8	Idade Concórdia da amostra BJ-RM-10A.....	221
4.4.2	<u>Complexo Serra da Bolívia - Ortognaisse Foliado Fino (grupo 2) - BJ-RM-12A.....</u>	227
4.4.2.1	Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-12A.....	227
4.4.2.2	Idade Concórdia da amostra BJ-RM-12A.....	229
4.4.3	<u>Suíte Monte Verde (grupo 3) - Amostra JP-RM-08A.....</u>	233
4.4.3.1	Morfologia, montagem e imageamento de grãos de zircão da amostra JP-RM-08A.....	234
4.4.3.2	Idade Concórdia da amostra JP-RM-08A.....	236
4.4.4	<u>Suíte São João do Paraíso.....</u>	240
4.4.4.1	Amostra JP-RM-01A.....	240
4.4.4.2	Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra JP-RM-01A.....	241
4.4.4.3	Idade Concórdia da amostra JP-RM-01A.....	244

4.4.4.4	Amostra JP-RM-07A (Sienogranito leucocrático gnaissificado com granada).....	248
4.4.4.5	Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra JP-RM-07A.....	248
4.4.4.6	Idade Concórdia da amostra JP-RM-07A.....	249
4.4.5	<u>Granito Cinza Foliado</u>	255
4.4.5.1	Amostra BJ-RM-09A (Sienogranito cinza foliado)	255
4.4.5.2	Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-09A.....	255
4.4.5.3	Idade Concórdia da amostra BJ-RM-09A.....	258
4.4.5.4	Amostra BJ-RM-02A (Sienogranito cinza foliado)	262
4.4.5.5	Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-02A.....	262
4.4.5.6	Idade Concórdia da amostra BJ-RM-02A.....	263
4.4.6	<u>Leucogranito Isotrópico</u>	268
4.4.6.1	Amostra BJ-RM-03A (Monzogranito leucocrático isotrópico).....	269
4.4.6.2	Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-03A.....	269
4.4.6.3	Idade Concórdia da amostra BJ-RM-03A.....	270
4.4.6.4	Amostra IV-RM-06A (Monzogranito leucocrático isotrópico)	274
4.4.6.5	Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra IV-RM-06A.....	276
4.4.6.6	Idade Concórdia da amostra IV-RM-06A.....	278
5	GEOLOGIA ISOTÓPICA DOS GRANITOIDES DO DOMÍNIO CAMBUCI NA REGIÃO LIMÍTROFE DOS ESTADOS DO RJ E ES	283
5.1	Aplicação dos isótopos de Sr e Nd na petrogênese de rochas ígneas	286
6	CORRELAÇÕES COM TRABALHOS ANTERIORES	293
6.1	Introdução	293
6.2	O Complexo Serra da Bolívia	293
6.2.1	<u>Comparação dos dados do Complexo Serra da Bolívia com trabalhos anteriores</u>	293

6.2.2	<u>Comparação dos dados do Complexo Serra da Bolívia no presente estudo com o Complexo Juiz de Fora, a partir de trabalhos anteriores</u>	296
6.3	Leucogranitos e leucocharnockitos gnaissificados da Suíte São João do Paraíso	297
6.4	Granito Cinza Foliado e Leucogranito Isotrópico	299
	CONCLUSÃO: EVOLUÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA DOS GRANITOIDES DO DOMÍNIO CAMBUCI DA FAIXA RIBEIRA	302
	REFERÊNCIAS	308
	APÊNDICE A	321
	APÊNDICE B	329
	APÊNDICE C	337

INTRODUÇÃO

A presente pesquisa foi realizada na região de Itaperuna que está inserida no contexto geotectônico do Domínio Cambuci (Terreno Oriental) setor central da Faixa Ribeira, cuja evolução se deu durante a Orogênese Brasileira (630 - 495 Ma; MACHADO et al., 1996; TUPINAMBÁ et al., 2000a, b; HEILBRON & MACHADO, 2003). Dois terrenos tectono-estratigráficos distintos, imbricados de SE para NW, integram a faixa nessa região. Da base para o topo, esses terrenos são (DUARTE et al. 2012a): o Terreno Ocidental e o Terreno Oriental, separados por uma zona de cisalhamento de direção NE denominada Limite Tectônico Central (*Central Tectonic Boundary*) (ALMEIDA et al., 1998). O Terreno Ocidental, considerado como a margem retrabalhada do paleocontinente São Francisco, está representado pelo Domínio Juiz de Fora que compreende o sistema de empurrões superior desse Terreno. O Terreno Oriental é integrado por três diferentes domínios tectônicos que, da base para o topo, são os Domínios Cambuci, Costeiro e Italva.

De particular interesse objetivou-se em estudar as distintas etapas de magmatismo do Domínio Cambuci, bem como a sua evolução no contexto geológico regional. O estudo desta granitogênese é uma contribuição relevante para o conhecimento que se tem sobre a Orogênese Brasileira/Pan-Africana no sudeste do Brasil.

Para o entendimento da evolução magmática, foi necessário o estudo detalhado com base em diversas ferramentas, dentre as quais: etapas de campo com o intuito de classificar os litotipos; caracterizar as feições magmáticas; estabelecer contatos litológicos; identificar fases de deformação, além das relações entre as unidades adjacentes do Terreno Oriental da Faixa Ribeira; dados de petrografia, bem como estudos de microtectônica; dados de litogeoquímica; informações sobre geologia isotópica e geocronologia.

As relações de campo mostram diversas evidências de que os granitoides marcam distintas etapas de geração. Corpos migmatizados e milonitizados indicam que o Terreno Oriental, especificamente o Domínio Cambuci, passou por várias etapas de deformação. Fato este confirmado na investigação petrológica, aos quais dados de microtectônica são consistentes com as fases de deformação para a Faixa Ribeira. Análises de litogeoquímica e geologia isotópica contribuíram para o

entendimento de modelos de ambientação tectônica, bem como modelos petrogenéticos e idades modelos a partir de sistemas Sr-Nd. Informações geocronológicas (datação U-Pb em zircão) foram aplicadas contribuindo com resultados mais precisos para a elucidação dos processos relacionados à granitogênese brasileira na região de Itaperuna das rochas granitóides relacionadas aos diversos períodos da Orogênese Brasileira no Domínio Cambuci.

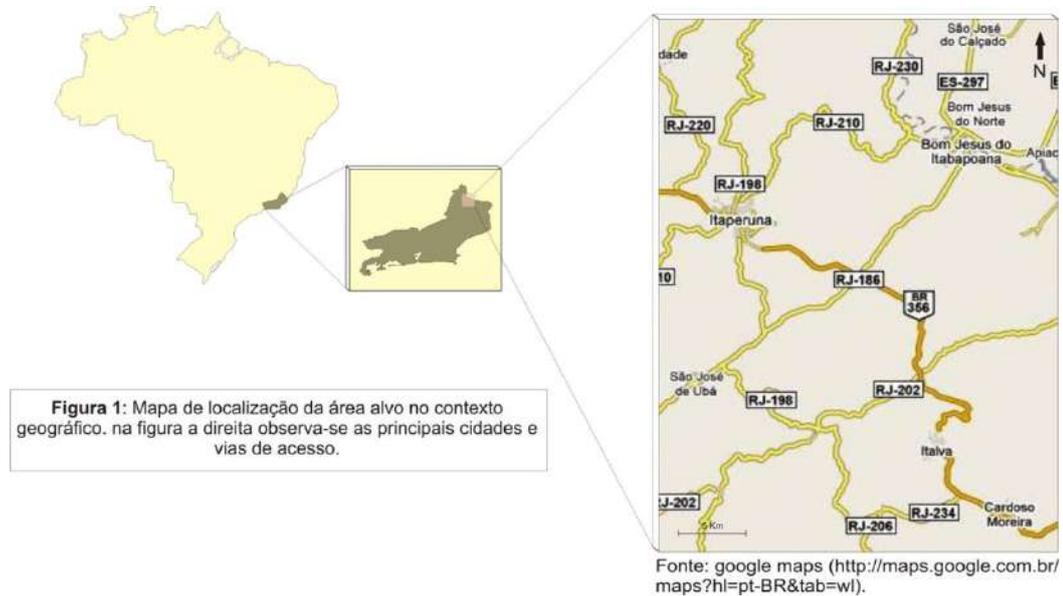
O trabalho teve como objetivo a caracterização das rochas granitóides neoproterozóicas do Domínio Cambuci, incluindo:

- 1) Petrografia, relações texturais e microtectônica;
- 2) Petrogênese das unidades de interesse, o que inclui a identificação de suítes, seus processos evolutivos e suas fontes;
- 3) Determinação da idade das unidades;
- 4) Elaboração de modelo de evolução tectono-magmática para o Domínio Cambuci.

A localidade onde o estudo foi realizado situa-se na região noroeste do Estado do Rio de Janeiro e no extremo sul do Estado do Espírito Santo estendendo-se através de uma faixa transversal com área de, aproximadamente, 2000 Km² entre os meridianos 41° 33' e 41° 57' W e pelos paralelos 21° 00' e 21° 30' S (Figura 1). A região abrange alguns municípios do noroeste fluminense, sendo os principais: Bom Jesus do Itabapoana, Italva, São João do Paraíso e São José de Ubá. Na porção capixaba, os municípios mais importantes são Apicá, Bom Jesus do Norte e São José do Calçado. O acesso, sendo a cidade do Rio de Janeiro o ponto de partida, pode ser efetuado até Campos, via BR-101, e após seguindo-se pela BR-356 que passa pelos municípios de Cardoso Moreira, Italva e Itaperuna. Outro acesso alternativo também pode ser feito via BR-493 até Teresópolis, onde, então, toma-se a BR-116 até Além Paraíba (MG) e, a partir deste município, segue-se pela BR-393 que vai em direção as principais cidades do noroeste fluminense onde se localiza a área de pesquisa.

Este trabalho aborda a maior parte da Folha Itaperuna de escala 1:100.000 (SF.24-V-C-I), que compreende área de 2912 Km², dentro da qual estão inseridas quatro folhas 1:50.000 denominadas: Itaperuna, Bom Jesus do Itabapoana, São João do Paraíso e Italva.

Figura 1 – Principais vias de acesso e cidades da região estudada



Fonte: GOOGLE MAPS, 2012.

Para atingir os objetivos propostos, o trabalho se desenvolveu ao longo de onze etapas, descritas a seguir:

a) Levantamento e análise do material bibliográfico disponível sobre a área alvo e temas afins à pesquisa:

O estudo bibliográfico foi baseado em temas referentes aos diversos trabalhos sobre a Faixa Ribeira e a complexa evolução tectônica deste orógeno; definições, classificações e principais características de granitoides e ortognaisses; referências acerca de trabalhos anteriores da geologia da área alvo que abordaram os estudos de litogeoquímica, geoquímica isotópica e geocronologia.

b) Levantamento e análise do material cartográfico existente para a área alvo:

O levantamento e análise dos mapas e cartas disponíveis no acervo da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (FGEL/UERJ) para a região foi baseado em estudos de trabalhos da disciplina Estágio de Campo II, da UERJ, e também a partir de pesquisas do PRONAGEO (Geologia e recursos minerais da folha Itaperuna SF.24-V-C-I, DUARTE et al. 2012b).

c) Levantamento do acervo de rochas e lâminas da área alvo:

As amostras pertencentes ao acervo da faculdade de Geologia UERJ foram coletadas por docentes, pesquisadores e alunos da graduação do Curso de geologia da UERJ durante as atividades de campo referentes à disciplina Estágio de campo II nos anos de 2003, 2004, 2005 e 2007.

d) Mapeamento geológico e coleta de amostras das unidades de interesse no Domínio Cambuci:

O trabalho de campo baseou-se na caracterização dos afloramentos, descrições e coleta de amostras de granitoides previamente demarcados em áreas pré-estabelecidas, para a confecção de lâminas delgadas e procedimentos de preparação para análises de litogeoquímica, de geocronologia e de geoquímica isotópica

e) Seleção e preparação de amostras para laminação:

A seleção foi efetuada a partir de amostras coletadas no campo e daquelas já existentes no acervo da FGEL/UERJ coletadas durante a realização da disciplina Estágio de Campo II.

f) Análise petrográfica e petrológica das amostras selecionadas e daquelas já existentes no acervo da FGEL/UERJ:

Foram analisadas, ao total, cento e cinco lâminas petrográficas. Destas, sessenta e seis fazem parte do acervo da FGEL/UERJ referentes aos anos de 2004, 2005 e 2007 da disciplina Estágios de Campo II. Outras trinta e nove lâminas foram confeccionadas a partir de amostras coletadas no campo para a presente pesquisa. O estudo petrográfico/petroológico possibilitou a identificação e caracterização dos minerais, as relações entre estes e a classificação sistemática dos litotipos. Também contribuiu para uma seleção mais consistente das amostras submetidas as análises químicas.

g) Preparação de amostras para litogeoquímica (elementos maiores e traços, incluindo terras raras) e geoquímica isotópica (Sm-Nd e Rb-Sr):

As amostras foram submetidas ao processo de pulverização no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA)/FGEL.

h) Preparação de amostras para geocronologia (U-Pb LA-ICP-MS em zircão):

As amostras foram submetidas ao processo de britagem no britador de mandíbulas, em seguida pelo processo de moagem no moinho de discos, bateamento, líquidos densos e separador magnético Frantz e montagem no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA) na UERJ. A montagem dos grãos de zircão foi realizada no Laboratório de Separação no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) na Universidade de São Paulo (USP).

i) Imageamento dos grãos de zircão:

O processo de imageamento dos grãos de zircão foi realizado no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) na Universidade de São Paulo. Foram geradas imagens em luz transmitida, imageamento *backscattered electron* (BSE) e por catodoluminescência (CL).

j) Obtenção, tratamento e interpretação dos dados de litogeoquímica e geocronologia:

Os dados de litogeoquímica foram auferidos no Activation Laboratories – Canadá. No Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) na Universidade de São Paulo foram geradas as análises de geoquímica isotópica (Laboratório de Isótopos Samário-Neodímio e Rubídio-Estrôncio) e de geocronologia (laboratório de Laser Ablation - LA-ICP-MS)

k) Integração dos dados e elaboração do modelo de evolução magmática para o setor central da Faixa Ribeira:

Após a caracterização de campo, coleta de amostras, descrição petrográfica de lâminas delgadas, interpretação de dados de litogeoquímica, geoquímica isotópica e geocronologia, elaborou-se um modelo de evolução magmática para a região de estudo.

l) Elaboração da Tese:

O documento (incluindo formatação, elementos pré-textuais, introdução, desenvolvimento, conclusão, citações e referências bibliográficas) foi elaborado seguindo o roteiro para apresentação das teses e dissertações da Universidade do

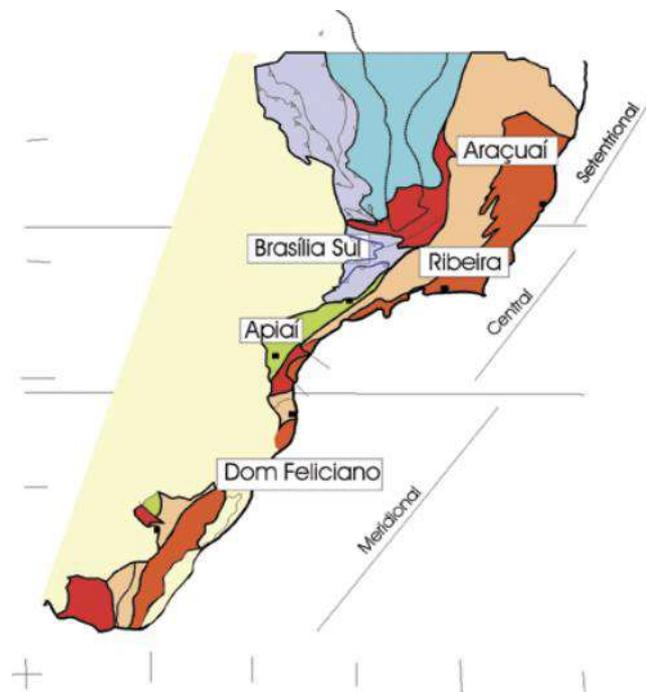
Estado do Rio de Janeiro de acordo com as normas da ABNT (ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS, 2012).

1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA - GEOLOGIA REGIONAL

1.1 Contexto Geotectônico

A área do presente estudo está inserida no contexto geotectônico do setor central da Faixa Ribeira que faz parte do sistema de faixas e dobramentos da Província Mantiqueira, como ilustrado na Figura 2 (HEILBRON et al. 2004). Segundo Almeida (1981), a porção meridional do Cráton São Francisco é circundada por duas províncias estruturais desenvolvidas durante o ciclo Brasileiro: a Província Tocantins, representada pelo segmento N-S da Faixa Brasília; e a Província Mantiqueira, tal como definida por Almeida (1977, 1981).

Figura 2 – Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira



Legenda: O segmento setentrional corresponde ao Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores em roxo e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozoicos.

Fonte: HEILBRON et al. (2004).

A Província Mantiqueira (ALMEIDA 1977, 1981; HEILBRON et al. 2004; SILVA et al. 2005), compreende uma faixa de aproximadamente 3.000 quilômetros de direção NE-SW abrangendo as porções costeiras das regiões brasileiras sul e sudeste. Geologicamente, limita-se com as Províncias Tocantins, o Cráton de São Francisco e a Bacia intracratônica do Paraná, além de ser bordejada pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas.

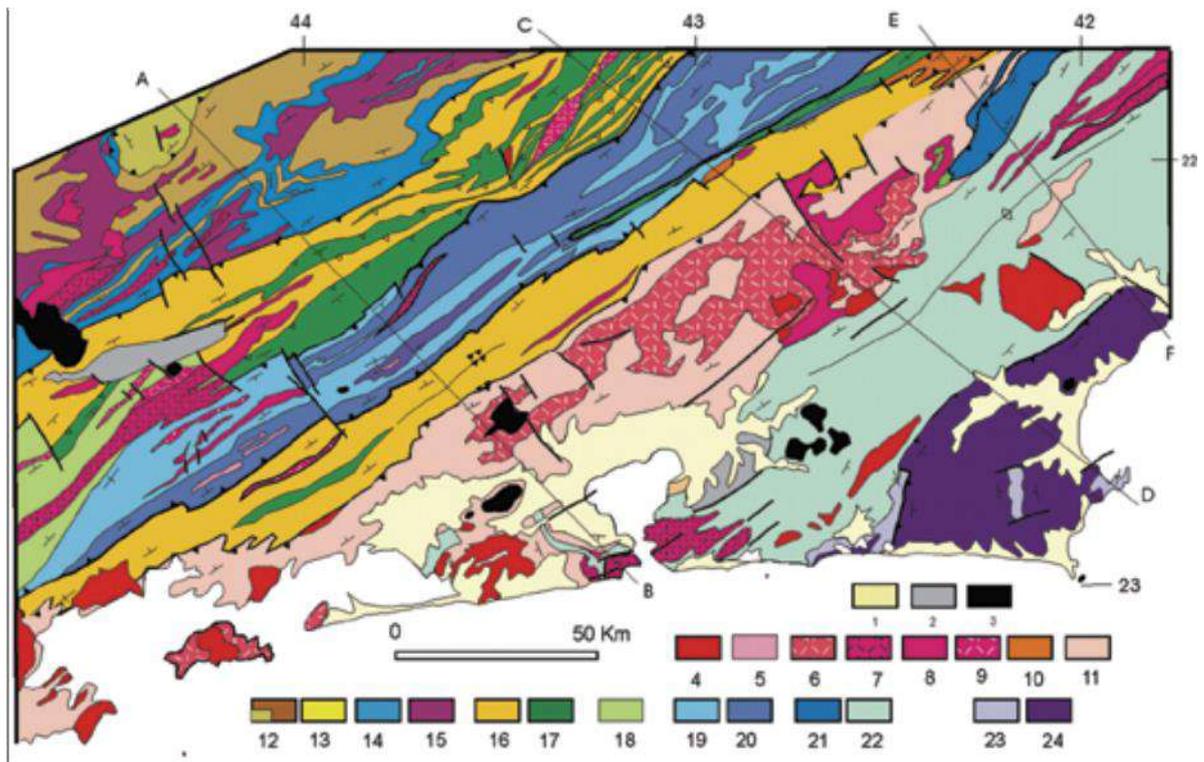
Segundo Heibron et al. (2004), a formação do conjunto de orógenos da Província Mantiqueira, edificado no Neoproterozóico-Cambriano, é essencialmente diacrônico. Dessa forma, períodos de tempo similares podem marcar estágios diferentes de evolução, em segmentos diversos de um mesmo sistema orogênico. Este fato torna-se relevante na contextualização dos terrenos pré-cambrianos do sudeste onde a compreensão das relações entre crátons e orógenos se deu em situação anterior à abertura do Atlântico. Portanto, é importante considerar as contrapartes dos orógenos neoproterozóicos do lado africano.

1.1.1 Geologia da Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira (ALMEIDA et al. 1973) representa um cinturão de dobramentos e empurrões, gerado no Neoproterozóico/Cambriano, durante a Orogênese Brasileira, na borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco (ALMEIDA et al. 1977). A Faixa Ribeira (Figura 3) compreende quatro terrenos tectôno-estratigráficos (no sentido de HOWELL, 1989), imbricados de SSE para NNW (HEILBRON et al. 2000), em direção ao Cráton do São Francisco: Terreno Ocidental, Terreno Paraíba do Sul/Embú, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (HEILBRON et al. 2000, 2004; TROUW et al. 2000) (Figura 4). O Terreno Ocidental é interpretado como resultante do retrabalhamento da margem do Paleocontinente São Francisco e é constituído de um Domínio Autóctone e duas escamas de empurrão (Domínios Tectônicos Andrelândia e Juiz de Fora), com clara vergência para a área cratônica. O Terreno Oriental abriga o Arco Magmático Rio Negro (610 – 580 Ma, TUPINAMBÁ et al. 1998; TUPINAMBÁ et al. 2000) e está compartimentado em três Domínios Tectônicos que, da base para o topo, são: Domínio Tectônico Cambuci, Domínio Tectônico Costeiro e Klippe Italva. A Klippe Paraíba do Sul representa a escama superior nesse segmento

central da Faixa Ribeira, enquanto que o Terreno Cabo Frio tem como característica conspícua uma docagem tardia (530 – 520 Ma; SCHMTT et al. 1999; SCHMTT, 2001) uma vez que os demais terrenos foram amalgamados entre 605 e 580 Ma (MACHADO et al. 1996; HEILBRON E MACHADO, 2003).

Figura 3 – Mapa geológico simplificado da Faixa Ribeira



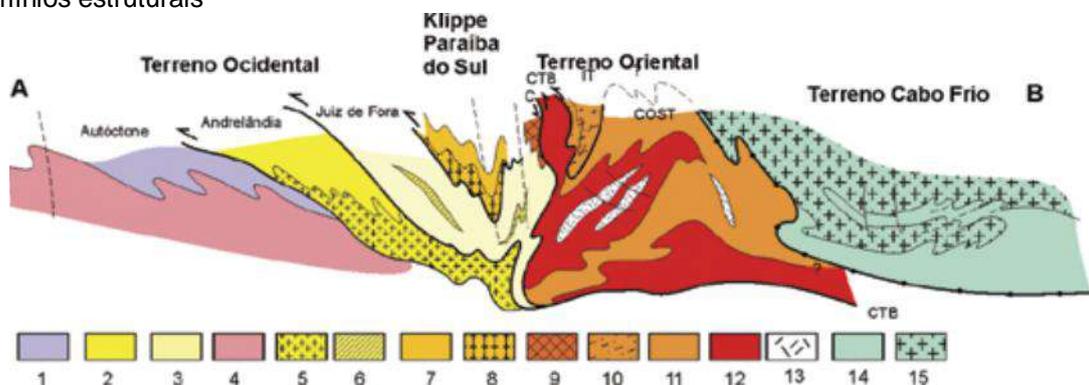
Legenda: 1-Sedimentos quaternários, 2-Sedimentos terciários, 3-Rochas alcalinas cretáceas/terciárias, 4-Granitóide Brasilianos sin a pós-colisionais (4-9)- 4-Biotita granitos pós-colisionais (510-480 Ma, G5), 5-Granitos contemporâneos às ZCs D3 (535-520 Ma, G4), 6-granitos e charnockitos tardi-colisionais (ca. 560Ma, G3); 7-Granitos porfiróides sin-colisionais (590-560 Ma); 8-Leucogranitos e charnockitos tipo S ou híbridos sin-colisionais (ca. 580 Ma, G2); granitóides com idade indeterminada (9-10): 9-Hornblenda granito gnaiss; 10-Suítes Anta e São Primo; 11-Arco magmático Rio Negro (790-620 Ma); Terreno Ocidental (12-17): Megassequência Andrelândia (12-14): 12-Sequência Rio do Turvo em fácies granulito de alta P; 13-Sequência Rio do Turvo; 14-Sequência Carrancas; 15-Complexo Mantiqueira; 16-Fácies distais da Megassequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora; 17-Complexo Juiz de Fora; 18-Complexo Embu indiviso; Terreno Paraíba do Sul (19-20): 19- Grupo Paraíba do Sul; 20-Complexo Quirino; Terreno Oriental (21-22): 21-Sucessão metassedimentar Italva; 22-Sucessão metassedimentar Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24): 23-Sucessão Búzios e Palmital; 24-Complexo Região dos Lagos.

Fonte: HEILBRON et al. (2004).

O contato entre os Terrenos Ocidental e Oriental é marcado por uma zona de cisalhamento de mergulho NW, denominada Central Tectonic Boundary (Limite Tectônico Central; ALMEIDA et al. 1998).

No Terreno Ocidental da Faixa Ribeira podem ser identificadas, direta ou indiretamente, três unidades tectono-estratigráficas (HEILBRON et al. 1998, 2000): 1) unidades pré-1,7 Ga (ortognaisses e ortogranulitos do embasamento, retrabalhados durante a Orogênese Brasileira); 2) rochas supracrustais pós-1,7 Ga (sequências de rochas sedimentares e vulcânicas, metamorfisadas durante a Orogênese Brasileira, que representam sequências de bacias de margem passiva e de arco magmático); e 3) granitóides/charnockitóides gerados durante os diversos estágios da Orogênese Brasileira.

Figura 4 – Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais



Legenda: Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3- Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, Terreno Ocidental; 4 a 6- Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7- Grupo Paraíba do Sul; 8- Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9- Seqüência Cambuci; 10- Seqüência Italva; 11- Seqüência Costeiro; 12- Arco Mágmatco Rio Negro; 13- Granitos colisionais; Terreno Cabo Frio (14-15): 14- Seqüências Búzios e Palmital; 15- Complexo Região do Lagos.

Fonte: HEILBRON et al. (2004).

1.1.2 Evolução Tectônica da Faixa Ribeira

Diversos trabalhos propõem modelos para a evolução tectônica da Faixa Ribeira conjuntamente com os terrenos geológicos adjacentes, como mostrado no quadro 1, tanto no Brasil quanto na porção sudoeste da África (e.g. HASSUI, 2010; HEILBRON et al. 1995; HEILBRON et al. 2000, HEILBRON et al. 2004).

Segundo Hasui (2010) (Figura 5), o fechamento dos oceanos Adamastor, Goiás e Borborema, entre o que hoje seria a América do Sul e a África, gerou respectivamente os sistemas orogênicos Mantiqueira, Tocantins e Borborema,

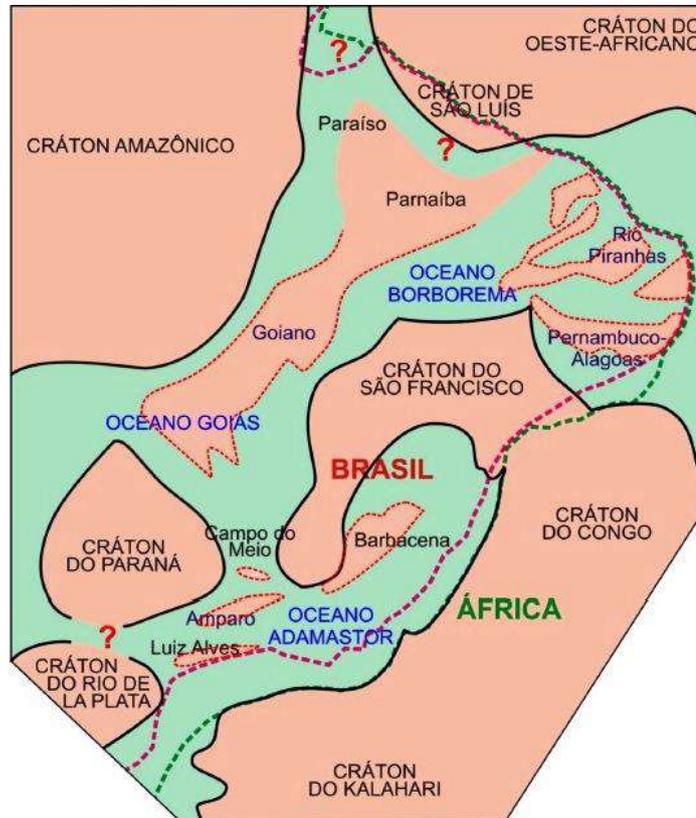
havendo intervenções dos crátons São Francisco, Amazônico, Paraná, Congo e Kalahari. Porções dos Oceanos Goiano e Adamastor se fecharam antes de 600 Ma e a maior parte só concluiu o fechamento até cerca de 500 Ma. A consolidação final deu-se com a exumação ou colapso dos orógenos, acompanhada de ativa erosão, intrusões e vulcanismo pós-colisionais, formação de riftes e bacias de molassa, processos que se estenderam de cerca de 620 (Ediacarano) a 460 Ma (Ordoviciano Médio). No Brasil, estes processos correspondem ao Ciclo Brasileiro e toda a região foi estabilizada por volta de 460 Ma (Ordoviciano Médio).

Heilbron et al. (2000) (Figura 6) sugeriram um modelo de evolução para o segmento central da Faixa Ribeira a partir de 1,8 Ga baseados em trabalhos propostos previamente como (EBERT et al. 1991; TANKARD et al. 1985; EBERT e HASSUI 1998).

Este modelo baseou-se em estudos que correspondem à amalgamação de grandes massas continentais no sudeste brasileiro no período Orosiriano, ao qual é compreendido o final da colagem transamazônica (descrito previamente por VAN SCHMUS et al. 1993; BRITO NEVES et al. 1995; ROGERS 1996); períodos de tafrogêneses no Paleocontinente São Francisco-Congo, como importantes sistemas de riftes desenvolvidos no período estateriano, como as bacias São João del Rei e Espinhaço (BRITO NEVES et al. 1995) e a subsidência e deposição da bacia interior SAG (Bacia Candaraí); quebra e dispersão do Supercontinente Rodínia na transição do Mesoproterozóico para o Neoproterozóico gerando um processo diacrônico e subsequentemente a formação de importantes bacias de margens passivas, localizadas a oeste e sudoeste do continente São Francisco-Congo (TROUW E PANKHURST, 1993).

A Bacia Andrelândia é caracterizada por uma fase rift inicial ao qual é associada à unidade psamítica com lentes toleíticas máficas (PACIULLO, 1997). Na borda do Terreno Oriental (placa/microplaca Serra do Mar) as reconstruções paleo-ambientais evidenciam que a bacia passou por um estágio de alto grau metamórfico (facies granulito ou uma transição entre facies anfíbolito e granulito). Em aproximadamente 630 – 590 Ma, com uma inversão tectônica e construção de uma margem ativa nos Terrenos Ocidental e Oriental, iniciou-se o estágio pré-colisional, relacionado à Orogenia Brasileira, com a geração do Arco Magmático Rio Negro intrudindo a margem passiva Italva.

Figura 5 – Os continentes (crátons) e oceanos do Neoproterozóico no Brasil onde são indicados os principais microcontinentes ou maciços, que foram mais ou menos afetados pelos processos tectônicos e térmicos do Ciclo Brasileiro e incorporados nos sistemas orogênicos Borborema, Mantiqueira e Tocantins



Fonte: HASUI, 2010. MODIFICADO DE SCHOBENHAUS E BRITO NEVES, 2003.

Como resultado da colisão, houve, na margem ocidental, um intenso encurtamento com desenvolvimento de lascas crustais de empurrão (Domínios Andrelândia, Juiz de Fora e Paraíba do Sul) com vergência para NW.

Segundo Heilbron et al. (2004), o Sistema Orogrênico da Mantiqueira é composto pelos segmentos Meridional (Orógeno Dom Feliciano); segmento Central (Orógeno Ribeira e Apiaí; porção Sul do Orógeno Brasília) e segmento Setentrional (Orógeno Araçuaí).

Heilbron et al. (2004) definiram que a evolução tectônica da Província Mantiqueira foi marcada por um diacronismo de distintos estágios da Orogrênese Brasileira (CAMPOS-NETO e FIGUEIREDO, 1995; CAMPOS-NETO, 2000; TROUW et al. 2000).

Quadro 1: Característica geral dos granitoides brasileiros dos Terrenos Ocidental e Oriental, classificados de acordo com as relações temporais e as fases de deformação (continua)

Relação temporal com deformação	Idade (Ma)	Geoquímica	Estruturas	Domínios Tectônicos	Ambiente tectônico	Referências
Pós-tectônico Sin- a pós- D4	<520	Plútons calci-alcálicos; a álcali-cálcicos; Dioritos e gabros toleíticos	Stocks zonados e não foliados, fluxo primário, diques, proposição de processos mixing e mingling	Apenas no Terreno Oriental	Colapso extensional do cinturão orogênico	Pires et al. (1982); Wiedman (1989, 1993); Figueiredo e Campos Neto (1993)
Pós-closional Sin- D3	540- 520	Stocks álcali-cálcicos de leucogranitos levemente peraluminosos	Diques subverticais e plutons relacionados a zona de cisalhamento D3, levemente foliados nas bordas	Registrado em ambos os terrenos tectônicos	Retrabalhamento crustal de rochas do embasamento e cobertura sedimentar	Machado e Demange (1994); Heilbron, (1993, 1995); Heilbron et al. (1995); Machado et al. (1996); Valadares (1996)

Quadro 1: Característica geral dos granitoides brasileiros dos Terrenos Ocidental e Oriental, classificados de acordo com as relações temporais e as fases de deformação (conclusão)

Tarde Colisional Tarde D2	565-540	granitos metaluminon. do tipo I com enclaves básicas; leucogranitos a duas micas do tipo S	Plutons e camadas levemente foliados	Registrado em ambos os terrenos tectônicos	Retrabalhamento crustal de rochas do embasamento e cobertura sedimentar	Grossi Sad e Barbosa (1985); Tupinambá (1993a); Machado e Demange (1994); Heilbron (1995); Heilbron et al. (1995); Junho et al. (1999)
Sin Colisional Sin D1+D2	595-565	Abundantes grnitos peraluminosos do tipo S; Granitos metaluminosos do tipo I	Plutons foliados e milonitizados	Registrado em ambos os terrenos	Retrabalhamento crustal de rochas do embasamento e cobertura sedimentar	Tupinambá (1993a); Machado e Demange, (1994); Heilbron (1995); Heilbron et al. (1995); Machado et al. (1996)
Pré colisional Pré D1	630-595	Tonalitos a granodioritos e gabros toleíticos	Plutons foliados; estruturas miloníticas próximas ao limite tectônico	Apenas detectado no Terro Oriental	Arco magmático cordilheirano	Figueiredo e Campos Neto (1993); Tupinambá et al. (1998)

Fonte: HEILBRON et al. (1995); HEILBRON et al. (2000)

Os estágios orogênicos foram divididos com base em três etapas colisionais: em 630 Ma que foi caracterizado como o primeiro estágio de colisão (Colisão I) ao qual afetou o Orógeno Brasília; e as colisões II e III que ocorreram respectivamente em 580 e 560 Ma e 520-510 Ma, que atingiram a Faixa Ribeira.

A construção do Orógeno Ribeira é caracterizada, primeiramente, por uma etapa pré-colisional onde rochas geradas em arco magmático de margem continental ativa/ e ou arco de ilhas são oriundas de um processo de subducção a partir do fechamento do Oceano Adamastor. A geração do arco magmático Rio Negro (Terreno Oriental) evidencia que a subducção foi para leste resultando na geração de ortognaisses tonalíticos a graníticos, cálcio-alcalinos, com corpos gabróicos associados a rochas plutônicas.

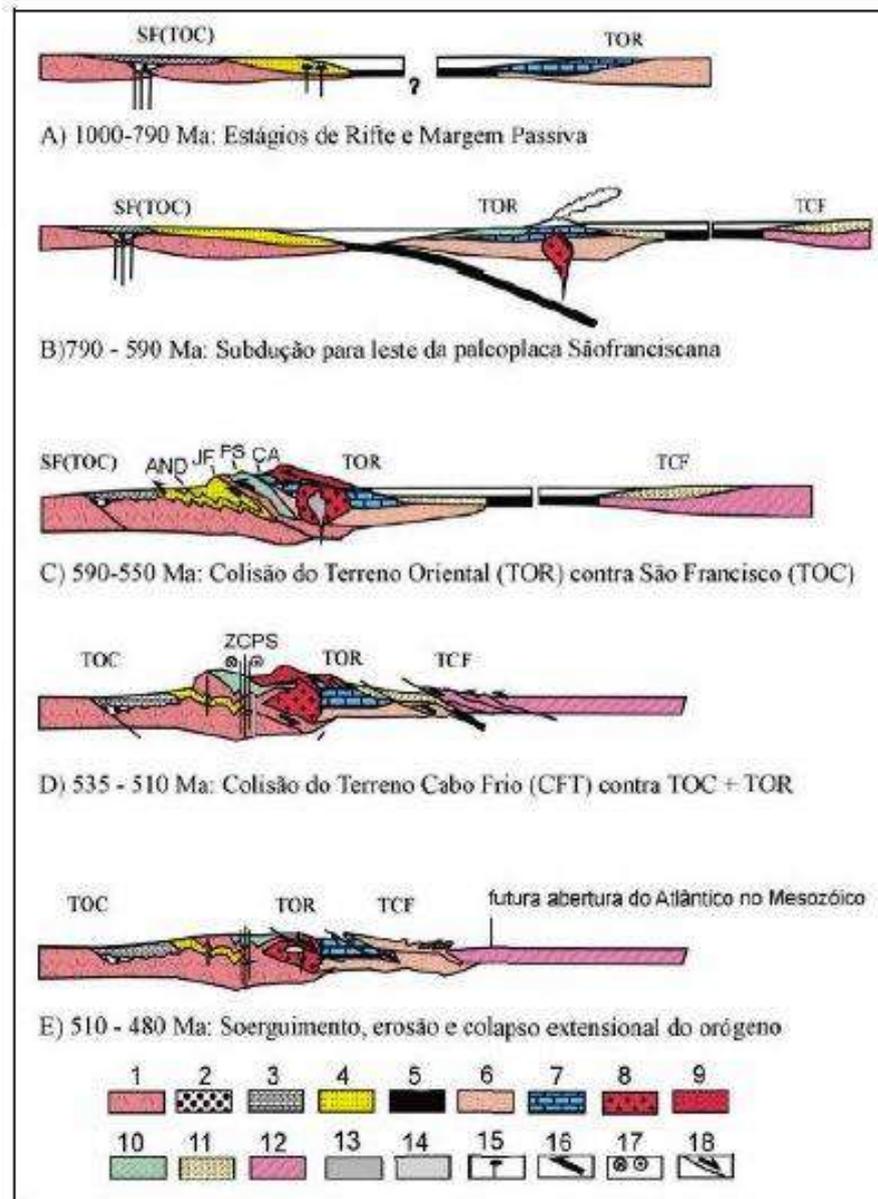
1.2 Caracterização das Unidades litológicas dos Domínios dos Terrenos Ocidental e Oriental da Faixa Ribeira.

Trabalhos da década de 50 e 60 já evidenciavam a complexidade da Faixa Ribeira. De acordo com Rosier (1957), um dos pioneiros no estudo desse complexo segmento geológico, unidades graníticas e sedimentares metamorfisadas já eram descritas na área.

Este estudo mostra uma comparação geológica entre a tectônica da Serra do Mar (região que compreende uma faixa que se estende de Petrópolis até Santa Maria Madalena - RJ) e a tectônica dos Alpes Pênnicos da Suíça. Mesmo sem uma interpretação estratigráfica e tectônica, outrora a pesquisa considerava uma contribuição relevante para o mapeamento geológico do Brasil.

O autor supracitado redefiniu, em 1965, um novo trabalho onde o modo de apresentação e a escala do mapa foram apresentados em um esquema estrutural simplificado e estando mais apropriado ao estado das pesquisas, tendo em vista a interpretação pouco sustentável dos alpes pênnicos suíços, mesmo havendo, na época, a suposição de que havia um conjunto de nappes.

Figura 6 – Etapas evolutivas do Orógeno Ribeira



Legenda: 1 – Placa do São Francisco; 2 – Sucessões Rifte São João Del Rei; 3 – Sucessões Candaraí Intra-Placa; 4 – Margem passiva Andrelândia; 5 – Crosta Oceânica; 6 – Paleoplaca Oriental; 7 – Sucessão de margem passiva Costeiro; 8 – Rochas plutônicas Rio Negro; 9 – Vulcânicas Rio Negro; 10 – Sucessões *Fore Arc* Paraíba e Cambuci; 11 – Sucessões *Back Arc* Búzios; 12 – Paleoplaca Cabo Frio; 13 – Granitos sin-colisionais; 14 – Granitos tardi- a pós-colisionais; 15 – Magmatismo Tholeiítico; 16 – Vergência Tectônica; 17 – Sentido lateral da zona de cisalhamento; 18 – Falhas normais; SF = Cráton São Francisco; TOC = Terreno Ocidental; TOR = Terreno Oriental; TCF = Terreno Cabo Frio; ZCPS = Zona de cisalhamento Paraíba do Sul; AND = Domínio Andrelândia; JF = Domínio Juiz de Fora; PS = Terreno Paraíba do Sul.

Fonte: HEILBRON et al. (2000).

Naquela época já eram descritas: unidades metamorfnizadas representadas pela série Paraíba – Desengano, Faixa Maricá – Conceição de Macabú, metaquartzitos e uma Faixa de gnaisses de granulação fina entre Manhauçu e Lajinha

e uma pequena faixa de gnaisses xistosos entre Santa Rita e Santa Bárbara de Caratinga; Unidade constituintes do substrato como a Série da Serra dos Órgãos, Faixa-Rio Branco – Lumiar e Faixa da Pedra lisa; Granitos e pegmatitos pós tectônicos; e Rochas eruptivas, diabásios e basaltos mesozoicos.

Tupinambá et al. (2007) correlacionaram a nomenclatura de unidades litoestratigráfica de trabalhos prévios na literatura e propuseram uma nova definição. Para o Terreno Ocidental, o Complexo Juiz de Fora (redefinido por HEILBRON et al. 1998) era anteriormente descrito como as Unidades Itaperuna, Comendador Venâncio, São José de Ubá e na Unidade Itaocara (BARBOSA E GROSSI-SAD 1983 a,b,c). Segundo Tupinambá et al. (2007) o Complexo Juiz de Fora compreende o embasamento pré-1.7 Ga composito granulitos gnaissificados de origem ígnea, com composições variando entre gabros, dioritos, tonalitos e granodioritos. Já as unidades Raposo (BARBOSA e GROSSI-SAD 1983 a,b,c) e Catalunha, para os gnaisses pelíticos, e Unidades Itaocara e Santo Eduardo, para os gnaisses bandados (BARBOSA e GROSSI-SAD 1983a,b,c; COSTA et al. 1978a, 1978b) foram relacionadas à Megassequência Andrelândia (PACIULLO et al. 2000); Grandes corpos descontínuos de granitóides sincolisionais tipo-S ou híbridos (leucocharnockitos e charnoenderbitos com granada que ocorrem amplamente no Domínio Juiz de Fora e estão localizados ao longo dos contatos entre o Complexo Juiz de Fora e a Megassequência Andrelândia) foram relacionadas as Unidades Raposo e Comendador Venâncio (BARBOSA E GROSSI-SAD 1983a,b,c).

No Domínio Paraíba do Sul, representado por ortognaisses da Unidade Quirino e pela sucessão metassedimentar do Complexo Paraíba do Sul, eram anteriormente agrupados nas Unidades do Complexo Paraíba do Sul, Unidades Santo Eduardo e Itaocara. O embasamento pré-1,7 Ga neste compartimento é representado por ortognaisses do Complexo Quirino, que se localizam na base de uma megaestrutura sinclinal da *Klippe* Paraíba do Sul. Segundo Tupinambá et al. (2003a,b) ocorre uma sequência em que o topo da estrutura, grandes dobras reclinadas, com flancos invertidos, intercalam ortognaisses do Complexo Quirino com metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul.

Justaposto tectonicamente ao Domínio Juiz de Fora ocorre o Domínio Cambuci, que de acordo com Tupinambá et al. (2007), as subdivisões correspondem a três unidades distintas. A primeira é referente aos biotita gnaisses bandados, granada gnaisses e mármore (que anteriormente eram descritas como as Unidades

Catalunha e São Fidélis de Costa et al. (1978a, 1978b) e Batista (1984, 1986) e a à Suíte Metassedimentar Catalunha (TUPINAMBÁ 1993a,b), sendo agrupadas por Tupinambá et al. 2007 como Unidade Cambuci e atualmente redefinida por Duarte (2012a) de Grupo Bom Jesus do Itabapoana. Uma outra unidade é caracterizada pela geração de uma rocha diatexítica, oriunda da migmatização dos gnaisses e metassedimentos da unidade Cambuci. Esta rocha que atingiu alto grau de anatexia foi denominada de Leucocharnockito São João do Paraíso por Tupinambá et al. (2007), e anteriormente caracterizada por Costa et al. (1978 a,b) em partes das unidades Vista Alegre, São João do Paraíso e São José de Ubá e por Heilbron (1993a), b como Diatexito São João do Paraíso. Posteriormente, os diatexitos foram designados de Suíte São João do Paraíso, por Duarte et al. (2012a). Na terceira unidade, ocorrem rochas ortoderivadas pertencentes a dois complexos plutônicos gnaissificados: Complexo Serra da Bolívia e Complexo São Primo. Segundo Tupinambá et al. (2007) estão em posição tectono-estratigráfica inferior no Domínio Cambuci, em áreas cartografadas anteriormente como Unidade Itaocara, e seguindo para o Estado do Espírito Santo eram denominadas de unidades Monte Verde, Bela Joana e Associação II indivisa por Costa et al. (1978a,b).

O Domínio Costeiro, segundo Tupinambá et al. (2007), ocorrem sucessões metassedimentares em fácies anfibolito alto a granulito, invadidas por diversas gerações de rochas granitóides, como os ortognaisses do Complexo Rio Negro (arco magmático pré-colisional). Neste domínio, são identificadas duas unidades metassedimentares: São Fidélis e São Sebastião do Alto. A Unidade São Fidélis (terminologia na literatura por SILVA et al. (1978); BATISTA (1984, 1986); REIS E MANSUR (1995)) é representada por gnaisses kinzigíticos, em geral muito migmatizados, predominantes na porção basal do domínio e a Unidade São Sebastião do Alto (TUPINAMBÁ et al. 2007) incluídas nas unidades Santo Eduardo ou Itaocara (REIS E MANSUR 1995); Outro conjunto de rochas plutônicas, intrusivas nas rochas metassedimentares do Domínio Costeiro, está representado por ortognaisse da Unidade Angelim (TUPINAMBÁ et al. 2007).

O Domínio Italva é considerado o compartimento superior do Terreno Oriental. Trabalhos pioneiros de Lamego (1940), Menezes (1973,1975), Costa et al. (1978a, 1978b), Matos et al. (1980), e Grossi-Sad e Dutra (1988) incluíam as rochas do Domínio de Italva no Grupo Paraíba do Sul, e apresentavam dados litogeoquímicos que sugeriam um ambiente tectônico de back-arc para o conjunto. O Grupo Italva foi

definido por Machado Filho et al. (1983) ao qual foi separado do Complexo Paraíba do sul. Tupinambá et al. (2007), adotaram o termo utilizado por Machado Filho et al. (1983) definindo o Grupo Itava por um conjunto de rochas metavulcano-sedimentar, rico em mármores e anfibolitos, ao qual o metamorfismo principal não ultrapassa os limites da fácies anfibolito.

O quadro 2, extraído de Tupinambá et al. (2007), mostra a correlação entre a nomenclatura litoestratigráfica adotada com trabalhos prévios da literatura. As unidades propostas neste trabalho correspondem em parte ou integralmente às unidades definidas em trabalhos anteriores.

No presente estudo foram adotadas as definições sugeridas por Duarte et al. (2012a) –para o Domínio Cambuci que, de acordo com estes autores, é constituído de três grandes unidades: sequência de rochas metavulcanossedimentares neoproterozóicas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana; conjunto de rochas ortoderivadas de composições diversas (dioritos a tonalitos, quartzo dioritos a quartzo sienitos, gabros e noritos) do Complexo Serra da Bolívia de idade neoproterozóica, relacionado à etapa de transição do período pré- ao período sin-colisional da Orogênese Brasileira; e charnockitos/granulitos charnockíticos e leucogranitos/leucognaisses da Suíte São João do Paraíso.

Duarte et al. (2012a) relataram a existência de granitóides isotrópicos, associados a estruturas rúpteis ou ductil-rúpteis, englobados sob a denominação conjunta de diques e stocks graníticos. Os leucogranitos isotrópicos são restritos na região e ocorrem predominantemente no sistema de deformação (de direção preferencial NE, ortogonal ao trend da Faixa Ribeira, NW). As litologias são representadas no mapa geológico de Duarte et al. (2012b).

1.3 Revisão bibliográfica sobre a Evolução Metamórfico-Deformacional da Faixa Ribeira

Dois grandes eventos deformacionais foram responsáveis pela estruturação do setor central da Faixa Ribeira (HEILBRON et al. 1995; HEILBRON et al. 2000).

Quadro 2: Correlação entre a nomenclatura litoestratigráfica adotada com trabalhos prévios da literatura, referidos a seguir. As unidades propostas neste trabalho correspondem em parte ou integralmente às unidades definidas em trabalhos anteriores (continua)

Domínios/ Compartimentos	Unidades adotadas (Tupinambá <i>et al.</i>, 2007)	Idades	Unidades descritas em trabalhos anteriores
Domínio Juiz de Fora/ Terreno ocidental	Leucocharnockitos e charnoenderbitos com granada	580-570 Ma	Unidades Raposo e Comendador Venânico
	Megassequência Andrelândia a) gnaisses pelíticos b) gnaisses bandados com quartzitos	Neoproterozóico	Unidades Raposo e Catalunha para os gnaisses pelíticos; Unidades Itaocara e Santo Eduardo para gnaisses bandados
	Complexo Juiz de Fora	2,4-1,7 Ga	Unidades Itaperuna, Comendador Venâncio, S. José de Ubá
	Grupo Paraíba do Sul	?	Complexo Paraíba do Sul, Unidades Santo Eduardo e Itaocara
Klippe Paraíba do Sul	Complexo Quirino	2,1 Ga	Complexo Paraíba do Sul, Unidades Santo Eduardo e Itaocara
	Leuco-Charnockitos e charnoenderbitos São João do Paraíso	580 Ma	Unidades Monte Alegre e S. João do Paraíso
Domínio Cambuci/ Terreno Oriental	Complexo Serra da Bolívia: Ortognaisses e charnockitóides	605 Ma	Unidades Monte Verde e Bela Joana e Associação II indivisa
	Unidade Cambuci: biotita gnaisses bandados e granada gnaisses, mármore	Neoprot. III.	Unidades Catalunha, São Fidélis

Quadro 2: Correlação entre a nomenclatura litoestratigráfica adotada com trabalhos prévios da literatura, referidos a seguir. As unidades propostas neste trabalho correspondem em parte ou integralmente às unidades definidas em trabalhos anteriores (conclusão)

Domínio Costeiro/ Terreno Oriental	Suíte Bela Joana: Charnockitóides e Granitóides porfiríticos e foliados	575-565 Ma	Unidade Bela Joana, Desengano
	Suíte Santa Maria Madalena: Leucogranitos e leucocharnockito	580-565 Ma	
	Unidade Angelim: Granada- hornblenda Ortognaisses	?	Unidade Angelim
	Complexo Rio Negro: Ortognaisses tonalíticos a graníticos, gabros	790-620 Ma	Unidade Rio negro
	Unidade São Sebastião do Alto: paragnaisses com quartzitos /Unidade São Fidélis: Gnaisses kinzigíticos	Neoproterozóico	Unidade S. Fidélis e Santo Eduardo
Klippe Italva	Grupo Italva: granada- hornblenda gnaisses, mármore e anfíbolitos	840-600 Ma.	Grupo Italva, Grupo Paraíba do Sul

Legenda: Unidades Itaperuna, Comendador Venâncio, Raposos e Itaocara (BARBOSA E GROSSI-SAD 1983a,b,c). Unidades Catalunha, Santo Eduardo, S. José de Ubá, Vista Alegre, São João do Paraíso, Angelim, Desengano (COSTA et al. 1978a, 1978b; BATISTA 1984, 1986). Unidade Rio Negro (MATOS et al. 1980). Complexo Paraíba do Sul (MACHADO 1984, 1986). Grupo Paraíba do Sul (EBERT 1957; MATOS et al. 1980; GROSSI-SAD E DUTRA 1988; TUPINAMBÁ 1993a,b). Grupo Italva (MACHADO FILHO et al. 1983). Trabalhos de integração cartográfica e estratigráfica regional: Machado Filho et al. (1983); Reis & Mansur (1995); Fonseca (1998); Silva & Cunha (2001); Silva et al. (2002).

Fonte: TUPINAMBÁ et al. (2007).

Um primeiro evento relacionado às fases da deformação principal que engloba as fases geométricas D1 e D2 e foi responsável pela amalgamação e imbricamento dos Terrenos Ocidental, Oriental e Paraíba do Sul e pelo desenvolvimento da foliação principal, às vezes milonítica, nestes três compartimentos; e um outro evento associado às fases da deformação tardia que engloba as fases geométricas D3 e D4, responsáveis pelo redobramento da xistosidade principal e pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento subverticais (D3 tem *trend* geral paralelo à extensão da faixa, enquanto D4 tem *trend* ortogonal à extensão do orógeno).

Os terrenos e seus domínios estruturais são separados por importantes zonas de cisalhamento dúcteis com componente inverso e transpressivo dextral, geradas durante a deformação principal (D1+D2, HEILBRON 1993; HEILBRON et al. 2000, 2004).

O contato entre os terrenos Oriental e Ocidental, que representa a principal sutura da Orogênese Brasileira na faixa, é marcado por uma zona de cisalhamento de mergulho NW, denominada Central Tectonic Boundary (Limite Tectônico Central; ALMEIDA et al. 1998).

Os Terrenos da Faixa Ribeira e seus domínios estruturais são separados por importantes zonas de cisalhamento dúcteis com componente inverso e transpressivo dextral, geradas durante a deformação principal D1 + D2, (HEILBRON 1993; HEILBRON et al. 1998, 2000, 2004; ALMEIDA 2000). Esta deformação principal possui um padrão complexo e, muitas vezes, uma mesma zona de cisalhamento passa de empurrão para zona transcorrente dextral ao longo do strike, indicando convergência oblíqua (HEILBRON 1993). Rochas miloníticas e forte lineação de estiramento ocorrem nestas zonas de maior deformação concomitante a fase de deformação principal D1 + D2.

Duas fases de deformação tardias, D3 e D4, redobram a xistosidade principal e podem ser reconhecidas localmente, uma vez que a distribuição espacial das mesmas é muito heterogênea (HEILBRON, op.cit.). Caracterizam-se por dobras abertas a apertadas, associadas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento subverticais (HEILBRON, op.cit.).

A deformação D3 gerou dobras com eixos sub-horizontais e zonas de cisalhamento com *trend* geral paralelo à extensão do orógeno (NE-SW). Duas importantes estruturas regionais foram geradas nesta fase de deformação: A Megassinformal do Rio Paraíba do Sul (HEILBRON et al. 1991) e a Zona de

Cisalhamento Além Paraíba (Campanha, 1981; Almeida, 2000). A deformação D4 gerou zonas de cisalhamento sub-verticais de trend NW-SE (ortogonal à extensão do orógeno), associadas a dobras de arrasto que geram as foliações previamente formadas (D1, D2, D1+D2 e D3) (HEILBRON, 1993; HEILBRON et al. 2000).

A história da evolução metamórfica da Faixa Ribeira é caracterizada por dois eventos que foram discriminados por critérios microtectônicos e datados pela aplicação de técnicas de U-Pb em minerais metamórficos (MACHADO et al. 1996). Segundo esses autores, o estágio M1 ocorreu no Neoproterozóico (595-565 Ma), enquanto que o estágio M2 desenvolveu-se no início do Paleozóico.

O estágio M1 produziu paragêneses minerais de pressões intermediárias a altas e feições microestruturais indicam que estas paragêneses são contemporâneas ao desenvolvimento da foliação principal, gerada durante a deformação principal (D1+D2). O pico de temperatura metamórfica aumenta de NW para SE, ou seja, do Terreno Ocidental para o Terreno Oriental, mostrando sucessivas zonas metamórficas: biotita, granada, estaurolita-cianita, cianita-sillimanita, K-feldspato, cordierita (esta última, identificada apenas no Terreno Oriental) e, localmente, zonas de piroxênio-sillimanita (HEILBRON, 1985, 1993, 1995; THROUW et al. 1986 TUPINAMBÁ, 1993b, DUARTE, 1998; NOGUEIRA, 1999). A distribuição espacial das zonas metamórficas M1, com zonas metamórficas de alto grau acima de zonas de mais baixo grau, delinea um gradiente metamórfico inverso. Dados geotermobarométricos do setor norte do Domínio Andrelândia indicam temperaturas máximas de 700 – 900 °C e pressões de 8-10 Kbar para o início do estágio M1 (Trow, 1992). As condições metamórficas registradas para o final do estágio M1 no Domínio Juiz de Fora foram de $T > 700-750$ °C e $P = 6-7$ Kbar (DUARTE, 1998).

O metamorfismo principal (M1) atingiu condições da facies anfíbolito superior ou da facies granulito, dependendo do domínio tectônico, durante a atuação da deformação principal caracterizada pelas fases geométricas D1 + D2. Segundo Heilbron (1993), a fase de deformação principal foi responsável pela compartimentação regional e evoluiu de um componente de baixo ângulo, com transporte para NW, para uma fase oblíqua (de componente inverso e dextral), com transporte para NE. Os autores reconheceram ainda duas outras fases de deformação, D3 e D4, relacionadas ao redobramento das estruturas geradas pela fase D1 + D2.

O metamorfismo M1 no Terreno Ocidental varia desde a facies xisto verde, na borda cratônica, até a facies granulito de média pressão, próximo ao contato com os Terrenos Oriental e Paraíba do Sul.

Como resultado da atuação de metamorfismo de alto grau, aliado à deformação intensa, o Domínio Tectônico Juiz de Fora sofreu forte obliteração de texturas e estruturas originais. Estas estruturas são caracterizadas pela interdigitação tectônica entre escamas do conjunto de rochas ortogranulíticas pré -1,7 Ga (Complexo Juiz de Fora) e escamas de rochas mestassedimentares pós – 1,7 Ga (Megassequência Andrelândia) (HEILBRON et al. 2000; HEILBRON et al. 2001).

A Klippe Paraíba do Sul registra paragêneses que indicam metamorfismo sob condições da facies anfibolito, enquanto que o Terreno Oriental registra condições tanto da facies anfibolito (no Domínio Italva), quanto da facies granulito (nos Domínios Cambuci e Costeiro).

No Terreno Oriental, o estágio M2 caracteriza-se por altas temperaturas, o que resultou em intensa migmatização e geração de granitóides intrusivos tipos S e I. Estes corpos graníticos estão preferencialmente localizados ao longo de estruturas antiformais e zonas de cisalhamento D3 (HEILBRON et al. 2000).

No Terreno Oriental, Bento dos Santos et al. (2005) determinou para a região de São Fidélis (localizada no setor central da Faixa Ribeira) uma trajetória metamórfica com condições de pico metamórfico a temperatura de 750 – 800°C e pressão de 8 – 9 kbar e para a fase de resfriamento e descompressão valores significativamente inferiores (temperatura = 600 – 700 °C e pressão = 5 – 6,5 kbar), a partir de estudos de análises de química mineral e geotermobarometria em metabasitos e metapelitos.

Marques (2009) utilizou alguns parâmetros, como as associações minerais, os diferentes equilíbrios metamórficos e os valores absolutos de pressão e temperatura (geotermobarometria) para os Domínios Tectônicos do Terreno Oriental. Essas informações indicaram condições e evoluções metamórficas distintas, com diferentes níveis crustais para os domínios do Terreno Oriental.

No caso dos metabasitos e metapelitos do Domínio Cambuci, dois eventos térmicos foram identificados, ambos de altas temperaturas, porém o primeiro com pressões mais baixas que o segundo. Segundo o autor supracitado os valores de temperatura foram obtidos nos metabasitos por meio dos geotermômetros clinopiroxênio-ortopiroxênio (WOOD E BANNO, 1973), clinopiroxênio-granada (ELLIS E GREEN, 1979) e hornblenda-plagioclásio (HOLLAND E BLUND, 1994), cujas

médias ficaram entre 720 e 752 °C. O valor de pressão nos metabasitos foi obtido por meio dos geobarômetros clinopiroxênio-plagioclásio-granada (ECKERT et al. 1991) e clinopiroxênio-plagioclásio-quartzo (ELLIS, 1980) e o resultado obtido foi de $6,9 \pm 1,9$ Kbar. O valor de pressão ($5,8 \pm 0,68$) obtido para as bordas é relativamente inferior àquele obtido para os núcleos. Para o metapelito o pico do metamorfismo atingiu temperatura de 718 °C e pressão de $6,62 \pm 0,64$ Kbar. As bordas dos minerais registraram valores de 650 °C e 5,8 Kbar a partir dos mesmos geotermômetros e geobarômetros.

No Domínio Costeiro Marques (2009) relatou condições de temperatura do metamorfismo para o pico do metamorfismo dos ortognaisses da Suíte Angelim, calculadas a partir de termômetros granada-biotita (THOMPSON, 1976; FERRY e SPEAR, 1978), resultados que forneceram valores de, aproximadamente, 785°C e de 674 °C para o estágio de resfriamento. Os valores de pressão são, para o pico metamórfico, 8,4-9,0 Kbar e, para a fase de descompressão variando entre 6,8 e 7,5 Kbar.

Nos anfibolitos do Domínio Itálva, os valores obtidos para o pico metamórfico foi em torno de $720 \pm 20^\circ$. Nas bordas destes mesmos grãos minerais e, utilizando-se a mesma calibração, os valores de temperatura média obtidos para a provável fase de resfriamento foram de aproximadamente 697°.

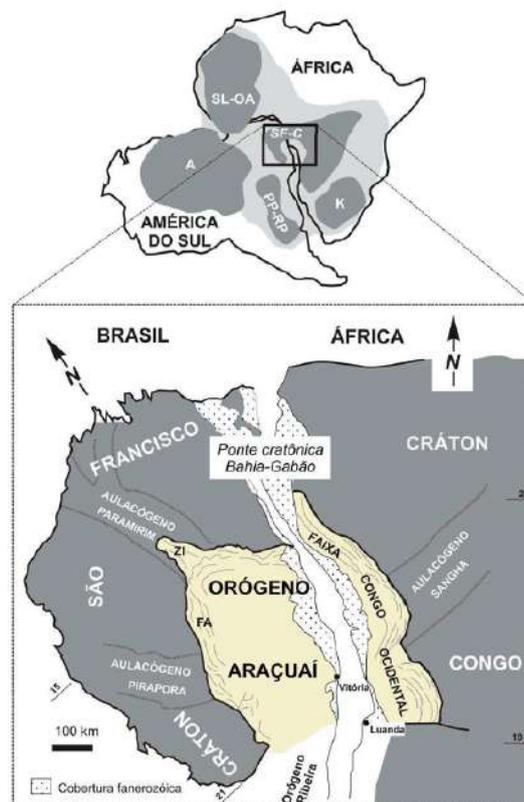
No caso dos paragnais do Grupo São Fidélis, os equilíbrios equivalentes ao pico metamórfico de M_1 (supracitados) forneceram temperaturas médias de 750°C (com os mesmos termômetros de biotita-granada utilizados para o ortognaisse), enquanto que, para aqueles relacionados à fase de resfriamento, a média dos valores foi de aproximadamente 640°C. Para as condições de pressão, os valores encontrados foram elevados de ≈ 12 a 14 Kbar. Entretanto, utilizando-se o geobarômetro granada + plagioclásio + aluminossilicato + quartzo (HODGES E SPEAR, 1982), o pico do metamorfismo dos paragnais do Grupo São Fidélis forneceu valor médio de, aproximadamente, 8,2 Kbar, enquanto que a fase de descompressão forneceu valor médio de, aproximadamente, 6,4 Kbar.

1.4 Geologia do Orógeno Araçuai

Os primeiros trabalhos que caracterizaram o Orógeno Araçuai (Figura 7) foram elaborados por Fernando Flávio Marques de Almeida, em 1977. Esta área compreendida entre as margens sudeste e sul do Cráton do Francisco, foi definida por esse autor como um cinturão orogênico brasileiro.

Com relação aos limites E-W, o Orógeno Araçuai está localizado na margem sudeste do Cráton do São Francisco, e constitui a leste, parte integrante do sistema orogênico brasileiro-panafricano do Gondwana Ocidental. Já ao sul, encontra-se o Orógeno Ribeira, que ainda não se sabe ao certo seu limite definitivo (ALKMIM et al. 2007).

Figura 7 - O Orógeno Araçuai na região central do Paleocontinente Gondwana



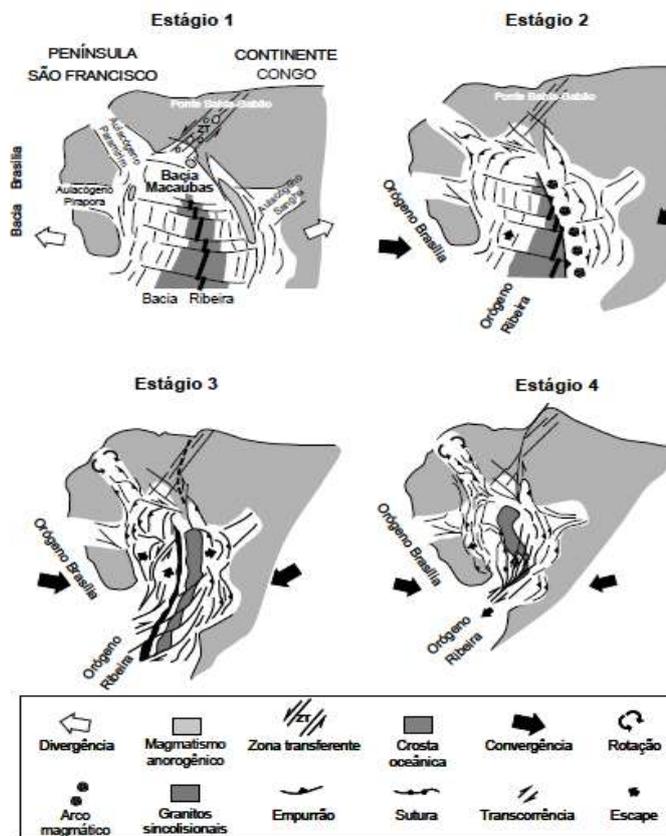
Legenda: FA, traços estruturais da Orógenode Dobramentos Araçuai (sensu Almeida 1977); ZI, zona de interferência do Orógeno Araçuai com o Aulacógeno do Paramirim. Crátons: A, Amazônico; K, Kalahari; PP-RP, Paraná- Parapanema- Rio de la Plata; SF-C, São Francisco-Congo; SL-OA, São Luís-Oeste Africano.

Fonte: PEDROSA-SOARES et al. (2007) (modificado de ALKMIM et al. 2006).

Porada (1989) foi quem primeiro proporcionou a compreensão do Orógeno Araçuaí e suas adjacências a leste, como partes do sistema orogênico brasiliano-panafricano, e tais estudos foram detalhados por Pedrosa-Soares et al. (1992). Então, Alkmim et al. (2006) propuseram o modelo de tectônica “quebra-nozes” que embasou o entendimento do processo de separação do paleocontinente Gondwana Ocidental.

Segundo a teoria de Alkmim et al. (2006), um Ciclo de Wilson teria se iniciado com o rift Macaúbas, que foi interrompido por eventos tectônicos de grandes magnitudes, antes da separação total do supercontinente Rodínia. Assim, o mecanismo de fechamento da bacia Macaúbas teria se dado de maneira diferente, como um “quebra-nozes”, sendo resultado da colisão das paleoplacas São Francisco-Congo, Amazônia, Paraná-Paranapanema-Rio de La Plata e Kalahari, culminando na formação do Gondwana Ocidental. O choque de placas das margens opostas à bacia teria sido o mecanismo responsável pelo início do fechamento do pequeno oceano, que deu origem ao Orógeno Araçuaí (Figura 8).

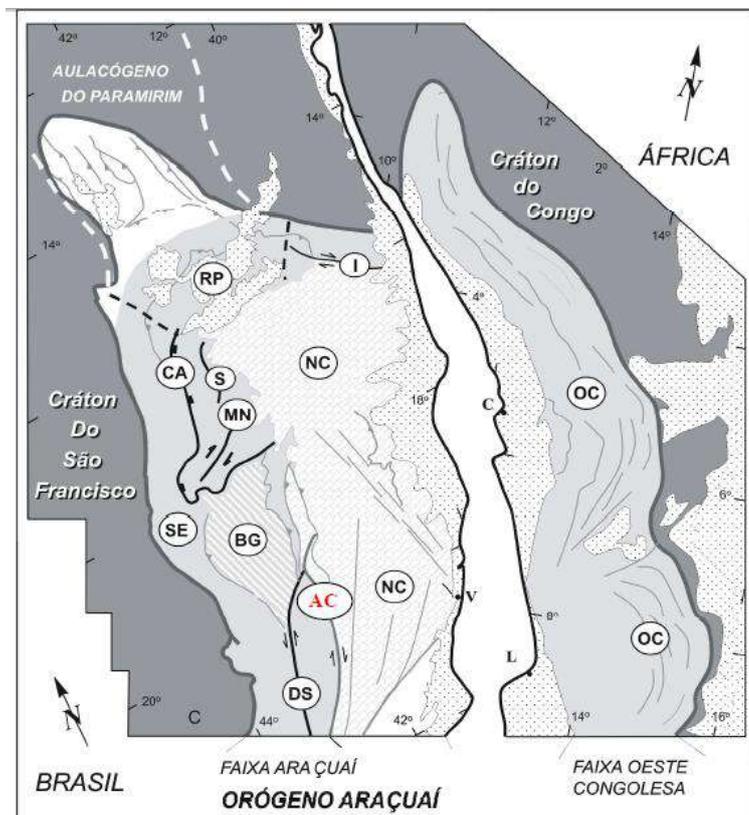
Figura 8 - Tectônica Quebra-Nozes, modelo evolutivo para o orógeno Araçuaí-Congo Ocidental



Fonte: ALKMIM et al. (2006).

A definição de Alkimim et al. (2006) para compartimentação do orógeno é mais complexa, pois eles diferenciam os compartimentos tectônicos (Figura 9) de acordo com sua orientação espacial, cinemática e nucleação das estruturas dominantes, em: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; Zona de Dobramentos de Salinas; Corredor Transpressivo de Minas Novas; Saliência do Rio Pardo e sua zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; Bloco de Guanhães; a Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; a Zona de Cisalhamento de Itapebi; o Núcleo Cristalino.

Figura 9 - Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental



Legenda: SE- Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional, CA- Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã, S- Zona de Dobramentos de Salinas, MN- Corredor Transpressivo de Minas Novas, RP- Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim, BG- Bloco de Guanhães, DS- Zona de Cisalhamento de Dom Silvério, I- Zona de Cisalhamento de Itapebi, NC- Núcleo Cristalino, OC- Orógeno Oeste-Congolesa. A Zona de Cisalhamento de Abre-Campo, importante para o setor meridional (ou setor 2) estudado, está destacada em vermelho (AC).

Fonte: ALKMIM et al. (2007).

Já Heilbron et al. (2004) e Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) dividem o Orógeno Araçuaí nos seguintes domínios: Domínio de Antepaís, correspondente à cobertura do Cráton do São Francisco; Domínio Externo, com

metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito; Domínio Interno, representando o núcleo do orógeno, com metamorfismo de alto grau e presença de plutonismo; e Inflexão Setentrional, definida pela grande curvatura do orógeno, onde as estruturas brasileiras infletem para leste.

Com relação às unidades litoestratigráficas do orógeno, segundo Pedrosa-Soares et al. (2007), elas são Neoproterozóicas e Cambrianas, classificadas como: Suíte Pedro Lessa, Corpos Metamáfico-ultramáficos de Ipanema, Suíte Salto da Divisa, Grupo Macaúbas Proximal, Formação Ribeirão da Folha, Grupo Macaúbas Superior, Complexos Paragnáissicos (Jequitinhonha, Nova Venécia e Indiviso), Grupo Rio Doce, Grupo Andrelândia, Formação Salinas, Formação Capelinha e Suítes G1, G2, G3, G4 e G5.

Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) subdividem ainda a granitogênese do Orógeno de acordo com seus estágios orogênicos em: pré-colisional (630-580 Ma – Suíte G1), sin-colisional (580-560 Ma – Suíte G2), tardi a pós-colisional (560-530 Ma – Suíte G3) e pós-colisional (530-490 Ma – Suítes G4 e G5).

2 GEOLOGIA LOCAL – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA REGIÃO DE LIMÍTROFE ENTRE RJ E ES (CARACTERIZAÇÃO DOS LITOTIPOS EM CAMPO E PETROGRAFIA).

2.1 Introdução

Na região estudada, o Domínio Cambuci é representado, principalmente, por rochas ortognáissicas do Complexo Serra da Bolívia, rochas metapelíticas e metabasitos associados do Grupo Bom Jesus do Itabapoana, leucocharnockitoides e leucogranitos gnaissificados da Suíte São João do Paraíso e corpos graníticos em forma de diques e *stocks*. Além das unidades de interesse supracitadas, também fazem parte do contexto geológico da região o conjunto litológico do Domínio Costeiro, do Domínio Italva e algumas unidades do Terreno Ocidental (Complexo Juiz de Fora e Megassequência Andrelândia).

De particular interesse da presente pesquisa são os granitóides do Domínio Cambuci, ou seja, os granitóides gnaissificados do Complexo Serra da Bolívia, os leucocharnockitos e leucogranitos gnaissificados da Suíte Bom Jesus do Itabapoana e os diques e *stocks* graníticos foliados ou não. Para um melhor entendimento das características concernentes ao metamorfismo e, conseqüentemente, do magmatismo ocorrido na região, foram também descritos litotipos associados, como o (ortopiroxênio)-(granada)-biotita gnaisse milonítico migmatítico e lentes de metabasito, ambos pertencentes ao Grupo Bom Jesus do Itabapoana.

2.2 Metodologia

O estudo das unidades litoestratigráficas da região de Itaperuna, envolveu etapas pré-campo, etapa de campo e etapa pós-campo.

A etapa pré-campo consistiu do levantamento cartográfico da região de Itaperuna (folhas Itaperuna, Bom Jesus do Itabapoana, Italva e São João do Paraíso

– 1:50.000 - IBGE), bem como mapas confeccionados pelas turmas da disciplina Estágio de Campo II (anos de 2003, 2004, 2005 e 2007 - DGRG-FGEL-UERJ).

Para o mapeamento geológico de detalhe, foram escolhidas três áreas, duas situadas na folha Bom Jesus de Itabapoana (nas cercanias de São José do Calçado – mapa em escala 1:30.000 – e nas proximidades de Bom Jesus do Itabapoana – mapa em escala 1:25.000) e uma na folha São João do Paraíso 1:50.000 IBGE (no município de Cambuci – mapa em escala 1:35.000). O intuito deste mapeamento de detalhe foi de caracterizar cada uma das unidades de interesse e estabelecer relações entre as mesmas.

A sequência de nomenclatura dos pontos visitados seguiu os seguintes critérios: Para a região próxima à cidade de São José do Calçado, foi adotada a abreviação da folha topográfica, BJ, seguida da abreviação da cidade (SJC) e o número sequencial dos pontos. Para as demais localidades, foi também utilizado este padrão, sendo as abreviaturas utilizadas aquelas das localidades de Bom Jesus do Itabapoana, BJI, e de Cambuci, CAM. Os pontos visitados são mostrados nas tabelas 1, 2 e 3.

Tabela 1 – Relação dos pontos estudados na região de Bom Jesus do Itabapoana com as respectivas unidades e litologias (continua)

Ponto	Unidade	Litologia(s)
BJ-BJI-01	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-02	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-03	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-04	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-05	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico milonítico
BJ-BJI-06	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico milonítico
BJ-BJI-07	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico milonítico
BJ-BJI-08	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico

Tabela 1 – Relação dos pontos estudados na região de Bom Jesus do Itabapoana com as respectivas unidades e litologias (continuação)

BJ-BJI-09	Granitoide cinza foliado	Allanita granito foliado cinza com o leucogranito isotrópico
BJ-BJI-10	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-BJI-11	Granitoide cinza foliado	Allanita granito foliado cinza com o leucogranito isotrópico
BJ-BJI-12	Granitoide cinza foliado	Allanita granito foliado cinza
BJ-BJI-13	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-BJI-14	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Metabasito
BJ-BJI-15	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Metabasito
BJ-BJI-16	Granitoide cinza foliado	Allanita granito foliado cinza
BJ-BJI-17	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Metabasito
BJ-BJI-18	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-BJI-19	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-BJI-20	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-BJI-21	Granitoide cinza foliado	Allanita granito foliado cinza
BJ-BJI-22	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-BJI-23	Leucogranito isotrópico	Granitoide leucocrático isotrópico de granulação fina
BJ-BJI-24	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-BJI-25	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-BJI-26	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-BJI-27	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-BJI-28	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-BJI-29	Granitoide cinza foliado	Allanita granito foliado cinza
BJ-BJI-30	Leucogranito isotrópico	Granitoide leucocrático isotrópico de granulação fina

Tabela 1 – Relação dos pontos estudados na região de Bom Jesus do Itabapoana com as respectivas unidades e litologias (continuação)

BJ-BJI-31	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-32	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-33	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-34	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-35	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-36	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-37	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-38	Leucogranito isotrópico	Granitoide leucocrático isotrópico de granulação fina
BJ-BJI-39	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-40	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-41	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-42	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-43	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-44	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-45	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico
BJ-BJI-46	Leucogranito isotrópico	Granitoide leucocrático isotrópico de granulação fina
BJ-BJI-47	Granitoide cinza foliado	Allanita granito foliado cinza
BJ-BJI-48	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-49	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-50	G. Bom Jesus do Itabapoana	Mármore

Tabela 1 – Relação dos pontos estudados na região de Bom Jesus do Itabapoana com as respectivas unidades e litologias (conclusão)

BJ-BJI-51	G. Bom Jesus do Itabapoana	Mármore
BJ-BJI-52	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico milonítico
BJ-BJI-53	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-54	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-55	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico migmatítico e
BJ-BJI-56	Leucogranito isotrópico	Granitoide leucocrático isotrópico de granulação fina e pegmatito
BJ-BJI-57	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico milonítico
BJ-BJI-58	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-59	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico
BJ-BJI-60	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-61	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-62	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico milonítico
BJ-BJI-63	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-64	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-65	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-66	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-67	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico
BJ-BJI-68	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-BJI-69	Leucogranito isotrópico	Granitoide leucocrático isotrópico de granulação fina

Fonte: O autor, 2015.

Tabela 2 - Pontos visitados na região de São José do Calçado com as respectivas unidades e litologias (continua)

Ponto	Unidade	Litologia(s)
BJ-SJC-01	Serra da Bolívia	Ortognaisse
BJ-SJC-02	Serra da Bolívia	Ortognaisse
BJ-SJC-03	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-SJC-04	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-SJC-05	Suíte São João do Paraíso	Migmatito
BJ-SJC-06	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-SJC-07	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-SJC-08	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico
BJ-SJC-09	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-SJC-10	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-SJC-11	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico migmatítico
BJ-SJC-12	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico
BJ-SJC-13	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico
BJ-SJC-14	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico
BJ-SJC-15	Serra da Bolívia	Orotogranulito máfico/ortognaisse leucocrático
BJ-SJC-16	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaisse milonítico
BJ-SJC-17	Serra da Bolívia	Orotogranulito máfico/ortognaisse leucocrático
BJ-SJC-18	Serra da Bolívia	ortognaisse
BJ-SJC-19	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico
BJ-SJC-20	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Ortognaisse porfirítico
BJ-SJC-21	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico

Tabela 2 - Pontos visitados na região de São José do Calçado com as respectivas unidades e litologias (continuação)

BJ-SJC-22	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaissé milonítico
BJ-SJC-23	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaissé milonítico
BJ-SJC-24	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico
BJ-SJC-25	Serra da Bolívia	ortognaissé
BJ-SJC-26	Serra da Bolívia	ortognaissé porfirítico
BJ-SJC-27	Serra da Bolívia	ortognaissé porfirítico
BJ-SJC-28	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissé milonítico
BJ-SJC-29	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissé milonítico
BJ-SJC-30	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico
BJ-SJC-31	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-SJC-32	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-SJC-33	Serra da Bolívia	Orotogranulito máfico/ortognaissé leucocrático
BJ-SJC-34	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-SJC-35	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-SJC-36	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico com opx
BJ-SJC-37	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-SJC-38	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-SJC-39	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-SJC-40	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaissé milonítico migmatítico
BJ-SJC-41	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico
BJ-SJC-42	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico

Tabela 2 - Pontos visitados na região de São José do Calçado com as respectivas unidades e litologias (conclusão)

BJ-SJC-43	Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissse fino
BJ-SJC-44	Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissse fino
BJ-SJC-45	Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissse fino
BJ-SJC-46	Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissse fino
BJ-SJC-47	Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaissse fino
BJ-SJC-48	Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissse milonítico migmatítico
BJ-SJC-49	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico
BJ-SJC-50	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaissse milonítico migmatítico
BJ-SJC-51	Serra da Bolívia	Ortognaissse
BJ-SJC-52	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaissse milonítico migmatítico
BJ-SJC-53	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico
BJ-SJC-54	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico
BJ-SJC-55	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico
BJ-SJC-56	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissse fino
BJ-SJC-57	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico
BJ-SJC-58	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico
BJ-SJC-59	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico
BJ-SJC-60	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissse fino
BJ-SJC-61	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissse fino
BJ-SJC-62	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissse fino
BJ-SJC-63	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaissse milonítico migmatítico

Fonte: O autor, 2015.

Tabela 3 – pontos visitados na região de Cambuci – Monte Verde com as respectivas unidades e litologias

Ponto	Unidade	Litologia(s)
JP-CAM-01	Serra da Bolívia (Suíte Córrego Fortaleza)	Charnockitoide com bandamento composicional milimétrico
JP-CAM-02	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Rocha mesocrática isotrópica (Norito) e rocha leucocrática (charnockito) com porções milonitizadas
JP-CAM-03	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnockitoide com augens de feldspato (protomilonito)
JP-CAM-04	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnockitoide com augens de feldspato (protomilonito)
JP-CAM-05	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnockitoide com augens de feldspato (protomilonito)
JP-CAM-06	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnockitoide com augens de feldspato (protomilonito)
JP-CAM-07	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnockitoide com augens de feldspato (protomilonito)
JP-CAM-08	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnockitoide com augens de feldspato (protomilonito)
JP-CAM-09	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnockitoide com augens de feldspato (protomilonito)
JP-CAM-10	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnockitoide com augens de feldspato (protomilonito)
JP-CAM-11	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaiss milonítico
JP-CAM-12	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnockitoide com augens de feldspato (protomilonito)
JP-CAM-13	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Biotita gnaiss milonítico
JP-CAM-14	Serra da Bolívia (Suíte Córrego Fortaleza)	Charnockitoide com bandamento composicional
JP-CAM-15	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnockitoide com augens de feldspato (protomilonito)
JP-CAM-16	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnockitoide isotrópico

Tabela 3 – pontos visitados na região de Cambuci – Monte Verde com as respectivas unidades e litologias

JP-CAM-17	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Mármore
JP-CAM-18	G. Bom Jesus do Itabapoana	Mármore
JP-CAM-19	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico
JP-CAM-20	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado migmatítico
JP-CAM-21	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnockitoide isotrópico
JP-CAM-22	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico
JP-CAM-23	Serra da Bolívia (Suíte Córrego Fortaleza)	Charnockitoide com bandamento composicional e pórfiros de K-feldspato
JP-CAM-24	Serra da Bolívia (Suíte Córrego Fortaleza)	Charnockitoide com bandamento composicional e pórfiros de K-feldspato
JP-CAM-25	Suíte São João do Paraíso	Granitoide gnaissificado milonítico migmatítico
JP-CAM-26	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico
JP-CAM-27	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico
JP-CAM-28	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada biotita gnaisse milonítico
JP-CAM-29	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnockitoide com augens de feldspato (protomilonito)
JP-CAM-30	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnockitoide com augens de feldspato (protomilonito)

Fonte: O autor, 2015.

A amostragem baseou-se, principalmente, nos corpos de rochas graníticas (gnaissificadas ou não) pré-estabelecidos de acordo com dados obtidos na literatura, análises de mapas das turmas da disciplina Estágio de Campo II do DGRG-FGEL-UERJ (anos de 2003, 2004, 2005 e 2007) e de lâminas petrográficas do acervo pertencente à mesma instituição, obtidas durante a disciplina supracitada. Para a seleção das amostras, observou-se também características macroscópicas, em

campo, onde se procurou descartar as alterações superficiais dos distintos litotipos representativos de cada unidade mapeada; melhor representação de paragêneses ou associações minerais; e melhor caracterização da petrotrama/estrutura na rocha.

Ao total, vinte e dois pontos foram amostrados na área quando foram coletadas onze amostras para geocronologia, trinta e uma amostras para litogeoquímica e geoquímica isotópica e quarenta e três amostras para a confecção de lâminas delgadas. Todos os procedimentos relacionados para o tratamento das amostras foram realizados no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA)-FGEL/UERJ.

O código da nomenclatura dos pontos amostrados foi baseado nos seguintes critérios: a primeira sigla foi relacionada à folha topográfica correspondente: BJ – Bom Jesus do Itabapoana; JP – São João do Paraíso; e IV – Italva. A segunda sigla, RM, é referente ao nome do pesquisador que desenvolve a tese. A ordem numérica segue a sequência dos afloramentos visitados. A relação das amostras com os litotipos e as respectivas análises pode ser visualizada na tabela 4.

Tabela 4 – Pontos visitados na região de Itaperuna (segundo o mapa geológico de DUARTE et al. 2012b) para a coleta de amostras que foram destinadas à confecção de lâminas delgadas, litogeoquímica, geologia isotópica e geocronologia (continua)

Pontos	Amostras	Litotipo	Análises
JP-RM-01	JP-RM-01A	Leucogranito gnassificado	Petrografia/geocronologia Litogeoquímica/geologia isotópica
	JP-RM-01C	Metabasito	Petrografia/geocronologia Litogeoquímica/geologia isotópica
BJ-RM-02	BJ-RM-02A	Allanita granito cinza foliado	Petrografia/geocronologia Litogeoquímica/geol.isotópica
BJ-RM-03	BJ-RM-03A	Leucogranito isotrópico	Petrografia/geocronologia Litogeoquímica/geologia isotópica
	BJ-RM-03B	Leucogranito isotrópico	
IV-RM-04	IV-RM-04A	Charnockitoide porfírico	Petrografia/litogeoquímica
	IV-RM-04B	Charnockitoide porfírico	Petrografia/litogeoquímica
IV-RM-05	IV-RM-05A	Ortogradulito esverdeado fino	Petrografia/geocronologia
	IV-RM-05A	Ortogradulito everdeado fino	Litogeoquímica/geoquímica isotópica
	IV-RM-05C	Ortogradulito leucocrático médio	petrografia/litogeoquímica
IV-RM-05	IV-RM-05C		Litogeoquímica/geoquímica isotópica

Tabela 4 – Pontos visitados na região de Itaperuna (segundo o mapa geológico de DUARTE et al. 2012b) para a coleta de amostras que foram destinadas à confecção de lâminas delgadas, litogeoquímica, geologia isotópica e geocronologia (continuação)

IV-RM-06A	IV-RM-06A	Leucogranito Isotrópico	Petrografia/geocronologia Litogeoquímica/geologia isotópica
	IV-RM-06C	Contato leucogranito/granito cinza	Petrografia
	IV-RM-06D	Granito cinza	Petrografia
	IV-RM-06E	Gnaiss com opx	Petrografia
	IV-RM-06F	Diabásio	Petrografia
JP-RM-07	JP-RM-07A	Granada leucogranito gnaissificado	Petrografia/geocronologia Petrografia
	JP-RM-07C	Granada leucogranito gnaissificado	Petrografia Litogeoquímica/geologia isotópica
JP-RM-08	JP-RM-08A	Charnockitoide isotrópico	Petrografia/geocronologia Litogeoquímica/geologia isotópica
BJ-RM-09	BJ-RM-09A	Allanita granito cinza foliado	Petrografia/geocronologia Litogeoquímica/geologia isotópica
BJ-RM-10	BJ-RM-10A	Ortogramulito leucocrático grosso	Petrografia/geocronologia Litogeoquímica/geol. isotópica
	BJ-RM-10C	Ortogramulito grosso	Petrografia
	BJ-RM-10D	Ortogramulito bandado	Petrografia
	BJ-RM-10E	Ortogramulito bandado	Petrografia
	BJ-RM-10F	Ortogramulito fino	Petrografia
	BJ-RM-10G	Ortogramulito fino	Petrografia/litogeoquímica
BJ-RM-11	BJ-RM-11A	Leucogranito isotrópico	Litogeoquímica/geologia isotópica
	BJ-RM-11B	Leucogranito isotrópico	Petrografia
BJ-RM-12	BJ-RM-12A	Ortognaisse cinza fino	Petrografia/geocronologia
	BJ-RM-12B	Ortognaisse cinza fino	Litogeoquímica/geologia isotópica
BJ-RM-13	BJ-RM-13A	Granito cinza gnaissificado	Petrografia
	BJ-RM-13B	Granito cinza gnaissificado	Litogeoquímica/geologia isotópica
BJ-RM-14	BJ-RM-14A	Granito cinza	Petrografia Litogeoquímica/geol. isotópica
BJ-RM-15	BJ-RM-15A	Granada Leucogranito milonitizado	Petrografia
	BJ-RM-15B	Granada leucogranito milonitizado	Litogeoquímica/geologia isotópica

Tabela 4 – Pontos visitados na região de Itaperuna (segundo o mapa geológico de DUARTE et al. 2012b) para a coleta de amostras que foram destinadas à confecção de lâminas delgadas, litogeoquímica, geologia isotópica e geocronologia (conclusão)

BJ-RM-16	BJ-RM-16A	Granada leucogranito milonitizado	Petrografia Litogeoquímica/geologia isotópica
BJ-RM-17	BJ-RM-17A	Granada leucogranito milonitizado	Petrografia Litogeoquímica/geologia isotópica
	BJ-RM-17C	Metabasito	Petrografia Litogeoquímica/geologia isotópica
BJ-RM-18	BJ-RM-18A	Ortognaisse leucocrático	Litogeoquímica/geologia isotópica
	BJ-RM-18B	Ortognaisse leucocrático	Petrografia
	BJ-RM-18C	Ortognaisse leucocrático	Petrografia
	BJ-RM-18D	Ortognaisse leucocrático	Litogeoquímica/geologia isotópica
	BJ-RM-18D	Ortognaisse mesocrático	Petrografia
BJ-RM-19	BJ-RM-19A	Leucogranito foliado	Litogeoquímica/geologia isotópica Petrografia
	BJ-RM-19C	Leucogranito isotrópico rosa	Litogeoquímica/geologia isotópica
	BJ-RM-19D	Leucogranito isotrópico rosa	Petrografia
	BJ-RM-19E	lamprófiro	Petrografia/geoquímica
BJ-RM-20	BJ-RM-20A	Metabasito	Litogeoquímica/geologia isotópica Petrografia
BJ-RM-21	BJ-RM-21A	Ortognaisse rosa	Petrografia
	BJ-RM-21B	Ortognaisse rosa	Petrografia Litogeoquímica/geologia isotópica
BJ-RM-22	BJ-RM-22A	Granada Leucogranito milonitizado	Petrografia Litogeoquímica/geol. isotópica
	BJ-RM-22C	Contato do leucogranito com o metabasito	Petrografia
	BJ-RM-22D	Metabasito	Litogeoquímica/geol. isotópica

Fonte: O autor, 2015.

A etapa de campo, procedeu-se da seguinte maneira: descrição do afloramento (tipo de afloramento: pedreiras, lajes, lajedos, cortes de estradas, blocos, matações, etc.); descrição macroscópica da(s) litologia(s) presentes de acordo com a coloração (hololeucocrática, leucocrática, mesocrática, melanocrática) seguindo os critérios de

índice de cor de Le Maitre et al. (2002); descrição de texturas e estruturas; modal; contatos litológicos (quando presentes); descrição mineralógica; e classificação da rocha.

A etapa pós-campo consistiu na descrição petrográfica e análises dos dados. Na descrição de lâminas delgadas, a escala de granulação adotada foi baseada em Winter (2010): granulação fina: < 1 mm de diâmetro; granulação média: 1 – 5 mm de diâmetro; granulação grossa: 5 – 50 mm de diâmetro; granulação muito grossa: > 50 mm de diâmetro). Os aspectos texturais, hábitos e trama seguiram os padrões de rochas faneríticas, de acordo com Winter (2010).

O sistema de nomenclatura dos granitoides/ granitoides gnaissificados em diagramas QAP seguiu os padrões o proposto por Strekeisen (1974).

Além das descrições das amostras coletadas neste trabalho, foram também analisadas lâminas delgadas pertencentes ao acervo da FGEL-UERJ. Este material foi coletado durante o curso da disciplina Estágio de Campo II nos anos de 2005 e 2007. Foram também analisadas lâminas delgadas do Complexo Serra da Bolívia da região de Monte Verde (distrito de Cambuci), cedidas por Duarte (2014) (tabela 5).

Tabela 5 - Relação das amostras do Complexo Serra da Bolívia na região de Monte Verde cedidas por Duarte (2014)

Amostra	Unidade
JP-CD-2A	Suíte Córrego Fortaleza
JP-CD-2B	Suíte Córrego Fortaleza
JP-CD-3A	Suíte Monte Verde
JP-CD-7A	Suíte Monte Verde
JP-CD-8A	Suíte Monte Verde
JP-CD-9A	Suíte Monte Verde
JP-CD-12A	Suíte Monte Verde
JP-CD-12D	Suíte Monte Verde
JP-CD-12G	Suíte Monte Verde
JP-CD-13A	Suíte Monte Verde
JP-CD-16A	Suíte Monte Verde
JP-CD-18A	Suíte Córrego Fortaleza
JP-CD-20A	Suíte Monte Verde
JP-CD-20C	Suíte Monte Verde

Fonte: O autor, 2015.

2.3 Apresentação das Unidades do Terreno Ocidental e Oriental da Faixa Ribeira na região de Itaperuna

Este tópico tem como objetivo apresentar as unidades de mapeamento na região de Itaperuna. Para a presente pesquisa, foram visitados pontos de interesse do Domínio Cambuci, especialmente no que tange aos granitoides, tendo como base o mapa geológico na escala 1:100.000 (DUARTE et al. 2012b), envolvendo, principalmente, partes das folhas topográficas do IBGE na escala 1:50.000: Italva, Bom Jesus de Itabapoana, São João do Paraíso e Itaperuna.

Nas folhas São João do Paraíso e Itaperuna, há o predomínio de ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, paragnaisses da Megassequência Andrelândia e corpos granitóides sin-colisionais, todos constituintes do Domínio Tectônico Juiz de Fora. Grande parte do Domínio Cambuci está inserido na área da folha Bom Jesus de Itabapoana. Este domínio é representado por rochas paraderivadas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana (mármore e anfibolitos mapeáveis), rochas ortoderivadas do Complexo Serra da Bolívia, bem com leucocharnockitos e diatexitos da Suíte São João do Paraíso. A sudeste da área estudada, especificamente na folha Italva, destacam-se o gnaiss kinzigítico da Unidade São Fidélis, Tonalitos da Unidade Angelim, ortognaisses do Complexo Rio Negro (do Domínio Costeiro) e paragnaisses com intercalações de anfibolitos e mármore do Grupo Italva (klippe Italva). Ainda há a ocorrência de granitóides pós-tectônicos.

A noroeste da área alvo, próximo à cidade de Bom Jesus do Itabapoana, há o contato dos domínios do Terreno Oriental com o Domínio Juiz de Fora (Terreno Ocidental) e esse conjunto segue para norte-nordeste, em direção ao Orógeno Araçuaí. De acordo com Pedrosa-Soares e Noce (1998), o paralelo 21° S. define, grosseiramente, o limite entre as faixas Ribeira e Araçuaí. Nesta latitude, o *trend* estrutural deflexiona de NE, dominante para a Faixa Ribeira (ALMEIDA et al. 1973; HEILBRON et al. 1995; EBERT E HASUI, 1998), para NNE ou N-S, ao longo da porção principal da Faixa Araçuaí.

O mapa geológico de Duarte et al. (2012b), simplificado, (Figura 10) ilustra os terrenos, os domínios e as principais unidades de mapeamento da folha Itaperuna 1:100.000 que engloba as quatro folhas (Itaperuna, Bom Jesus do Itabapoana, Italva

e São João do Paraíso), mostrando os pontos onde foram coletadas amostras para geocronologia e onde foram gerados os mapas de semi-detalle.

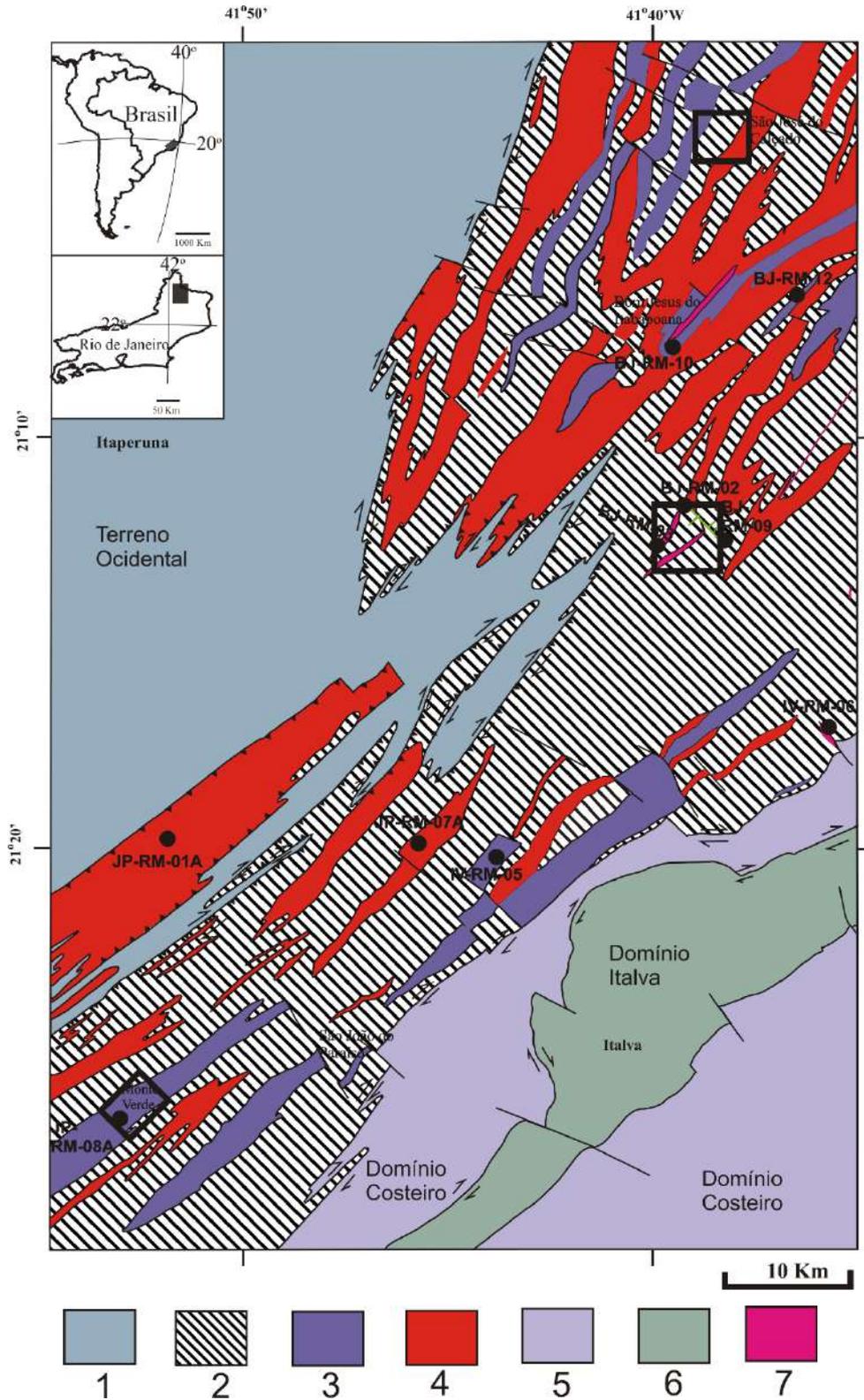
Para este item, foi realizada a abordagem das principais características litológicas e petrográficas do mapeamento na área alvo.

2.3.1 Apresentação das Unidades de Mapeamento do Domínio Cambuci

O Complexo Serra da Bolívia (CSB) é caracterizado pela heterogeneidade na ocorrência de litotipos. Rochas básicas, ortogranulitos de variadas composições, ortognaisses leucocráticos e ortognaisses de granulação fina constituem essa unidade. Na região sul da folha São João do Paraíso, é possível distinguir no CSB duas Suítes, de acordo com características petrológicas, estruturais e geoquímicas (DUARTE, 2014): Suíte Córrego Fortaleza e Suíte Monte verde. A Suíte São João do Paraíso (SSJP) é constituída por granitoides gnaissificados (diatexíticos) e, por vezes, portadores de ortopiroxênio (charnockíticos). O Grupo Bom Jesus de Itabapoana foi subdividido em duas litofacies mapeáveis: o granada-biotita gnaisse milonítico migmatítico e biotita gnaisse milonítico migmatítico. Associada a essas litofacies, encontram-se enclaves de rochas metabásicas, enclaves de rochas calcissilicáticas e lentes de mármore mapeáveis. Outra unidade mapeável é o Granito Cinza Foliado que ocorre com maior frequência próximo à cidade de Bom Jesus do Itabapoana. Por fim, são encontrados, de forma mais restrita, diques e *stocks* do leucogranito isotrópico.

Três mapas geológicos de detalhe foram gerados (APÊNDICE A), mapas de pontos (APÊNDICE A) e perfis (APÊNDICE A). O primeiro é próximo à cidade de Bom Jesus de Itabapoana - RJ, na escala de 1:20.000, o segundo próximo ao município de Monte Verde (Cambuci) – RJ, na escala de 1:20.000, e último localizado na cidade de São José do Calçado - ES, na escala de 1:25.000.

Figura 10 - Mapa de localização com as delimitações das áreas mapeadas em semi-detulhe e indicação dos pontos de geocronologia



Legenda – 1 – Terreno Ocidental; 2 - Grupo Bom Jesus do Itabapoana; 3 - Complexo Serra da Bolívia; 4 - Suíte São João do Paraíso; 5 – Domínio Costeiro; 6 – Domínio Italva; 7 – Granitos tardios
 Fonte: Duarte et al. (2012) – simplificado.

2.4 Aspectos de campo e caracterização litológica e petrográfica das unidades litológicas

2.4.1 Complexo Serra da Bolívia

2.4.1.1 Ocorrência e características de campo dos litotipos do Complexo Serra da Bolívia na área alvo

O Complexo Serra da Bolívia (CSB) é constituído por um conjunto heterogêneo de rochas plutônicas gnaissificadas que, de acordo com aspectos de campo, de estrutura e de petrografia, foi subdividido em três grupos no presente estudo: Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos (grupo 1), Ortognaisse Cinza Fino (grupo 2) e Charnockitos da região de monte verde (grupo 3).

O grupo 1 é um conjunto de exposições que ocorrem amplamente na área de estudo. A litologia do grupo 2 é mais restrita à região entre Bom Jesus de Itabapoana e São José do Calçado. As litologias do grupo 3 estão presentes na porção mais a sul da área de estudo (Monte Verde – Cambuci/RJ).

2.4.1.1.1 Granulitos e ortognaisses heterogêneos (grupo 1) do Complexo Serra da Bolívia

Os afloramentos mais comuns destes litotipos são os do tipo encosta de morro (Figura 11 A, B e C) e cristas (Figura 11D). Também incluem exposições do tipo laje/lajedo em cachoeira (Figura 11E) e laje/lajedo no pasto (Figura 11F) e corte de estrada. Os afloramentos, na maioria das vezes, estão pouco ou moderadamente alterados. As pedreiras constituem corpos bem preservados que podem atingir 100 metros de comprimento e 25 metros de altura. As exposições tipo encosta de morro podem atingir dimensões de até aproximadamente 100 metros de altura.

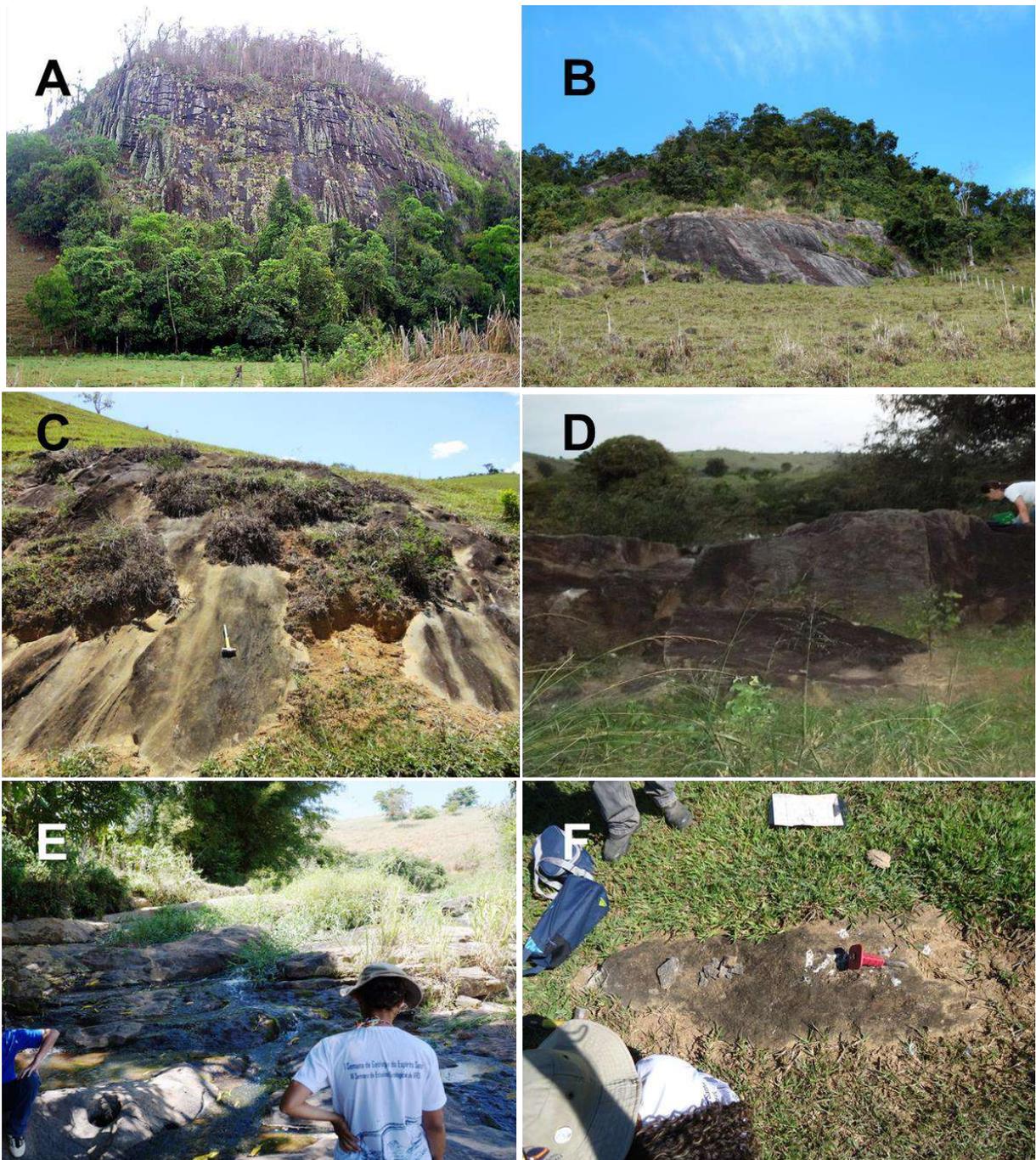
As rochas do grupo 1 representam um conjunto heterogêneo com rochas ortogranulíticas e ortognaissicas de diversas composições (graníticas a tonalíticas - a obtenção de maior precisão da composição foi determinada a partir da análise das lâminas delgadas correspondentes), incluindo rochas básicas também. As litologias classificadas em campo são: ortogranulito verde de granulação fina a média; ortogranulitos leucocráticos de granulação média a grossa; ortogranulitos leucocráticos de coloração caramelo de granulação média a grossa; ortognaisses (charnockíticos) porfiríticos; hornblenda ortognaisse; e ortognaisse cinza de granulação média. Em um mesmo afloramento pode haver a ocorrência de duas ou mais litologias, como é o caso do ortogranulito grosso de coloração caramelo, intrusivo nas demais, e enclaves de hornblenda ortognaisse. Os litotipos podem estar localmente deformados, milonitizados e, até mesmo, migmatizados; esta forma de ocorrência é abrangente na área de estudo, principalmente na região que se estende de Italva a São José do Calçado

O contato entre as litologias de distintas composições, como por exemplo o ortogranulito esverdeado fino com o ortogranulito leucocrático médio, pode ser abrupto e retilíneo (Figura 12A) ou gradacional e irregular, ocorrendo (Figura 12B), como, por exemplo, na cidade de Bom Jesus do Itabapoana (Figura 12A) e nos arredores da cidade de Italva (Figura 12B).

O ortogranulito leucocrático de coloração caramelo pode ser fruto de processos anatéticos, visto que ocorre intrudindo as demais rochas (Figura 13A e B). Tal litologia ocorre com mais frequência quando se segue para o norte, em sentido ao Espírito Santo. Comumente, formam veios leucossomáticos gerando, muitas vezes, com dobras apertadas a fechadas. É composto predominantemente por quartzo, plagioclásio e K-feldspato. Entretanto, há a ocorrência mais restrita de piroxênios e anfibólios dispersos.

No ponto BJ-SJC-12, observa-se o ortognaisse cinza (grupo 1) do CSB com foliação preferencial para NE e uma outra litologia, um hornblenda gnaisse de cor rosa, granulação grossa e com foliação de direção para NW. Esta feição pode sugerir que há a presença de uma rocha mais antiga, interpretada como xenólito. (Figura 13C e D).

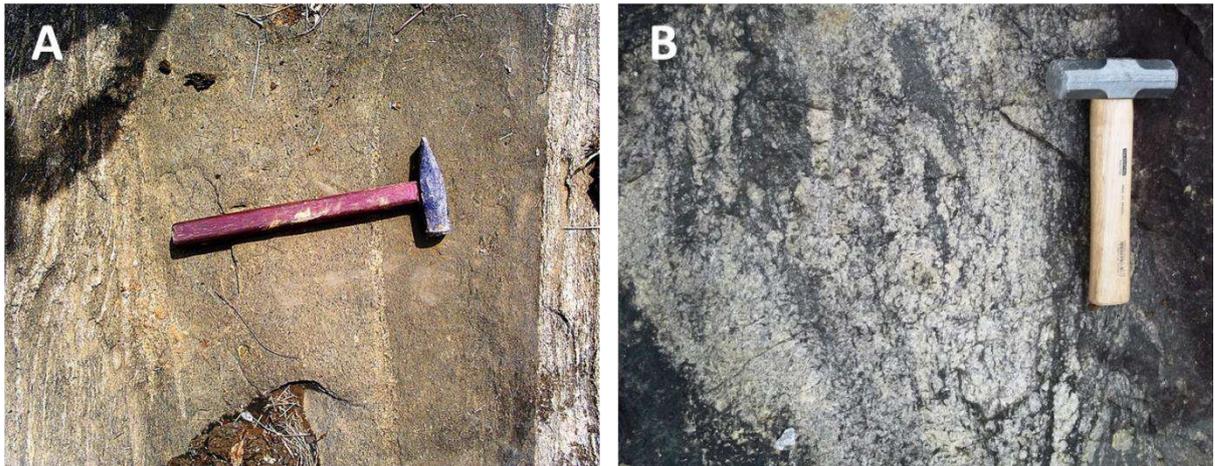
Figura 11 – Afloramentos típicos dos Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos (grupo 1) do Complexo Serra da Bolívia



Legenda: A e B – (ponto BJ-SJC-01) afloramento tipo encosta de morro; C – (ponto BJ-SJC-33) Afloramento tipo lajedo de morro nas proximidades de São José do Calçado (ES); D – afloramento tipo crista às margens do Rio Muriaé, nas proximidades de Italva (ponto IV-RM-05); E – afloramento tipo lajedo na cachoeira nas proximidades de São José do Calçado – ES (ponto BJ-SJC-17); e F – afloramento tipo laje no pasto nas proximidades de São José do Calçado (ponto BJ-SJC-15).

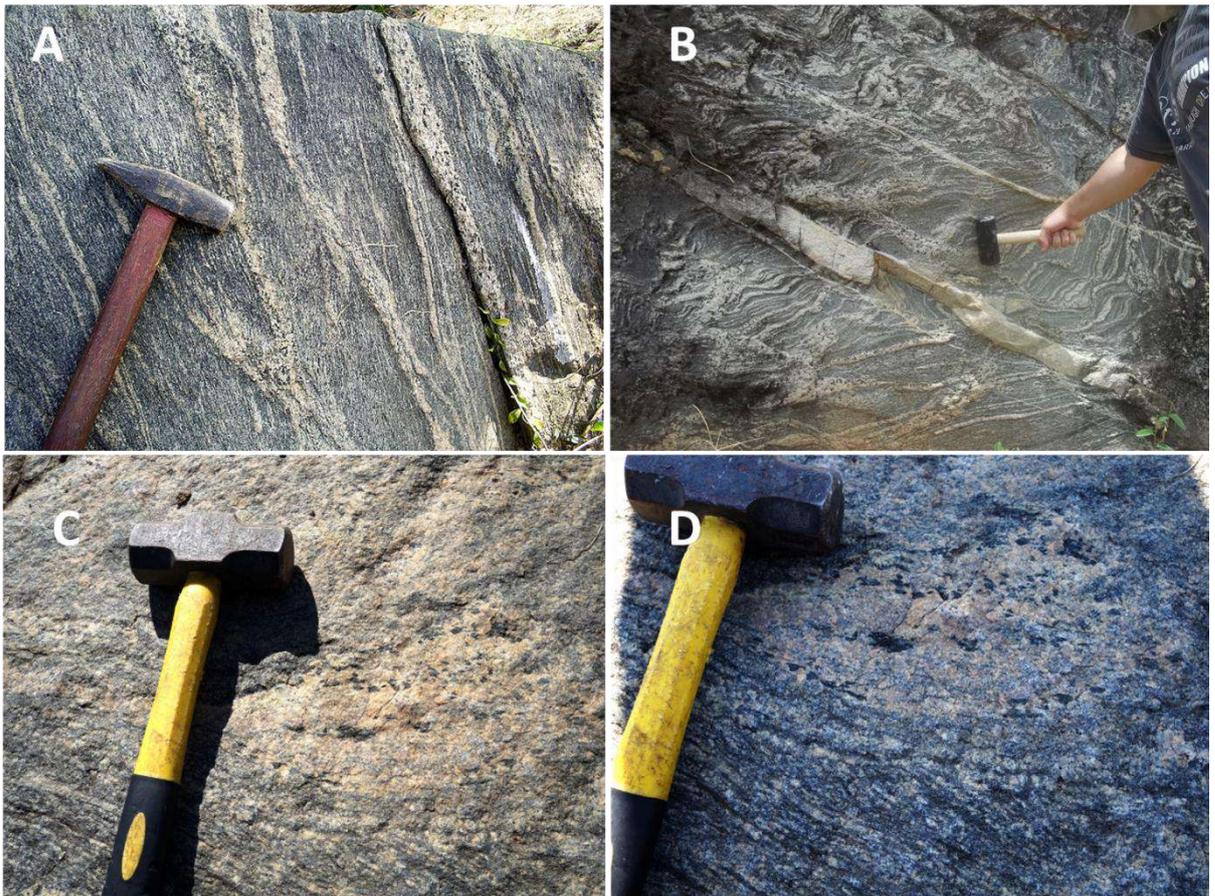
Fonte: O autor, 2015.

Figura 12 – Relações de contato, mostrando a heterogeneidade nos afloramentos de granulitos e ortognaisses do grupo 1 do Complexo Serra da Bolívia



Legenda: A – observa-se o contato abrupto e retilíneo (à direita) e irregular ou gradacional (à esquerda) – ponto BJ-SJC-17; B – porções mais escura na rocha de cor mais clara – ponto IV-RM-05.
Fonte: O autor, 2015.

Figura 13 – Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos do Complexo Serra da Bolívia

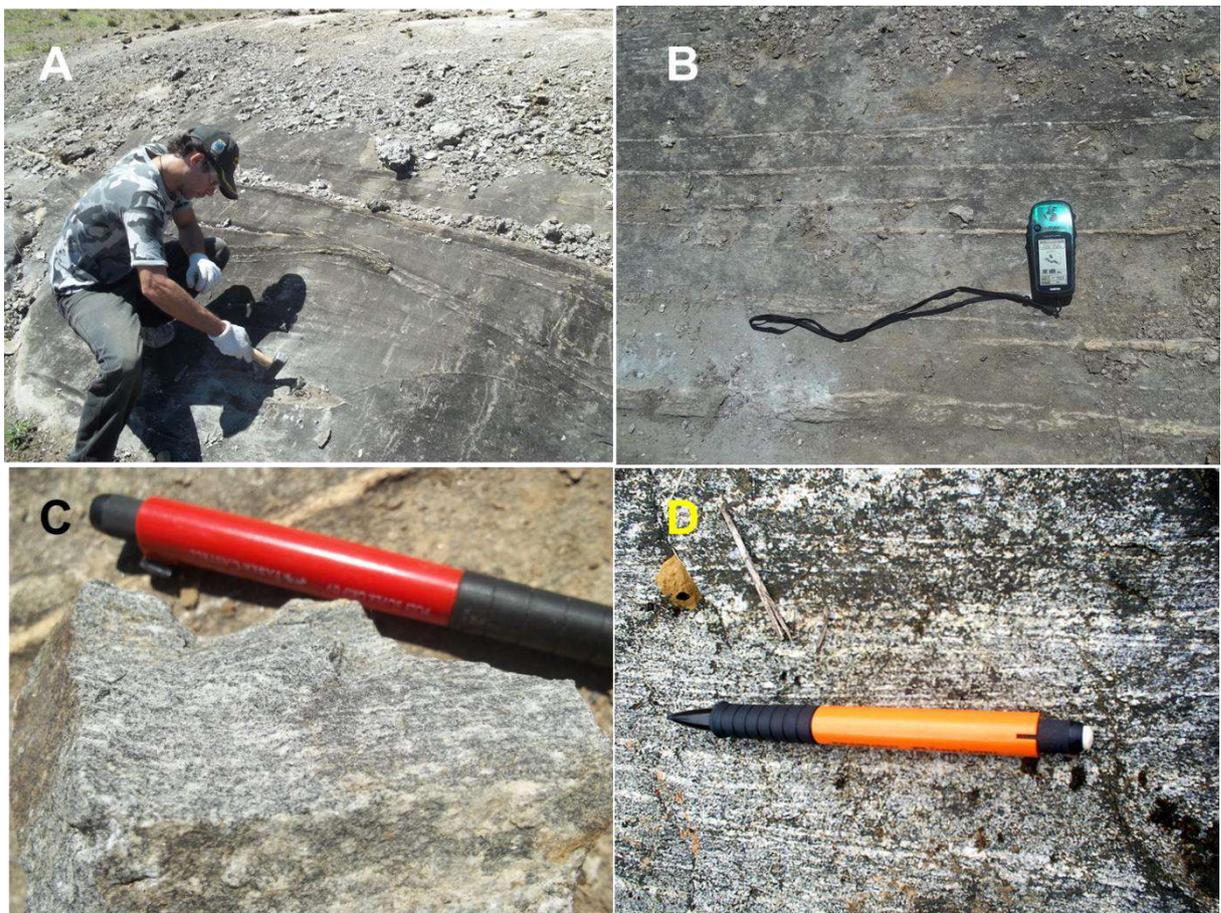


Legenda: A (Ponto BJ-XIV-36) e B (Ponto IV-RM-18) – Ortogranulito leucocrático caramelo. C e D (ponto BJ-SJC-12) – relação do gnaiss cinza de granulação média com direção da foliação distinta do hornblenda ortogneiss rosa.
Fonte: O autor, 2015.

2.4.1.1.2 Ortognaisse Cinza Fino (grupo 2)

O Ortognaisse Cinza Fino ocorre em forma de lajes e lajedos no pasto (Figura 14 A e B), geralmente em áreas próximas a drenagens. Caracteristicamente, os afloramentos são homogêneos, sem a presença de enclaves ou qualquer outra diferenciação/associação litológica, o que difere dos ortognaisses do grupo 1. A foliação é bem definida com direção geral para 120/80 e o bandamento é regular e invariavelmente milimétrico (Figura 14 C e D). No geral, a granulação observada em campo é fina. Localmente, observa-se *augens* de feldspato, sugerindo milonitização.

Figura 14 – Afloramentos do Ortognaisse Foliado Enderbítico do Complexo Serra da Bolívia



Legenda: A e B – afloramentos do tipo laje no pasto; C e D – Ortognaisse Cinza Fino do Complexo Serra da Bolívia – bandamento milimétrico. A, B e C – ponto BJ-RM-12; D – ponto BJ-XIV-36.

Fonte: O autor, 2015.

Trata-se de uma rocha de cor cinza com matriz de granulação fina e alguns porfiroblastos arredondados de feldspato. É possível observar que o feldspato presente na matriz é alongado e orientado segundo uma direção preferencial. É notória a presença de biotita. Anfibólio e piroxênio são perceptíveis quando visualizados com auxílio de lupa.

2.4.1.1.3 Charnockitos da Região de Monte Verde

Foi possível distinguir dois grupos litológicos, os quais foram identificados de acordo com os aspectos de campo, petrografia e geoquímica. Tais grupos foram subdivididos em duas Suítes de acordo com Duarte (2014): Suíte Monte Verde e Suíte Córrego Fortaleza. Os charnockitoides são isotrópicos a localmente milonitizados.

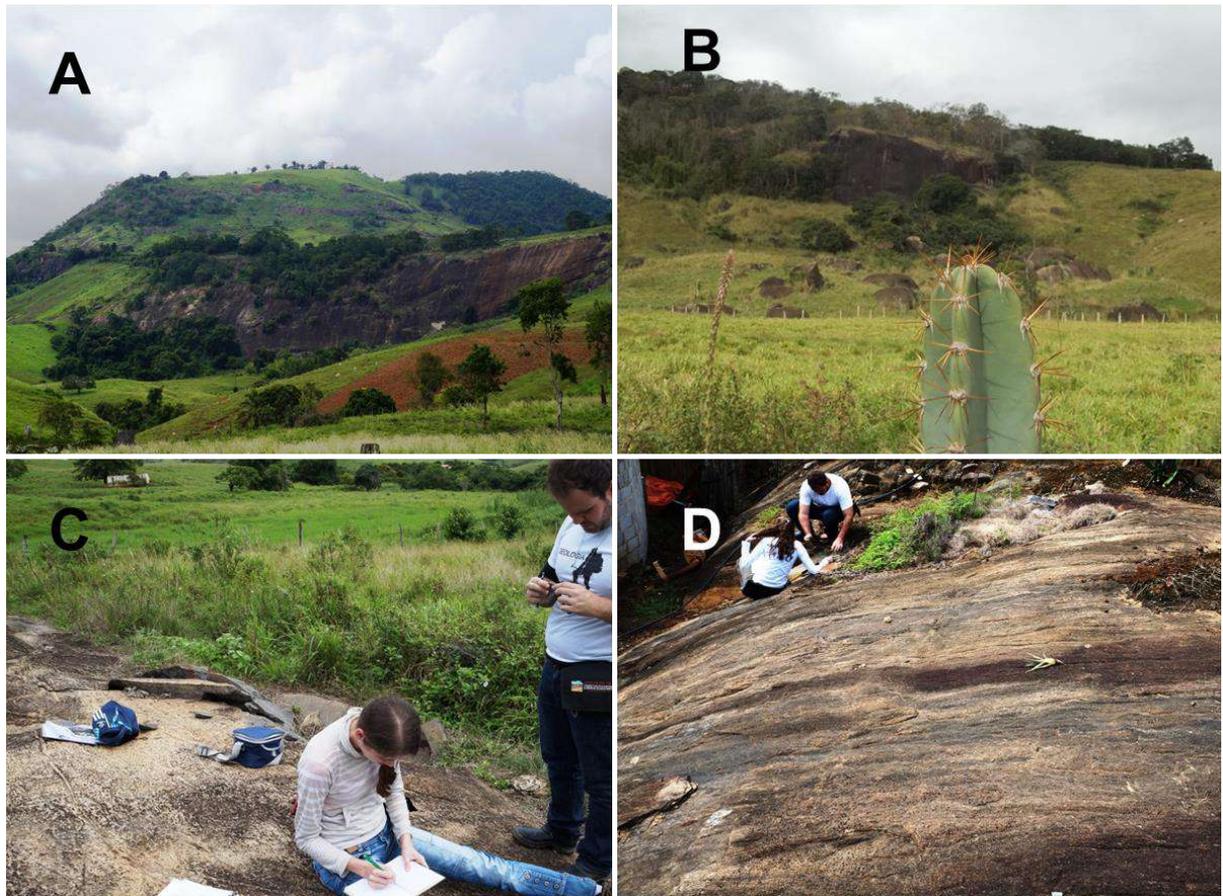
De acordo com os aspectos de campo, a Suíte Monte Verde é caracterizada por uma rocha charnockítica com enclaves básicos. O charnockitoide é maciço em alguns afloramentos e milonítico em outros (com granulação fina na matriz e porfiroblastos e porfiroclastos de dimensões centimétricas). O charnockito da Suíte Monte Verde é encontrado em exposições do tipo encosta do morro (Figura 15 A e B) e em lajes e lajedos (Figura 15 C e D). É comum a ocorrência de blocos rolados e matacões próximos aos morros onde aflora. Ocorre também em forma de lajes (Figura 16 A). Por vezes, é possível observar grãos de ortopiroxênio e plagioclásio euédrico (Figura 16 B). O enclave é caracterizado por ser melanocrático e homogêneo, sendo classificada como um norito (Figura 16 C), ao se analisar em lâmina petrográfica. É muito comum a presença de foliação milonítica no charnockitoide, onde é observado grãos de feldspato anastomosados indicando cinemática dextral (figura 16 D).

Em um afloramento observa-se a associação onde o um charnockitoide de coloração mais clara que ocorre em forma de injeções na rocha charnockítica principal (mais escura), que neste caso é aparentemente a mais antiga (Figuras 17 A e B).

Nota-se a presença de pequenas zonas de cisalhamento (Figura 23 A e 23B) nos afloramentos em que as rochas isotrópicas predominam (Figura 18C). A espessura dessas zonas de cisalhamento é de aproximadamente 10 centímetros e a direção para 115/80. Nos afloramentos onde predominam o metamorfismo dinâmico, observam-se rochas com textura protomilonítica (Figura 18D), milonítica (Figura 18E)

e, mais raramente, ultramilonítica (Figura 18F). São caracterizadas por *augens* de feldspato de tamanho milimétrico a centimétrico e sombras de pressão, que indicam cinemática dextral. A matriz é de granulação muito fina e segue um padrão orientado.

Figura 15 – Afloramentos dos charnockitoides da Suíte Monte Verde na Região de Monte Verde – Cambuci (RJ)

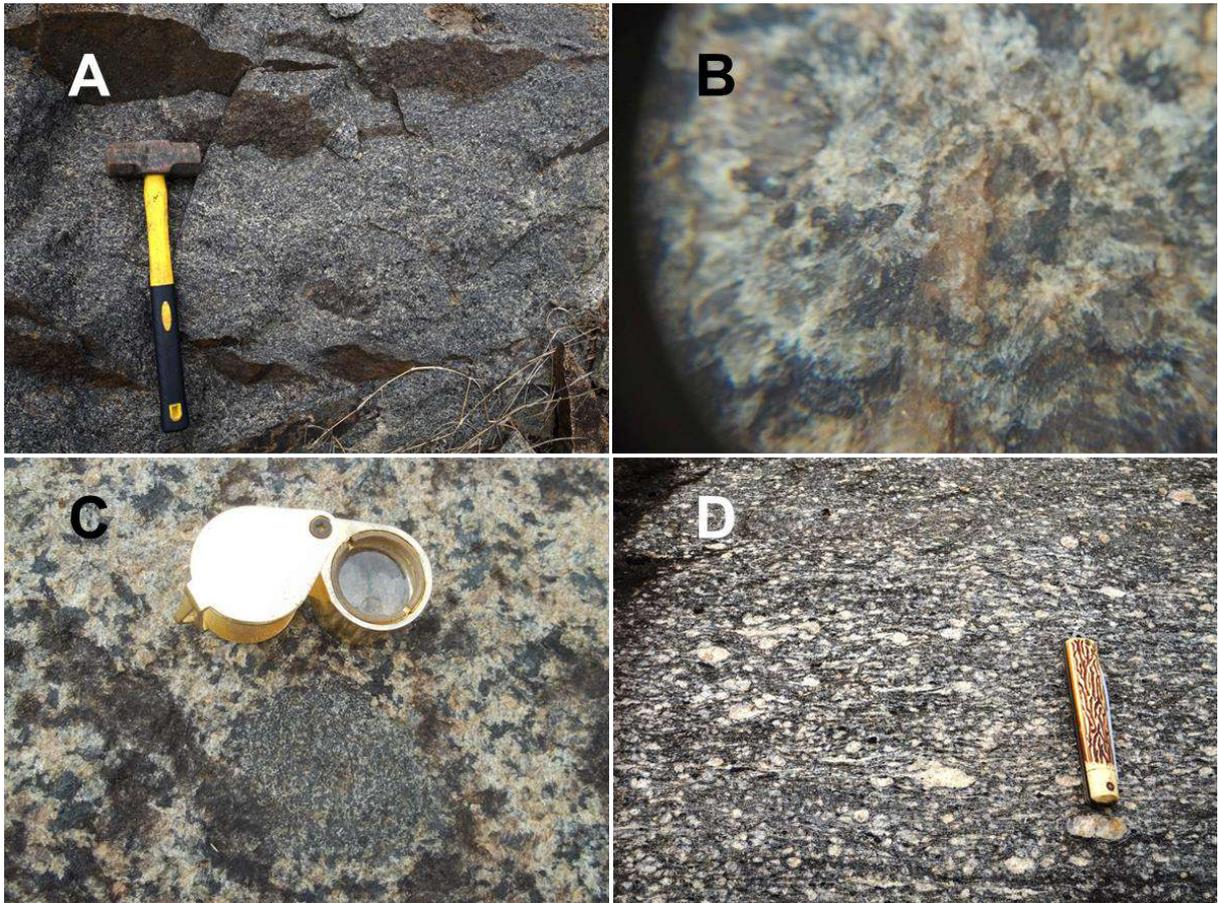


Legenda: A (ponto JP-CAM-29) - afloramento do tipo encosta de morro; B (JP-RM-08) – afloramento do tipo encosta de morro com presença de blocos e matacões; C e D afloramentos tipo laje no pasto; C (ponto JP-CAM-2) e D (ponto JP-CAM-12).

Fonte: O autor, 2015.

Os afloramentos típicos da Suíte Córrego Fortaleza são do tipo lajado em leito de rio (Figura 19A) e encosta de morro (Figura 19B), com boas exposições ocorrendo de forma descontínua. Geralmente estão pouco intemperizados. De forma geral, apresenta foliação (Figura 19C) de forma regular por toda a rocha. Os afloramentos são homogêneos e apresentam uma coloração tendendo ao azul. Entretanto, a rocha charnockítica possui variação composicional, marcada por um bandamento, muitas vezes descontínuo. Em algumas porções, a rocha é caracterizada pela presença de porfiroblastos de feldspato.

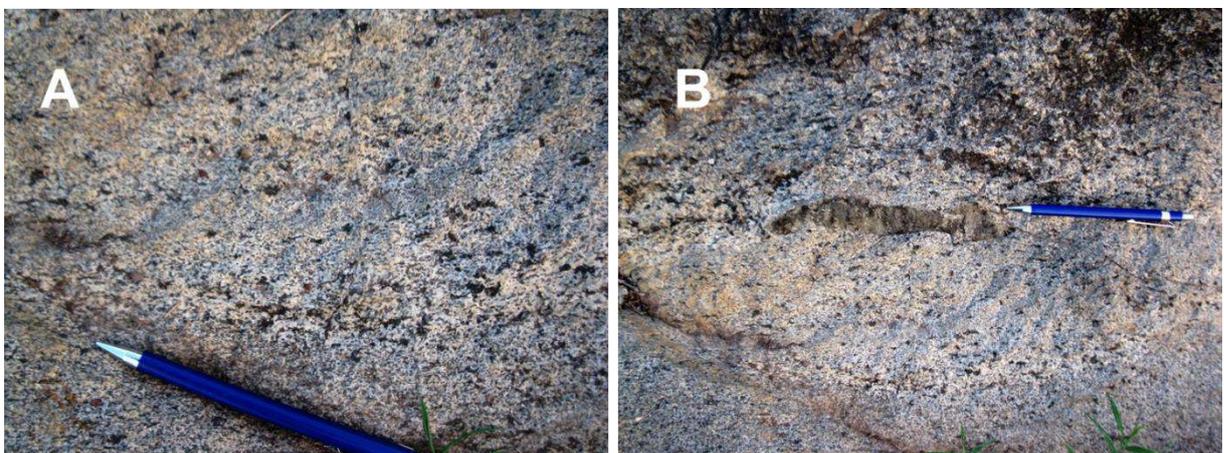
Figura 16 – Feições macroscópicas dos litologias da Suíte Monte Verde



Legenda: A – afloramento homogêneo do charnockitoide isotrópico nas proximidades de Monte Verde – ponto JP-CAM-02; B – grãos de feldspato e ortopiroxênio fotografados com auxílio de uma lupa de 20 vezes de aumento; C – charnockitoide aportando o enclave máfico; D – afloramento com textura protomilonítica, orientação dos grãos e feldspato oftálmico.

Fonte: O autor, 2015.

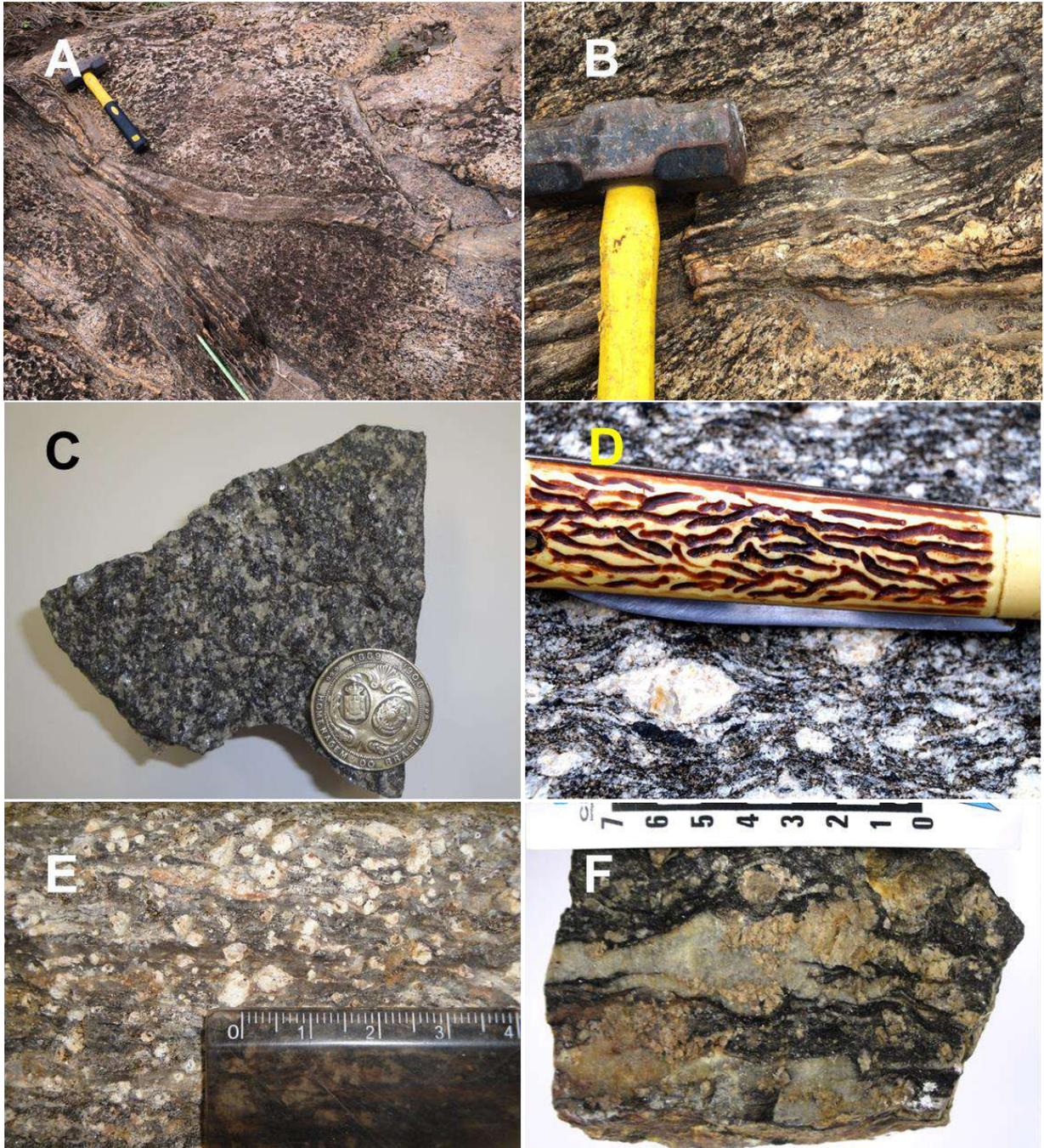
Figura 17 – Injeções do charnockitoide leucocrático no charnockitoide principal (mais escuro) da Suíte Monte Verde



Legenda: A e B – (ponto JP-CAM-02).

Fonte: O autor, 2015.

Figura 18 – Charnockito da Suíte Monte Verde do Complexo Serra da Bolívia com distintos graus de deformação com o resultado do metamorfismo dinâmico



Legenda: A – zonas de cisalhamento de espessura centimétrica no ponto JP-CAM-02. B – observa-se, com detalhe, a parte cisalhada do charnockitoide onde há feldspatos oftálmicos e cominuição dos grãos da matriz. C – charnockitoide isotrópico, característico da Suíte Monte Verde do Complexo Serra da Bolívia, de coloração esverdeada-azulada, e não afetado pelo metamorfismo dinâmico (amostra do ponto JP-CAM-02); D – charnockitoide de textura protomilonítica com presença de feldspatos sigmoidais de tamanho centimétrico (amostra do ponto JP-CAM-04). E – textura milonítica no charnockitoide (ponto JP-CAM-10); F – textura ultramilonítica (amostra do ponto JP-CAM-14).

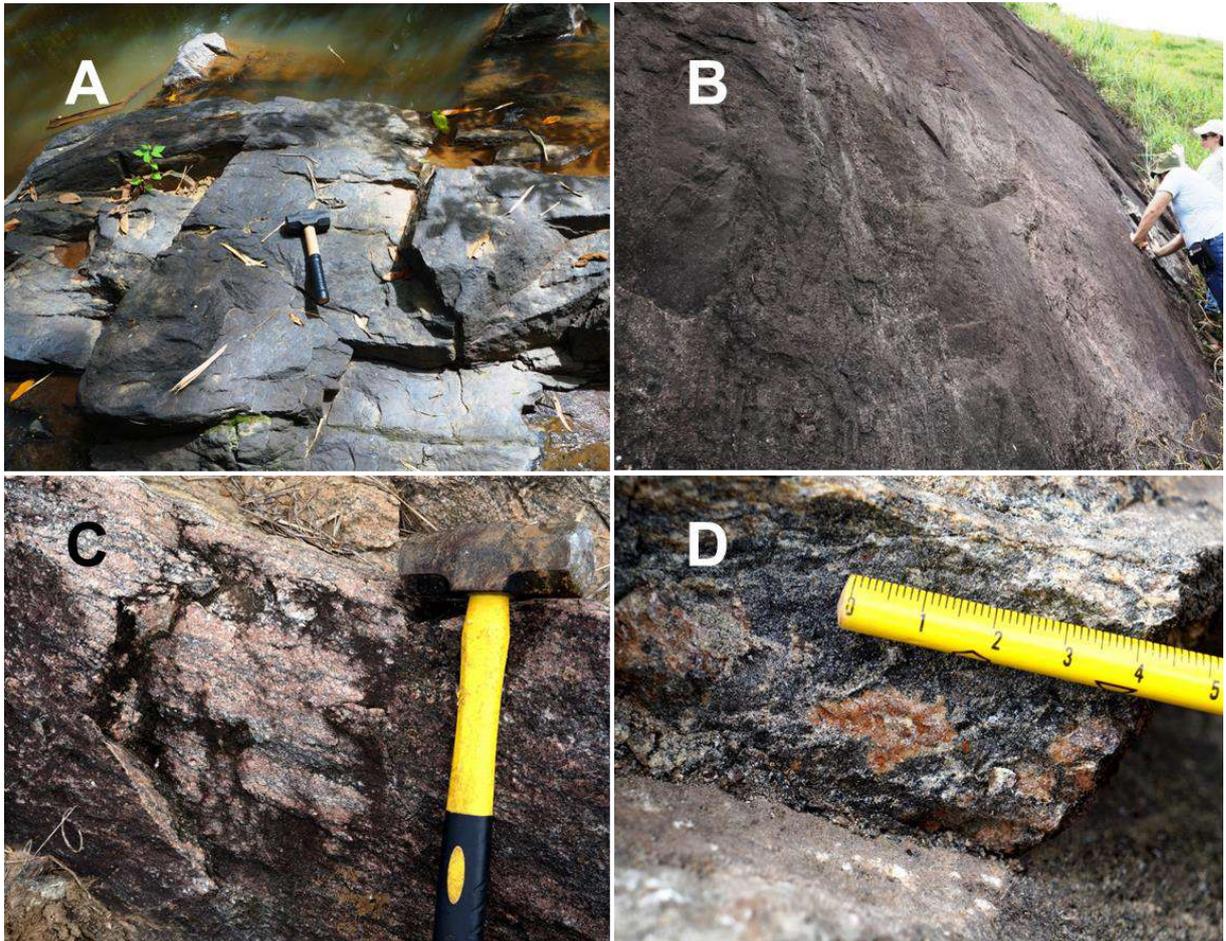
Fonte: O autor, 2015.

A coloração da rocha é cinza, tendendo a azulada, e, por vezes, é amarela quando fresca, ou rosada, quando intemperizada. É inequigranular porfiroclástica, com porfiroclastos de K-feldspato (Figura 19D), ocorrendo em meio a uma matriz de granulação fina a média, composta por grande quantidade de biotita. A mineralogia é dada pela presença de quartzo, feldspato e por biotita orientada. Os porfiroclastos de feldspato apresentam granulação predominantemente grossa, com tamanho variando de 0,3 a 1 cm de comprimento.

2.4.1.2 Descrição Petrográfica dos Litotipos do Complexo Serra da Bolívia

Os três grupos, neste estudo, para o CSB, foram descritos separadamente com intuito de mostrar a diversidade e heterogeneidade desta unidade. A classificação, de acordo com Streckeisen (1974), pode ser visualizada na figura 20, para os grupos 1 e 2, e na figura 21 para as litologias da Suíte Monte Verde e da Suíte Córrego Fortaleza. Os Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos do grupo 1 posicionam-se nos campos dos sienogranitos, monzogranitos, granodioritos e tonalitos. A denominação do termo granulito foi introduzido para as litologias com paragênese típica de fácies granulito (como a presença de ortopiroxênio metamórfico identificado sob lâminas delgadas). O termo ortognaisse foi designado para as litologias que não foi possível identificar a paragênese típica de uma determinada fácies metamórfica e por ser ausente de ortopiroxênio. Mais restritamente, foram classificadas como rochas charnockíticas aquelas portadoras de ortopiroxênio magmático (identificado em lâmina delgada). O grupo 2, representado pelo Ortognaisse Cinza Fino, é de composição tonalítica /enderbítica. Em relação as litologias na região de Monte Verde (grupo 3), a Suíte Monte Verde é representada por charnockitos de composição granodiorítica e tonalítica (charnoenderbítica e enderbítica). Já a composição dos charnockitos da Suíte Córrego Fortaleza, varia de granítica a granodiorítica (charnockítica e charnoenderbítica).

Figura 19 - Fotografias que retratam os tipos de afloramento, estruturas e características do charnockitoide da Suíte Córrego Fortaleza do Complexo Serra da Bolívia



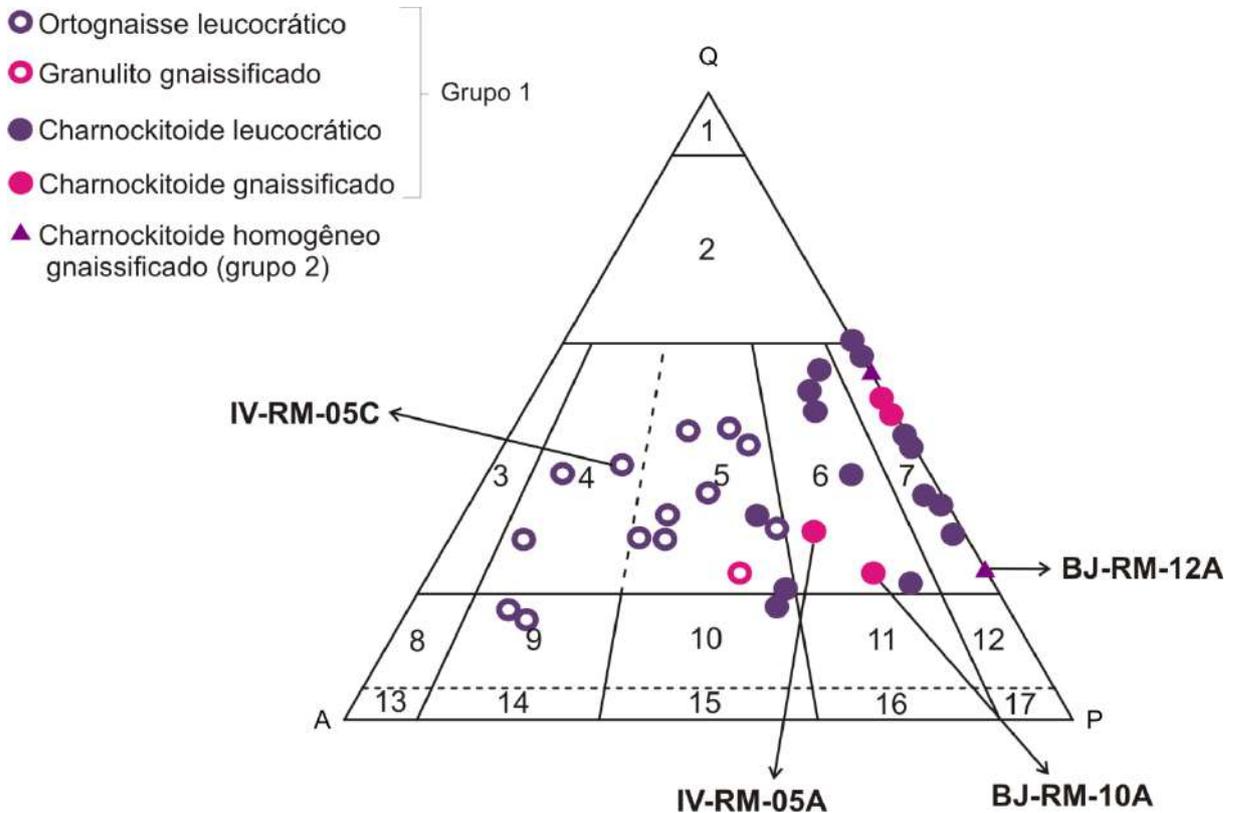
Legenda: A – afloramento tipo laje no rio (ponto JP-CAM-01); B – afloramento tipo encosta do morro (ponto JP-CAM-23); C – bandamento composicional definido pela alternância de níveis de coloração rosa (devido ao K-feldspato) e um nível de coloração preto, caracterizado pelo enriquecimento de minerais máficos (ponto JP-CAM-23); D – pórfiros de k-feldspato de tamanho centimético em meio a uma matriz de granulação mais fina e de cor escura (ponto JP-CAM-24).

Fonte: O autor, 2015.

2.4.1.2.1 Petrografia dos Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos (grupo 1) do Complexo Serra da Bolívia

Como abordado anteriormente, as rochas granulíticas e ortognaisses do CSB (referente ao grupo 1), ocorrem associados e muitas vezes interdigitados.

Figura 20 – Diagrama de classificação de rochas plutônicas, segundo Streckeisen (1974), para os Granulitos e Ortognaisses heterogêneos (grupo 1) e o Ortognaisse Folhado Charnockítico (grupo 2) do Complexo Serra da Bolívia



Legenda: 1 – Quartzolito; 2 – Quartzo granito; 3 – Álcali granito/Álcali charnockito; 4 – Sienogranito/Charnockito; 5 – Monzogranito/Charnockito; 6 – Granodiorito/charno-enderbitto; 7 – Tonalito/Enderbitto; 8 – Quartzo álcali sienito/Hiperstênio álcali sienito; 9 – Quartzo sienito/Hiperstênio sienito; 10 – Quartzo monzonito/Hiperstênio monzonito; 11 – Quartzo monzodiorito/Jotunito; 12 – Quartzo diorito/Hiperstênio diorito; 13 – Álcali sienito; 14 – Sienito com quartzo; 15 – Monzonito com quartzo; 16 - Monzodioritocom quartzo/Monzogabro com quartzo; 17 – Diorito/Gabro. As setas indicam as amostras com dados de geocronologia.

Fonte: Modificado de STRECKEISEN, 1974.

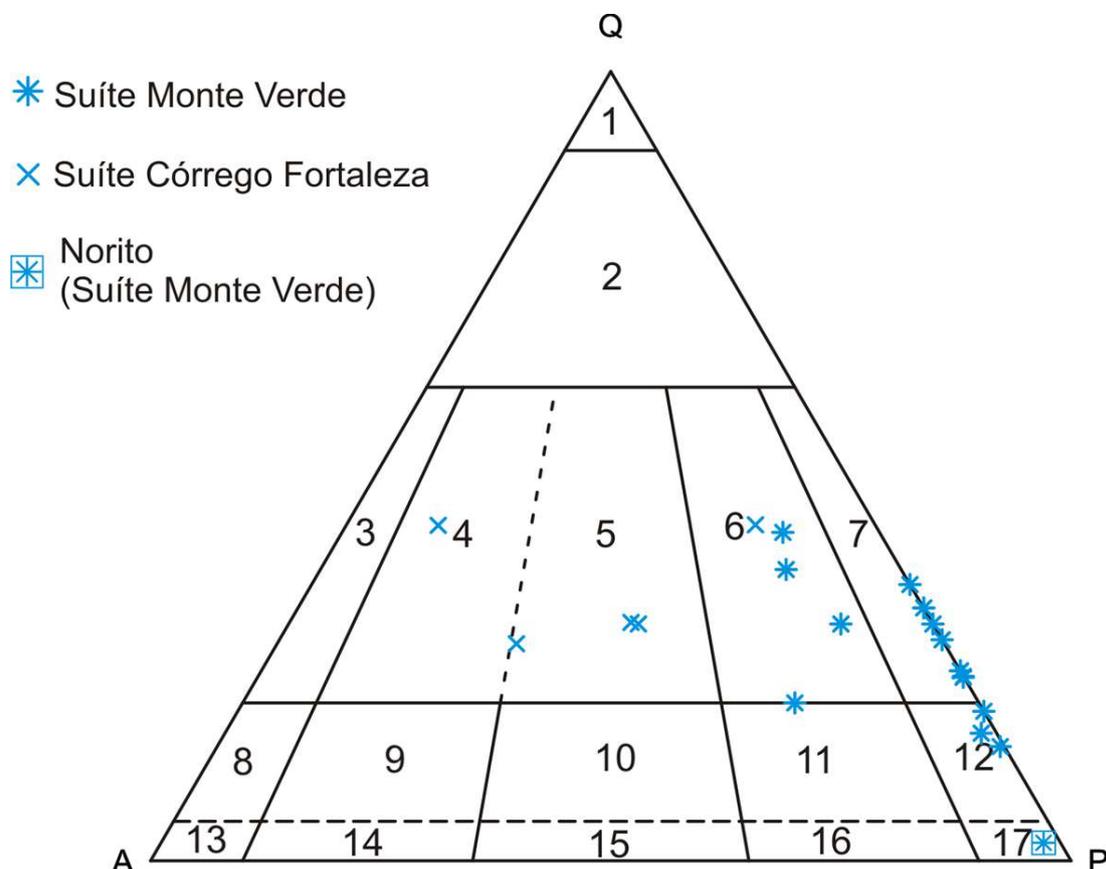
Quando analisados sob o microscópio petrográfico, os granulitos são semelhantes em termos de mineralogia, textura e estrutura. Diferem-se nas porcentagens dos constituintes minerais (maior quantidade de minerais máficos nas rochas de coloração mais escura (a biotita é uma fase acessória nos termos de composição mais granítica)).

A classificação seguiu dados macroscópicos e microscópicos. Caracterizam composições que variam de sienograníticas a tonalíticas. As rochas constituintes deste grupo foram descritas como rochas metamórficas (são granitoides

metamorfisados). Denominou-se as litologias como granulitos, ortognaisses e charnockitos de variadas composições.

Quando analisado sob o microscópio petrográfico, este conjunto (grupo 1) é caracterizado por rochas predominantemente inequigranulares com a granulação variando de fina a média. Menos frequentemente, os litotipos são equigranulares, tendendo à granulação média.

Figura 21 – Diagrama de classificação de rochas plutônicas, segundo Streckeisen (1974), para os Charnockitos da Suíte Monte Verde e da Suíte Córrego Fortaleza do Complexo Serra da Bolívia



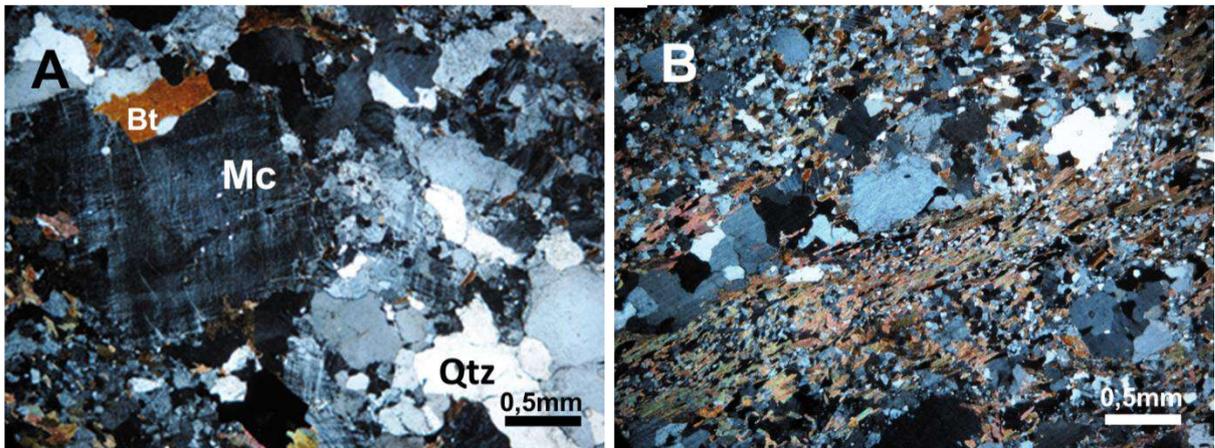
Legenda: 1 – Quartzolito; 2 – Quartzo granito; 3 – Álcali granito/Álcali charnockito; 4 – Sienogranito/Charnockito; 5 – Monzogranito/Charnockito; 6 – Granodiorito/charno-enderbitto; 7 – Tonalito/Enderbitto; 8 – Quartzo álcali sienito/Hiperstênio álcali sienito; 9 – Quartzo sienito/Hiperstênio sienito; 10 – Quartzo monzonito/Hiperstênio monzonito; 11 – Quartzo monzodiorito/Jotunito; 12 – Quartzo diorito/Hiperstênio diorito; 13 – Álcali sienito; 14 – Sienito com quartzo; 15 – Monzonito com quartzo; 16 - Monzodiorito com quartzo/Monzogabro com quartzo; 17 – Diorito/Gabro.

Fonte: Modificado de STRECKEISEN, 1974.

Eventualmente, são porfiroblásticas. Texturas do tipo granoblástica (Figura 22A) são as mais comuns. Frequentemente observa-se orientação dos grãos de biotita caracterizando a foliação da rocha (Figura 22B). Por vezes, texturas miloníticas a protomiloníticas ocorrem, indicando deformação associada ao metamorfismo dinâmico. Texturas poiquilíticas também são frequentes.

Em geral, o granulitos contem plagioclásio (72 – 12%), quartzo (60 – 10%) e K-feldspatos (67 – 0%) (microclina e/ou ortoclásio) como minerais essenciais, sendo a biotita (30 – 5%) essencial apenas nos gnaisses máficos. O ortopiroxênio é o mineral varietal nos granitoides mesocráticos, ocorrendo, por vezes nos termos mais leucocráticos, mas, em menores quantidades (<10%). Os minerais opacos (1,4%), a hornblenda (2,8%), a apatita (0,3%), o zircão (0,2%), o epidoto (0,1%) e a titanita (0,05%) são os minerais acessórios. A clorita está presente como mineral secundário, perfazendo menos de 0,2% da rocha.

Figura 22 – Fotomicrografias granulito leucocrático médio do grupo 1 do Complexo Serra da Bolívia



Legenda: para ambas as fotos: LP (Luz Polarizada) objetiva com aumento de 2,5 x. A – textura granoblástica formada por grãos de hábito equidimensional como, por exemplo, microclina (Mc) e quartzo (Qtz) – lâmina IV-RM-05C; B – orientação de grãos de biotita (Bt) de hábito lamelar – lâmina IV-RM-05C.

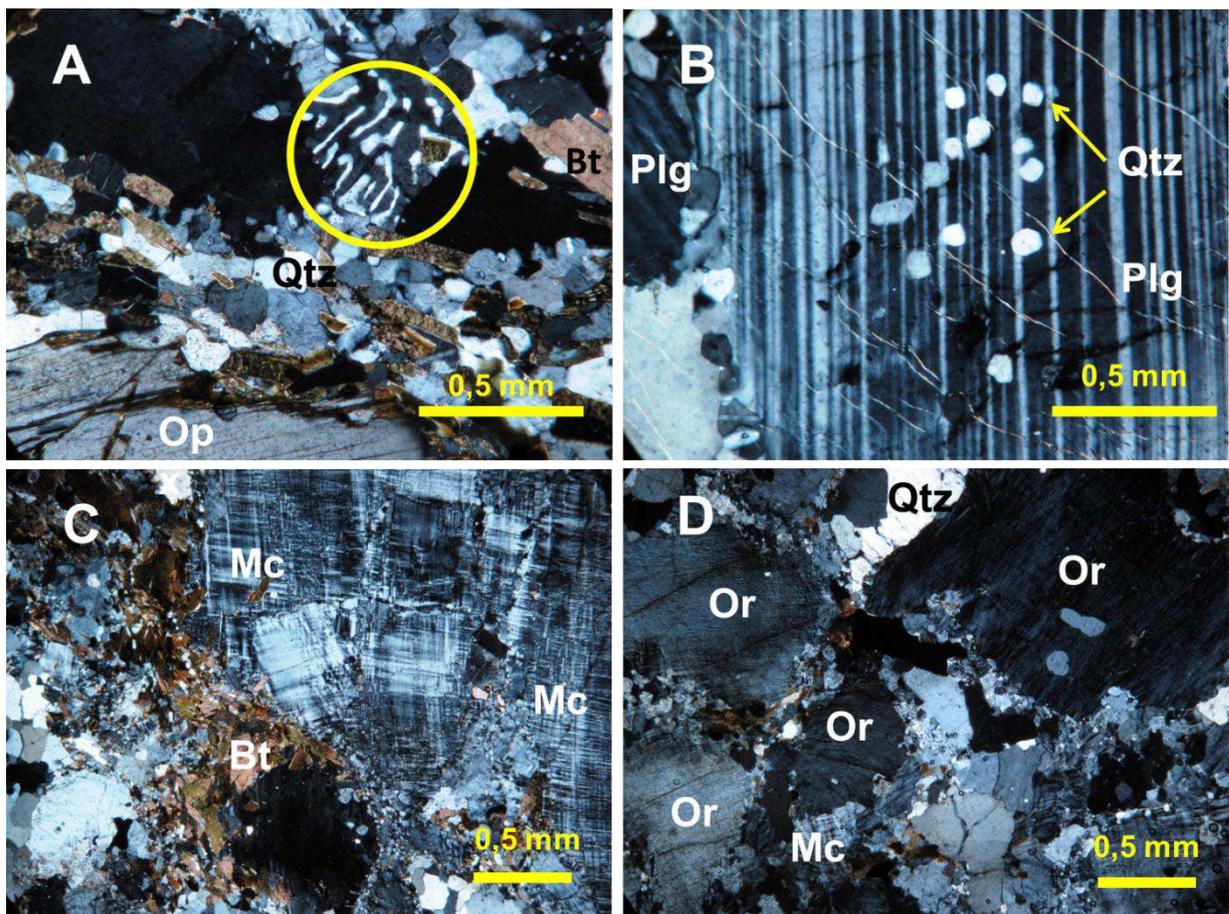
Fonte: O autor, 2015.

O quartzo é, em geral, xenoblástico e, por vezes, ocorre em forma de “*ribbons*”. A granulação varia entre 0,5 e 2mm para os cristais granulares e atingem até 4mm para os grãos estirados. Pode ocorrer em formas vermiformes (mirmequita) (Figura 23A), sendo resultado da borda de reação entre plagioclásio e K-feldspato. É muito comum a ocorrência de quartzo como inclusões arredondadas, principalmente em plagioclásio (Figura 23B).

O plagioclásio (Figura 23B) é, em geral, subidioblástico de hábito tabular-curto. A granulação varia de 0,08 a 2,0mm. Em algumas litologias a granulação chega a 6mm, conferindo à rocha a textura porfiroblástica.

O K-feldspato é, em geral, subidioblástico; entretanto, ocorrem grãos idioblásticos e xenoblásticos. São de hábito tabular-prismático a tabular-curto. Na maioria das rochas analisadas, o intervalo granulométrico é de 0,4 a 2,4mm, podendo alguns grãos porfiroblásticos atingirem até 7mm. Devido à presença da macla tartan bem definida, pode-se afirmar, principalmente para os litotipos mais félsicos, que o feldspato seja uma microclina (Figura 23C). O ortoclásio é ausente de geminação ou possui geminação tartan muito difusa, (Figura 23D). Pertitas são frequentes.

Figura 23 – Fotomicrografias em LP (luz polarizada) dos Granulitos e Ortognaisses heterogêneos do Complexo Serra da Bolívia com objetivas de 10x de aumento (A e B) e 2,5x de aumento (C e D)

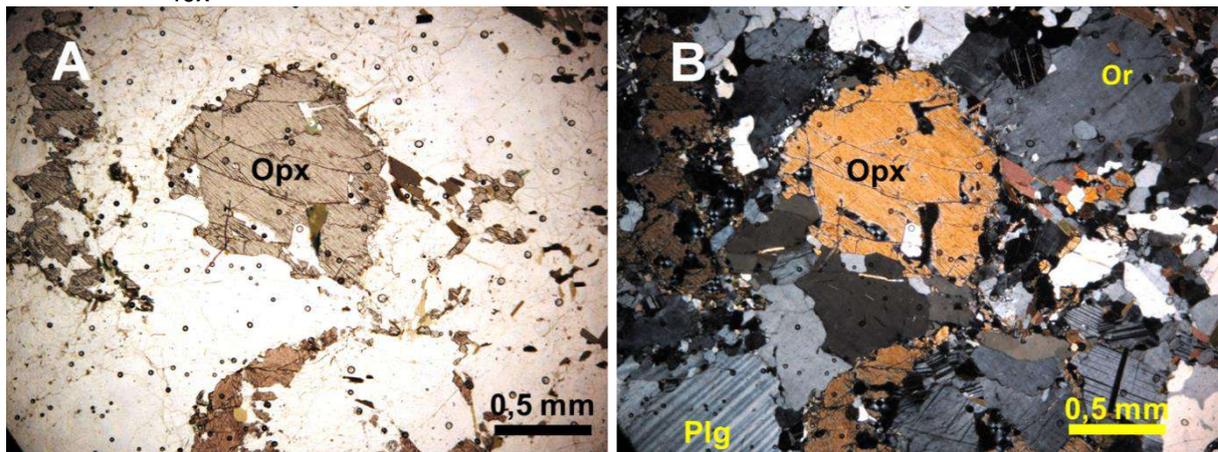


Legenda: A – textura do tipo mirmequita (indicada no círculo amarelo) definida pela forma vermiforme do quartzo – lâmina IV-RM-05A; B – cristal de plagioclásio com geminação polissintética e inclusões arredondadas de grãos de quartzo; C – cristais de microclina com geminação tartan característica; D – cristais de ortoclásio com geminação tartan difusa (processo de triclinização). Qtz: quartzo, Opx: ortopiroxênio, Bt: biotita, Mc: microclina e Or: ortoclásio.

Fonte: O autor, 2015.

O ortopiroxênio (quando metamórfico) (Figura 24A e 24B) é, em geral, xenoblástico a subidioblástico de hábito granular. O intervalo granulométrico é de 0,5 a 1,4mm. Ao analisar sob a luz plano-polarizada, observa-se pleocroísmo forte variando entre as cores rosa claro ao verde claro. As cores de interferência são geralmente de primeira ordem, quando seccionados na espessura adequada. No sistema conoscópico, é definido como biaxial negativo e ângulo $2V$ foi estimado entre $70^\circ - 80^\circ$. De acordo com as características ópticas analisadas em Deer (2010), classificou-se o ortopiroxênio como hiperstênio. O ortopiroxênio magmático é idiomórfico e de granulação média de 0,8 mm. O pleocroísmo variando entre o rosa e o verde é menos intenso do que no ortopiroxênio metamórfico, entretanto as cores de interferência e o ângulo $2V$ são similares.

Figura 24 - Fotomicrografias dos Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos do Complexo Serra da Bolívia (Lâmina IV-RM-05A), mostrando o grão de ortopiroxênio com objetiva de aumento 40x



Legenda: A – Fotomicrografia do granulito do Complexo Serra da Bolívia em luz plano-polarizada. B – Fotomicrografia do granulito em luz polarizada. Opx: ortopiroxênio, Or: ortoclásio e Plg: plagioclásio.

Fonte: O autor, 2015.

O clinopiroxênio é restrito a algumas litologias, ocorrendo prioritariamente naquelas mais máficas. É representado por grãos xenoblásticos a hipidoblásticos de granulação variando entre 0,35 e 1mm. O hábito do clinopiroxênio é granular. A ausência de pleocroísmo e a coloração verde clara, no sistema de luz natural, o ângulo de extinção entre 35 e 40 graus, as cores de interferência de segunda a terceira ordens, a natureza biaxial positiva e o ângulo $2V$ estimado em $50 - 60^\circ$ permitem estimar que o clinopiroxênio seja salita/ferro-salita ou diopsídio.

O anfibólio é, em geral, subidioblástico a xenoblástico, de hábito prismático a granular. A granulação média é em torno de 0,85 mm. Os cristais são predominantemente de cor verde claro, variando ao verde escuro (fortemente pleocróica). Quando o anfibólio é analisado sob o sistema ortoscópico mostra cores de interferência anômalas (amarelo ouro a verde escuro) com ângulos de extinção de 24 graus. Não foi possível analisar o mineral no sistema de luz convergente devido à dificuldade de se gerar figuras de interferência. Entretanto, presume-se que este anfibólio seja uma hornblenda. Eventualmente, a hornblenda é produto de substituição do clinopiroxênio, crescendo nas bordas e/ou fraturas/planos de clivagens do inossilicato de cadeia simples. Quando há esta tendência, não se observa pleocroísmo forte.

Os minerais opacos, que podem estar ausentes em algumas rochas, são de granulação invariavelmente fina e são subidioblásticos, tendendo ao hábito quadrático a xenoblástico, com formas arredondadas. Em geral a granulação não ultrapassa 0,5mm.

O zircão é geralmente subidioblástico prismático com bordas levemente a moderadamente arredondadas. Outro formato bastante comum é o arredondado/ovalado (Figura 25A). Em geral, a granulação não ultrapassa 0,1mm.

A apatita (Figura 25A) é subidioblástica a idioblástica com formatos tendendo ao hexágono. A média dos tamanhos dos grãos é de 0,1mm.

O epidoto é incolor. Alguns cristais apresentam pleocroísmo em tons azulados (Figura 25B). É subidioblástico de hábito prismático curto, xenoblástico e de hábito granular. As cores de interferência alcançam o final da 2ª ordem. A tendência dos cristais de epidoto é serem encontrados juntos e não dispersos individualmente pela rocha.

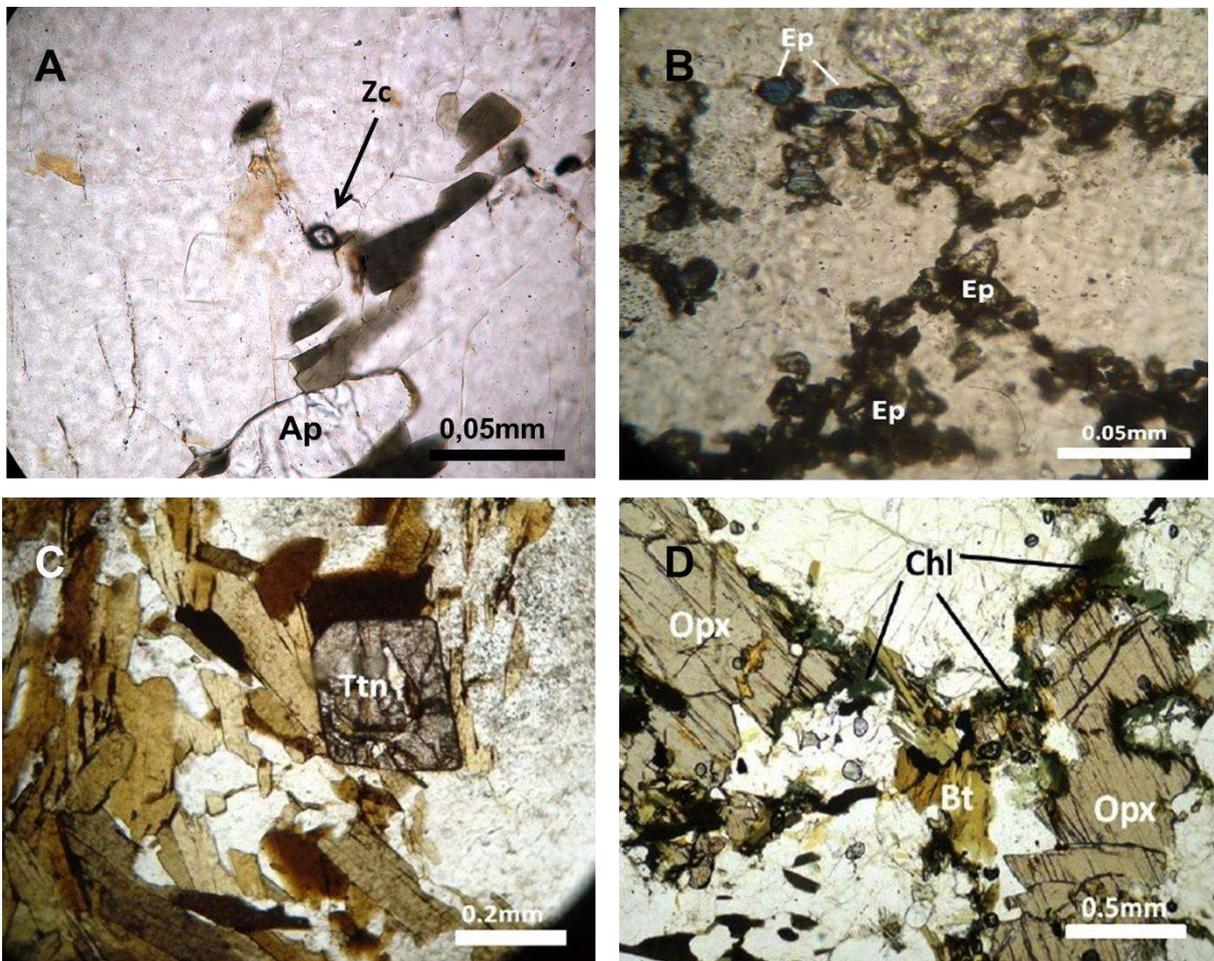
A titanita é subidioblástica de hábito losangular (Figura 25C). Também ocorre com formatos mais arredondados. A granulação não ultrapassa de 0,4mm. As cores de interferência são anômalas e, em alguns casos, pode-se observar tons rosados e esverdeados esmaecidos.

A clorita (Figura 25D) apresenta pleocroísmo em tons de verde escuro a castanho. É xenoblástica, ocorrendo em formas de franjas nas bordas do ortopiroxênio. A cor de interferência anômala é acastanhada. A partir destas características, é possível classificá-la como sendo Mg-Fe²⁺clorita.

2.4.1.2.2 Petrografia do Ortognaise Cinza Fino (grupo 2) do Complexo Serra da Bolívia

De acordo com o diagrama de classificação de rochas plutônicas de Streckeisen (1974), o litotipo é de composição tonalítica e foi classificado como enderbito devido à presença de ortopiroxênio varietal.

Figura 25 – Fotomicrografias dos Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos (grupo 1) do Complexo Serra da Bolívia (Lâmina BJ-RM-10A), em luz plano-polarizada com objetiva de aumento de 20 vezes (A e B) e 40 vezes (C e D), dos principais minerais acessórios e secundários dos granulitos heterogêneos e ortognaisses leucocráticos



Legenda: Fotomicrografias mostrando em: A – Apatita (Ap) e zircão (Zc); B – Epidoto (Ep); C – Titanita (Ttn) euédrica; D – Clorita (Chl).

Fonte: O autor, 2015.

A análise ao microscópio petrográfico revela que as amostras possuem estrutura levemente foliada (Figura 26A), devido a orientação dos grãos de biotita e,

ocasionalmente, do plagioclásio. Desta forma, é comum a microestrutura inequigranular granolepidoblástica e, subordinadamente, nematoblástica. Encontram-se esporádicos fenocristais de plagioclásio (Figura 26B) e clinopiroxênio (Figura 26D). A granulação (da matriz), em geral, é fina a muito fina, raramente ultrapassando medidas de 0,65mm. Os poucos fenocristais presentes estão dispersos e atingem 5,25 mm. Raramente ocorre a textura poiquiloblástica (inclusões de minerais opacos em clinopiroxênio) (Figura 26D). O contato predominante é o retilíneo, ocorrendo com frequência grãos poligonalizados com junções tríplices, tanto entre cristais de quartzo quanto entre os de plagioclásio (Figura 26C).

Figura 26 – Fotomicrografias da lâmina delgada do Ortognaisse Cinza Fino (grupo 2) do Complexo Serra da Bolívia – lâmina BJ-RM-12ª



Legenda: A – textura levemente foliada marcada pela orientação de cristais de biotita lamelar; B – pórfiros de plagioclásio (Pl) com tamanhos que excedem 5mm; C – predominância dos contatos retilíneos (junções tríplices poliedrais) indicados no círculo em vermelho; D – textura poiquiloblástica (inclusões de minerais opacos em clinopiroxênio - Cpx). Luz plano polarizada em A e D. Luz polarizada em B e C.

Fonte: O autor, 2015.

A mineralogia essencial é definida pela presença de plagioclásio ($\approx 65\%$), biotita ($\approx 10\%$), quartzo ($\approx 10\%$) e clinopiroxênio ($\approx 8\%$). Contem aproximadamente 4% de ortopiroxênio varietal. Os minerais acessórios que compõem a rocha são: minerais opacos ($\approx 3,5\%$), apatita ($\approx 0,38\%$) e zircão ($\approx 0,24\%$). A hornblenda ($\approx 1,5\%$) ocorre como mineral secundário.

O plagioclásio é geralmente xenoblástico de hábito equidimensional. Entretanto, os fenocristais podem ser tabulares. A maioria das maclas é polissintética, segundo a lei da Albita e encontram-se tortas ou evanescentes (se acunham, não atravessando toda a extensão do cristal) (Figura 27A). Por vezes, os grãos apresentam extinção ondulante. Na matriz, os grãos de plagioclásio possuem granulação em média de 0,25mm e os fenocristais variam de 4mm a 5,25mm.

A biotita possui pleocroísmo em tons castanhos. A maioria dos cristais são subidioblásticos de hábito lamelar. Poucos são xenoblásticos de hábito granular (Figura 27C). A granulação não ultrapassa 0,25mm.

O quartzo é predominantemente xenoblástico de hábito equidimensional (Figura 27A). Os grãos estão isentos de extinção ondulante. A granulação é de até 0,25mm.

O ortopiroxênio caracteriza-se pelo fraco pleocroísmo em tons de verde claro a castanho claro. Os grãos são muito fragmentados (Figura 27C), por isso são xenoblásticos de hábito granular a irregular. A granulação, em média, é de 0,5mm.

O clinopiroxênio é verde claro quando analisado em luz natural. Os grãos são muito fragmentados (Figura 27C), por isso são xenoblásticos de hábito granular a irregular. Raros cristais são porfiroblásticos, sendo subidioblásticos de hábito tendendo a prismático (Figura 27B). As cores de interferência caracterizam-se pelo cinza a amarelo de primeira ordem, mas há grãos que atingem cores do final da segunda ordem até o início da terceira ordem. A granulação varia de 0,13mm a 0,75mm, mas, em média, é de 0,25mm. Pode-se estimar que seja o diopsídio.

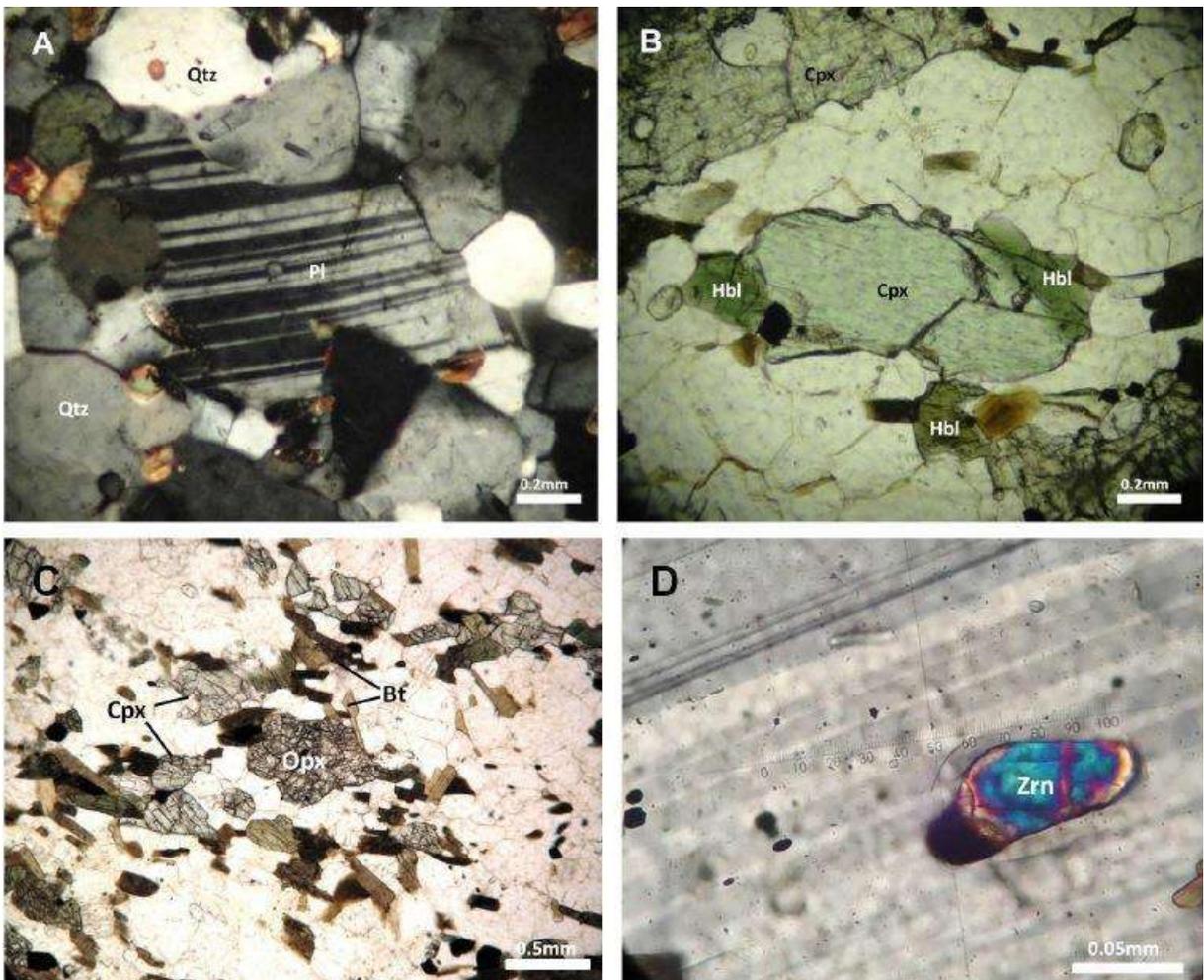
Os minerais opacos são xenoblásticos de hábito granular (com formas arredondadas) a irregular. Ocorrem frequentemente associados à biotita e ao clinopiroxênio. A granulação é menor do que 0,15 mm.

A apatita é subidioblástica de hábito prismático longo quando observada em seção prismática. Adquire formas arredondadas e pseudo-hexagonais quando vista em seção basal. A granulação é em torno de 0,08mm.

O zircão é xenoblástico de hábito granular. Invariavelmente é arredondado a ovalado. A granulação é em torno de 0,38mm (Figura 27D).

A hornblenda apresenta pleocroísmo moderado em tons de castanho a verde escuro. Os grãos são xenoblásticos. Está associada aos grãos de biotita e clinopiroxênio. Nestes últimos ocorre nas suas bordas como produto de alteração (Figura 33B). As cores de interferência são mascaradas pela intensa cor de absorção do mineral. Neste caso, exibe um matiz com cor de interferência anômala (amarelo esverdeado). A granulação em média é de 0,25mm.

Figura 27 – Fotomicrografias do Ortognaisse Cinza Fino (grupo 2) do Complexo Serra da Bolívia - lâmina delgada BJ-RM-12^a



Legenda: A – quartzo (Qtz) xenoblástico e plagioclásio (Pl) com macla polissintética evanescente e levemente acunhada; B – hornblenda (Hbl) nas bordas do clinopiroxênio (Cpx) subdioblástico; C – clinopiroxênio (Cpx) e ortopiroxênio (Opx) xenoblásticos e biotita (Bt) lamelar; D – zircão (Zrn) granular incluído em plagioclásio. Luz polarizada em A e Luz plano-polarizada em B, C e D.

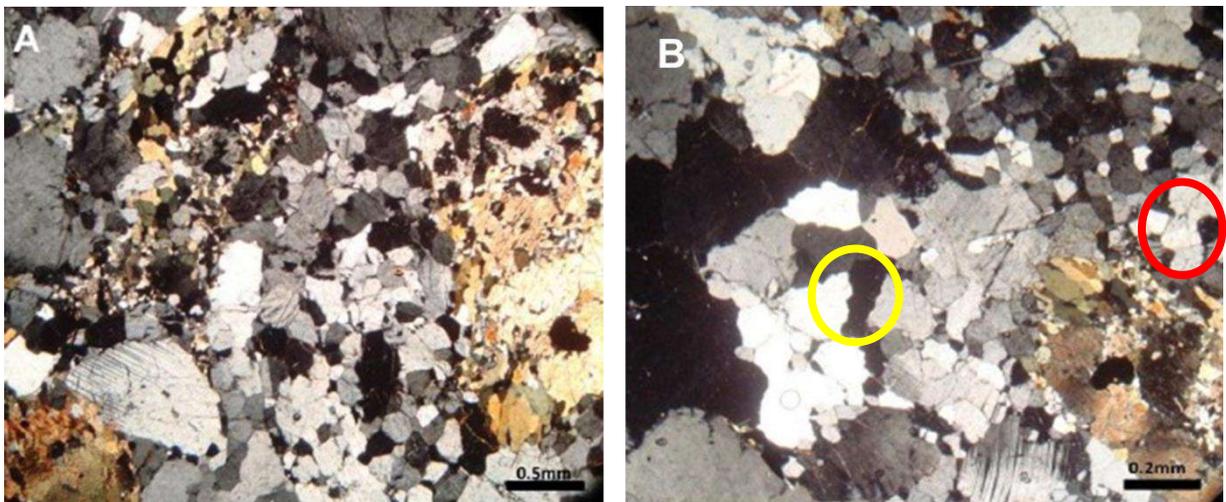
Fonte: O autor, 2015.

2.4.1.2.3 Petrografia das rochas charnockíticas da Região de Monte Verde (grupo 3) do Complexo Serra da Bolívia

Como visto anteriormente, o litotipo representativo nesta tese foi coletado em um afloramento tipo morrote nas proximidades de Monte Verde (Cambuci - RJ). De acordo com o diagrama de Streckeisen (1974) para rochas plutônicas (Figuras 26), as amostras são de composição tonalítica a granodiorítica. Devido à presença de ortopiroxênio, pode-se classificá-las como enderbito e charno-enderbito. Os litotipos foram descritos com critérios de rochas magmáticas.

Ao analisar sob o microscópio petrográfico, é possível confirmar a natureza isotrópica, caracterizando a rocha como inequigranular de granulação variando de fina a grossa (0,15 a 6,5mm) (Figura 28A). Os contatos entre grãos são serrilhados, mas nos grãos menores (0,13mm) predominam os contatos poligonais com junções tríplexes (Figura 28B).

Figura 28 – Fotomicrografias em luz polarizada do Charnockito (lâmina JP-RM-08A)



Legenda: A – rocha inequigranular; B – contatos serrilhados (círculos amarelos) e poligonais (em vermelho). Objetivas de 2,5 vezes em (A) e 10 vezes em (B).

Fonte: O autor, 2015.

A mineralogia essencial é caracterizada pela presença de plagioclásio ($\approx 60,5\%$) e de quartzo ($\approx 18,5\%$), biotita ($\approx 8\%$) e hornblenda ($\approx 7\%$). O ortopiroxênio é um mineral varietal, perfazendo 4% da rocha. Os minerais acessórios que ocorrem na amostra são: 1,4% de minerais opacos, 0,5% de clinopiroxênio e o zircão perfaz 0,1%.

O plagioclásio possui quantidades equivalentes de cristais anédricos de hábito equidimensional e subédricos de hábito tabular. Os grãos estão deformados, por isso, a geminação polissintética, segundo a lei da Albita, encontra-se torta ou evanescente (se acunham, não atravessando toda a extensão do cristal) e os cristais apresentam também forte extinção ondulante (Figura 29A). Uma característica comum ao plagioclásio é a presença de antipertita.

O quartzo é anédrico de hábito equidimensional a ameboide. A maioria dos grãos é isenta de extinção ondulante e uns poucos apresentam essa característica de forma incipiente. Predominam os contatos serrilhados com os demais grãos desta e de outras fases minerais.

O ortopiroxênio (Figura 29B e 29D) possui pleocroísmo verde claro a rosado. A maioria dos grãos tem forma anédrica e hábito granular (assemelhando-se fragmentos de outros grãos) e poucos são subédricos de hábito prismático. Os grãos estão com suas fraturas e bordas preenchidas por um material ferruginoso e alteradas, parcialmente, para biotita e hornblenda (Figuras 29B e 29D). A cor de interferência é, majoritariamente, amarela de 1ª ordem. De acordo com as características observadas, pela natureza biaxial positiva e pelo ângulo $2V$ ser de aproximadamente 60 graus, é possível classificá-lo como hiperstênio.

A biotita possui pleocroísmo em tons fortes de castanho (quase avermelhados) para amarelo claro (Figura 29B, 29C e 29D). A maior parte dos cristais é anédrica de hábito irregular a granular, alguns poucos são subédricos de hábito em escamas. Os grãos estão muito deformados e dobrados.

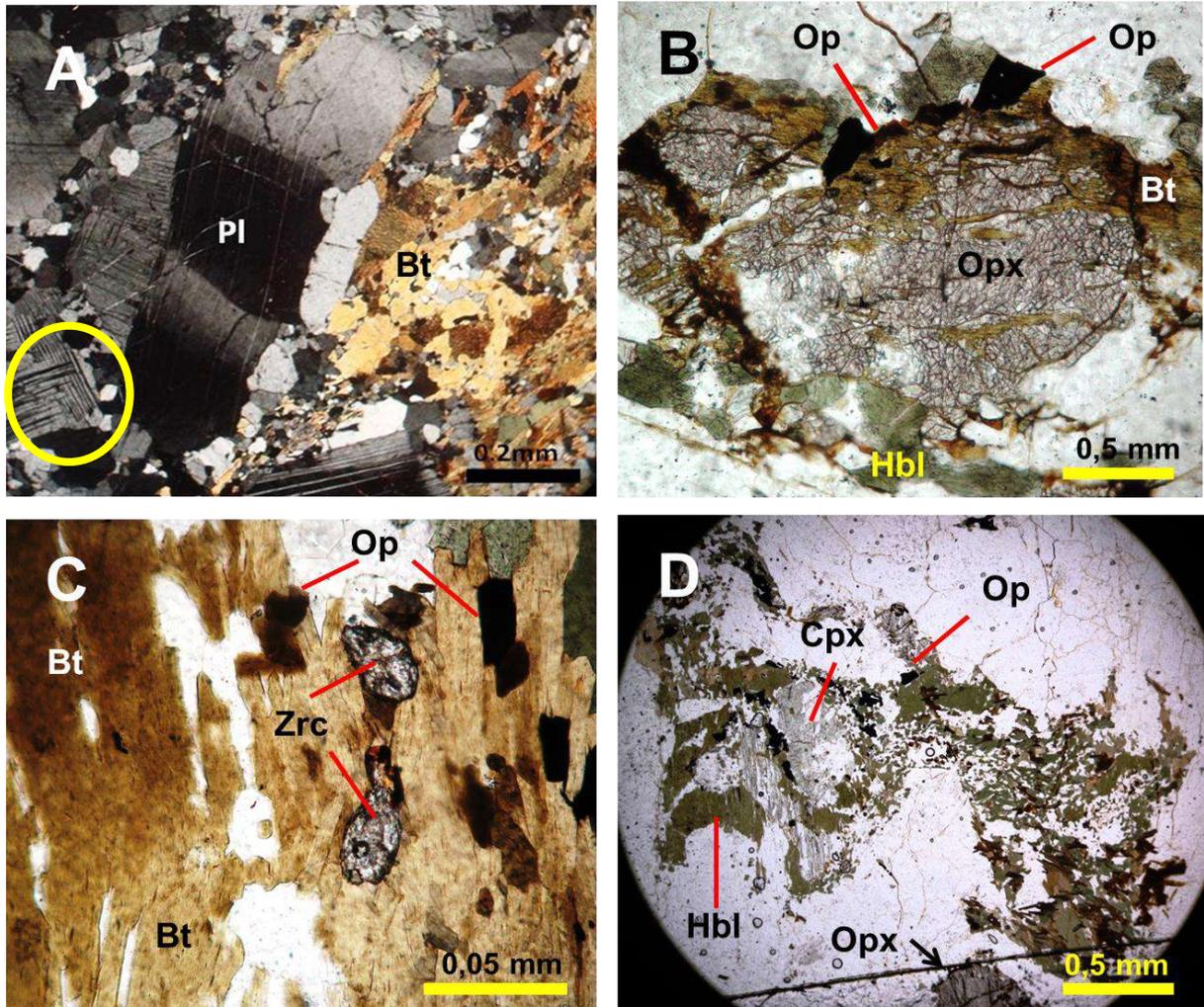
A hornblenda apresenta pleocroísmo em tons de castanho a verde escuro (Figura 29B e 29C). Os grãos são anédricos de hábito granular a irregular. As cores de interferência são mascaradas pela intensa cor de absorção do mineral e, neste caso, exibe um matiz amarelo rosado. Ocorre associada à biotita.

Os minerais opacos são anédricos de hábito granular (Figura 29B e 29D). Formas quadráticas e losangulares ocorrem em menor proporção, sugerindo que possa ser pirita ou magnetita paralela à seção $\{001\}$. Ocorrem associados à biotita e, principalmente, à hornblenda.

O clinopiroxênio (Figura 29D) possui cor verde clara quando observado sob o sistema de luz polarizada. Os grãos são subédricos de hábito tabular, mas, muitos são anédricos de hábitos irregulares. A cor de interferência é amarela de primeira ordem ao laranja de segunda ordem.

O zircão é anédrico com formas arredondadas e ovaladas de hábito granular (Figura 29C) e, menos frequentemente, é euédrico de hábito pismático ou quadrático.

Figura 29 – Fotomicrografias, mostrando a mineralogia do charnockito da Suíte Monte Verde (Serra da Bolívia) - lâmina JP-RM-08A



Legenda: A – plagioclásio (Pl) com macla polissintética evanescente (em amarelo) e forte extinção ondulante; B – ortopiroxênio (Opx) parcialmente substituído por biotita (Bt) e hornblenda (Hbl); C – cristais granulares de zircão (Zrn), biotita lamelar e minerais opacos (Op); D – concentração de minerais máficos como o ortopiroxênio (Opx), a biotita (Bt), a hornblenda (Hbl), clinopiroxênio (Cpx) e os minerais opacos (Op). Luz polarizada em (A) e luz plano polarizada em (B), (C); D – objetiva de 2,5 em (A), (B) e (D) e objetiva de 20x em (C).

Fonte: O autor, 2015.

O enclave básico da Suíte Monte Verde foi classificado como norito e é, em geral, equigranular de granulação grossa e a estrutura é maciça. A mineralogia principal é dada por plagioclásio (46%), ortopiroxênio (32,5%), biotita (15%) e minerais opacos (5%). A ocorrência de quartzo é rara (representando até 1,5% do volume total nas amostras). Como minerais acessórios há a presença de apatita e zircão.

O ortopiroxênio é idiomórfico a subdiomórfico de hábito invariavelmente prismático (Figura 30A e B). O pleocroísmo é característico, porém muito sutil, variando do rosa claro ao verde bem claro. Ao analisar na luz polarizada, nota-se que as cores de interferência são majoritariamente o amarelo de primeira ordem e o laranja. Além da extinção reta e das características descritas, foi possível classificar o ortopiroxênio como hiperstênio.

A biotita ocorre em grãos com formatos lamelares dispostos aleatoriamente. A cor observada em luz plano-polarizada varia do amarelo bem claro ao marrom avermelhado (Figura 30C). Os cristais apresentam cores de interferências anômalas e a característica extinção mosqueada. É muito comum a biotita ocorrer a partir da alteração do ortopiroxênio, desenvolvendo-se nas clivagens e nas bordas do mesmo.

O plagioclásio é de hábito predominantemente prismático (Figura 30D), sendo menos comuns aqueles de formas quadráticas. Os grãos são idiomórficos a subdiomórficos. Observa-se com frequência a geminação polissintética; entretanto, a geminação do tipo Carlsbad é comum nos grãos mais alongados. Por vezes, observa-se grminação polissintética acunhada e evanescente (Figura 30D).

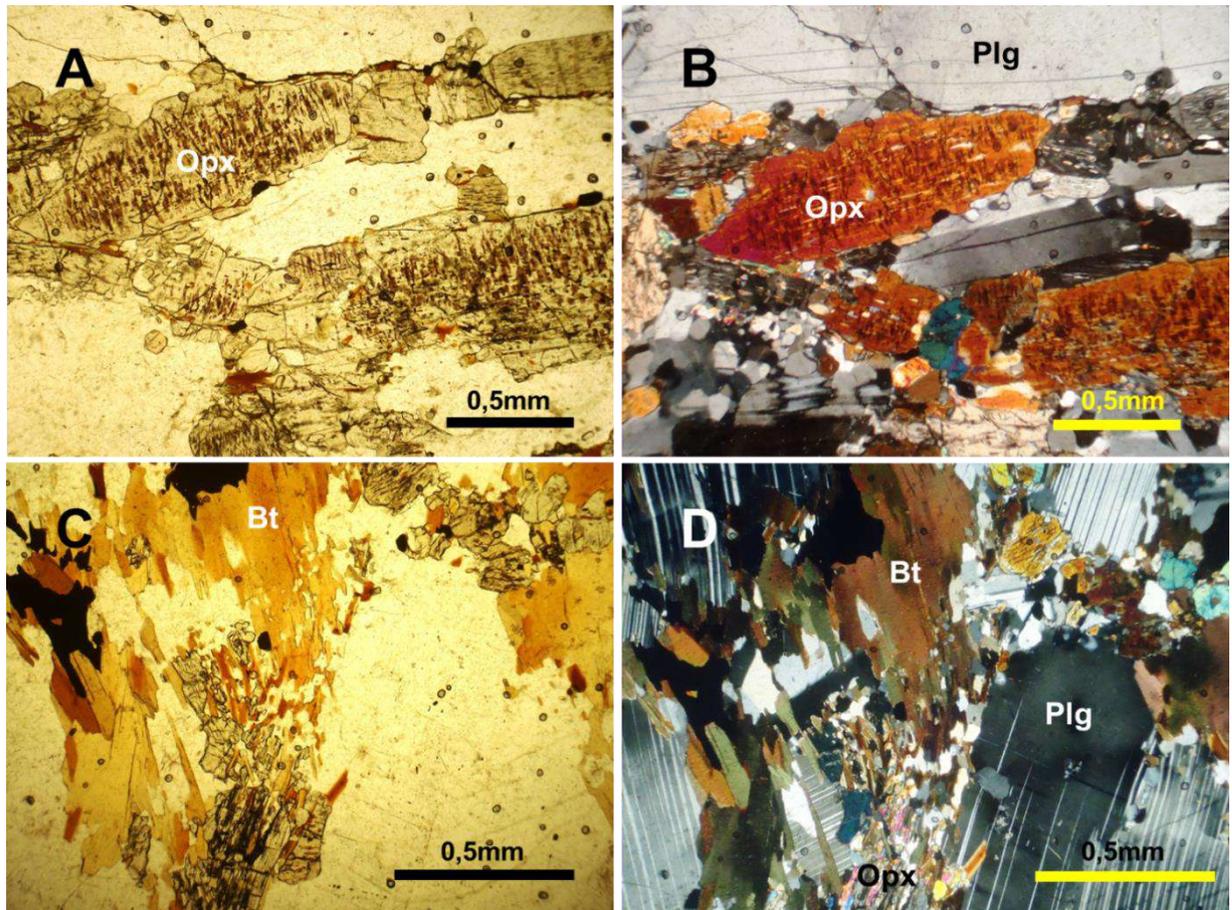
Os minerais opacos são xenomórficos, com formas arredondadas, e idiomórficos, com formas quadráticas e arredondadas. Em geral ocorrem associados com ortopiroxênio e biotita. São de granulação fina.

Apatita e zircão constituem fases acessórias, essencialmente de granulação muito fina, inclusas em minerais essenciais como plagioclásio, biotita e quartzo. Em geral, os dois minerais são assumem formas euédricas - losangulares (apatita) e quadrática (zircão) quando cortados em seções basais e formas aciculares para ambos, quando cortados em seções prismáticas. Esporadicamente, assumem formas mais arredondadas.

A rocha típica da Suíte Córrego Fortaleza é um charnockitoide, podendo variar composicionalmente de sienogranito a granodiorito.

As amostras apresentam foliação bem marcada, sendo observável orientação preferencial dos grãos de biotita (Figura 31A) e dos *ribbons* de quartzo (Figura 31B). Em geral, as amostras são inequigranulares com granulação variando de fina a média. O tipo de textura predominante é a granoblástica (Figura 31C), nematoblastica e porfiroblástica (fenocristais de K-feldspato) (Figura 31D).

Figura 30 – Fotomicrografias do enclave máfico da Suíte Monte Verde



Legenda: Lâmina JP-CD-03 (objetiva de 40X). A (nicóis paralelos) e B (nicóis cruzados) – ortopiroxênio (Opx) prismático. C (nicóis paralelos) e D (nicóis cruzados) – cristais tabulares de plagioclásio (Plg) com macla acunhada. Cristais lamelares de biotita (Bt) onde há pleocroísmo.

Fonte: O autor, 2015.

A mineralogia essencial é composta por quartzo (24,8 – 36,1%), plagioclásio (8,1 – 34,7%), K-feldspato (10,1 – 42,8%), biotita (1,2 – 7,5%), ortopiroxênio (2,5 – 11,1%) e, em algumas amostras, anfibólio (>3%). Os minerais acessórios são representados por titanita, zircão, não perfazendo mais que 1% no volume total das amostras, e minerais opacos (> 2,5%). Os grãos de quartzo são xenoblásticos assumindo ora contatos interlobados com outros grãos de quartzo e os demais minerais, ora assumindo feições do tipo *ribbons*, onde, majoritariamente, possuem extinção ondulante. O plagioclásio é subdioblástico a xenoblástico com hábito tabular-curto e macla polissintética característica que, por vezes, ocorre acunhada. Alguns grãos são arredondados com presença de anti-peritita (Figura 31E).

O K-feldspato é, na maior parte das vezes, subdioblástico e, às vezes, é idioblástico de hábito tabular-curto. Nas litologias de composição sienogranítica,

observa-se o K-feldspato sem geminação e, frequentemente, com presença de pertita (Figura 36D). Nas demais litologias, é observada a microclina com a típica geminação Tartan. Em contato com o plagioclásio, ocorre mirmequita (Figura 31F).

A biotita é de hábito lamelar, com pleocroísmo variando do amarelo ao marrom. As cores de interferência são anômalas, sendo que, em alguns casos, se observa tons rosados e azulados característicos da terceira ordem.

Os cristais de ortopiroxênio (Figura 31C) são subdioblásticos com pelocroísmo variando do verde claro ao rosa claro. Caracteristicamente há a extinção reta e cores de interferência que vão do final da primeira ordem ao início da segunda ordem. De acordo com estas características, o ortopiroxênio foi classificado como hiperstênio.

O anfibólio (Figura 31C) ocorre sempre associado com o ortopiroxênio e, na maior parte dos casos, o substitui parcialmente nas bordas. O anfibólio também ocorre ao redor dos minerais opacos. Ao observar sob o a luz plano-polarizada, nota-se um fraco pleocroísmo com tons de verde. A cor de interferência é sempre anômala, amarelo com tons dourados.

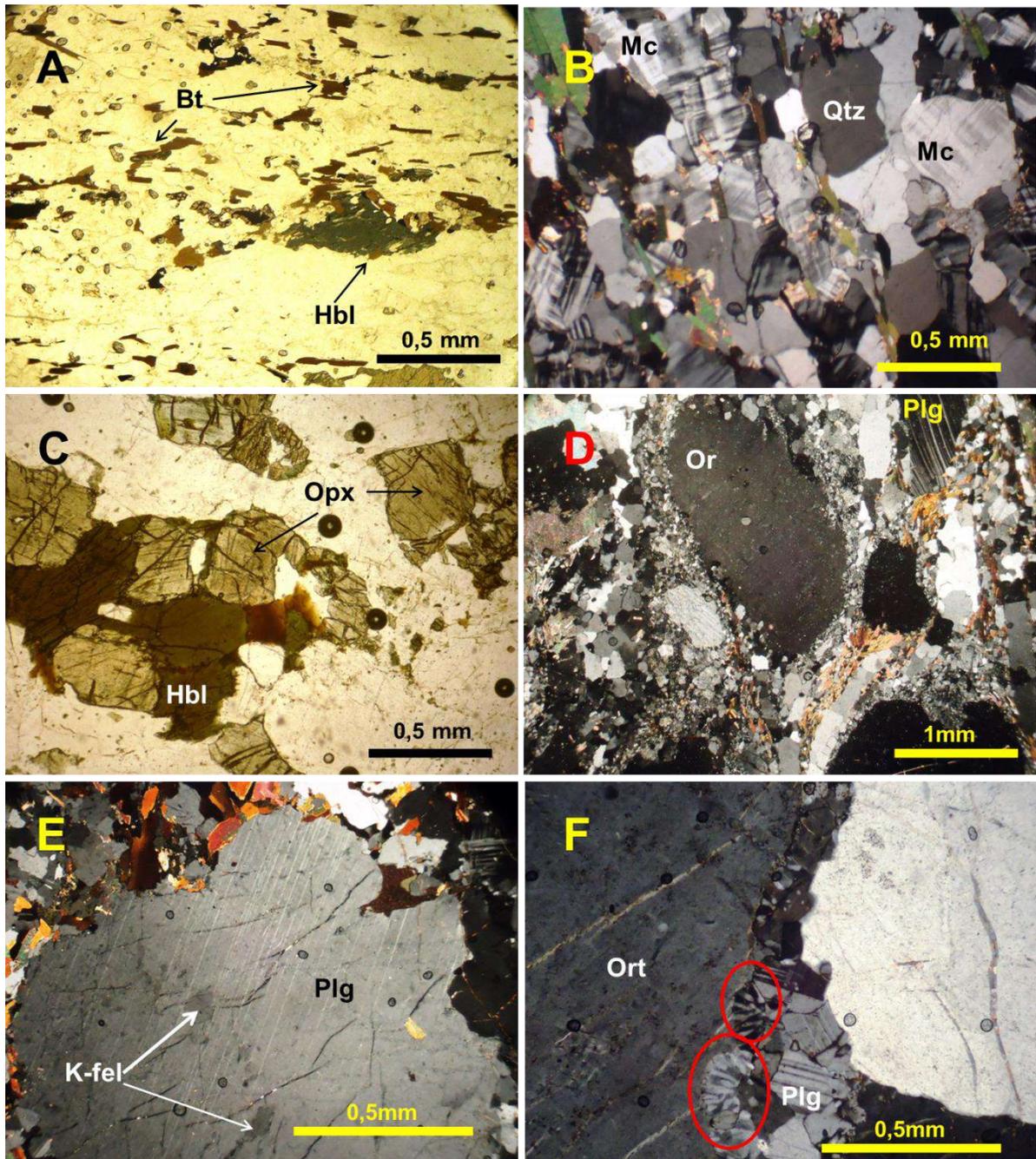
Os minerais opacos são idiomórficos, de hábito quadrático, e subdiomórficos, com formas arredondadas e ovaladas. Ocorrem em grãos finos e quase sempre estão associados ao ortopiroxênio e ao anfibólio.

Apatita, zircão e titanita perfazem menos de um por cento no volume total das amostras analisadas. A apatita ocorre em grãos hexagonais, arredondados/ovalados ou aciculares. Os grãos de zircão ocorrem em formas arredondadas/ovaladas e, quando incluso em biotita, observam-se halos pleocroicos em consequência da metamictização. A titanita ocorre como cristais arredondados e, mais raramente, com formas losangulares.

2.4.2 (Sillimanita)-(ortopiroxênio)-(granada)-biotita gnaisse milonítico migmatítico do Grupo Bom Jesus do Itabapoana

O (Ortopiroxênio)-(Granada)-Biotita Gnaisse Milonítico Migmatítico é encontrado principalmente em afloramentos do tipo laje/lajedo no pasto (Figura 32A), laje/lajedo no rio (Figura 32B), encosta de morro (Figura 32C) e corte de estrada (Figura 32D).

Figura 31 – Charnockito da Suíte Córrego Fortaleza do Complexo Serra da Bolívia



Legenda: A – lâmina JP-CD-02A (nicos paralelos e objetiva de 40X): cristais lamelares e orientados de biotita (Bt) e hornblenda (Hbl); B – lâmina JP-CD-02A (nicos cruzados e objetiva de 40X), nota-se a presença de microclina (Mc) e *ribbons* de quartzo (Qtz); C – lâmina JP-CD-02B (nicos paralelos e objetiva de 40X): presença de ortopiroxênio subédrico e hornblenda; D – lâmina JP-CD-18A (nicos cruzados e objetiva de 40X): ocorrência de pórfiroblastos de ortoclásio pertítico. E – lâmina JP-CD-02A (nicos cruzados e objetiva de 40X): cristal de plagioclásio antipertítico. F – lâmina JP-CD-02A (nicos cruzados e objetiva de 100X), os círculos vermelhos indicam a presença de mirmequita (quartzo de hábito vermiforme), produto da reação do ortoclásio e plagioclásio.

Fonte: O autor, 2015.

Figura 32 – Afloramentos típicos do (sillimanita)-(ortopiroxênio)-(granada)-biotita gnaissé milonítico migmatítico do Domínio Cambuci



Legenda: A – exposição do tipo laje no pasto (ponto BJ-BJI-01); B – exposição do tipo laje no riacho (ponto BJ-BJI-29); C – exposição tipo encosta do morro (ponto BJ-BJI-34); D – exposição tipo corte na estrada (ponto JP-MV-13).

Fonte: O autor, 2015.

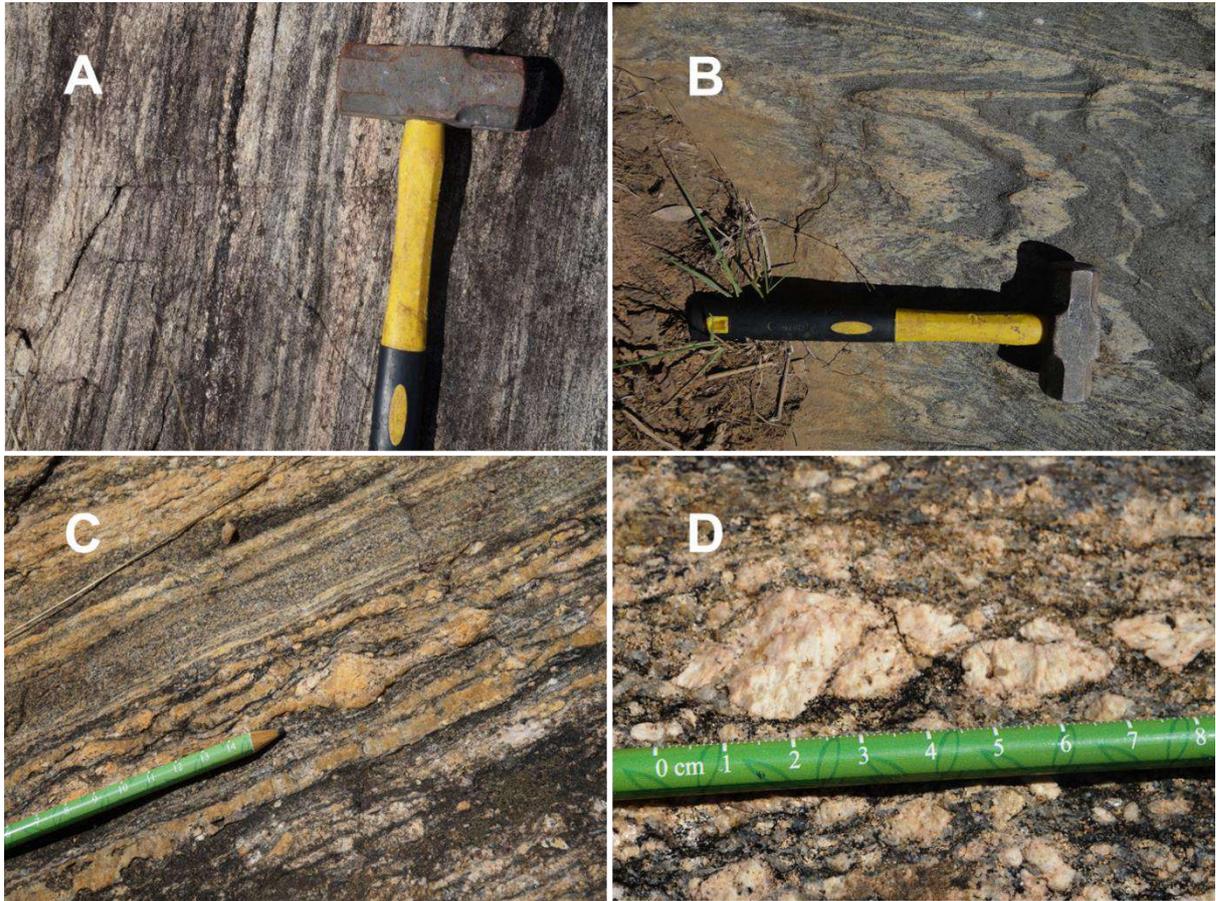
Geralmente, os litotipos desta unidade caracterizam-se por apresentar bandamento composicional milimétrico a centimétrico, aportando porfiroblastos de feldspato. É comum a presença de lentes de metabasito e de rochas calcissilicáticas que variam de centímetros a, mais raramente, alguns metros de comprimento. As lentes de mármore podem ocorrer em maiores extensões, por vezes configurando corpos mapeáveis. No mapeamento de semi-detelhe, realizado próximo à região de São José do Calçado, visualizado no mapa da figura 10, foi possível individualizar o paragneissé de acordo com a faciologia. Essa divisão se deu a partir de parâmetros estruturais: uma faciologia caracteristicamente afetada pelo metamorfismo dinâmico, tendo como resultado gnaissés milonitizados; e outra faciologia não afetada fortemente pelo mesmo evento. Além disso, é possível encontrar rochas com bastante granada e locais onde o gnaissé é completamente isento deste mineral.

A rocha foi classificada como (ortopiroxênio)-(granada)-biotita gnaiss bandado migmatítico (milonítico). Em geral, tem coloração cinza, com bandamente evidente. É caracterizada pela alternância centimétrica a milimétrica de níveis mais claros (ricos em quartzo e feldspatos) e níveis de cor mais escura onde predomina a biotita (Figura 33A). É muito comum a presença de veios leucossomáticos de espessura centimétrica e tendo a mesma direção da foliação principal. Por vezes, configuram dobras apertadas a fechadas (Figura 33B). Os componentes mineralógicos essenciais da rocha são: quartzo, plagioclásio e biotita. Cristais de granada ocorrem de forma disseminada. Grãos de ortopiroxênio são muito raros. Nos gnaisses milonitizados, observa-se a presença de feldspatos oftálmicos (Figura 33C) e também de estrutura tipo dominó (Figura 33D) em grãos de feldspatos evidenciando que houve o rompimento do cristal.

De acordo com a análise sob o microscópio petrográfico, a rocha é inequigranular de granulação variando de fina a grossa. Em algumas amostras nota-se a presença de porfiroblastos de granada e feldspatos de tamanhos centimétricos. As texturas mais comuns são as do tipo granoblástica e porfiroblástica.

A mineralogia essencial é dada principalmente por quartzo, invariavelmente límpido e xenoblástico e, por vezes, formando ribbons (Figura 39A); granada arredondada (Figura 34A); biotita em plaquetas de cor marrom (com pleocroísmo que passa por todos os matizes do castanho) e em forma de simplectitas com o quartzo (microestrutura de fusão) (Figura 34B); plagioclásio, de hábito tabular; K-feldspato, sob a forma de porfiroblastos, cujo padrão débil de geminação aponta para uma transição de ortoclásio para microclina; minerais opacos, quase sempre idioblásticos; e sillimanita que ora ocorre em prismas orientados, ora possui hábito quadrático com clivagem em diagonal (Figura 34C e 34D). A granada ocorre sob forma arredonda, aportando diversas classes de minerais inclusas, como quartzo e biotita, principalmente, e também sillimanita e espinélio. Como minerais acessórios, ocorrem rutilo, titanita, apatita, e zircão. A ocorrência de espinélio e hiperstênio é mais restrita. Alguns grãos de feldspato mostram-se quase que totalmente transformados para fases secundárias, sendo, portanto, pseudomorfos de feldspatos agora constituídos por uma mistura de carbonato, sericita e epidoto, além de minerais de argila, possivelmente caolinita, não identificáveis com precisão ao microscópio petrográfico.

Figura 33 – Feições estruturais do (Sillimanita)-(Ortopiroxênio)-(Granada)-Biotita Gnaissse Milonítico Migmatítico do Domínio Cambuci



Legenda: A (Ponto BJ-SJC-40) – bandamento composicional com alternância das bandas máficas e félsicas de espessura centimétrica; B – veios leucossomáticos de espessura centimétrica, configurando dobras apertadas a fechadas (ponto BJ-SJC-08); C (ponto BJ-BJI-01) – observa-se a presença de feldspatos oftálmicos, característicos das variedades afetadas pelo metamorfismo dinâmico (textura protomilonítica); D – grão de feldspato com estrutura em dominó, (Figura BJ-BJI-04).

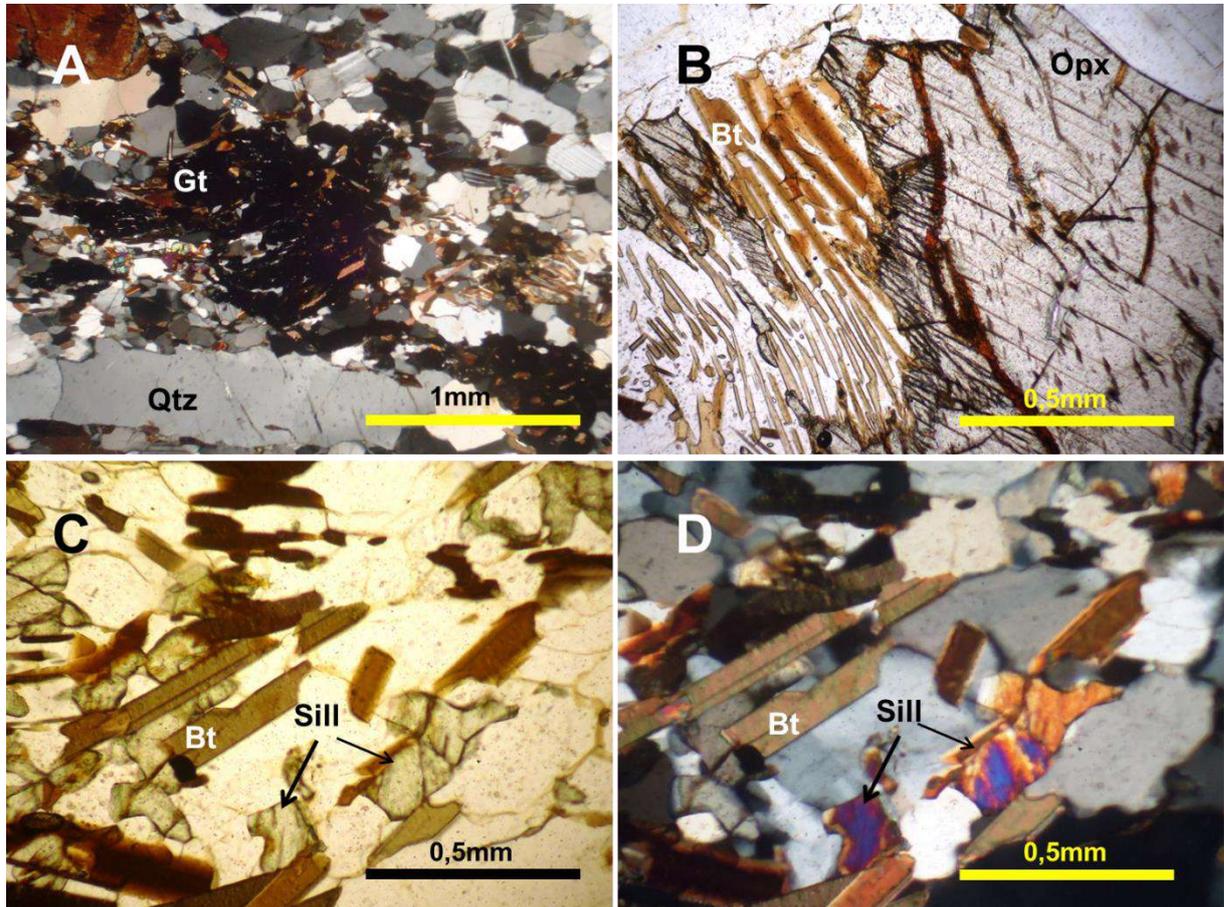
Fonte: O autor, 2015.

2.4.3 Caracterização de campo dos Granitoides da Suíte São João do Paraíso e das Rochas Associadas

Os granitoides e rochas associadas (como metabasitos) pertencentes à Suíte São João do Paraíso (SSJP) ocorrem em exposições do tipo pedreiras (Figuras 35A, 35B e 46A), onde o intemperismo é fraco ou ausente. Além de pedreiras, também é possível encontrar afloramentos em lajes e lajedos (Figura 36B), cortes de estrada e em blocos rolados. Quando atingem alto grau de intemperismo, alteram-se para

caulim em associação com quartzo. O granitoide foi classificado como Leucogranito Gnaissificado.

Figura 34 – Fotomicrografia do (sillimanita)-(ortopiroxênio)-(granada)-biotita gnaisse milonítico migmatítico do Grupo Bom Jesus do Itabapona (lâmina IV-RM-19A)

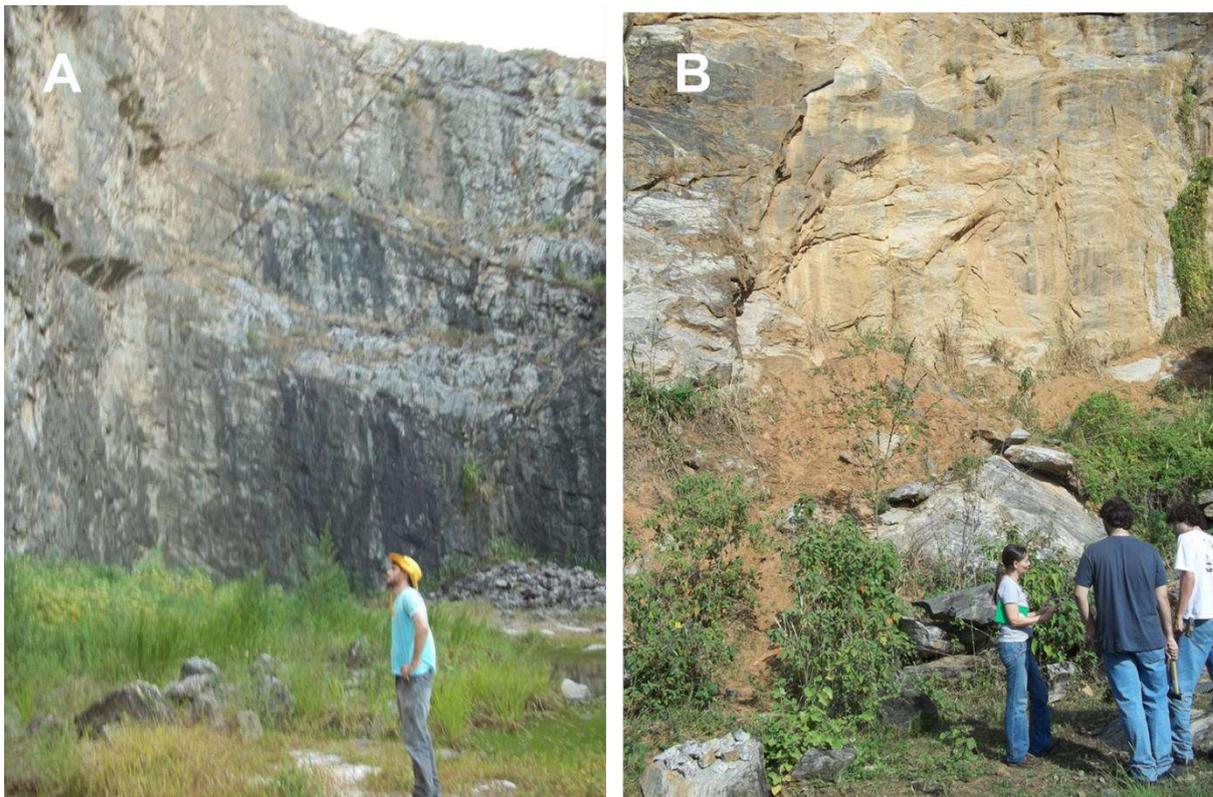


Legenda: (A), nicois cruzados e objetiva de 40X, observa-se *ribbons* de quartzo e granada. A figura (B), nicois cruzados paralelos e objetiva de 100X, há a ocorrência de simplectita de biotita e quartzo e um grão de ortopiroxênio. As figuras C e D, objetiva de 40X/ nicois paralelos e cruzados, respectivamente, mostram grãos de biotita lamelares e grãos de sillimanita de hábito quadrático.

Fonte: O autor, 2015.

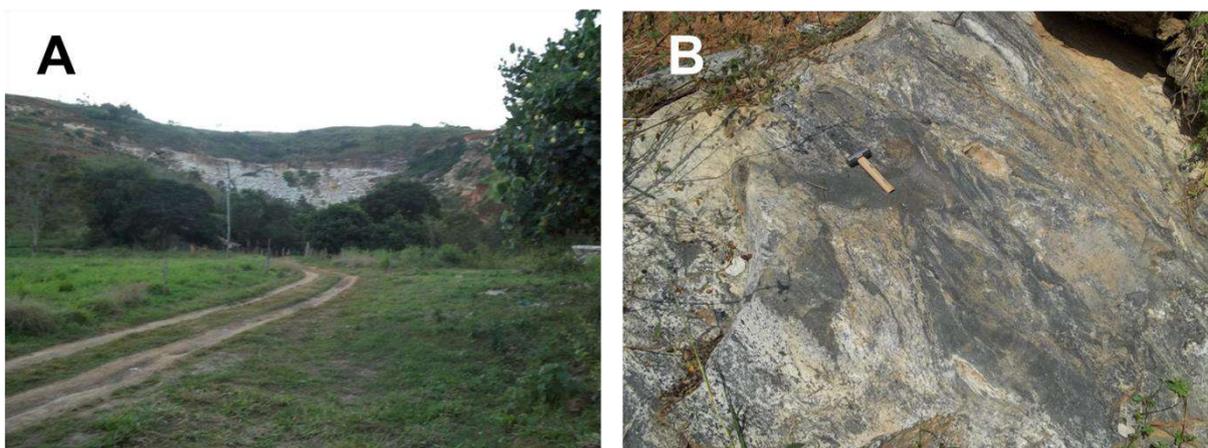
Esses granitoides, em geral, são leucocráticos, heterogêneos, foliados e porfíricos. Também são encontradas porções leucocráticas homogêneas ou contendo finos níveis de minerais máficos, com porfiroblastos centimétricos de granada (Figura 37A). Entretanto, quando são afetadas por zonas de cisalhamento, adquirem texturas protomiloníticas, miloníticas (Figura 37B) e, menos frequentemente, ultramiloníticas.

Figura 35: Afloramentos típicos do leucogranito Gnaissificado da Suíte São João do Paraíso



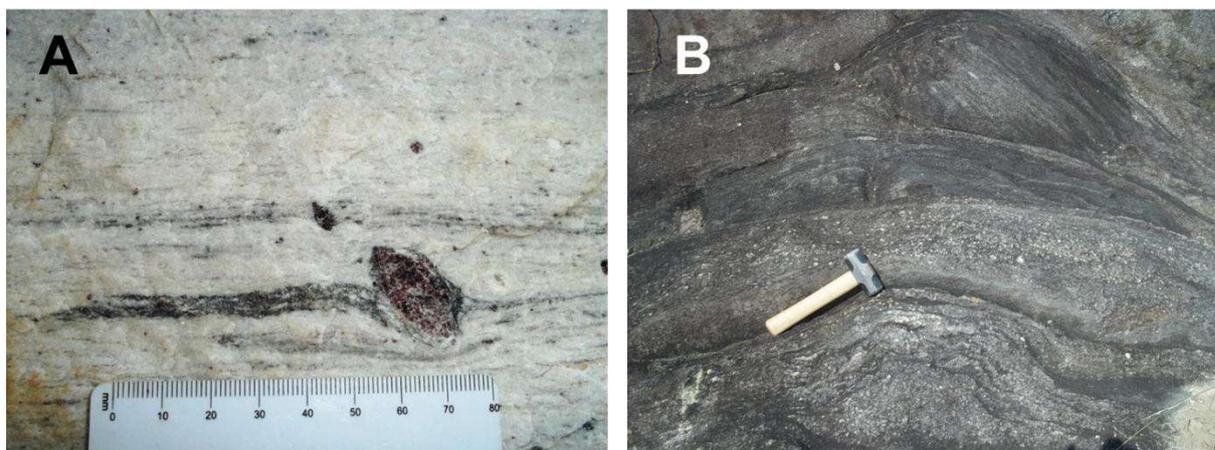
Legenda: A e B – Afloramentos do tipo pedra de Leucogranito Gnaissificado no ponto JP-RM-01.
Fonte: O autor, 2015.

Figura 36 – Afloramentos típicos do leucogranito gnaissificado da Suíte São João do Paraíso



Legenda: A – (ponto JP-RM-07) afloramento do tipo pedra; B – (ponto JP-RM-01) afloramento do tipo laje – onde ocorre o granitoide gnaissificado da Unidade São João do Paraíso. Em B, a porção escura (restite) remobilizada dentro de uma massa leucocrática (porção fundida).
Fonte: O autor, 2015.

Figura 37 – Características de campo do leucogranito gnaissificado da Suíte São João do Paraíso



Legenda: A – (ponto JP-RM-07) granada porfiroblástica rotacionada; B – (ponto BJ-RM-15) textura milonítica no granitoide da Suíte São João do Paraíso.

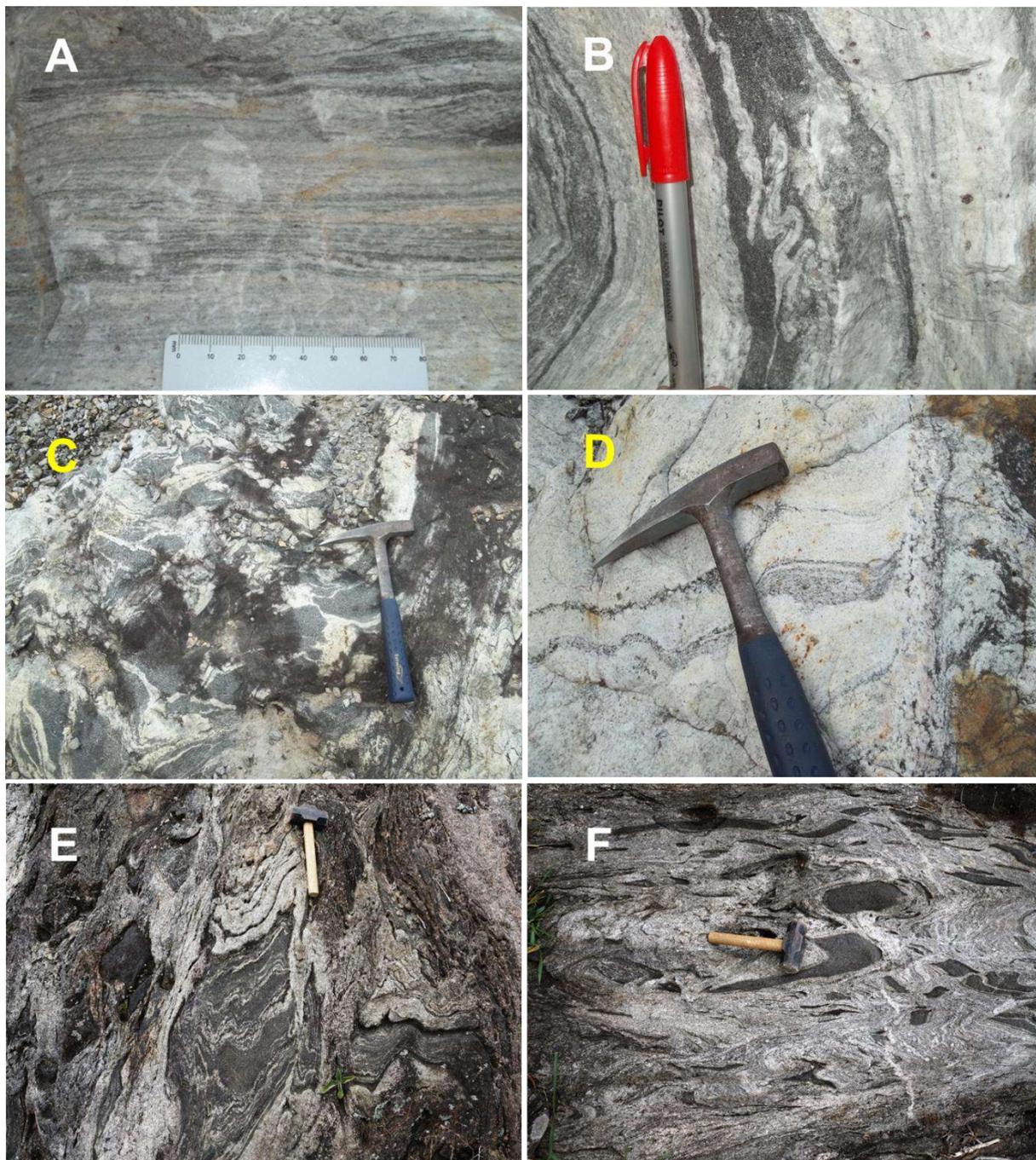
Fonte: O autor, 2015.

Considerando-se o contexto de formação desta unidade – uma rocha diatexitica – é de se esperar que o evento metamórfico atingisse alto grau de anatexia, onde a rocha de fonte sedimentar entrou em fusão, gerando características ora de rocha magmática, com cristais de feldspatos euédricos/subédricos de hábito tabular (observado sob o microscópio petrográfico), ora adquirindo características de rocha metamórfica, como bandamento composicional e dobras, associados à deformação principal (Figura 38A e Figura 38B).

Do processo de fusão parcial, foram geradas texturas migmatíticas como as do tipo agmática (Figura 38C) e *schlieren* (Figura 38D).

O bandamento composicional é observado com frequência, onde níveis milimétricos a centimétricos, de composição quartzo-feldspática, alternam-se com níveis constituídos de minerais máficos (biotita). Na média geral, o bandamento tem orientação 310/75 e segue o padrão de orientação regional. Subordinadamente, este bandamento está disposto em forma de dobras apertadas a fechadas (Figura 39A e 39B) com plano axial para 130/20. Porfiroblastos arredondados de granada e porfiroclastos de plagioclásio (Figura 39C) são frequentes e atingem até 5 centímetros de diâmetro. Além dos minerais supracitados, quartzo e K-feldspato também compõem o conjunto de fases minerais essenciais da rocha. Raros cristais de ortopiroxênio e porfiroblastos de anfibólio, com tamanhos de aproximadamente 3 centímetros, caracterizam-se como marcadores cinemáticos sinistrais (Figura 39D).

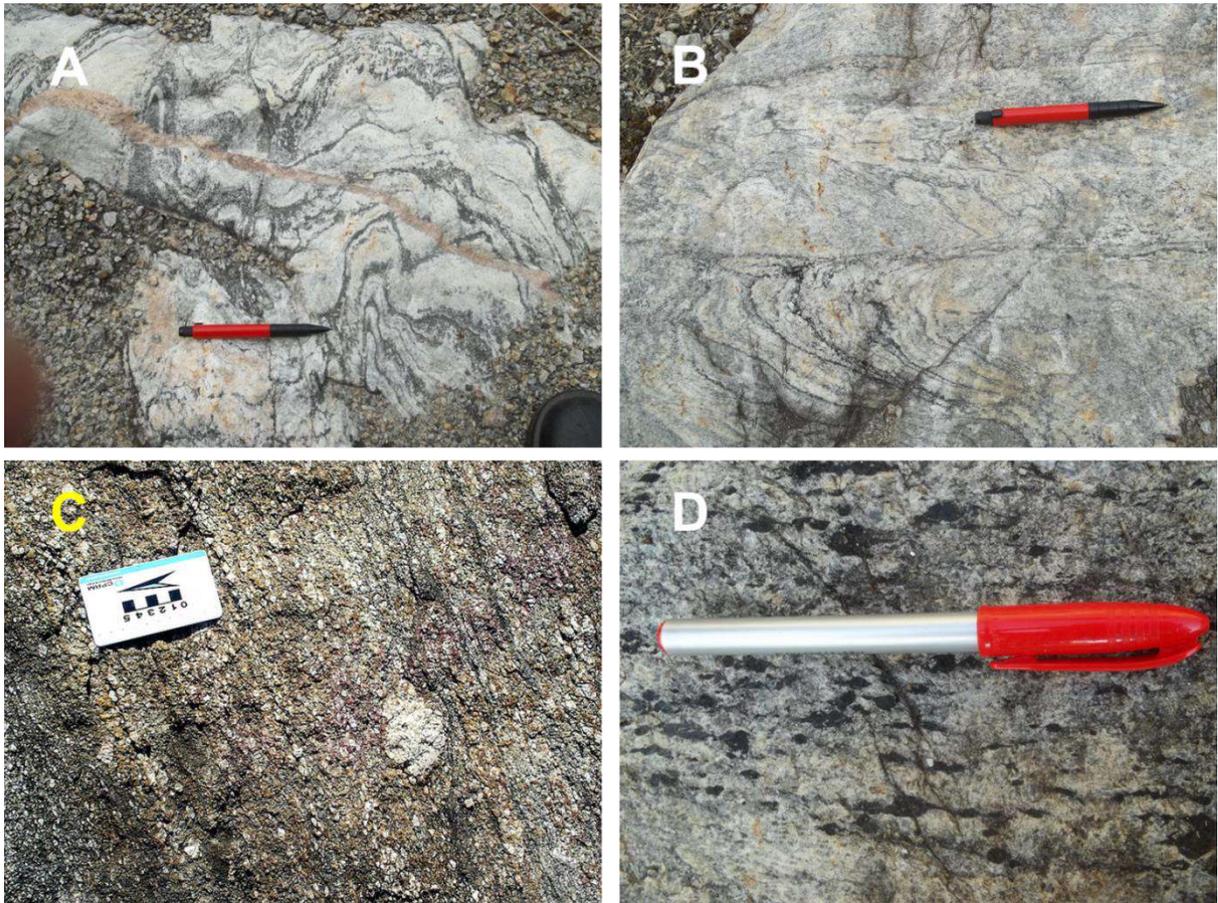
Figura 38 – Características de campo do leucogranito gnaissificado da Suíte São João do Paraíso



Legenda: A – bandamento composicional milimétrico, ponto JP-RM-07; B – bandamento composicional centimétrico com dobras associadas, ponto JP-RM-07; C – textura migmatítica do tipo agmática, ponto BJ-RM-19; D – textura migmatítica do tipo *schlieren*, ponto BJ-RM-19. As figuras E e F mostram migmatitos do tipo *schölen* (ponto BJ-SJC-05).

Fonte: O autor, 2015.

Figura 39 – Características de campo do leucogranito gnaissificado da Suíte São João do Paraíso



Legenda: A e B – ponto BJ-RM-19, dobras apertadas a fechadas no leucogranito da Suíte São João do Paraíso; C – porfiroclasto de plagioclásio – ponto BJ-XIV-05; D marcadores cinemáticos, com movimentação sinistral, representados por grãos de anfibólio – ponto JP-RM-01.

Fonte: O autor, 2015.

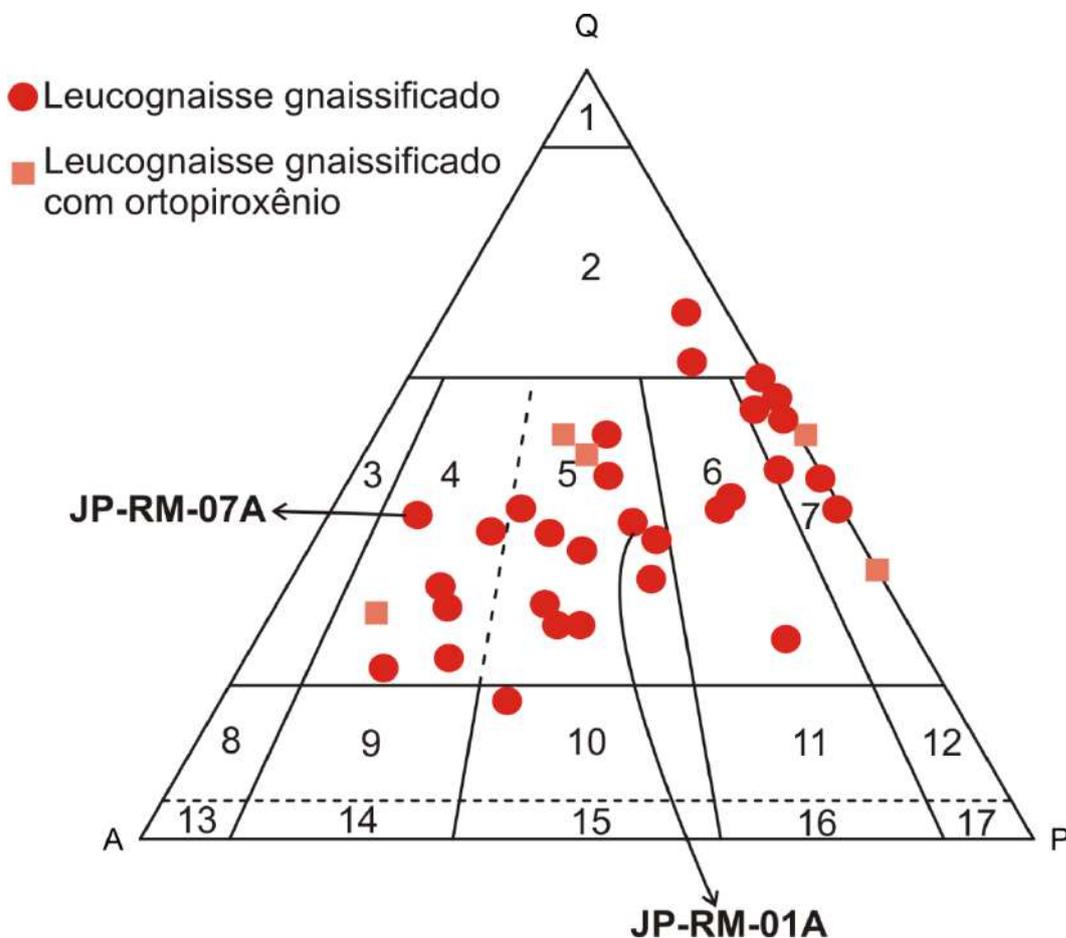
2.4.3.1 Petrografia do Leucogranito Gnaissificado da Suíte São João do Paraíso

As descrições microscópicas permitiram individualizar dois grupos de rochas: granitóides e charnockitóides. Ambos os grupos dos granitóides e charnockitoides possuem composição de sienogranito, monzogranito, granodiorito e tonalito (utilizando o diagrama QAP de STRECKEISEN 1974) (Figura 40). Para os charnockitoides, os litotipos são classificados como charnockitos, opdalitos (charno-enderbitos) e enderbitos.

Sob o microscópio petrográfico, os litotipos desta unidade são, em muitos casos, profiroclásticos com matriz de granulação variando de fina a média. A estrutura

é majoritariamente foliada com bandamento composicional (Figura 41A) onde os níveis máficos, compostos por biotita, não ultrapassam a espessura de 1,5 mm. A textura do tipo granoblástica (Figura 41B) é a mais evidente, a porfiroblástica (Figura 41D) e a porfiroclástica (Figura 42A) são subordinadas. É comum a orientação de biotita marcando a foliação da rocha (Figura 41C). Esporadicamente, notam-se grãos cominuídos ao redor de grãos maiores e mais antigos de K-feldspato (Figura 42B) e plagioclásio, podendo-se definir também, em alguns casos, textura protomilonítica (Figura 47B e 49C) a milonítica, onde há a ocorrência de fitas de quartzo.

Figura 40 – Diagrama de classificação (Streckeisen, 1974) para os Leucogranitos gnaissificados da Suíte São João do Paraíso (SSJP)

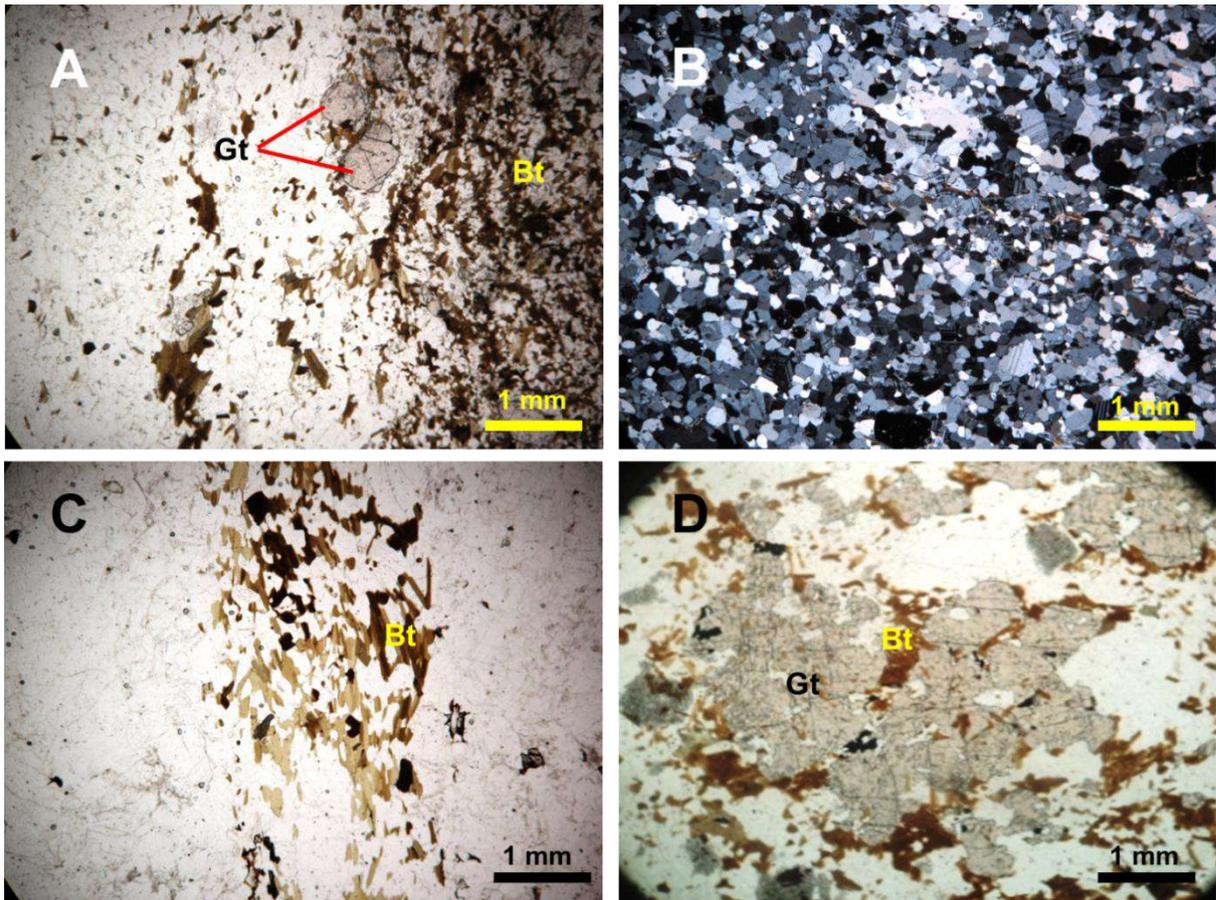


Legenda: 1 – Quartzolito; 2 – Quartzo granito; 3 – Álcali granito/Álcali charnockito; 4 – Sienogranito/Charnockito; 5 – Monzogranito/Charnockito; 6 – Granodiorito/Opdalito; 7 – Tonalito/Enderbita; 8 – Quartzo álcali sienito/Hiperstênio álcali sienito; 9 – Quartzo sienito/Hiperstênio sienito; 10 – Quartzo monzonito/Hiperstênio monzonito; 11 – Quartzo monzodiorito/Jotunita; 12 – Quartzo diorito/Hiperstênio diorito; 13 – Álcali sienito; 14 – Sienito com quartzo; 15 – Monzonito com quartzo; 16 – Monzodiorito com quartzo/Monzogabro com quartzo; 17 – Diorito/Gabro.

Fonte: O autor, 2015.

Algumas rochas são isentas de texturas miloníticas e bandamentos, sendo de estrutura maciça e granulação média, com porfiroblastos de granada, onde se nota também textura poiquiloblástica (Figura 47D).

Figura 41 – Fotomicrografias de lâminas petrográficas em luz plano-polarizada (A, C e D) e luz polarizada (B) dos leucogranitos/leucocharnockitoides gnaissificados da SSJP, com objetiva de 2,5X de aumento

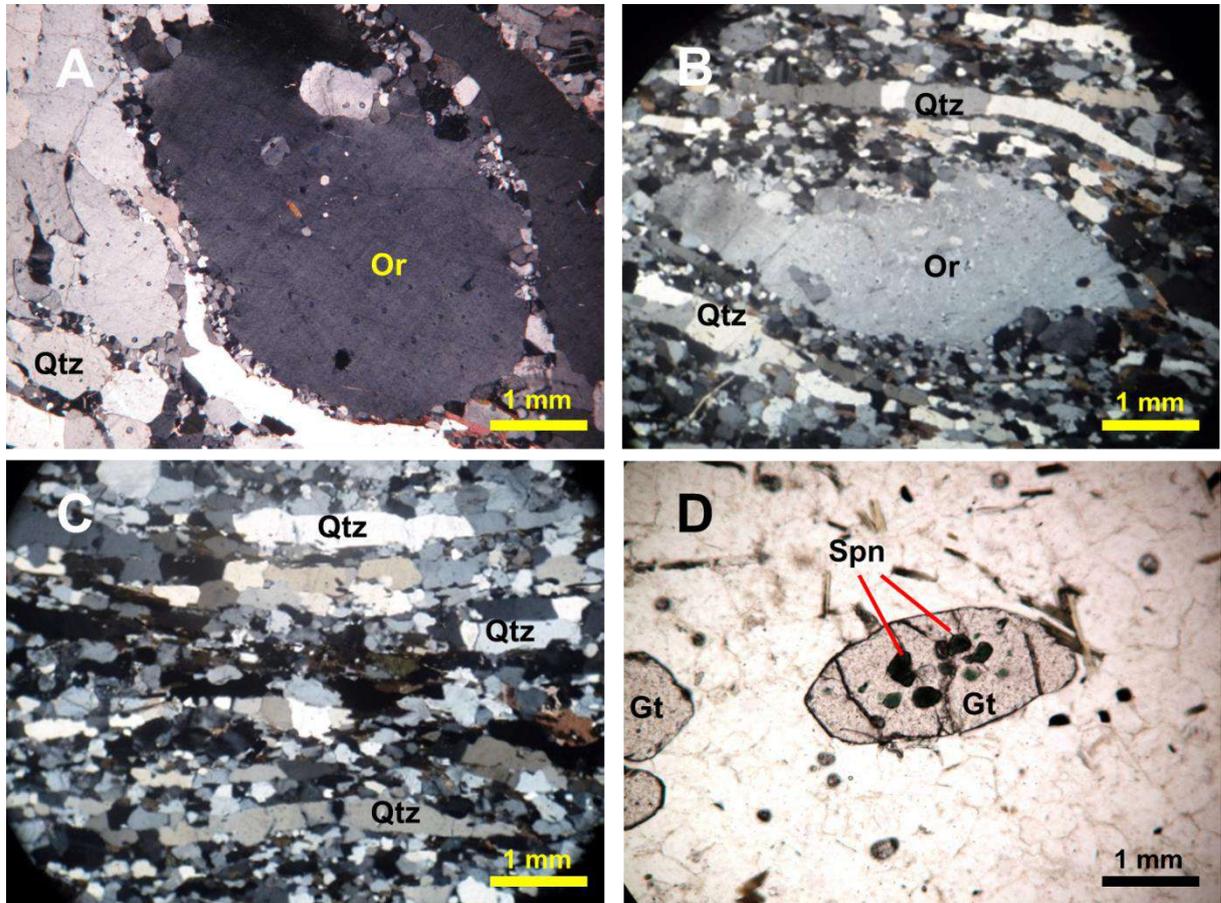


Legenda: A – nível máfico (composto predominantemente por biotita (Bt) e granada (Gt)) e nível félsico; B – textura granoblástica; C – orientação de grãos de biotita; D – textura porfiroblástica. Laminas: JP-RM-07A (A, B e C) e JP-RM-07C (D).

Fonte: O autor, 2015.

A mineralogia essencial é dada por quartzo ($\approx 53 - 26\%$), plagioclásio ($\approx 57 - 12\%$), K-feldspato ($\approx 61 - 0\%$), biotita ($\approx 33 - 5\%$), granada ($\approx 30 - 0\%$), hornblenda ($\approx 10 - 0\%$). A sillimanita ocorre em poucas amostras, representando até 5% do volume total. O ortopiroxênio ocorre como mineral varietal. As fases acessórias são representadas pelos minerais opacos, apatita, titanita, zircão, espinélio e epidoto. Muscovita e carbonato compõem a mineralogia secundária.

Figura 42 – Fotomicrografias de lâminas petrográficas em luz polarizada (A, B e C) e luz plano-polarizada (D) dos leucogranitos/leucocharnockitos gnaissificados da SSJP, com objetiva de 2,5X de aumento

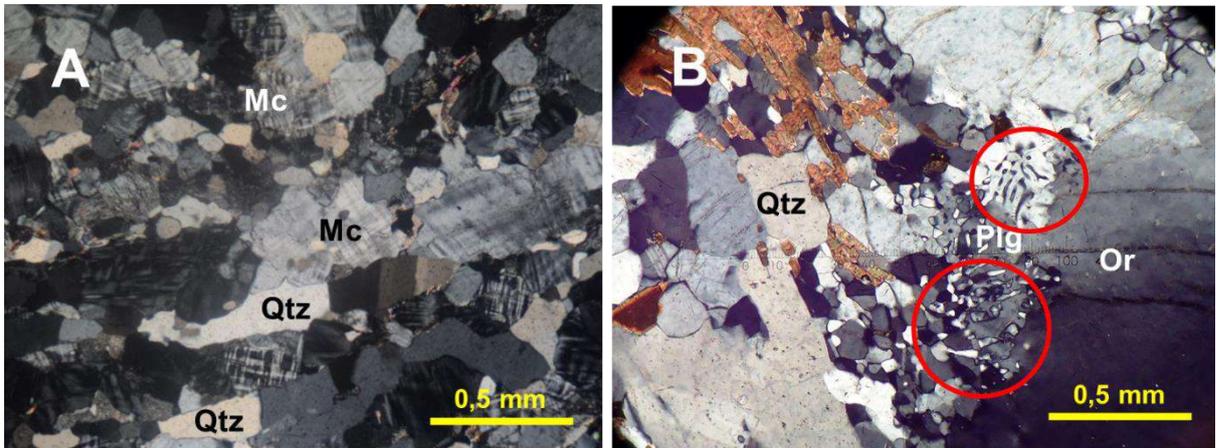


Legenda: A – porfiroclasto de ortoclásio (Or) – lâmina JP-RM-01; B – textura milonítica com porfiroclasto de ortoclásio (Or) – lâmina JP-RM-44; C – textura milonítica e fitas de quartzo (Qtz) lâmina JP-RM-44; D – textura poiquiloblástica com inclusões de espinélio (Spn) em granada (Gt) – lâmina JP-RM-07.

Fonte: O autor, 2015.

O quartzo é invariavelmente xenoblástico, ora de aspecto ameboidal (de granulação média de 0,8mm), ora ocorrendo como grãos em forma de *ribbons* (Figura 43A), nos quais pode-se notar extinção ondulante (Figura 43A) e disposição dos grãos em uma orientação preferencial, sendo possível caracterizar o estiramento cristalográfico do eixo C, definido pelo sinal de alongação. A granulação dos *ribbons* varia em torno de 2,25 a 5mm. Por vezes, cristais de quartzo de granulação fina ocorrem como inclusões arredondadas nos feldspatos. Mirmequita (Figura 43B) (quartzo em forma vermiforme) ocorre esporadicamente ao redor do K-feldspato.

Figura 43 – Fotomicrografias em seção delgada dos granitoides/charnockitoides gnaissificados da SSJP (luz polarizada e objetiva de 2,5X de aumento em A e 10x de aumento em B)



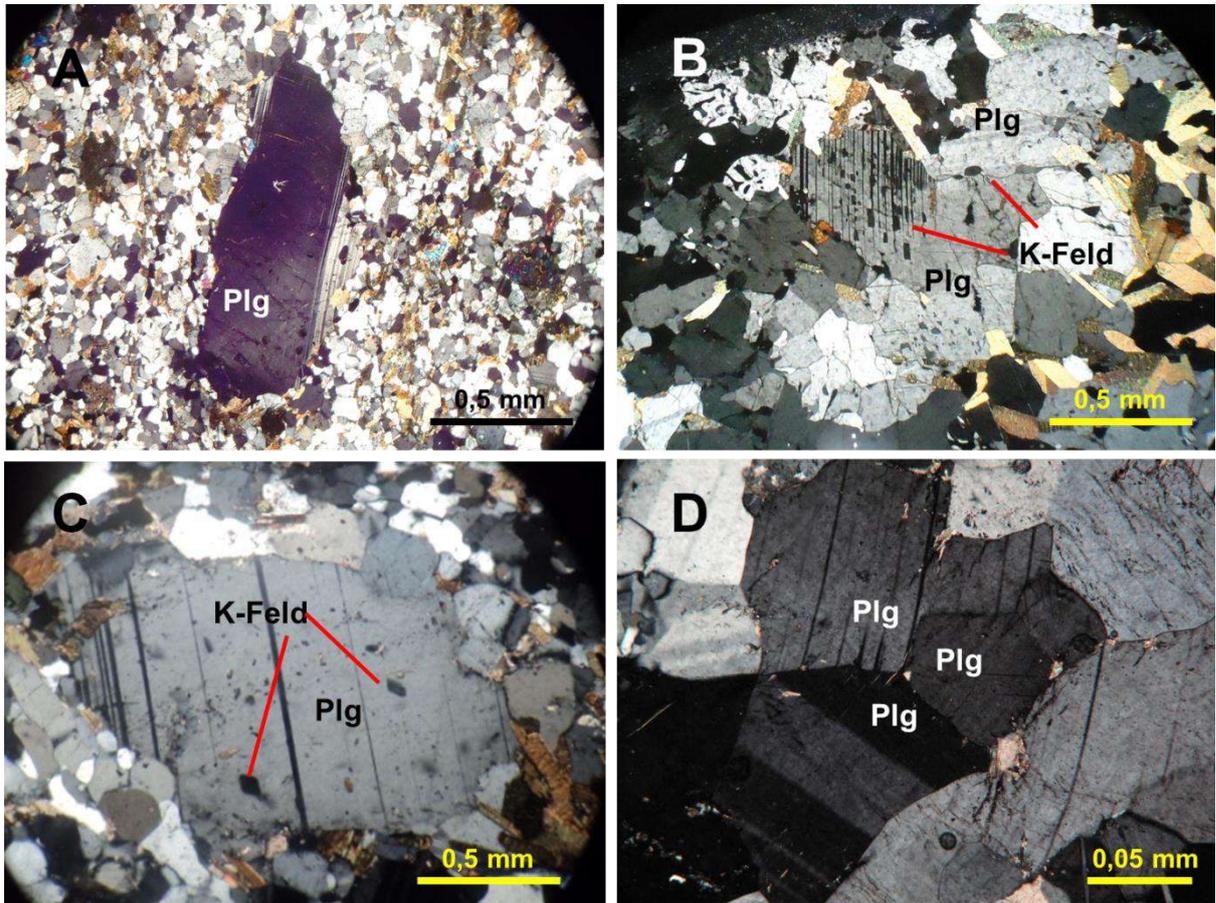
Legenda: A – quartzo (Qtz) estirado com extinção ondulante em contato com grãos de microclina (Mc) – lâmina BJ-RM-7A; B – quartzo (Qtz) de forma vermiforme (mirmequita – delimitado nos círculos vermelhos) ao redor do grão de ortoclásio (Or) – Lâmina JP-RM-1A.

Fonte: O autor, 2015.

O plagioclásio pode ocorrer como porfiroclasto (Figura 44A), geralmente arredondado e às vezes subidioblástico, de granulação variando em torno de 1,7 a 5 mm. Antipertitas são comuns (Figura 44B e 44C). Nos grãos que compõem a matriz, o hábito é tabular, hipidioblástico e xenoblástico de granulação variando entre 0,2 e 0,75 milímetros. Não ocorre exsolução de K-feldspato nos grãos da matriz, entretanto, a geminação polissintética é mais proeminente do que nos fenocristais. São comuns geminações da lei da albita e do periclínio ocorrendo em um mesmo grão, constituindo domínios próprios. Em grãos xenoblásticos com bordas recristalizadas, é possível observar junções poliedrais tríplices em 120° em contatos retilíneos (Figura 44D). Por vezes, os grãos são isentos de geminação.

O K-feldspato ocorre como porfiroblastos (Figura 45A) e (Figura 45B) que variam de 1,5 a 4,5 milímetros. Caracterizam-se por cristais (predominantemente ortoclásio) xeno a hipidioblásticos pertíticos (Figura 45A) com geminação Tartan incipiente (difusa). Os grãos de K-feldspato presentes na matriz são predominantemente de microclina (Figura 45B) poligonizados de tamanho entre 0,1 a 0,6 mm. Observa-se a formação de subgrãos e novos grãos por mecanismo de rotação de subgrãos.

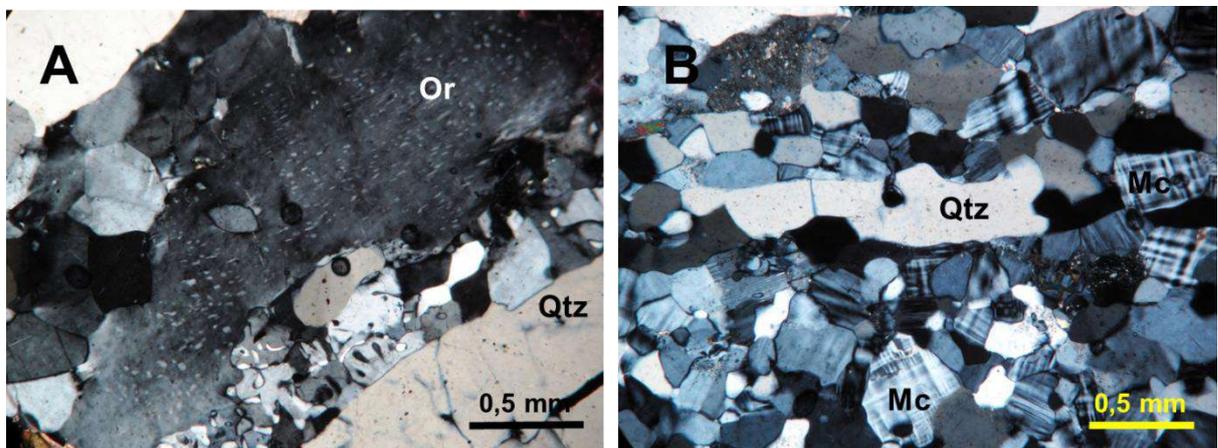
Figura 44 - Fotomicrografias de lâminas delgadas sob luz polarizada dos Leucogranito Gnaissificado da SSJP Lâminas JP-RM-07A (A e B) e JP-RM-07D (C e D)



Legenda: A – porfiroclasto de (Plg) (objetiva de 2,5X de aumento); B e C – grãos de plagioclásio com ex-solução de K-feldspato (K-Feld) (objetiva de 2,5X de aumento); D – cristais de plagioclásio com junções poliedrais tríplices em 120° (objetiva de 20X de aumento).

Fonte: O autor, 2015.

Figura 45 – Fotomicrografias de lâminas em luz polarizada do Leucogranito Gnaissificado da SSJP (objetivas de 2,5X e 10X de aumento)



Legenda: A – lâmina JP-RM-01- ortoclásio pertítico (Or); B – microclina subédrica e quartzo estrado – lâmina JP-RM-07. Em ambas as fotos observa-se cristais de quartzo (Qtz) estrado.

Fonte: O autor, 2015.

As palhetas orientadas de biotita (Figura 46A e 46B) são, em média, de 0,3 mm de comprimento; entretanto, podem atingir 1,2mm. Os grãos variam de amarelo claro ao marrom escuro, evidenciando o forte pleocroísmo. Subordinadamente exibem extinção ondulante.

A granada (Figura 46A e 46C) é majoritariamente porfiroblástica e a ocorrência deste nesossilicato pode ser restrita a algumas amostras. O tamanho dos grãos varia em torno de 2 milímetros e a forma é predominantemente arredondada. Por vezes, os cristais estão estirados. Inclusões de quartzo, biotita e espinélio são frequentes. Raramente encontram-se cristais euédricos de formato hexagonal a pseudo-hexagonal.

O anfibólio (Figura 46D) ocorre no nível onde há concentrações de minerais máficos, muitas vezes este mineral é alongado, seguindo uma orientação preferencial. Sua granulação média é de 0,5mm. A cor sob a luz natural varia de verde amarelado ao verde escuro. No sistema de luz polarizada, o ângulo de extinção é em torno de 30°, com cores de interferência anômalas, sendo rara a observação de cores de interferência de segunda a terceira ordem. No sistema conoscópico, observou-se, em raros grãos, sinal óptico negativo com ângulo 2V estimado entre 60 e 75°. Tais características permitem classificá-la como uma hornblenda.

Os cristais de sillimanita (Figura 47A) estão presentes somente nos litotipos de composição sienogranítica. Possuem granulação fina (<0,1 – 0,75 milímetros) e forma hipidioblástica a idioblástica. Ocorrem tanto na seção prismática (cores de interferência de segunda ordem) quanto na seção basal (cores de interferência de primeira ordem e clivagem em diagonal). Por vezes, os cristais exibem alinhamento na direção da foliação e estão comumente associados aos grãos de granada.

Os grãos de ortopiroxênio (Figura 47B) são de granulação predominantemente fina (0,1 – 1 mm) e forma comumente xenoblástica. Com frequência, exibem fraco pleocroísmo, variando de verde pálido a rosa acastanhado. Alguns grãos têm suas bordas parcialmente substituídas por biotita. As cores de interferência são caracteristicamente de primeira ordem a início de segunda ordem. O ângulo 2V é de difícil caracterização. Pode-se deduzir que o ortopiroxênio seja o hiperstênio.

Os minerais opacos variam de 0,05 a 1,6 mm e são predominantemente hipidioblásticos. Quando idioblásticos apresentam formato ora losangular ora quadrático. Formas tabulares mais alongadas são menos frequentes. Quando xenoblásticos, tendem a ser arredondados/ovais.

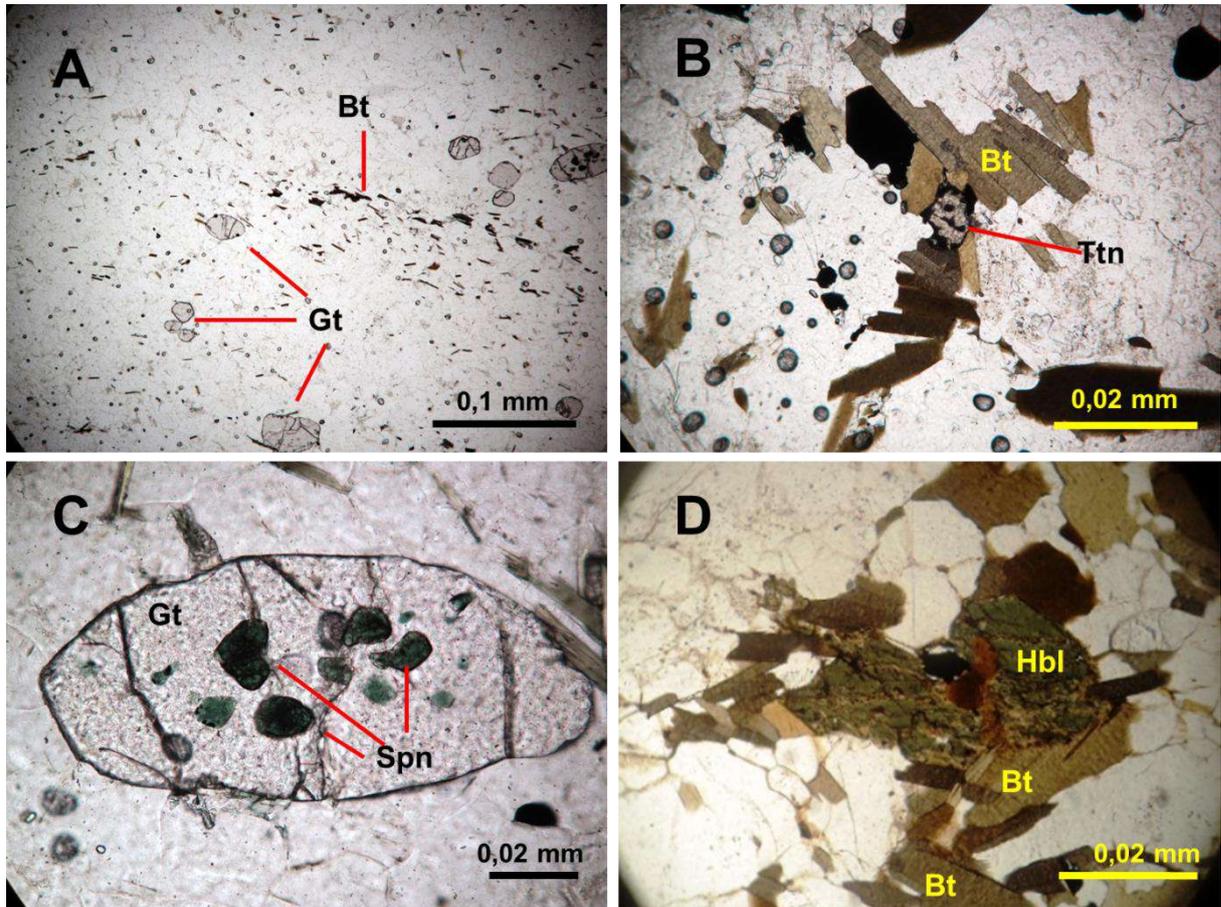
A titanita (Figura 46A e 47C) é um mineral acessório restrito a algumas amostras. Ocorre de forma disseminada e a granulação é predominantemente fina (entre 0,1 a 0,25mm). É, em geral, hipidioblástica e raramente são observados formatos losangulares. Sob a luz natural, os grãos são castanhos e raros são aqueles que apresentam um fraco pleocroísmo variando do amarelo claro ao castanho. As cores de interferência são, em muitos casos, anômalas e podem ser de ordem superior. Às vezes observa-se uma extinção incompleta decorrente de uma forte dispersão dos eixos ópticos. A titanita altera-se, em pequena proporção, para um material de coloração castanho escuro a castanho avermelhado (luz natural) e que não se extingue por completo, podendo ser diagnosticado como leucoxênio (Figura 47C).

O zircão é de granulação fina (aproximadamente 0,25mm). Majoritariamente, ocorre em cristais arredondados. Este ortossilicato, em determinados grãos, exibe formas quadráticas tipicamente características das seções basais (001) e a forma prismática alongada, possivelmente pertencente às faces (010), (100), ou até mesmo (110).

A apatita ocorre como um mineral acessório euédrico/subédrico. A granulação é fina, não ultrapassando de 0,3mm. O hábito predominante é caracterizado pela seção basal na qual os grãos são tipicamente hexagonais ou pseudo-hexagonais. Por vezes, observam-se estas seções basais hexagonais. O hábito prismático longo ou acicular é observado com menor frequência. Nas faces paralelas destes prismas, determina-se a extinção reta.

O espinélio ocorre como cristais de granulação muito fina (<0,1mm), relevo muito alto, com fortes cores esverdeadas sob a luz plano-polarizada. Geralmente os grãos são arredondados e inclusos em granada (Figura 46C). Podem também estar em contato com minerais opacos. O rutilo ocorre geralmente como inclusões subidioblásticas em grandes cristais de granada. É caracterizado pela coloração avermelhada sob luz natural. Alguns grãos de feldspatos mostram-se quase que totalmente transformados para fases secundárias (saussurita) (Figura 47D), sendo pseudomorfos de feldspatos agora constituídos por uma mistura de carbonato, sericita e epidoto, além de minerais de argila, possivelmente caolinita, não identificáveis com precisão ao microscópio petrográfico.

Figura 46 - Fotomicrografias de lâminas delgadas do Leucogranito gnaissificado da Suíte São João do Paraíso em luz plano-polarizada



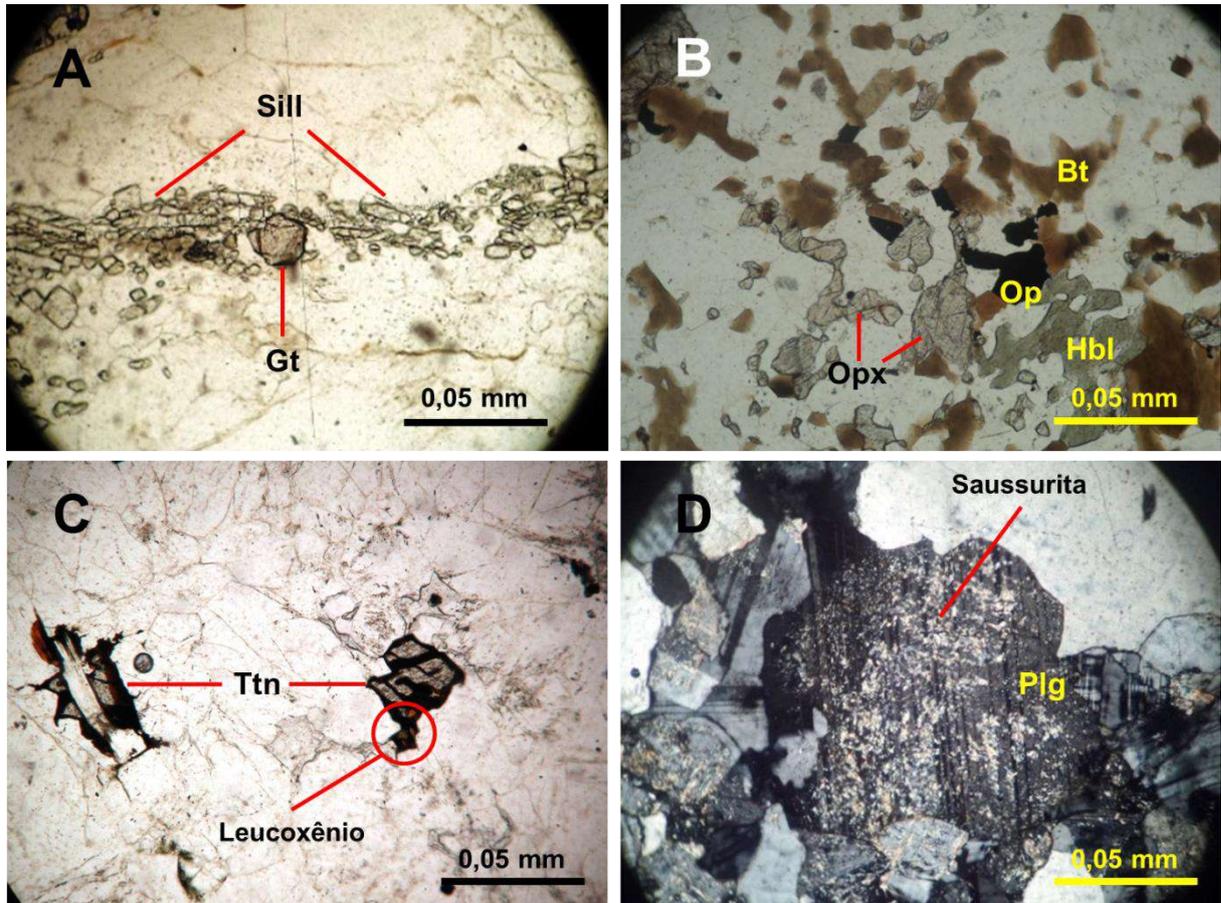
Legenda: A – palhetas de biotita (Bt) orientadas e grãos arredondados de granada (Gt) (objetiva de 2,5X de aumento) – lâmina JP-RM-07C; B – palhetas de biotita associadas a grão de titanita (Ttn) (Objetiva de 10X de aumento); C – inclusões de espinélio (Spn) em granada (objetiva de 20X de aumento) – lâmina JP-RM-07C. D – hornblenda (Hbl) associada à biotita (Bt) (objetiva de 10x de aumento).

Fonte: O autor, 2015.

2.4.3.2 Metabasitos associados aos granitoides da Suíte São João do Paraíso e aos paragneisses do Grupo Bom Jesus do Itanapoana

Enclaves de rochas máficas e ultramáficas ocorrem tanto nos granitoides quanto nos charnockitoides gnaissificados da Suíte São João do Paraíso quanto nos gnaisses pelíticos do Grupo Bom Jesus do Itanapoana.

Figura 47 – Fotomicrografias de lâminas delgadas do Leucogranito Gnaissificado da SSJP em luz plano-polarizada e luz polarizada (apenas em D) com objetiva de 2,5X de aumento

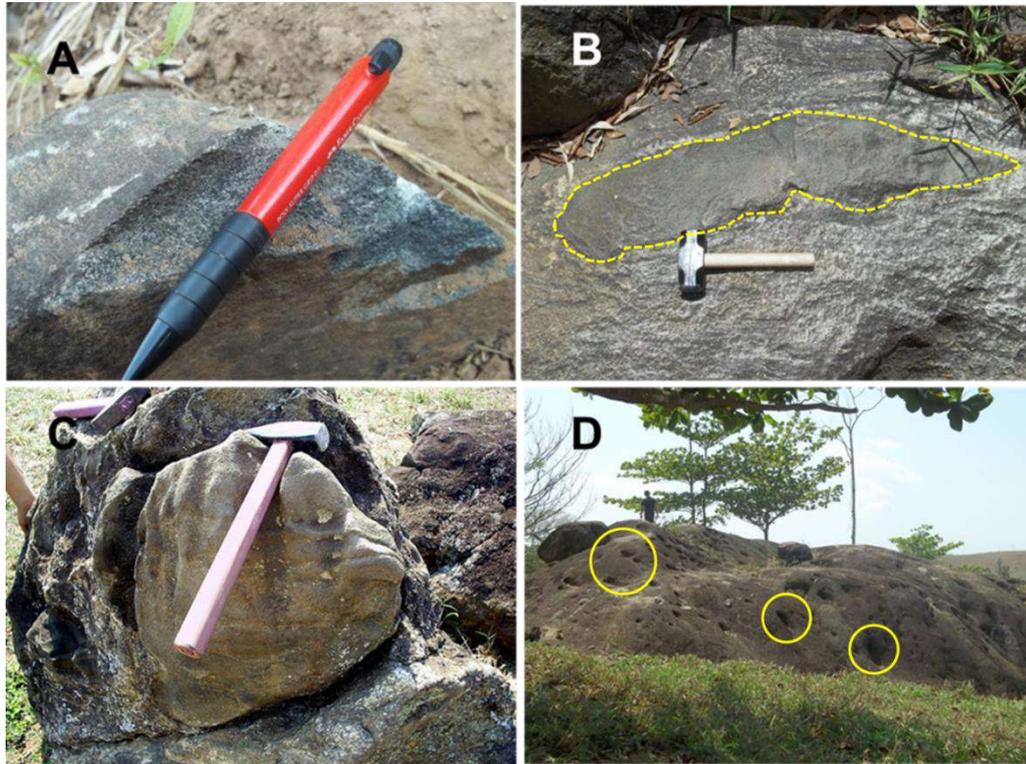


Legenda: A – grãos orientados de sillimanita (Sill) e granada (Gt); B – grãos de ortopiroxênio (Opx), hornblenda (Hbl) e minerais opacos (Op); C – observa-se titanta (Ttn) e possivelmente leucocyanite associado a esta; D – grão de plagioclásio (Pl) parcialmente substituído por saussurita.

Fonte: O autor, 2015.

Os metabasitos são comumente melanocráticos isotrópicos de granulação fina (Figura 48A) e ocorrem de forma alongada, atingindo até 60 centímetros de comprimento e 20 cm de espessura (Figura 48B). Também ocorrem em forma de nódulos de dimensões decimétricas (Figura 48C). Esporadicamente, erodem ocasionando “buracos” no granitoide (Figura 48D). Estes corpos estão orientados preferencialmente de acordo com a orientação principal regional. As medias das orientações preferenciais são 295/85.

Figura 48 – Metabasitos em associação com o Leucogranito Gnaissificado da Suíte São João do Paraíso



Legenda: A – fotografia do ponto BJ-RM-17, mostrando a estrutura maciça e o caráter mesocrático da rocha; B – metabasito (linha amarela tracejada) no granitoide gnaissificado (ponto BJ-RM-22); C – nódulo de metabasito de dimensões decamétricas (BJ-XIV-10); D – Granito Gnaissificado da SSJP com bolsões erodidos (círculos amarelos), possivelmente moldes negativos de metabasitos – ponto BJ-RM-15.

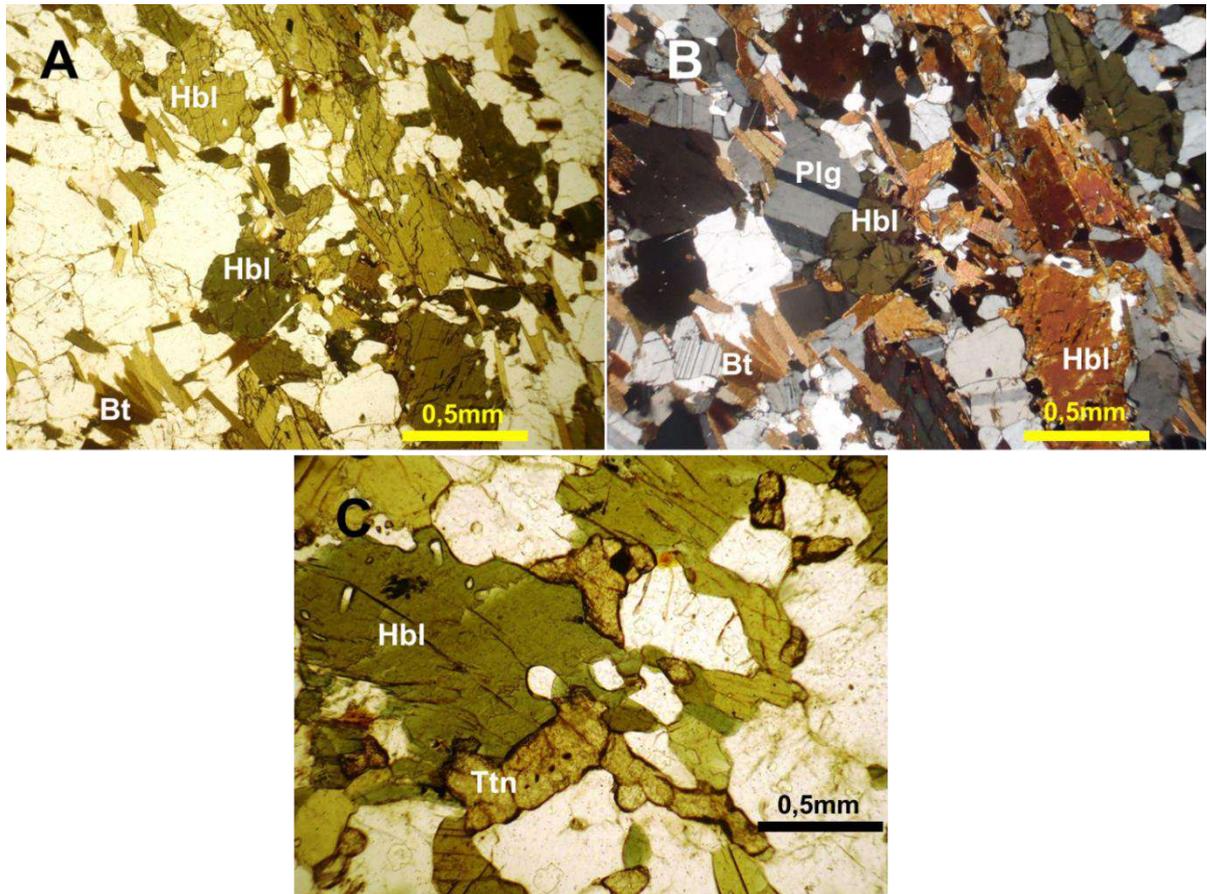
Fonte: O autor, 2015.

Sob o microscópio petrográfico, a rocha é equigranular de granulação fina. Comumente, ocorrem as texturas nematoblástica (Figura 49A e B), definida pela orientação de cristais de hornblenda, e granoblástica (Figura 49C).

Distintas classes minerais podem ser observadas (em ordem de maior ocorrência/volume total): plagioclásio, clinopiroxênio, biotita e minerais opacos. Titanita configura uma fase essencial em algumas amostras. Apatita ocorre como mineral acessório comum.

O plagioclásio, que mede de 0,2 a 1mm, é caracterizado por grãos predominantemente idiomórficos (poligonalizados) e subédricos. Por vezes, é possível determinar junções poliedrais tríplexes em 120°. Frequentemente, estes grãos, com bordas definidas, são isentos da geminação característica, diferindo dos grãos subédricos que são de maior granulação. O ângulo 2V estimado situa-se em torno de 70-80° e é biaxial negativo.

Figura 49 – Fotomicrografias do metabasito associado ao Leucogranito gnaissificado da Suíte São João do Paraíso



Legenda: A – (nicóis descruzados) e B (nicóis cruzados) –grãos subédricos prismáticos de hornblenda (Hbl) orientados (textura nematoblástica) e grãos lamelares de biotita (Bt) seguindo também a orientação principal (lâmina JP-RM-14B); B – presença de plagioclásio com junções poliedrais triplíceis em 120°. A figura C retrata a textura granoblástica definida pelos minerais hornblenda, plagioclásio e titanita (figura JP-RM-17D).

Fonte: O autor, 2015.

O clinopiroxênio forma um agregado de grãos subdioblásticos/xenoblásticos, medindo, em média, de 0,6 a 1,3 mm. Sob luz natural, observam-se peculiaridades tais como a coloração verde bem claro e o fato de não ser pleocróico. As cores de interferência variam da segunda a terceira ordem e o ângulo de extinção fica em torno de 37°. A estimativa do ângulo 2V, ao se analisar no sistema conoscópico, é de 40 a 50°. De acordo com as propriedades ópticas descritas, segundo Deer, Howie e Zussmann (2010), pressupõe-se que o clinopiroxênio seja um diopsídio.

A biotita ocorre como cristais na forma de palhetas euédricas e subédricas, quando observadas possivelmente pelos planos (010), (100) ou (110) e seus correspondentes análogos, onde se evidencia forte pleocroísmo, variando do amarelo claro ao marrom e, esporadicamente, ao marrom avermelhado, englobando todos os

matizes do castanho. Essa coloração tendendo ao vermelho é, possivelmente, atribuída aos teores elevados de titânio (Deer, Howie e Zussman 2010). A granulação varia entre 0,15 a 0,55mm. Formam agregados fortemente orientado. No sistema ortoscópico, observa-se cores de interferência anômala (marrom). Entretanto, cores rosa e verde com tons esmaecidos de 4ª e 5ª ordem são frequentes em alguns grãos. Ângulos de extinção de no máximo 5° e extinção do tipo mosqueada são atribuições características a este filossilicato.

O anfibólio é de hábito tabular e subidioblástico. Esporadicamente, os grãos são arredondados. A granulação varia em torno de 0,2 a 0,6 mm. Geralmente, quando observados sob luz plano-polarizada, são de cor verde claro variando até verde mais intenso, passando por um verde amarelado (fortemente pelocróica). Raramente observam-se dois planos de clivagem (120°-60°). As cores de interferência são, muitas vezes, mascaradas pela intensa cor de absorção do mineral (verde-amarelo), gerando cores de interferência anômalas. O ângulo de extinção é, em média, de 33° e, quando analisada sob o sistema convergente, o ângulo 2V é estimado entre 70 e 80°. Portanto, é provável que o anfibólio em estudo possa ser uma hornblenda. É normal encontrar sobrecrecimento de anfibólio ao redor de cristais de clinopiroxênio, evidenciando que houve um processo de hidratação. Neste caso, o anfibólio é menos intensamente pleocróico, restringindo-se às bordas e zonas de clivagem ou fraturas do clinopiroxênio.

Minerais opacos ocorrem quase sempre associados à biotita, hornblenda e clinopiroxênio. Geralmente, são subidioblásticos e xenoblásticos (arredondados), adquirindo formas quadráticas e triangulares quando, minoritariamente, são idioblásticos. A granulação em alguns grãos pode atingir até 0,5mm, entretanto, de um modo geral, não é inferior a 0,08mm.

A titanita ocorre em associação com hornblenda em clinopiroxênio, assumindo hábito xenoblástico.

A apatita ocorre como uma fase mineral acessória idioblástica a subidioblástica. A granulação não ultrapassa 0,15mm. O hábito predominante é caracterizado pela seção basal onde os grãos são tipicamente hexagonais ou pseudo-hexagonais. Os cristais são raramente arredondados. O hábito prismático/acicular é menos frequente.

2.4.4 Granito Cinza Foliado

O Granito Cinza Foliado pode ser encontrado em exposições nas proximidades da cidade de Bom Jesus de Itabapoana. Sua ocorrência se dá em lajes (Figura 50A), blocos e matacões (Figura 50B e 50C), os quais chegam a medir até 5 metros de altura. Dique de uma geração de um granito mais jovem e de cor mais clara é esporadicamente observado (Figura 50A).

Observa-se que o granitoide possui direção preferencial da foliação geral para NE. Em muitos casos, o Granitoide Cinza Foliado é associado ao leucogranito isotrópico (mais tardio). A rocha é cinza, equigranular de granulação média e moderadamente foliada, e é possível observar a orientação, preferencialmente, dos grãos de biotita. Em algumas amostras, é notória a presença de grãos dispersos de allanita, de hábito invariavelmente prismático e com seus halos de coloração avermelhada característica.

2.4.4.1 Petrografia do Granito Cinza Foliado

A partir da composição modal das duas rochas analisadas e utilizando o diagrama QAP de Strckesen (1974), foi possível estimar que a composição do granitoide em questão é sienogranítica (Figura 51).

A análise sob o microscópio petrográfico revela que a estrutura da rocha é levemente foliada, marcada pela orientação de cristais de biotita (Figura 52A). Observam-se grãos euédricos de feldspatos, entretanto, *ribbons* de quartzo de granulação grossa são comuns (Figura 52B). O granitoide é, em geral, equigranular de granulação fina.

A mineralogia principal é dada por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, minerais opacos e allanita. Apatita e zircão ocorrem como fases minerais acessórias e perfazem menos de 1% do volume total da rocha.

Figura 50 – Fotografias de campo do Granito Cinza Foliado

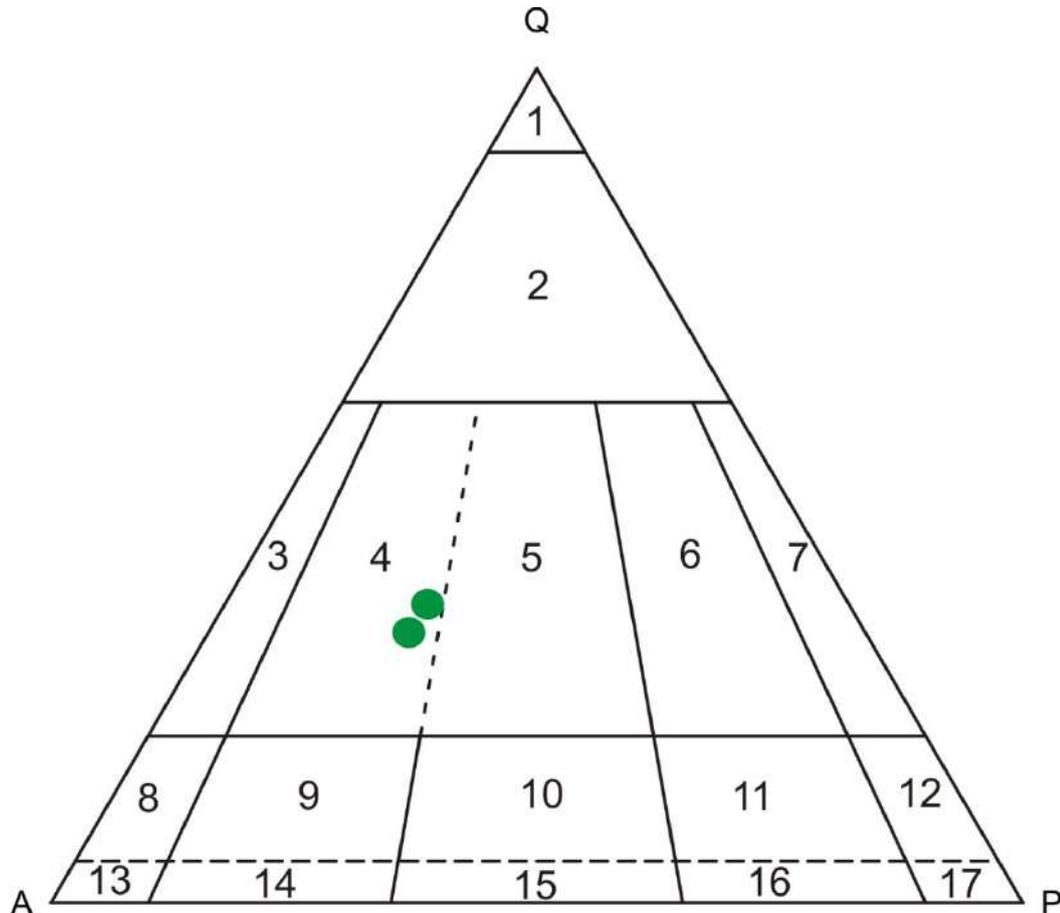


Legenda: A – exposições em formas de lajedo mostrando a intereção do leucogranito isotrópico e o granito cinza foliado; B e C – blocos e matacões. (A – ponto BJ-RM-44, B – ponto BJ-BJI-02 e C – ponto BJ-BJI-47).

Fonte: O autor, 2015.

O quartzo é xenomórfico, adquirindo forma de fitas (*ribbons*) ou formato ameboidal. A maior parte dos grãos estirados apresenta extinção ondulante (Figura 52C). Além disso, encontram-se cristais poligonalizados com junções poliedrais tríplexes em ângulos de 120° , sendo comuns agregados de quartzo que sofreram recristalização estática. A granulação é, em média, de 0,5mm para os grãos com bordas recristalizadas. Grãos com formas ameboidais e estirados são em média de 1,0mm.

Figura 51 – Diagrama de classificação (Streckeisen 1974) para Granito Foliado Cinza



Legenda: 1 – Quartzolito; 2 – Quartzo granito; 3 – Álcali granito/Álcali charnockito; 4 – Sienogranito/Charnockito; 5 – Monzogranito/Charnockito; 6 – Granodiorito/Opdalito; 7 – Tonalito/Enderbita; 8 – Quartzo álcali sienito/Hiperstênio álcali sienito; 9 – Quartzo sienito/Hiperstênio sienito; 10 – Quartzo monzonito/Hiperstênio monzonito; 11 – Quartzo monzodiorito/Jotunita; 12 – Quartzo diorito/Hiperstênio diorito; 13 – Álcali sienito; 14 – Sienito com quartzo; 15 – Monzonito com quartzo; 16 - Monzodiorito com quartzo/Monzogabro com quartzo; 17 – Diorito/Gabro.

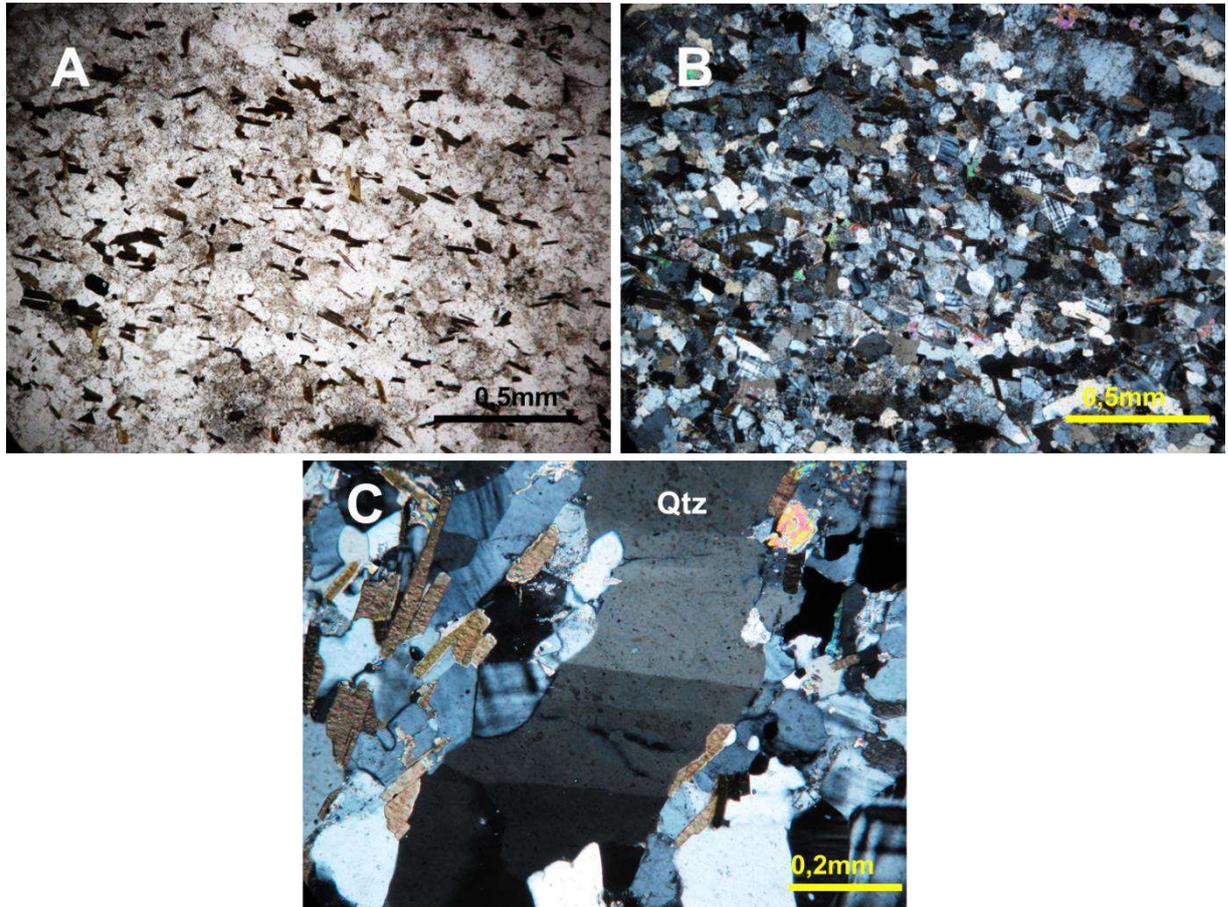
Fonte: Modificado de STRECKEISEN, 1974.

O plagioclásio (Figura 53A) é subidiomórfico a idiomórfico, de hábito tabular curto (com seções retangulares) e de granulação variando em torno de 0,4 a 0,8mm. A geminação é bem definida, mas evidencia leve variação composicional, assinalada por extinção descontínua. As maclas, segundo a lei de Carlsbad (simples) e segundo a lei do Periclíneo (polissintética), ocorrem de forma combinada.

O K-feldspato é subidiomórfico a idiomórfico, de hábito tabular e de granulação média de 0,7mm. A geminação Tartan é bem incipiente (difusa), sugerindo que houve triclinização do ortoclásio. Observam-se junções poliedrais tríplices em 120° (Figura 53A).

Os cristais de biotita (Figura 53B) são idiomórficos de granulação média de 0,4mm. São pleocróicos variando do castanho claro ao marrom escuro. Estão levemente orientados segundo uma direção preferencial.

Figura 52 – Fotomicrografias do Granito Cinza Foliado



Legenda: A (Lâmina BJ-RM-02A) e luz polarizada (B) (Lâmina BJ-RM-02A) –textura maciça e a estrutura foliada (orientação de cristais biotita); C – quartzo com extinção ondulante (Lâmina BJ-RM-09A).

Fonte: O autor, 2015.

Quando analisados em luz polarizada destaca-se a extinção mosqueada com cores de interferência anômala, entretanto alguns grãos exibem cores de interferência características de entre a terceira e quarta ordens.

Os minerais opacos são idiomórficos a subidiomórficos com formatos losangulares (magnetita?), quadráticos (pirita?) e de granulação média em torno de 0,25mm.

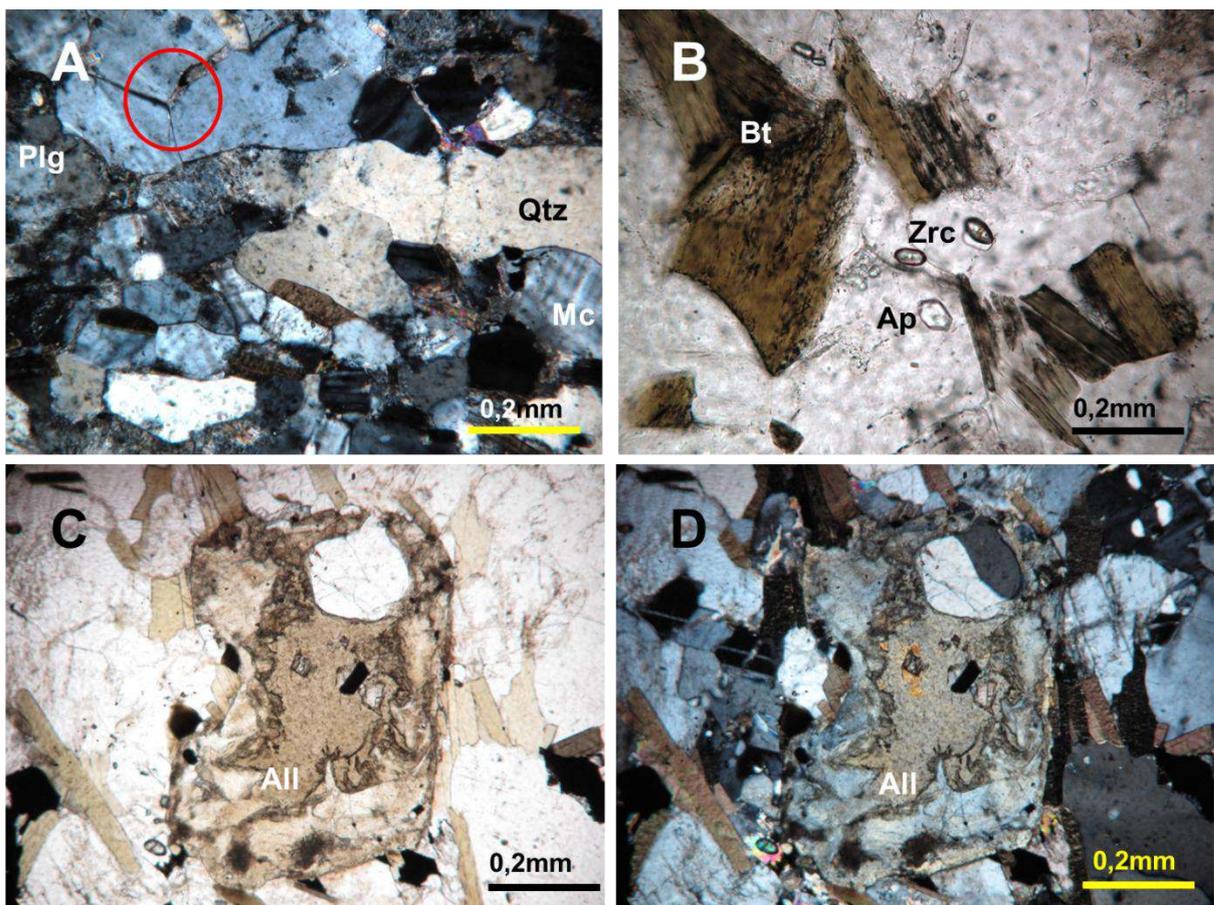
A allanita é xenomórfica, com forma arredondada, e subidiomórfica, de hábito tabular, e, por vezes, com o hábito esquelético (Figura 53C e 53D).

A granulação varia de 0,3mm (para os grãos arredondados) até 1 milímetro (para os grãos subidiomórficos). A coloração da allanita é marrom acastanhada, quando observada sob o sistema de luz natural, e cor anômala (marrom acastanhada), no sistema de luz polarizada.

O zircão (Figura 53B) pode ser idiomórfico; entretanto, grãos subidiomórficos são mais frequentes e ocorrem caracterizados por prismas com bordas levemente arredondadas. A granulação média é de 0,1mm. Os grãos apresentam-se pouco pouco fraturados.

A apatita (Figura 53B) é idiomórfica, definida pelo hábito hexagonal na seção (0001) e hábito acicular quando cortada na seção prismática. A granulação não ultrapassa 0,2 milímetros.

Figura 53 – Fotomicrografias (Lâmina BJ-RM-09A) do Granito Cinza Foliado em luz plano polarizada (B e C) e polarizada (A e D)



Legenda: A – quartzo estirado (Qtz) e junções poliedrais trípticas em grãos de ortoclásio triclinizado; B – cristais de biotita (Bt), zircão (Zrc) e apatita (Ap). Nas figuras C e D verifica-se um cristal de allanita.

Fonte: O autor, 2015.

2.4.5 Leucogranito Isotrópico

O leucogranito isotrópico também é restrito na região, ocorrendo, principalmente, em áreas próximas à cidade de Bom Jesus do Itabapoana, nas proximidades de Italva e da cidade de Apicá. Corpos deste leucogranito ocorrem associados predominantemente ao sistema de falhamentos gerado pela deformação tardia (de direção preferencial NE, ortogonal ao trend da Faixa Ribeira, NW). Este litotipo mostra características peculiares: leucocrático, cor branca ou rosa, sendo esta unidade considerada como a geração magmática mais jovem no Domínio Cambuci.

O leucogranito ocorre, na maior parte das vezes, como blocos orientados, com dimensões de até 25m², de direção preferencial NW (Figura 54A, B e C). Alguns afloramentos são em formas de diques de espessura de até 30 centímetros e direção NW intrudindo as demais unidades (Figura 54D).

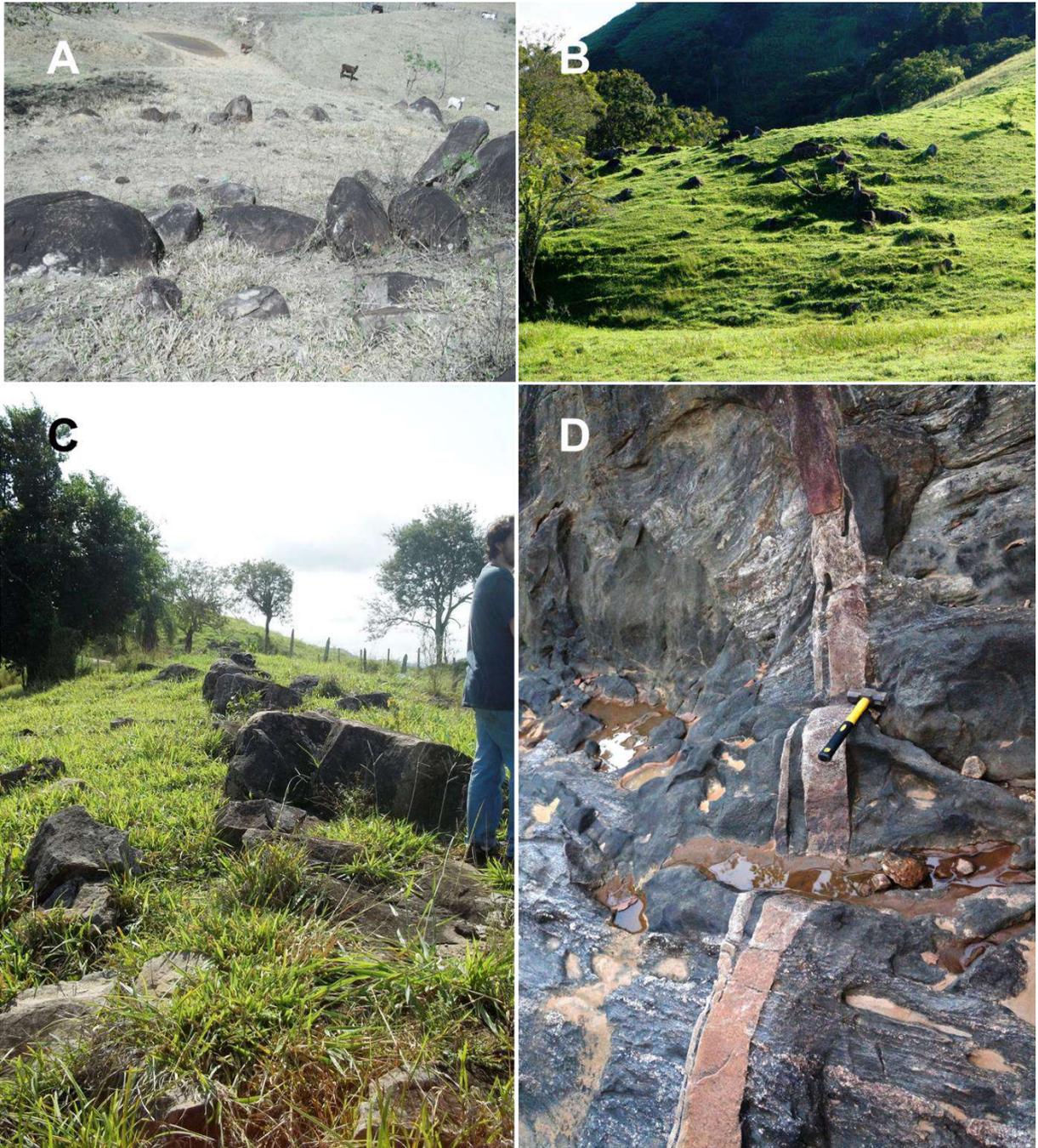
O granitoide é leucocrático e isotrópico, equigranular sendo que, em alguns afloramentos, a granulação é predominantemente média (Figura 55A) e, em outros, a granulação é predominantemente grossa (geralmente em associação com o granitoide cinza foliado), onde é possível observar grãos de anfibólio de hábito prismático dispersos pela rocha (Figura 55B).

Relações entre o Granito Cinza Foliado e o Leucogranito Isotrópico são regularmente encontradas, comprovando que este último ocorreu em fases mais tardias. Estas relações ocorrem sob formas de assimilação do granitoide cinza foliado pelo leucogranito isotrópico (Figura 56A e B). Por vezes, o leucogranito isotrópico ocorre sob formas de diques no granitoide cinza foliado e no (Ortopiroxênio)-(Granada)-Biotita Gnaisse Milonítico Migmatítico (Figura 56C e D).

Os diques de pegmatitos na região de Bom Jesus de Itabapoana possuem provável gênese associada ao leucogranito isotrópico e ocorrem como corpos de difícil delimitação. Entretanto, pode-se definir uma diferenciação a partir de uma variação mineralógica e textural. Em alguns afloramentos, ocorrem em formas de diques de espessura que atingem dois metros e mais de três metros de comprimento (Figura 57A). A direção preferencial dos diques é NW, assim como dos granitoides isotrópicos. Quartzo, feldspatos, muscovita e biotita constituem a mineralogia principal do pegmatito com grãos que atingem até 8 centímetros. Turmalina do tipo shorlita (Figura 57B) ocorre majoritariamente em cristais alongados de disposição aleatória e

raramente formam agregados paralelos, divergentes ou radiados. Textura gráfica é uma particularidade concernente à zona mural (Figura 57C), sendo encontrados também blocos de quartzo leitoso e maciço, caracterizando o núcleo do pegmatito (Figura 57D). Tais características indicam que o pegmatito é heterogêneo.

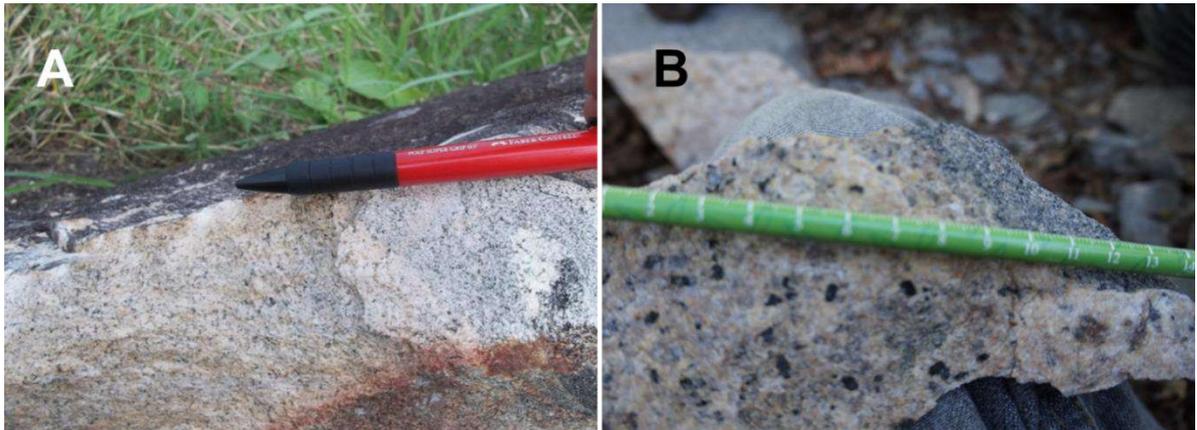
Figura 54 – Exposições do Leucogranito Isotrópico



Legenda: A – blocos alinhados em uma direção preferencial (ponto BJ-RM-11); B – blocos do Leucogranito isotrópico no pasto (ponto BJ-BJI-46); C – blocos do Leucogranito isotrópico no pasto (ponto BJ-RM-03). D – dique do Leucogranito Isotrópico no Leucogranito Gnaissificado da Suíte São João do Paraíso.

Fonte: O autor, 2015.

Figura 55 – Características macroscópicas do Leucogranito Isotrópico



Legenda: A – Leucogranito Isotrópico de granulação média e coloração rosada (ponto IV-RM-06); B – granulação grossa com grãos prismáticos de anfibólio (ponto BJ-BJI-13).

Fonte: O autor, 2015.

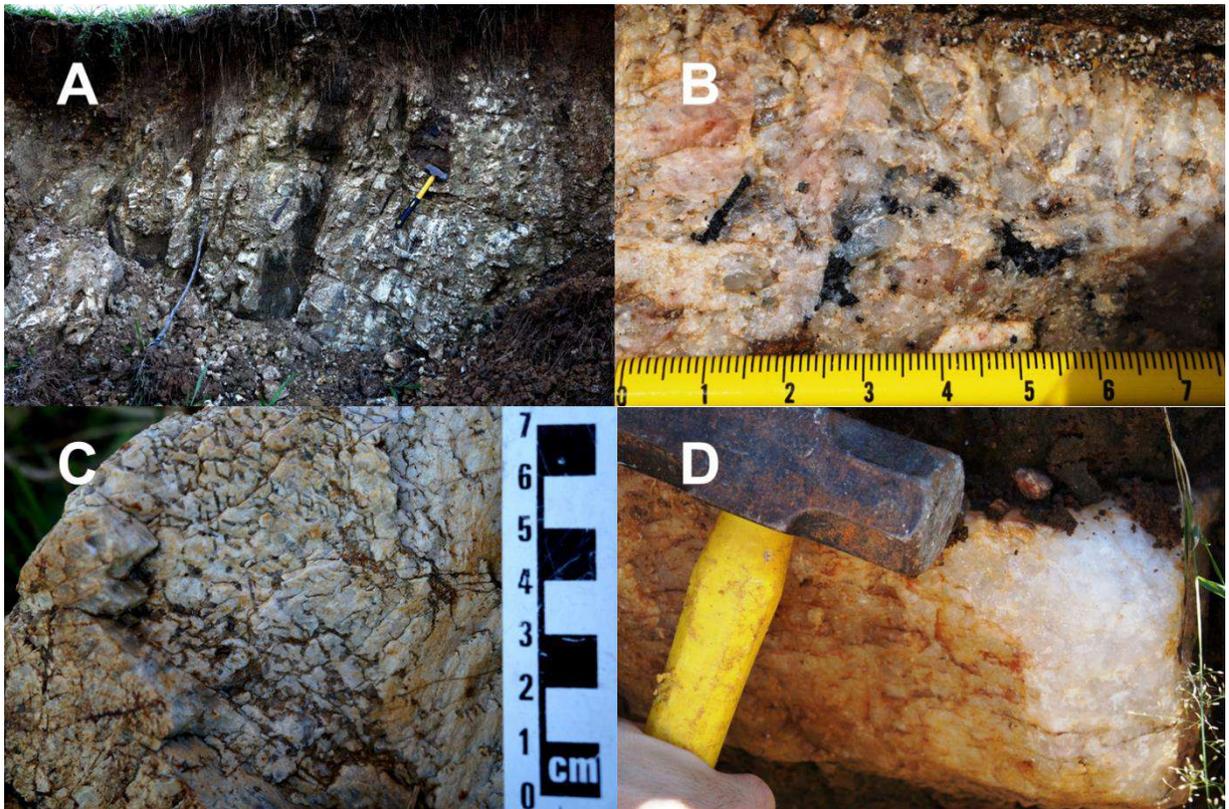
Figura 56 – Relação do Granito Cinza Foliado com o Leucogranito Isotrópico



Legenda: A (ponto BJ-BJI-09) e B (ponto BJ-BJI-09) – assimilação do granitoide cinza foliado pelo leucogranito isotrópico; C – diques de espessura centimétrica cortando o granitoide cinza foliado e o (Ortopiroxênio)-(Granada)-Biotita Gnaiss Milonítico Migmatítico do Grupo Bom Jesus do Itabapoana (Ponto BJ-BJI-43); D – dique do leucogranito isotrópico de granulação grossa intrudindo o paragneisse do Grupo Bom Jesus do Itabapoana (ponto BJ-BJI-39).

Fonte: O autor, 2015.

Figura 57 – Pegmatito associado ao Leucogranito Isotrópico nas proximidades de Bom Jesus do Itabapoana



Legenda: A – afloramento do pegmatito em um barranco; B – grãos de shorlita de tamanho centimétrico no pegmatito; C – textura gráfica (característica da zona mural), comprovando que a cristalização do pegmatito ocorreu em níveis crustais mais rasos; D – quartzo maciço da zona do núcleo do pegmatito.

Fonte: O autor, 2015.

2.4.5.1 Petrografia do Leucogranito Isotrópico

A partir da composição modal das rochas e utilizando o diagrama QAP de Streckeisen (1974), as amostras do leucogranito isotrópico foram classificadas como monzogranitos (Figura 58).

A partir da análise sob o microscópio petrográfico, o granitoide é caracterizado pela textura granular e estrutura maciça, ausente de qualquer estrutura de deformação e indícios de metamorfismo.

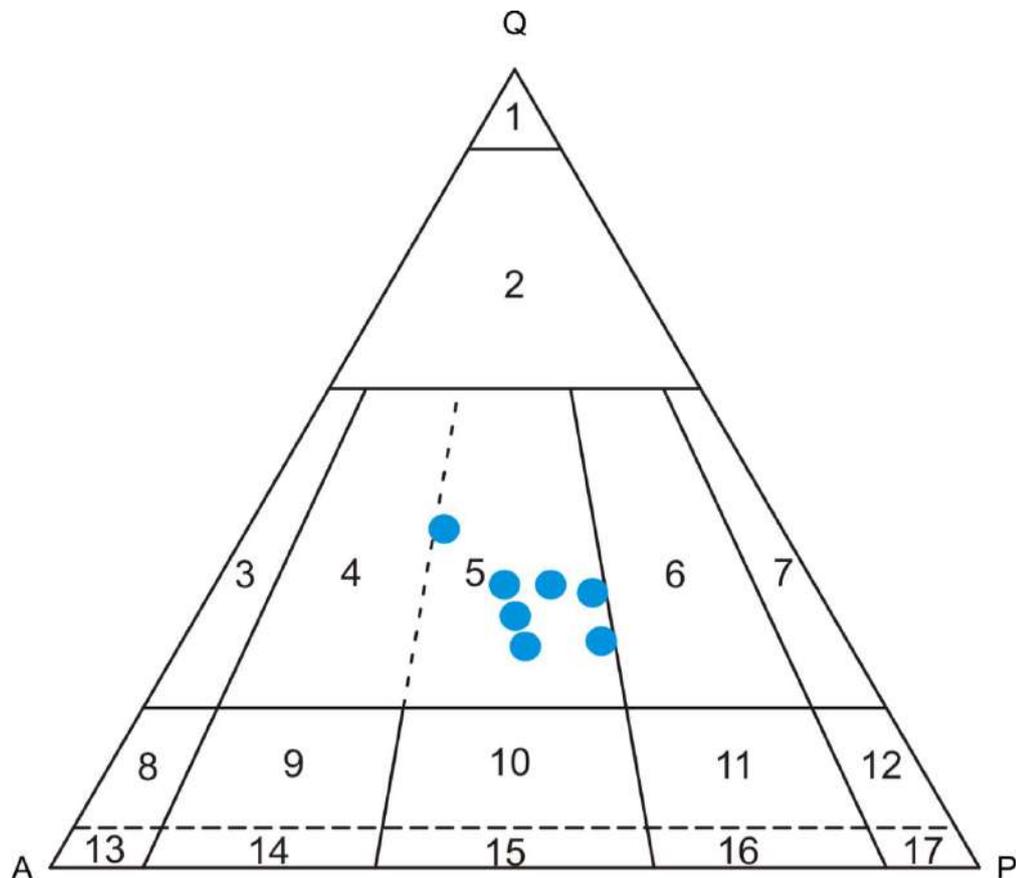
O Leucogranito Isotrópico é equigranular com litotipos de granulação média (Figura 59A) e litotipos de granulação grossa com tamanhos médios de 1,2mm e 5mm, respectivamente. Observa-se, ainda, presença da textura poiquilítica (Figura 59B)

determinada por uma relação (intercrescimento?) entre o K-feldspato e inclusões de quartzo de formas globulares e mais raramente alongadas.

A mineralogia essencial é constituída predominantemente por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, minerais opacos e biotita. Zircão e apatita ocorrem como minerais acessórios.

O quartzo é invariavelmente límpido e xenomórfico. Pode ocorrer em forma globular, incluso em cristais de K-feldspato, nos quais seus grãos extinguem-se de maneira homogênea e simultânea (indicando que há a mesma orientação cristalográfica), ao contrário dos grãos de microclina que atingem a iluminação máxima no sistema ortocóspico.

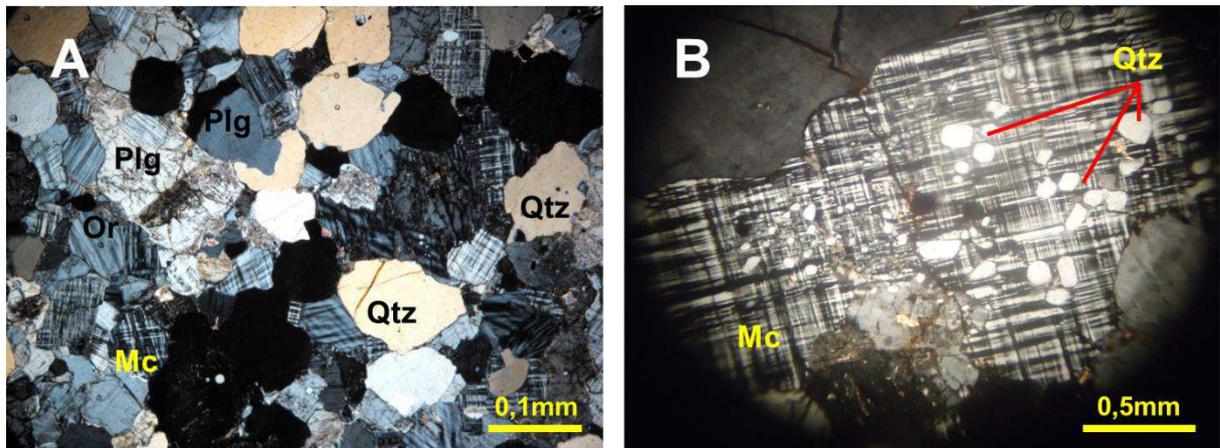
Figura 58 – Diagrama de classificação (Streckeisen, 1974) para as amostras do Leucogranito Isotrópico



Legenda: 1 – Quartzolito; 2 – Quartzo granito; 3 – Álcali granito/Álcali charnockito; 4 – Sienogranito/Charnockito; 5 – Monzogranito/Charnockito; 6 – Granodiorito/Opdalito; 7 – Tonalito/Enderbita; 8 – Quartzo álcali sienito/Hiperstênio álcali sienito; 9 – Quartzo sienito/Hiperstênio sienito; 10 – Quartzo monzonito/Hiperstênio monzonito; 11 – Quartzo monzodiorito/Jotunita; 12 – Quartzo diorito/Hiperstênio diorito; 13 – Álcali sienito; 14 – Sienito com quartzo; 15 – Monzonito com quartzo; 16 – Monzodiorito com quartzo/Monzogabro com quartzo; 17 – Diorito/Gabro.

Fonte: O autor, 2015.

Figura 59 – Fotomicrografias em luz polarizada do Leucogranito Isotrópico



Legenda: A – (Lâmina IV-RM-03A) estrutura maciça e textura equigranular; B – textura poiquilítica (Lâmina IV-RM-06A).

Fonte: O autor, 2015.

O K-feldspato ocorre principalmente em grãos subédricos e, raros, são os euédricos. A granulação varia aproximadamente de 0,2mm a 1,5mm. Os menores cristais têm hábito quadrático-tabular, enquanto que os maiores são arredondados. A microclina é diagnosticada pela geminação característica Tartan. É muito comum a existência de ortoclásio triclínizado no qual a geminação tartan é difusa. Em grãos maiores, observa-se a exsolução de plagioclásio (albita em ortoclásio).

O plagioclásio é predominantemente subeuédrico de hábito tabular-quadrático e prismático curto e, menos frequentemente, é euédrico. A macla polissintética não é observada em alguns grãos, principalmente aqueles que estão zonados (possivelmente uma borda de albita).

A biotita é lamelar, de granulação predominantemente média (aproximadamente 0,08 a 1,1mm). É fortemente pleocróica quando cortada na seção prismática, variando do castanho escuro ao castanho claro e ainda ao castanho amarelado. Em alguns grãos, cortados na seção basal, observam-se cores mais escuras e ausência de pleocroísmo. Sob nicóis cruzados, a extinção mosqueada é bem marcada, e a cor de interferência é anômala (marrom), devido à forte coloração do mineral.

A hornblenda é, majoritariamente, subédrica, de granulação variando de 0,1mm a 1,0mm. Alguns cristais estão cortados na face 110, apresentando clivagem perfeita, e, nas seções basais, é possível observar a clivagem próxima a 120°. Está associada à biotita e aos minerais opacos. É diagnosticada pela sua forte coloração verde,

evidenciada em luz plano-polarizada. As cores de interferência são anômalas, tendendo ao amarelo esverdeado.

Os minerais opacos são de hábito granular anédrico, mas também podem ser subédricos. A granulação é fina, variando entre 0,03 e 0,4 mm. Ocorrem quase sempre associados a grãos de plagioclásio, ortoclásio, quartzo e inclusos em biotita.

A apatita é de granulação muito fina, não ultrapassando 0,05mm. Grãos arredondados e pseudo-hexagonais são predominantes. Ocasionalmente cristais de formas aciculares são encontrados inclusos em feldspatos. O zircão tem predominantemente forma arredondada ou ocorre em cristais alongados arredondados nas bordas. Assim como a apatita, é de granulação muito fina.

Na tabela 6 observa-se as principais características petrográficas dos litotipos do Complexo Serra da Bolívia, Suíte São João do Paraíso, Granitoide Cinza Foliado e do Leucograitto Isotrópico.

Tabela 6 - Síntese das principais características petrográficas e classificação dos litotipos do Complexo Serra da Bolívia, da Suíte São João do Paraíso, do Granito Cinza Foliado e do Leucogranito Isotrópico (continua)

Litologia /Unidade	Minerais (ordem decresc. % vol.)	Granulaçã o	Textura/ Estrutura	Classificação
Serra da Bolívia (grupo 1)	Qtz, Pl, Or, Bt, Hbl, Opx, Op, Ttn, Ap e Zrn, Chl	Média a Grossa	Granoblástica; lepidoblástica/ foliada	Granulito/charnockítico gnaissificado granítico a tonalítico
Serra da Bolívia (grupo 1)	Qtz, Mc, Pl, Bt, Hbl, Op, Ap, Ttn e Zrn	Matriz media; Xenocristais de Mc e Pl	Porfiroblástica; granoblástica/ maciça	Ortognaisse/Charnockitognaissificada do granodiorítico a tonalítico
Serra da Bolívia (Grupo 2)	Pl, Bt, Qtz, Hbl, Cpx, Opx, Ttn, Op, Ap e Zrn	Matriz fina; Xenocristais de Plg e Cpx	Granoblastica; porfiroblastica /foliada	Ortognaisse Cinza Fino
Serra da Bolívia - Suíte Monte Verde (Charnockito : grupo 3)	Pl, Bt, Qtz, Bt, Cpx, Opx, Hbl, Op, Zrn, All e Ttn	Média/fina a media nas variedades proto-miloníticas	Granoblástica maçica/ protomilonítica	Charnockito/ Carnoenderbito/Enderbito (maciço) (augen milonitizado)
Serra da Bolívia - Suíte Monte Verde (rocha básica: grupo 3)	Pl,Opx,Bt,Op,Zr,Ap	Equigranular gossa	Maciça/granoblástica	Norito

Tabela 6 - Síntese das principais características petrográficas e classificação dos litotipos do Complexo Serra da Bolívia, da Suíte São João do Paraíso, do Granito Cinza Foliado e do Leucogranito Isotrópico (conclusão)

Serra da Bolívia - Suíte Córrego Fortaleza (grupo 3)	Qtz, Plg, K-fel, Bt, Cpx, Opx, Hbl, Op, Zrn, Ap e Ttn	Média/fina a média nas variedades proto-miloníticas	Foliada/ granular maçica/ profiroblástica	Charnockito (protomilonítico)/charno-enderbita (protomilonítico)
Granitoide/ Suíte São João do Paraíso	Qtz, Or, Pl, Mc, Bt, Hbl, (Opx), Op, Ttn, Ap, Zrn, Epi, Ms e Cb	Média a grossa	Granoblástica, porfiroblástica poiquiloblástica; protomilonítica /foliada	Leucogranito gnaissificado/leucocharnockito gnaissificado
Granada Granitoide Suíte São João do Paraíso	Qtz, Pl, Mc, Bt, Grt, Sill, Op, (Opx), Ttn, Ap, Zrn, Epi, Spn, Ms e Cb	Média a Grossa	Granoblástica, porfiroblástica poiquiloblástica; protomilonítica /foliada	Granada Leucogranito gnaissificado/Granada leucocharnockito gnaissificado
Granitoide Cinza Foliado	Qtz, K-fs, Pl, Bt, Op, Aln, Ap, Zrn	Fina a média	Estrutura foliada	Sienogranito foliado
Leucogranito Isotrópico	Qtz, Pl, K-fs, Op, Bt, Ap, Zrn	Média	Estrutura maçica	Monzogranito leucocrático isotrópico

Fonte: O autor, 2015.

2.5 Metamorfismo e Microtectônica nos Litotipos do Complexo Serra da Bolívia e da Suíte São João do Paraíso

Os granitoides gnaissificados, granulitos e charnockitos do CSB e os leucogranitoides gnaissificados Suíte São João do Paraíso passaram por eventos que demonstram que os conjuntos litológicos foram afetados pelo metamorfismo regional, que resultou em paragênese indicativa de facies granulito, e pelo metamorfismo dinâmico, a partir de microestruturas indicativas de deformação em tectônica rúptil-dúctil. Neste tópico será abordado separadamente o metamorfismo e deformação a altas temperaturas, bem como as principais microestruturas indicativas deste processo, e as feições microscópicas do metamorfismo dinâmico.

2.5.1 Metamorfismo e deformação a altas temperaturas do Complexo Serra da Bolívia

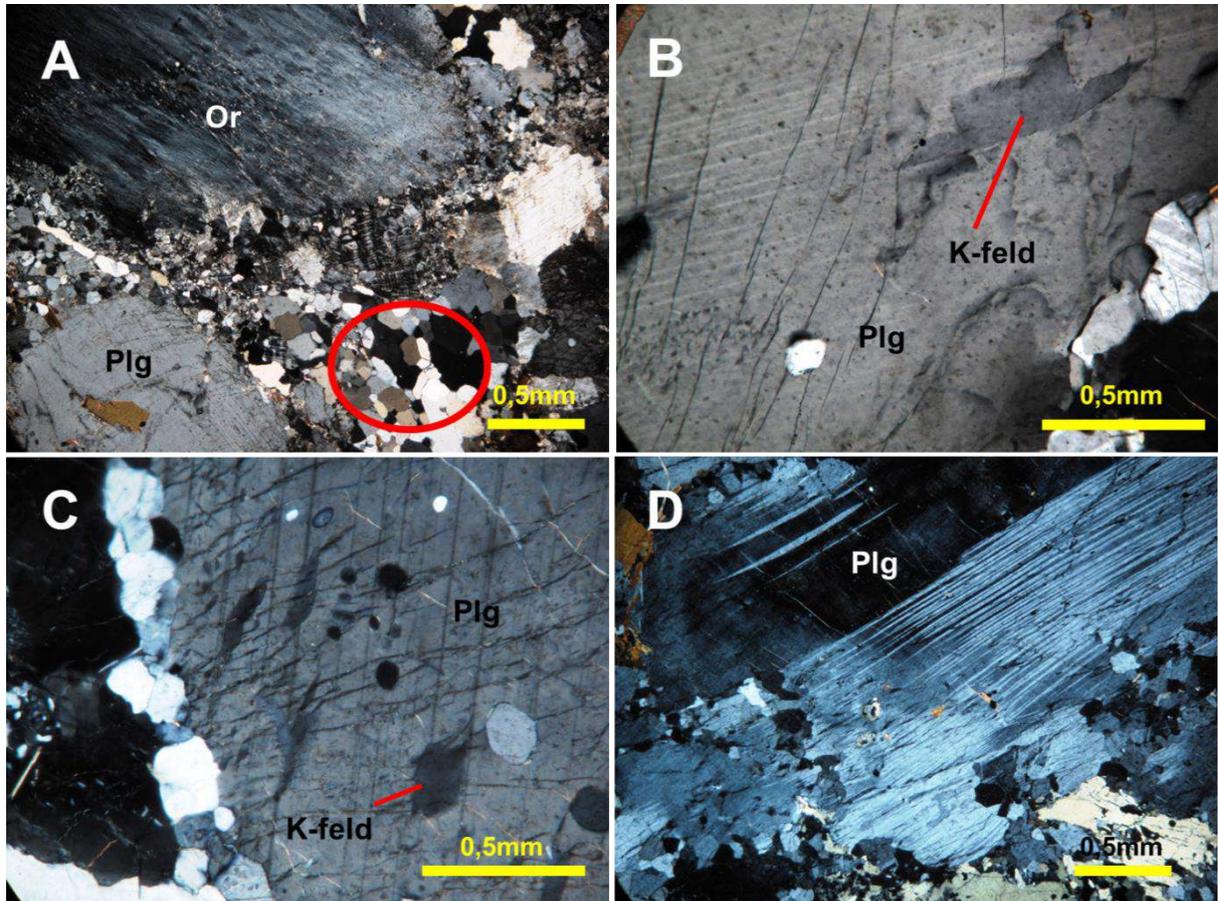
A presença de ortopiroxênio nos dois primeiros conjuntos do CSB pode caracterizar que o metamorfismo atingiu facies granulito. Para os Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos do grupo 1 e para o Ortognaisse Cinza Fino do Grupo 2, a identificação de feições reliquiares magmáticas podem ser caracterizadas por grãos de plagioclásio euédrico em forma de fenocristais. Para os charnockitos da Suíte Monte Verde e Suíte Corrego Fortaleza, correspondentes ao Grupo 3, os grãos de ortopiroxênio ocorrem de forma euédrica sendo de origem magmática.

Outro fato que corrobora que os litotipos foram submetidos a altas temperaturas é a existência de texturas de intercrescimento do tipo simplectita (crescimento de quartzo vermiforme em biotita), uma microestrutura de fusão presente nos ortognaisses e granulitos do Grupo 1 (Figura 61A). Além disso, a presença de antipertita (Figura 60B e 60C) é um forte indício de que a deformação tenha ocorrido também a altas temperaturas, fator que confirmaria que tal evento se deu em crosta mais profunda. Tal processo pode ainda ser caracterizado pela geminação acunhada e evanescente em grãos de plagioclásio encontrados nos litotipos do Grupo 1 e nos charnockitoides da Suíte Monte Verde e Córrego Fortaleza (Figura 60D).

2.5.2 Metamorfismo dinâmico do Complexo Serra da Bolívia.

A microestutura núcleo-manto (Figura 61B) (porfiroclastos de plagioclásio emoldurados por grãos menores do mesmo) (Figura 61B) e a grande quantidade de grãos pequenos sugerem que a rocha passou por recristalização dinâmica, tendo o tamanho da granulação reduzida. São comuns a todos os grupos do CSB quartzo com extinção ondulante, em forma de filme (Figura 61C) e estirado (Figura 61D), além de junções poliedrais tríplexes em 120 graus (quartzo e plagioclásio) indicando recristalização estática.

Figura 60 – Fotomicrografias de lâminas delgadas em luz polarizada com objetivas de 2,5X (A e D) e 10X (B e C)



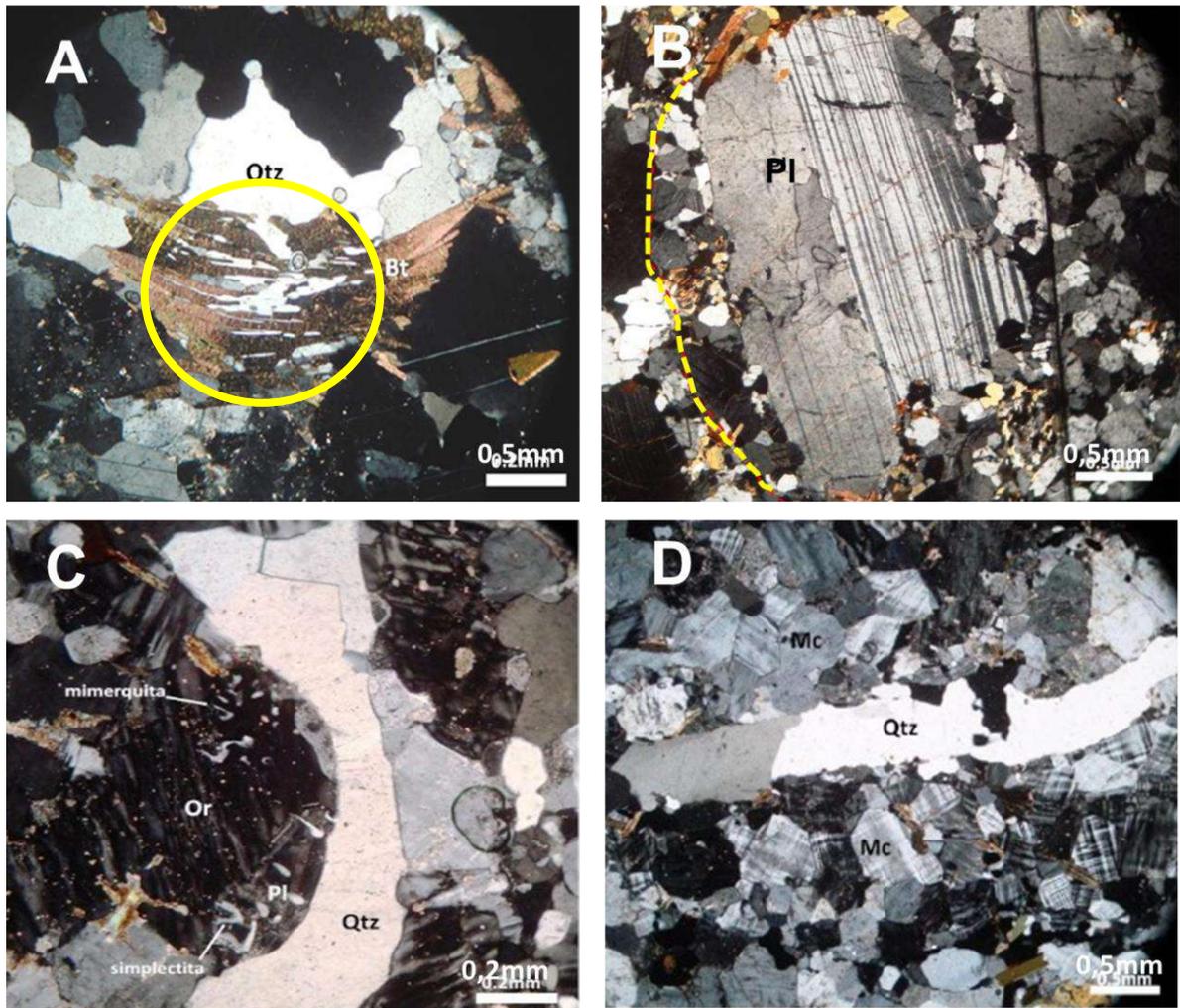
Legenda: A – junções poliedrais tríplexes em 120 graus em grãos de plagioclásio (Plg) (círculo em vermelho), lâmina IV-RM-05A. É possível visualizar um grão de ortoclásio (Or) triclinizado. B e C – antiperitita (K-feldspato (K-fel) indicado em vermelho, lâmina BJ-RM-10G; D – geminação polissintética, em plagioclásio, acunhada e evanescente, lâmina IV-RM-05C.
Fonte: O autor, 2015.

2.5.3 Suíte São João do Paraíso

2.5.3.1 Metamorfismo e deformação a altas temperaturas da Suíte São João do Paraíso

As rochas da SSJP apresentam foram submetidas a altas temperaturas e indicam que o pico do metamorfismo atingiu facies granulito.

Figura 61 – Fotomicrografias de feições microestruturais sob luz polarizada

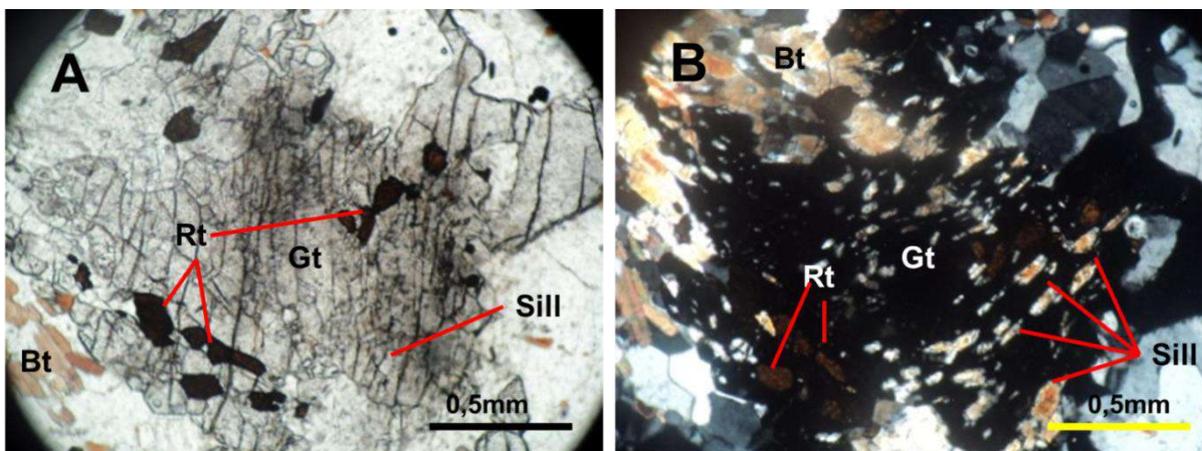


Legenda: A – a (objetiva de 2,5X de aumento) observa-se crescimento de quartzo (Qtz) vermiforme em biotita (Bt) marcado em amarelo; B – (objetiva de 2,5X de aumento), mostra-se a feição núcleo-manto de plagioclásio (Pl) emoldurado por finos cristais do mesmo mineral (envoltos pela linha amarela tracejada); C – (objetiva de 10X de aumento) observa-se o quartzo em forma de filme; D – (objetiva de 2,5X de aumento), quartzo estirado e grãos de microclina (Mc) em contatos poliedrais. Lâmina BJ-RM-18A.

Fonte: O autor, 2015.

Tal fato se dá a partir da presença da paragênese, ortopiroxênio (hiperstênio) que pode ter sido gerado pela reação biotita + quartzo (+plagioclásio) = ortopiroxênio + líquido + ilmenita (CENKI et al. 2002). Além disso, feições como, a textura granoblástica; granada com inclusões poiquiloblásticas de sillimanita (Figura 62A e 62B), biotita, quartzo e espinélio corroboram a condição em facies granulito.

Figura 62 – Fotomicrografias de lâminas delgadas Leucogranito Gnaissificado da SSJP



Legenda: A (luz plano-polarizada) e B (luz polarizada) –inclusões de grãos de sillimanita (Sill) e rutilo (Rt) em granada (Gt) (objetiva de 2,5X de aumento).

Fonte: O autor, 2015.

2.5.3.2 Microtectônica dos Granitoides e Charnockitoides Gnaissificados da Suíte São João do Paraíso

Além do metamorfismo regional, sob condições de facies granulito, em algumas rochas analisadas foram observadas texturas características de metamorfismo dinâmico. As texturas miloníticas indicam que o granitoide gnaissificado (diatexítico) sofreu transformações microestruturais devido a variações de pressão dirigida e sob uma temperatura praticamente constante. Esse fenômeno é relacionado às zonas de cisalhamento características dos estágios de deformação D_3 e, talvez, D_4 da Faixa Ribeira. Esta afirmativa se deve ao fato da recristalização dinâmica de alguns minerais, principalmente dos feldspatos, ter se dado pela redução de granulação.

Além disso, zonas de cisalhamento são responsáveis por infiltrações de fluidos, gerando reações minerais, como a presença de seritização/saussuritização de feldspatos nos granitoides e charnockitoides do tipo S em estudo.

Nos cristais de quartzo, observam-se evidências de migração de borda através de contatos interlobados e feições tipo *bulging* (Figura 63A e 63B). A grande maioria dos grãos possui extinção ondulante (Figura 63C) que parece evoluir para bandas de deformação (Figura 63D).

Segundo Passchier e Trouw (2005), a extinção ondulante nos cristais de quartzo ocorre entre 250 e 400°C. As feições tipo *bulging* indicam que a deformação dessas rochas alcançou temperaturas da ordem de 400° a 500° C.

Os *ribbons* de quartzo estão presentes na maioria das amostras com textura protomilonítica (Figura 63E). Alguns deles desenvolvem subgrãos e até novos grãos com contatos interlobados entre si (Figura 63F). Essa feição caracteriza rochas formadas sob regime de metamorfismo dinâmico, possivelmente associadas a zonas de cisalhamento. Também ocorre recristalização dinâmica por rotação de subgrãos, que pode ser evidenciada pelos novos grãos equidimensionais com formas similares ao subgrãos.

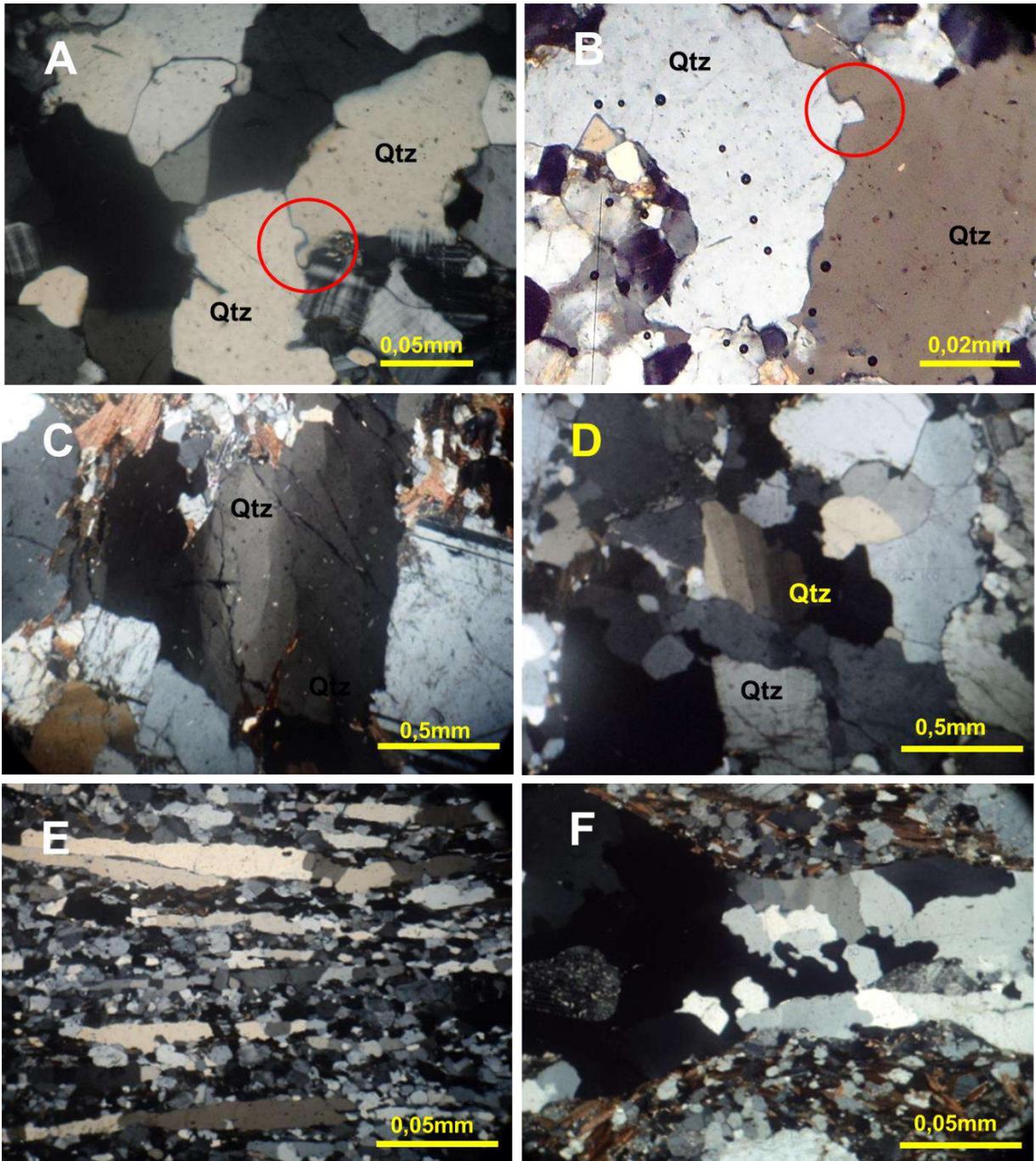
Foi observada, com certa frequência, a ocorrência de cristais de quartzo com contatos poligonais, formando junções tríplices em 120° (Figura 63A). Essa feição indica recristalização do quartzo na ausência de deformação.

Com certa frequência, observa-se plagioclásio na forma de porfiroclastos de até 3,5 mm ou como grãos recristalizados na matriz (Figura 64A). Em ambos os casos, exibem evidências de deformação intracristalina como extinção ondulante, subgrãos (Figura 64B), novos grãos e macla polissintética acunhada (Figura 64C), ou evanescente (Figura 64D).

Tanto os cristais de K-feldspato quanto os de plagioclásio possuem feições características de recristalização dinâmica. A interpretação dessas feições permite distinguir dois tipos de recristalização: por migração de borda de grão; e por rotação de subgrãos. No caso da recristalização por rotação de subgrãos, observa-se que os novos grãos (Figura 64F) possuem dimensões e formas parecidas com os subgrãos. A recristalização por migração de borda gera novos grãos que costumam ser bem menores do que os subgrãos dos porfiroclastos remanescentes, o que constitui uma evidência para este processo (PASSCHIER & TROUW, 2005).

Além das feições de recristalização dinâmica, também ocorrem contatos poligonais formando junções tríplices em 120°, (Figura 64D) que é uma feição indicativa de recristalização estática, ou seja, a deformação cessou, mas ainda havia temperatura suficiente para recristalizar esses cristais de feldspato. No caso dos feldspatos, a recristalização estática de agregados monominerálicos ocorre apenas em temperaturas altas (comumente na fácies granulito, $T > 700^\circ \text{C}$) (Evangelista, 2003).

Figura 63 – Fotomicrografias em luz polarizada de lâminas delgadas Leucogranito Gnaissificado da SSJP, mostrando microestruturas de deformação em quartzo (Qtz)



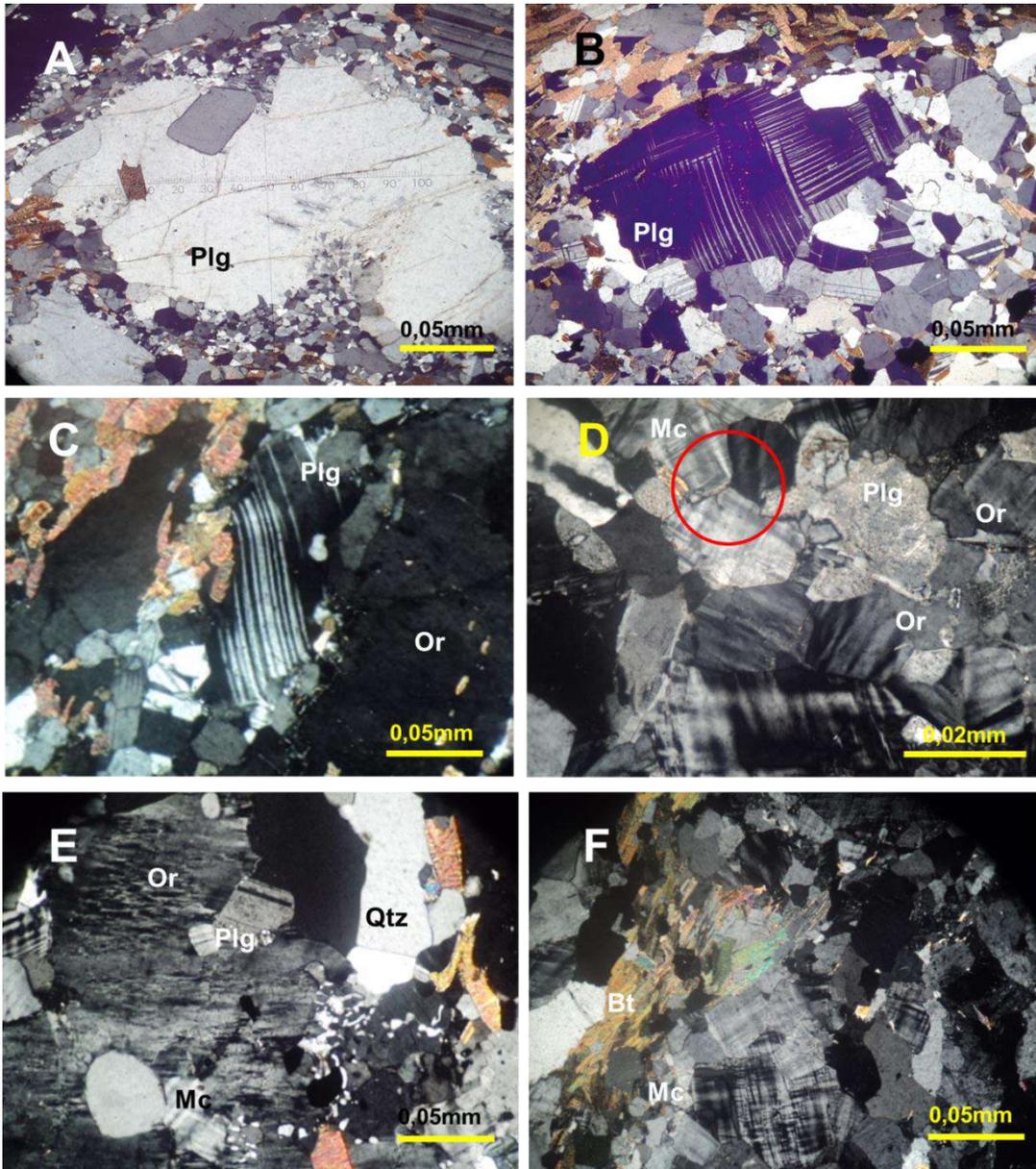
Legenda: A (objetiva de 20X de aumento) e B (objetiva de 40X de aumento) –feição tipo *bulging* e, junções poliedrais tríplices em 120°; C – quartzo com extinção ondulante; D – extinção ondulante evoluindo para bandas de deformação; E – textura protomilonítica; F – subgrãos com contatos interlobados. C, D, E e F – objetiva de 2,5X de aumento.

Fonte: O autor, 2015.

Os tipos transicionais entre ortoclásio e microclina, em que os indivíduos começam apresentar evidências ópticas da geminação da microclina sob a forma de manchas e lamelas difusas (Figura 64E), indicam que o K-feldspato cristalizou-se

originalmente no sistema monoclinico, sofrendo subsequente inversão para o sistema triclinico durante o resfriamento ou em decorrência de deformação.

Figura 64 - Fotomicrografias de lâminas delgadas em luz polarizada dos Leucogranito Gnaissificado da Suíte São João do Paraíso



Legenda: A – (objetiva de 2,5X de aumento) porfiroclasto de plagioclásio (Plg). B e C – (objetiva de 2,5X de aumento) geminação do tipo polissintética, em plagioclásio, torta e evanescente que se acunha; D – (objetiva de 20X de aumento), junções poliedrais tríplices em 120 graus em cristais de microclina (Mc). E – (objetiva de 2,5X de aumento), geminação difusa no K-feldspato (ortoclásio (Or) triclínizado); F – (objetiva de 2,5X de aumento), novos grãos de microclina (Mc).

Fonte: O autor, 2015.

3 – LITOGEOQUÍMICA DOS GRANITOIDES DO DOMÍNIO CAMBUCI NA REGIÃO LIMÍTROFE DOS ESTADOS DO RJ E ES

3.1 Introdução

Este capítulo apresenta dados analíticos e interpretações geoquímicas dos granitoides da região de Itaperuna, principalmente da região entre as cidades de São José do Calçado (Espírito Santo) e o Município de Monte Verde, passando por Bom Jesus do Itabapoana, Italva e São Jose de Ubá. Os ganulitos heterogêneos, ortognaisses leucocráticos e charnockitoides do Complexo Serra da Bolívia, os leucocharnockitoides e leucogranitos gnaissificados da Suíte São João do Paraíso, o Granito Cinza Foliado e o Leucogranito Isotrópico foram selecionados a partir de aspectos de campo e feições petrográficas para a definição da natureza química do magmatismo envolvido, compreendendo, assim, os processos petrogenéticos, as possíveis fontes e ambiência geotectônica. Cada subitem deste capítulo é dedicado a cada uma destas unidades litológicas ou litotectônicas.

3.2 Metodologia e procedimentos analíticos

As amostras coletadas eram de, aproximadamente, o tamanho de um punho e foram acondicionadas em sacos plásticos (para evitar a contaminação) e etiquetadas. Procurou-se amostrar as rochas mais frescas.

Os procedimentos de redução do tamanho da amostra e cominuição dos grãos foram realizados no LGPA-UERJ (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras), iniciando-se com a britagem na bigorna, utilizando-se folhas de papel para evitar o contato da amostra com a marreta. Após isso, os fragmentos obtidos foram lavados com água destilada e álcool e levados para a estufa, onde permaneceram por 24 horas para a secagem.

O processo de pulverização ocorreu em moinhos de bolas de tungstênio (Figura 65A, B). Para este procedimento, as porções britadas foram quarteadas (Figura 65C)

e cuidadosamente remanejadas para os recipientes dos moinhos (Figura 65D). O tempo de agitação não ultrapassou 15 minutos.

Depois de pulverizadas, as amostras foram armazenadas, com suas respectivas identificações, em recipientes plásticos vedados, de 10 miligramas, e enviados para o ACTLABs (*Activation Laboratories Ltd*), Canadá, onde foram realizadas as análises litogeoquímicas (elementos maiores, menores e traços, incluindo os elementos terras raras).

Figura 65 – Fotografias dos moinhos de bolas do LGPA-UERJ utilizados na preparação de amostras para as análises de geoquímica



Legenda: Em (A), os moinhos; em (B), materiais utilizados para a pulverização das amostras, como os recipientes, as bolas de tungstênio e o material para o manuseio das amostras; em (C), as amostras britadas, embaladas e identificadas, em sacos plásticos; e em (D), o recipiente montado e pronto para o uso.

Fonte: O autor, 2015.

Um total de quarenta e oito amostras de rochas foi analisado (Tabela 7) no ACTLABs e as etapas de processamento das amostras selecionadas encontram-se descritas no APÊNDICE B, bem como o tipo de análise litogeoquímica escolhida e os limites de detecção para alguns dos elementos.

Das quarenta e oito amostras analisadas, trinta fazem parte do Complexo Serra da Bolívia, nove da Suíte São João do Paraíso, duas do Granito cinza foliado e sete amostras do Leucogranito isotrópico.

Tabela 7 - Amostras analisadas para química dos litotipos do Complexo Serra da Bolívia, Suíte São João do Paraíso, Granito Cinza Foliado e Leucogranito Isotrópico (continua)

Amostra	Unidade	Litologia
IV-RM-4A	Serra da Bolívia (Grupo 1)	Charno-enderbito gnaissificado porfirítico
IV-RM-4B	Serra da Bolívia (Grupo 1)	Charnockito gnaissificado porfirítico
IV-RM-05B	Serra da Bolívia (Grupo 1)	Granulito gnaissificado grosso (granodiorítico)
IV-RM-05D	Serra da Bolívia (Grupo 1)	Granulito gnaissificado grosso (granítico)
BJ-RM-10B	Serra da Bolívia (Grupo 1)	Granulito gnaissificado grosso (granodiorítico)
BJ-RM-10G	Serra da Bolívia (Grupo 1)	Granulito gnaissificado grosso (tonalítico)
BJ-RM-12B	Serra da Bolívia (Grupo 2)	Ortognaisse foliado enderbítico
BJ-RM-18A	Serra da Bolívia (Grupo 1)	Ortognaisse tonalítico
BJ-RM-18D	Serra da Bolívia (Grupo 1)	Ortognaisse tonalítico
BJ-RM-21C	Serra da Bolívia (Grupo 1)	Ortognaisse granodiorítico
BJ-XIV-24A	Serra da Bolívia (Grupo 1)	Granulito gnaissificado (tonalítico)
BJ-14-24C	Serra da Bolívia (Grupo 1)	Ortognaisse tonalítico
JI-VIII-27A	Serra da Bolívia (Grupo 1)	Ortognaisse tonalítico
GU-XIV-31A	Serra da Bolívia (Grupo 1)	Ortognaisse tonalítico
JI-VIII-33B	Serra da Bolívia (Grupo 1)	Ortognaisse foliado enderbítico
JP-CD-02B	Serra da Bolívia (Suíte Córrego Fortaleza)	Charnockito isotrópico
JP-CD-02E	Serra da Bolívia (Suíte Córrego Fortaleza)	Charnockito isotrópico
JP-CD-03B	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Norito
JP-CD-07B	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Enderbito protomilonítico
JP-CD-08B	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Enderbito protomilonítico
JP-CD-09B	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Enderbito protomilonítico
JP-CD-09E	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Enderbito protomilonítico
JP-CD-09K	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charno-enderbito protomilonítico
JP-CD-10B	Serra da Bolívia (Suíte Córrego Fortaleza)	Charnockito protomilonítico
JP-CD-12C	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Enderbito protomilonítico
JP-CD-12E	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Enderbito protomilonítico
JP-CD-16B	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Enderbito protomilonítico
JP-CD-18B	Serra da Bolívia (Suíte Córrego Fortaleza)	Charnockito isotrópico
JP-CD-20B	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Enderbito protomilonítico
JP-RM-08B	Serra da Bolívia (Suíte Monte Verde)	Charnoenderbito isotrópico

Tabela 7 - Amostras analisadas para química dos litotipos do Complexo Serra da Bolívia, Suíte São João do Paraíso, Granito Cinza Foliado e Leucogranito Isotrópico (conclusão)

JP-RM-01B	Suíte São João do Paraíso	Tonalito leucocrático gnaissificado
JP-RM-07D	Suíte São João do Paraíso	Sienogranito leucocrático gnaissificado com granada
BJ-RM-13A	Suíte São João do Paraíso	Granito gnaissificado
BJ-RM-13C	Suíte São João do Paraíso	Granito gnaissificado
BJ-RM-15A	Suíte São João do Paraíso	Granada granito gnaissificado milonítico
BJ-RM-16A	Suíte São João do Paraíso	Granada granito gnaissificado milonítico
BJ-RM-17A	Suíte São João do Paraíso	Granada granito gnaissificado milonítico
BJ-RM-19A	Suíte São João do Paraíso	Granito gnaiss. migmatítico
BJ-RM-22B	Suíte São João do Paraíso	Granada granito gnaissificado
BJ-RM-03B	Leucogranito isotrópico	Sienogranito leucocrático
IV-RM-06B	Leucogranito isotrópico	Sienogranito leucocrático
IV-RM-06D	Leucogranito isotrópico	Sienogranito leucocrático
BJ-RM-11A	Leucogranito isotrópico	Sienogranito leucocrático
BJ-RM-19C	Leucogranito isotrópico	Sienogranito leucocrático
JI-VIII-14	Leucogranito isotrópico	Sienogranitoleucocrático
JI-VIII-28	Leucogranito isotrópico	Sienogranito leucocrático
BJ-RM-02B	Granito cinza foliado	Sienogranito cinza foliado
BJ-RM-9B	Granito cinza foliado	Sienogranito cinza foliado

Fonte: O autor, 2015.

A tabela com os resultados das análises de litogeoquímica é apresentada no APÊNDICE B e inclui a análise de elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^T , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5), perda ao fogo (LOI) e a soma de todos os óxidos (TOTAL). Além disso, inclui os elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb, Sr, U e Th) e os imóveis (Zr, Y, Nb, Hf), os elementos compatíveis (Ni, Cr, V e Co) e elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu). Considerando que foram usadas bolas de tungstênio no processamento das amostras para litogeoquímica (APÊNDICE B), as interpretações usando o elemento-traço Ta foram evitadas. Os elementos maiores são expressos em porcentagem por peso (% peso) e os demais elementos são expressos em partes por milhão (ppm). Os valores de ferro usados nesta dissertação são expressos sob a forma de ferro férrico total (Fe_2O_3^t) e os dados foram recalculados para 100% em base anídrica para plote nos diagramas apresentados.

Os gráficos apresentados foram confeccionados com o auxílio do programa Microsoft Excel (tabelas) do software gratuito GCDkit 2.3 (Geochemical Data Toolkit). O programa CorelDRAW X13 foi utilizado para ajustes dos gráficos.

Ao verificar as amostras, foram consideradas como de bom fechamento as análises com totais entre 98,00% e 101,00%. O percentual de perda ao fogo inferior a 2,00% indica que as amostras foram pouco alteradas.

3.3 Geoquímica do Complexo Serra da Bolívia

3.3.1 Discriminação de Séries, Suítes e Classificação dos Granulitos, Granitoides Gnaissificados e Charnockitoides do Complexo Serra da Bolívia.

Como observado na petrografia, as amostras do CSB foram divididas em três associações: a primeira referente ao conjunto composto por granulitos e ortognaisses heterogêneo de composição tonalítica a granodiorítica; a segunda a um ortognaisse foliado de granulação fina e composição enderbítica e a terceira aos charnockitos isotrópico ou milonitizados referentes às Suite Monte Verde e Córrego Fortaleza.

Em termos gerais, a composição química, de acordo com o teor de SiO₂, das rochas do CSB varia de intermediária (57,87 a 64% de SiO₂) a ácida (65,77 a 72,57% de SiO₂).

Os resultados dos cálculos normativos CIPW (Tabela 8) revelam que as amostras do CSB são saturadas em sílica, possuindo quartzo e hiperstênio normativos. No entanto, é importante notar que muitas amostras que pertencem ao grupo dos Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos (grupo 1), possuem coríndon normativo, o que, nesse caso, indica saturação em alumínio em relação ao Ca+K+Na. As amostras representativas do gnaiss fino enderbítico e do enderbito isotrópico não possuem coríndon normativo.

Tabela 8 - Tabela dos cálculos normativos CIPW das amostras do CSB. Qtz: quartzo; C: coríndon; Or: ortoclásio; Ab: albita; An: anortita; Di: diopsídio; Hy: hiperstênio; Ilm: ilmenita; Tn: titanita; Rt: rutilo; Ap: apatita (continua)

Amostra	Qtz	C	Or	Ab	An	Di	Hy	Ilm	Hm	Tn	Rt	Ap	Total
IV-RM-05B	9,812	0,979	16,665	32,916	19,206	0,000	11,333	0,188	7,180	0,000	0,838	0,663	99,781
IV-RM-05D	32,883	0,941	32,883	18,108	4,982	0,000	2,142	2,600	0,058	0,000	0,192	0,118	98,782
IV-RM-4A	19,404	0,566	27,716	22,677	12,848	0,000	7,348	0,154	5,500	0,000	0,570	0,450	97,234

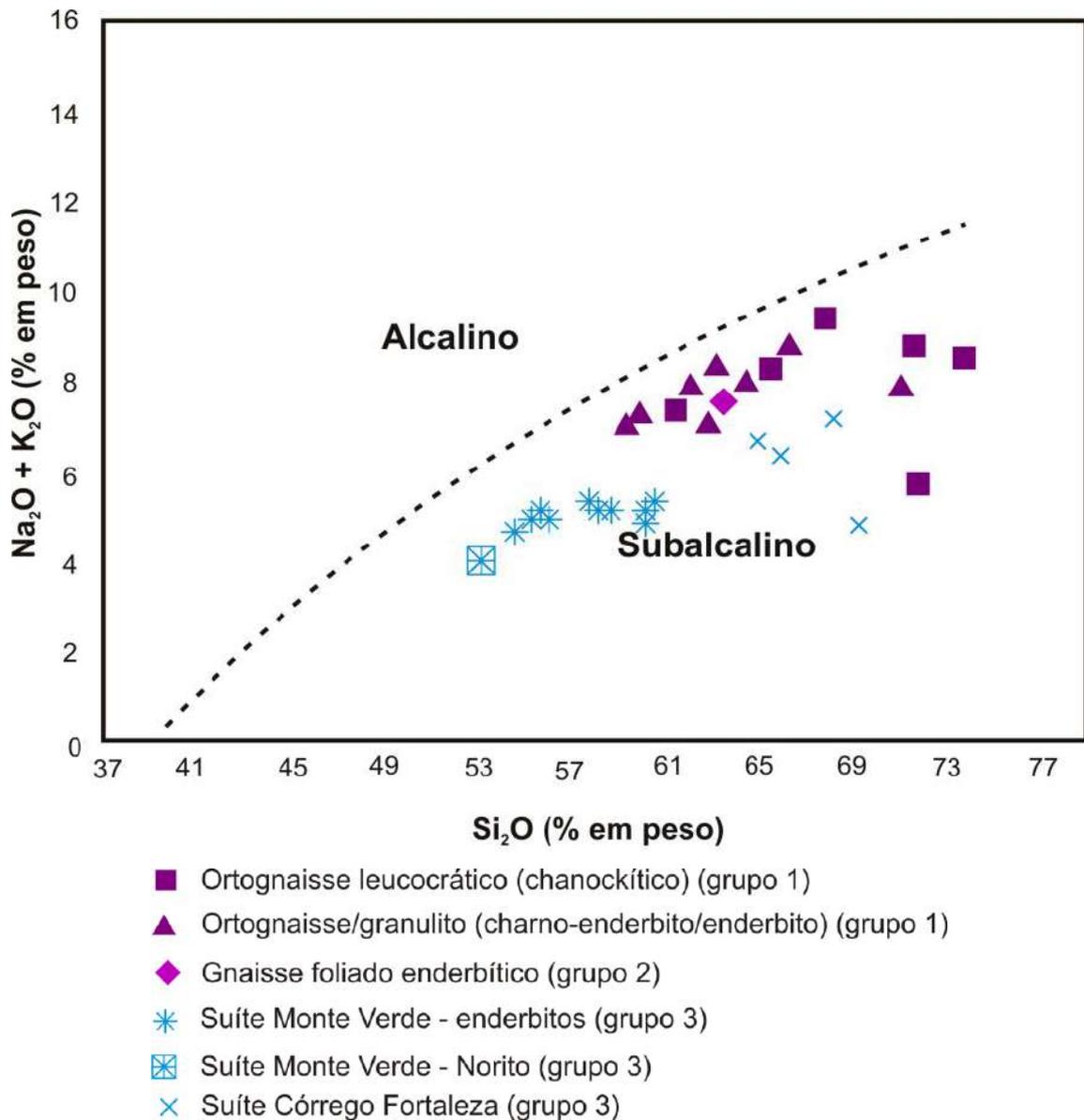
Tabela 8 - Tabela dos cálculos normativos CIPW das amostras do CSB. Qtz: quartzo; C: coríndon; Or: ortoclásio; Ab: albita; An: anortita; Di: diopsídio; Hy: hiperstênio; Ilm: ilmenita; Tn: titanita; Rt: rutílio; Ap: apatita (conclusão)

IV-RM-4B	23,591	0,541	39,772	20,816	7,686	0,000	1,843	0,068	3,410	0,000	0,502	0,379	0,379
JP-RM-08B	19,556	0,000	11,288	29,108	24,703	0,000	4,782	0,287	7,060	1,347	0,195	0,640	98,974
BJ-RM-10B	20,521	0,544	29,430	29,108	10,058	0,000	3,985	0,073	3,320	0,000	0,476	0,095	97,611
BJ-RM-10G	27,335	0,434	26,948	28,431	10,867	0,000	1,445	0,028	1,570	0,000	0,264	0,071	97,394
BJ-RM-12B	14,782	0,000	23,639	29,785	15,197	1,633	5,371	0,160	5,030	2,120	0,000	0,805	98,522
BJ-RM-18A	20,983	0,000	30,317	25,639	9,830	2,163	2,808	0,113	3,330	1,312	0,000	0,474	96,968
BJ-RM-18D	15,993	0,000	23,639	30,124	14,335	0,812	5,103	0,135	4,810	2,035	0,000	0,734	97,720
BJ-RM-21C	29,304	2,253	35,458	23,354	4,206	0,000	0,971	0,047	1,630	0,000	0,228	0,166	97,619
BJ-XIV-24A	15,858	0,000	25,057	31,108	14,089	0,276	5,800	0,158	5,000	2,228	0,000	0,758	98,978
BJ-14-24C	12,203	0,000	24,762	33,085	13,949	1,311	5,544	0,150	5,000	2,239	0,000	0,734	100,272
JI-VIII-27A	33,736	1,882	16,488	26,062	13,946	0,000	3,587	0,120	3,780	0,000	0,529	0,142	100,272
GU-XIV-31A	14,022	0,000	23,698	31,731	14,490	0,577	5,860	0,165	5,160	2,161	0,000	0,687	98,550
JI-VIII-33B	12,607	0,346	13,179	34,524	22,806	0,000	5,256	0,220	7,070	0,000	1,224	0,995	98,226
JP-CD-02B	21,517	0,000	18,734	31,478	15,605	0,000	5,106	0,148	4,420	1,099	0,048	0,450	98,604
JP-CD-02E	28,266	0,613	26,062	25,554	9,345	0,000	3,113	0,173	3,830	0,000	0,395	0,047	97,399
JP-CD-03B	6,378	0,000	5,791	25,554	29,199	2,843	18,533	0,342	9,140	1,671	0,000	0,450	99,903
JP-CD-07B	16,484	0,000	10,224	32,070	25,410	0,009	5,177	0,272	7,540	2,158	0,000	0,663	100,006
JP-CD-08B	8,931	0,000	4,905	34,270	32,167	0,299	6,512	0,319	8,880	2,733	0,000	0,876	99,892
JP-CD-09B	12,719	0,000	8,983	32,324	29,606	0,000	5,754	0,295	8,070	1,507	0,386	0,758	100,402
JP-CD-09E	11,136	0,000	8,628	32,324	30,193	0,000	6,102	0,299	8,400	1,934	0,235	0,829	100,082
JP-CD-09K	10,501	0,000	6,678	32,662	30,306	0,728	6,113	0,336	8,940	2,735	0,000	0,900	99,900
JP-CD-10B	32,059	0,000	6,146	31,985	20,453	0,000	3,437	0,122	4,380	0,920	0,014	0,032	99,848
JP-CD-12C	16,060	0,000	6,264	33,847	30,021	0,000	4,185	0,220	6,360	0,733	0,571	0,592	98,853
JP-CD-12E	17,245	0,000	7,801	33,424	28,549	0,000	3,886	0,240	6,170	1,209	0,182	0,521	99,225
JP-CD-16B	13,750	0,000	8,569	30,293	29,026	0,000	5,480	0,310	8,160	1,774	0,209	0,782	98,390
JP-CD-18D	29,394	1,500	22,220	22,170	12,034	0,000	4,608	0,188	4,900	0,000	0,511	0,332	97,857
JP-CD-20B	13,842	0,000	9,810	32,408	29,776	0,000	4,658	0,261	7,080	0,582	0,664	0,687	99,767

De acordo com o diagrama ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus Si_2O , o conjunto possui assinatura compatível com a série subalcalina (Figura 66). As amostras do CSB mostram um *trend* calcioalcalino, evidenciado no diagrama AFM (IRVINE E BARAGAR, 1971) da figura 67. As rochas da Suíte Monte Verde projetam-se no limiar entre a série Toleítica e Calcioalcalina e não apresentam enriquecimento em ferro, comportamento típico do *trend* esperado para a Série Toleítica. A amostra JP-CD-03 (norito) projeta-se fora do *trend* formado pelas rochas da Suíte Monte Verde, uma vez que essa litologia ocorre injetada pelas rochas charnockíticas mais félsicas, confirmando que o norito não é geneticamente relacionado ao charnockito. O diagrama $\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ (PECCERILLO E TAYLOR, 1976) (Figura 68) mostra que os granulitos heterogêneos e ortognaisses leucocráticos (grupo 1) projetam-se na série

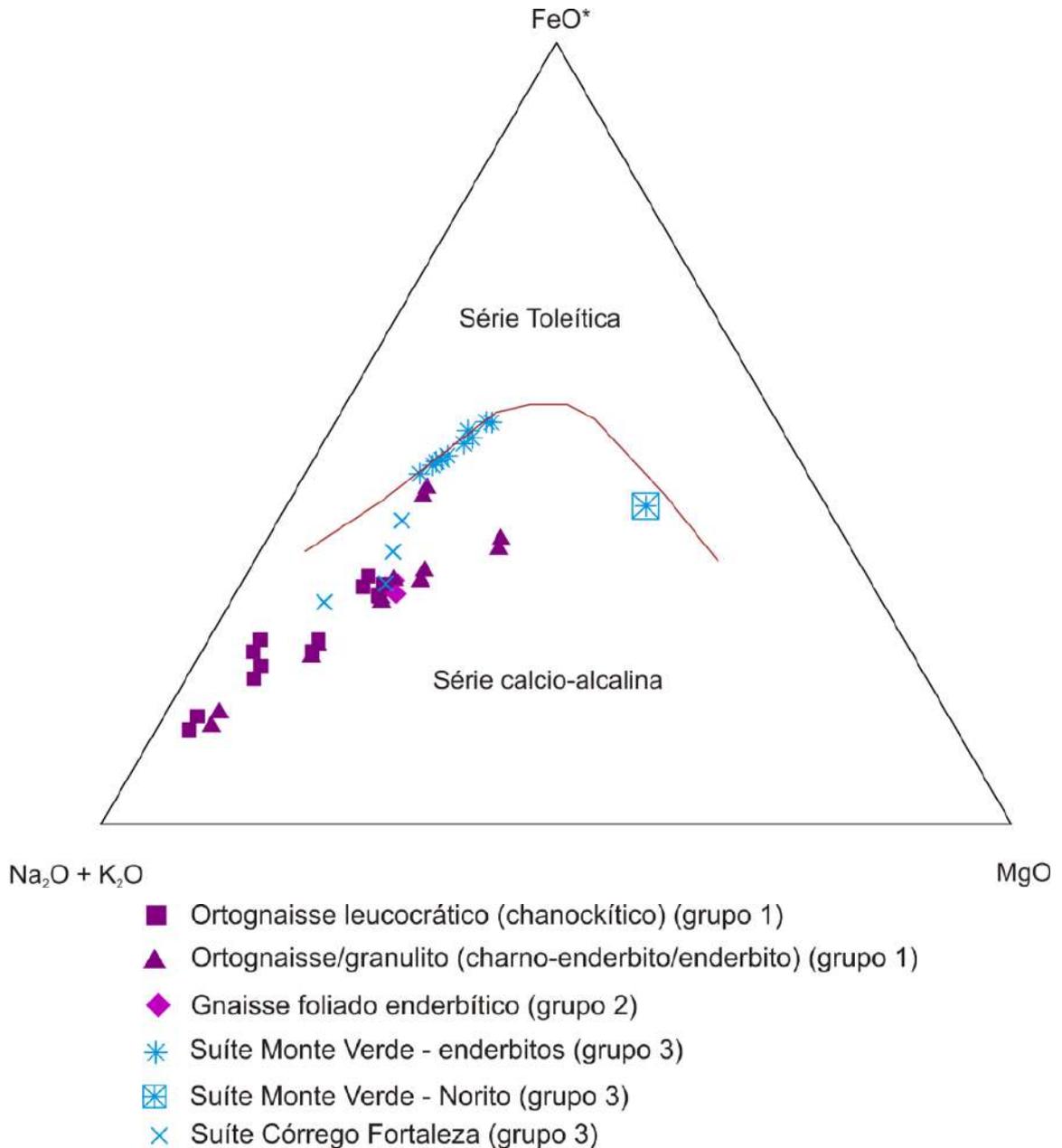
cálcioalcalina de alto K, sendo que a maior parte das amostras leucocráticas possuem afinidade com a Série Shoshonítica. O Gnaiss Foliado Enderbítico (grupo 2) e as rochas da Suíte Córrego Fortaleza (grupo 3) projetam-se no campo da série cálcioalcalina de alto-K, enquanto que as rochas da Suíte Monte Verde são da série cálcioalcalina (grupo 3).

Figura 66 – Diagrama ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus Si_2O , mostrando as projeções das amostras do Complexo Serra da Bolívia



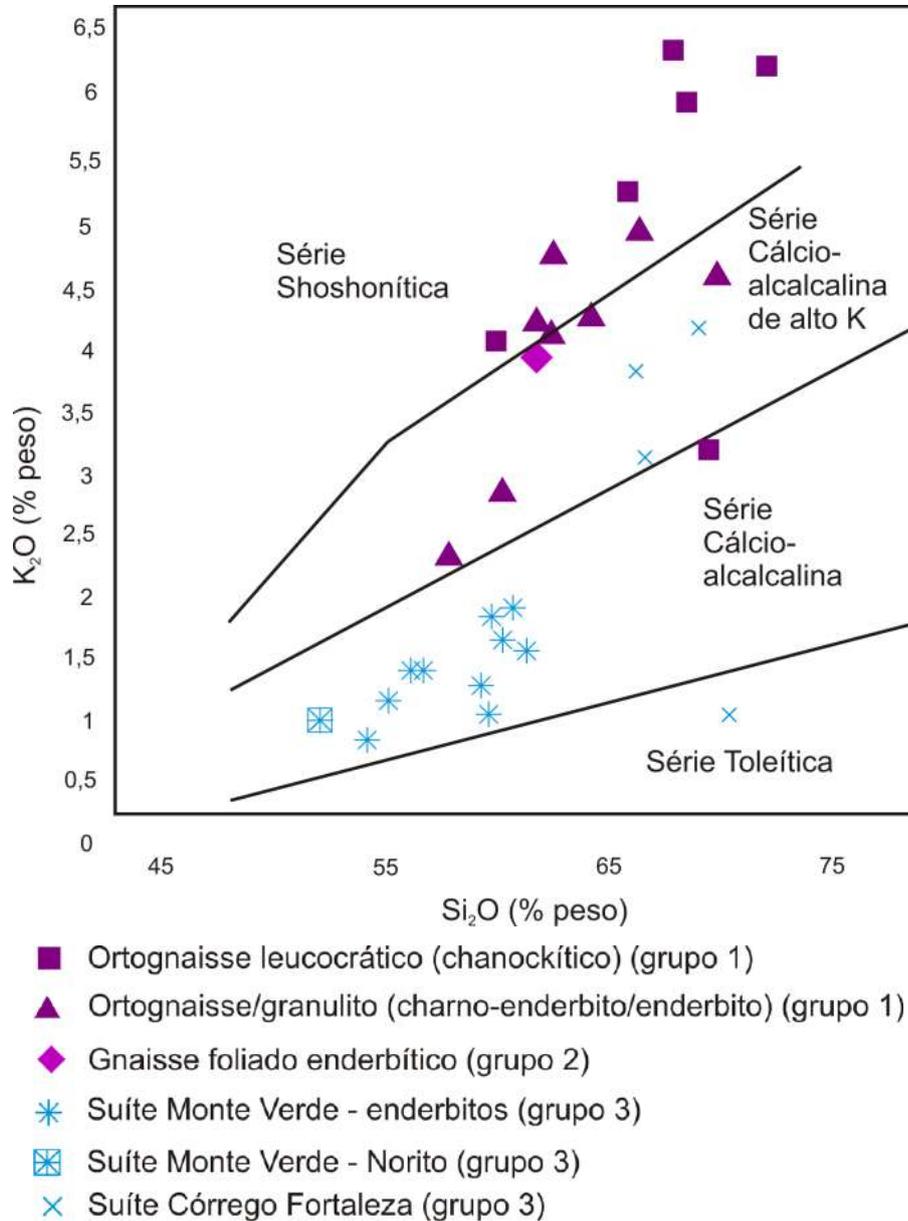
Fonte: IRVINE E BARAGAR, 1971.

Figura 67 – Diagrama AFM (A = Al_2O_3 ; F = $\text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3$; M = MgO), com limite entre os campos toleítico e calcioalcalino definido por Irvine e Baragar (1971). O diagrama mostra as projeções das amostras do Complexo Serra da Bolívia



Fonte: Modificado de IRVINE E BARAGAR, 1971.

Figura 68 - Diagrama SiO_2 vs K_2O definido por Peccerillo e Taylor (1976), indicando a série de cristalização das rochas: toleíticas, calcioalcalinas, calcioalcalinas de alto K e shoshoníticas. O diagrama mostra as projeções das rochas do Complexo Serra da Bolívia

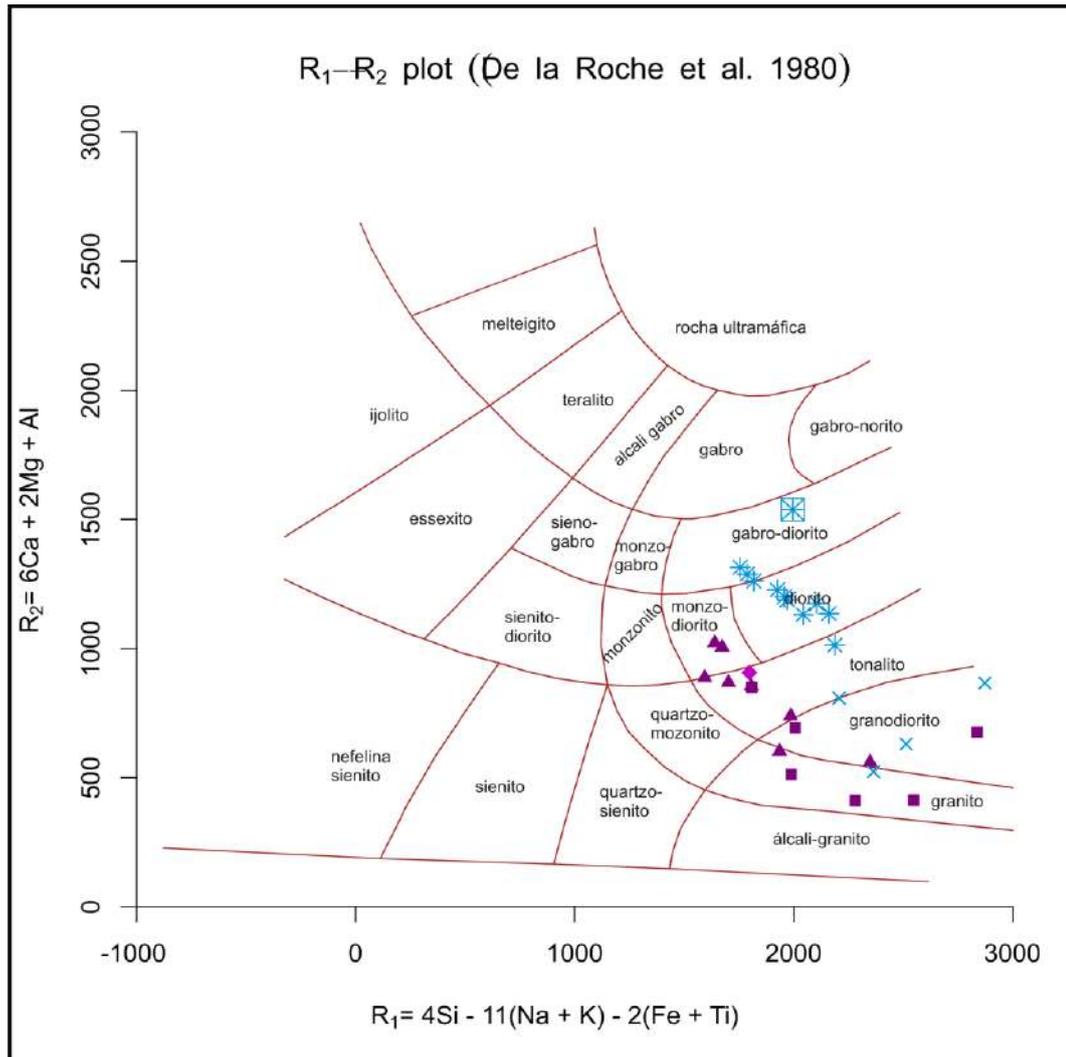


Fonte: PECCERILLO E TAYLOR, 1976.

As rochas do Complexo Serra da Bolívia são diversificadas em termos composicionais. Aplicando-se o diagrama de classificação química de De La Roche (1980) para rochas plutônicas (Figura 69), verifica-se que no grupo dos granitoides gnaissificados/charnockitoides heterogêneos: os termos mais leucocráticos são estritamente de composição granítica a granodiorítica; as rochas mais escuras são graníticas, tonalíticas ou monzo-dioríticas; o gnaisse enderbítico tem composição

tonalítica. As rochas da Suíte Córrego Fortaleza foram classificadas majoritariamente como granodiorito, sendo uma amostra classificada como tonalito. As amostras da Suíte Monte Verde têm suas composições projetadas nos campos do diorito e do gabro diorito.

Figura 69 – Classificação das amostras do Complexo Serra da Bolívia, utilizando os parâmetros R1 e R2 de De La Roche et al. (1980)



- Ortognaisse leucocrático (chanockítico) (grupo 1)
- ▲ Ortognaisse/granulito (charno-enderbitos/enderbitos) (grupo 1)
- ◆ Gnaiss foliado enderbítico (grupo 2)
- * Suíte Monte Verde - enderbitos (grupo 3)
- ⊠ Suíte Monte Verde - Norito (grupo 3)
- × Suíte Córrego Fortaleza (grupo 3)

Fonte: DE LA ROCHE et al. (1980)

No diagrama de saturação em alumina (Figura 70), as análises revelam caráter peraluminoso, margeando o campo metaluminoso para o primeiro grupo de rochas do Complexo Serra da Bolívia, correlacionado às composições que contêm mais K-feldspato do que as demais. Estas amostras mostram, nos cálculos normativos CIPW (tabela 9), coríndon normativo, indicando teores altos de alumínio. Os outros litotipos são metaluminosos, sendo correlacionados às mineralogias que contêm minerais ricos em alumina (biotita e hornblenda), coexistentes com minerais escuros não aluminosos como o ortopiroxênio. Com exceção de duas amostras (granulitos heterogêneos do Grupo 1 que não apresentam saturação em alumínio), os demais litotipos do CSB projetam-se no campo dos granitos tipo I. O gnaisse foliado enderbítico e as rochas da Suíte Monte Verde são metaluminosas, o que é confirmado pela norma CIPW que gerou valor de coríndon igual a zero. Já as rochas da Suíte Córrego Fortaleza ocorrem no tanto no campo metaluminoso quanto no campo peraluminoso; entretanto, todas são granitoides do tipo I.

O índice menor que 1,1, Chappell e White (1974), indicam granitoides do tipo I como, por exemplo, o gnaisse fino enderbítico e os charnockitoides da Suíte Monte Verde e Córrego Fortaleza. O índice superior a 1,1 indica que os granitoides são do tipo S, como no caso de duas amostras pertencentes ao Grupo 1 do CSB (ortognaisses leucocráticos).

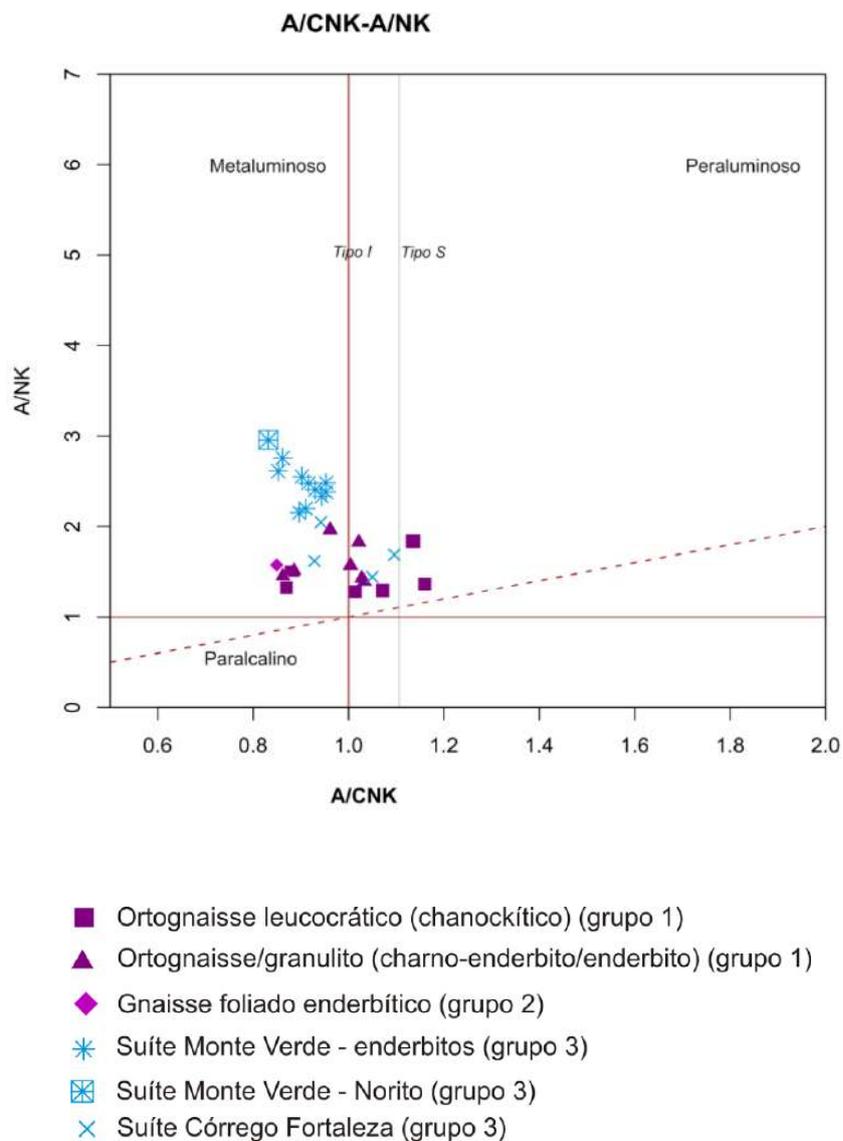
3.3.2 Geoquímica Multielementar dos Granitoides do Complexo Serra da Bolívia

Nos diagramas de variação (tipo Harker) (Figura 71), tendo o teor de SiO₂ como elemento de diferenciação é possível observar, mesmo que haja dispersão de algumas amostras, um *trend* de correlação negativa dos elementos maiores Na₂O, CaO, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, MnO, TiO₂ e P₂O₅, sendo que apenas o K₂O mostra correlação positiva. A análise dos diagramas indica que o conjunto ortoderivado Serra da Bolívia (granulitos heterogêneos e ortognaisses leucocráticos do grupo 1) define *trends* lineares e sem lacunas composicionais significativas. Nos diagramas SiO₂ versus elementos traços, observa-se um *trend* negativo para Sr, Y e Nb.

A análise qualitativa das correlações negativas sugere o fracionamento de plagioclásio, biotita, piroxênio, anfibólio, titanita, apatita, minerais opacos e epidoto. A

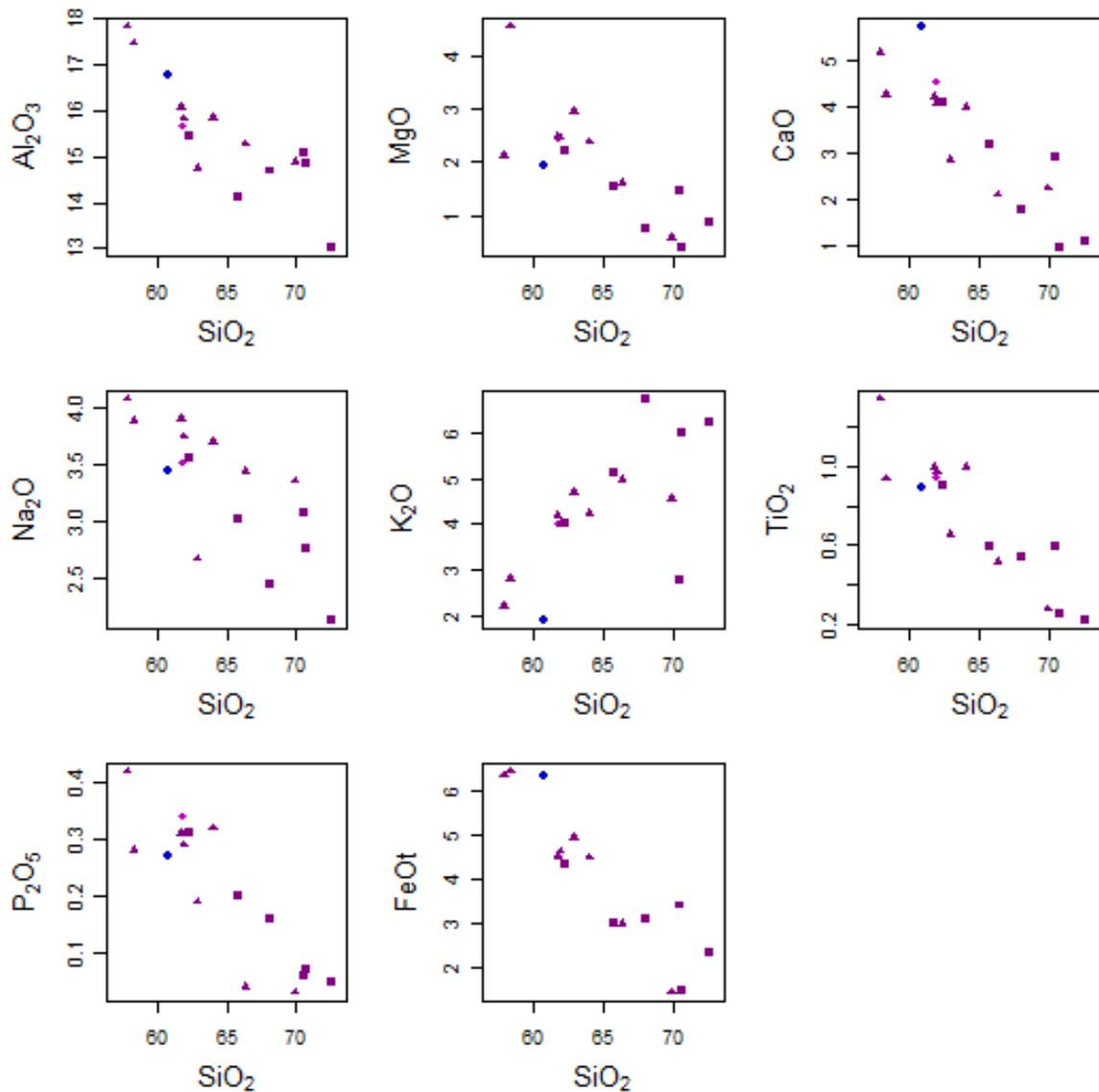
correlação positiva com o K_2O deve-se à ausência de fracionamento de uma fase potássica como, por exemplo, K-feldspato ou biotita. Estas fases acumulam-se, portanto, nos líquidos mais diferenciados, de composições estritamente graníticas, como os leucognaisses do Grupo 1 que possuem maior conteúdo em K-feldspato e apresentam os maiores valores de K_2O , ultrapassando os 6%.

Figura 70 – Diagrama A/CNK versus A/NK. Índice de saturação em alumina de Shand (1943) para as amostras do Complexo Serra da Bolívia. Campos dos granitos tipo I e S de Chappell e White (1974)



Fonte: SHAND, 1943; MANIAR E PICOLLI, 1989.

Figura 71 – Diagramas binários (SiO_2 vs elementos maiores) dos granulitos e ortogneisses do Complexo Serra da Bolívia



- Ortogneisse leucocrático (chanockítico) (grupo 1)
- ▲ Ortogneisse/granulito (charno-enderbito/enderbito) (grupo 1)
- ◆ Gnaisse foliado enderbítico (grupo 2)

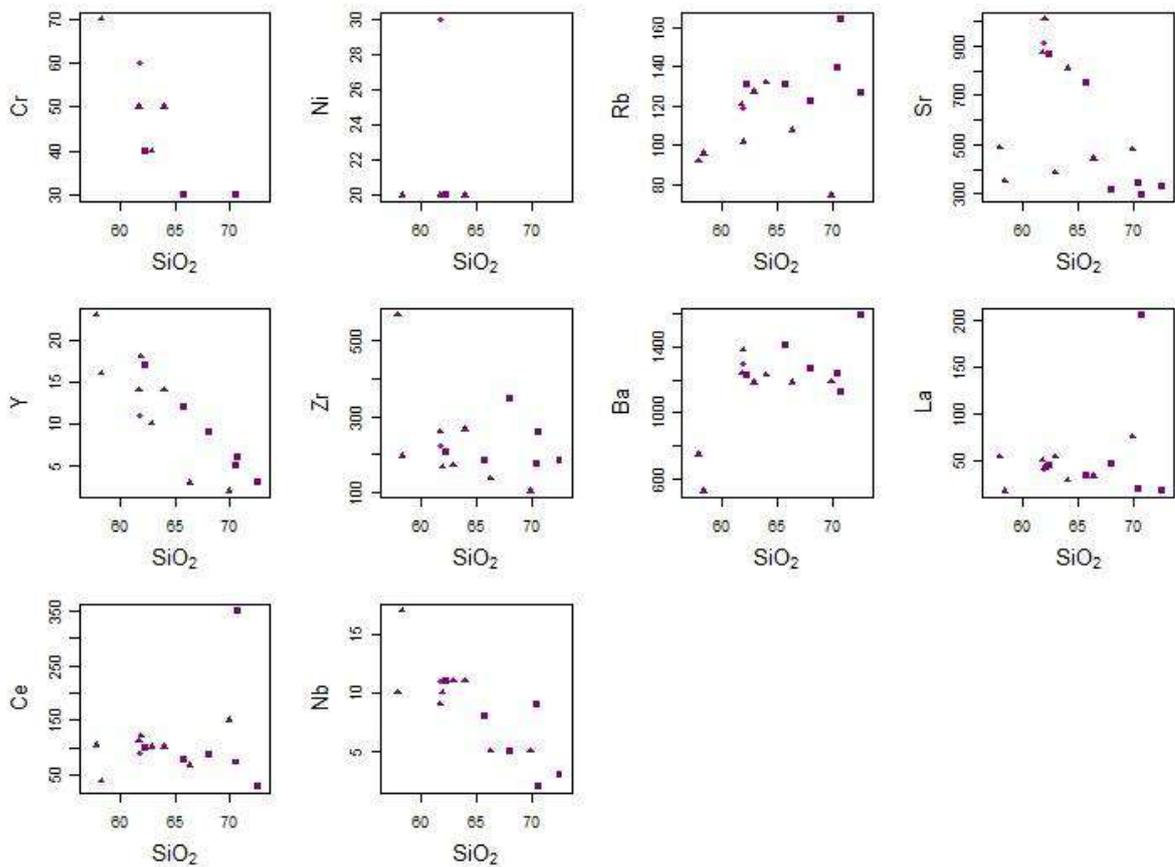
Fonte: HARKER, 1909.

Ao analisar os diagramas de variação para elementos traços dos ortogneisses e granulitos do Complexo Serra da Bolívia (tendo SiO_2 como o elemento de diferenciação) (Figura 72), observa-se também discretas correlações negativas de elementos traços como em Cr, Sr e Nb, em relação à sílica, assim como uma

correlação positiva em Rb, embora haja uma considerável dispersão na maioria dos diagramas.

Os granulitos e ortognaisses leucocráticos (Grupo 1 do CSB) são caracterizados pelas seguintes razões de elementos incompatíveis: K/Rb (166,6 – 504,7); K/Ba (18,77 – 44,33); Zr/Hf (37,17 – 52); La/Y (13,09 – 410); Zr/Nb (11,5 – 128,5); Zr/Y (9,27 – 52,5); e Sr/Ba (0,21 – 0,73). A média dos valores da razão K/Rb é de 314,12.

Figura 72 – Diagramas binários (SiO_2 vs elementos traços e ETR) dos granulitos e ortognaisses do Complexo Serra da Bolívia



- Ortognaisse leucocrático (chanockítico) (grupo 1)
- ▲ Ortognaisse/granulito (charno-enderbitico/enderbitico) (grupo 1)
- ◆ Gnaiss foliado enderbítico (grupo 2)

Fonte: HARKER, 1909.

Os litotipos da Suíte Monte Verde e da Suíte Córrego Fortaleza foram analisados separadamente para que se pudesse observar uma melhor relação entre as duas Suítes. Assim como visto nos demais ortognaisses do CSB, foram utilizados

os diagramas de variação (tipo Harker) tanto para elementos maiores, quanto para elementos traços, ambos tendo como fator de diferenciação o teor de SiO₂.

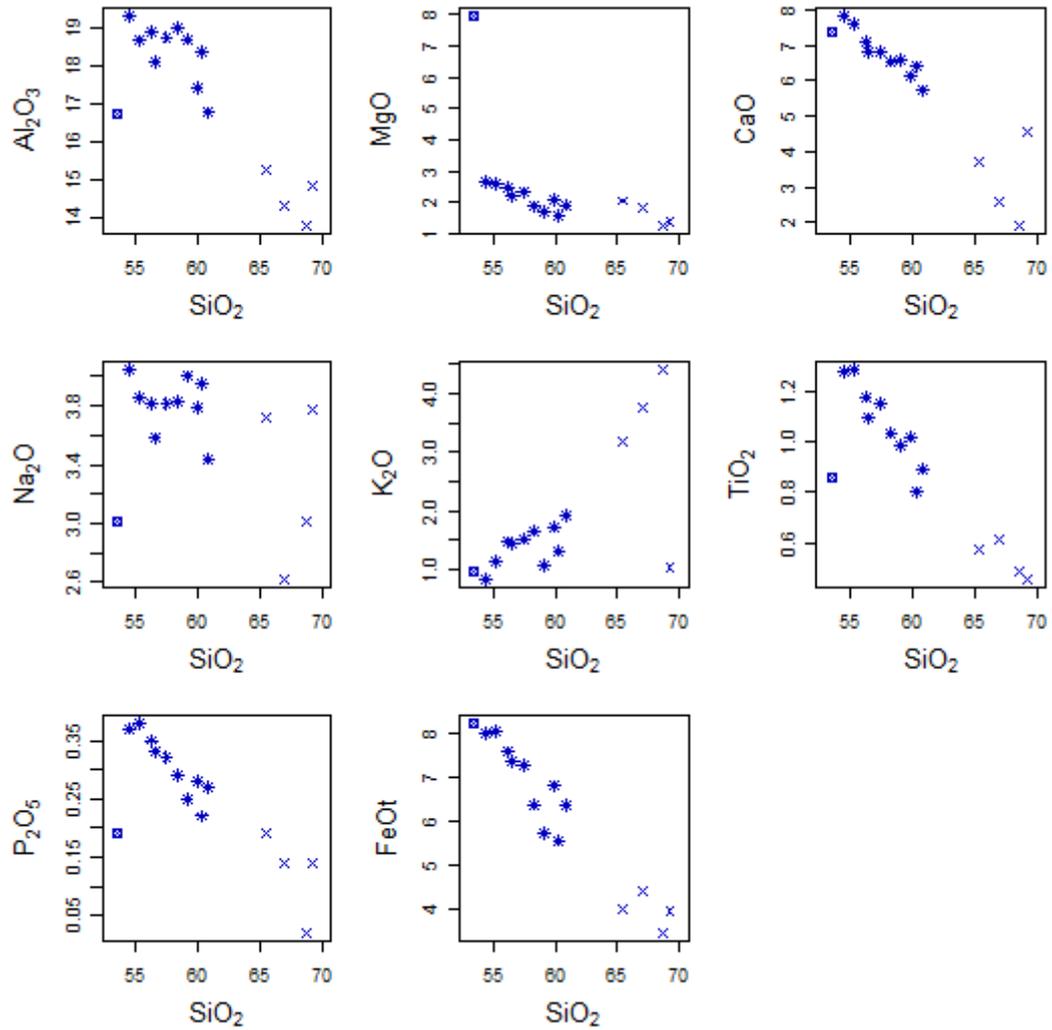
Nos diagramas de variação das figuras 73 e 74, nota-se que há um *gap* composicional significativo, indicando que as Suítes Monte Verde e Córrego Fortaleza seguem linhas de diferenciação distintas, não havendo uma relação genética entre si. Além disso, a amostra JP-CD-03 (classificada como norito) projeta-se, aparentemente, fora do *trend* constituído pelas amostras da Suíte Monte Verde, sugerindo que não há uma cogeneticidade.

Os charnockitoides da Suíte Córrego Fortaleza são caracterizados pelas seguintes razões de elementos incompatíveis: K/Rb (189,31 – 539,56); K/Ba (14,53 – 32,57); Zr/Hf (37,31 – 43,5); La/Y (10,89 – 61,17); Zr/Nb (9,82 – 44,75); Zr/Y (5,78 – 50); e Sr/Ba (0,279 - 0,718). A média dos valores da razão K/Rb é de 311,3.

Os charnockitoides da Suíte Monte Verde são caracterizados pelas seguintes razões de elementos incompatíveis: K/Rb (211,18 – 529,98); K/Ba (3,14 – 16,98); Zr/Hf (43,96 – 48,82); La/Y (13 – 24,77); Zr/Nb (13,4 – 45,22); Zr/Y (7,44 – 32,15); e Sr/Ba (0,258 - 1,37). A média dos valores da razão K/Rb é de 408,59.

Os dados analíticos dos elementos terras raras (ETR) foram normalizados pelos valores do condrito de Nakamura (1974) para os distintos conjuntos de rochas do CSB: granulitos (grupo 1); leucognaisses (grupo 1) e ortognaise foliado enderbítico do grupo 2; charnockitoides da Suíte Monte Verde (grupo 3) e; charnockitoides da Suíte Córrego Fortaleza (grupo 3). De modo geral, o CSB mostra padrões diferenciados nos elementos terras raras leves e não diferenciados nos elementos terras raras pesados. As rochas do conjunto 1 (granulitos heterogêneos e ortognaisses leucocráticos) caracterizam-se por um fracionamento relevante de (La/Yb), com enriquecimento de ETR leves em 80 a 120 vezes, para os termos mais leucocráticos, e de 80 a 300 vezes para as rochas de composição granodiorítica e tonalítica.

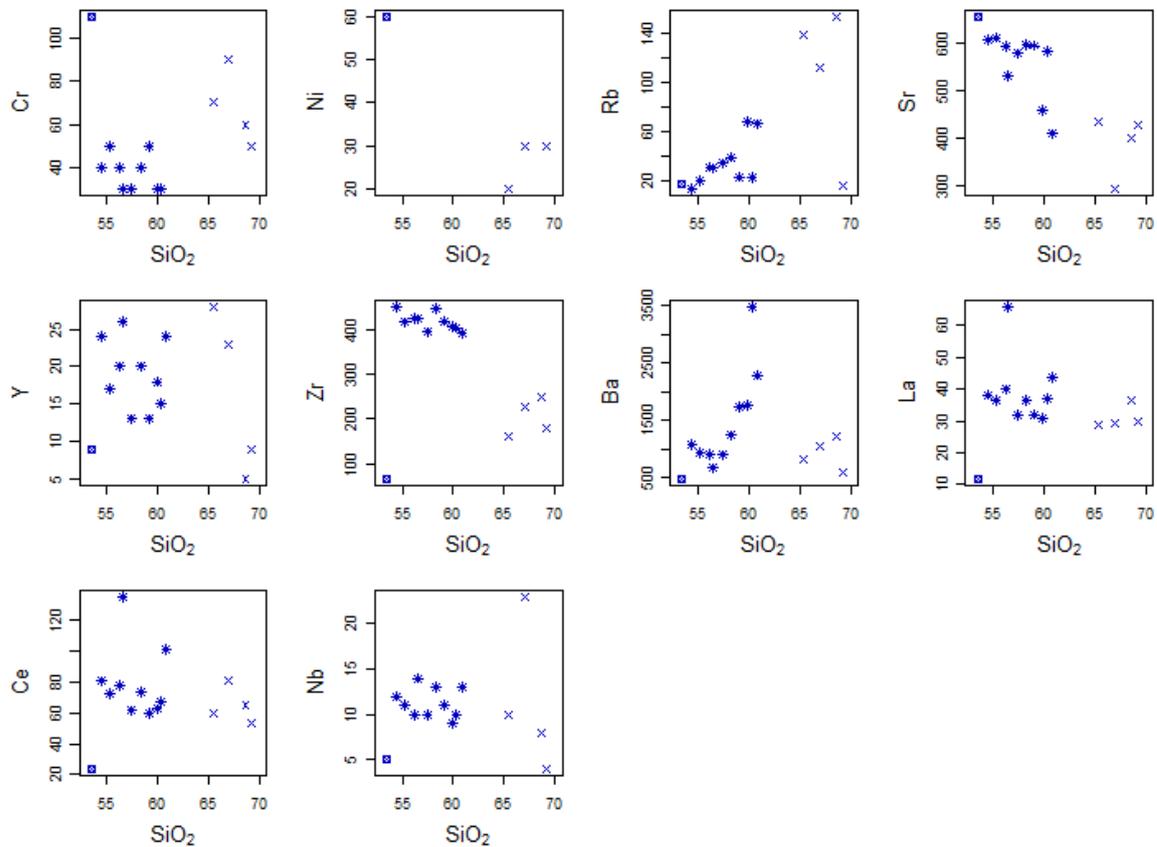
Figura 73 – Diagramas binários (SiO_2 vs elementos maiores) da Suíte Monte Verde e da Suíte Córrego Fortaleza do Complexo Serra da Bolívia



- * Suíte Monte Verde - enderbitos (grupo 3)
- ☒ Suíte Monte Verde - Norito (grupo 3)
- × Suíte Córrego Fortaleza (grupo 3)

Fonte: HARKER, 1909.

Figura 74 – Diagramas binários (SiO_2 vs elementos traços e ETR) da Suíte Monte Verde da Suíte Córrego Fortaleza do Complexo Serra da Bolívia



- * Suíte Monte Verde - enderbitos (grupo 3)
- ⊠ Suíte Monte Verde - Norito (grupo 3)
- x Suíte Córrego Fortaleza (grupo 3)

Fonte: HARKER, 1909.

Para os granulitos/ortognaisses do grupo (1) (Figura 75) do CSB, há um enriquecimento moderado a acentuado de elementos terras raras leves (ETRL) $[(\text{La}/\text{Yb})_N = 8,75 \text{ a } 58,34]$. Apresentam anomalias negativas significativas de $[(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N]$, como nas amostras BJ-RM-18D (0,69) e BJ-RM-21C (0,65), e valores com discreta anomalia negativa, como na amostra BJ-RM-18A (0,92). Os granulitos/ortognaisses do CSB também apresentam valores com discreta anomalia positiva de $[(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N]$, como na amostra IV-RM-04B (1,35), e valores acentuadamente positivos, como nas amostras IV-RM-05D (2,73) e JI-VIII-27A (2,01).

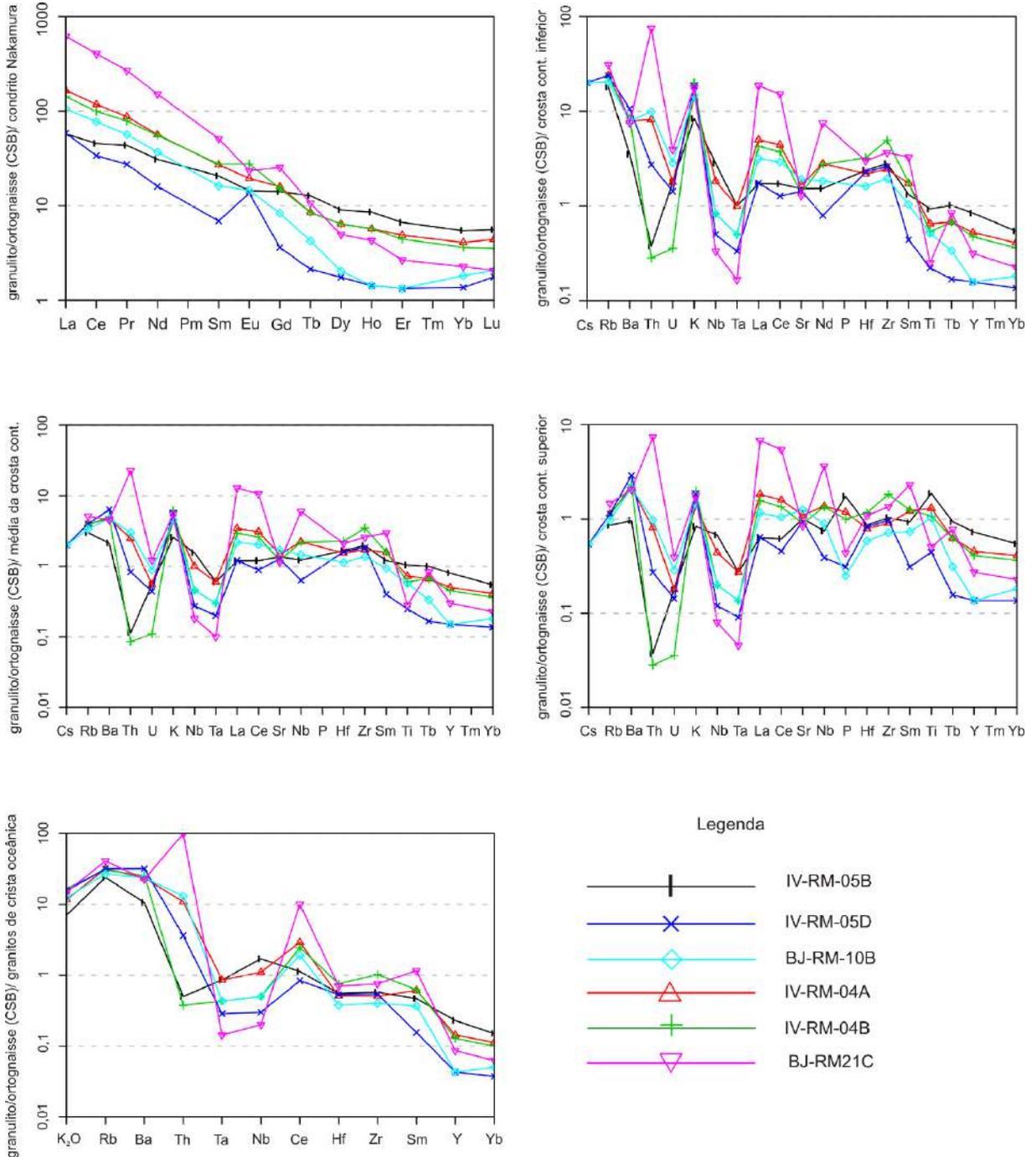
Para a amostra BJ-RM-12B (grupo 2 do CSB), há um enriquecimento considerável de ETRL $[(La/Yb)_N = 25,35]$ e anomalia negativa em Eu $[(Eu/Eu^*)_N = 0,89]$.

De acordo com Wedepohl (1991), as rochas da crosta superior teriam anomalias positivas em Eu e as negativas seriam condizentes com crosta inferior. A não diferenciação nos elementos terras raras pesados (ETRP) pode estar relacionada com fracionamento de minerais como o piroxênio e anfibólio.

Os granulitos/ortognaisses graníticos e granodioríticos (grupo 1) (Figura 75), os granulitos/ortognaisses tonalíticos do grupo (1) e o ortognaisse foliado enderbítico (grupo 2) (Figura 76), todos do CSB, foram normalizados para crosta continental inferior (TAYLOR E MCLENNAN, 1995), média da crosta continental (TAYLOR E MCLENNAN, 1995), crosta continental superior (TAYLOR E MCLENNAN, 1995) e granitoides de crista oceânica (PEARCE et al. 1984) (Figura 75). Pode-se observar que todos os granulitos/ortognaisses do CSB apresentam padrões compatíveis com a Crosta Superior e média da crosta, pois os elementos sofrem menores variações/diferenciações, apresentando maiores regularidades na escala, próximo a 1. Nos diagramas de normalização para a crosta inferior, crosta superior e média da crosta em todos os litotipos dos grupos 1 e 2 do CSB (Figuras 75 e 76), há anomalias negativas significativas em Th, U e Ta. Algumas amostras apresentam anomalias negativas significativas em Ti (BJ-RM-10G, GU-XIV-31A e BJ-RM-12B) ou Sr (JI-VIII-33B e BJ-RM-21C). Também ocorrem anomalias negativas em Nb e anomalias positivas em Ba, K, La e Sr. Normalmente as anomalias negativas em Nb-Ta são associadas à fusão de crosta superior. Entretanto, anomalias negativas em Nb podem indicar contaminação crustal. Na normalização para granitoides de crista oceânica, ocorre diferenciação de até 10 vezes para os elementos incompatíveis, com anomalias positivas em Ce e Sm.

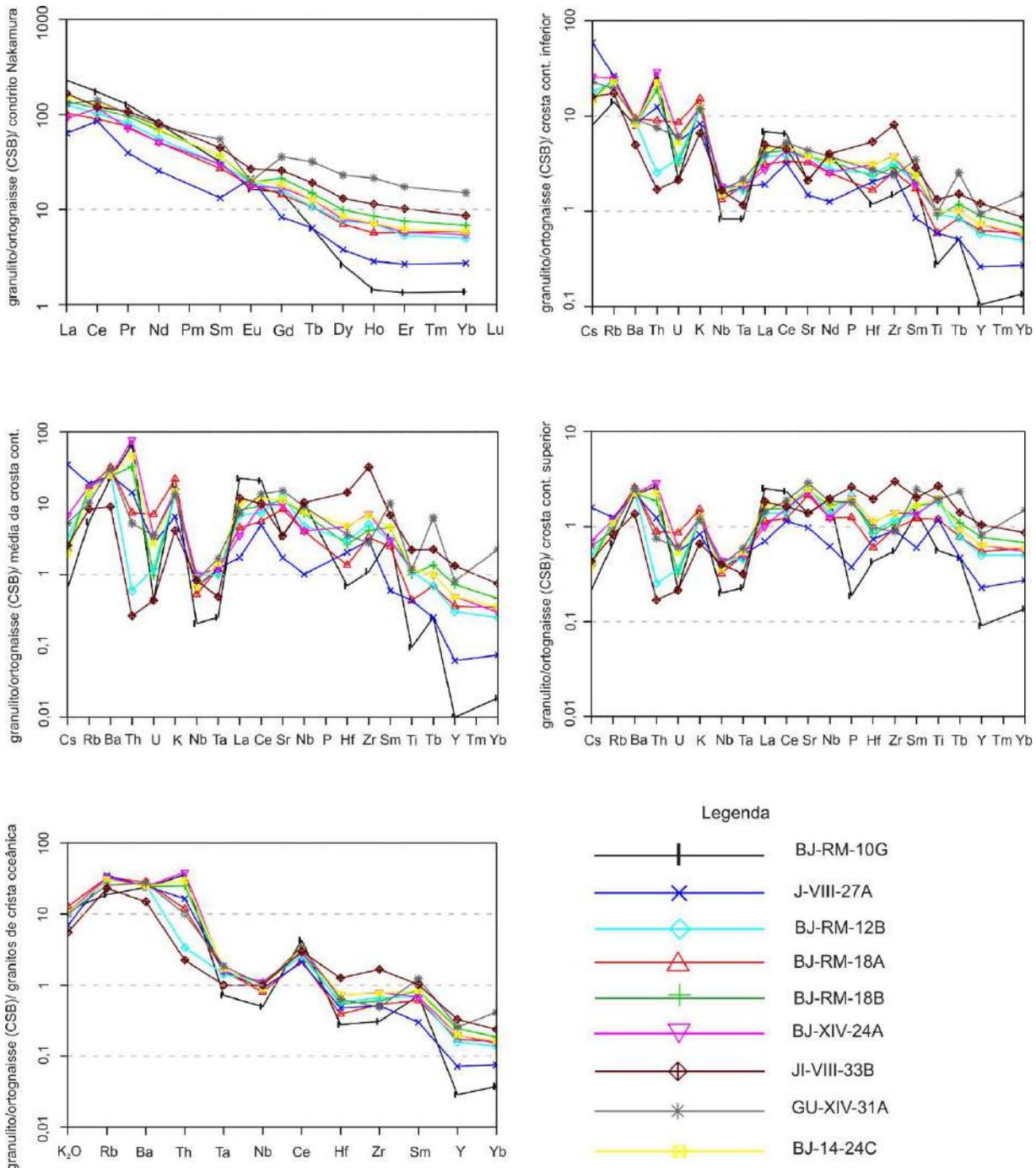
As rochas da Suíte Monte Verde e da Suíte Córrego Fortaleza apresentam um fracionamento relevante de (La/Yb) , com enriquecimento de ETR leves, no diagrama normalizado para o condrito: é na ordem de 100 a 200 vezes nos elementos mais incompatíveis, para os charnockitos da Suíte Monte Verde e é menos diferenciado para o norito (amostra JP-CD-03). Na Suíte Monte Verde, a diferenciação dos ETR para o condrito varia na ordem de 100 vezes para os elementos mais incompatíveis. As amostras da Suíte Monte Verde apresentam significativas anomalias positivas em Eu, com exceção da amostra JP-CD-16D, que não apresenta nenhuma anomalia.

Figura 75 – Padrão de ETR para os granulitos/ortogneisses (graníticos a granodioríticos) – grupo 1 (Complexo Serra da Bolívia), normalizados ao condrito de Nakamura (1974), crosta continental inferior, média da crosta continental e crosta continental superior (TAYLOR & MCLENNAN, 1995) e granitos de crista oceânica (PEARCE et al. 1984)



Fonte: NAKAMURA, 1974; TAYLOR E MCLENNAN, 1995; PEACE et al. (1984).

Figura 76 – Padrão de ETR para os granulitos/ortognaisses (tonalíticos) – grupo 1 (Complexo Serra da Bolívia), normalizadas ao condrito de Nakamura (1974), crosta continental inferior, média da crosta continental e crosta continental superior (TAYLOR & MCLENNAN,1995) e granitos de crista oceânica (PEARCE et al. 1984)



Fonte: NAKAMURA, 1974; TAYLOR E MCLENNAN, 1995; PEACE et al. (1984).

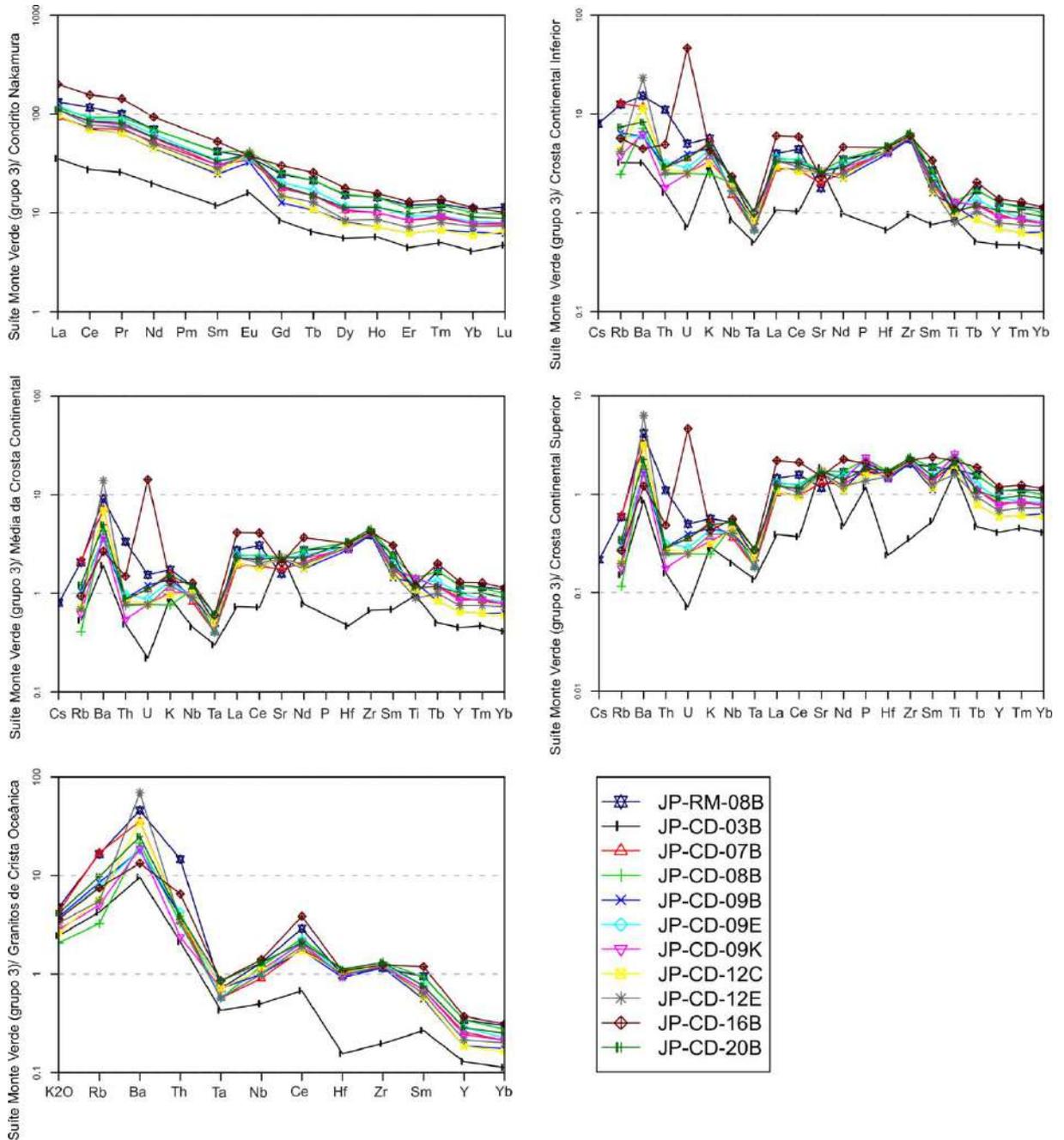
Os charnockitoides da Suíte Monte Verde (Figura 77) apresentam enriquecimento fraco a moderado nos elementos terras raras leves (ETRL) $[(La/Yb)_N = 11,62 - 16,53]$ e anomalias de Eu moderadamente a fortemente positivas $[(Eu/Eu^*)_N = 1,33 - 2,07]$. Apenas a amostra JP-CD-16B apresenta anomalia negativa de Eu discreta $[(Eu/Eu^*)_N = 0,95]$. O norito da Suíte Monte Verde (amostra JP-CD-03B) é fracamente diferenciado em ETRL $[(La/Yb)_N = 0,869]$ e com anomalia positiva em Eu $[(Eu/Eu^*)_N = 1,61]$. Os charnockitoides da Suíte Córrego Fortaleza (Figura 85) caracterizam-se pelo enriquecimento fraco a moderado de ETRL $[(La/Yb)_N = 7,28 - 22,21]$, sendo que a amostra JP-CD-02E destoa, com valor elevado (40,90). As anomalias em Eu para os charnockitoides da Suíte Córrego Fortaleza são fracamente a acentuadamente positivas $[(Eu/Eu^*)_N = 1,01 - 1,67]$; entretanto, a amostra JP-CD-02B apresenta anomalia negativa (0,75).

Nos gráficos normalizados para a crosta, observa-se que as amostras da Suíte Monte Verde (Figura 77) e da Suíte Córrego Fortaleza (Figura 78) são compatíveis com a crosta continental superior e média da crosta continental, pois os gráficos tendem a ser mais lineares - valores próximos a 1. No geral, as amostras da Suíte Monte Verde apresentam anomalias negativas em Ta e Sr. A amostra JP-CD-03 (norito) possui um padrão diferente das demais amostras com anomalias negativas acentuadas em U e anomalias positivas em Sr. A amostra JP-CD-16D apresenta fortes anomalias positivas em U. Na Suíte Córrego Fortaleza observa-se, nos gráficos normalizados para a crosta continental inferior e média da crosta continental, anomalias negativas em U, Ta, Nb e Ti e anomalias positivas em K e Rb (também observadas no diagrama normalizado para crosta continental superior).

No diagrama normalizado para granitos de crista oceânica, observa-se uma diferenciação nos elementos incompatíveis.

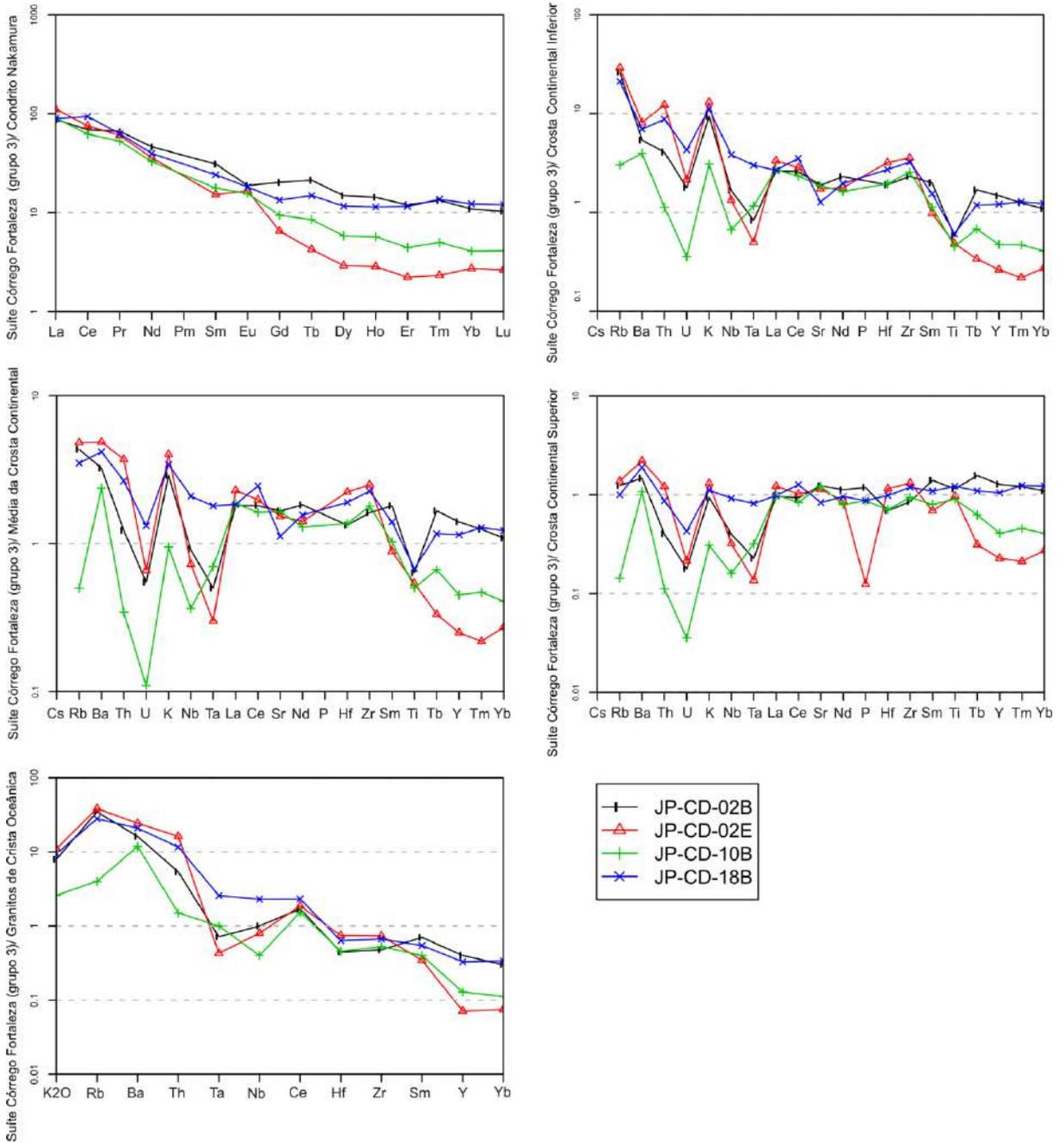
Para todos os litotipos dos conjuntos litológico do Complexo Serra da Bolívia – Grupo (1) subdivido em rochas de composição granítica/granodiorítica e rochas de composição tonalítica; Grupo (2): Ortognaisse Foliado Fino; e Grupo (3): Charnockitos da Suíte Monte Verde e da Suíte Córrego Fortaleza – foi montado um quadro comparativo (Quadro 3) dos dados de enriquecimento nos elementos terras raras leves (ETRL) $[(La/Yb)_N]$ e anomalias de Eu a partir da razão $[(Eu/Eu^*)_N]$.

Figura 77 – Padrão de ETR para os charnockitos – Grupo da Suíte Monte Verde (Complexo Serra da Bolívia) - normalizados ao condrito de Nakamura (1974), crosta continental inferior, média da crosta continental e crosta continental superior (TAYLOR & MCLENNAN, 1995) e granitos de crista oceânica (PEARCE et al. 1984)



Fonte: NAKAMURA, 1974; TAYLOR E MCLENNAN, 1995; PEACE et al. (1984).

Figura 78 – Padrão de ETR para os charnockitos – Grupo da Suíte Córrego Fortaleza (Complexo Serra da Bolívia) - normalizados ao condrito de Nakamura (1974), crosta continental inferior, média da crosta continental e crosta continental superior (TAYLOR & MCLENNAN, 1995) e granitos de crista oceânica (PEARCE et al. 1984)



Fonte: NAKAMURA, 1974; TAYLOR E MCLENNAN, 1995; PEACE et al. (1984).

Quadro 3 - Tabela comparativa das razões $[(La/Yb)_N]$ e $[(Eu/Eu^*)_N]$ dos grupos 1, 2 e 3 do CSB

	Grupo 1		Grupo 2	Grupo 3	
Razões	Granulitos e ortognaisses (granito e granodiorito)	Granulitos e Ortognaisses (Tonalítico)	Ortognaisse Foliado Fino	Charnockito da Suíte Monte Verde	Charnockito da Suíte Córrego Fortaleza
$[(La/Yb)_N]$	Moderado a Acentuado (17,59 – 43,02)	Fraco a acentuado (8,75 – 58,34)	Acentuado (25,35)	Fraco a moderado (11,62 – 16,53)	Fraco a moderado (7,28 – 22,21)
$[(Eu/Eu^*)_N]$	Anomalia positiva discreta a acentuada (1,35 – 2,73)	Anomalias negativas discretas a acentuadas (0,44 – 0,94). Uma amostra (BJ-RM-10B) com anomalia positiva discreta (1,25)	Anomalia Negativa (0,89)	Anomalia moderada a fortemente acentuada (1,33 – 2,07). Uma amostra (JP-CD-16B) com anomalia negativa discreta (0,25)	Anomalia fraca a moderadamente acentuada (1,01 – 1,67). Uma amostra (JP-CD-02B) com anomalia negativa (0,75)

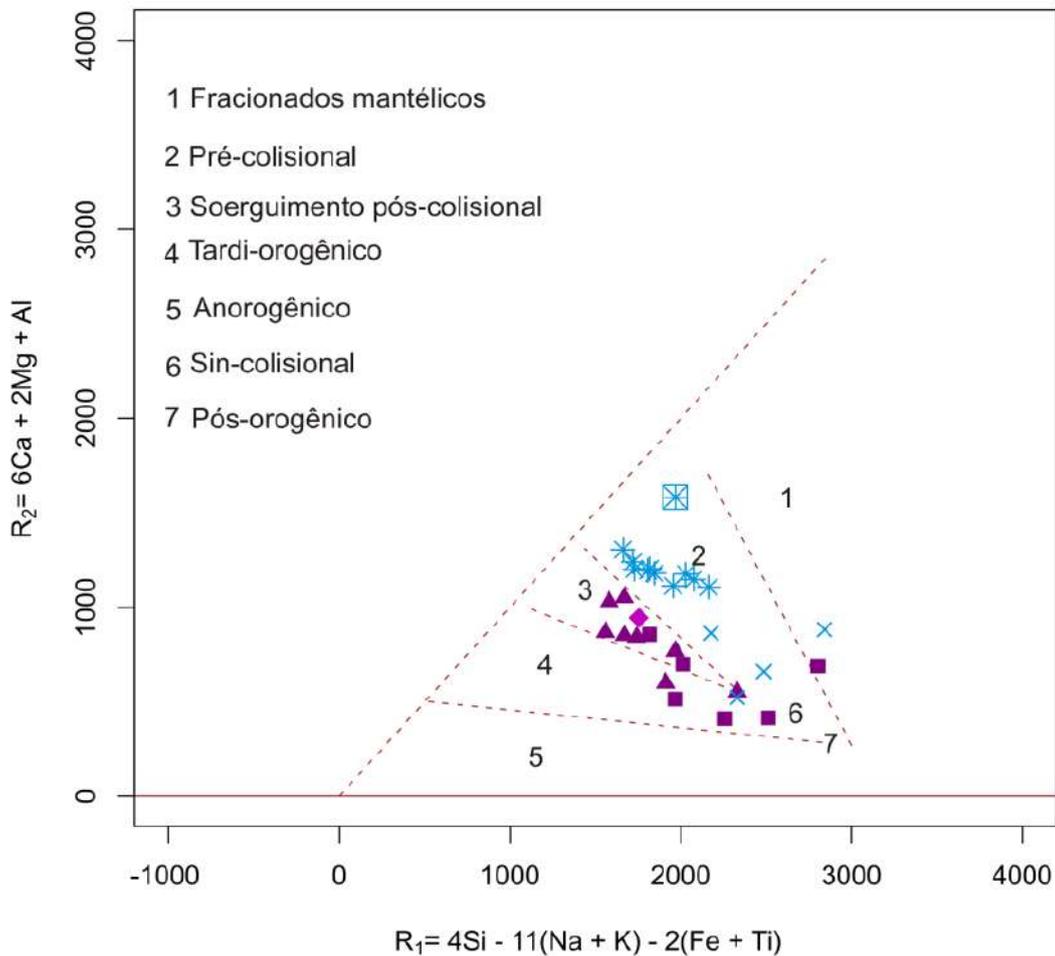
Fonte: O autor, 2015.

3.3.3 Ambientes Tectônicos dos Granitoides do Complexo Serra da Bolívia

Os parâmetros para os elementos maiores (R1 e R2) representados no diagrama binário de Batchelor & Bowden (1985) (Figura 79) indica que os granulitos heterogêneos e ortognaisses leucocráticos (grupo 1) projetam-se nos campos dos

granitóides pós a tardi-colisionais; o gnaiss foliado enderbítico projeta-se no campo pós-colisional. As rochas da Suíte Monte Verde estão situadas no campo das rochas pré-colisionais, enquanto que as rochas da Suíte Córrego Fortaleza situam-se entre o campo pré-colisional a sin-colisional.

Figura 79 – Diagrama de ambientação tectônica de Batchelor & Bowden (1985) (R_1 x R_2) de ambiente tectônico das amostras do Complexo Serra da Bolívia

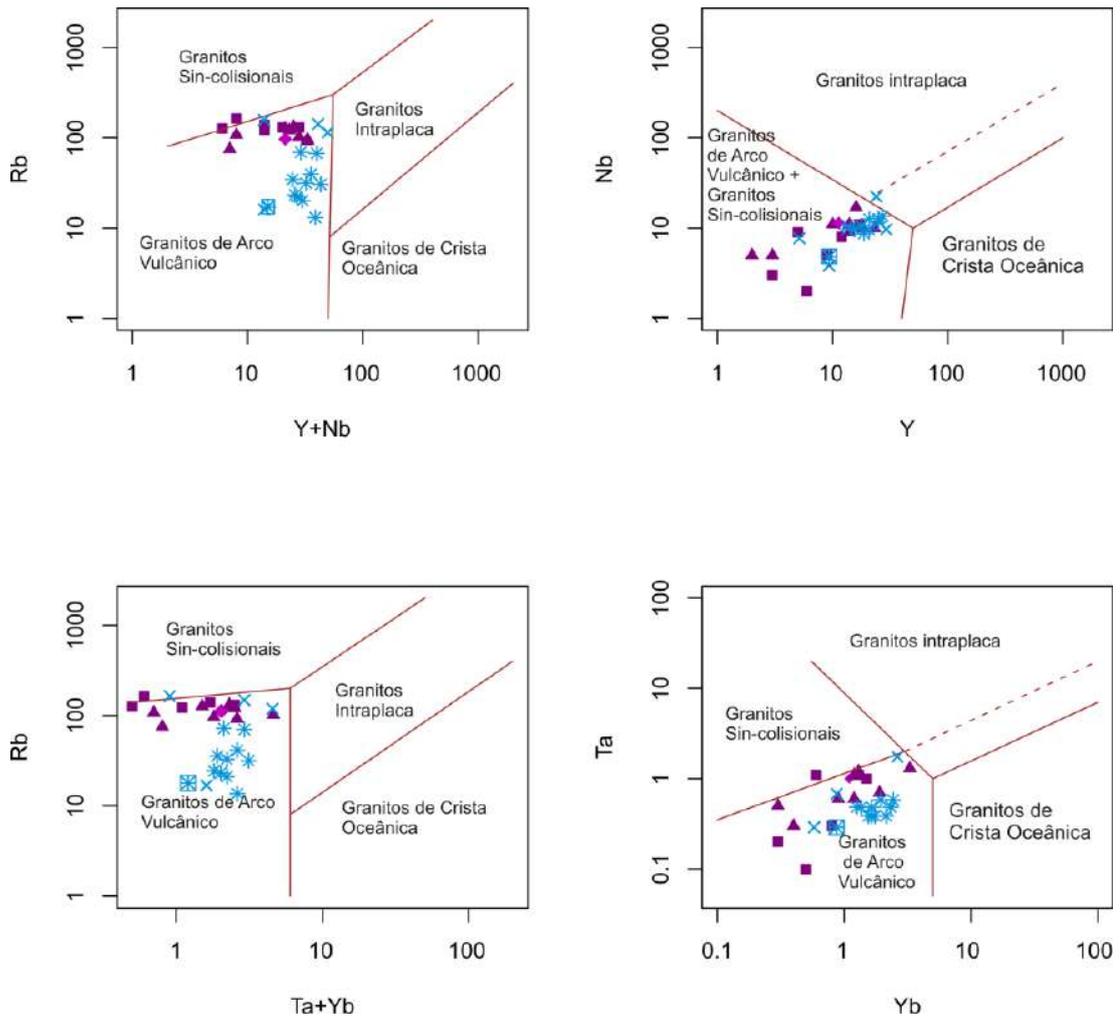


- Ortognaiss leucocrático (chanockítico) (grupo 1)
- ▲ Ortognaiss/granulito (charno-enderbito/enderbito) (grupo 1)
- ◆ Gnaiss foliado enderbítico (grupo 2)
- * Suíte Monte Verde - enderbitos (grupo 3)
- ⊠ Suíte Monte Verde - Norito (grupo 3)
- × Suíte Córrego Fortaleza (grupo 3)

Fonte: BATCHELOR E BOWDEN, 1985.

Os diagramas geoquímicos para ambiente geotectônico de Pearce et al. (1984) (Figura 80) mostram que praticamente todos os litotipos analisados do Complexo Serra da Bolívia são compatíveis com os granitóides de arco vulcânico.

Figura 80 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico: Rb versus Y+Nd, Nd versus Y, Rb versus Ta+Yb e Ta versus Yb (PEARCE et al. 1984) para as amostras do Complexo Serra da Bolívia



- Ortognaisse leucocrático (chanockítico) (grupo 1)
- ▲ Ortognaisse/granulito (charno-enderbito/enderbito) (grupo 1)
- ◆ Gnaisse foliado enderbítico (grupo 2)
- * Suíte Monte Verde - enderbitos (grupo 3)
- ⊠ Suíte Monte Verde - Norito (grupo 3)
- × Suíte Córrego Fortaleza (grupo 3)

Fonte: PEARCE et al. (1984).

No entanto, a partir de uma análise mais detalhada, verifica-se a presença dois trends no diagrama: um relacionado aos granulitos e gnaisses dos Grupos 1 e 2 e outro às rochas das Suítes Monte Verde e Córrego Fortaleza. Verifica-se, principalmente no primeiro e terceiro diagramas (Rb vs Ta+Nb e Rb vs Y+Nb), que a separação desses dois *trends* faz com que as amostras dos Grupos 1, 2 e da Suíte Córrego Fortaleza (parte do Grupo 3) aproximem-se do campo dos granitos sin-colisionais, enquanto que as amostras da Suíte Monte Verde concentrem-se francamente no campo dos granitos pré-colisionais.

3.4 Granitoides da Suíte São João do Paraíso

3.4.1 Discriminação de Séries, Suítes e Classificação dos Granitoides da Suíte São João do Paraíso

As rochas da Suíte São João do Paraíso são predominantemente ácidas (66,02 a 85,51 de SiO₂) e, menos frequentemente, intermediárias (59,68 a 61,7% de SiO₂). A porcentagem em peso para o Na₂O varia de 0,75 a 5,1% e, para o MnO, é < 0,1%. Em relação ao K₂O, a porcentagem em peso varia consideravelmente (1,54 a 4,8%), da mesma maneira ocorrendo para o CaO (0,5 a 4,26 % em peso). Para o P₂O₅, as amostras tem concentrações variando de 0,02 a 0,62% em peso, que pode ser considerada alta.

De acordo com os cálculos normativos CIPW (Tabela 9), as amostras da SSJP são supersaturadas em sílica, com quartzo e hiperstênio normativos. Com exceção da amostra JP-RM-01A, todas as demais possuem coríndon normativo, o que, nesse caso, é reflexo da presença de feldspato ou minerais aluminosos, como granada e sillimanita.

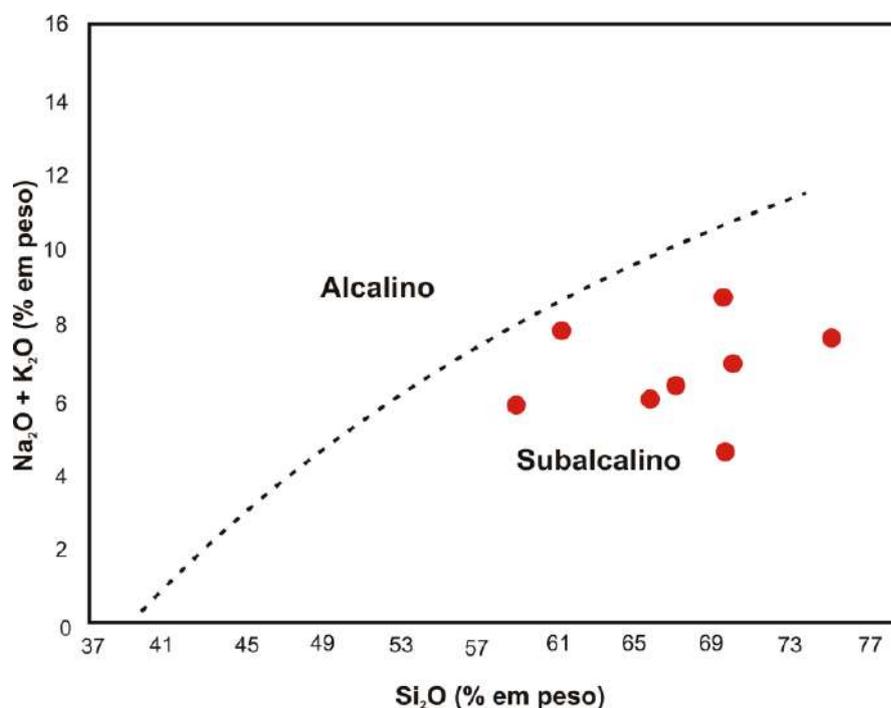
Tabela 9: Tabela dos cálculos normativos CIPW das amostras da SSJP. Qtz: quartzo; C: coríndon; Or: ortoclásio; Ab: albita; An: anortita; Di: diopsídio; Hy: hiperstênio; Ilm: ilmenita; Hem: hematita; Tn: titanita; Rt: rutilo; Ap: apatita

amostras	Qtz	C	Or	Ab	An	Hy	Ilm	Hem	Tn	Rt	Ap	Total
JP-RM-01B	15,615	0,000	27,480	27,501	14,080	4,434	0,186	5,970	2,117	0,328	1,469	99,179
JP-RM-07D	36,011	2,173	23,107	32,916	4,026	0,249	0,028	0,540	0,000	0,023	0,213	99,286
BJ-RM-13A	19,613	2,168	18,497	24,877	17,947	5,405	0,128	7,020	0,000	1,038	1,066	97,760
BJ-RM-15A	32,832	4,962	23,461	17,516	7,846	4,284	0,210	6,370	0,000	0,783	0,213	98,477
BJ-RM-16A	30,899	1,456	28,367	21,324	9,776	2,740	0,171	3,630	0,000	0,339	0,071	98,772
BJ-RM-17A	29,416	2,179	16,311	28,516	13,505	2,566	0,148	3,000	0,000	0,407	1,255	97,303
BJ-RM-19A	23,367	0,773	19,857	43,155	8,486	0,573	0,028	1,360	0,000	0,092	0,071	97,762
BJ-RM-22A	46,683	6,579	21,452	6,346	2,368	5,729	0,451	8,170	0,000	0,529	0,095	98,402

Fonte: O autor, 2015.

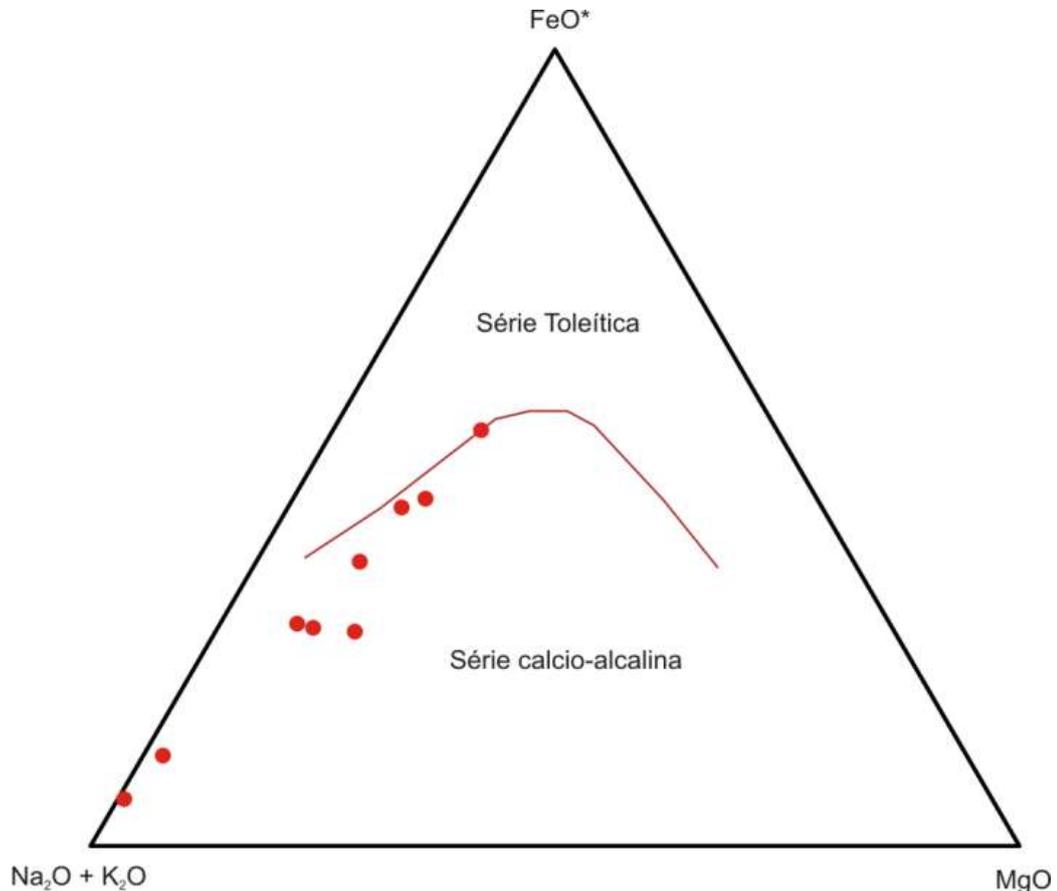
De acordo com o diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 , (Figura 81) nota-se que as rochas possuem assinatura compatível com série subalcalina e o diagrama AFM (Figura 82), revela que as rochas são da série cálcio alcalina. O Diagrama SiO_2 vs K_2O , de Peccerillo e Taylor (1976) (Figura 83), indica que as rochas da SSJP são predominantemente da série calcioalcalina de alto-K.

Figura 81 – Diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ versus Si_2O , mostrando as projeções das amostras da Suíte São João do Paraíso



Fonte: IRVINE E BARAGAR, 1971.

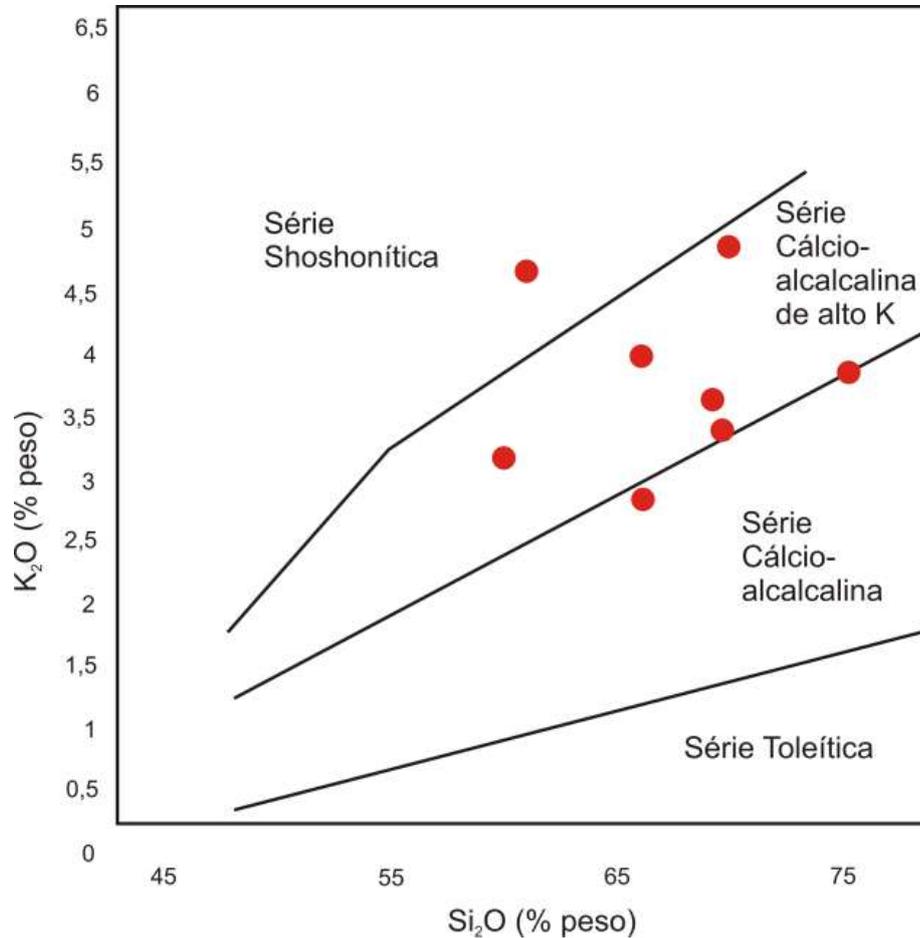
Figura 82 – Diagrama AFM (A = Al_2O_3 ; F = $\text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3$; M = MgO), com limite entre os campos toleítico e calcioalcalino definido por Irvine e Baragar (1971). O diagrama mostra as projeções das amostras dos granitóides / charnockitoides (gnaissificados) da Suíte São João do Paraíso



Fonte: IRVINE E BARAGAR, 1971.

O diagrama de classificação de De La Roche et al. (1980) (R1xR2) (Figura 84) mostra uma distribuição onde quatro amostras são projetadas no campo do granito (JP-RM-7D, BJ-RM-13C, BJ-RM-19A e BJ-RM-22B), três amostras no campo do granodiorito (BJ-RM-15A, BJ-RM-17A e BJ-RM-16A) e duas amostras no campo do tonalito (BJ-RM-1B e BJ-RM-13A).

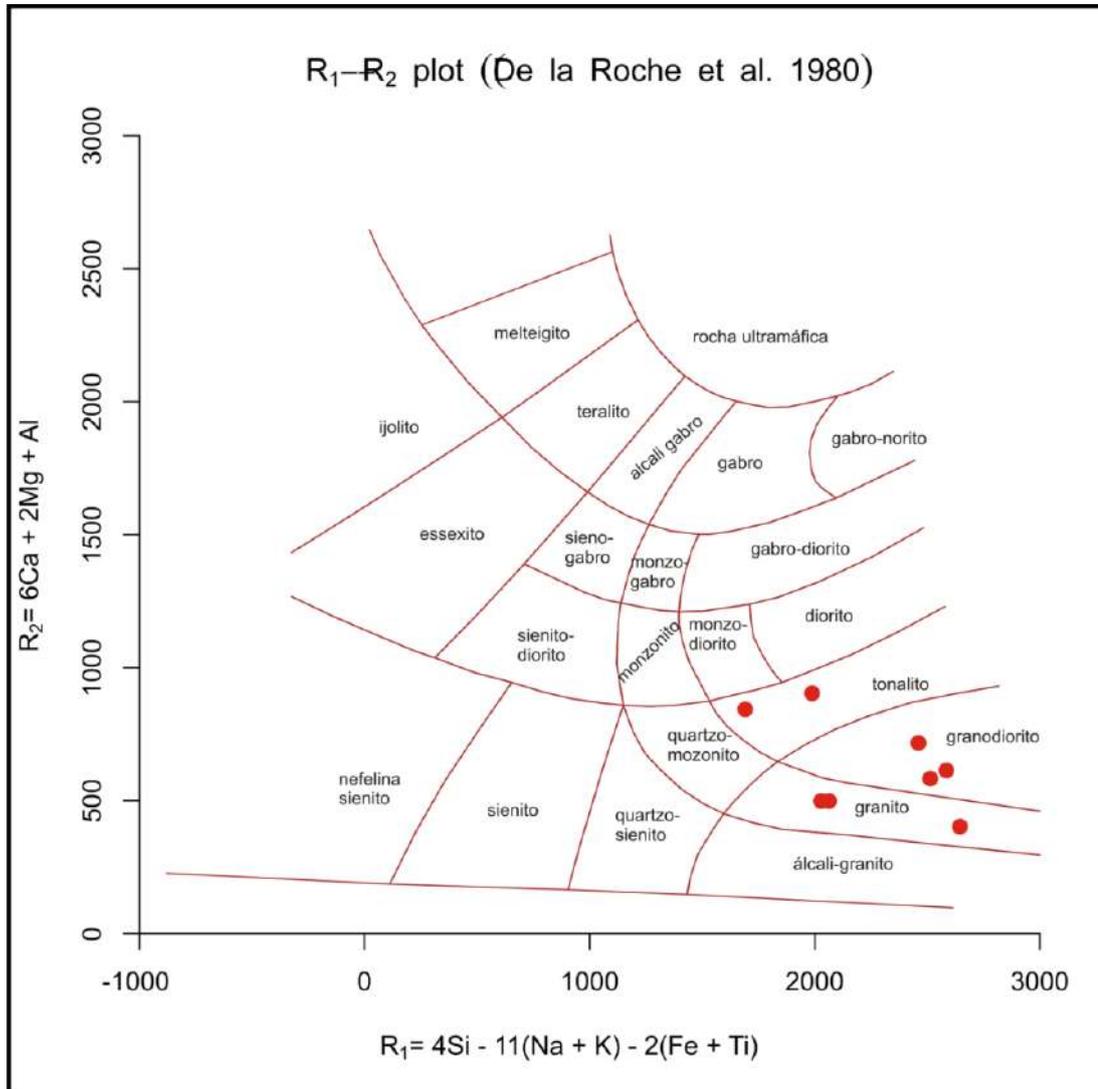
Figura 83 – Diagrama SiO_2 vs K_2O de Peccerillo e Taylor (1976), indicando a série de cristalização das rochas toleíticas, calcioalcalinas, calcioalcalinas de alto-K e shoshoníticas. O diagrama mostra as projeções das amostras dos granitoides/charnockitoides (gnaissificados) da Suíte São João do Paraíso



Fonte: Peccerillo e Taylor, 1976.

O diagrama proposto por Shand (1943) (saturação de alumina ANK vs ACNK) (Figura 85) indica que os granitoides são peraluminosos, sendo apenas uma rocha metaluminosa (BJ-RM-01A). É possível observar três conjuntos: um metaluminoso (tipo I) representado apenas por uma amostra (JP-RM-01A); um conjunto peraluminoso (amostras BJ-RM-07D, BJ-RM-13A, BJ-RM-16A, BJ-RM-17A, BJ-RM-19A e BJ-RM-22A), onde a maior parte das amostras é do tipo S; e um conjunto fortemente peraluminoso, representado por duas amostras (BJ-RM-13C e BJ-RM-15A).

Figura 84 – Classificação das amostras da Suíte São João do Paraíso, utilizando os parâmetros R1 e R2 de De La Roche et al. (1980)

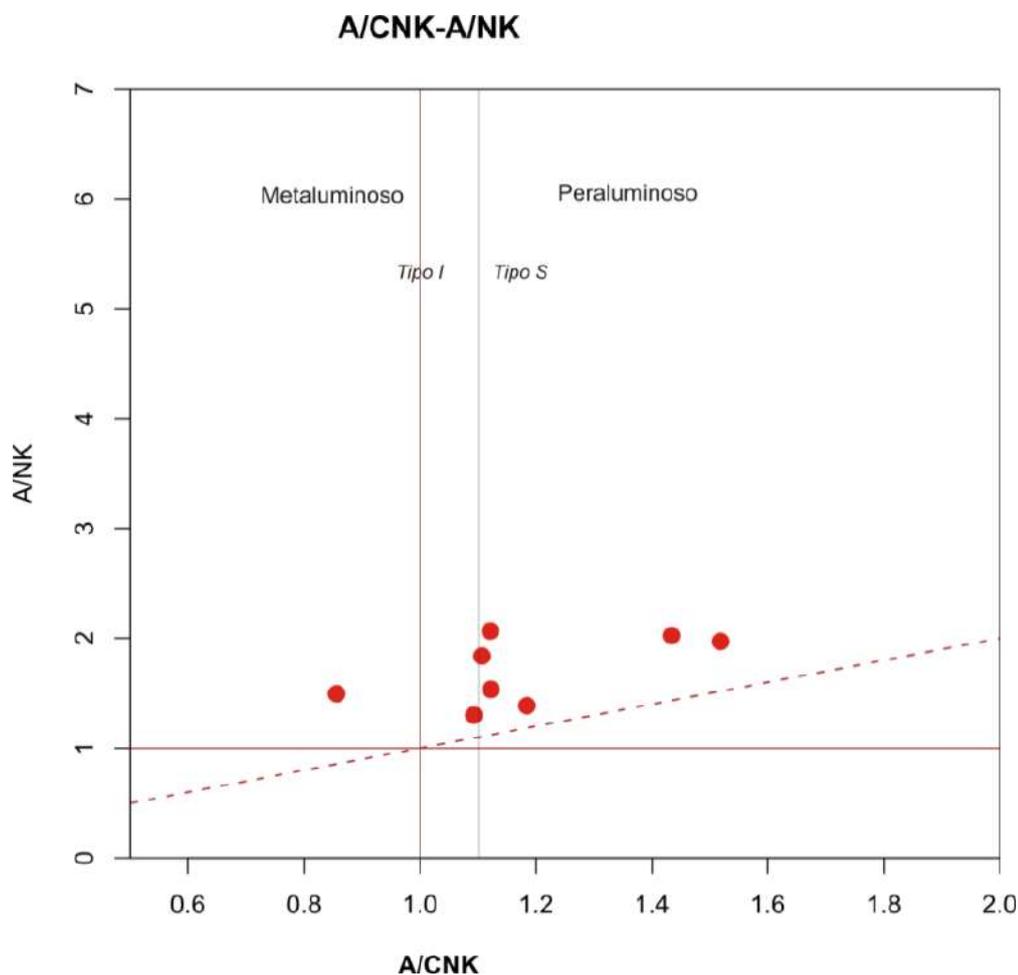


Fonte: DE LA ROCHE et al. (1980).

3.4.2 Geoquímica de Elementos Maiores, Traços, Padrões de ETR e Diagramas Multielementos

Para os granitoides/charnockitoides gnaissificados da Suíte São João do Paraíso, foram utilizados os diagramas de variação (tipo Harker) tanto para elementos maiores, quanto para elementos traços, ambos tendo como fator de diferenciação o teor de SiO_2 .

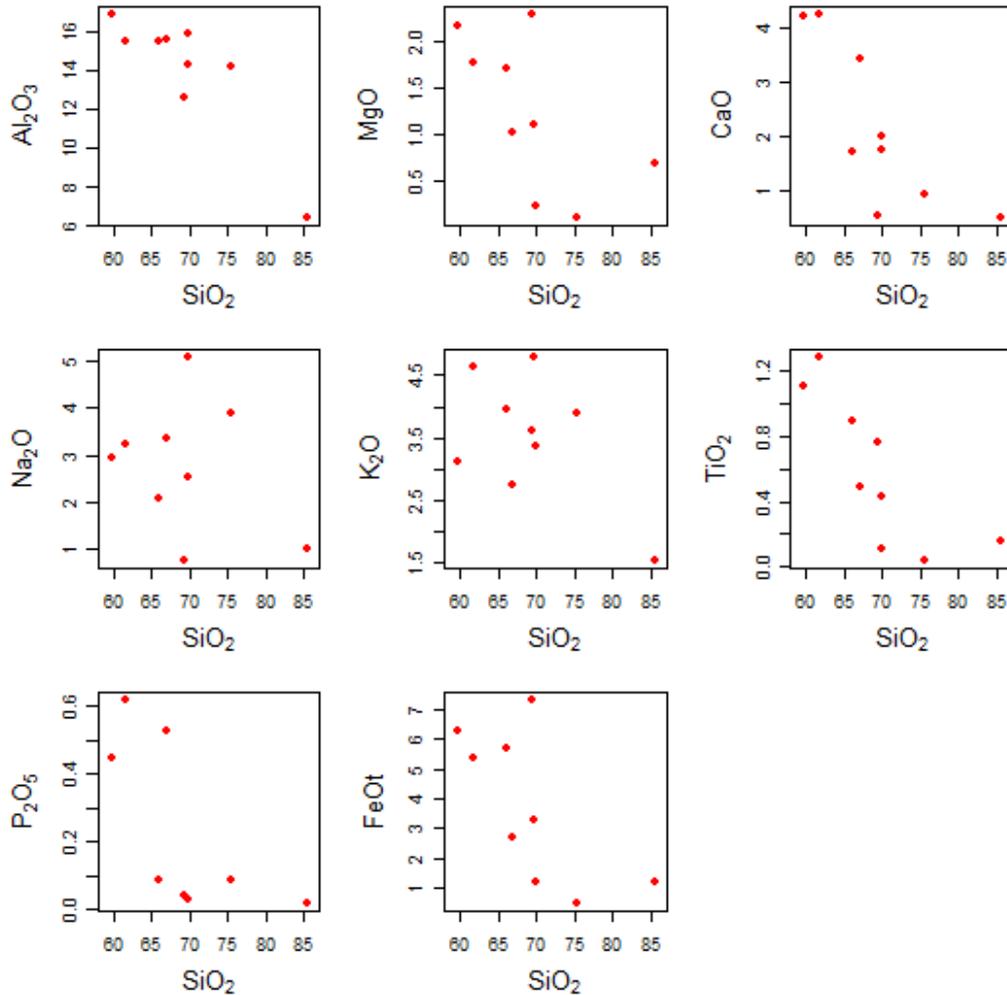
Figura 85 – Diagrama A/CNK versus A/NK. Índice de saturação em alumina de Shand (1943) para as amostras da Suíte São João do Paraíso. Campos dos granitos tipo I e S de Chappell e White (1974) são indicados na figura



Fonte: SHAND, 1943; MANIAR E PICOLLI, 1989.

Nos diagramas de variação da figura 86, a análises indicam que os litotipos da Suíte São João do Paraíso definem *trends* lineares e sem lacunas composicionais significativos (excetuando o P_2O_5), indicando que as amostras são cogenéticas. Os pontos analisados mostram certa dispersão, especialmente no caso do Al_2O_3 , Na_2O e K_2O . Os diagramas de variação indicam que as amostras apresentam uma possível correlação negativa para óxidos como Fe_2O_3 , MgO , CaO e TiO_2 em relação à sílica. Há uma certa constância no conteúdo de alumínio, com altos teores justificando a natureza peraluminosa, o que é também refletido pela presença de córindon normativo em quase todas as amostras. Observa-se também discretas correlações negativas de elementos traços como em Sr, Ba, La e Nb em relação à sílica, embora haja uma considerável dispersão nos diagramas (Figura 87).

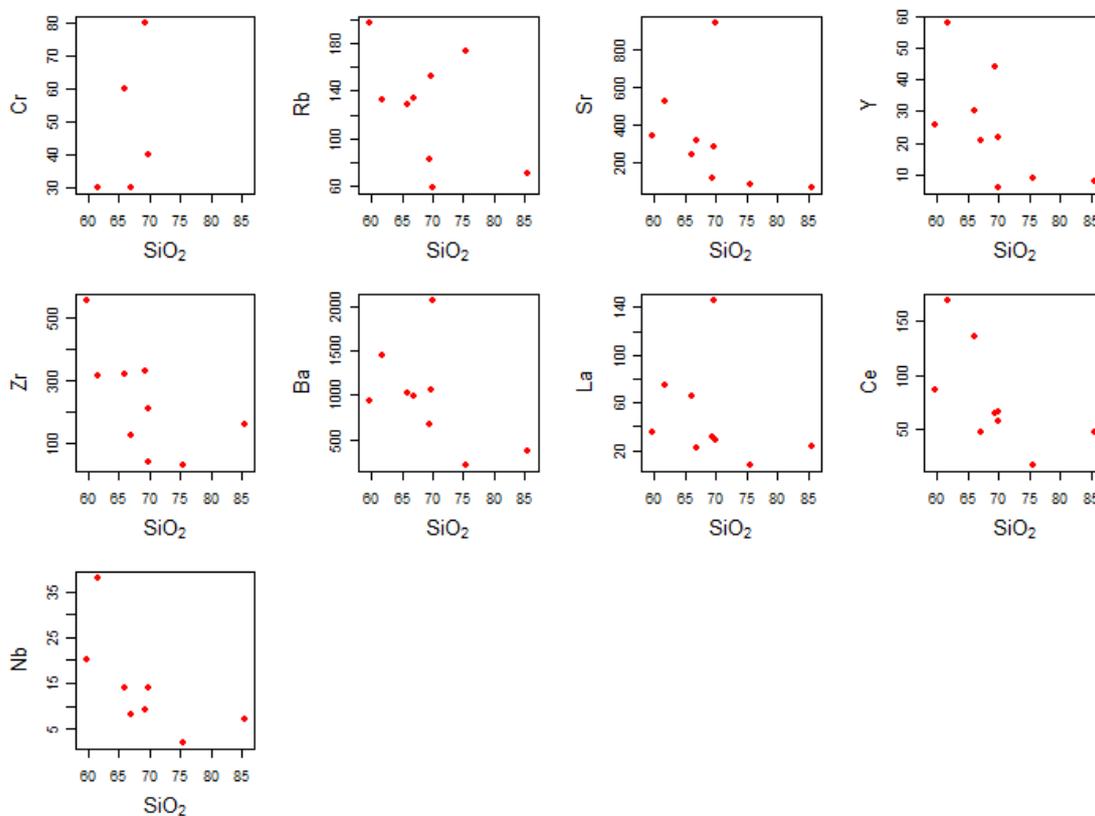
Figura 86 – Diagramas binários (SiO_2 vs elementos maiores) das amostras da Suíte São João do Paraíso



Fonte: HARKER, 1909.

Os dados analíticos dos elementos terras raras (ETR) foram normalizados pelos valores do condrito de Nakamura (1974) (Figura 88). No diagrama normalizado de Nakamura (1974), os padrões de ETR leves das rochas da Suíte São João do Paraíso, embora haja fracionamento (enriquecimento em ETR leves sobre ETR pesados), uma amostra (7D) apresenta um fracionamento com inclinação bem menor do que as demais. Os padrões de ETRs leves variam de 50 a 300 vezes o condrito (sendo que na amostra BJ-RM-16A o padrão varia de 60 a 600 vezes e na amostra JP-RM-07D varia de 10 a 30 vezes).

Figura 87 – Diagramas binários (SiO_2 vs elementos traços e ETR) das amostras da Suíte São João do Paraíso

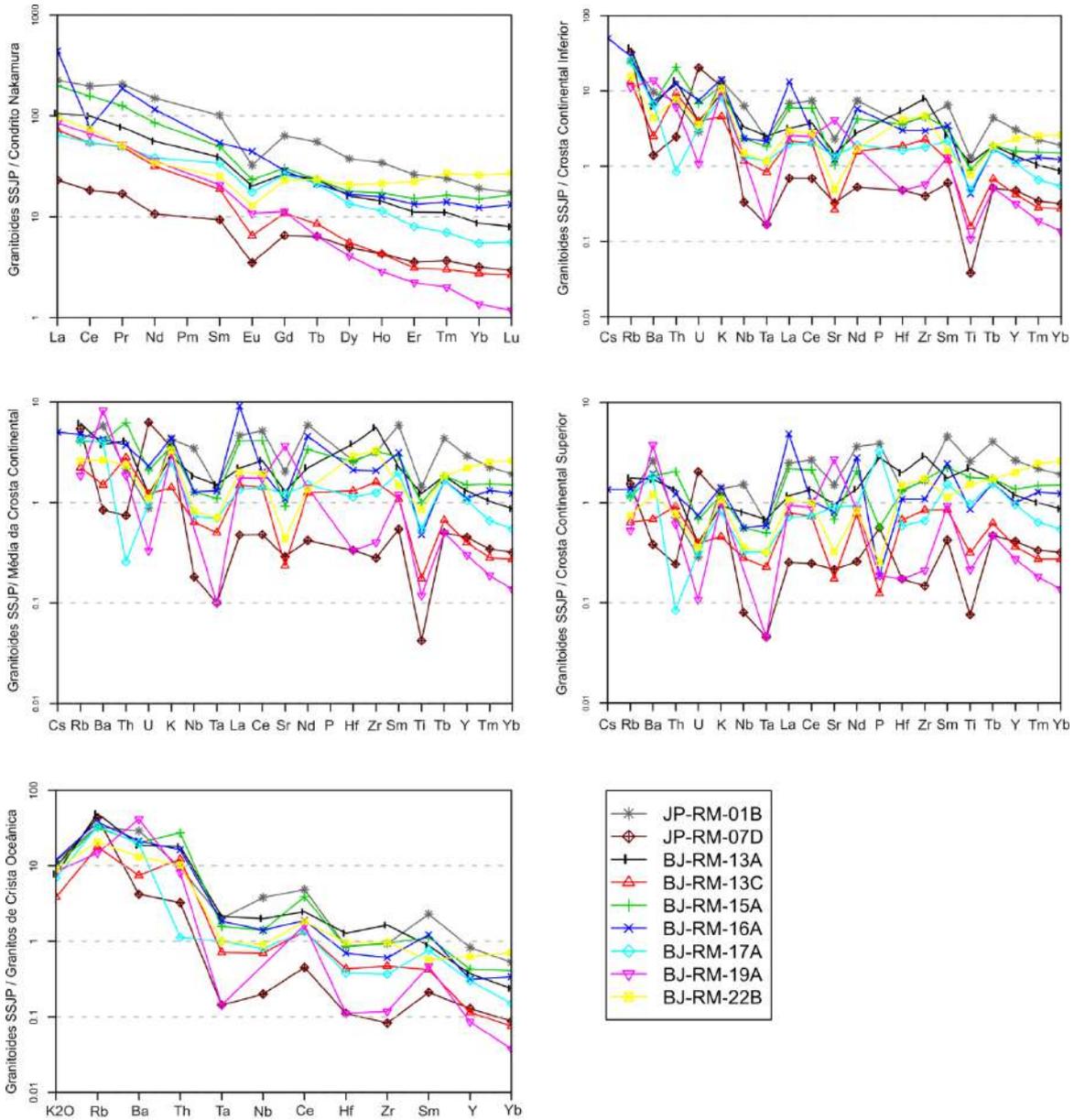


Fonte: HARKER, 1909.

Os padrões do ETRs pesados variam de 6 a 50 vezes (na amostra 07D a variação é de 2 a 8 vezes o condrito). Além disso, a amostra BJ-RM-16A mostra uma anomalia negativa em Ce, sendo a única que também não apresenta anomalia negativa em Eu. O fracionamento (La-Yb) é extremamente variável, sendo baixo nas amostras BJ-RM-22B (razão = 5,6) e JP-RM-07D (razão = 10,86); médio nas amostras JP-RM-01B (razão = 17,69), BJ-RM-17A(razão = 17,92), BJ-RM-13A (razão = 18,47) e BJ-RM-15A (razão = 19,82); e alto nas amostras BJ-RM-13C (razão = 39,67), BJ-RM-16A (razão = 54,07) e BJ-RM-19A (razão = 93,57).

Os granitoides gnaissificados e charnockitoides gnaissificados da Suíte São João do Paraíso apresentam enriquecimento fraco a moderado de elementos terras raras leves (ETRL) $[(\text{La}/\text{Yb})_N = 7,26 - 12,35]$. Entretanto, ocorrem disparidades nas amostras BJ-RM-13C (26,52), BJ-RM-16A (36,16) e BJ-RM-19A (62,63) e anomalias de Eu negativas $[(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0,40 - 0,71]$. No entanto, a amostra BJ-RM-16A apresenta anomalia de Eu fracamente positiva (1,128).

Figura 88 – Padrão de ETR para os granitoides/charnockitoides (gnaissificados) da Suíte São João do Paraíso normalizados ao condrito de Nakamura (1974), crosta continental inferior, superior e média da crosta continental e (TAYLOR & MCLENNAN, 1995) e granitos de crista oceânica (PEARCE et al. 1984)



Fonte: NAKAMURA, 1974; TAYLOR E MCLENNAN, 1995; PEARCE, 1984.

Foram expressos, para os leucogranitoides gnaissificados da SSJP, dados comparativos da classificação segundo Shand (1943), separados em três grupos (uma amostra metaluminosa, um grupo peraluminoso tipo S próximo ao campo tipo I e um grupo peraluminoso francamente do tipo S), com dados dos padrões ETR (Tabela 10)

Tabela 10 - dados comparativos das razões $[(La/Yb)_N]$ e $[(Eu/Eu^*)_N]$ nos granitoides da Suíte São João do Paraíso

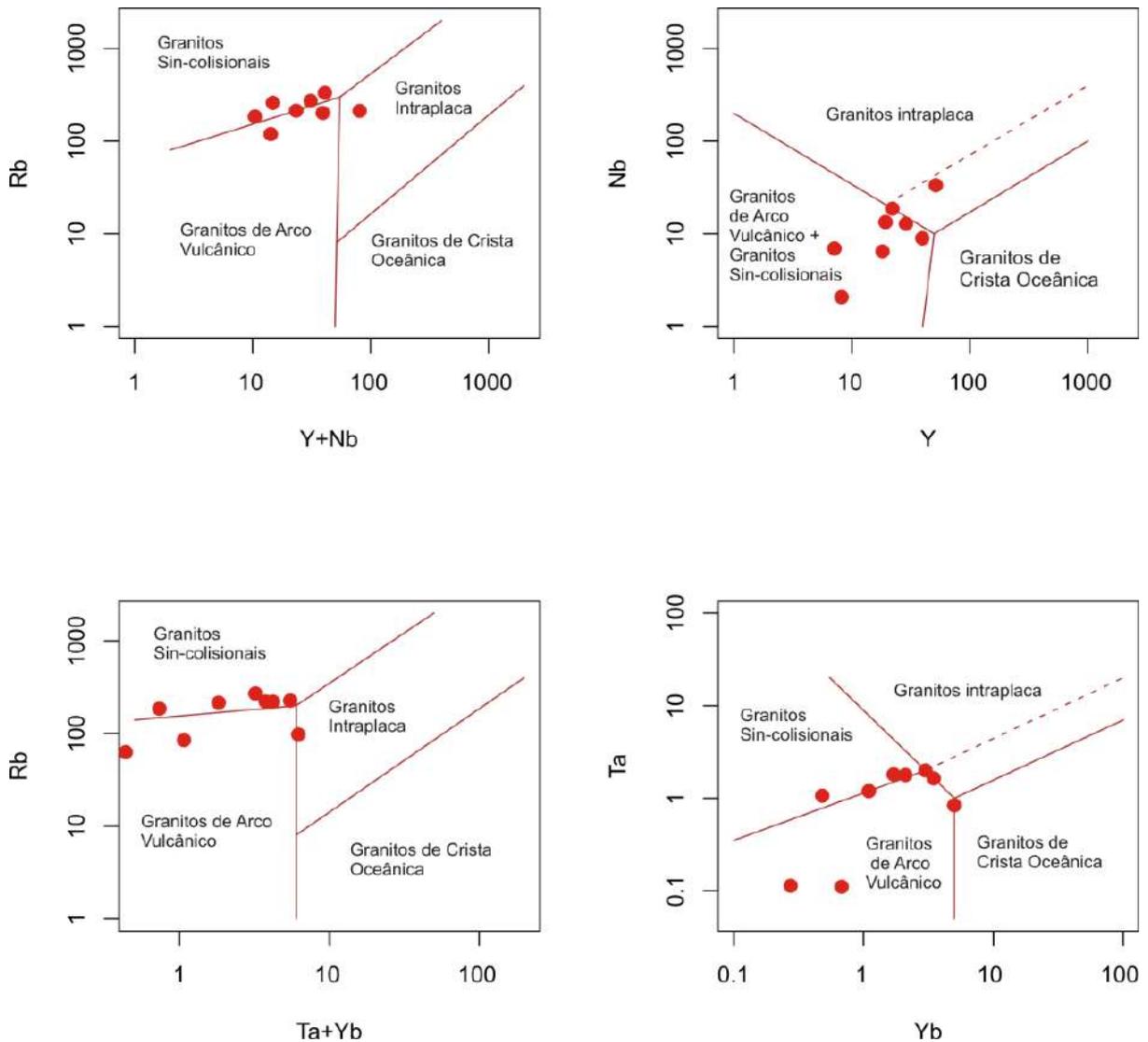
Amostra	Shand (1943)	$[(La/Yb)_N]$	$[(Eu/Eu^*)_N]$
JP-RM-01A	Metaluminosa Tipo I	11,83	Negativo (0,405)
BJ-RM-19A	Peraluminosa Tipo I	62,63	Negativo (0,707)
BJ-RM-13A	Peraluminosa Tipo S	11,98	Negativo (0,627)
BJ-RM-17A	Peraluminosa Tipo S	36,15	Negativo (0,589)
BJ-RM-16A	Peraluminosa Tipo S	7,26	Positivo (1,128)
BJ-RM-07D	Peraluminosa Tipo S	7,26	Negativo (0,449)
BJ-RM-22B	Peraluminosa Tipo S	3,74	Negativo (0,537)
BJ-RM-15A	Fortemente peraluminosa Tipo S	13,25	Negativo (0,597)
BJ-RM-13C	Fortemente peraluminosa Tipo S	26,52	Negativo (0,455)

Fonte: O autor, 2015.

3.4.3 Ambientes Tectônicos e Fontes dos Granitoides / Charnockitoides da Suíte São João do Paraíso

Para a interpretação de ambiência tectônica, utilizou-se, primeiramente, a proposta de Pearce et al. (1984) (Figura 89) que define subdivisões de ambientes para granitoides baseados em elementos discriminantes como Rb, Y, Nb e Ta. As divisões são em granitos de dorsais oceânicas (ORG), granitos de arco vulcânico (VAG), granitos intra-placa/anorogênicos (WPG) e granitos sin-colisionais (sin-COLG). De acordo com a $(Rb \text{ vs } Y+Nb)$, $(Nb \text{ vs } Y)$, $(Rb \text{ vs } Ta+Yb)$ e $(Ta \text{ vs } Yb)$, as amostras situam-se no campo dos granitos de arco vulcânico, com algumas amostras tendendo para o campo dos granitos de sin-colisionais e uma amostra no campo dos granitos intraplaca.

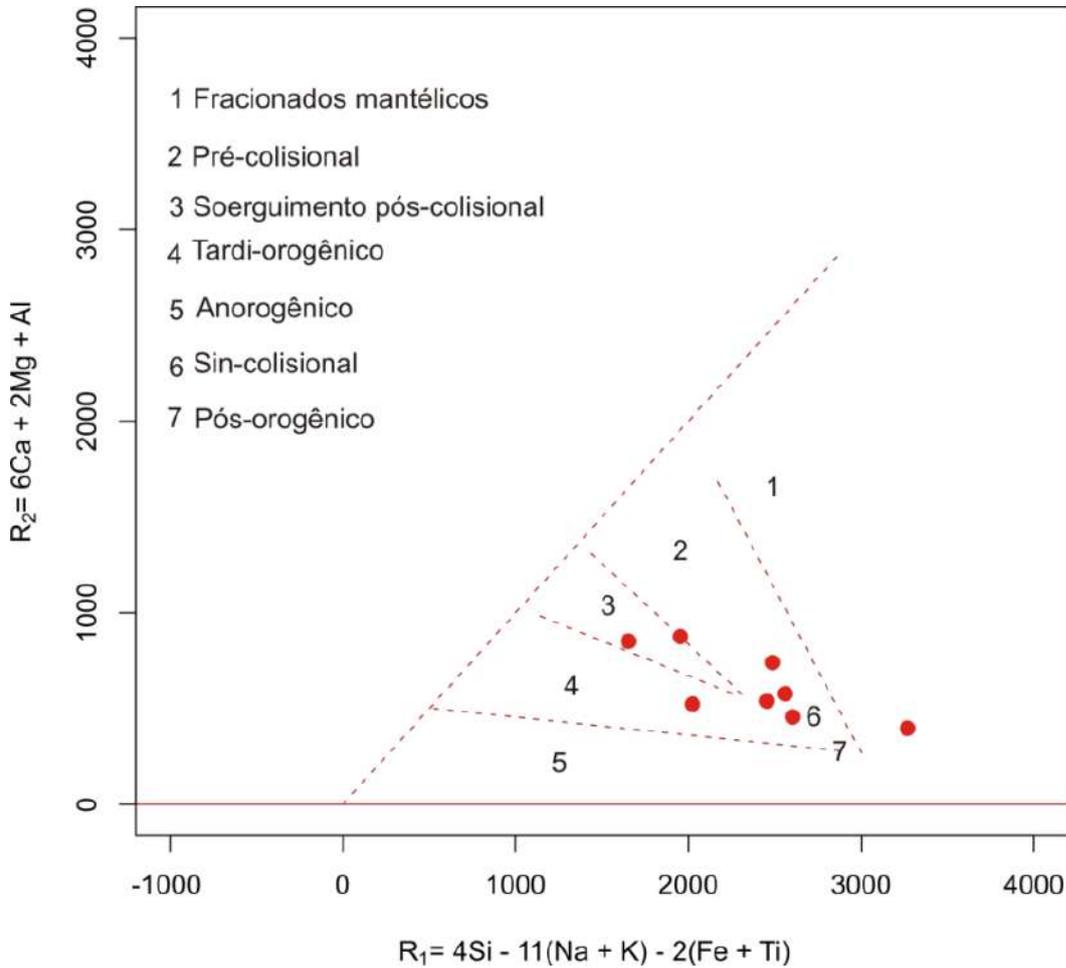
Figura 89 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico: Rb versus Y+Nd, Nd versus Y, Rb versus Ta+Yb e Ta versus Yb (PEARCE et al. 1984) para as amostras da Suíte São João do Paraíso



Fonte: Pearce et al. (1984).

Para o diagrama proposto por Batchelor e Bowden (1985) (R1 vs R2), observa-se uma dispersão na qual boa parte das amostras ocupa o subcampo sincolisional (Figura 90), três amostras (JP-RM-01B, BJ-RM-13A e BJ-RM-17A) no subcampo pré-colisional, e uma amostra no subcampo tardi-orogênico (JP-RM-19A).

Figura 90 – Diagrama de classificação de Batchelor e Bowden (1985) (R_1 x R_2) de ambiente tectônico das amostras da Suíte São João do Paraíso



Fonte: BATCHELOR E BOWDEN, 1985.

Para as amostras da SSJP foram comparados os dados da classificação segundo Shand (1943) com dados da interpretação de ambiência tectônica. Observa-se que a amostra metaluminosa do tipo I (JP-RM-01B) posiciona-se em todos os diagramas de Pearce et al. (1984) no campo dos granitos intraplaca sugerindo-se, assim, que possa ter havido contaminação de crosta continental. Para as demais amostras, todas peraluminosas, observa-se que há uma afinidade principalmente com granitos de arco vulcânico e também com granitos sincolisionais. Já a relação com o diagrama de Batchelor e Bowden (1985) as amostras metaluminosas e algumas amostras peraluminosas que tendem ao campo metaluminoso posicionam-se no campo pré-colisional e uma no campo tardi-orogênico (BJ-RM-19A). Já as demais amostras, todas peraluminosas, posicionam-se no campo sin-colisional. As amostras BJ-RM-13C e BJ-RM-22A posicionaram-se fora do diagrama.

3.5 Granito Cinza Foliado e Leucogranito Isotrópico

3.5.1 Discriminação de Séries, Suítes e Classificação do Granito cinza foliado e do Leucogranito Isotrópico.

Os dados do Granito cinza foliado e do Leucogranito isotrópico foram projetados nos mesmos diagramas. Foram realizadas análises de rocha total de sete amostras do Leucogranito isotrópico e de duas amostras do Granito cinza foliado.

As rochas que representam o Leucogranito isotrópico são ácidas, com teor de SiO₂ variando entre 69,01 e 73,34. Em relação aos demais valores de porcentagem em peso, o K₂O situa-se em um intervalo entre 3,35 e 7,37 e o CaO, entre 0,83 e 3,21.

Para as duas amostras representativas do Granito Cinza Foliado, os valores em porcentagem em peso de SiO₂ variam de 61,99 a 63,5 (rochas intermediárias). Os teores de Na₂O são de 2,77 e 2,85, os de K₂O são de 5,33 e 5,64 e os de CaO são de 2,83 e 3,2.

Os cálculos normativos CIPW, apresentados na Tabela 11, mostram que tanto as rochas do Granito cinza foliado quanto aquelas do Leucogranito Isotrópico são supersaturadas em sílica, com valores mais altos em quartzo normativo para o Leucogranito e valores mais elevados em hiperstênio normativo para o Granito Cinza Foliado. As amostras possuem coríndon normativo, com exceção da amostra BJ-RM-02A (granito cinza foliado).

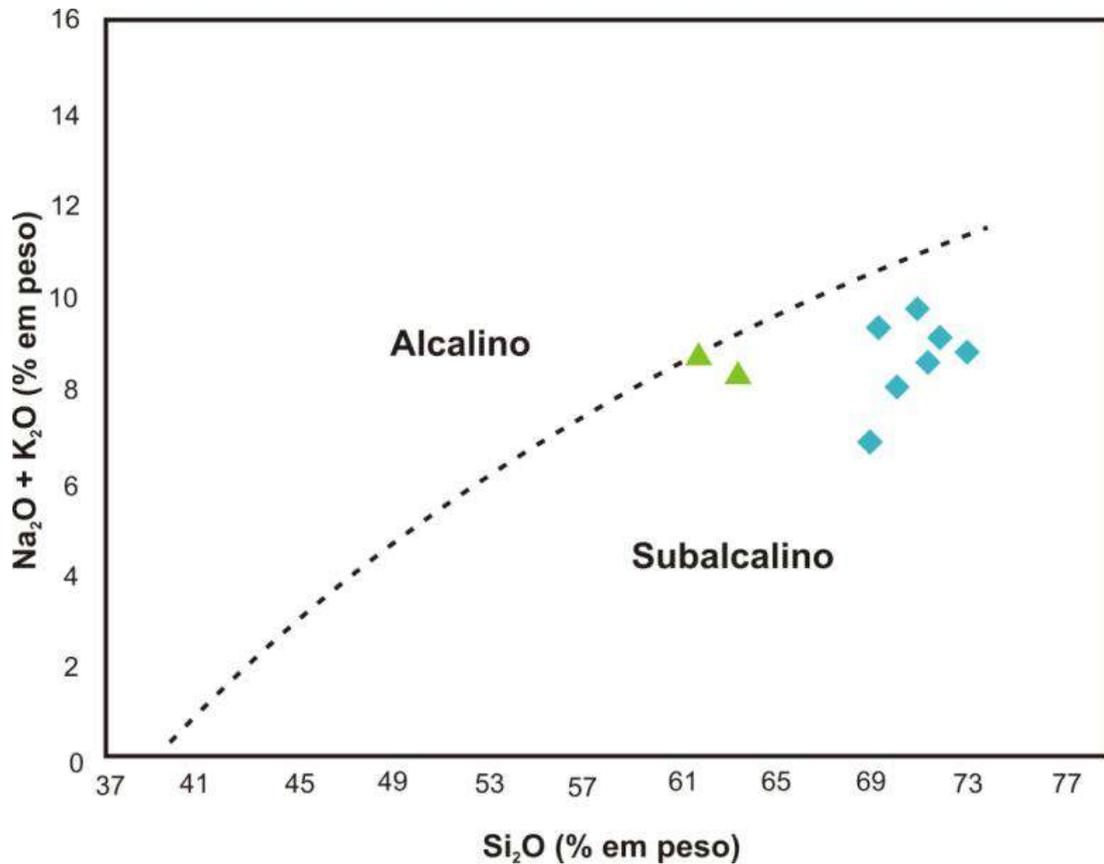
Tabela 11 - Tabela dos cálculos normativos CIPW das amostras do granitoide cinza foliado e do leucogranito isotrópico. Qtz: quartzo; C: coríndon; Or: ortoclásio; Ab: albita; An: anortita; Hy: hiperstênio; Ilm: ilmenita; Hem: Hematita; Tn: titanita; Rt: rutilo; Ap: apatita

CIPW	Qtz	C	Or	Ab	An	Hy	Ilm	Hem	Tn	Rt	Ap	Total
BJ-RM-03B	30,514	0,674	31,440	29,955	3,856	0,349	0,051	1,190	0,000	0,130	0,095	98,253
IV-RM-06B	29,625	1,214	33,803	24,624	5,695	0,747	0,019	2,190	0,000	0,334	0,166	98,417
IV-RM-06D	30,669	1,882	28,012	26,908	5,909	1,270	0,075	3,130	0,000	0,455	0,142	98,453
BJ-RM-11A	25,488	0,209	43,554	21,662	4,671	0,747	0,068	2,210	0,000	0,282	0,213	99,105
BJ-RM-19C	26,874	0,258	32,208	31,055	5,990	0,523	0,041	1,420	0,000	0,165	0,095	98,627
Jl-VIII-14	25,787	0,393	41,722	19,039	7,023	1,021	0,060	2,970	0,000	0,478	0,332	98,825
Jl-VIII-28	27,134	0,329	19,797	30,716	15,207	2,292	0,105	3,870	0,000	0,454	0,261	100,165
BJ-RM-02B	19,700	0,533	31,499	24,116	12,276	2,541	0,163	4,690	0,000	0,634	0,640	96,790
BJ-RM-09B	16,796	0,000	33,331	23,439	13,338	2,715	0,158	5,300	0,361	0,602	0,734	96,773

Fonte: O próprio autor, 2015.

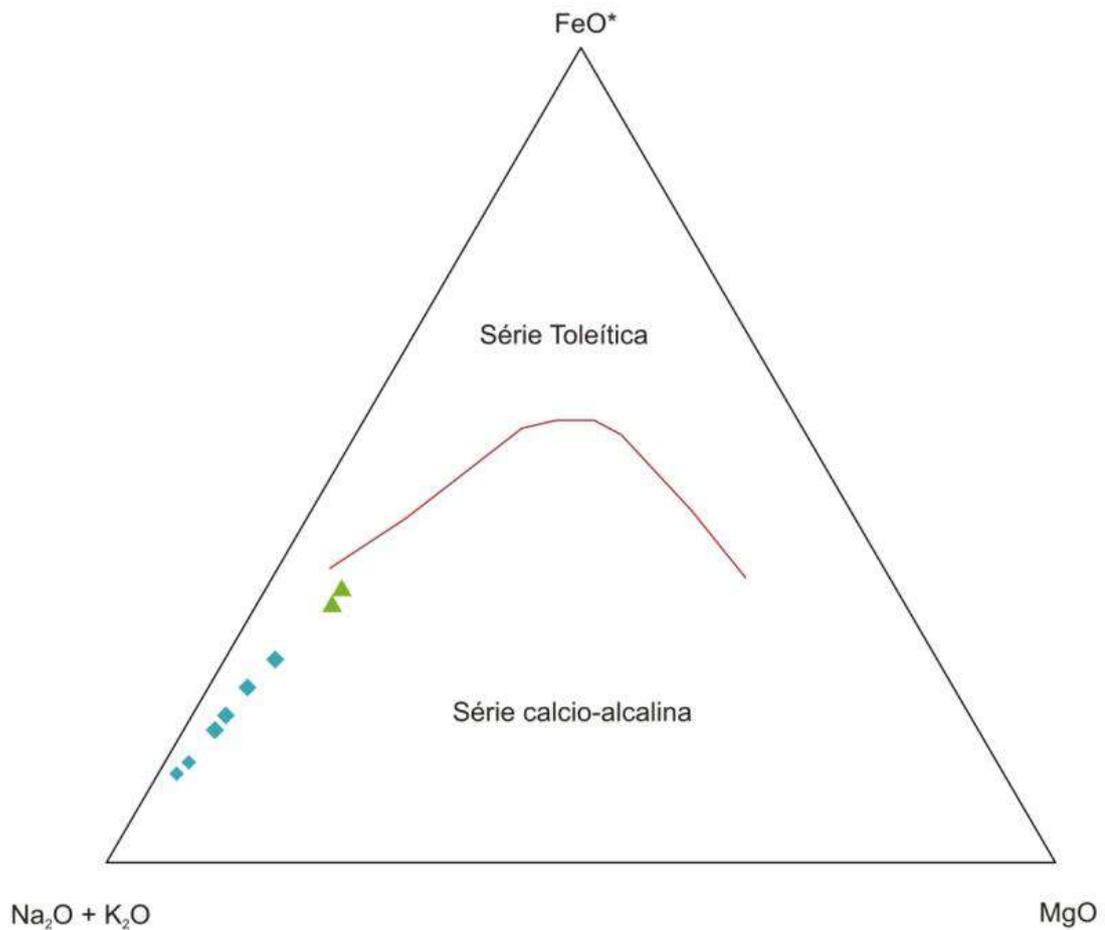
Quando utilizado o diagrama de discriminação de séries ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2), nota-se que o Granito Cinza Foliado e o Leucogranito Isotrópico possuem assinaturas compatíveis com a série subalcalina (Figura 91). O diagrama AFM (Figura 92) mostra um trend cálcioalcalino para as amostras do Leucogranito isotrópico. As amostras do Granito Cinza Foliado também projetam-se no campo cálcioalcalino. Além disso, pode-se definir uma afinidade da série shoshonítica (K_2O vs SiO_2) para o Granito Cinza Foliado e para o Leucogranito Isotrópico (Figura 93).

Figura 91 – Diagrama ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus SiO_2 , mostrando as projeções das amostras do Leucogranito isotrópico (losangos azuis) e do Granito cinza foliado (triângulos verdes)



Fonte: IRVINE E BARGAR, 1971.

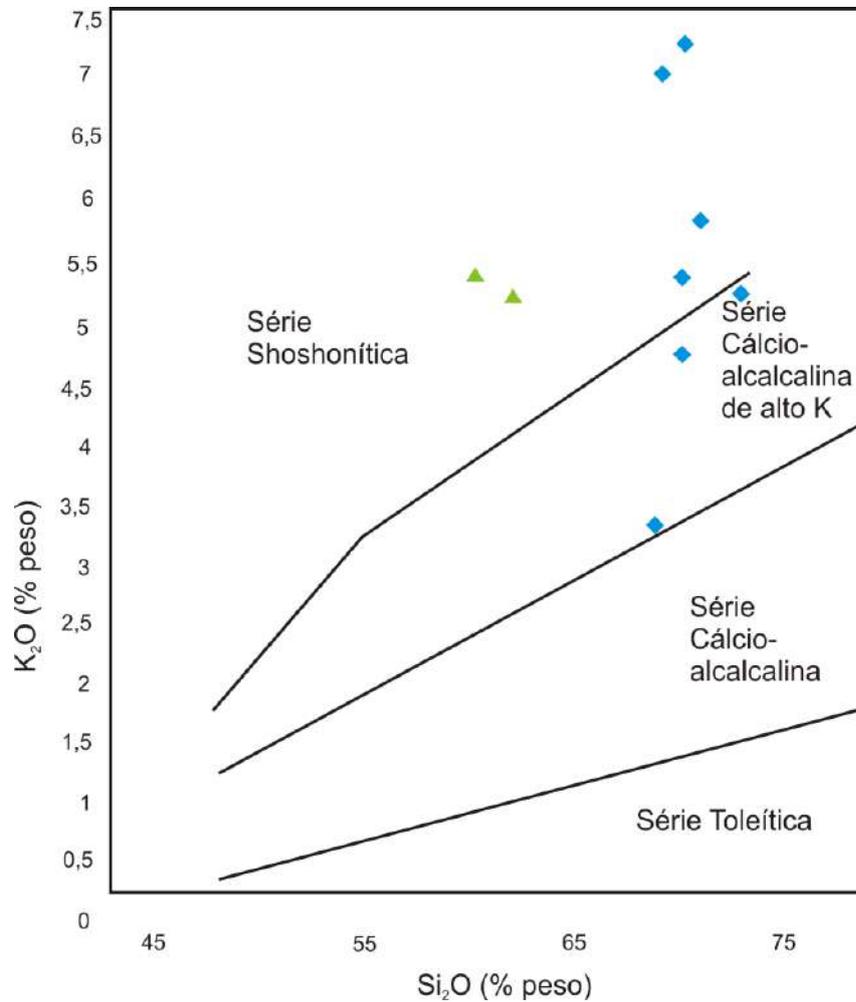
Figura 92 – Diagrama AFM (A = Al_2O_3 ; F = $\text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3$; M = MgO), com limite entre os campos toleítico e calcioalcalino definido por Irvine e Baragar (1971). O diagrama mostra as projeções das amostras do Leucogranito isotrópico (losangos azuis) e do Granito cinza foliado (triângulos verdes)



Fonte: IRVINE E BARAGAR, 1971.

O diagrama de classificação de De La Roche *et al.* 1980 (R1xR2) (Figura 94) indica que as amostras do Leucogranito Isotrópico são graníticas, com exceção de uma amostra que situa-se no campo do granodiorito. As duas amostras representativas do Granito Cinza Foliado projetam-se no campo do quartzomonzonito.

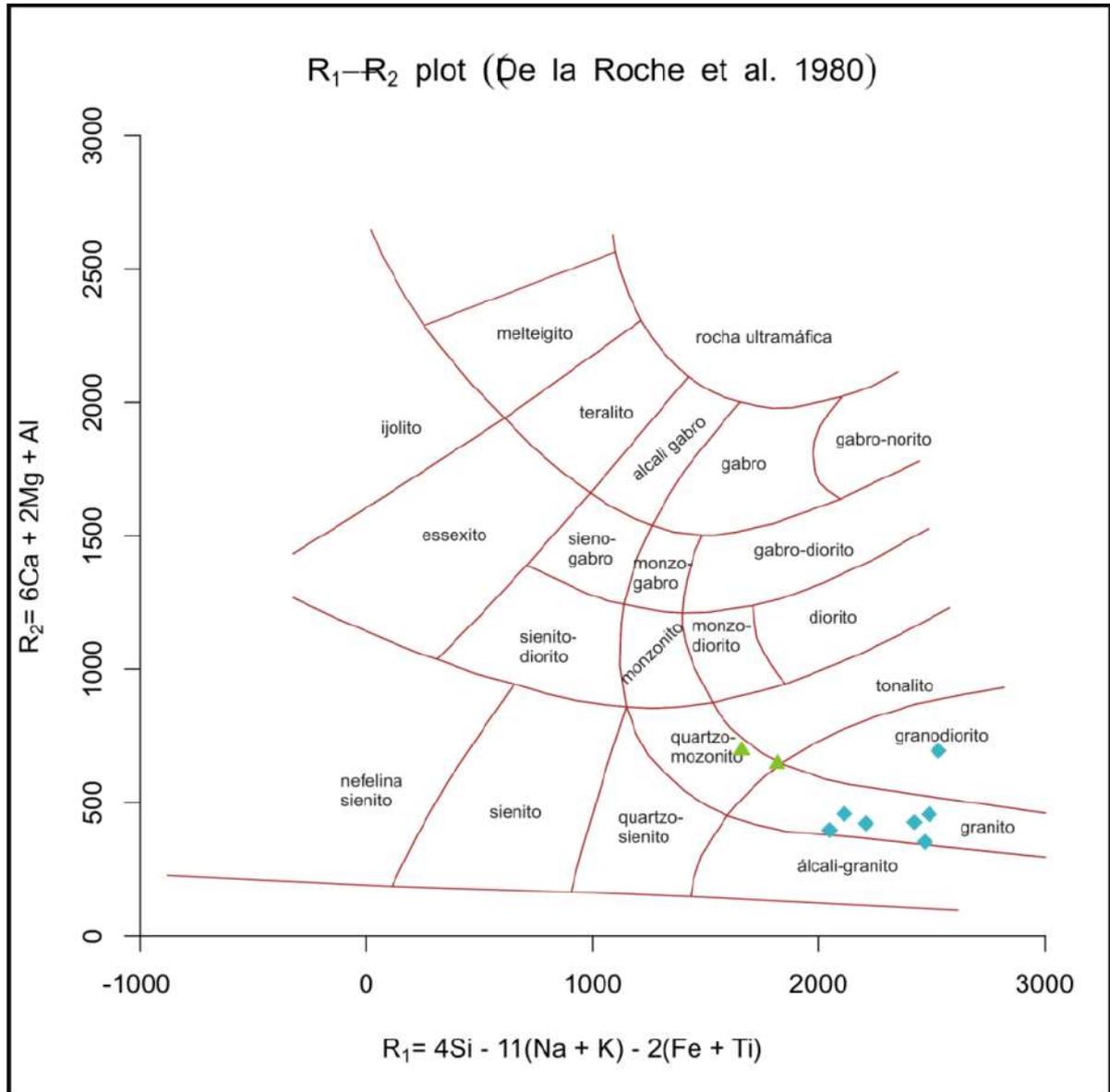
Figura 93 – Diagrama SiO_2 vs K_2O definido por Peccerillo e Taylor (1976), indicando a série de cristalização das rochas: toleíticas, calcioalcalinas, calcioalcalinas de alto-K e shoshoníticas. O diagrama mostra as projeções das amostras do Leucogranito isotrópico (losangos azuis) e do Granito cinza foliado (triângulos verdes)



Fonte: PECCERILLO E TAYLOR, 1976.

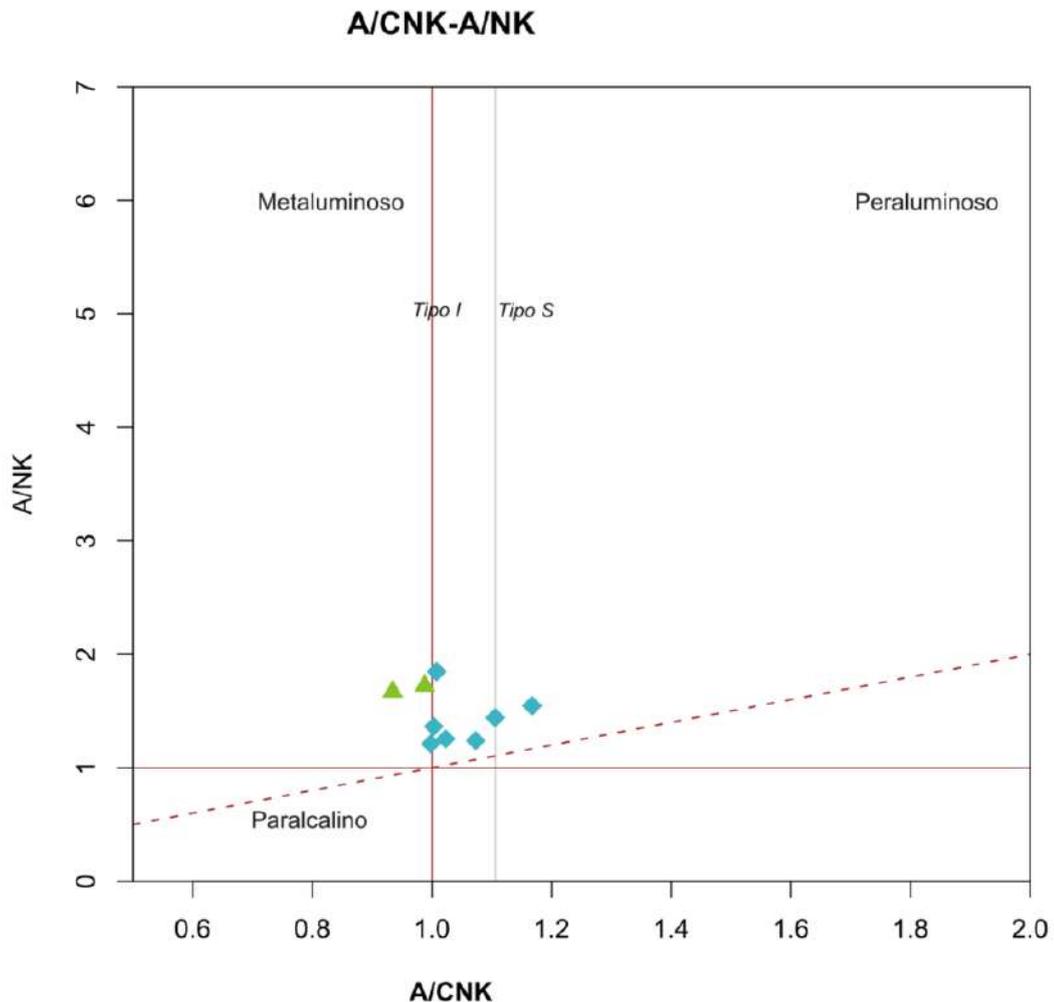
O diagrama da figura 95, proposto por Shand (1943) (saturação de alumina ANK vs ACNK), indica que as amostras do Leucogranito isotrópico são peraluminosas a levemente metaluminosas e predominantemente do tipo I, enquanto que as do o Granito cinza foliado tem caráter estritamente metaluminoso.

Figura 94 – Diagrama de classificação de rochas plutônicas para as amostras do Leucogranito isotrópico (losangos azuis) e do Granito Cinza Foliado (triângulos verdes), utilizando os parâmetros $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ e $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ de De La Roche et al. (1980)



Fonte: DE LA ROCHE et al. (1980)

Figura 95 – Diagrama A/CNK versus A/NK. Índice de saturação em alumina de Shand (1943) para as amostras do Leucogranito isotrópico (losangos azuis) e do Granito cinza foliado (triângulos verdes). Campos dos granitos tipo I e S de Chappell e White (1974) indicados na figura



Fonte: SHAND, 1943; MANIAR E PICOLLI, 1989.

3.5.2 Padrões ETR e Diagramas Multielementos

Os dados analíticos dos elementos terras raras (ETR) foram normalizados pelos valores do condrito de Nakamura (1974) (Figura 96). O Leucogranito isotrópico mostra padrões diferenciados nos elementos terras raras leves (até 800 vezes). O Granito cinza foliado apresenta uma maior diferenciação, tanto nos elementos terras raras leves (até quase 1000 vezes), quanto nos terras raras pesados. Todas as

amostras, tanto do Leucogranito isotrópico quanto o Granitocinza foliado, apresentam anomalias negativas em Eu.

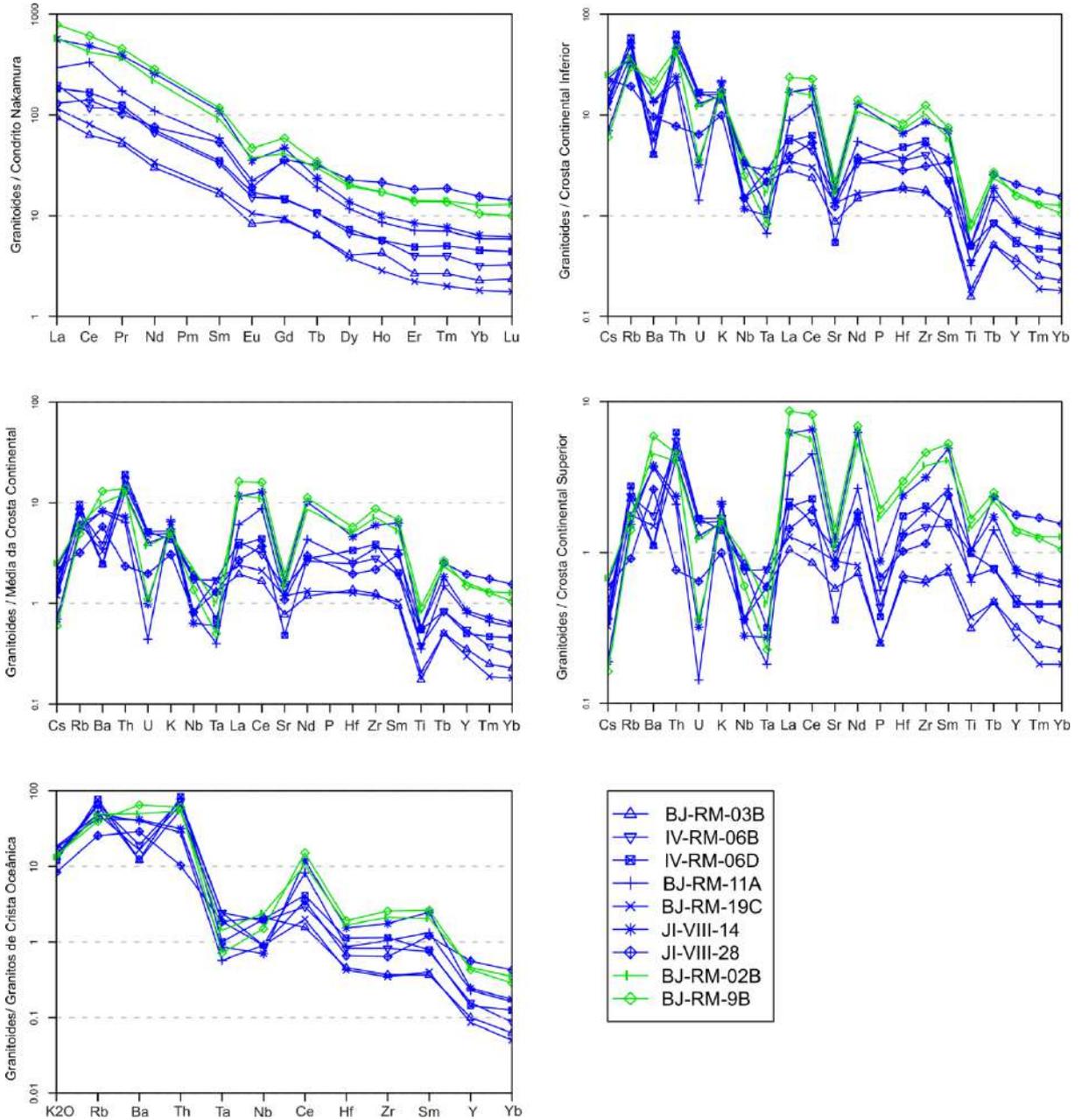
O Leucogranito isotrópico apresenta forte enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) $[(La/Yb)_N = 40,39 - 88,84]$, exceto na amostra JI-VIII-28 (8,48), e anomalias negativas de Eu $[(Eu/Eu^*)_N = 0,49 - 0,81]$. As duas amostras do Granito cinza foliado apresentam forte enriquecimento em elementos terras raras leves $[(La/Yb)_N]$, com valor de 45,38 na amostra BJ-RM-2B e valor de 75,59 na amostra BJ-RM-2B. Além disso, apresentam fortes anomalias negativas em Eu $[(Eu/Eu^*)_N]$, de 0,61 na amostra BJ-RM-2A e de 0,56 na amostra BJ-RM-9B.

Quando normalizados para a crosta continental superior, média da crosta continental e crosta continental inferior (Figura 96), observa-se anomalias negativas significativas em Ba, Sr, Nb, Ta e Ti. Os dois grupos de granitoides são compatíveis com a crosta superior e a média da crosta, pois apresentam padrões lineares na escala logarítmica em 1, o que significa que não houve grandes diferenciações nos padrões dos elementos.

3.5.3 Ambientes Tectônicos e Fontes do Leucogranito Isotrópico e do Granito Cinza Foliado

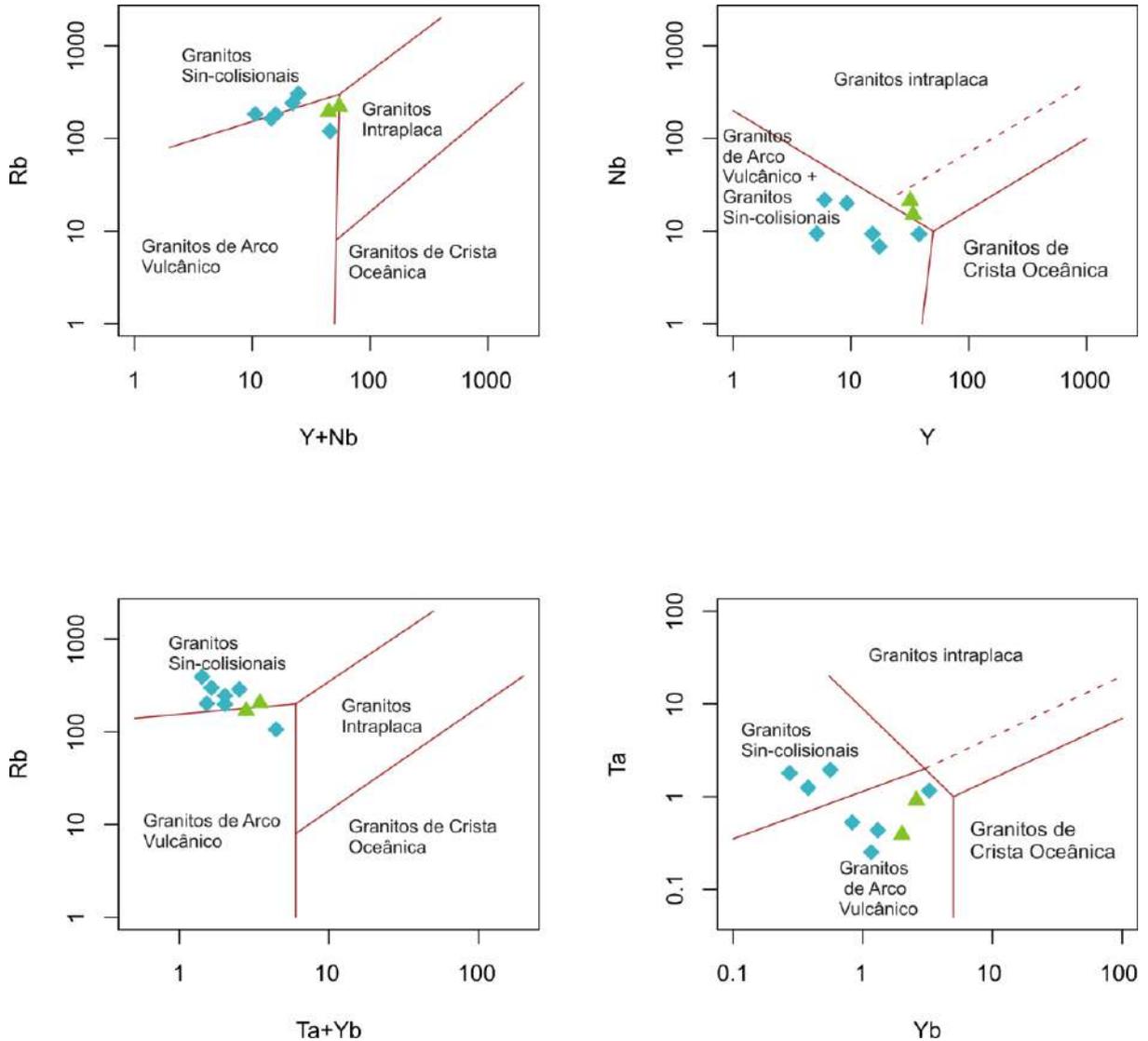
O diagrama da figura 97, sugerido por Pearce et al. (1984), para a interpretação de ambiência tectônica de granitoides, mostra que as amostras do Leucogranito situam-se no campo dos granitos sin-colisionais + granitos de arco vulcânico (diagrama Nb vs Y). Em dois diagramas (Rb vs Y+Nb e Rb vs Ta+Yb) as amostras projetam-se no campo dos granitos sin-colisionais. No diagrama Ta vs Yb há uma subdivisão, sendo que três amostras projetam-se no campo dos granitoides sin-colisionais e quatro amostras projetam-se no campo dos granitoides de arco vulcânico. Já as amostras do Granito Cinza Foliado projetam-se no campo dos granitos de arco vulcânico, como visualizado nos diagramas Rb vs Y+Nb e Ta vs Yb. Também projetam-se no campo dos granitos intraplaca (diagrama Nb vs Y) e granitos sin-colisionais (diagrama Rb vs Ta+Yb).

Figura 96 – Padrão de ETR para as amostras do Leucogranito isotrópico e do Granito cinza foliado, normalizadas ao condrito de Nakamura (1974), crosta continental inferior, média da crosta continental, crosta continental superior (TAYLOR E MCLENNAN, 1995) e granitos de crista oceânica (PEARCE et al. 1984)



Fonte: NAKAMURA, 1974; TAYLOR E MCLENNAN, 1995; PEARCE, 1984.

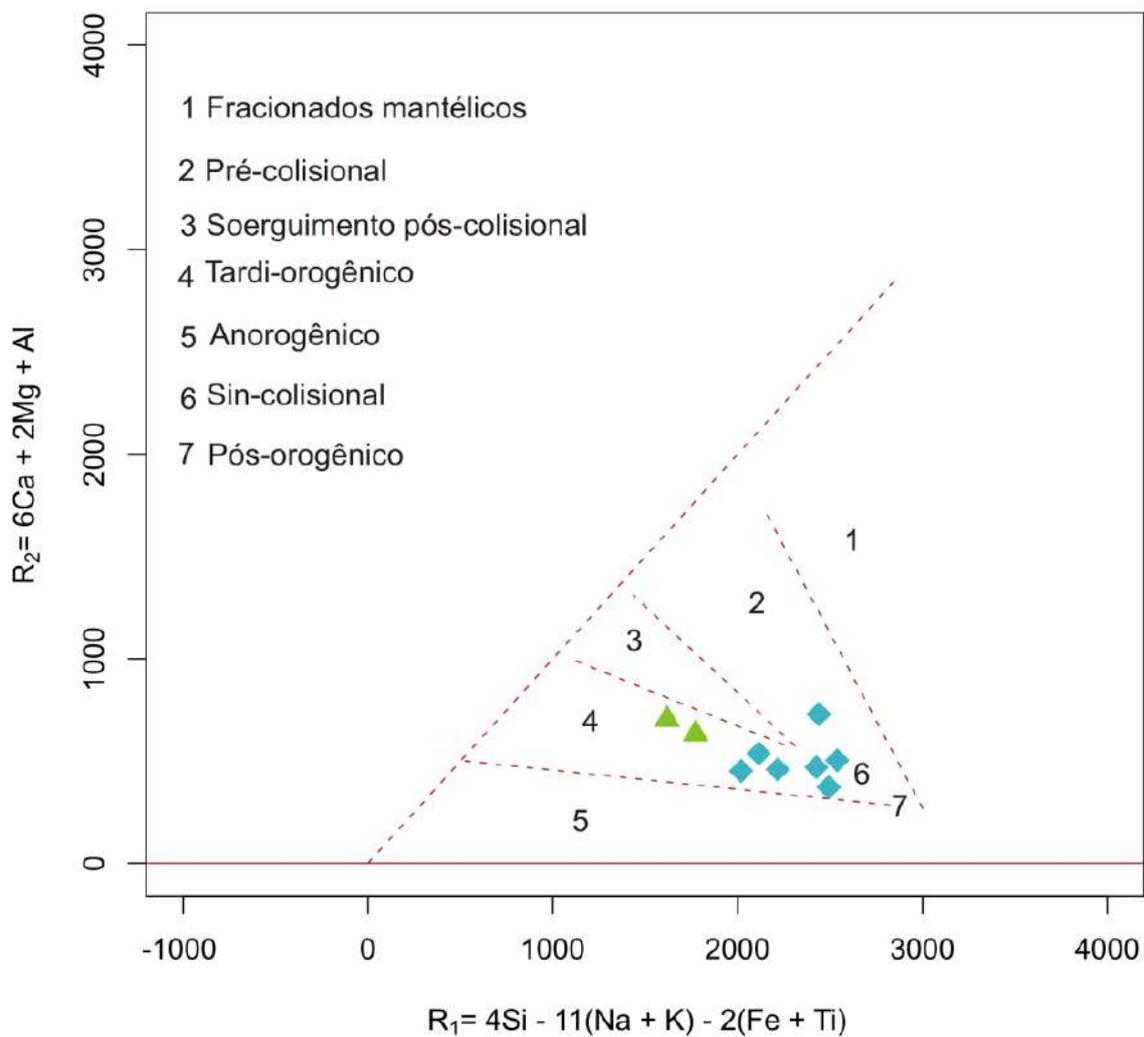
Figura 97 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico: Rb versus Y+Nd, Nd versus Y, Rb versus Ta+Yb e Ta versus Yb (Pearce et al. 1984) para as amostras do Granito Cinza Foliado (triângulos verdes) e do Leucogranito isotrópico (losangos azuis)



Fonte: PEARCE et al. (1984).

No diagrama proposto por Batchelor e Bowden (1985) (R1 vs R2) (Figura 98), observa-se que as amostras do Leucogranito Isotrópico estão situadas nos campos dos granitoides sin-colisionais e tardi-orogênicos, enquanto que as amostras do Granito Cinza Foliado projetam-se no campo dos granitoides tardi-orogênicos.

Figura 98 – Diagrama de classificação de Batchelor & Bowden (1985) (R_1 x R_2) de ambiente tectônico das amostras do Granito Cinza Foliado (triângulos verdes) e do Leucogranito Isotrópico (losangos azuis)



Fonte: BATCHELOR & BOWDEN (1985)

4 GEOCROLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO (LA-ICP-MS) DOS GRANITOIDES DO DOMÍNIO CAMBUCI NA REGIÃO LIMÍTROFE ENTRE O RJ E O ES

Para o estudo geocronológico dos granitoides do Domínio Cambuci foram coletadas 11 amostras, como apresentado na tabela 12. As análises foram realizadas pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS - *Laser Ablation Inductively coupled plasma mass spectrometry* (espectrometria de massa de plasma induzido acoplado de abrasão por laser).

Tabela 12 - Amostras coletadas para obtenção dos dados de geocronologia U-Pb (laser ablation)

Amostra	Unidade	Litologia
JP-RM-01A	Suíte São João do Paraíso	Leucogranito gnaissificado (tonalítico)
BJ-RM-02A	Granito Cinza Foliado	Sienogranito cinza foliado
BJ-RM-03A	Leucogranito Isotrópico	Monzogranito leucocrático isotrópico
IV-RM-05A	Complexo Serra da Bolívia (Grupo 1)	Ortogranulito esverdeado fino (charnoenderbítico)
IV-RM-05C	Complexo Serra da Bolívia (Grupo 1)	Ortogranulito leucocrático médio (sienogranítico)
IV-RM-06A	Leucogranito Isotrópico	Monzogranito leucocrático isotrópico
JP-RM-07A	Suíte São João do Paraíso	Granada leucogranito Gnaissificado (sienogranítico)
JP-RM-08A	Complexo Serra da Bolívia (Grupo 3)	Charnoenderbito isotrópico
BJ-RM-09A	Granito Cinza Foliado	Sienogranito cinza foliado
BJ-RM-10A	Complexo Serra da Bolívia (Grupo 1)	Granulito leucocrático (charnoenderbítico)
BJ-RM-12A	Complexo Serra da Bolívia (Grupo 2)	Ortognaisse cinza fino (enderbítico)

Fonte: O autor, 2015.

4.1 Coleta e preparação de amostras para análises de geocronologia

A seleção e amostragem sobrevieram o estudo das evidências de campo e de mapas previamente confeccionados, com informações relevantes sobre os corpos de granitoides da região

Para as amostras de caráter leucocrático, foram coletados cerca de 30 quilos e para as amostras de coloração mais escura, uma média de 50 quilos. Ainda no campo, os fragmentos foram reduzidos até o tamanho de aproximadamente 5 centímetros e colocados em dois sacos plásticos resistentes para que não fossem rasgados (Figura 99).

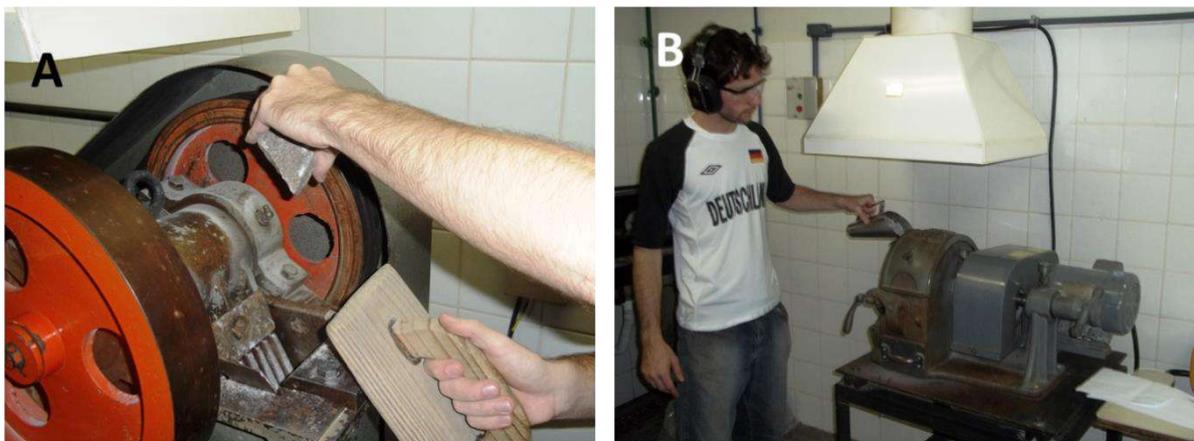
Figura 99 – Coleta de amostras dos granitoides para estudos de geocronologia



Fonte: O autor, 2015.

Após a coleta, as amostras foram processadas separadamente no LGPA-UERJ (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras). Os pedaços de cada amostra foram britados em britador de mandíbulas (Figura 100A) e, posteriormente, os fragmentos foram reduzidos a pó no moinho de discos (Figura 100B).

Figura 100 – Preparação das amostras para geocronologia U-Pb no LGPA-UERJ

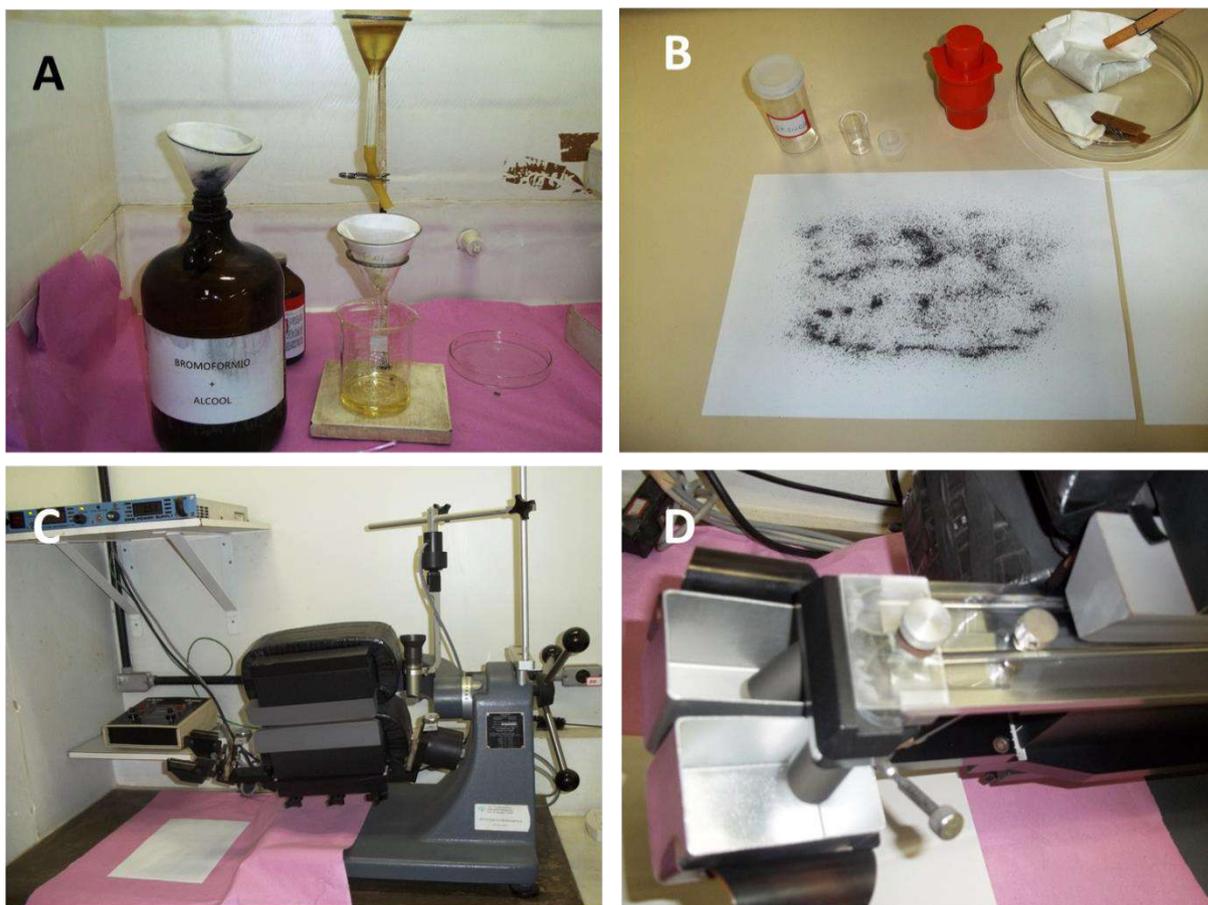


Legenda: (A) britador de mandíbulas. (B) moinho de discos.

Fonte: O autor, 2015.

Na fase seguinte, todo o material moído foi bateado e o concentrado acumulado seguiu para a separação densimétrica por meio do bromofórmio (Figura 101A). A seguir, procedeu-se à separação magnética, primeiro com imã de mão (Figura 101B) e, posteriormente, no separador magnético Frantz (Figura 101C e 101D). O Frantz foi posicionado em 15 graus na inclinação lateral e 10 graus na inclinação frontal, ligado com a amperagem inicial de 0,2 A e vibração da alimentação (régua) em torno de 5 A. O Frantz inicial (FI) foi separado em cinco frações: Fração com amperagem de: 0,2 A; 0,5 A; 0,75 A; 1,00 A; e a amperagem máxima de 1,5 A. Após a separação inicial, o material de cada fração foi colado nos respectivos frascos (identificados). A fração não magnética seguiu para o Frantz final (FF) no qual a amperagem foi constante (máxima = 1,5 A) e a inclinação lateral variou de 5 graus até -0,5 grau (5°, 3°, 1°, 0° e -0,5° atraível e -0,5° não atraível). Ao final das seis separações, obtiveram-se os grãos de zircão mais e menos magnéticos acondicionados nos respectivos frascos.

Figura 101 – Preparação das amostras para estudos de geocronologia U-Pb no LGPA-UERJ

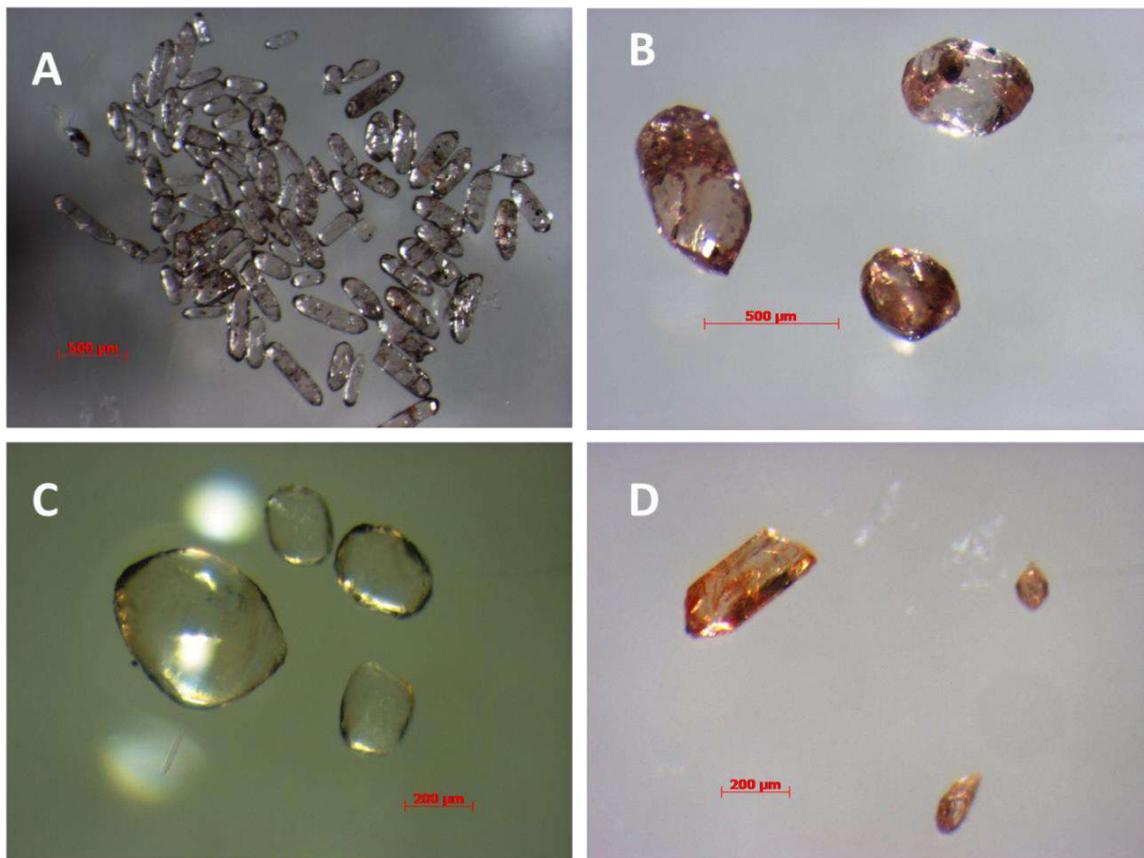


Legenda: (A) – Separação densimétrica utilizando bromofórmio; (B) – Separação magnética com auxílio do ímã de mão; (C) e (D) – Separação magnética a partir do Frantz.
Fonte: O autor, 2015.

4.2 Seleção e montagem dos grãos de zircão para geocronologia

Após os processos de preparação de amostra, bateia, separação densimétrica e magnética, os concentrados das frações finais do Frantz foram separados para estudo e seleção de grãos de zircão (Figura 102A, 102B, 102C e 102D) com auxílio de lupa binocular. De acordo com as populações nas fases diamagnéticas e paramagnéticas, fez-se a seleção dos grãos mais representativos para a montagem em epóxi, como observado na Figura 103 a partir de imagem de catodoluminescência).

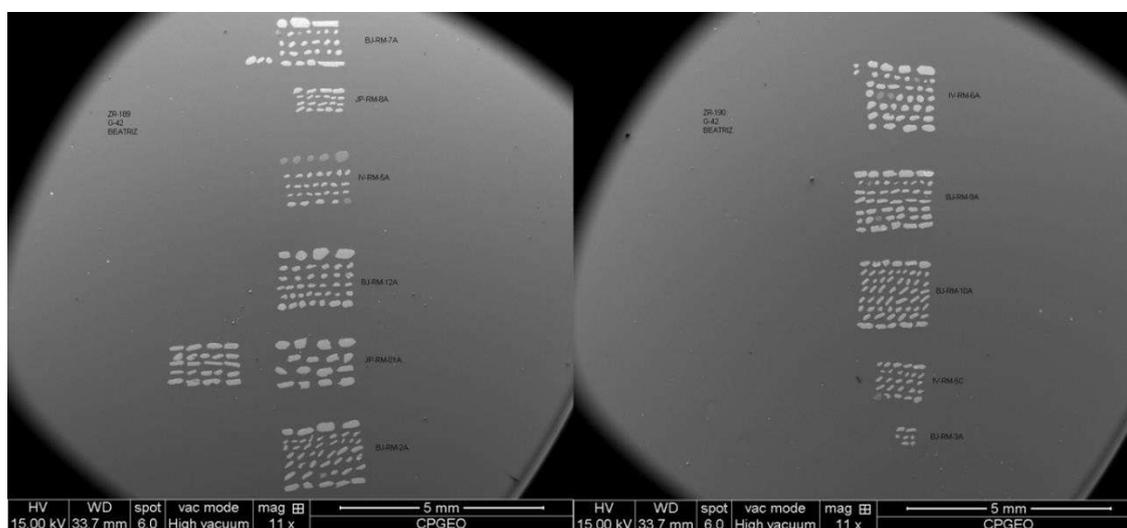
Figura 102 – Exemplos de cristais de zircão vistos com auxílio de lupa binocular



Legenda: (A) grãos de zircão da amostra JP-RM-01A (Tonalito leucocrático gnaissificado da Suíte São João do Paraíso); (B) grãos de zircão da amostra BJ-RM-12A (Ortognaisse Foliado Enderbítico do Complexo Serra da Bolívia); (C) grãos de zircão da amostra IV-RM-05A (granulito gnaissificado (charnoenderbítico) do Complexo Serra da Bolívia); (D) grãos de zircão da amostra BJ-RM-03A (Monzogranito leucocrático isotrópico).

Fonte: O autor, 2015.

Figura 103 – Grãos de zircão das 11 amostras montados em epóxi. Imagem visualizada em catodoluminescência



Fonte: O autor, 2015.

4.3 Equipamento utilizado

Os procedimentos analíticos referentes ao LA-ICP-MS (Figura 104A e B) adotados pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) – USP.

Figura 104 – Espectrometria de massa de plasma induzido (A) e ablação por laser (B) do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) – USP para análises U-Pb



Fonte: O autor, 2015.

4.3.1 Parâmetros estatísticos e incertezas analíticas

Segundo Stern (1997) e Williams (1998), o desvio padrão (representado por σ) indica estatisticamente o erro analítico. Em análises individuais, a precisão das razões isotópicas é reportada e representada no diagrama concórdia como erro padrão da média ao nível 1σ , correspondendo ao intervalo de confiabilidade de 68%. Análises agrupadas (que correspondem à idade aparente do evento) são cotadas e plotadas no nível de 95% de confiabilidade (2σ).

O MSWD (*Mean Square of the Weighted Deviated*) é um parâmetro estatístico definido como a soma dos quadrados da dispersão de cada ponto analítico dividido pelo grau de liberdade. Este parâmetro reflete o grau de probabilidade de um grupo de idades fazer parte de uma população ou não. Permite também caracterizar a

consistência analítica em qualquer sistemática que utilize tratamento de regressão isocrônica e razões iniciais.

Silva (2006) também afirma que para que haja uma situação ideal seria necessária a representação por um conjunto de análises de uma mesma amostra onde o MSWD careceria ter valor menor ou igual ao erro analítico para que houvesse coerência geológica. No entanto, o autor supracitado pondera que, para representar alto grau de confiabilidade em um diagrama concórdia, o MSWD deve exibir valores em torno de 1, sendo tolerável até 2,5.

4.3.2 Datação por LA-ICP-MS (Obtenção dos dados)

Para o melhor entendimento do aparelho utilizado na datação do presente trabalho, foi consultado o trabalho de Sato e Kawashita (2002), ao qual apresentam os principais tipos de espectrômetros de massa, bem como à aplicação voltada a geocronologia. Segundo estes autores, os espectrômetros de massa trabalham com íons positivos ou negativos de elementos ou espécies moleculares em um sistema de ultra alto vácuo, de 10^{-7} a 10^{-9} mbar. As técnicas de ionização são: a termo-ionização; plasma; impacto de elétron; e impacto de íon.

Os dados do presente estudo foram obtidos utilizando o sistema Nu plasma MC-ICP-MS do modelo Neptune acoplado com laser UV de Nd YAG de forma pulsada. Os componentes abrasados são arrastados/transportados por meio de um fluxo de gás Ar/He (o mesmo utilizado no plasma) para o interior da câmara "spray". As análises são intercaladas com os padrões para normalizar e/ou corrigir eventuais desvios nas medidas de razões isotópicas das amostras.

Segundo Sato e Kawashita (2002) a técnica de plasma acoplada indutivamente ("Inductively Coupled Plasma" - ICP) possui duas vantagens. A primeira é a produção de feixe de íons com maior eficiência, que são analisados por meio de espectrometria de massas (ICP/MS). A segunda vantagem do ICP em relação às outras formas de ionização é em relação ao mecanismo de introdução de amostra, que se dá através do processo clássico de nebulização ou injeção de átomos ou moléculas liberados por abrasão a laser.

Simonetti *et al.* (2005) desenvolveram um estudo no qual avaliaram procedimentos e parâmetros analíticos pelo LA-ICP-MS. A configuração do coletor permite a aquisição simultânea de sinais iônicos variáveis entre as massas ^{238}U e ^{203}Tl , de vital importância para a determinação de idades U-Pb acuradas e precisas. Sinais ^{207}Pb , ^{206}Pb , ^{204}Pb e ^{204}Hg são medidos nos contadores iônicos, enquanto os isótopos de U e Tl são obtidos nos coletores *Faraday*.

Os contadores iônicos consistem em um discreto dinodo onde os sinais dos íons são direcionados para os multiplicados de elétrons através de pequenos defletores. Este sistema oferece um simples, mas efetivo, meio de proteção para os contadores iônicos dos excessivos feixes ($>10^{-7}$ CPS) que incidem no dispositivo.

O progressivo desenvolvimento dos *lasers* foi fundamental na redução dos fracionamentos, significativo fator na reprodutibilidade das razões U/Pb. A frequência quintuplicada do *laser* Nd:YAG a 503nm (Jeffries *et al.* 1998) potencializou a diminuição do tamanho dos spots, juntamente com a redução do fracionamento mencionado. Entretanto, a carência de sensibilidade dos coletores *Faraday*, continuava exigindo uma quantidade maior de material sob ablação, influenciando a relação de diâmetro/profundidade do *spot* gerado.

Os últimos desenvolvimentos desta metodologia estão associados ao uso do instrumento Nu plasma, incluindo os três contadores iônicos e doze coletores *Faraday* citados anteriormente (Simonetti *et al.* 2005). A sensibilidade desses contadores iônicos permitiu: a leitura da medida destes baixos sinais iônicos de Pb (equivalente a 1mV), a condução da ablação usando baixa energia de saída ($\sim 2\text{J} / \text{cm}^2$), e a redução dos tamanhos dos spots (40 μm de largura e 15 μm de profundidade), favorecendo análises de cristais com padrões de zoneamentos (alta resolução espacial). Simonetti *et al.* (2005) indicaram, ainda, que a (2σ) reprodutibilidade do protocolo analítico testado estaria acima de 1% e 3% para valores das razões de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, respectivamente.

4.3.3 Morfologia e imageamento dos grãos de zircão

Para as interpretações do estudo de geocronologia algumas considerações foram feitas a respeito da morfologia dos grãos de zircão e imageamento por catodo luminescência cujas Informações foram extraídas de Corfu et al. (2003).

De acordo com Pupin (1980), os cristais são classificados com o relativo desenvolvimento das formas prismáticas {100} vs. {110} e formas piramidais {211} vs. {201}. Em geral, grãos de rochas relativamente anídras alcalinas e toleíticas exibem várias combinações de formas com uma proeminente presença de {211}. Granitos e pegmatitos ricos em água tendem a ter formas dominantes {110} e {101}.

Pupin (1980) relatou que o desenvolvimento relativo das faces prismáticas se dá principalmente pela temperatura de cristalização onde as faces piramidais foram associadas a fatores químicos e sugeriu que os parâmetros referentes à tipologia das populações de cristais de zircão podem ser utilizados para descrever a evolução de um sistema magmático. A velocidade de cristalização parece ser o principal fator de controle da razão de alongamento dos grãos, onde cristais esqueléticos representam a forma mais extrema de rápido crescimento.

Quando um magma é saturado este é incapaz de dissolver completamente um zircão restítico ou assimilados, que muito comumente, se tornam uma “semente” do recém-crescido zircão magmático. O aparecimento de xenocristais de zircão pode, portanto, variar de grãos altamente desenvolvidos, livre de qualquer sobrecrescimento para grãos subarredondados totalmente englobados em novos mantos de zircão.

Em algumas rochas pode-se observar uma série de ocorrências de sobrecrescimento livre de xenocristais de zircão, núcleos e mantos volumetricamente grandes, a totalmente nova gerações de grãos de zircão ígneos.

No que diz respeito à morfologia externa, cristais de zircão modificados metamorficamente são geralmente caracterizadas por formas subarredondadas. Entretanto, formas euédricas são também possíveis, especialmente em sistemas muito ricos em fluidos, como em micaxistos de facies anfíbolitos ou migmatitos. No primeiro caso, o desenvolvimento de faces cristalinas é principalmente facilitado pela presença de uma solução aquosa ou fluidos carbônicos. No caso de migmatitos, é provável que o zircão cresça em contato com uma fase fundida, e, portanto, estritamente falando, não é mais metamórfica, e sim magmática.

No Imageamento em cristais de zircão para a geocronologia U-Pb (LA-ICP-MS) observa-se que uma das características mais típicas de grãos de zircão magmáticos é a presença de zoneamento de crescimento bem desenvolvido que é mais bem visto em imagem de catotoluminescência (CL) e imagens de *backscattered electron* (BSE). O zoneamento reflete a variação de composição de Zr e Si. A composição das zonas tende a variar entre dois membros finais, dos quais um deles possui baixa concentração em elementos traços, aproximando-se da composição de zircão puro, e o outro componente é altamente enriquecido em elementos traços com alta taxa de impureza na estrutura dos cristais (SPEER 1982). Um caso especial de zoneamento é o setor de zonamento (*section-zone*). A espessura das bandas também pode variar amplamente. Em alguns casos, não é visível zoneamento.

Um novo zircão pode crescer nas bordas de um antigo cristal (núcleo), o que resulta em mistura física de cristais com idades distintas. O cristal mais antigo é denominado de herdado (núcleo) e, quando analisado, a idade é geralmente mais velha que a do zircão da borda, padrão esse denominado herança. Em granitoides tipo S esse padrão pode ser comum. Herança e idades mistas são mais facilmente identificadas por meio de imageamento (CL e/ou BSE) prévio às datações.

De acordo com Corfu et al. (2003) o zircão pode ser afetado por vários processos: o estágio final de cristalização magmática, durante o lento resfriamento de grandes corpos intrusivos ou por eventos metamórficos. A distinção entre os efeitos dos processos nem sempre ocorre na íntegra e nem sempre há um consenso na interpretação de texturas secundárias. As modificações nos cristais de zircão magmático, durante o processo de resfriamento pós-magmático, resulta no rompimento do zoneamento oscilatório concêntrico, gerando um padrão difuso. Uma das texturas mais comuns é o desenvolvimento de domínios irregulares, porções com baixa contração de U cortando discordantemente através dos domínios zoneados que podem ser geradas a partir da recristalização.

Cristais de zircão submetidos a alto grau de metamorfismo revelam uma complexa e diversificada gama de texturas que refletem nas variações de condições físico químicas e a duração de cada evento metamórfico, e muitas vezes são causadas por modificações de estruturas pré-existentes e/ou pelo crescimento do novo zircão (CORFU et al. 2003).

4.4 O método U-Pb (LA-ICP-MS) aplicado aos granitoides da região limítrofe dos estados do RJ e ES

4.4.1 Complexo Serra da Bolívia – Granulitos e Ortognaisses Heterogêneos (Grupo 1)

4.4.1.1 Amostras IV-RM-05A e IV-RM-05C

As amostras foram coletadas em um afloramento heterogêneo em forma de crista, às margens do rio Muriaé (Figura 105). O ponto situa-se no Domínio Cambuci, próximo ao limite com o Terreno Ocidental.

Observam-se duas litologias. A primeira (IV-RM-05A) trata-se de um Ortogranulito esverdeado fino (charnoenderbítico). A rocha é de coloração cinza escuro, levemente esverdeada, inequigranular de granulometria média a grossa. A segunda rocha (IV-RM-05C) é de cor mais clara, inequigranular, de granulometria variando de média a grossa, foliada, classificada (no campo) como um Ortogranulito leucocrático médio (sienogranítico), sendo isenta de ortopiroxênio varietal.

O contato entre as duas litologias ocorre num limiar onde, na maior parte dos casos, bandas e porções contíguas intercaladas entre as rochas são comuns (Figura 12A e 12B). Por outro lado, contatos mais abruptos e retilíneos ocorrem com menor frequência (Figura 12A). Optou-se por estudar as litologias individualmente, visto a complexidade que as rochas deste segmento geológico apresentam.

4.4.1.2 Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra IV-RM-05A

A montagem da amostra IV-RM-05A se deu em um total de 50 grãos de zircão encontrados predominantemente na fração magnética FF -0,5° não atraível. Dois grupos de zircão puderam ser descritos de acordo com a morfologia (Figura 106A).

Figura 105 – Ponto IV-RM-05 (amostras IV-RM-05A – Ortogranulito esverdeado fino (charnoenderbítico) e IV-RM-05C – Ortogranulito leucocrático médio (sienogranítico) próximo ao Rio Muriaé nas proximidades da cidade de Italva



Fonte: O autor, 2015.

O primeiro grupo é caracterizado por grãos de aproximadamente $130\mu\text{m}$, prismáticos moderadamente fraturados, que não contém inclusões substanciais e são de proporção 2x1 (como exemplos: #9 e #13). O segundo grupo é constituído por grãos de aproximadamente $250\mu\text{m}$ (proporção de tamanho 2x1), levemente arredondados, com poucas inclusões e pouco a moderadamente fraturado (como exemplos: #12, #14, #15, #16 e #17). Não foi observada relações das idades com os diferentes tamanhos dos grãos.

Nas imagens por catodoluminescência (CL) (Figura 106B), a maioria dos grãos de zircão tende a um padrão zonado, com núcleo e borda bem desenvolvida e, em muitos casos, a delimitação geométrica entre o núcleo e a borda é bem definida. Os núcleos dos grãos são, na maior parte dos casos, euédricos a subédricos (levemente arredondados), o padrão de CL é do tipo oscilatório, e raramente difuso. Tais características dos núcleos sugerem crescimento magmático. Os exemplos mais

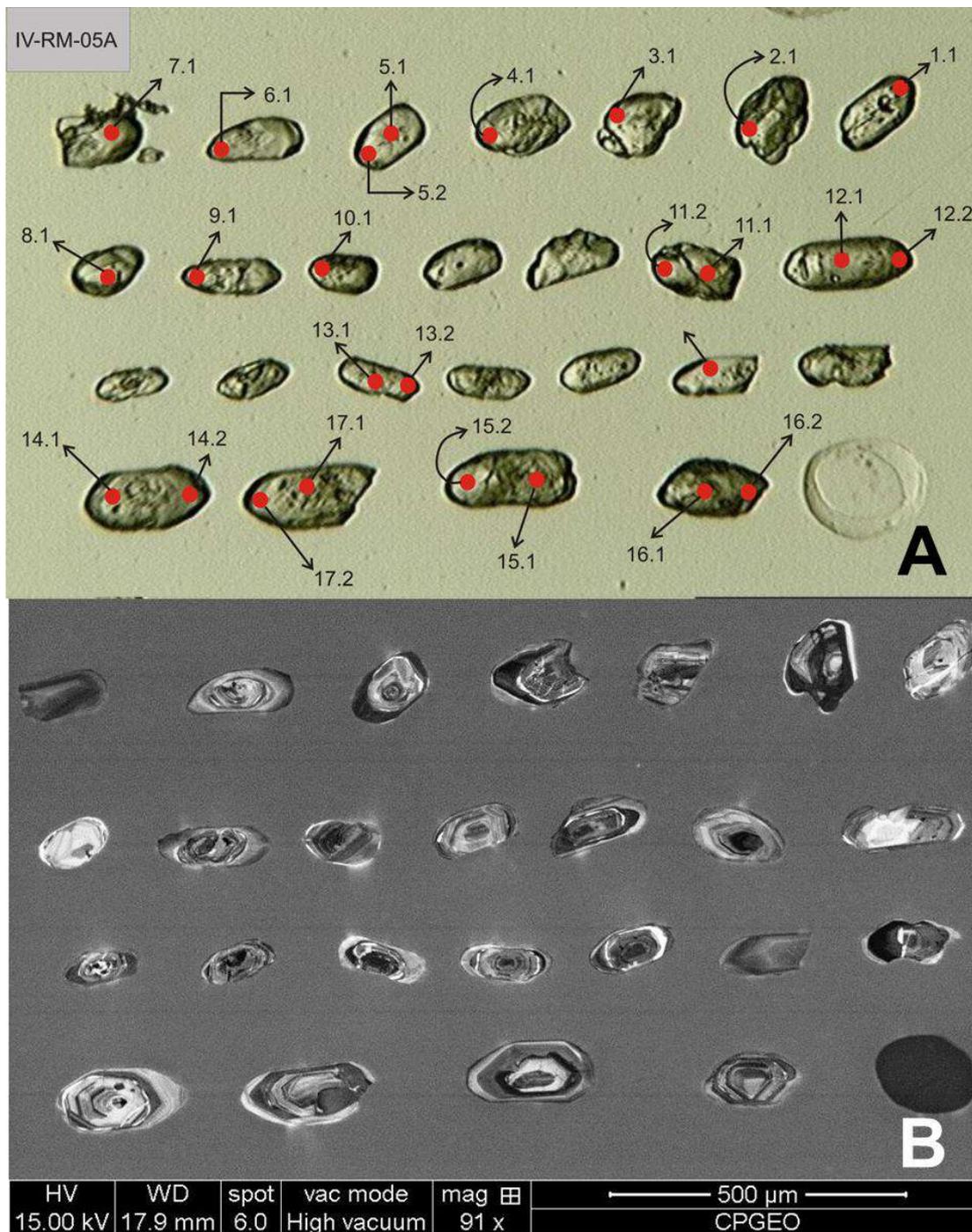
característicos dos padrões dos núcleos são observados nos grãos #6, #14, #16 e #17. A borda é majoritariamente delgada com padrão homogêneo (alta luminescência e baixa luminescência). Tais características sugerem sobrecrecimento metamórfico. Os melhores exemplos são visualizados nos grãos #5, # 9, #13, # 14, # 16, # 17. As imagens da CL não apresentam relações claras com a morfologia. As imagens por *backscattered* (BSE) (Figura 107) evidenciam que os grãos não apresentam fraturas importantes nem grandes desníveis, o que poderia influenciar a qualidade dos dados.

4.4.1.3 Geocronologia U-Pb da amostra IV-RM-05A

As análises dos núcleos dos grãos (Figura 108), com padrão de zonamento oscilatório, (#5, #14, #16 e #17), revelaram idades mais antigas nos núcleos dos cristais de zircão (1742 Ma; 1952 Ma; 2191 Ma; e 2172 Ma) e idades recentes, nas bordas dos cristais, com padrão homogêneo, (602 Ma; 611 Ma; 608 Ma; 598 Ma; e 574 Ma). Os grãos #16 e #17 mostram concordância de 100%, tanto nos núcleos (*spots* 16.1 e 17.1) quanto nas bordas (*spots* 16.2 e 17.2), e são considerados como dados seguros para as análises. Os demais grãos, destacados acima, mostram concordância de 100% para as bordas, com sobrecrecimento (*spots* 5.2, 13.2, 14.2 e 15.2) e grau abaixo de 100% de concordância para os pontos localizados nos núcleos herdados (5.1 – 85%; 13.1 – 67%; 14.1 – 95%; 15.1 – 68%). Alguns grãos não entraram nos cálculos das idades, entretanto foram projetados no gráfico e mostram uma discórdia no diagrama.

Com base nas idades obtidas, foi montado um diagrama concórdia (Figura 109), onde se definiu uma discórdia com interceptos de $2184,3 \pm 21$ Ma (2σ) (Figura 110A), representando a cristalização da rocha e interceptos de $607,2 \pm 1,5$ Ma (2σ) (Figura 110B) interpretada como um evento metamórfico no Brasiliano. As idades, a morfologia, a textura da cotodo e a idade registrada nos *spots* são fornecidas na tabela 13 dos grãos utilizados tanto no cálculo para a interpretação, quanto para os grãos que somente foram plotados. Todos os resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICP-MS) dos grãos de zircão da amostra IV-RM-05A estão na tabela 1 do APÊNDICE C.

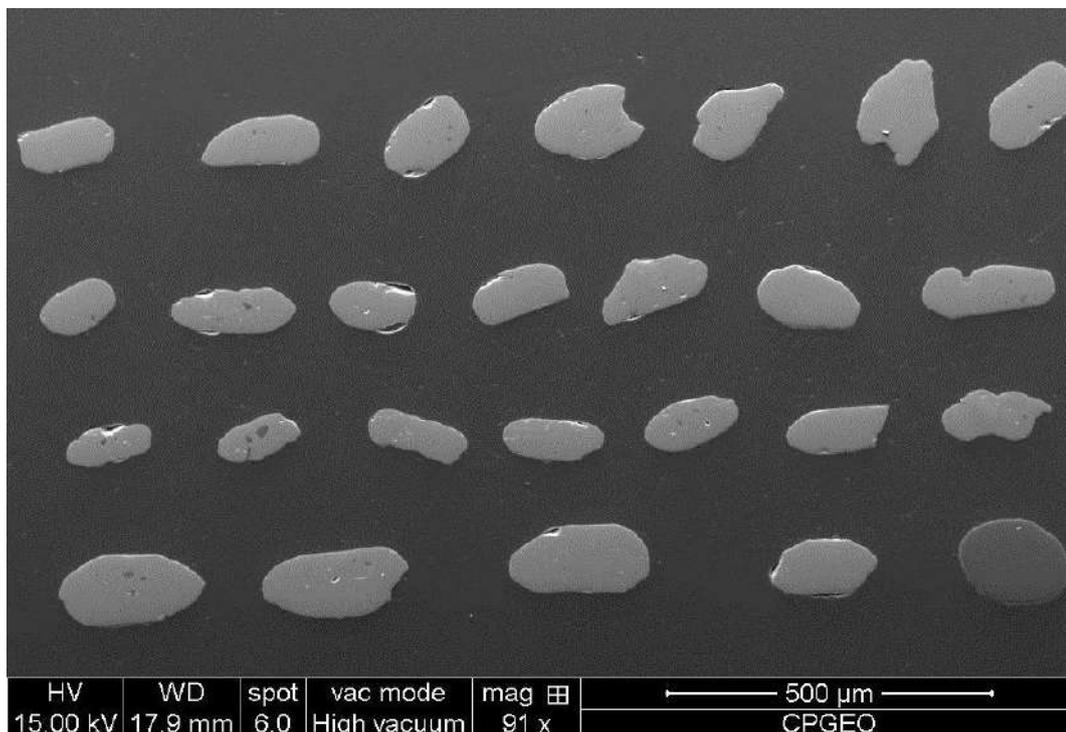
Figura 106 – Imageamento de grãos de zircão da amostra IV-RM-05A (Ortogramulito esverdeado fino - charnoenderbítico)



Legenda: (A) Cristais de zircão observados sob lupa binocular. (B) Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão.

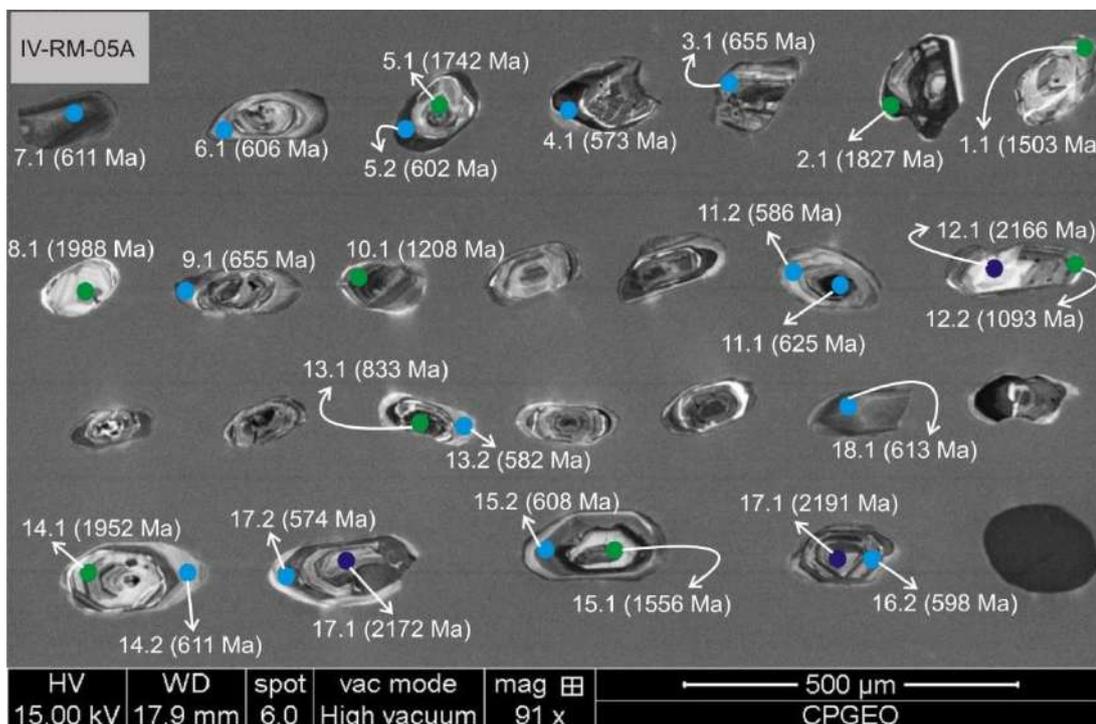
Fonte: O autor, 2015.

Figura 107 – Imagem de *backscattered electron* de grãos de zircão da amostra IV-RM-05A (Ortogranulito esverdeado fino - charnoenderbítico)



Fonte: O autor, 2015.

Figura 108 – Imagem de catodo luminescência com os *spots* da amostra IV-RM-05A (valores em Ma das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)



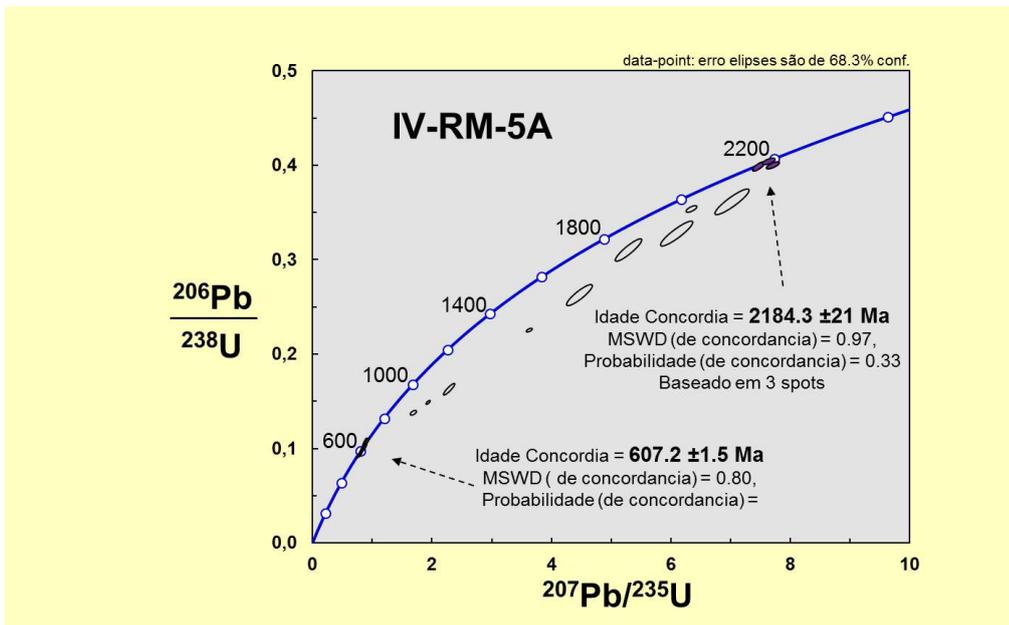
Fonte: O autor, 2015.

Tabela 13 - Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade em milhões de anos, concordância e razões Th/U. Em azul: pontos utilizados nos cálculos das idades neoproterozoicas; Em roxo: pontos utilizados nos cálculos das idades paleoproterozoicas. Em preto e itálico: idades híbridas ou alto grau de discordância (pontos plotados, mas não utilizados nos cálculos). Legenda: nh: padrão de núcleo herdado; hc: padrão homogêneo claro; he: padrão homogêneo escuro; zo: padrão de zoneamento oscilatório; df: padrão difuso. 206/208 significa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

<i>Spot</i>	Morfologia/ cor dos grãos	Posiçã o do <i>Spot</i>	Textur a/ CL	Idade (MA) do <i>spot</i> (206/238)	Conc. % (206/238) (207/206)	Razõ es Th/U
5.2	Prismático Ovalado	Borda	he	602	100	0,079
6.1	Prismático Ovalado	Borda	hc	606	100	0,137
7.1	Ponta de prisma	Centro	he	611	100	0,166
11.2	Prismático Ovalado	Borda	zo	586	100	0,123
14.2	Prismático	Borda	hc	611	100	0,088
15.2	Prismático	Borda	he	608	100	0,053
16.2	Prismático	Borda	zo	598	100	0,116
18.1	Ponta de prisma	Centro	he	613	100	0,161
13.2	Prismático	Borda	hc	582	100	0,081
11.1	Ovalado	Centro	he	625	100	0,092
4.1	Arredondado	Borda	he	573	98	0,073
17.2	Prismático	Borda	he	574	100	0,074
3.1	Equidimens.	Borda	zo	655	100	0,104
9.1	Prismático	Borda	hc	655	100	0,108
12.1	Prismático	Núcleo	hc	2166	100	0,550 7
17.1	Prismático	Meio	df	2172	96	0,427
16.1	Prismático	Centro	zo	2191	100	0,138
8.1	Arredondado	Centro	hc	1988	94	0,403
14.1	Prismático	Meio	zo	1952	95	0,358
1.1	Prismático	Borda	zo	1503	75	0,249 7
2.1	Fragmento	Borda	he	1827	86	0,248
5.1	Prismático ovalado	Centro	df	1742	85	0,129
10.1	Prismático ovalado	Centro	zo	1208	58	0,291
12.2	Prismático	Borda	zo	1093	58	0,223
13.1	Prismático	Centro	he	833	67	0,191
15.1	Prismático	Centro	hc	1556	68	0,464

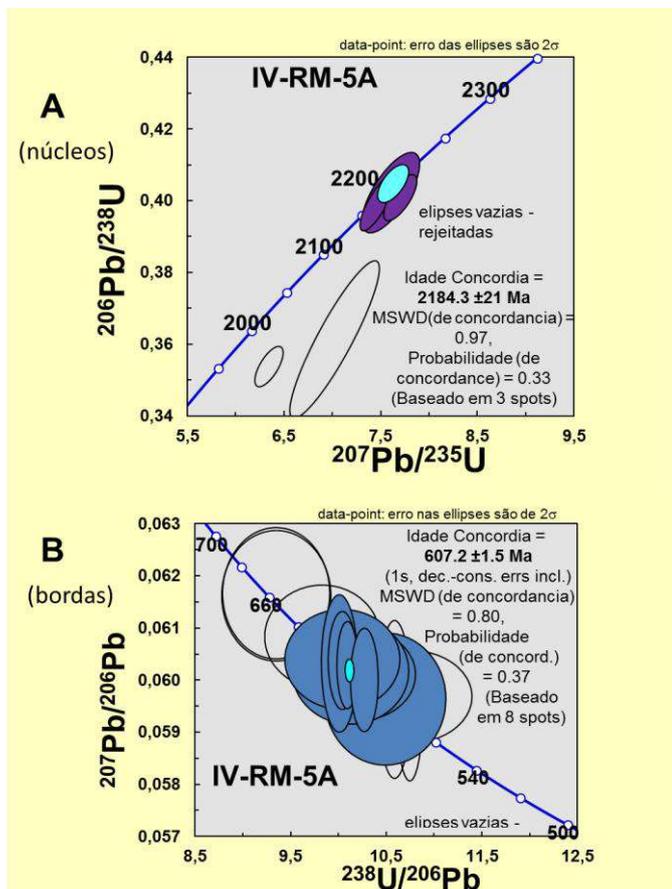
Fonte: O autor, 2015.

Figura 109 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra IV-RM-05A (Ortogranulito esverdeado fino - charnoenderbítico)



Fonte: O autor, 2015.

Figura 110 – Detalhes do diagrama concórdia superior (A) e diagrama de Tera-Wasserburg (B) para as análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra IV-RM-05A (Ortogranulito esverdeado fino - charnoenderbítico)

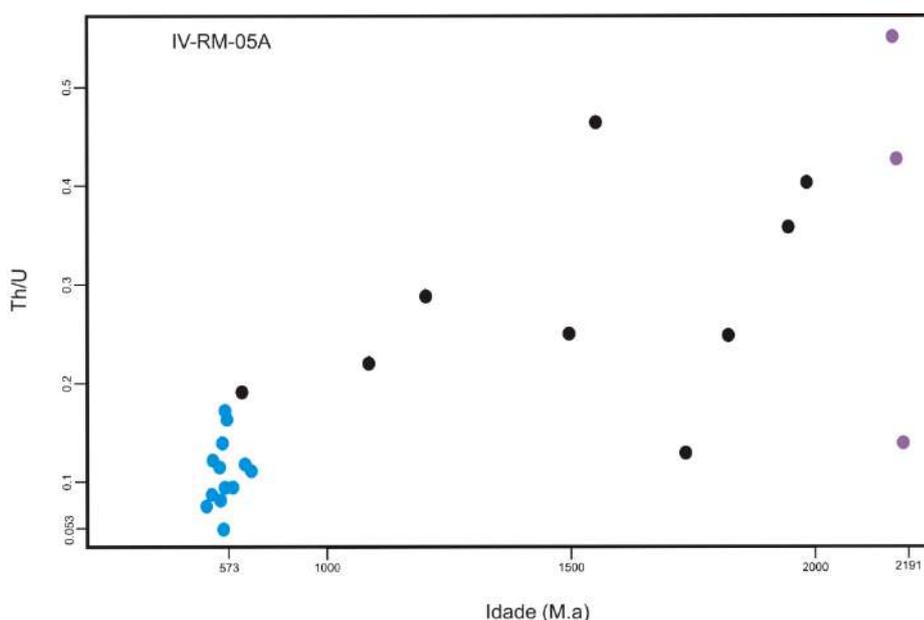


Fonte: O autor, 2015.

Os valores obtidos para as razões Th/U para a amostra IV-RM-05A variam entre 0,053 a 0,5507. Para os *spots* que registram idades neoproterozoica a razão Th/U é mais baixa (0,053 a 0,166) do que as razões dos *spots* com idades paleoproterozoicas (0,138 a 0,5507), como observado na figura 111. Os *spots* em preto (idades híbridas que não foram utilizadas nos cálculos das idades) projetaram-se no intermédio dos *spots* em azul e lilás, com valores variando entre 0,129 a 0,464.

Para rochas magmáticas a razão Th/U em condições ideais seria acima de 0,1. Já em rochas que sofreram metamorfismo essa razão seria menor, como observado na amostra IV-RM-05A. Entretanto, a baixa razão Th/U nos *spots* com idades neoproterozoica, interpretada como o metamorfismo, se dá devido ao aumento do conteúdo de U.

Figura 111 – Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra IV-RM-05A (Ortogramulito esverdeado fino - charnoenderbítico)



Fonte: O autor, 2015.

4.4.1.4 Morfologia, montagem e imageamento da amostra IV-RM-05C

Na montagem da amostra IV-RM-05C, foi selecionado um total de quarenta grãos, dos quais, vinte e três foram escolhidos para imageamento e análise. Os grãos variam de 120 a 300 μm e a proporção do tamanho é de 2x1 (#7) até 4x1 (#9).

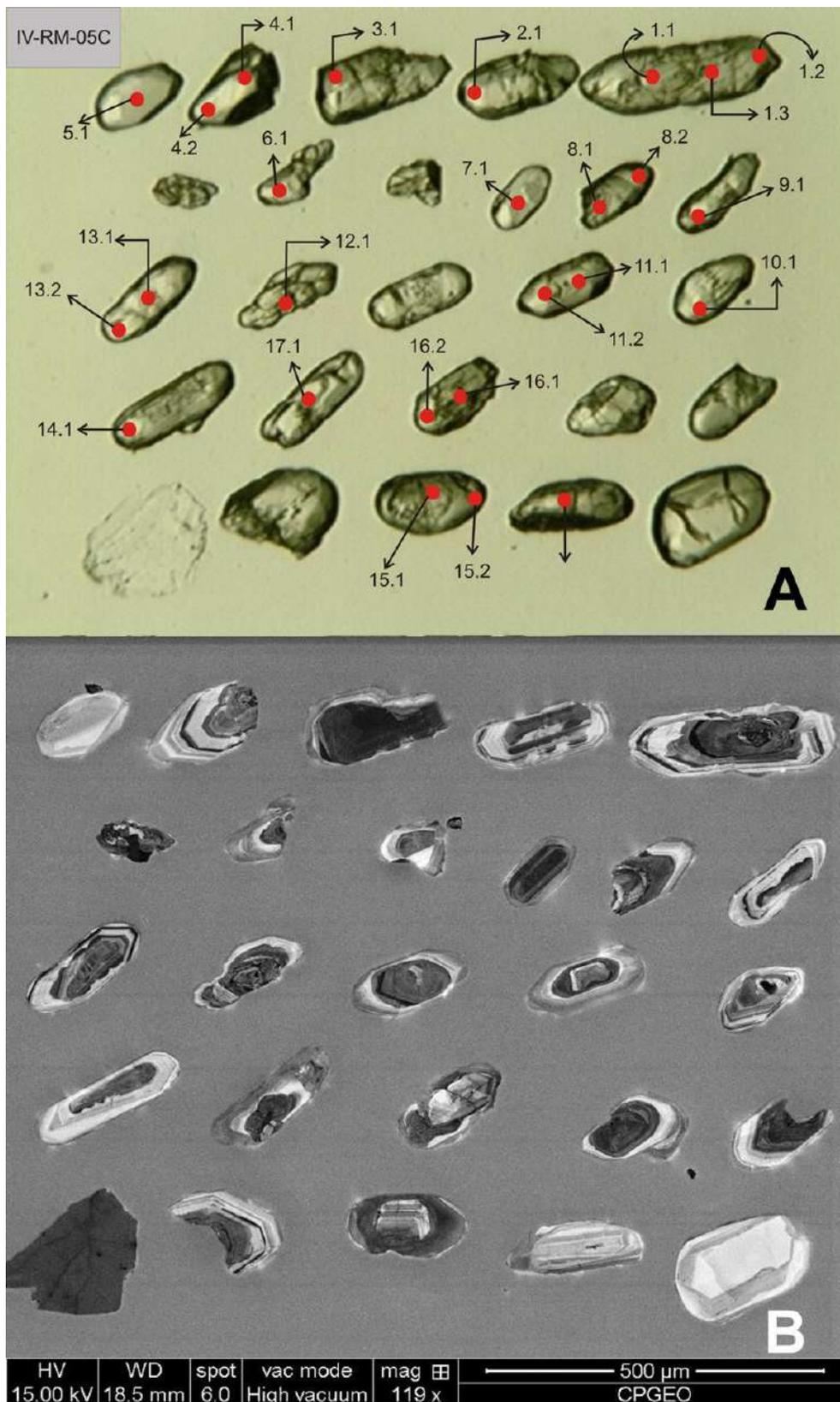
Dois tipos puderam ser observados com maior frequência em lupa binocular (Figura 112A). O primeiro conjunto se caracteriza por grãos relativamente pequenos de tamanho variando de 120 a 150 μm límpidos, isentos de faturamento e inclusões, tendo formas ovaladas ou com leve grau de euedria. Como exemplos, podem ser indicados os cristais #4, #5, #6, #7, e #9. O segundo conjunto é representado por grãos maiores, variando de 200 a 300 μm , extraídos preferencialmente da $\text{FF}0^\circ$, que são frequentemente fraturados, tendendo a formas prismáticas (#1, #2, #11, #14 e #17) e, esporadicamente, a formas arredondadas (#15). Cristais grandes, caracterizados como pontas de prismas, e fragmentos de zircão foram somente observados na $\text{FF} 0^\circ$, porém com menor frequência. Não foi observada relações das idades com os diferentes tamanhos dos grãos.

Em alguns grãos de zircão, é notável a ocorrência de um núcleo (arredondado) com limitações geométricas distintas das bordas (prismáticas), como, por exemplo, nos grãos #1, #8, #11 e #15.

Ao analisar as imagens por catodoluminescência (Figura 112B), nota-se que muitos grãos têm como padrão uma diferença entre o núcleo, com limites geométricos corroídos e padrão de catodo luminescência tipo difuso (#1, #2, #4, #9, #12, #13, #14 e #17), e a borda geralmente espessa com predominância do padrão de luminescência tipo crescimento oscilatório, alternada por bandas de crescimento de coloração mais clara (enriquecidas em ETR e U) e bandas mais escuras (saturadas em Si e Zr), como nos grãos (#1, #2, #4, #6, #9, #13, #14 e #17). O grão #15 apresenta um padrão diferenciado de crescimento oscilatório no núcleo e borda com padrão homogêneo (de baixa luminescência). Todas as características evidenciam um magmatismo (bordas com crescimento oscilatório) que assimilou cristais de uma rocha mais antiga corroendo os grãos herdados, devido a alta temperatura.

As imagens fornecidas pelo BSE (Figura 113) indicam que muitos grãos possuem padrões mais homogêneos sem variações ou zoneamentos de cores, assim como os da amostra IV-RM-05A. A maior parte dos grãos está pouco fraturada e com poucos desníveis. Alguns grãos estão moderadamente fraturados e com porções significativamente desniveladas, principalmente entre os contatos dos níveis recristalizados e dos núcleos herdados, como, por exemplo, o grão #1 (ao associar a imagem BSE com a de CL).

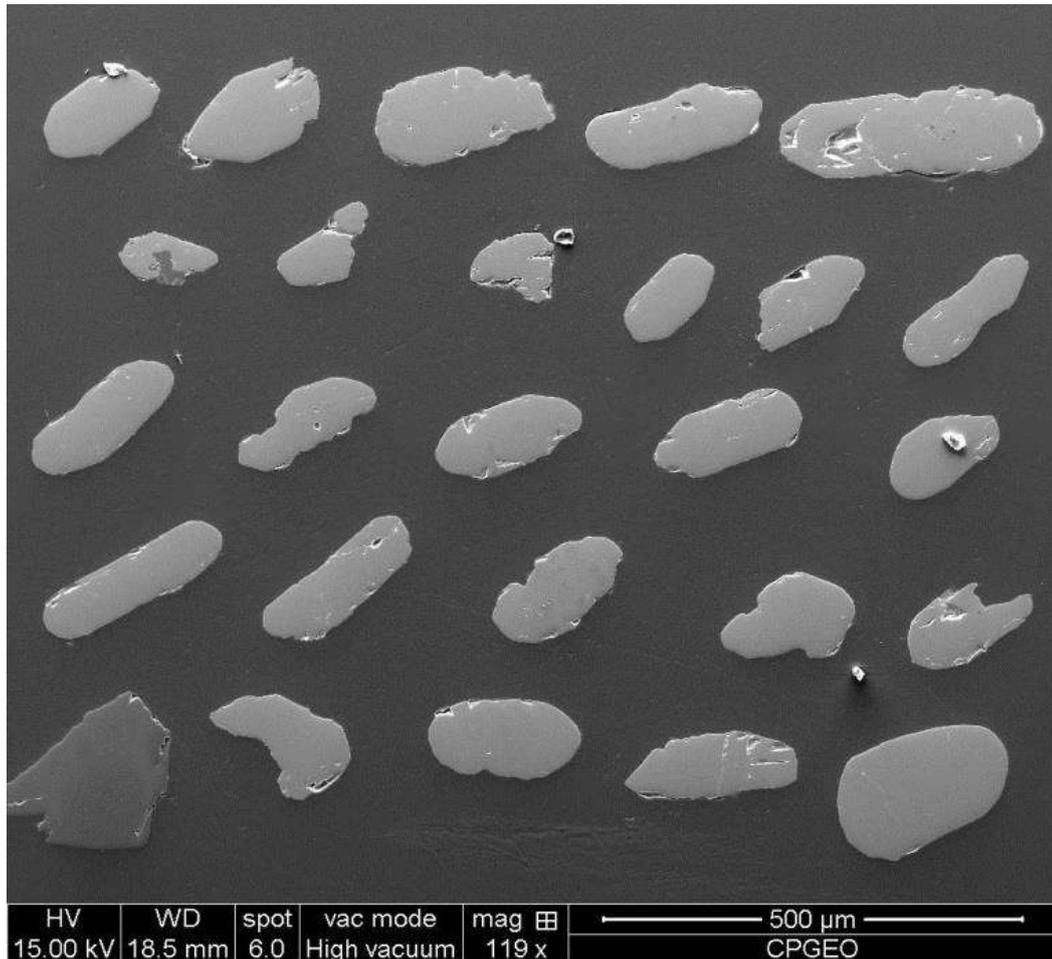
Figura 112 – Imageamento dos grãos de zircão da amostra IV-RM-05C (Ortogramulito leucocrático médio - sienogranítico)



Legenda: (A) Cristais de zircão da amostra IV-RM-05C observados sob lupa binocular. (B) Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão da amostra IV-RM-05C

Fonte: O autor, 2015.

Figura 113 – Imagem de *backscattered electron* de grãos de zircão da amostra IV-RM-05C (Ortogramulito leucocrático médio - sienogranítico)



Fonte: O autor, 2015.

4.4.1.5 Geocronologia U-Pb da amostra IV-RM-05C

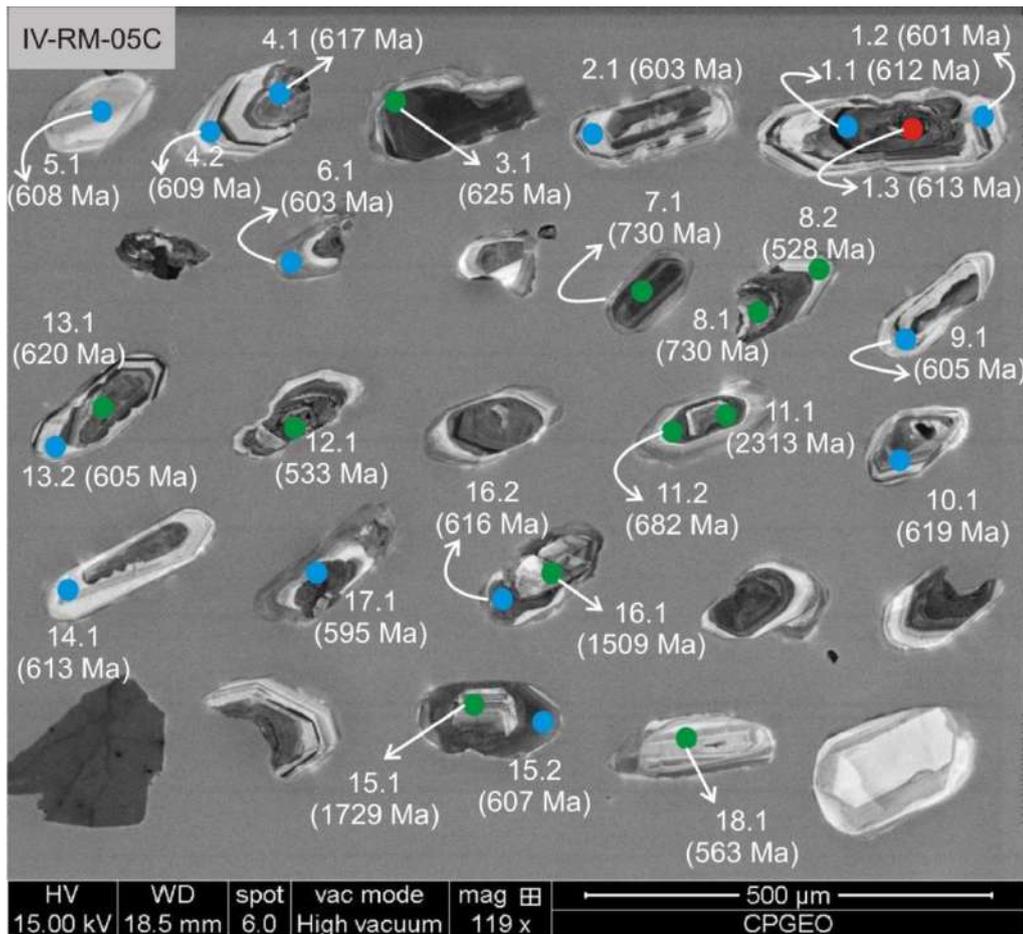
Os pontos analisados são observados na figura 114. Em geral os centros dos grãos, cujos núcleos são herdados e mostram-se corroídos, a idade é mais antiga (*spots* 8.1 = 730 Ma; 11.1 = 2313 Ma; 15.1 = 1729 Ma; e 16.1 = 1509 Ma), apenas no grão #11 (2311 ± 15 Ma) se observa alto grau de concordância (100%). Estes cristais evidenciam que possam ter sido assimilados (*spots* 8.2 = 528 Ma; 11.2 = 682 Ma; 15.2 = 607 Ma; e 16.2 = 616 Ma).

Os valores atribuídos às bordas dos grãos (#8, #11, #15 e #16) e também dos grãos menores e límpidos (incluindo os centros), ambos com padrão de luminescência tipo crescimento oscilatório, como por exemplo, os cristais #5 (5.1 = 608 Ma), #7 (7.1

= 638 Ma) e #10 (619 Ma) com grau de concordância de 100%, mostram idades mais recentes e são indicativas de que a amostra foi cristalizada no neoproterozoico e que assimilou grãos de zircão da amostra 5A (granulito de idade paleoproterozoica), visto a associação das duas litologias em campo.

As idades, a morfologia, a textura da CL e a idade registrada nos spots são fornecidas na tabela 14 dos grãos utilizados tanto no cálculo para a interpretação quanto para os grãos que somente foram plotados. Todos os resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICP-MS) dos grãos de zircão da amostra IV-RM-05C estão na tabela 2 do APÊNDICEA. A partir dos dados da amostra IV-RM-05C, as análises obtidas indicaram idade de $609,1 \pm 3$ Ma, de acordo com o diagrama concórdia observado na figura 115.

Figura 114 – Imagem de catodo luminescência com os *spots* da amostra IV-RM-05C (valores em Ma para as razões $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$)



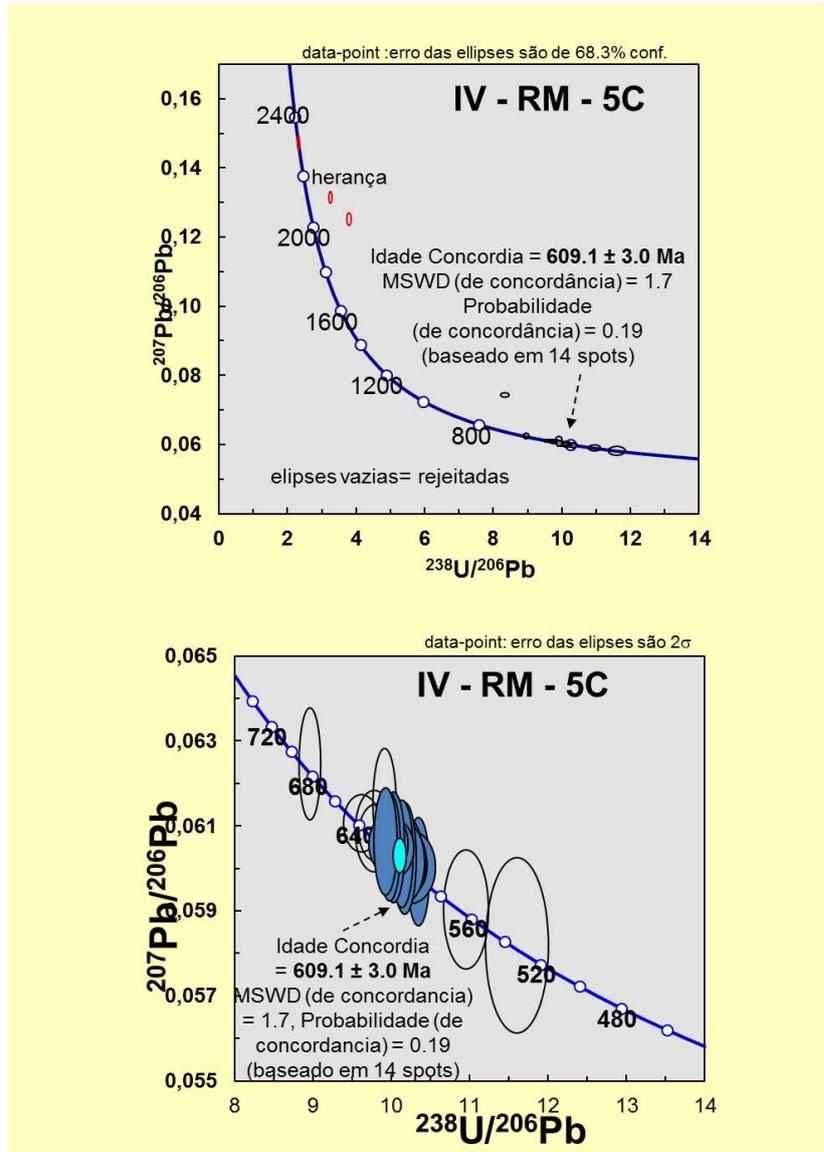
Fonte: O autor, 2015.

Tabela 14 - Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade e a concordância. Em azul: pontos utilizados nos cálculos das idades neoproterozoicas; Em preto itálico: alto grau de discordância (pontos plotados, mas não utilizados nos cálculos). Em vermelho: ponto rejeitado. Legenda: sbrc: padrão de sobrecrecimento; nh: padrão de núcleo herdado; hc: padrão homogêneo claro; he: padrão homogêneo escuro; zo: padrão de zoneamento oscilatório; df: padrão difuso. 206/208 significa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

Spot	Morfologia dos grãos	Posição do Spot	Textura/ CL	Idade (MA) do spot (206/238)	Concord. % (206/238) (207/206)	Razões Th/U
1.2	Prismático	Borda	zo	601	100	0,151
2.1	Prismático ovalado	Borda	zo	603	100	0,162
4.2	Ponta de Prisma	Borda	zo	609	100	0,128
5.1	Ovalado	Centro	hc	608	100	0,180
6.1	Fragmento	Centro	hc	603	100	0,076
9.1	Prismático	Borda	hc	605	100	0,153
13.2	Prismático	Borda	hc	605	100	0,153
15.2	Prismático	Centro	he	607	100	0,086
17.1	Prismático	Centro	he	595	100	0,088
1.1	Prismático	Centro	df	612	100	0,0839
4.1	Ponta de Prisma	Centro	df	617	100	0,126
14.1	Prismático	Borda	zo	613	100	0,152
16.2	Prismático Ovalado	Borda	he	616	100	0,040
10.1	Ovalado	Borda	zo	619	100	0,1284
3.1	<i>Prismático</i>	<i>Borda</i>	<i>he</i>	<i>625</i>	<i>100</i>	<i>0,124</i>
8.2	<i>Prismático</i>	<i>Borda</i>	<i>hc</i>	<i>528</i>	<i>100</i>	<i>0,141</i>
13.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>df</i>	<i>620</i>	<i>95</i>	<i>0,063</i>
7.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>he</i>	<i>638</i>	<i>100</i>	<i>0,043</i>
18.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>hc</i>	<i>563</i>	<i>100</i>	<i>0,235</i>
12.1	<i>Fragmento</i>	<i>Centro</i>	<i>df</i>	<i>533</i>	<i>100</i>	<i>0,115</i>
11.2	<i>Prismático</i>	<i>Borda</i>	<i>hc</i>	<i>682</i>	<i>100</i>	<i>0,015</i>
8.1	Prismático	Centro	df	730	69	0,181
11.1	Prismático	Centro	df	2313	100	0,196
15.1	Prismático	Centro	zo	1729	82	0,659
16.1	Prismático Ovalado	Centro	hc	1509	74	0,429
1.3	Prismático	Centro	he	613	100	0,091

Fonte: O autor, 2015.

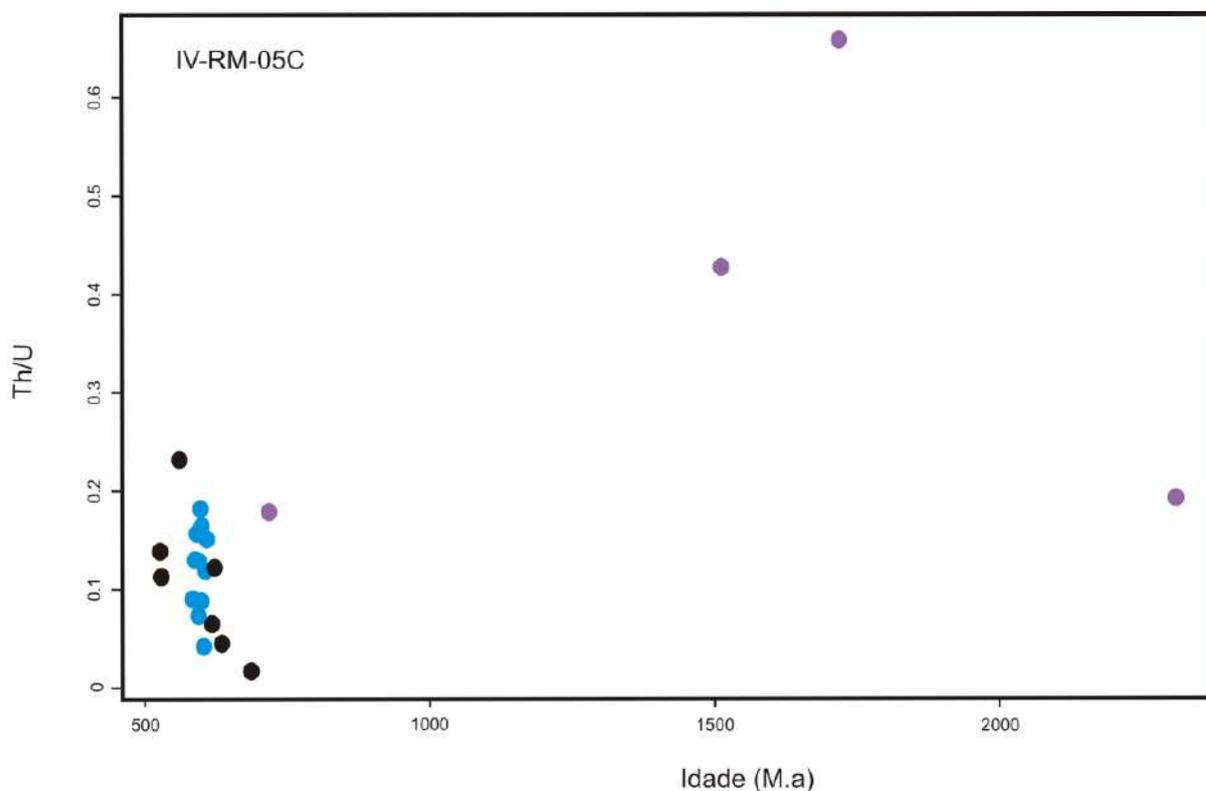
Figura 115 – Diagrama de concórdia (Tera-Wasserburg) para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra IV-RM-05C (Ortogramulito leucocrático médio - sienogranítico)



Fonte: O autor, 2015.

Os valores obtidos para as razões Th/U para a amostra IV-RM-05C variam entre 0,015 a 0,659. Para os *spots* que registram idades neoproterozoica (azul) a razão Th/U é mais baixa (0,040 a 0,18), devido ao metamorfismo, do que as razões dos *spots* com idades paleoproterozoicas (lilás) (0,181 a 0,659), como observado na figura 116. As amostras em preto (plotadas no diagrama concórdia, mas não utilizadas nos cálculos das idades) registram valores entre 0,015 e 0,235, situando-se no mesmo intervalo das amostras de idade neoproterozoica.

Figura 116 – Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra IV-RM-05C (Ortogramulito leucocrático médio - sienogranítico)



Fonte: O autor, 2015.

4.4.1.6 Amostra BJ-RM-10A

A amostra BJ-RM-10A trata-se de um granulito foliado (charnoenderbítico), extraída de um afloramento heterogêneo (Figura 117) do tipo corte de estrada. Enclaves de metabasitos ocorrem associados e são caracterizados por corpos centimétricos alongados e raramente elipsoidais. O Afloramento, de modo geral, é bandado com alternância de níveis onde se concentram predominantemente minerais félsicos (feldspato e quartzo) e níveis ocorrendo majoritariamente minerais máficos. A rocha é inequigranular, de granulometria variando de média a grossa.

Figura 117 – Ponto BJ-RM-10A onde foi coletado o Ortogranulito leucocrático médio - charnoenderbítico, na cidade de Bom Jesus do Norte, para a análise de geocronologia



Fonte: O autor, 2015.

4.4.1.7 Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-10A

A montagem da amostra BJ-RM-10A sucedeu-se a partir da seleção de um total de sessenta cristais na FF $-0,5^\circ$ não atraível. No geral, os grãos de zircão são bem formados, limpos, incolores a levemente rosados e de hábito prismático bipiramidal. Menos frequentemente, são arredondados ou com bordas arredondadas, como observado na figura 118A. Variam de 75 a 375 μm e a proporção de 2x1 até 4x1.

Basicamente, pode-se dividir o conjunto de grãos em quatro grupos: grãos prismáticos e límpidos, sem significativas inclusões e fraturas; cristais arredondados fraturados; grãos de tamanho maiores que os anteriores com inclusões e fraturas; e, por último, cristais, também tamanhos grandes, porém limpos e praticamente isentos

de inclusões e fraturas. A morfologia não mostrou relação com os padrões de catodoluminescência e nem com as idades.

Ao analisar o comportamento dos cristais de zircão da amostra BJ-RM-10A em catodoluminescência (Figura 118B), observa-se um padrão com delimitações geométricas entre núcleos e bordas. Os núcleos são, em muitos casos, corroídos (como nos grãos #6, #11 e #13) ou são muito pequenos, em relação às bordas, com formato arredondado ou ovalado (como nos grãos#5, #16 e #18). Para estes grãos o núcleo possui padrão de cor homogêneo de baixa luminescência. Os núcleos também são euédricos a subédricos com padrão de catodo luminescência do tipo crescimento oscilatório (grãos #1, #3, #11 e #13), as bordas são mais espessas, em praticamente todos os casos adquirindo um padrão homogêneo de baixa luminescência (melhores exemplos: #5 e #11). Por vezes nota-se um discreto padrão de crescimento oscilatório (grão #13).

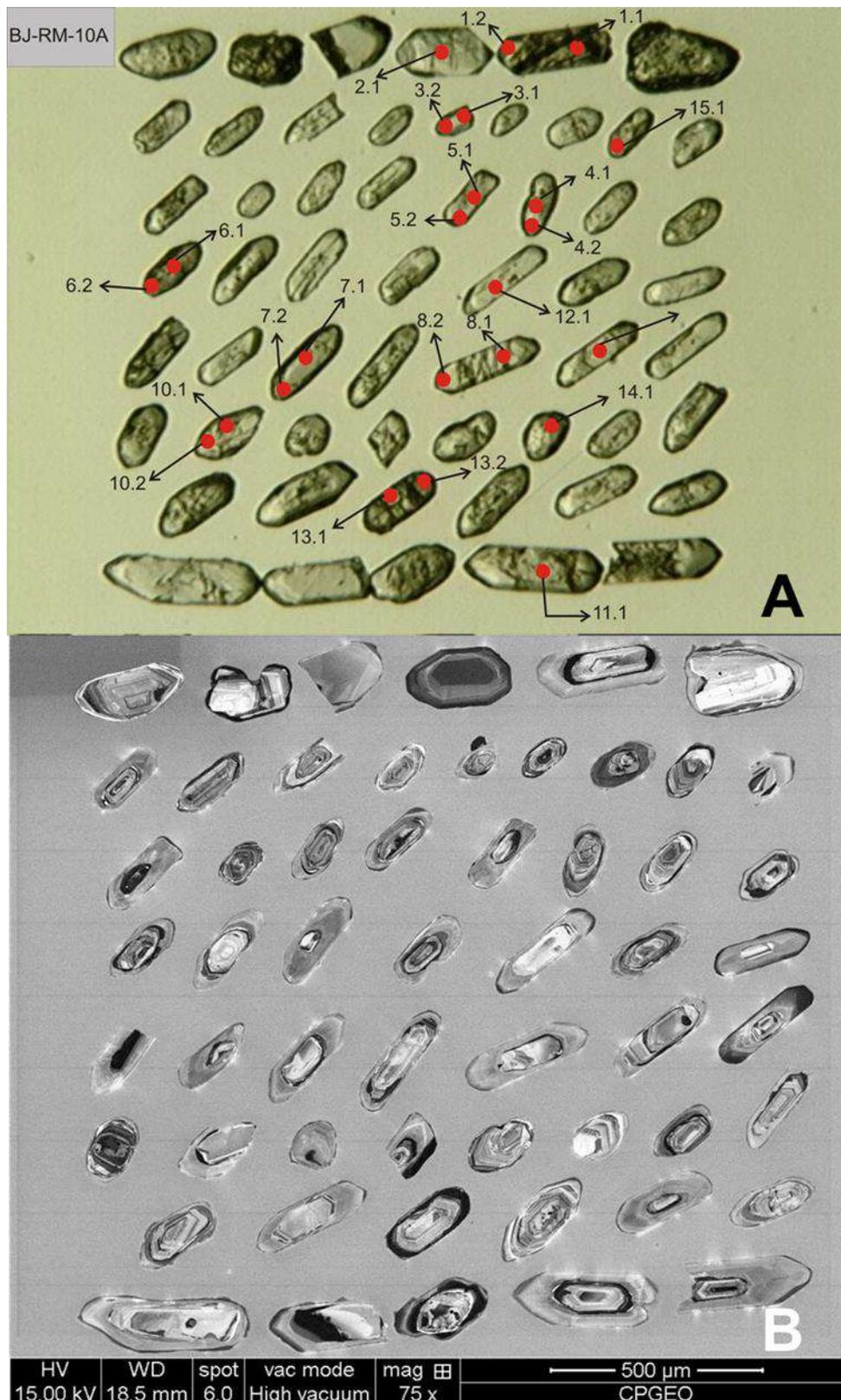
De acordo com os padrões de morfologia, núcleos corroídos e bordas espessas, e de catodo luminescência, núcleos com padrões de crescimento oscilatório, sugere-se herança. Nos grãos #6 e #11 notam-se ainda núcleos zonados bem definidos. Poucos grãos de zircão são homogêneos, ou quase homogêneos, como o grão #2.

Em imagem por BSE (Figura 119), zonas ou diferenças de cores não puderam ser se distinguidas. Entretanto, os grãos muito fraturados, observados sob a lupa, mostram, em imagem por BSE, desníveis concordantes com as fraturas.

4.4.1.8 Idade Concórdia da amostra BJ-RM-10A

Os pontos auferidos (Figura 120) nos centros dos cristais de zircão mostram idades mais antigas: spots 1.1 (2012 Ma), 7.1 (2134 Ma), 8.1 (2166 Ma), 9.1 (2169 Ma), 10.1 (2097 Ma) e 14.1 (2155 Ma) indicam 100% de concordância. Os spots 3.1 (1724 Ma), 4.1 (1281 Ma), 5.1 (1751 Ma), 6.1 (1438 Ma), 11.1(2002 Ma), 12.1 (1963 Ma) e 13.1 (1837 Ma) mostram concordâncias entre 69 e 95% (APÊNDICE C).

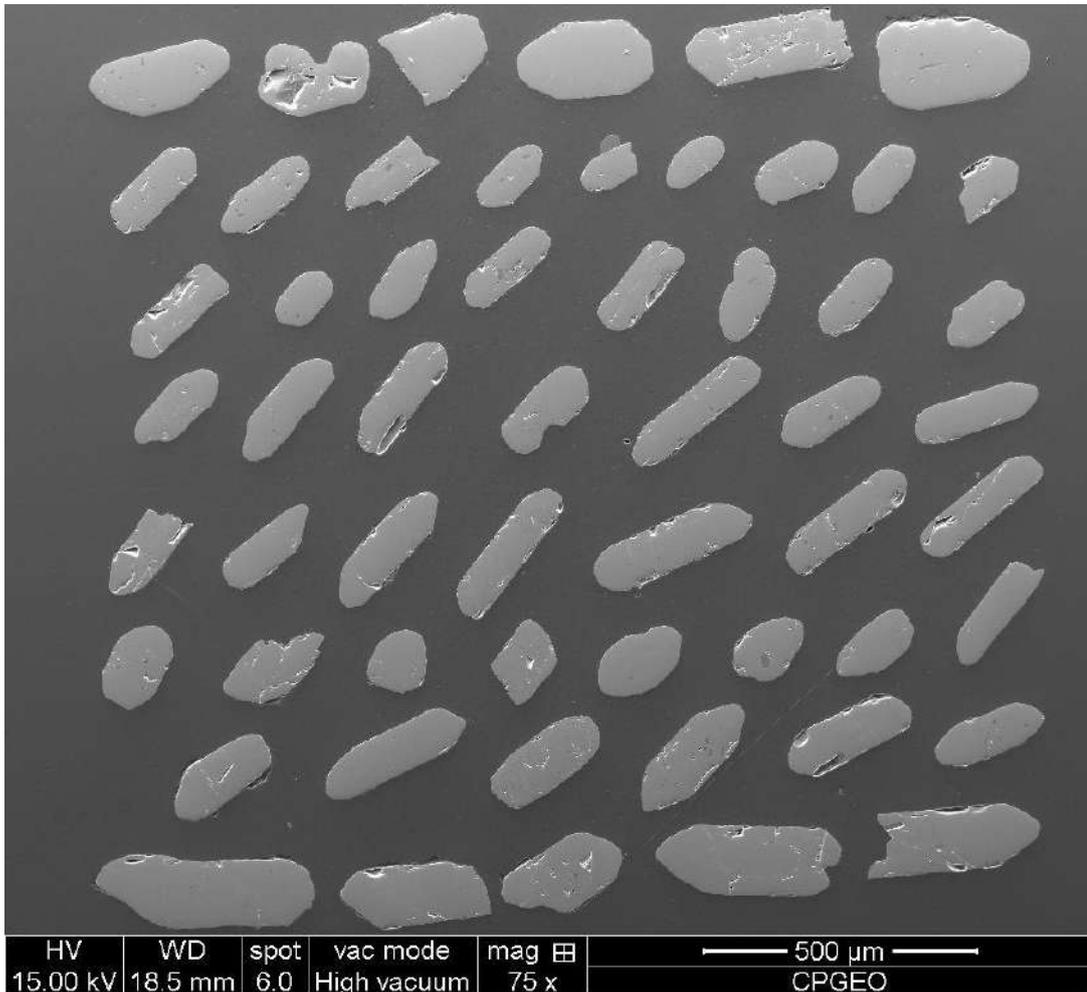
Figura 118 – Imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-10A (Ortogradulito leucocrático médio - charnoenderbítico)



Legenda: (A) Cristais de zircão da amostra BJ-RM-10A observados sob lupa binocular. (B) Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão da amostra BJ-RM-10A.

Fonte: O autor, 2015.

Figura 119 – Imagem de *backscattered electron* de grãos de zircão da amostra BJ-RM-10A (Ortogramulito leucocrático médio - charnoenderbítico)

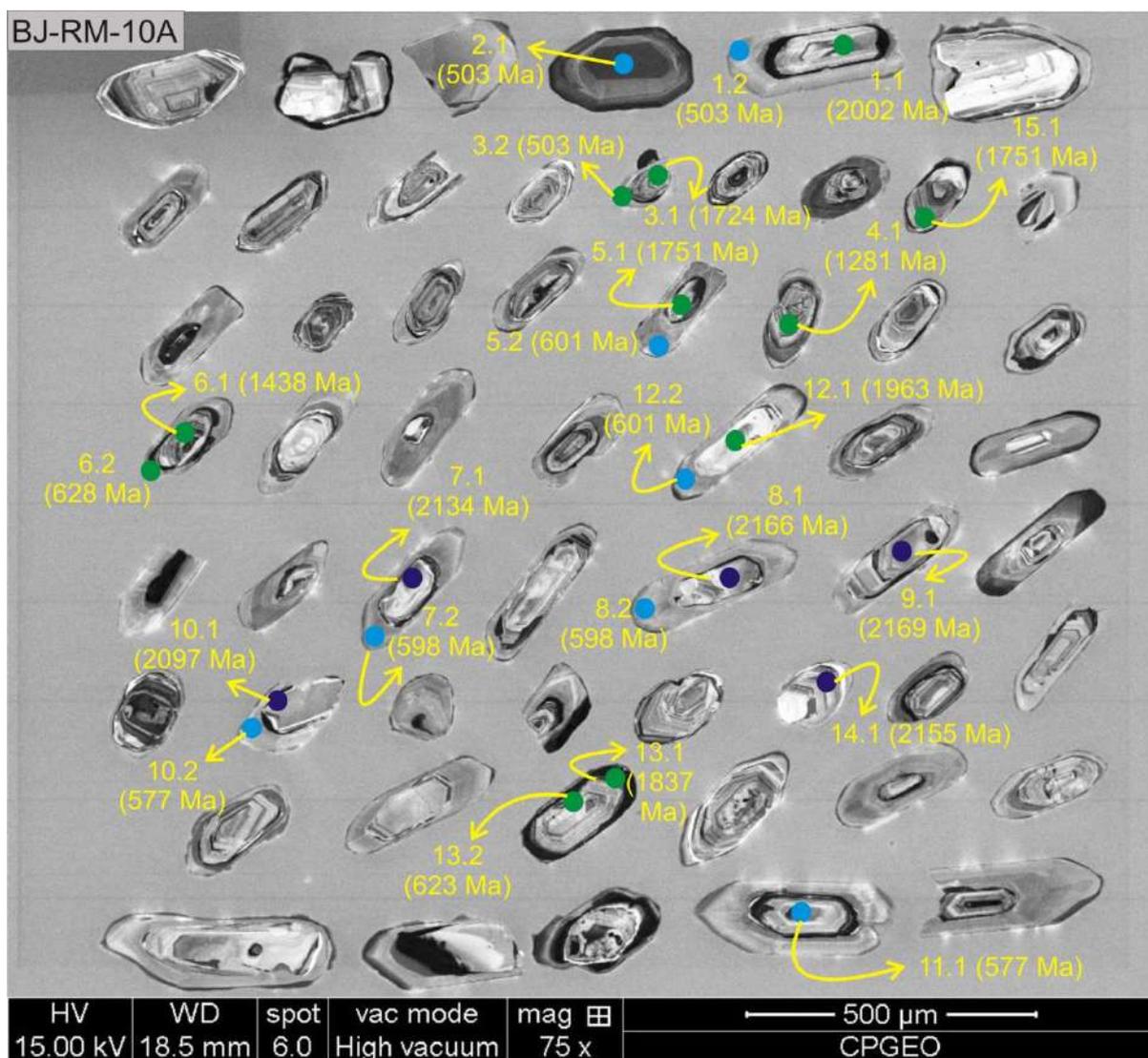


Fonte: O autor, 2015.

Dentre os *spots* analisados nas bordas cujo padrão de CL é homogêneo, quase todos apresentam 100% de concordância com idades mais recentes, se comparadas às bordas: 1.2 (593 Ma), 3.2 (697 Ma), 4.2 (581 Ma), 5.2 (601 Ma), 6.2 (628 Ma), 7.2 (598 Ma), 8.2 (598 Ma), 10.2 (577 Ma), 11.2 (577 Ma) e 12.2 (601). As idades, a morfologia, a textura da CL e a idade registrada nos spots são fornecidas na tabela 16 dos grãos utilizados (tabela 15). Todos os resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICP-MS) dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-10A estão no APÊNDICE C.

Com base nos cálculos obtidos, foi montado um diagrama de concórdia (Figura 121), ao qual se definiu uma idade de cristalização com interceptos de 593.1 ± 4.3 Ma e registro de herança com interceptos de 2157 ± 6 Ma.

Figura 120 – Imagem de catodo luminescência com os *spots* da amostra BJ-RM-10A (idades em Ma das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)



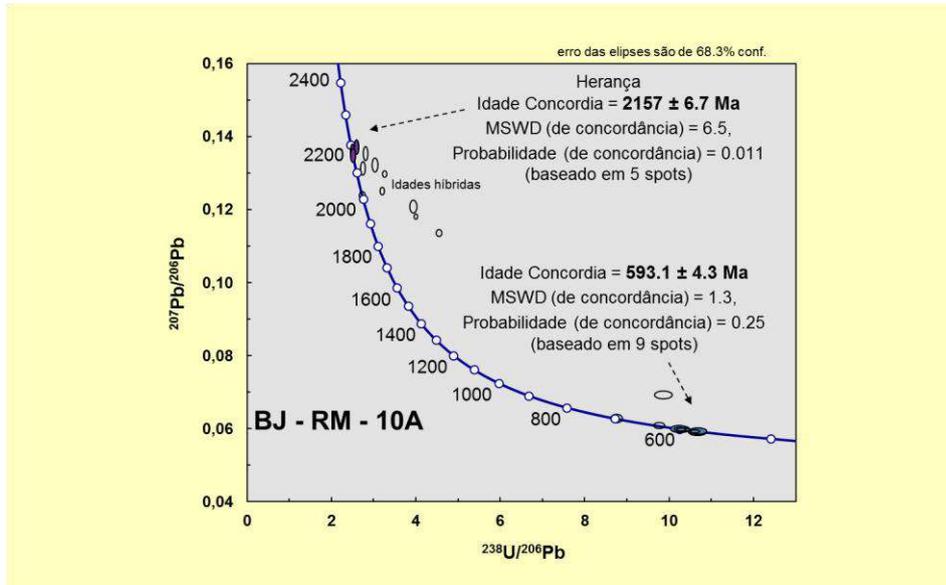
Fonte: O autor, 2015.

Tabela 15 - Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade e a concordância. Em azul: pontos utilizados nos cálculos das idades neorpoterozoicas; Em roxo: pontos utilizados nos cálculos das idades paleoproterozoicas. Em preto e itálico: alto grau de discordância (pontos plotados, mas não utilizados nos cálculos). Legenda: nh: padrão de núcleo herdado; hc: padrão homogêneo claro; he: padrão homogêneo escuro; zo: padrão de zoneamento oscilatório; df: padrão difuso. 206/238 significa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

Spot	Morfologia a dos grãos	Posição do Spot	Textura/ CL	Idade (MA) do spot (206/238)	Concord. % (206/238) (207/206)	Razões Th/U
1.2	Prismático	Borda	zo	593	100	0,224
2.1	Prismático	Centro	he	593	100	0,398
4.2	Prismático	Borda	he	581	100	0,123
5.2	Prismático	Borda	hc	601	100	0,273
7.2	Prismático	Borda	hc	598	100	0,235
8.2	Prismático	Borda	hc	598	100	0,299
10.2	Ovalado	Borda	hc	577	101	0,331
11.2	Prismático	Borda	hc	577	100	0,174
12.2	Prismático	Borda	hc	601	100	0,329
7.1	Prismático	Centro	df	2134	98	0,407
8.1	Prismático	Centro	df	2166	100	0,699
9.1	Prismático	Centro	hc	2169	100	0,432
10.1	Ovalado	Centro	hc	2097	96	4,410
14.1	Ovalado	Borda	zo	2155	100	0,385
6.2	<i>Prismático</i>	<i>Borda</i>	<i>he</i>	<i>628</i>	<i>100</i>	<i>0,234</i>
3.2	<i>Ponta de prisma</i>	<i>Borda</i>	<i>hc</i>	<i>697</i>	<i>100</i>	<i>0,286</i>
1.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>hc</i>	<i>2012</i>	<i>100</i>	<i>0,2441</i>
11.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>he</i>	<i>2002</i>	<i>95</i>	<i>0,528</i>
12.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>hc</i>	<i>1963</i>	<i>91</i>	<i>0,724</i>
15.1	<i>Prismático</i>	<i>Borda</i>	<i>zo</i>	<i>1458</i>	<i>74</i>	<i>0,552</i>
3.1	<i>Ponta de prisma</i>	<i>Centro</i>	<i>zo</i>	<i>1724</i>	<i>82</i>	<i>0,698</i>
4.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>zo</i>	<i>1281</i>	<i>69</i>	<i>0,671</i>
5.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>df</i>	<i>1751</i>	<i>86</i>	<i>0,456</i>
6.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>zo</i>	<i>1438</i>	<i>75</i>	<i>0,396</i>
13.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>hc</i>	<i>1837</i>	<i>86</i>	<i>0,454</i>
13.2	<i>Prismático</i>	<i>Borda</i>	<i>he</i>	<i>623</i>	<i>69</i>	<i>0,038</i>

Fonte: O autor, 2015.

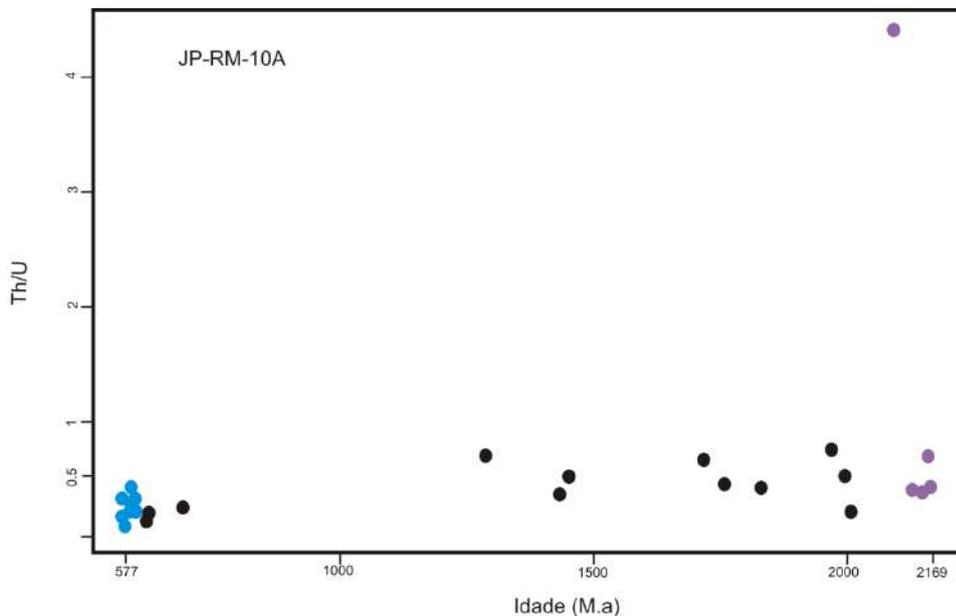
Figura 121 – Diagrama de concórdia (Tera-Wasserburg) U-Pb em zircão (LA-ICP-MS). BJ-RM-10A



Fonte: O autor, 2015.

Os valores obtidos para as razões Th/U para a amostra BJ-RM-10A variam entre 0,038 a 4,410. Para os spots que registram idades neoproterozoica (em azul) a razão Th/U é sutilmente mais baixa (0,123 a 0,398) do que as razões dos spots com idades paleoproterozoicas (em lilás) (0,385 a 4,410), como observado na figura 122. As idades intermediárias (em preto) registram valores entre 0,038 e 0,724.

Figura 122 – Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra BJ-RM-10A (Ortogramulito leucocrático médio - charnoenderbítico)



Fonte: O autor, 2015.

4.4.2 Complexo Serra da Bolívia - Ortognaisse Foliado Fino (grupo 2) - BJ-RM-12A

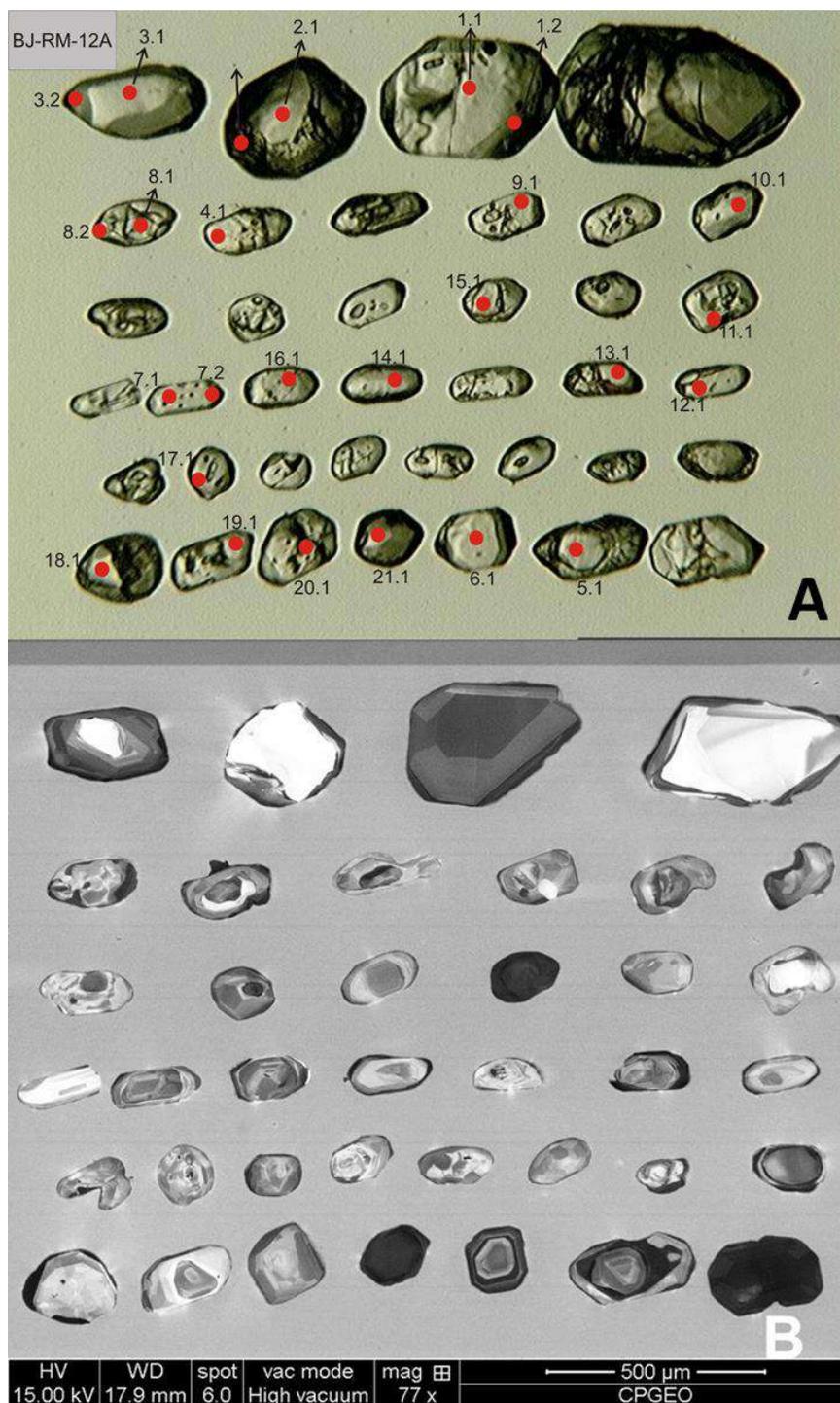
Trata-se de uma rocha de cor cinza e inequigranular de granulometria fina a média. A estrutura é foliada, sendo caracterizada por um bandamento milimétrico (alternado entre níveis constituídos por minerais máficos (biotita, hornblenda e ortopiroxênio) e níveis com predominância de plagioclásio. (Figura 13B e 13C). O litotipo foi classificado como Ortognaisse Foliado Enderbítico. A amostra foi coletada próximo à cidade de Bom Jesus do Norte em um afloramento no pasto (encaixado em uma drenagem).

4.4.2.1 Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-12A

A montagem dos cristais de zircão da amostra BJ-RM-12A ocorreu a partir da seleção de setenta grãos nas frações FF $-0,5^\circ$ não atraível, FF $-0,5^\circ$ atraível e FF 0° . Ao total, trinta e sete grãos de zircão foram escolhidos para a montagem. Os cristais são, de maneira geral, limpos, pouco fraturados e com inclusões. Os cristais variam de 125 a 550 μm e a proporção do tamanho pode ser de 2x1 e 3x1. De acordo com a forma, nota-se basicamente dois tipos de grãos (Figura 123A): piramidais bem formados, com tons rosados; e arredondados de tamanhos variados.

A imagem de CL (Figura 123B) revela que, nos grãos os padrões são: homogêneo de alta luminescência (#1, #2, #10 #12 e #20), homogêneo de baixa luminescência (#15 e #21), crescimento oscilatório (#5, #6) e seção zonada ("section zone") (#8 e #17). Os grãos de zircão mostram evidências de que a amostra é magmática. Observam-se também cristais com sobrecrescimentos que correspondem a uma fina camada na extremidade (baixa luminescência), indicando apenas o momento final da cristalização sem, necessariamente, representar um evento metamórfico mais recente. Estas características são observadas nos cristais #1, #2, #18, por exemplo.

Figura 123 – Imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-12A (Ortognaisse Foliado Fino)

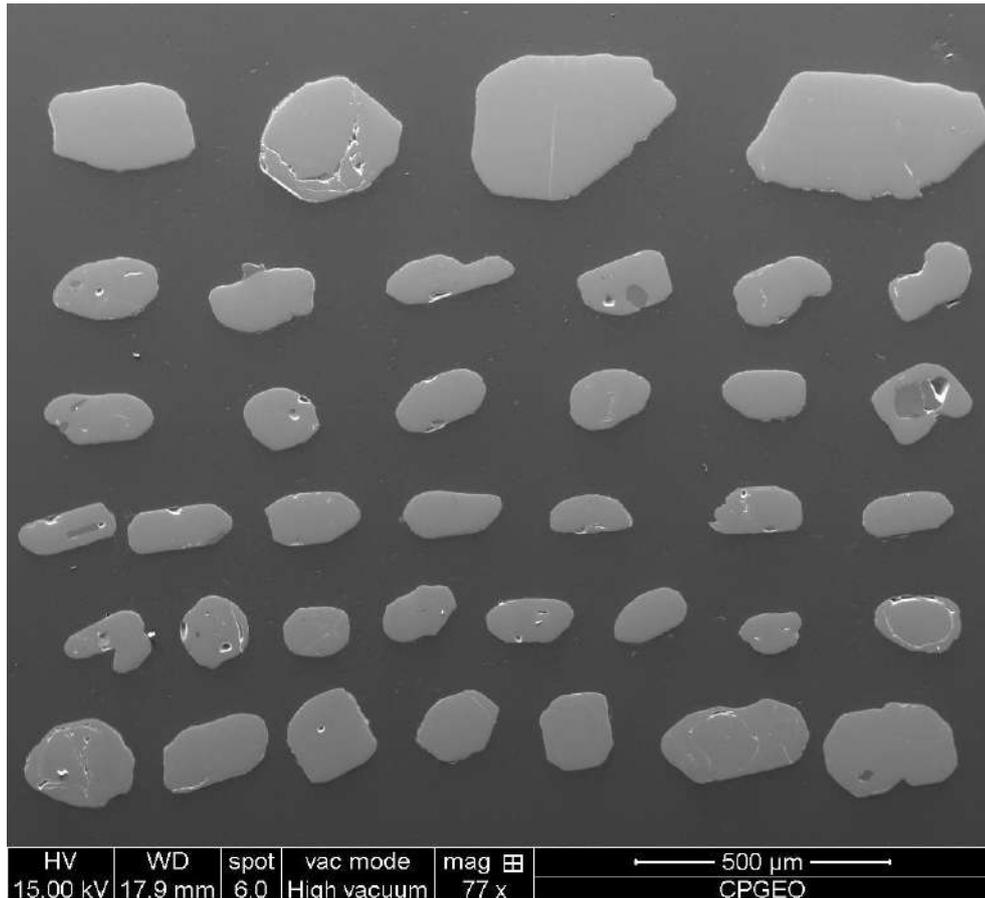


Legenda: (A) Cristais de zircão da amostra BJ-RM-12A observados sob lupa binocular. (B) Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão da amostra BJ-RM-12A.

Fonte: O autor, 2015.

Na imagem de BSE (Figura 124), os grãos #5 e #11 mostram padrões de diferenças geométricas de delimitações internas. No geral, o padrão é homogêneo, sem importantes diferenças de cor ou desníveis.

Figura 124 – Imagem de *backscattered electron* de grãos de zircão da amostra BJ-RM-12A (Ortognaisse Foliado Fino)



Fonte: O autor, 2015.

4.4.2.2 Idade Concórdia da amostra BJ-RM-12A

As análises do Ortognaisse Cinza Fino (amostra BJ-RM-12A) apresentam resultados de alta qualidade, todas com 100% de concordância para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, a morfologia, a textura da catodoluminescência e a idade registrada nos spots são fornecidas na tabela 16 dos grãos utilizados tanto no cálculo para a interpretação quanto para os grãos que

somente foram plotados. Todos os resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICP-MS) dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-12A estão no APÊNDICE C.

Tabela 16 - Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade e a concordância. Em azul: pontos utilizados nos cálculos das idades; Em preto e itálico: alto grau de discordância (pontos plotados, mas não utilizados nos cálculos). Legenda: nh: padrão de núcleo herdado; hc: padrão homogêneo claro; he: padrão homogêneo escuro; zo: padrão de zoneamento oscilatório; df: padrão difuso. 206/238 significa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

<i>Spot</i>	Morfologia dos grãos	Posição do <i>Spot</i>	Textura/ CL	Idade (MA) do <i>spot</i> (206/238)	Concord. % (206/238) (207/206)	Razões Th/U
1.1	Prismático	Centro	he	619	100	0,853
1.2	Prismático	Borda	he	595	100	0,109
2.1	Arredondado	Centro	hc	599	100	1,052
2.2	Arredondado	Borda	hc	603	100	0,280
5.1	Prismático	Centro	he	630	100	1,081
3.2	Prismático ovalado	Borda	df	615	100	0,195
4.1	Prismático ovalado	Borda	df	611	100	0,406
7.2	Prismático	Borda	df	610	100	0,296
9.1	Prismático	Borda	df	604	100	0,5284
11.1	Prismático ovalado	Centro	hc	626	100	0,585
12.1	Prismático	Meio	hc	596	100	0,551
13.1	Prismático	Meio	hc	623	100	0,368
14.1	Prismático ovalado	Meio	hc	609	100	0,659
15.1	Equidimens.	Centro	he	618	100	0,641
16.1	Prismático ovalado	Centro	df	621	100	0,715
17.1	Arredondado	Borda	df	617	100	0,789
18.1	Arredondado	Centro	df	620	100	0,897
21.1	Arredondado	Centro	he	618	100	0,489
20.1	Equidimens.	Centro	df	627	100	0,888
6.1	Equidimens.	Centro	he	631	100	1,186
10.1	Prismático	Meio	df	631	100	0,775
19.1	Prismático	Borda	hc	636	100	0,563
7.1	Prismático	Centro	df	632	100	0,680
8.2	ovalado	Borda	df	659	100	0,454
8.1	ovalado	Centro	df	694	100	0,792
3.1	ovalado	Centro	hc	669	100	1,146

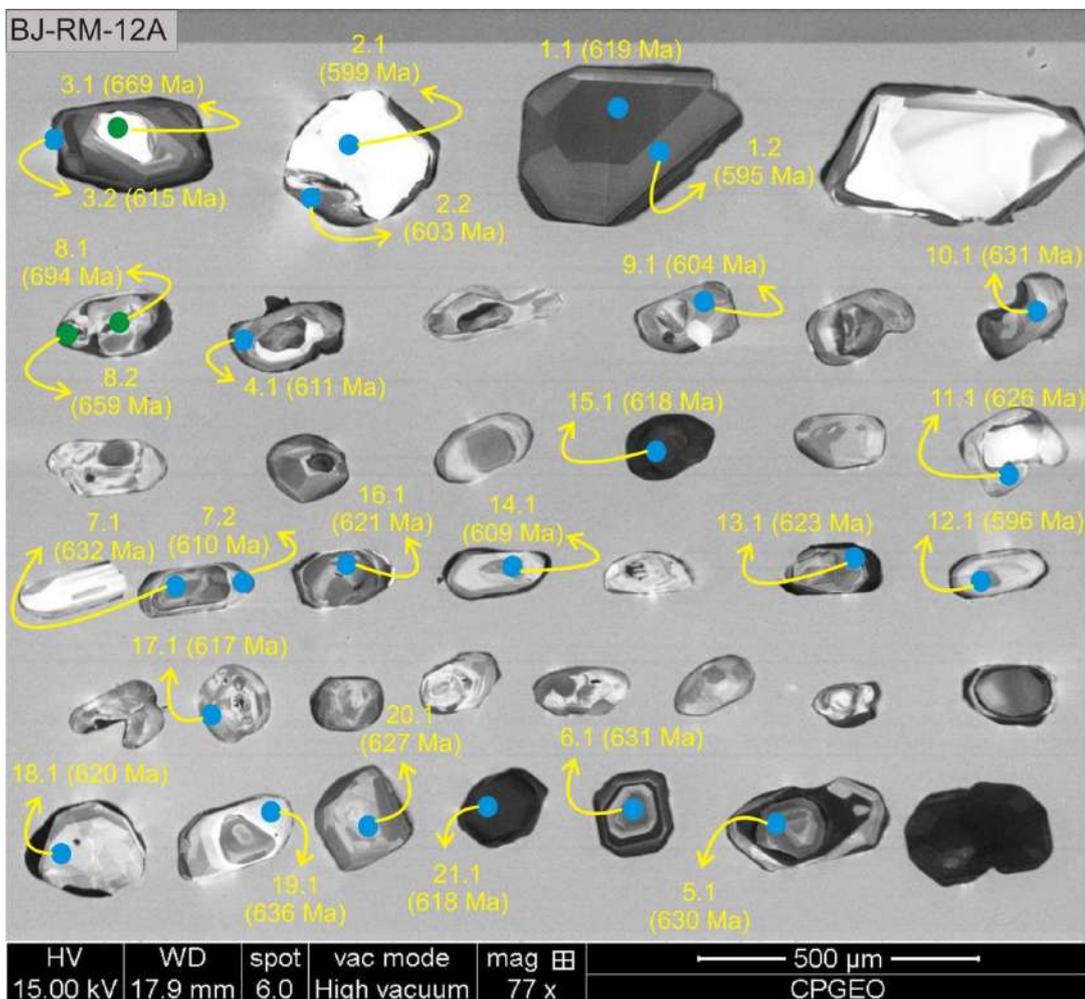
Fonte: O autor, 2015.

As diferenças entre núcleos e bordas não mostraram grandes variações nas idades, como visto na figura 125. Como exemplos, os resultados fornecidos pelos núcleos dos grãos #1 e #2 (*spots* 1.1 = 619 Ma e 2.1 = 599 Ma) e pelas bordas (1.2 = 595 Ma e 2.2 = 603 Ma) são muito semelhantes. No grão #1 ainda há uma pequena

variação, mas, o grão #2 tem núcleo e borda de mesma idade, mesmo havendo diferença em imagem de catodoluminescência (núcleo homogêneo de baixa luminescência e borda com crescimento oscilatório). As vinte e duas análises foram auferidas para a definição da idade de cristalização da rocha (Figura 126), que foi de $616,8 \pm 3,7$ Ma.

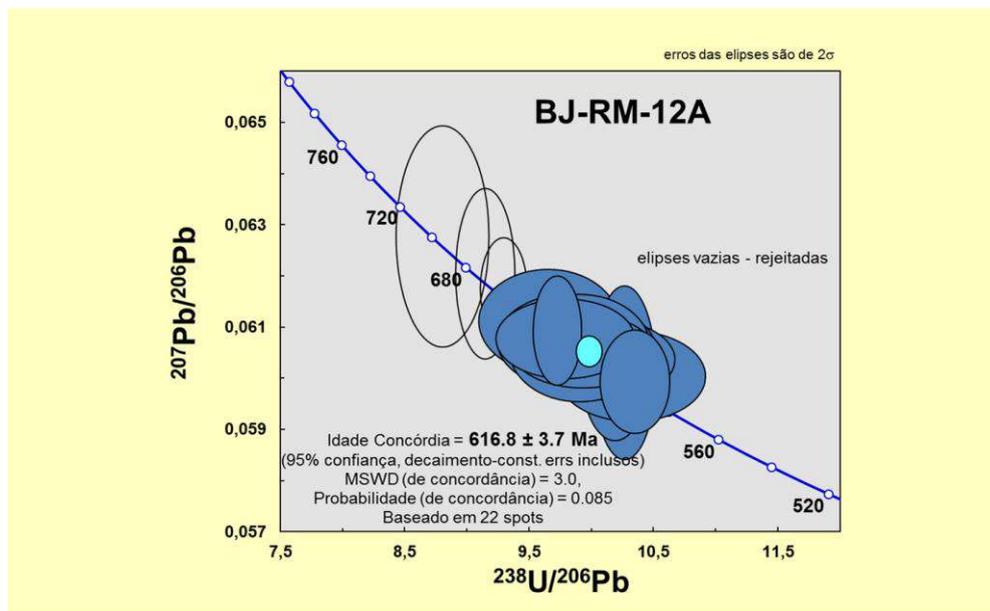
Os valores obtidos para as razões Th/U para a amostra BJ-RM-12A variam entre 0,109 a 1,186 (Figura 127). As análises indicam que não houve uma variação significativa entre as razões Th/U e as idades.

Figura 125 – Imagem de catodo luminescência com os *spots* da amostra BJ-RM-12A (idades em Ma para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)



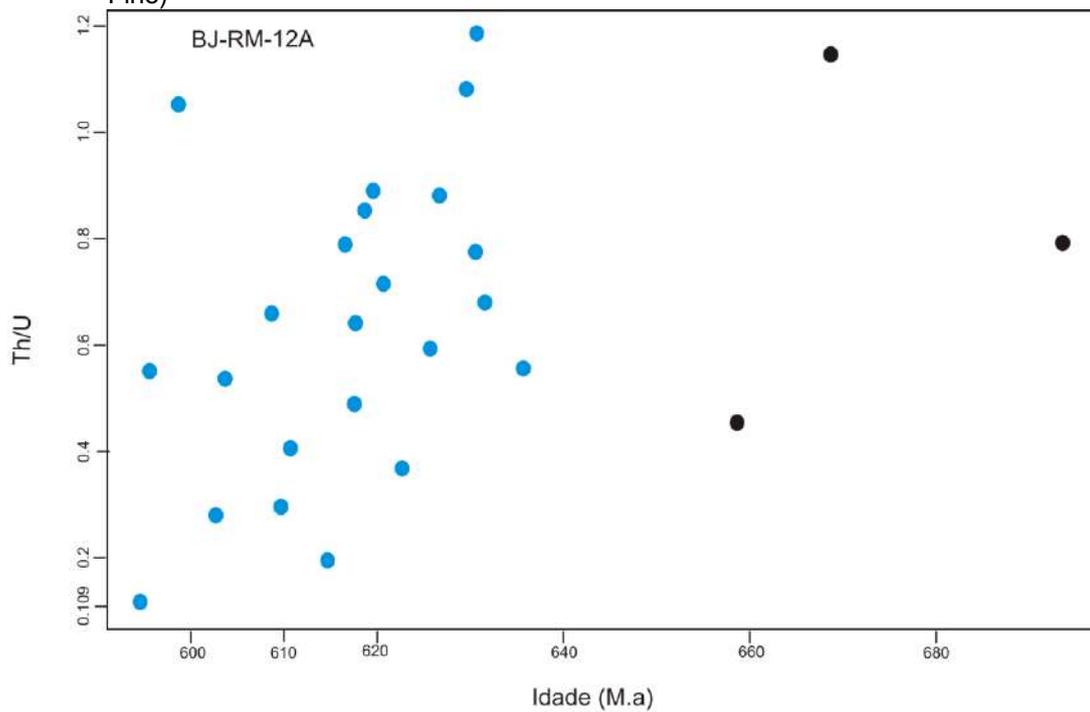
Fonte: O autor, 2015.

Figura 126 – Diagrama de concórdia (Tera-Wasserburg) para análises U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) da amostra BJ-RM-12A (Ortognaisse Cinza Fino)



Fonte: O autor, 2015.

Figura 127 – Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra IV-RM-12A (Ortognaisse Foliado Fino)

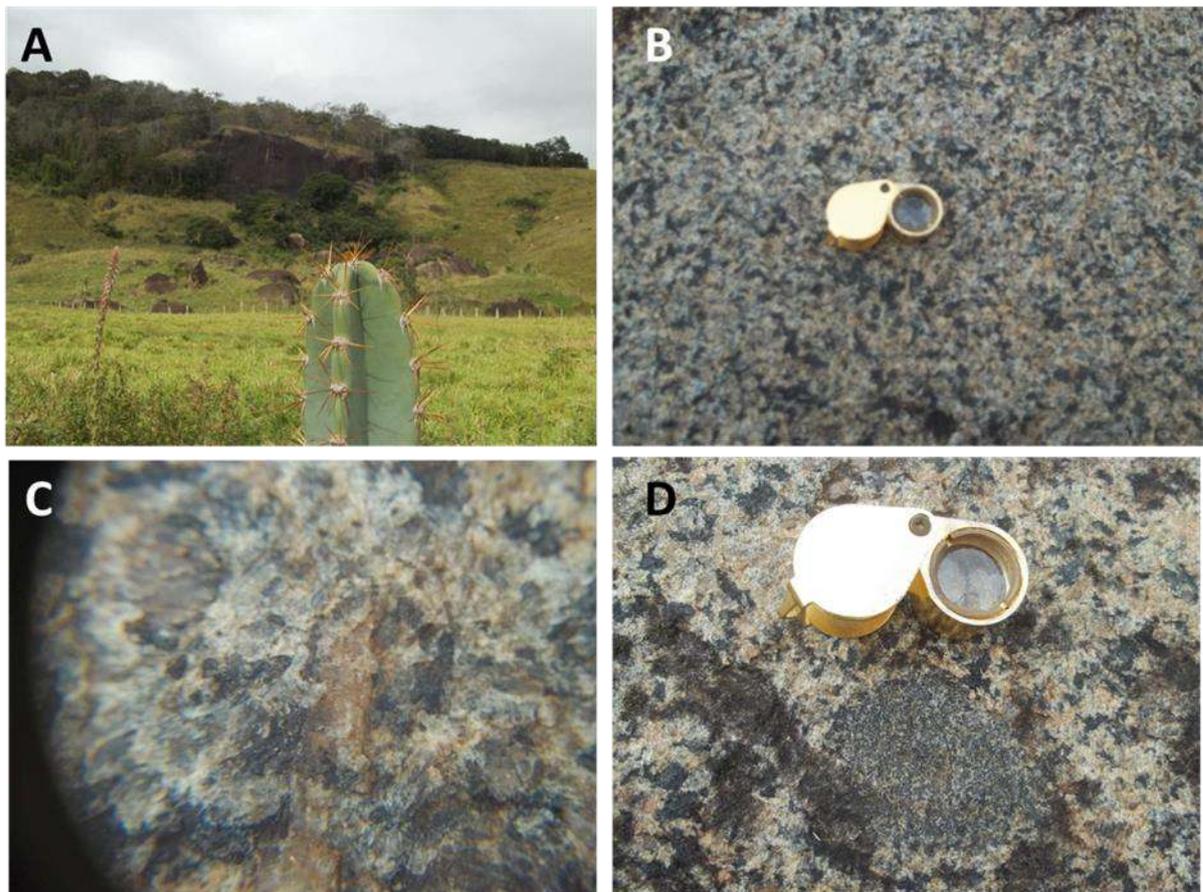


Fonte: O autor, 2015

4.4.3 Suíte Monte Verde (grupo 3) - Amostra JP-RM-08A

A amostra JP-RM-08A (charnoenderbito isotrópico) da Suíte Monte Verde foi coletada em afloramentos em encosta de morro, além de blocos e matacões, próximo à localidade de Monte Verde, município de Cambuci (Figura 128A). O litotipo coletado é isotrópico de granulometria grossa, contendo, majoritariamente, plagioclásio, anfibólio e ortopiroxênio quartzo (Figura 128B). A rocha foi denominada de charnoenderbito segundo a classificação de Streckeisen (1974) e pela presença de ortopiroxênio euédrico (Figura 128C). É comum a presença de enclaves máficos centimétricos arredondados a ovais (Figura 128D).

Figura 128 – Ponto JP-RM-08 na região de Monte Verde onde foi coletado o charnoenderbito do Complexo Serra da Bolívia



Legenda: (A) Exposições do tipo bloco e matacões. (B) rocha equigranular de granulometria grossa. (C) grão de ortopiroxênio prismático. (D) enclave arredondado de rocha máfica.

Fonte: O autor, 2015.

4.4.3.1 Morfologia, montagem e imageamento de grãos de zircão da amostra JP-RM-08A

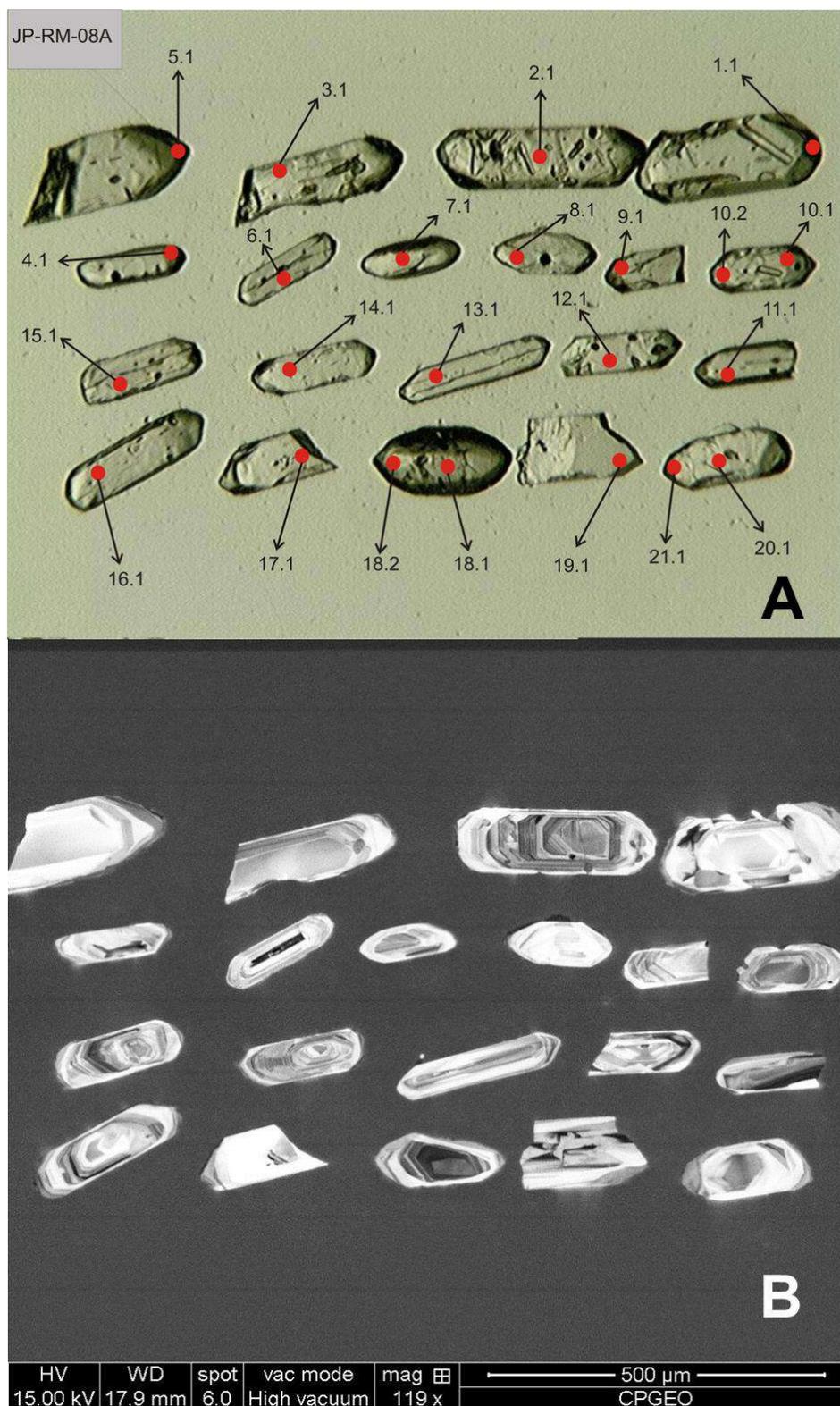
Para a montagem dos grãos de zircão da amostra JP-RM-08A, foram selecionados 45 grãos, dos quais vinte foram escolhidos para a montagem. Todos os cristais foram extraídos da FF-05° não atraível. Os grãos são, em sua maioria, euédricos e biterminados. Alguns são finos, bem límpidos, e outros são maiores com inclusões visíveis. No geral, caracterizam-se por serem quase incolores, apresentando uma coloração levemente rosada. Os cristais variam de 180 a 290 μm e a proporção do tamanho pode ser de 2x1(#7) até 5x1 (#13) (Figura 129A).

Ao observar os grãos de zircão da amostra JP-RM-08A em catodoluminescência (Figura 129B), os padrões mais evidentes são os de crescimento oscilatório, principalmente no centro dos cristais, como, por exemplo, nos grãos #2, #9, #14 e #15. O padrão homogêneo é muito comum nas bordas (#1, #2, #3, #5, #11 e #15) e determinados casos ocorrem nos centros (#10) e, por vezes, tende a ocorrer em quase todo o cristal (#5 e #8).

As feições morfológicas e os padrões de CL (Figura 129A e B) indicam que a rocha seja magmática. Para tal afirmação, verifica-se que alguns grãos possuem núcleo corroído (#10, #12, #15 e #18) e borda com sobrecrescimento magmático (crescimento oscilatório), sugerindo dois pulsos magmáticos.

As imagens de BSE (Figura 130) mostram um padrão de cor invariavelmente homogêneo. Alguns grãos mostram pequenos desníveis com superfícies rugosas, buracos e porções fraturadas.

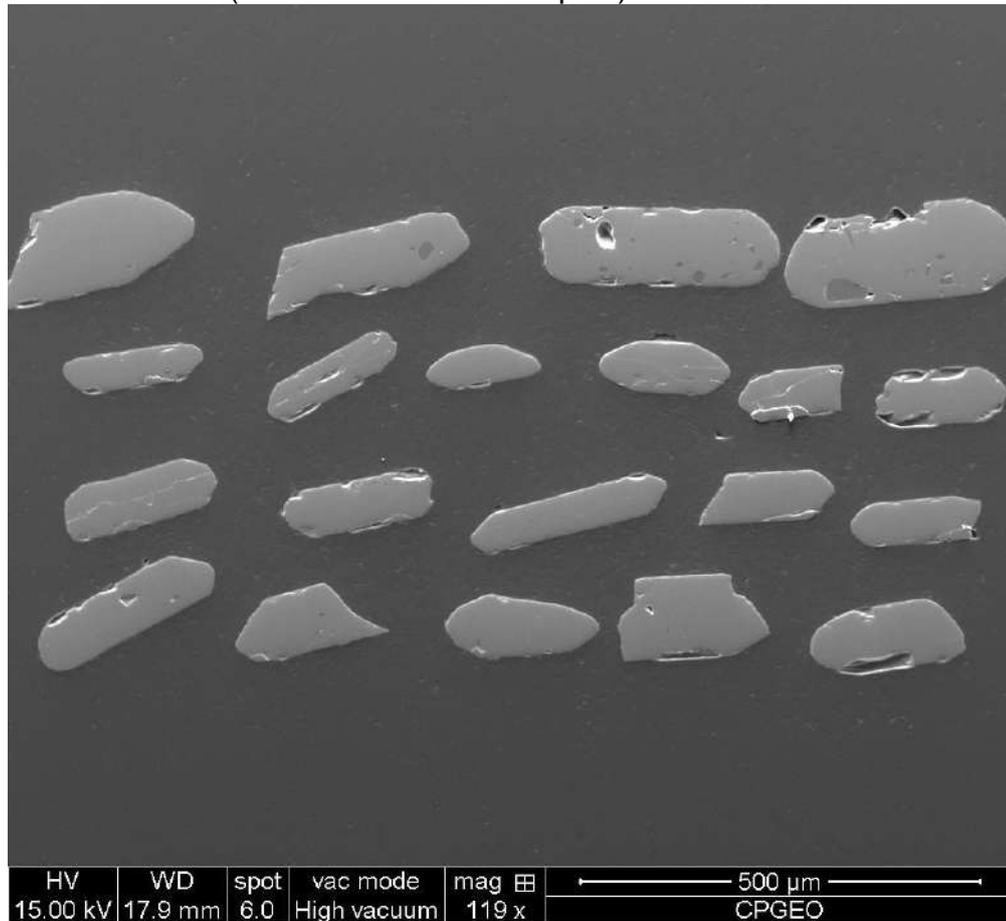
Figura 129 – Imageamento dos grãos de zircão da amostra JP-RM-08A (charnoenderbito isotrópico)



Legenda: (A) Cristais de zircão observados sob lupa binocular. (B) Imagem de catoduminescência dos grãos de zircão da amostra JP-RM-08A.

Fonte: O autor, 2015.

Figura 130 – Imagem de *backscattered electron* de grãos de zircão da amostra JP-RM-08A (charnoenderbito isotrópico)



Fonte: O autor, 2015.

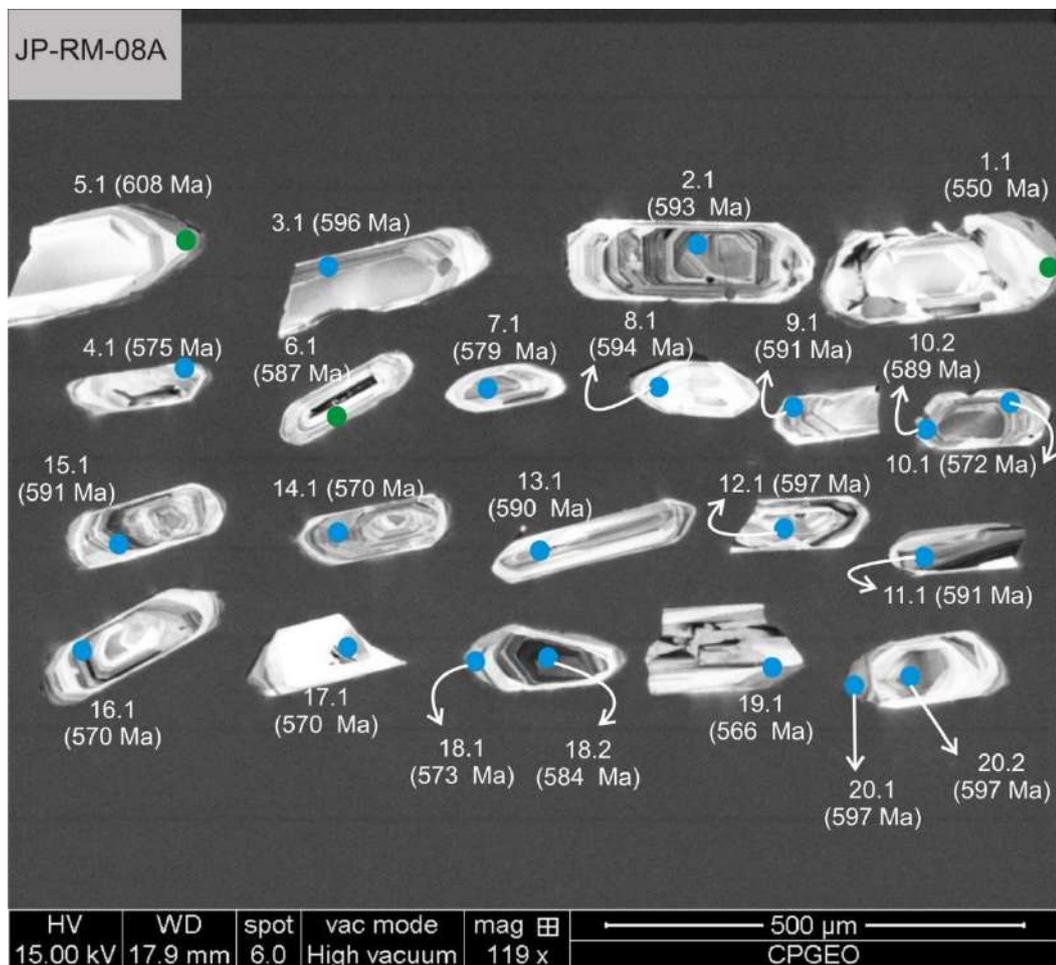
4.4.3.2 Idade Concórdia da amostra JP-RM-08A

A morfologia dos grãos (euédricos e bipiramidais) e os padrões de crescimento oscilatório tanto no núcleo quanto na borda indicam cristalização magmática com dois pulsos (Figura 131). O grão #18 é o mais representativo, pois a distinção geométrica entre o núcleo e a borda (ambos com padrão de crescimento oscilatório) ocorre de forma corroída, além de revelarem idades distintas (spot 18.1 – borda com idade de 573 Ma e spot 18.2 com idade de 584 Ma). De acordo com a os dados analíticos, todas as análises mostram 100% de concordância para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Duas idades neoproterozoicas foram registradas: uma idade concórdia com interceptos em 592.0 ± 2 Ma (11 spots) e outra com interceptos em 571.2 ± 1.8

Ma (9 spots) (Figura 132). A idade de cristalização foi considerada sendo a mais antiga. Houve o cuidado de se coletar a rocha mais escura (antiga), entretanto foram englobados grãos da injeção (rocha mais clara), pois a rocha não era visível.

As idades, a morfologia, a textura da CL e a idade registrada nos spots são fornecidas na tabela 17 dos grãos utilizados tanto no cálculo para a interpretação quanto para os grãos que somente foram plotados. Todos os resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICP-MS) dos grãos de zircão da amostra JP-RM-08A estão no APÊNDICE C.

Figura 131 – Imagem de catodo luminescência com os spots da amostra BJ-RM-08A (idades em Ma das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)



Fonte: O autor, 2015.

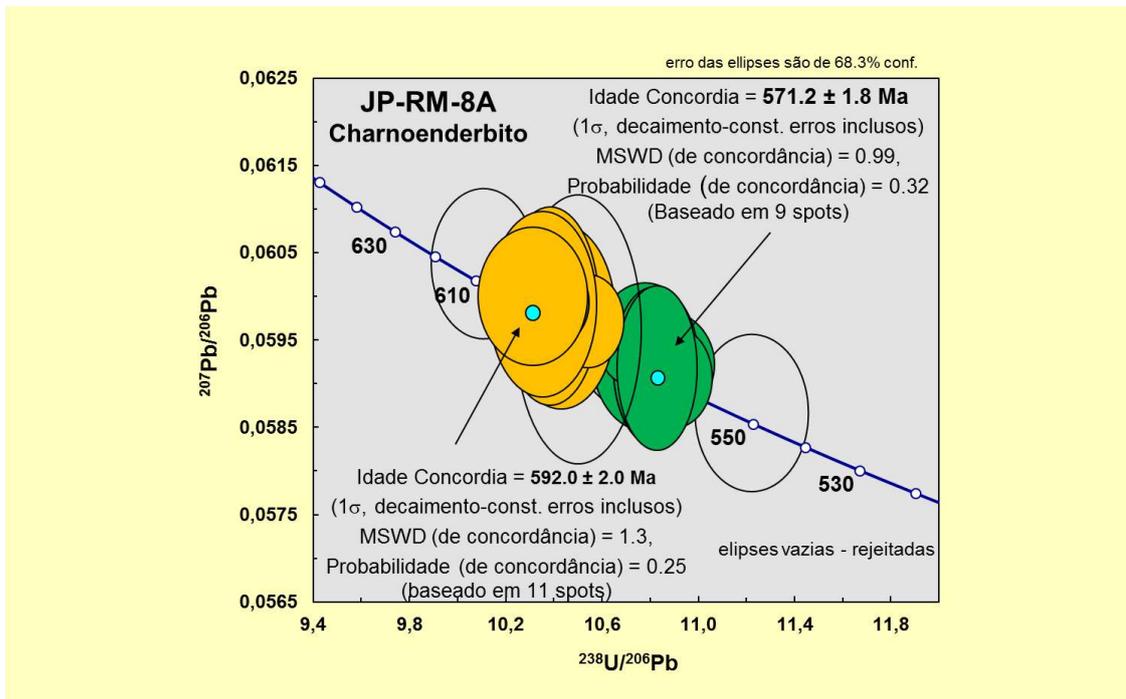
Tabela 17 - Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodoluminescência, posição do spot, idade e a concordância. Em azul: pontos utilizados nos cálculos das idades; Em verde: alto grau de discordância (pontos plotados, mas não utilizados nos cálculos). Legenda: nh: padrão de núcleo herdado; hc: padrão homogêneo claro; he: padrão homogêneo escuro; zo: padrão de zoneamento oscilatório; df: padrão difuso. 206/238 significa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

<i>Spot</i>	Morfologia dos grãos	Posição do Spot	Textura/Catodo	Idade (MA) do spot (206/238)	Concord. % (206/238) (207/206)	Razões Th/U
4.1	Prismático	Borda	hc	575	100	0,65
7.1	Prismático	Centro	hc	579	100	0,88
10.1	Prismático	Borda	zo	572	100	0,74
14.1	Prismático	Meio	zo	570	100	0,71
16.1	Prismático	Meio	zo	570	100	0,55
17.1	Ponta de prisma	Meio	hc	570	100	0,55
18.1	Prismático ovalado	Centro	he; zo	573	100	0,86
19.1	Prismático	Borda	zo	566	100	0,45
20.2	Prismático	Borda	hc	570	100	0,58
10.2	Prismático	Meio	zo	589	100	0,62
9.1	Prismático	Borda	zo	591	100	0,64
11.1	Prismático	Borda	hc	591	100	0,64
13.1	Prismático	Meio	zo	590	100	0,84
15.1	Prismático	Meio	zo	591	100	0,44
2.1	Prismático	Centro	zo	593	100	0,57
18.2	Prismático ovlado	Borda	hc	584	100	0,25
8.1	Prismático	Borda	branco	594	100	0,59
3.1	Prismático	Borda	zo	596	100	1,02
12.1	Prismático	Meio	zo	597	100	0,75
20.1	Prismático	Centro	he	590	100	0,90
6.1	Prismático	Borda	hc	587	100	1,09
5.1	Ponta de prisma	Borda	he	608	100	0,66
1.1	Prismático	Borda	hc	550	100	0,67

Fonte: O autor, 2015.

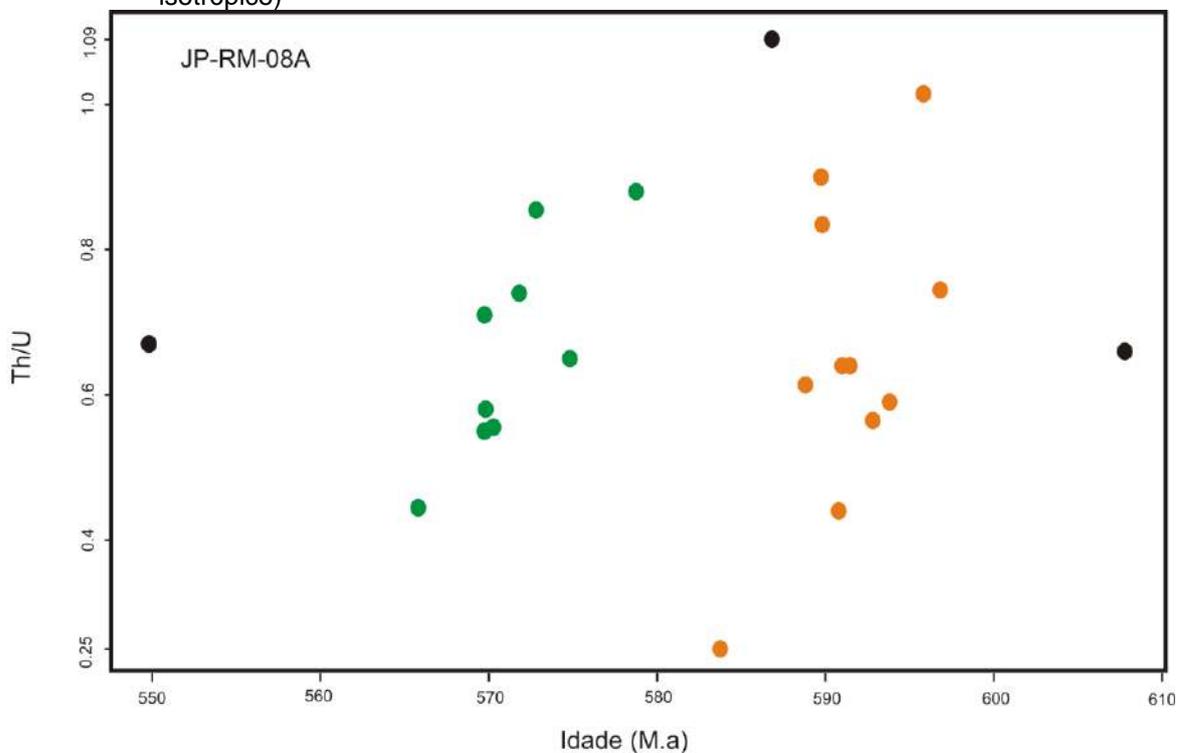
Os valores obtidos para as razões Th/U para a amostra BJ-RM-08A variam entre 0,25 a 1,09. Os valores das razões Th/U para os *spots* com idades mais recentes (em verde) situam-se entre 0,45 e 0,88 e os spots referentes ao magmatismo mais antigo (em laranja) situam-se entre 0,25 a 1,02 (Figura 133). Observa-se para os dois tipos de magmatismo uma tendência entre a idade e a razão Th/U, ou seja, quanto maior o valor da idade, maior o será a razão.

Figura 132 – Diagrama de concórdia (Tera-Wasserburg) para análises U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão da amostra BJ-RM-08^a



Fonte: O autor, 2015.

Figura 133 – Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra JP-RM-08A (charnoeenderbito isotrópico)



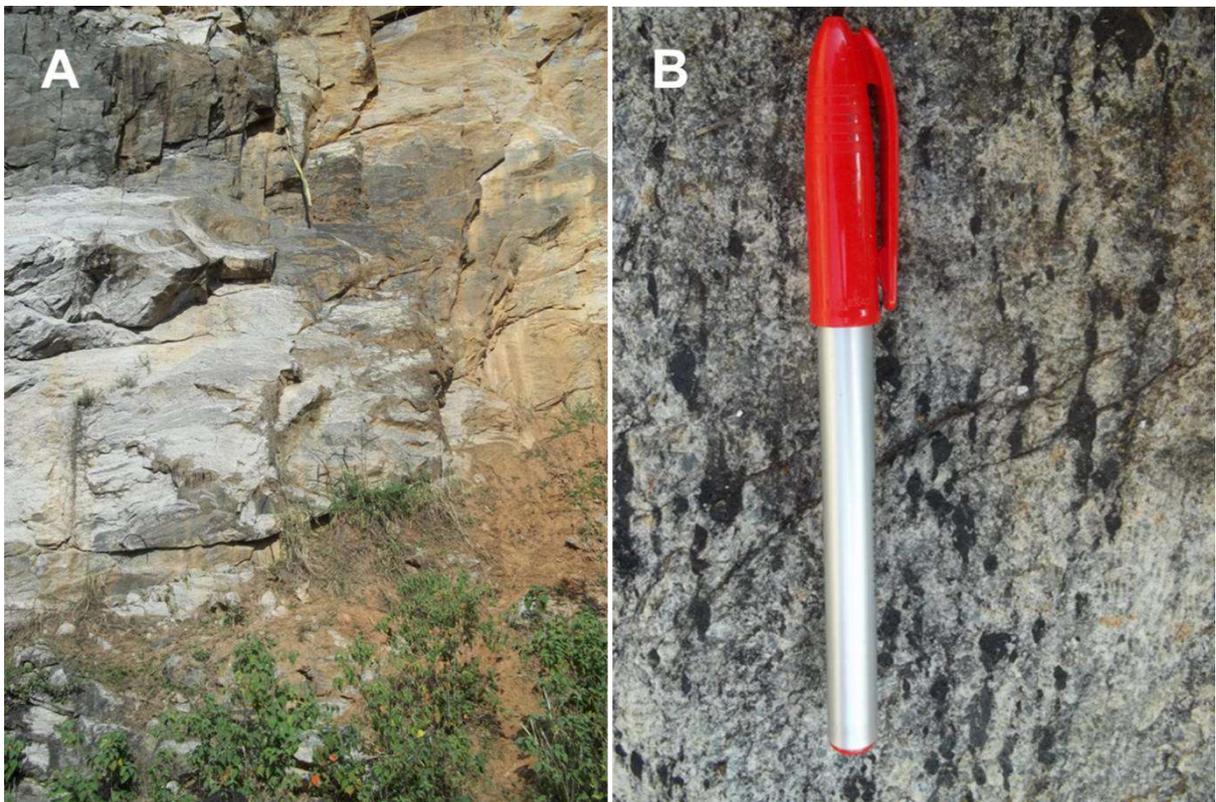
Fonte: O autor, 2015.

4.4.4 Suíte São João do Paraíso

4.4.4.1 Amostra JP-RM-01A

O tonalito leucocrático gnaissificado foi coletado em um afloramento do tipo pedreira (Figura 134A). A amostra JP-RM-01A foi caracterizada como um leucogranito gnaissificado, sendo em verdade um diatexito (produto de fusão parcial de rochas metapelíticas do Grupo São João do Paraíso) onde ocorrem texturas migmatíticas e indicadores cinemáticos indicativos de deformação (grãos de anfibólio sinistrais) (Figura 134B). Bandamento composicional é frequente, onde ocorrem níveis contendo minerais máficos de até 10 centímetros de espessura. Além disso, ocorrem enclaves de metabasitos de com formatos alongados e nodulares.

Figura 134 – Ponto JP-RM-01 na região de Monte Verde onde foi coletado o tonalito leucocrático gnaissificado da Suíte São João do Paraíso



Fonte: O autor, 2015.

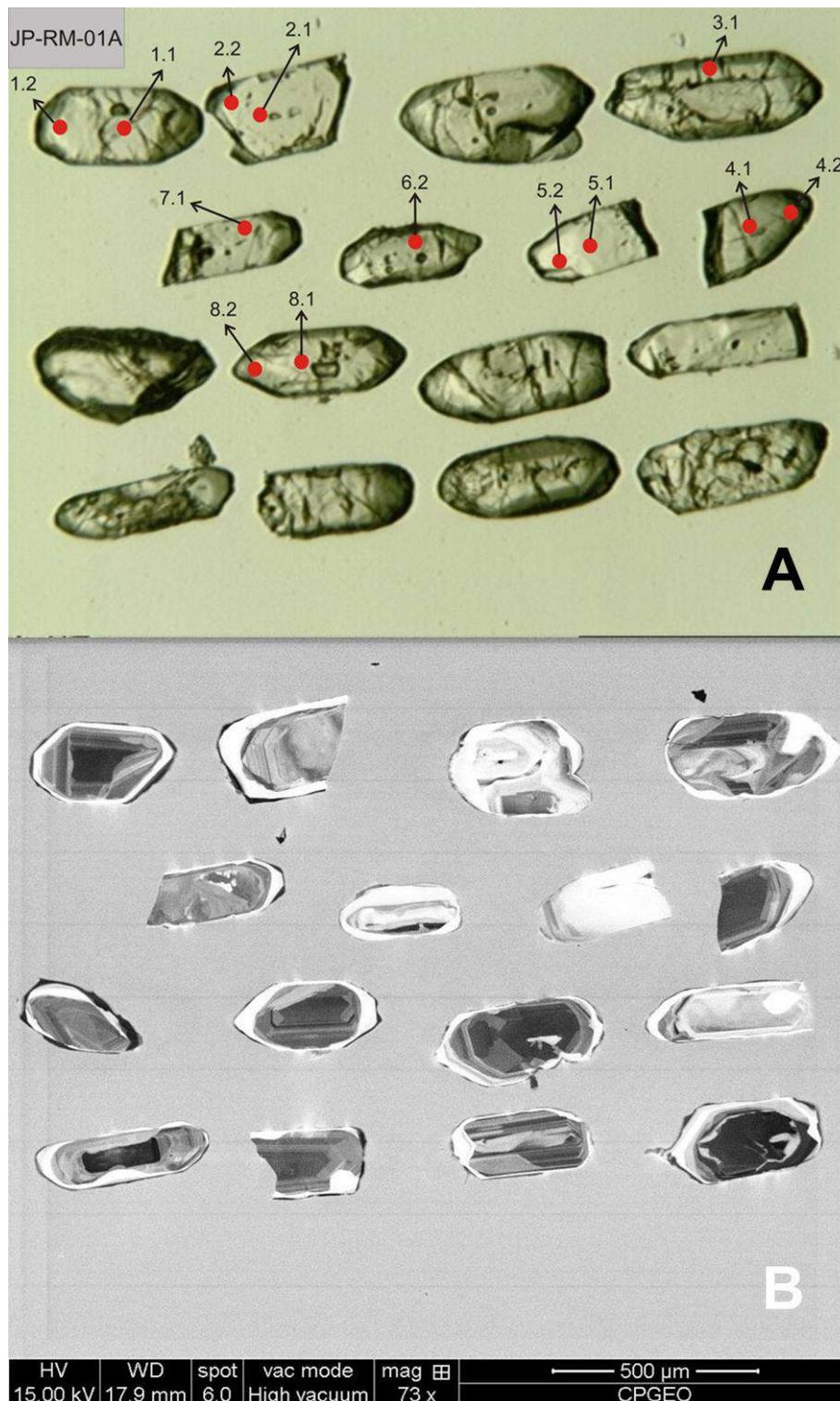
4.4.4.2 Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra JP-RM-01A

Para a montagem amostra JP-RM-01A foram catados cerca de oitenta grãos de zircão, onde trinta e oito foram selecionados para a montagem em epóxi. Na FF - 0,5° não atraível foi possível caracterizar basicamente dois tipos de zircão: grãos pequenos (cerca de 225 μm), límpidos, incolores, ausentes de inclusões, sem faturamento e bem formados (Figura 135A e 136A). A segunda família de zircão é caracterizada por cristais grandes, da ordem de 525 μm , fraturados, incolores, formato prismático e por vezes contendo inclusões. Também ocorrem pontas de prismas e cristais com bordas arredondadas. No geral a razões são da ordem de 3x1, mas também são encontrados grãos com razões 2x1, 3x1, 4x1 e 5x1.

As respostas obtidas nas imagens por catodoluminescência da amostra JP-RM-01A, referente ao tonalito leucocrático gnaissificado da Suíte São João do Paraíso, (Figura 135B e 136B) mostram preferencialmente padrões do tipo difuso (observado nos grãos #3, #7, #10 e #15) e crescimento oscilatório (#2, #8 e #12). Também se encontra o tipo mais homogêneo, de alta luminescência (#5 e #17). As porções homogêneas de cor cinza costumam ocorrer entre os centros dos grãos e as bordas. As características morfológicas e as imagens de catodo luminescência dos cristais de zircão indicam cristalização magmática (crescimento oscilatório) e possivelmente metamorfismo (padrão difuso).

As imagens por BSE (Figura 137) mostram um padrão de cor homogêneo para todos os grãos. Alguns mostram pequenos desníveis com superfícies rugosas, buracos e porções fraturadas.

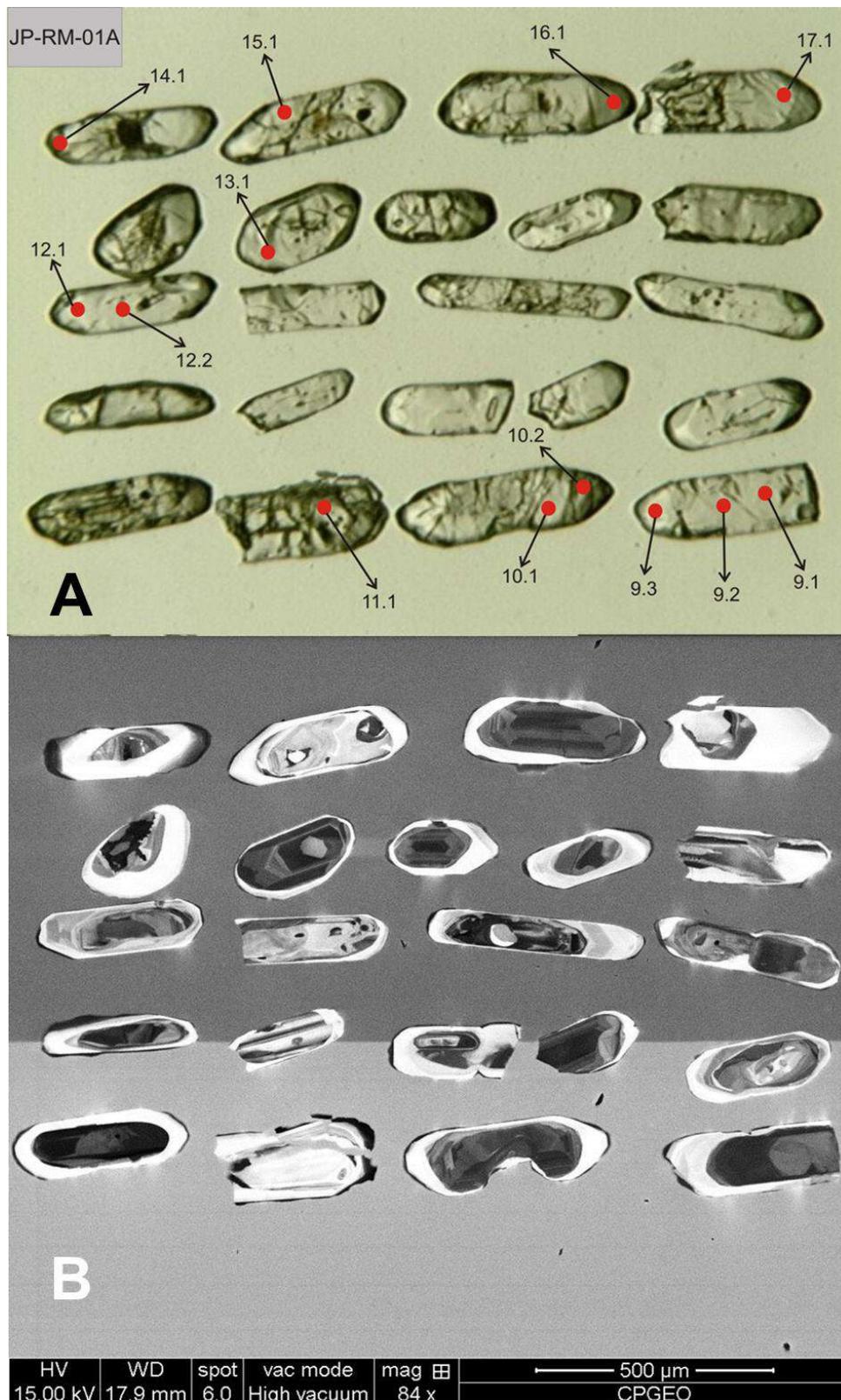
Figura 135 – Imageamento dos grãos de zircão da amostra JP-RM-01A (tonalito leucocrático gnaissificado) da Suíte São João do Paraíso



Legenda: (A) Cristais de zircão da amostra JP-RM-01A observados sob lupa binocular. (B) Imagem de catodo luminescência de grãos de zircão da amostra JP-RM-01A.

Fonte: O autor, 2015.

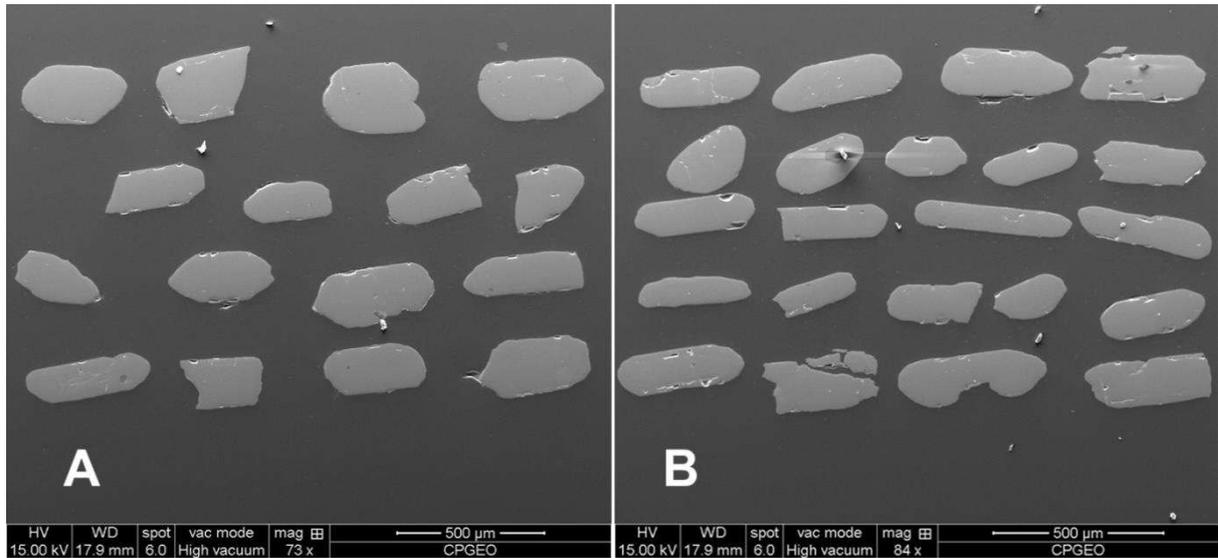
Figura 136 – Imageamento dos grãos de zircão da amostra JP-RM-01A (Tonalito leucocrático gnaissificado) da Suíte São João do Paraíso



Legenda: (A) Cristais de zircão da amostra JP-RM-01A observados sob lupa binocular.(B) Imagem de catodo luminescência de grãos de zircão da amostra JP-RM-01A.

Fonte: O autor, 2015.

Figura 137 – Imagem de *backscattered electron* de grãos de zircão da amostra JP-RM-01A (Tonalito leucocrático gnaissificado) da Suíte São João do Paraíso

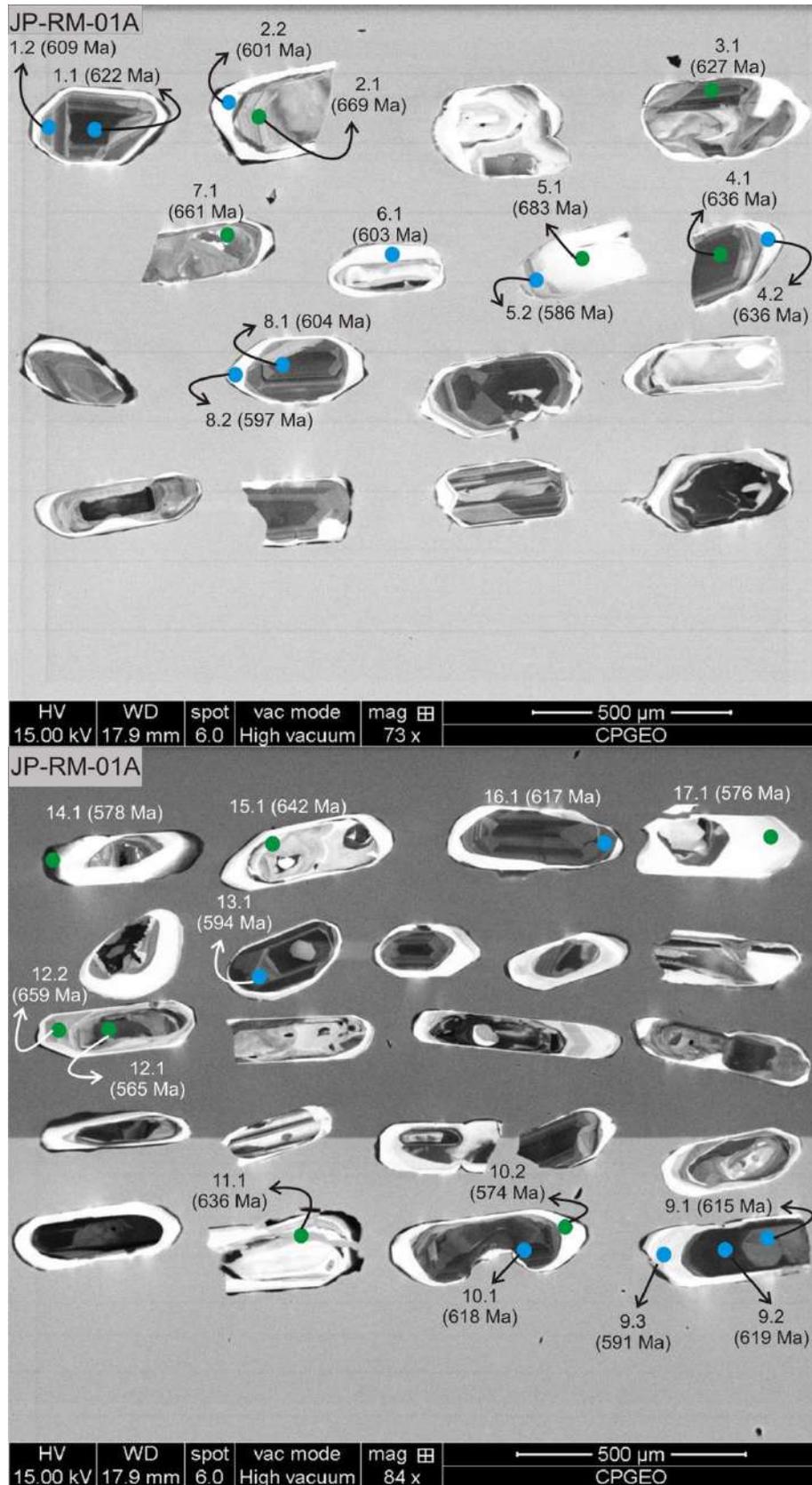


Fonte: O autor, 2015.

4.4.4.3 Idade Concórdia da amostra JP-RM-01A

As características morfológicas os padrões das imagens por catodo luminescência (Figura 138), como crescimento oscilatório, indicam cristalização magmática. Os dados analíticos (APÊNDICE C) mostram resultados de alta qualidade com 100% de concordância para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Entretanto, alguns pontos não foram computados nos cálculos das idades devido às perdas recentes de Pb radiogênico em alguns grãos (*spots* 12.1 = 565 Ma; 14.1 = 578; 17.1 = 576 Ma). Alguns *spots* mostram idades mais antigas (herança) (que não foram utilizadas no cálculo) como, por exemplo, (2.1 = 669 Ma; 5.1 = 683 Ma; 12.2 = 659 Ma). Poderiam ser relacionados a grãos de zircão pré-existentes ao tonalito leucocrático gnaissificado. Em verdade, a rocha por ser um produto de fusão, de uma fonte sedimentar, ao qual aportaram grãos reliquiares e que foram preservados, até mesmo perante o evento anatético. O diagrama concórdia da figura 139 apresenta o *plot* de todas as análises (as elipses vazias foram descartadas dos cálculos) mostra que o tonalito leucocrático gnaissificado foi cristalizado em $610,3 \pm 4,7$ Ma (Figura 145).

Figura 138 – Imagem de catodoluminescência com os spots da amostra JP-RM-01A



Fonte: O autor, 2015.

As idades, a morfologia, a textura da catodoluminescência e a idade registrada nos spots são fornecidas na tabela 18.

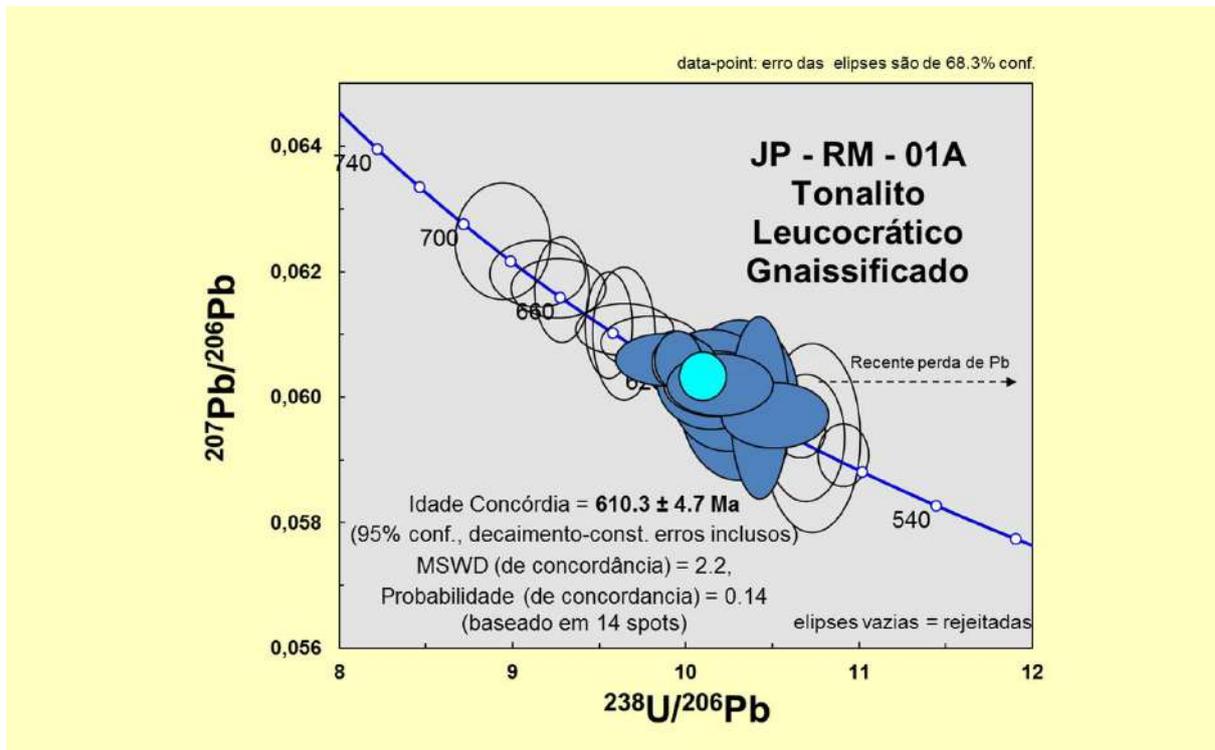
Tabela 18 - Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade e a concordância. Em azul: pontos utilizados nos cálculos das idades; Em verde: pontos plotados, mas não utilizados nos cálculos. Legenda: nh: padrão de núcleo herdado; hc: padrão homogêneo claro; he: padrão homogêneo escuro; zo: padrão de zoneamento oscilatório; df: padrão difuso. 206/238 significa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e 207/206 significa $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

Spot	Morfologia dos grãos	Posição do Spot	Textura/ CL	Idade (MA) do spot (206/238)	Concord. % (206/238) (207/206)	Razão Th/U
1.2	Prismático	Borda	zo	609	100	0,245
2.2	fragmento	Borda	zo	601	100	2,367
4.2	Ponta de prisma	Meio	zo	606	100	2,418
8.1	Prismático	Centro	Branco	604	100	0,433
9.1	Prismático	Meio	he	615	100	0,2102
9.2	Prismático	Centro	he	619	100	0,121
1.1	Prismático	Centro	he	622	100	0,575
10.1	Prismático	Meio	he	618	100	0,260
16.1	Primático	Borda	he	617	100	0,322
9.3	Prismático	Borda	Branco	591	100	1,738
13.1	Prismático	Meio	he	594	100	0,318
8.2	Prismático	Borda	zo	597	100	2,268
5.2	Prismático	Borda	hc	586	100	1,035
6.1	Prismático	Meio	Branco	603	100	0,146
5.1	Prismático	Centro	Branco	683	100	7,535
2.1	Prismático/ fragmento	Centro	hc	669	100	0,508
12.2	Prismático	Borda	he	659	100	0,595
7.1	Prismático	Meio	hc	661	100	0,511
12.1	Prismático	Centro	zo	565	100	1,065
10.2	Prismático	Borda	Branco	574	100	14,482
17.1	Prismático	Meio	Branco	576	100	1,113
14.1	Prismático	Borda	he	578	100	0,426
15.1	Prismático	Borda	Branco	642	100	0,466
4.1	Ponta de prisma	Centro	he	636	100	0,410
11.1	Prismático	Centro	Branco	636	100	0,820
3.1	Prismático	Borda	zo	627	100	0,229

Fonte: O autor, 2015.

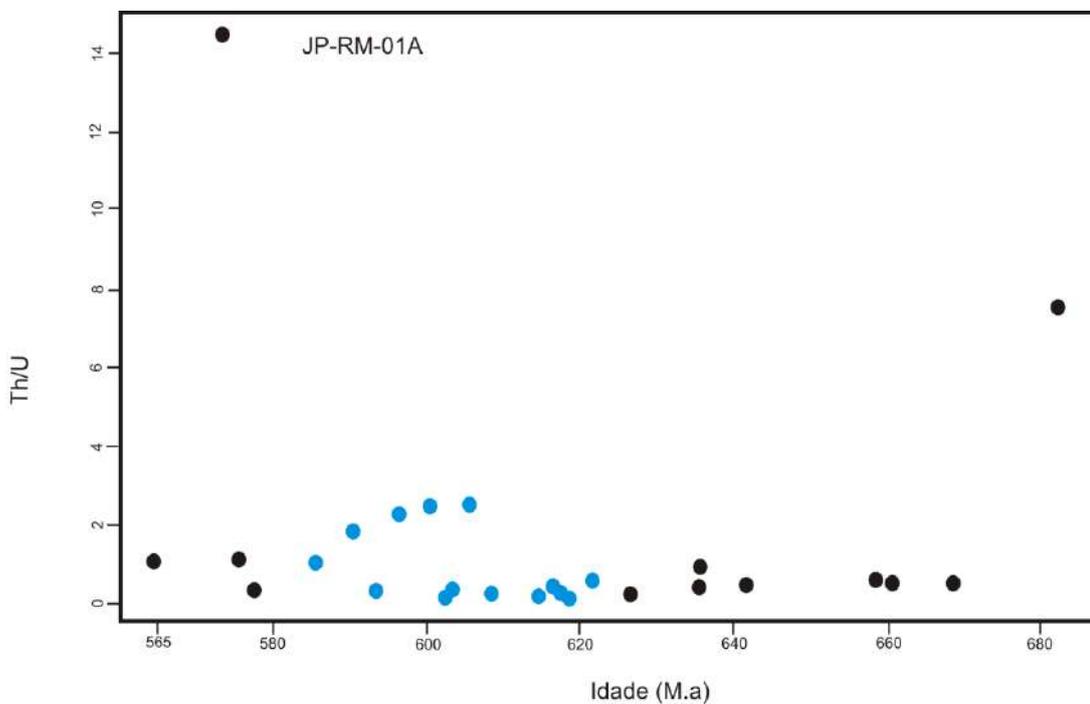
Os valores obtidos para as razões Th/U para a amostra JP-RM-01A variam entre 0,121 a 2,418, excetuando os spots 5.1 (7,535) e 10.2 (14,482) que registram valores excessivamente altos e que não entraram nos cálculos das idades (Figura 140). Para esta amostra não se observa uma relação entre as idades e as razões Th/U.

Figura 139 – Diagrama de concórdia (Tera-Wasserburg) para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra JP-RM-01A



Fonte: O autor, 2015.

Figura 140 – Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra JP-RM-01^a

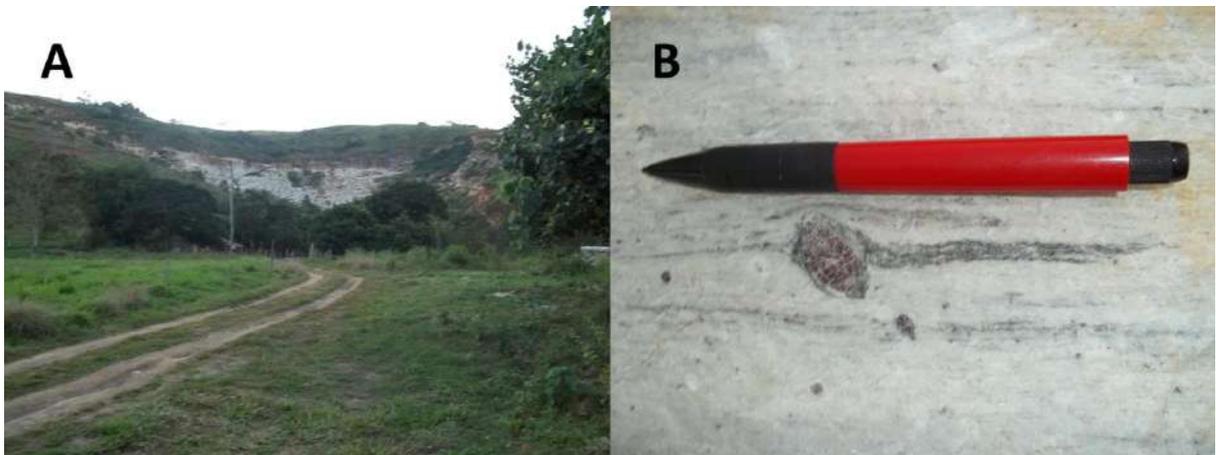


Fonte: O autor, 2015.

4.4.4.4 Amostra JP-RM-07A (Sienogranito leucocrático gnaissificado com granada)

A coleta foi em um afloramento tipo pedreira (Figura 141A) nos arredores da Cidade de Itálva. A amostra JP-RM-07A foi também classificada como um sienogranito leucocrático gnaissificado com granada (Figura 141B).

Figura 141 – Afloramento do tipo pedreira onde se realizou a coleta da amostra JP-RM-07A (Sienogranito leucocrático gnaissificado com granada)



Legenda: Ponto JP-RM-07 do tipo pedreira (A) do Sienogranito leucocrático gnaissificado com granada da Suíte São João do Paraíso. Em (B) porfiroblasto de granada rotacionado no granitoide.
Fonte: O autor, 2015.

4.4.4.5 Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra JP-RM-07A

Cerca de cinquenta cristais de zircão foram separados após o fracionamento magnético. Vinte e cinco grãos seguiram para montagem. Na FF $-0,5^\circ$ não atraível foi encontrado apenas um zircão. Os grãos nesta amostra concentraram-se na fração final $-0,5^\circ$ atraível onde é possível observar cristais euédricos, incolores, acastanhados, mais raramente avermelhados, e contendo muitas inclusões e fraturas (Figura 142A). Comumente encontram-se cristais arredondados e pequenos (# 7, #14 e #17), da ordem de $125\mu\text{m}$, sendo, em geral, ausentes de inclusões e fraturas. Os cristais prismáticos pequenos (#10, #11 e #13) tendem a conter mais inclusões e são

preferencialmente de razões 2x1 e 3x1. Alguns grãos prismáticos são muito transparentes, límpidos e ausentes de inclusões (grãos #23 e #24). Já os grãos maiores atingem até 600 µm e são de razão 4x1 com muitas inclusões e fraturas (grão #1 e #21).

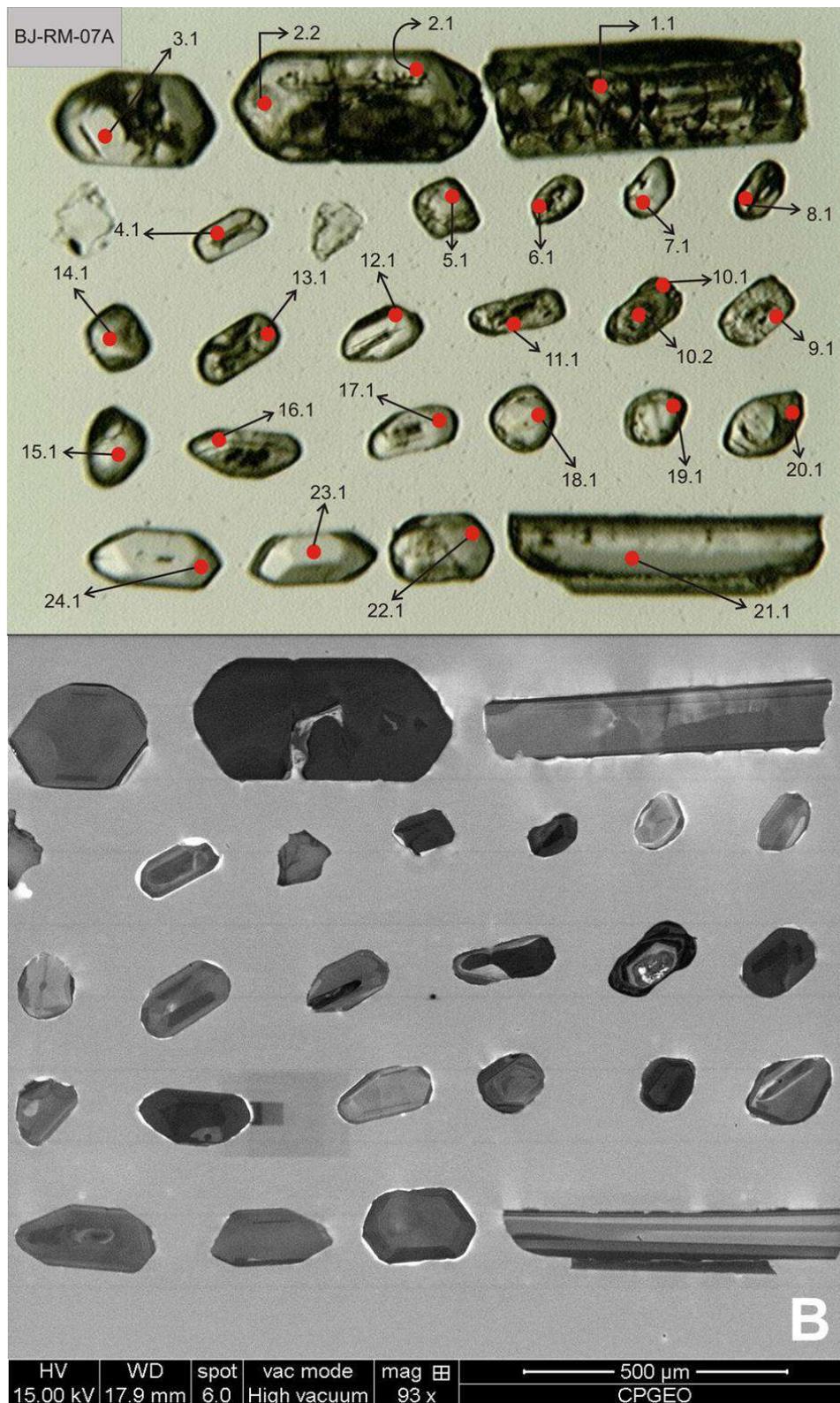
Os padrões de catodoluminescência da amostra JP-RM-07A (Figuras 142B) revelam que grãos que são parcialmente ou completamente homogêneos, principalmente de cor cinza - alta luminescência (#7, #8, #14 e #17) e cinza escuro – baixa luminescência (#2, #3, #5, #6, #16, #19, #22, #23 e #24). Os Padrões do tipo difuso (# 10 - núcleo) e crescimento oscilatório (#1, #21 e #10 - borda) são menos frequentes. Não foi observada uma clara relação entre a morfologia e a catodo luminescência.

Os grãos de zircão da amostra JP-RM-07A por imagem BSE (Figura 143) apresentam um padrão de cor majoritariamente homogêneo para todos os cristais. Alguns mostram pequenos desníveis com superfícies rugosas, buracos e fraturas.

4.4.4.6 Idade Concórdia da amostra JP-RM-07A

A morfologia e os padrões de catodo luminescência mostram uma homogeneidade, assim como as idades. No entanto, o grão #10 (padrão de catodo luminescência difuso) registrou idade paleoproterozoica (spot 10.1 = 1823 ± 16 Ma e spot 10.2 = 2177 ± 19 Ma com concordâncias para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 29% e 84%, respectivamente.

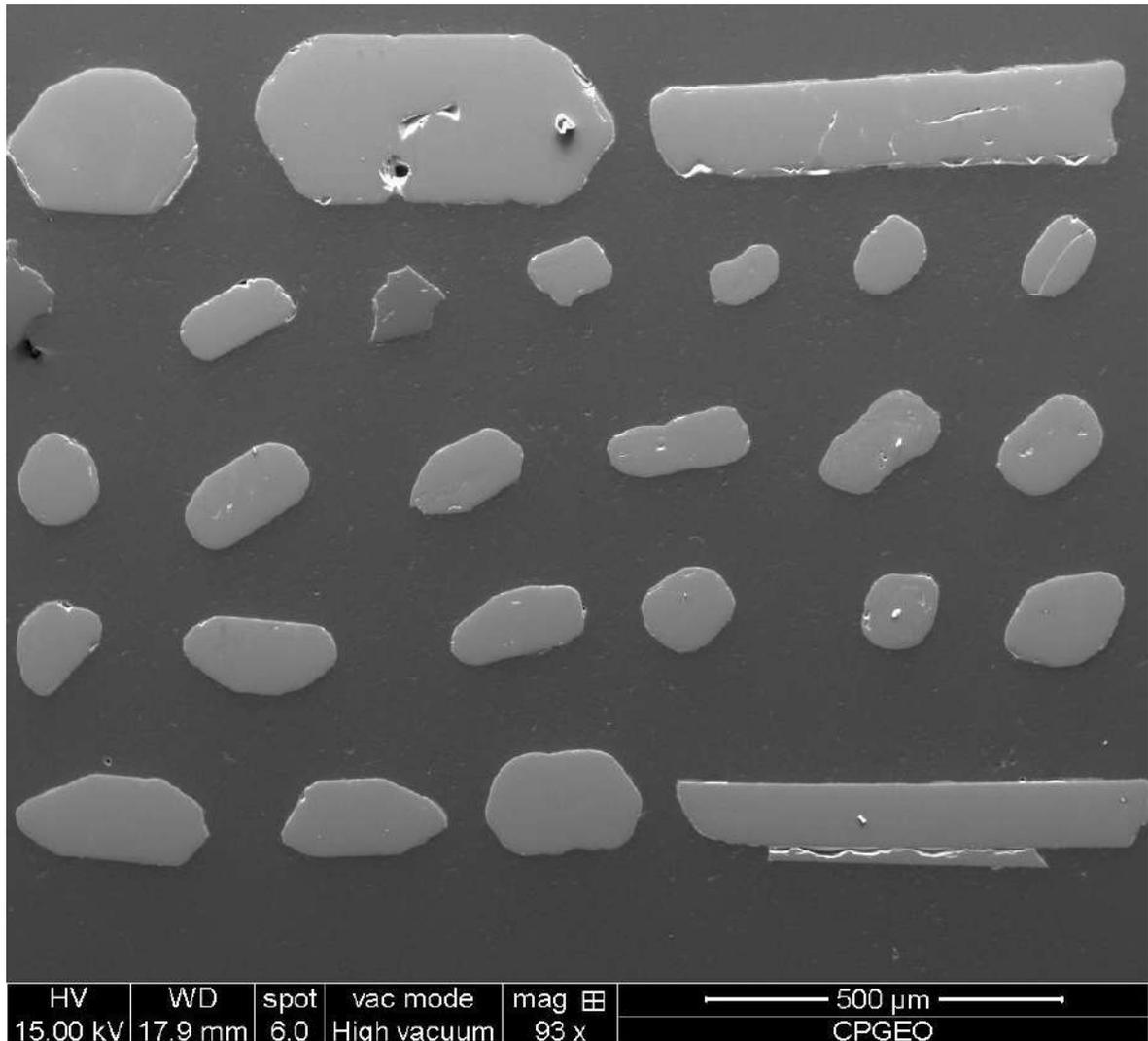
Figura 142 – Imageamento dos grãos de zircão da amostra JP-RM-07A (Sienogranito leucocrático gnaissificado com granada)



Legenda – (A) Cristais de zircão da amostra JP-RM-07A sob lupa binocular. (B) Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão da amostra JP-RM-07A.

Fonte: O autor, 2015.

Figura 143 – Imagem de *backscattered electron* de grãos de zircão da amostra JP-RM-07A (Sienogranito leucocrático gnaissificado com granada) da Suíte São João do Paraíso

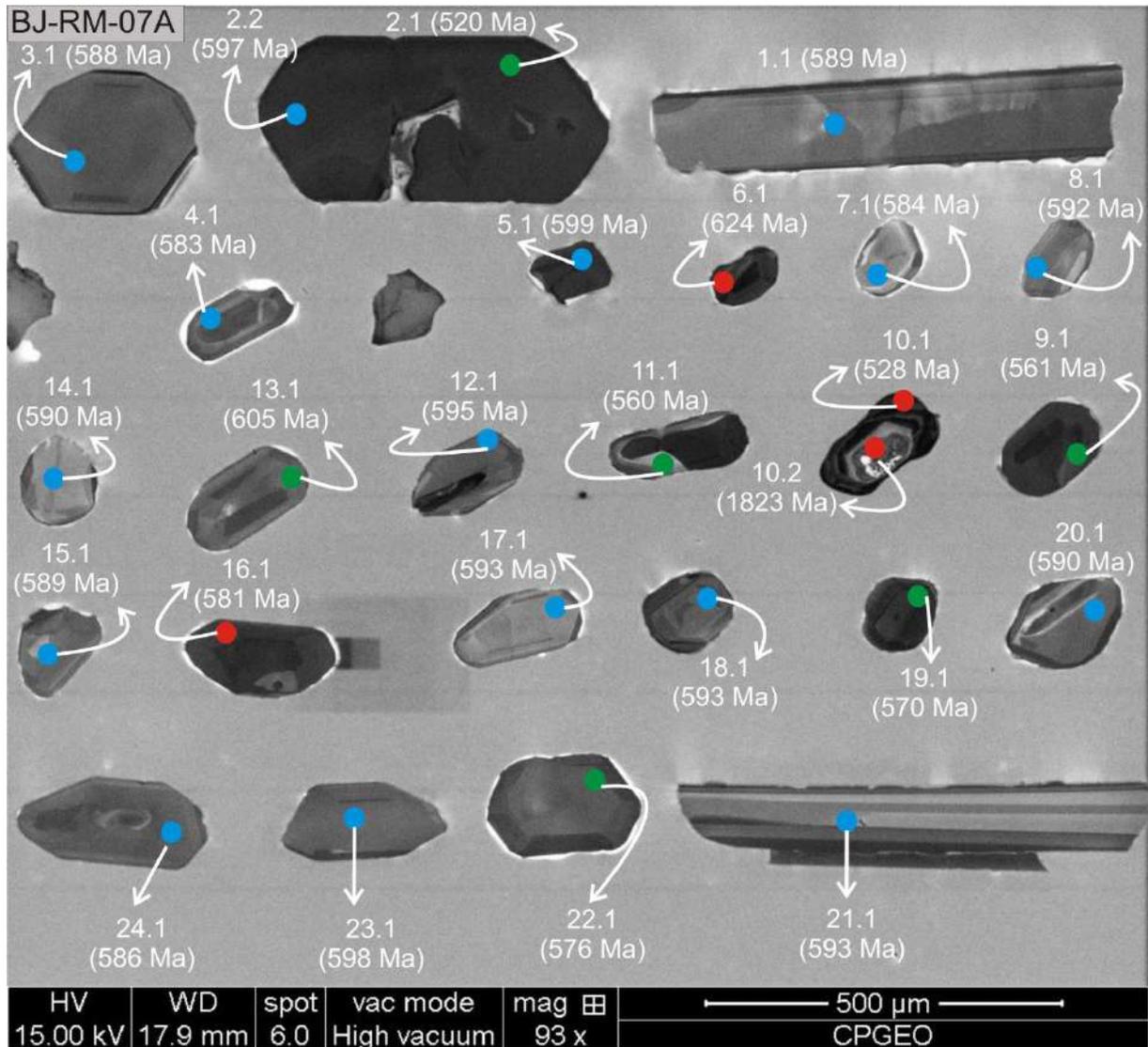


Fonte: O autor, 2015.

Os pontos de idade paleoproterozoica não foram utilizados nos cálculos. Os spots são indicados na figura 144. Além disso, cinco pontos não foram computados nos cálculos das idades mais recentes devido as perdas recentes de Pb radiogênico em alguns grãos (*spots* 2.1 = 520 Ma; 9.1 = 561 Ma; 11.1 = 560 Ma; 19.1 = 570 Ma; e 22.1 = 576 Ma), mas foram representados (elipses vazias) no diagrama concórdia (Figura 145). Dezesesseis análises, relativas a grãos de zircão com padrão homogêneo de catodo luminescência, com concordância de 100% (para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), foram reunidas para a fixação de uma idade média da rocha de 592 ± 13 Ma, conforme observado no diagrama concórdia gerado (Figura 145). As idades, a morfologia, a textura da catodoluminescência e a idade registrada nos spots são

fornechas na tabela 19 dos grãos utilizados tanto no cálculo para a interpretação quanto para os grãos que somente foram plotados. Todos os resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICP-MS) dos grãos de zircão da amostra JP-RM-07A estão no APÊNDICE C.

Figura 144 – Imagem de catodo luminescência com os *spots* da amostra JP-RM-07^a



Fonte: O autor, 2015.

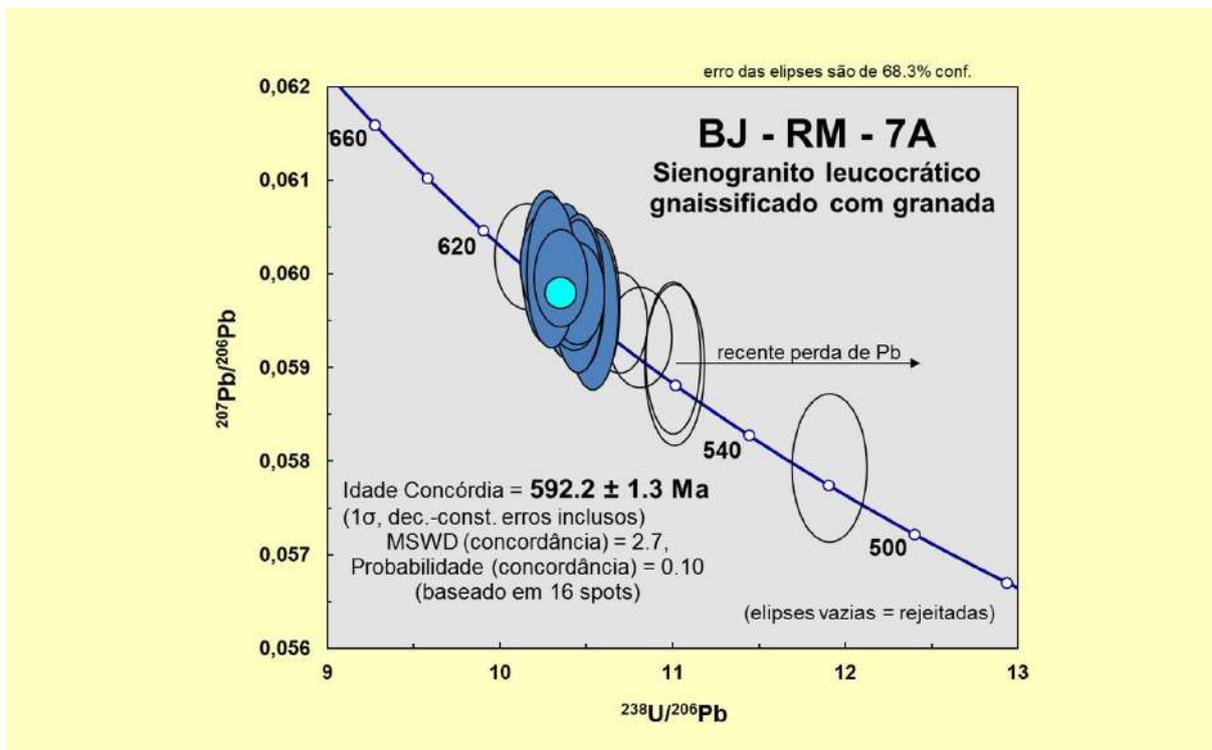
Os valores obtidos para as razões Th/U para a amostra JP-RM-07A variam entre 0,051 a 0,039. As análises indicam que não houve uma variação significativa entre as razões Th/U e as idades (Figura 146).

Tabela 19 - Morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade e a concordância. Em azul: pontos utilizados nos cálculos das idades; Em preto e itálico: pontos plotados, mas não utilizados nos cálculos. Em vermelho: pontos rejeitados. Legenda: nh: padrão de núcleo herdado; hc: padrão homogêneo claro; he: padrão homogêneo escuro; zo: padrão de zoneamento oscilatório; df: padrão difuso. 206/238 significa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e 207/206 significa $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

<i>Spot</i>	<i>Morfologia dos grãos</i>	<i>Posição do Spot</i>	<i>Textura/ CL</i>	<i>Idade (MA) do spot (206/238)</i>	<i>Concord. % (206/238) (207/206)</i>	<i>Razões Th/U</i>
5.1	Equidimens	Centro	he	599	100	0,078
8.1	Prismático ovalado	Borda	he	592	100	0,126
12.1	Equidimens	Borda	he	595	100	0,092
17.1	Prismático	Borda	he	593	100	0,263
18.1	Arredondad o	Borda	he	593	100	0,099
21.1	Prismático	Centro	zo	593	100	0,130
23.1	Prismático	Centro	he	598	100	0,143
4.1	Prismático	Borda	he	583	100	0,101
24.1	Prismático	Borda	he	586	100	0,163
7.1	Arredondad o	Borda	hc	584	100	0,277
3.1	Prismático	Meio	he	588	100	0,153
1.1	Prismático	Meio	hc	589	100	0,099
14.1	Equidimens	Borda	hc	590	100	0,339
15.1	Ovalado	Meio	zo	589	100	0,113
2.2	Prismático	Borda	he	597	100	0,054
20.1	Ovalado	Centro	zo	594	100	0,131
13.1	Prismático	Borda	he	605	100	0,163
22.1	Prismático	Borda	he	576	100	0,100
19.1	Arredondad o	Borda	he	570	100	0,097
9.1	Prismático	Borda	he	561	99	0,090
11.1	Prismático	Borda	hc	560	100	0,083
2.1	Prismático	Borda	he	520	100	0,051
10.1	Prismático	Borda	he	528	29	0,002
10.2	Prismático	Centro	df	1823	84	0,162
6.1	Prismático	Borda	he	624	100	0,066
16.1	Prismático	Borda	he	581	95	0,088

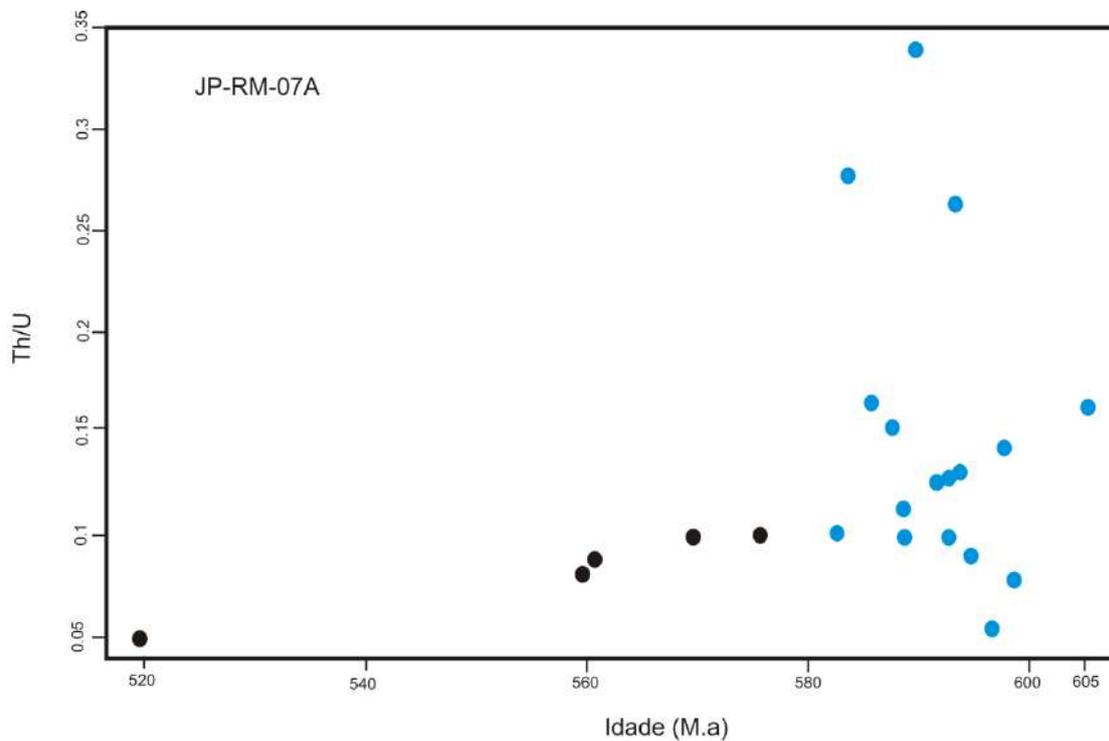
Fonte: O autor, 2105.

Figura 145 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra JP-RM-07A (Sienogranito leucocrático gnaissificado com granada) da Suíte São João do Paraíso



Fonte: O autor, 2015.

Figura 146 – Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra JP-RM-07^a



Fonte: O autor, 2015.

4.4.5 Granito Cinza Foliado

4.4.5.1 Amostra BJ-RM-09A (Sienogranito cinza foliado)

A amostra foi coletada em um matacão no pasto (Figura 147A). Trata-se de um granito homogêneo, foliado, cinza e de granulação média (Figura 147B). A mineralogia principal pode ser caracterizada por plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita. Grãos de allanita podem ser observados devido ao caráter metamictico, gerando halos avermelhados.

Figura 147 – Ponto BJ-RM-09 onde foi coletada a amostra para geocronologia do Sienogranito cinza foliado



Legenda: exposição do tipo matacão (A). Amostra macroscópica do Granito Cinza Foliado (B)
Fonte: O autor, 2015.

4.4.5.2 Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-09A

A montagem dos grãos se deu a partir da catação de oitenta e seis grãos dos quais quarenta e três seguiram para o imageamento e análise (Figura 148A). Na fração não atraível (FF $-0,5^\circ$) foram catados 36 e seis grãos de forma prismática (alguns poucos arredondados), pequenos (entre 90 – 150 μ m e razões 2x1, 3x1 e 4x1)

e pouco fraturados (#6, #7, #8, #9 e #10). É possível observar inclusões (não muito evidente). Os grãos são, na maioria das vezes, incolores, entretanto podem ser amarelados a acastanhado tendo maior intensidade de faturamento. Raramente os cristais de zircão são “pontas de prismas” ou subédricos, tendendo ao formato arredondado.

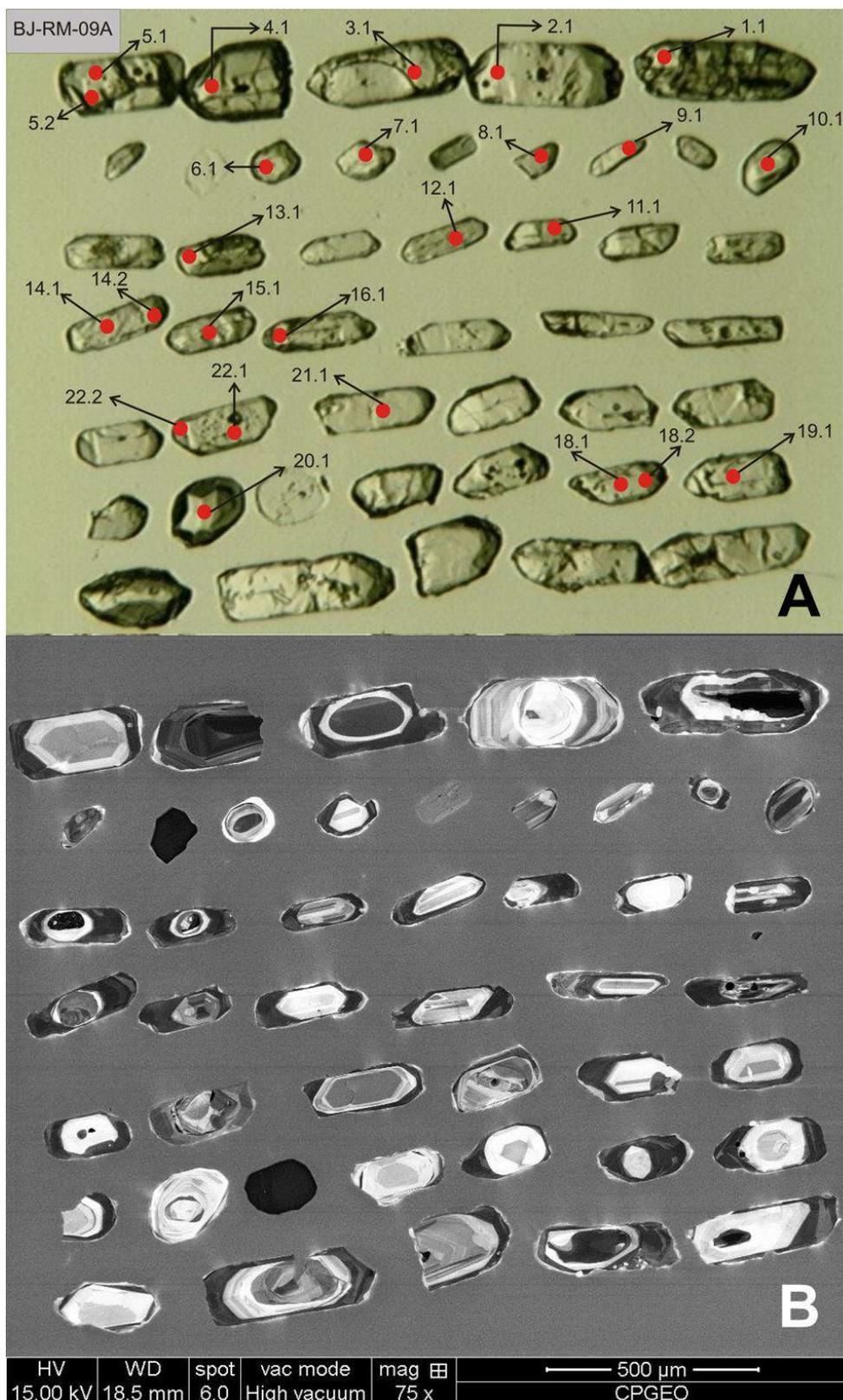
Na fração final -0,5°atraível foram catados aproximadamente cinquenta cristais. Os tamanhos variam de 180 a 260 μm com razões 2x1, 3x1 e mais frequentemente 4x1 (#6, #7, #8, #9, #10, #11 e #12, #13, #14, #15 e #16). A maior parte dos grãos é limpo (ausência de inclusões e baixo grau de faturamento).

Grãos maiores, da ordem de 390 a 450 μm , são encontrados na fração - 0,5°atraível e 0° (#1, #2, #3, #4 e #5). A razão predominantemente é do tipo 3x1. São moderadamente a levemente fraturados com alguns grãos contendo inclusões visíveis.

De acordo com as imagens de catodoluminescência para os cristais de zircão da amostra BJ-RM-09A (Figura 148B), mostram padrões de catodo luminescência do tipo: crescimento oscilatório nas bordas e padrão homogêneo (de alta ou de baixa luminescência), como nos grãos #2, #4, #5 e #21; padrão difuso nos núcleos (#15 e #22) ou nas bordas (#1 e #13); Os grãos #14 e #22 mostram padrão de catodo luminescência com núcleo e borda bem delimitados e levemente corroídos cujo os padrões são, para os núcleos, do tipo difuso e, para as bordas, homogêneo de baixa luminescência (#14) e do tipo seção zonada (#22). Não se observa uma relação entre a morfologia e os padrões gerados pelas imagens por catodo luminescência. Os padrões gerados pela imagem por catodo luminescência indicam que o sienogranito granito cinza foliado é uma rocha magmática.

No geral, o padrão das imagens por BSE é homogêneo, sem importantes diferenças de cor ou de desníveis e fraturas (Figura 149). Na imagem apenas o grão #1 mostra padrões de diferenças geométricas de delimitações internas.

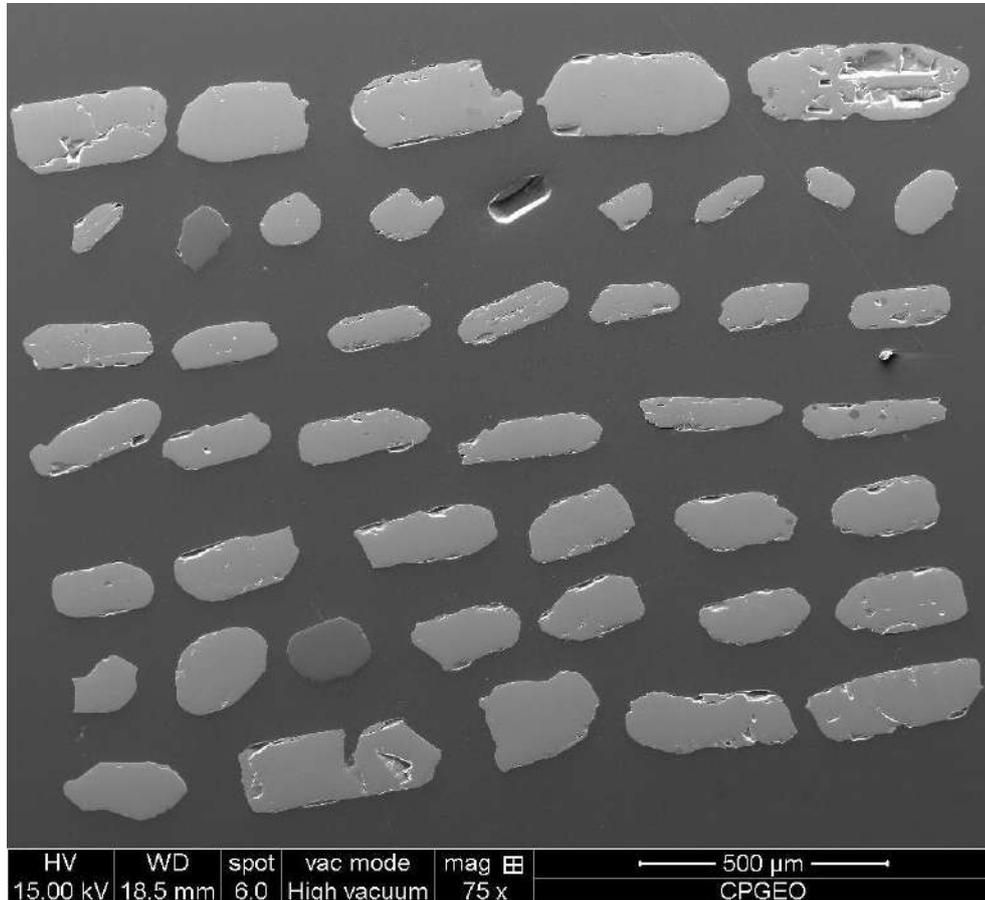
Figura 148 – Imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-09A (Sienogranito cinza foliado)



Legenda: (A) Cristais de zircão da amostra BJ-RM-09A observados sob lupa binocular. (B) Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão da amostra BJ-RM-09A.

Fonte: O autor, 2015.

Figura 149 – Imagem de *backscattered electron* de grãos de zircão da amostra BJ-RM-09A (Sienogranito cinza foliado)



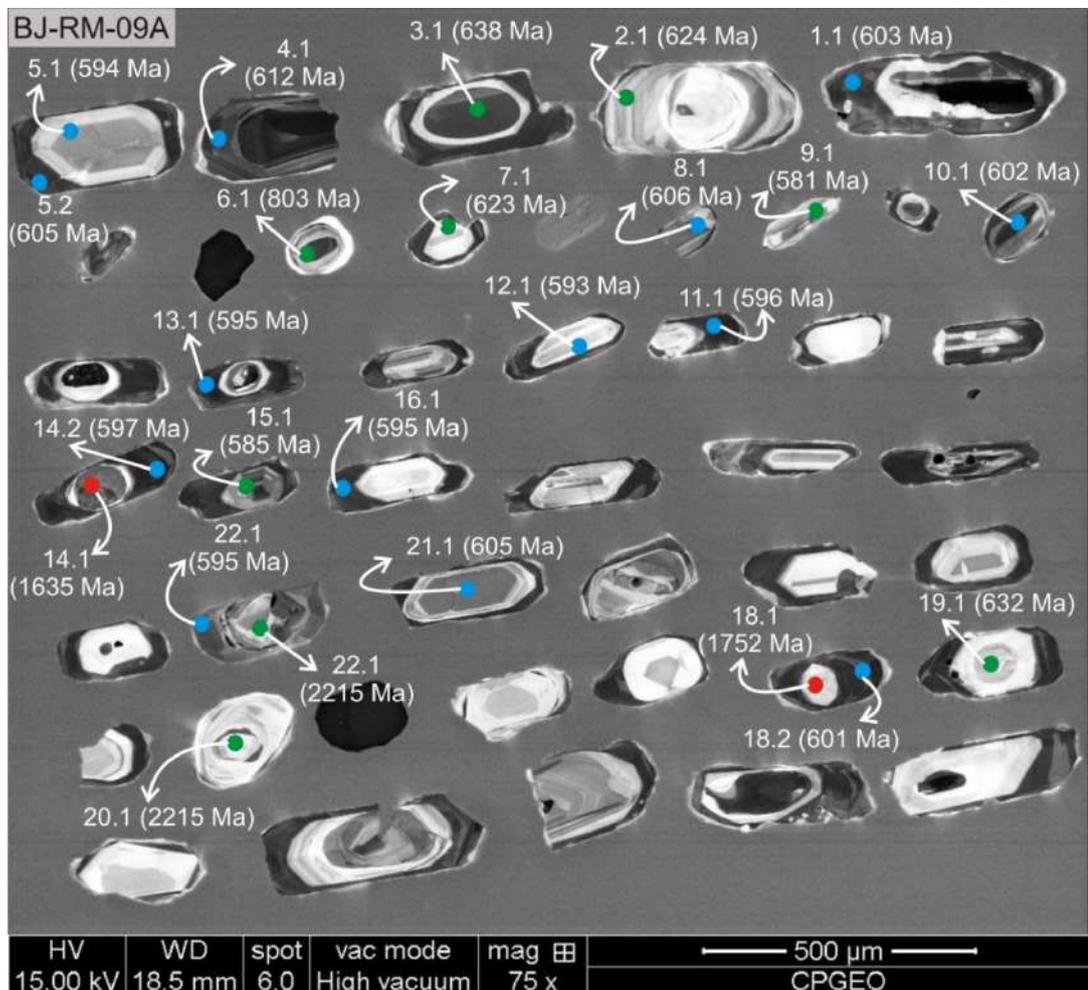
Fonte: O autor, 2015.

4.4.5.3 Idade Concórdia da amostra BJ-RM-09A

Os dados obtidos para amostra BJ-RM-09A mostram concordância de 100% para a maioria dos pontos (para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Os melhores pontos são, por exemplo, os spots 13.1 (595 Ma), padrão de crescimento oscilatório na borda e homogêneos de baixa luminescência no núcleo, e 21.1, com padrão homogêneo de baixa luminescência no núcleo e padrão difuso na borda, (605 Ma) (Figura 150). A maioria dos grãos analisados tendem a estes dois padrões quando analisados em imagem por catodoluminescência. O valor obtido para amostra foi de $601,2 \pm 1,3$ Ma (Figura 151). Entretanto, nota-se que os cristais #14, #18 e #22, que

apresentavam delimitações bem definidas entre os núcleos (padrão de CL difuso) e bordas (padrão de crescimento oscilatório no grão #22 e seção zonada no grão #14), mostraram, nos núcleos, idade paleoproterozoica como os *spots* 14.1 (1635 Ma), 18.1 (1752 Ma) e 22.1 (2215 Ma), sendo as únicas análises com concordância (para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) abaixo de 100% (72%, 98% e 99%, respectivamente). As bordas destes mesmos cristais revelam idade brasileira: 14.2 (597 Ma), 18.2 (601 Ma) e 22.2 (595 Ma).

Figura 150 - Imagem de catodoluminescência com os *spots* da amostra BJ-RM-09A



Fonte: O autor, 2015.

As idades, a morfologia, a textura da CL e a idade registrada nos *spots* são fornecidas na tabela 20 dos grãos utilizados tanto no cálculo para a interpretação quanto para os grãos que somente foram plotados. Todos os resultados obtidos na

análise U-Pb (LA-ICP-MS) dos grãos de zircão da amostra JP-RM-09A estão na tabela no APÊNDICE C.

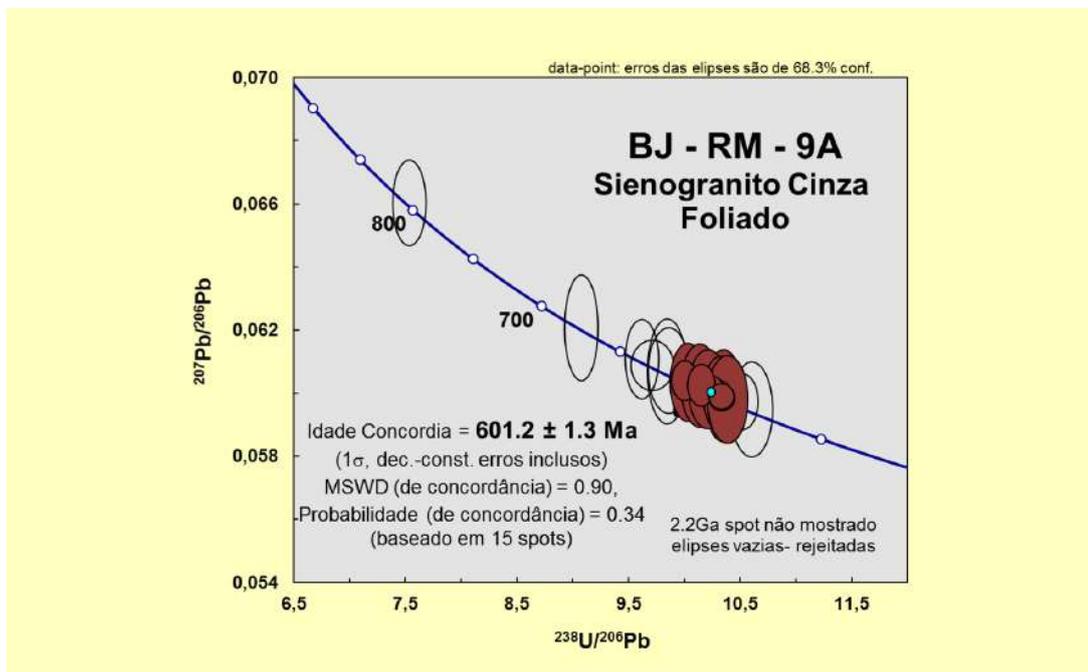
Tabela 20 - Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade e a concordância. Em marrom: pontos utilizados nos cálculos das idades; Em preto e itálico: pontos plotados, mas não utilizados nos cálculos. Em vermelho: pontos rejeitados. Legenda: nh: padrão de núcleo herdado; hc: padrão homogêneo claro; he: padrão homogêneo escuro; zo: padrão de crescimento oscilatório; df: padrão difuso. 206/238 significa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e 207/206 significa $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

Spot	Morfologia dos grãos	Posição do Spot	Textura/CL	Idade (MA) do spot (206/238)	Concord. % (206/238) (207/206)	Razões Th/U
1.1	Prismático	Meio	he	603	100	0,3418
4.1	prisma	Meio	zo	612	100	0,498
5.1	Prismático	Centro	Hc	594	100	1,678
5.2	Prismático	Meio	Branco	605	100	0,353
8.1	Ponta de prisma	Borda	hc	606	100	1,459
10.1	Ovalado	Centro	he	602	100	1,367
11.1	Prismático	Borda	he	596	100	0,377
12.1	Prismático	Centro	zo	593	100	1,112
13.1	Prismático	Borda	zo	595	100	0,374
14.2	Prismático	Meio	he	597	100	0,382
16.1	Prismático	Meio	he	595	100	0,336
17.1	Prismático	Meio	zo	614	100	0,643
18.2	Prismático	Borda	he	601	100	0,410
21.1	Prismático	Centro	hc	605	100	1,344
22.2	Prismático	Borda	hc	595	100	0,499
2.1	<i>Prismático</i>	<i>Meio</i>	<i>zo</i>	<i>624</i>	<i>100</i>	<i>0,987</i>
7.1	<i>Ovalado</i>	<i>Centro</i>	<i>Branco</i>	<i>623</i>	<i>100</i>	<i>2,609</i>
9.1	<i>Prismático</i>	<i>Borda</i>	<i>hc</i>	<i>581</i>	<i>100</i>	<i>1,390</i>
15.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>zo</i>	<i>585</i>	<i>100</i>	<i>1,263</i>
3.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>he</i>	<i>638</i>	<i>100</i>	<i>1,024</i>
19.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>hc</i>	<i>632</i>	<i>100</i>	<i>0,776</i>
20.1	<i>Arredondado</i>	<i>Centro</i>	<i>Branco</i>	<i>674</i>	<i>100</i>	<i>2,185</i>
6.1	<i>Arredondado</i>	<i>Centro</i>	<i>zo</i>	<i>803</i>	<i>100</i>	<i>0,265</i>
22.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>df</i>	<i>2215</i>	<i>99</i>	<i>0,368</i>
14.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>df</i>	<i>1635</i>	<i>72</i>	<i>0,503</i>
18.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>Branco</i>	<i>1752</i>	<i>98</i>	<i>0,714</i>

Fonte: O autor, 2015.

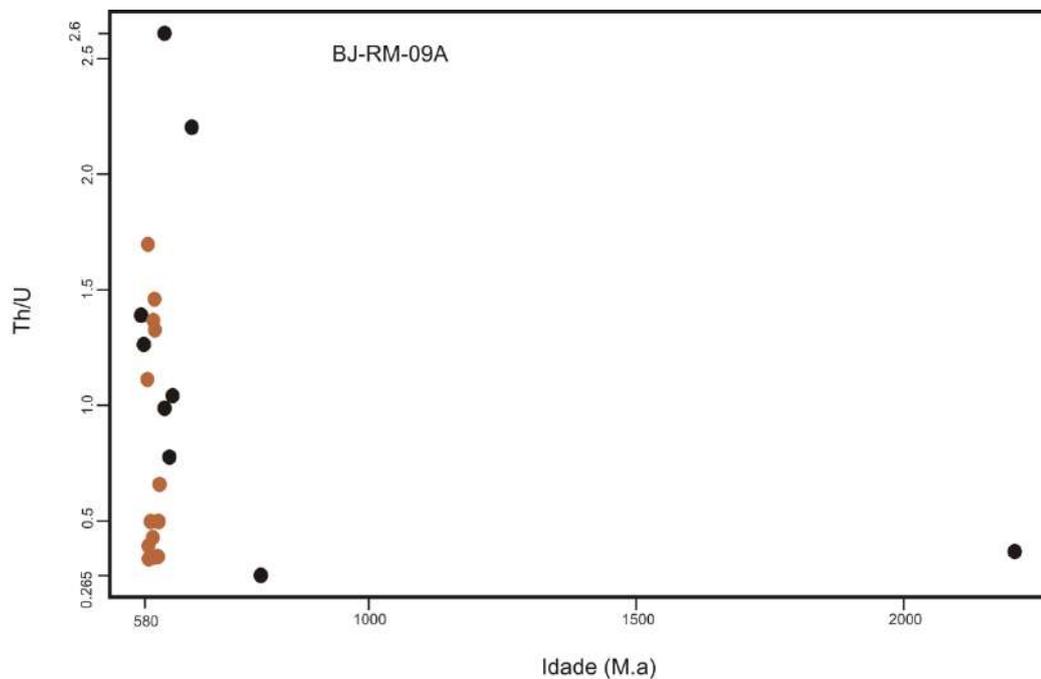
Os valores obtidos para as razões Th/U para a amostra BJ-RM-09A variam entre 0,265 a 2,609 (Figura 152). Estes dados não indicam uma relação precisa entre as idades mais antigas e as idades mais recentes. Como exemplo, os spots 22.1 (2215 Ma), 18.1 (1752 Ma) e 14.1 (1635 Ma) registram respectivos valores da razão Th/U de 0,368; 0,714; e 0,503. Os maiores valores obtidos da razão Th/U foram dos spots 7.1 (623 Ma) – 2,609 – e 20.1 (674 Ma) – 2,185.

Figura 151 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra BJ-RM-09A (Sienogranito cinza foliado)



Fonte: O autor, 2015.

Figura 152 – Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra BJ-RM-09^a



Fonte: O autor, 2015.

4.4.5.4 Amostra BJ-RM-02A (Sienogranito cinza foliado)

A rocha foi coletada em um matacão próximo a cidade de Bom Jesus do Itabapoana (Figura 153). A amostra BJ-RM-02A é um Sienogranito cinza foliado de granulação média composto essencialmente por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita e como mineral acessório allanita.

Figura 153 – Ponto BJ-RM-02 (matacão) do Sienogranito cinza foliado



Fonte: O autor, 2015.

4.4.5.5 Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-02A

Ao observar os grãos sob a lupa foram separados cerca de setenta grãos na FF $-0,5^\circ$ não atraível, FF $-0,5^\circ$ atraível e FF 0° . Quarenta e cinco grãos foram selecionados para análise (Figura 154A). Em geral, os cristais FF $-0,5^\circ$ não atraível são pequenos (dimensões entre 120 e $200\mu\text{m}$), com razões de 3x1, 4x1 e, mais raramente, 5x1. Contêm poucas a inclusões e fraturas. São euédricos, mas alguns são levemente arredondados. Como exemplos, os grãos #5, #6, #7, #8, #9, #10 e #11.

Na fração FF -0,5°atraível os tamanhos variam de 200 a 300 μm com razões 2x1, 3x1, 5x1 e mais comumente 4x1 (#12, #13, #14, #15, #16, #17 e #18). A maior parte dos grãos é ausente de inclusões e faturamentos. Notam-se também grãos bem arredondados e limpos, praticamente sem inclusões.

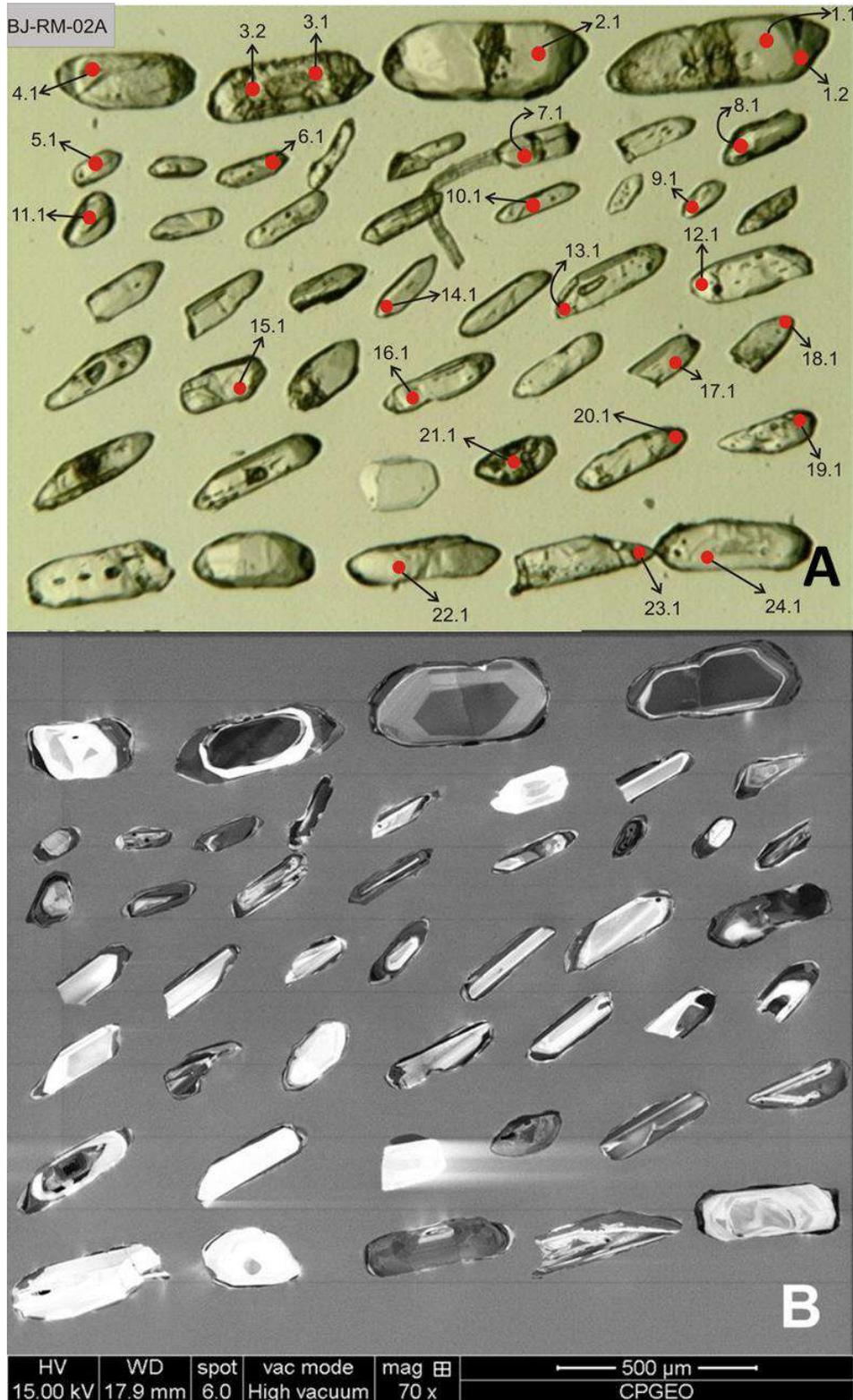
Os maiores cristais, da ordem de 350 a 570 μm , são encontrados na fração -0,5°atraível e 0° (#1, #2, #3, #4, #22, #23 e #24). A razão predominantemente é do tipo 3x1. São moderadamente fraturados. Esporadicamente observa-se inclusões.

Ao observar as imagens dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-02A em catodoluminescência (Figura 154B) nota-se que a maioria dos cristais possuem padrões distintos entre núcleo e borda. Os tipos mais comuns são: núcleo homogêneo de baixa luminescência e borda com crescimento oscilatório (grãos #1, #2, #3, #6 e #22); núcleo com crescimento oscilatório e borda homogênea com crescimento oscilatório (grãos #5 e #8); núcleo difuso e borda com padrão de crescimento oscilatório (grão #11); núcleo de alta luminescência e borda homogênea de baixa luminescência (grãos #9, #13 e #14). Alguns grãos não apresentam distinção entre núcleos e bordas, como por exemplo, os cristais #19 e #20 com padrão de crescimento oscilatório e os cristais #12, #15 e #21 com padrão do tipo difuso. Não se observa relação entre a morfologia e as imagens de catodo luminescência. Pode-se afirmar que os padrões de CL para a amostra BJ-RM-02A indiquem que a rocha seja magmática. Na figura 155 observa-se o padrão gerado por imagem em BSE mostrando poucas fraturas e desníveis.

4.4.5.6 Idade Concórdia da amostra BJ-RM-02A

O padrão de CL dos grãos que apresentam distinções entre núcleo e borda, revelam que não há discrepâncias das idades obtidas pelo método U-Pb, (Figura 156). Como exemplos, os spots 1.1 (610 Ma), 4.1 (595 Ma), 6.1 (602 Ma), 8.1 (601 Ma), 14.1 (596 Ma), 16.1 (602 Ma) e 22.1 (596 Ma), que foram utilizados para a construção do diagrama concórdia (Figura 157). As Idades mais jovens, com 100% de concordância para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, indicam perda de chumbo recente [2.1 (572 Ma), 10.1 (584 Ma), 13.1 (570 Ma) e 17.1 (580 Ma)].

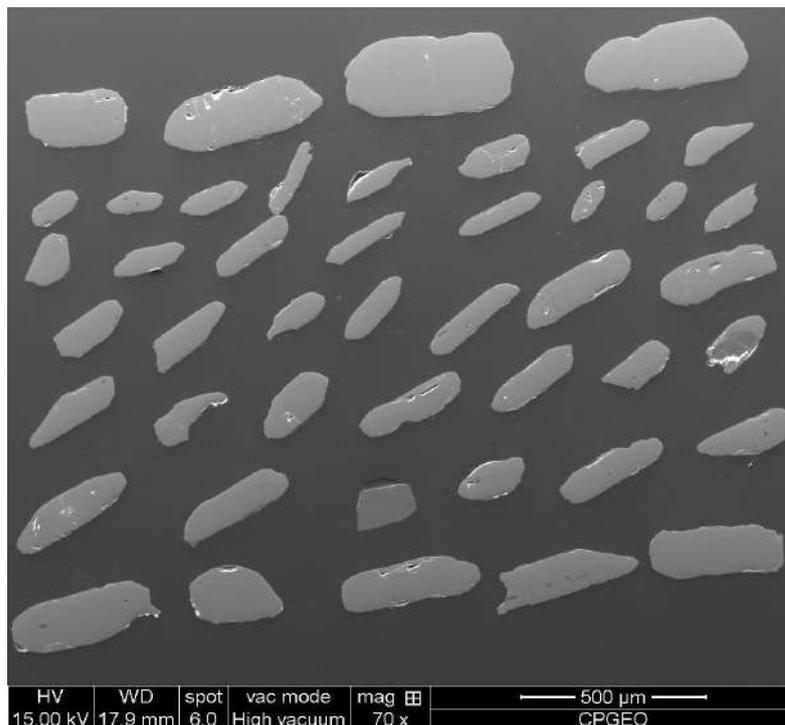
Figura 154 – Imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-02A (Sienogranito cinza foliado)



Legenda: (A) Cristais de zircão da amostra BJ-RM-02A observados sob lupa binocular. (B) Imagem de catodoluminescência de grãos de zircão da amostra BJ-RM-02A.

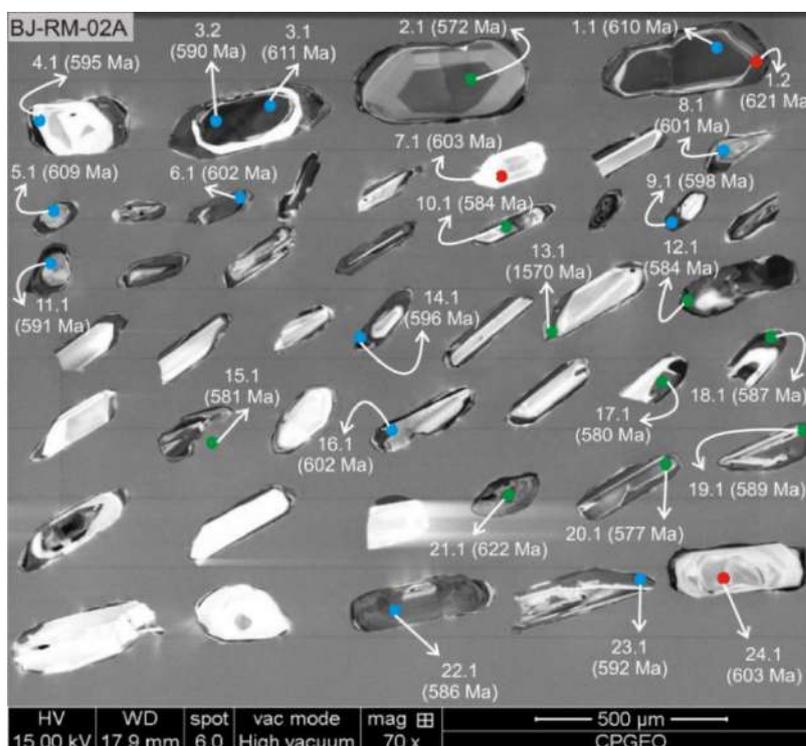
Fonte: O autor, 2015.

Figura 155 – Imagem de *backscattered electron* de grãos de zircão da amostra BJ-RM-02A



Fonte: O autor, 2015.

Figura 156 – Imagem de catodoluminescência com os *spots* da amostra BJ-RM-02A



Fonte: O autor, 2015.

Para a amostra BJ-RM-02A (Sienogranito cinza foliado), os dados evidenciam que o granitoide foi cristalizado durante o neoproterozoico com concordância de 100% para todos os pontos (para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). O intercepto na concórdia foi de $600,1 \pm 1,4$ Ma, conforme visualizado na figura 163.

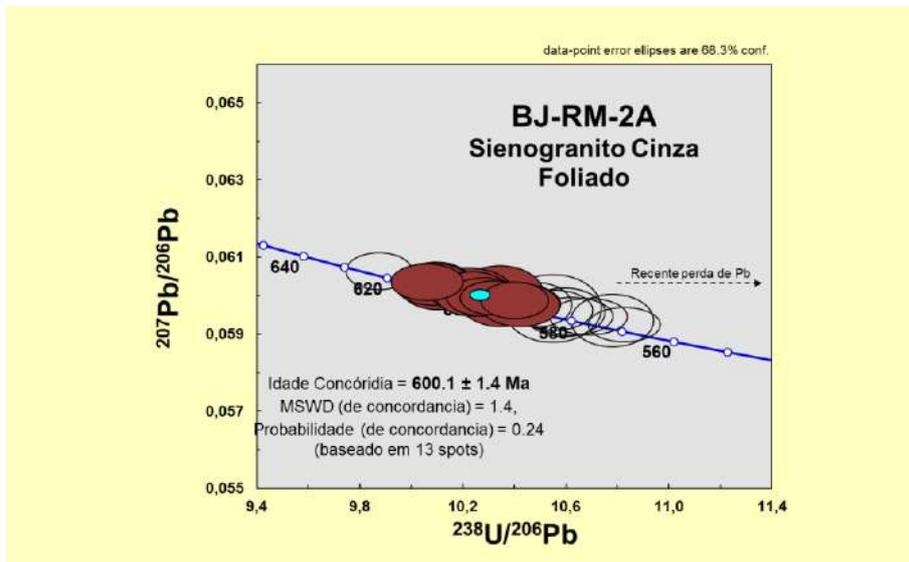
As idades, a morfologia, a textura da cotodo e a idade registrada nos spots são fornecidas na tabela 21 dos grãos utilizados tanto no cálculo para a interpretação quanto para os grãos que somente foram plotados. Todos os resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICP-MS) dos grãos de zircão da amostra IV-RM-02A estão na tabela APÊNDICE C.

Tabela 21 - Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodoluminescência, posição do spot, idade e a concordância. Em marrom: pontos utilizados nos cálculos; Em preto e itálico: pontos plotados, mas não utilizados nos cálculos. Legenda: hc: padrão homogêneo claro; he: padrão homogêneo escuro; zo: padrão de zoneamento oscilatório; df: padrão difuso. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ significa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

<i>Spot</i>	Morfologia dos grãos	Posição do Spot	Textura/ CL	Idade (MA) do spot (206/238)	Concord. % (206/238) (207/206)	Razões Th/U
1.1	Prismático	Centro	he	610	100	0,441
3.2	Prismático	Borda	he	590	100	0,309
4.1	Prismático	Borda	Branco	595	100	0,595
6.1	Prismático	Borda	he	602	100	0,288
8.1	Prismático	Borda	zo	601	100	0,684
9.1	Prismático ovalado	Borda	he	598	100	0,319
11.1	Ovalado	Centro	hc	591	100	1,429
14.1	Prismático	Borda	he	596	100	0,144
16.1	Prismático	Borda	hc	602	100	1,069
22.1	Prismático	Centro	he	596	100	0,545
23.1	Prismático	Borda	he	592	100	0,303
3.1	Prismático	Centro	he	611	100	0,246
5.1	ovalado	Centro	hc	609	100	0,594
19.1	<i>Ponta de prisma</i>	<i>Borda</i>	<i>he</i>	<i>589</i>	<i>100</i>	<i>0,331</i>
18.1	<i>Ponta de prisma</i>	<i>Borda</i>	<i>he</i>	<i>587</i>	<i>100</i>	<i>0,144</i>
10.1	<i>Prismático</i>	<i>Centro</i>	<i>df</i>	<i>584</i>	<i>100</i>	<i>0,582</i>
12.1	<i>Prismático</i>	<i>Borda</i>	<i>he</i>	<i>584</i>	<i>100</i>	<i>0,497</i>
15.1	<i>Prismático</i>	<i>Borda</i>	<i>zo</i>	<i>581</i>	<i>100</i>	<i>1,430</i>
17.1	<i>Ponta de prisma</i>	<i>Borda</i>	<i>he</i>	<i>580</i>	<i>100</i>	<i>0,240</i>
21.1	<i>Ovalado</i>	<i>Centro</i>	<i>df</i>	<i>622</i>	<i>100</i>	<i>1,093</i>
13.1	<i>Prismático</i>	<i>Borda</i>	<i>he</i>	<i>570</i>	<i>100</i>	<i>0,367</i>
2.1	<i>Prismático</i>	<i>Meio</i>	<i>hc</i>	<i>572</i>	<i>100</i>	<i>0,939</i>
20.1	<i>Prismático</i>	<i>Borda</i>	<i>zo</i>	<i>577</i>	<i>100</i>	<i>1,492</i>

Fonte: O autor, 2015.

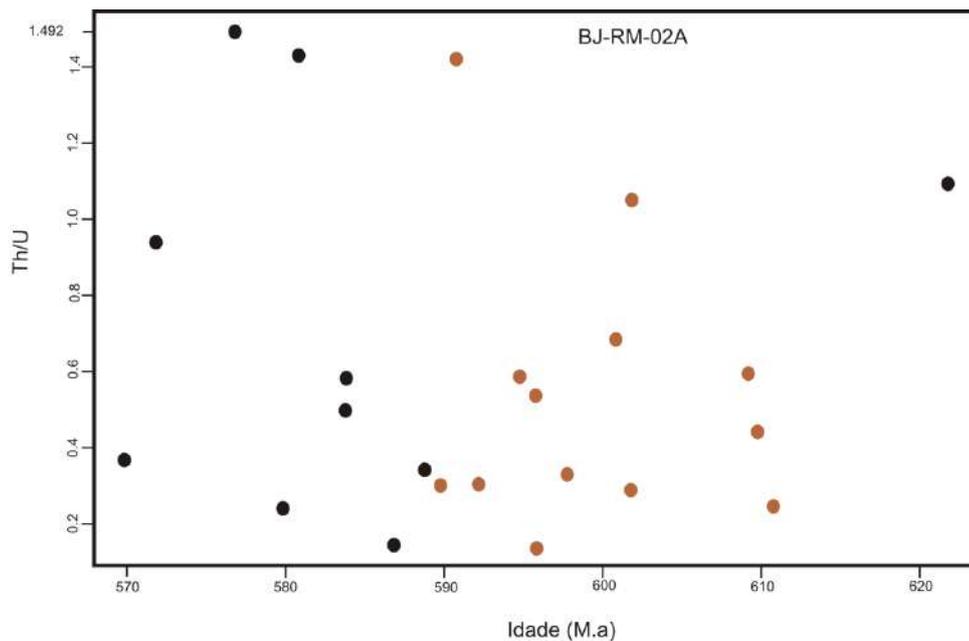
Figura 157 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra BJ-RM-02A (Sienogranito cinza foliado)



Fonte: O autor, 2015.

Os valores obtidos para as razões Th/U para a amostra BJ-RM-02A variam entre 0,144 a 2,4 (Figura 158). Tanto os grãos validados para os cálculos, quanto os que não foram utilizados, mostram uma dispersão nos valores de Th/U.

Figura 158 – Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra BJ-RM-02A



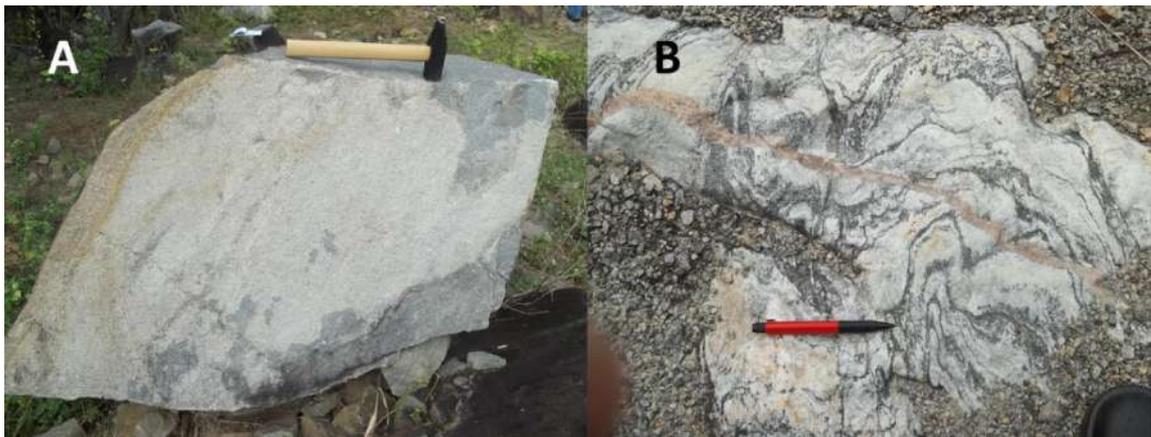
Fonte: O autor, 2015.

4.4.6 Leucogranito Isotrópico

Os granitóides pós-colisionais também são restritos na região e ocorrem predominantemente no sistema de falhamentos gerado pela deformação tardia (de direção preferencial NE, ortogonal ao trend da Faixa Ribeira, NW). Este litotipo mostra características peculiares, como o caráter isotrópico, granulometria fina, leucocrático de cor branca e rosa, sendo esta unidade considerada como a geração magmática mais jovem do Domínio Cambuci (Princípio da interseção de estruturas e corpos ígneos). Relações entre o allanita granito cinza e o leucogranito isotrópico são regularmente encontradas, comprovando que este último ocorreu em fases mais tardias (Figura 159A). A característica geral dos afloramentos é determinada pelo alinhamento de blocos e matacões (com dimensões de até 25m²) de direção geral 160/40.

Relações entre o Leucogranito isotrópico (monzogranito) e o leucogranito gnaissificado da Suíte São João do Paraíso (Figura 159B) são regularmente encontradas, comprovando, em ambos os casos, que o leucogranito isotrópico último ocorreu em fases mais tardias.

Figura 159 – Exposições do Leucogranito Isotrópico



Legenda: (A) bloco mostrando a relação entre o sienogranito cinza foliado e o leucogranito isotrópico e em (B) um mostra a relação do leucogranito gnaissificado da Suíte São João do Paraíso e o leucogranito isotrópico (em forma de dique).

Fonte: O autor, 2015.

4.4.6.1 Amostra BJ-RM-03A (Monzogranito leucocrático isotrópico)

A amostra BJ-RM-03A é um granito leucocrático isotrópico (monzogranito) de granulação média e de cor branca. A rocha é composta majoritariamente de quartzo, k-feldspato, plagioclásio e biotita. A coleta ocorreu em um afloramento no pasto, mais precisamente em uma exposição em forma de cristas e blocos orientados (Figura 160).

Figura 160 – Ponto BJ-RM-03 – Exposição do Monzogranito leucocrático isotrópico



Fonte: O autor, 2015.

4.4.6.2 Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-03A

A montagem dos grãos se deu a partir da catação de apenas 10 grãos na FF 0°, dos quais sete foram utilizados para a montagem (Figura 161A) Não foi encontrado nenhum grão de zircão nas FF -0,5° não atraível e FF -0,5° atraível.

Os grãos de zircão são arredondados (#2 e #4), prismáticos (#3), em forma de pontas de prisma (#6) e fragmentos (#5). No geral os tamanhos variam entre 220 a 380µm. A maior parte está fraturada. Poucos são límpidos e incolores. Apresentam baixo grau de inclusões. Alguns grãos são euédricos a subédricos de hábito prismático com razões 2x1 e 3x1.

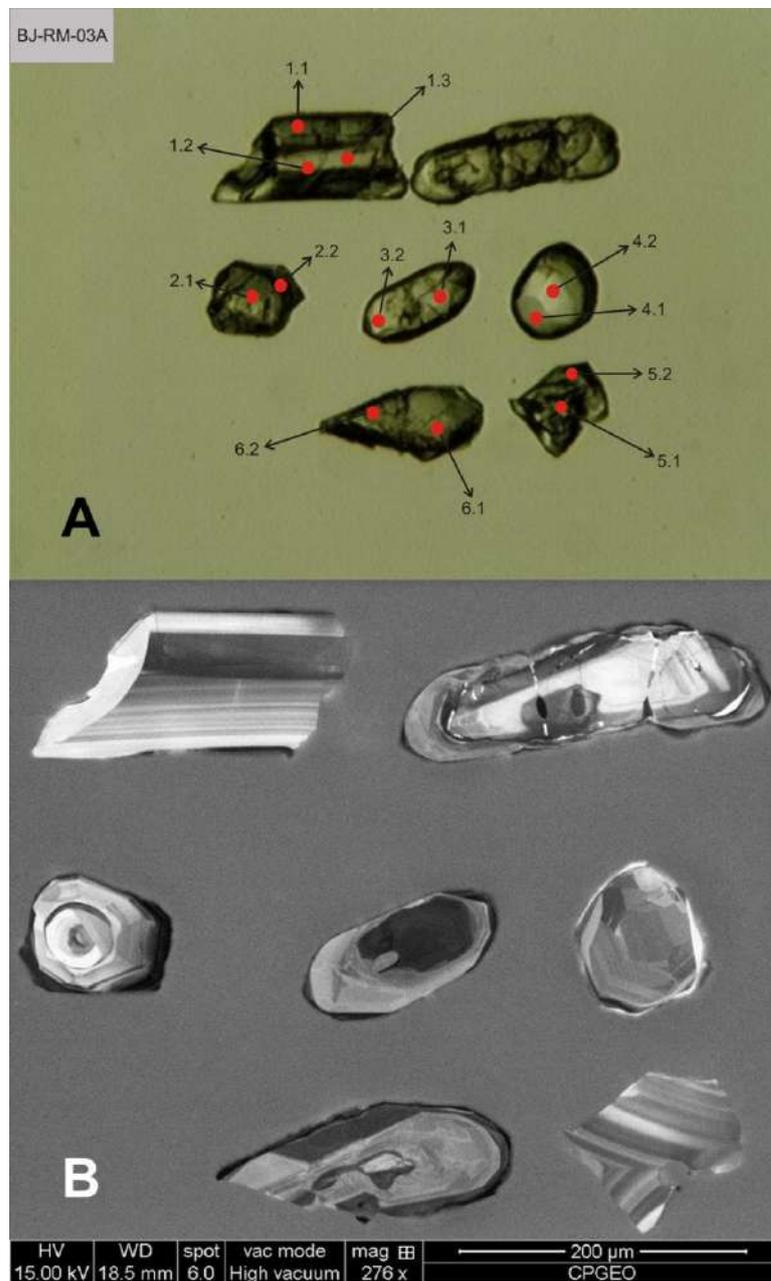
Os padrões gerados por imagens em catodoluminescência da amostra BJ-RM-03A (Figura 161B) são basicamente o tipo crescimento oscilatório (grãos #1, #2, #4 e #5), difuso (grão #6), núcleo homogêneo de baixa luminescência com borda com crescimento oscilatório (grão #3) e núcleo homogêneo de alta luminescência com borda com crescimento oscilatório (grão #2). Observa-se também que os grãos #3 e #6 possuem padrão de corrosão entre o núcleo e a borda. De acordo com as características observadas, os grãos da amostra analisada são caracteristicamente magmáticos.

As imagens obtidas a partir do BSE (Figura 162) indicam que os cristais são de coloração homogênea, pouco faturamento e áreas desniveladas.

4.4.6.3 Idade Concórdia da amostra BJ-RM-03A

As análises da amostra BJ-RM-03A indicam duas idades para o granito cinza foliado. A primeira idade (mais jovem) foi obtida a partir da concórdia, com base em 4 *spots nos grãos* #1, #2 e #5 (Figura 163), cujo padrão de catodo luminescência é do tipo crescimento oscilatório (cristais caracteristicamente magmáticos) que mostram interceptos em $512 \pm 3,3$ Ma (idade de cristalização do monzogranito leucocrático isotrópico). A segunda idade (mais antiga) foi obtida a partir da concórdia (com base em na média de 5 *spots*), cujos padrões de catodo luminescência são do tipo convoluto (#6) e grãos apresentando núcleo homogêneo de baixa ou alta luminescência e borda com crescimento oscilatório (#2 e #3) (Figura 164) com interceptos em $616,8 \pm 3,4$ Ma. As idades, a morfologia, a textura da cotodo e a idade registrada nos spots são fornecidas na tabela 22 dos grãos utilizados tanto no cálculo para a interpretação quanto para os grãos que somente foram plotados. Todos os resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICP-MS) dos grãos de zircão da amostra BJ-RM-03A estão na tabela no APÊNDICE C.

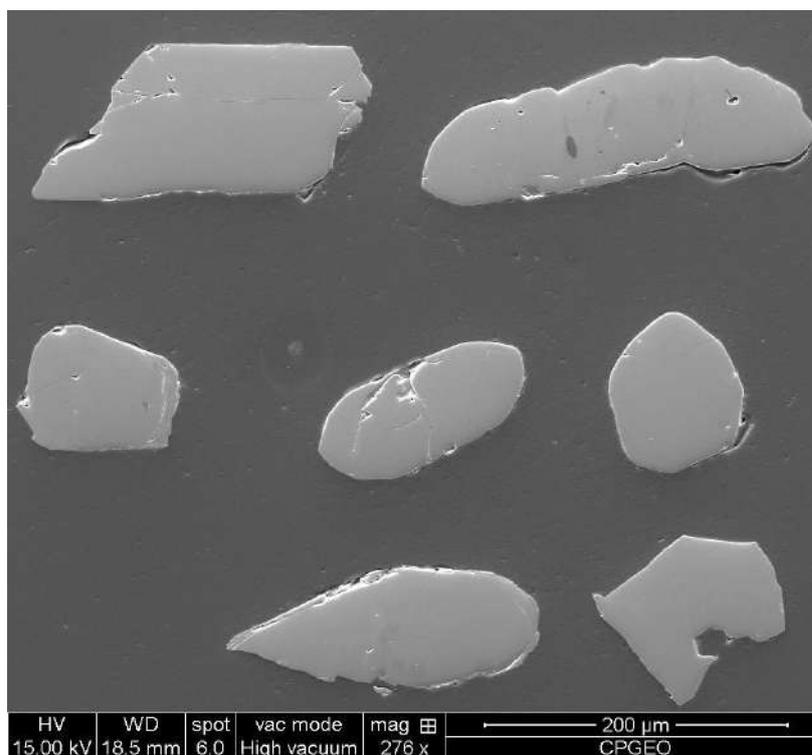
Figura 161 – Imageamento dos cristais de zircão da amostra BJ-RM-03A (Monzogranito leucocrático isotrópico)



Legenda: (A) Cristais de zircão da amostra BJ-RM-03A observados sob lupa binocular. (B) Imagem de catodo luminescência de grãos de zircão da amostra BJ-RM-03.

Fonte: O autor, 2015.

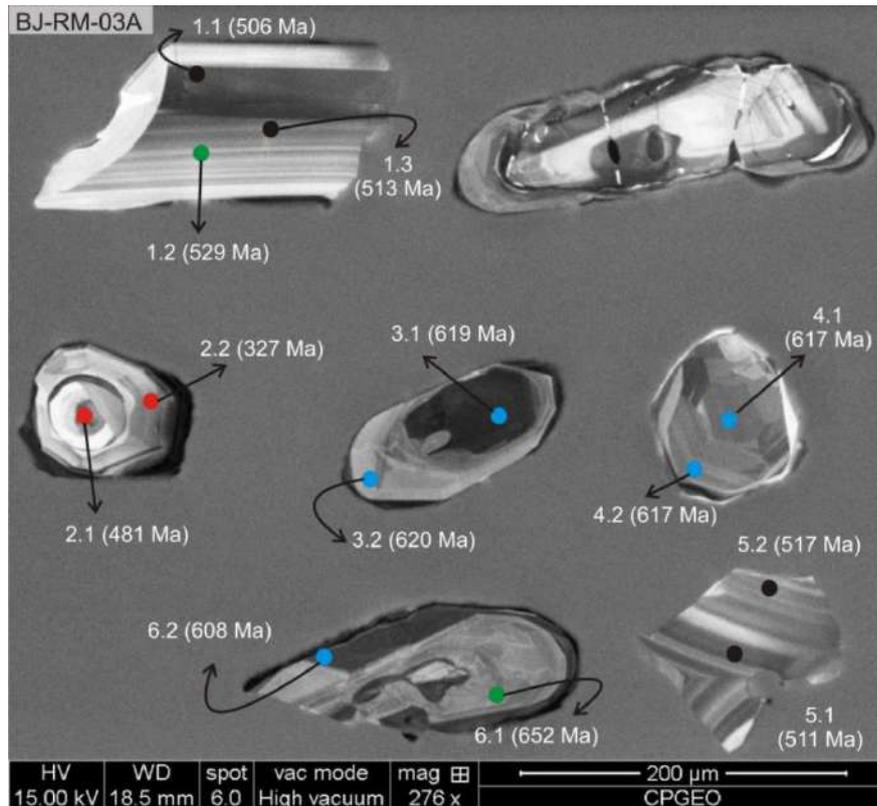
Figura 162 – Imagem de backscattered electron de grãos de zircão da amostra BJ-RM-03^a



Fonte: O autor, 2015.

Ambas as idades mostram concordância de 100% (para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). A idade mais antiga encontrada é do mesmo intervalo daquelas obtidas para os granitoides leucocráticos gnaissificado da Suíte São João do Paraíso (amostras JP-RM-01A e BJ-RM-07A) e do sienogranito cinza foliado (amostras BJ-RM-02A e BJ-RM-09A). Os grãos responsáveis destes valores são #3, #4 e #6 mostram um padrão semelhante aos grãos das outras unidades de idade brasileira. Além disso, os cristais #3 e #6 da amostra IV-RM-03A (monzogranito leucocrático foliado) estão corroídos, sugerindo que houve a assimilação da rocha mais recente (relativa ao evento pós-colisional da Faixa Ribeira). Além disso, a evidência de campo mostra que o monzogranito leucocrático Isotrópico (pós-colisional) ocorre intrudindo o granitoide o sienogranitogranito cinza foliado.

Figura 163 – Imagem de catodoluminescência com os spots da amostra BJ-RM-03A



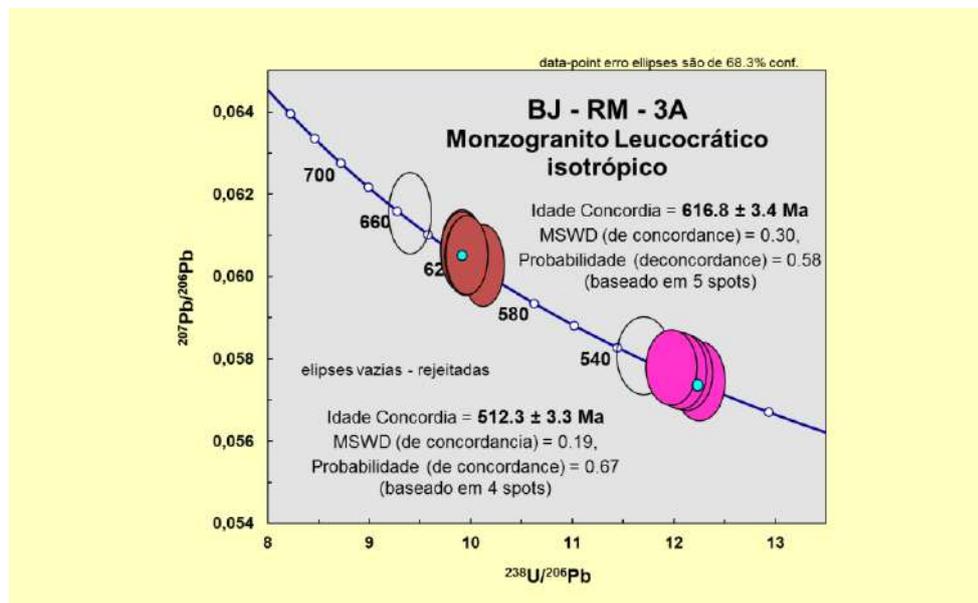
Fonte: O autor, 2015.

Tabela 22 - Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade e a concordância. Em azul: pontos utilizados nos cálculos das idades; Em verde: pontos plotados, mas não utilizados nos cálculos. Em vermelho: pontos rejeitados. Legenda: hc: padrão homogêneo claro; he: padrão homogêneo escuro; zo: padrão de zoneamento oscilatório; df: padrão difuso. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ significa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ significa $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

Spot	Morfologia dos grãos	Posição do Spot	Textura/Catodo	Idade (MA) do spot ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)	Concord. % ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)	Razões Th/U
3.1	Prismático	Centro	he	619	100	0,136
3.2	Prismático	Borda	zo	620	100	0,223
4.1	Arredondado	Borda	zo	617	100	0,409
4.2	Arredondado	Centro	hc	617	100	0,333
6.2	prisma	Meio	he	608	100	0,094
5.1	Fragmento	Centro	zo	511	100	0,904
1.3	Prismático	Centro	zo	513	100	1,521
5.2	Fragmento	Borda	zo	517	100	0,833
1.1	Prismático	Meio	zo	506	100	1,619
6.1	Ponta de prisma	Borda	df	652	100	0,087
1.2	Prismático	Borda	Branco	529	100	1,211
2.1	Equidimens.	Centro	hc	481	100	0,649
2.2	Equidimens.	Borda	zo	327	53	0,874

Fonte: O autor, 2015.

Figura 164 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra BJ-RM-03A (monzogranito leucocrático isotrópico)



Fonte: O autor, 2015.

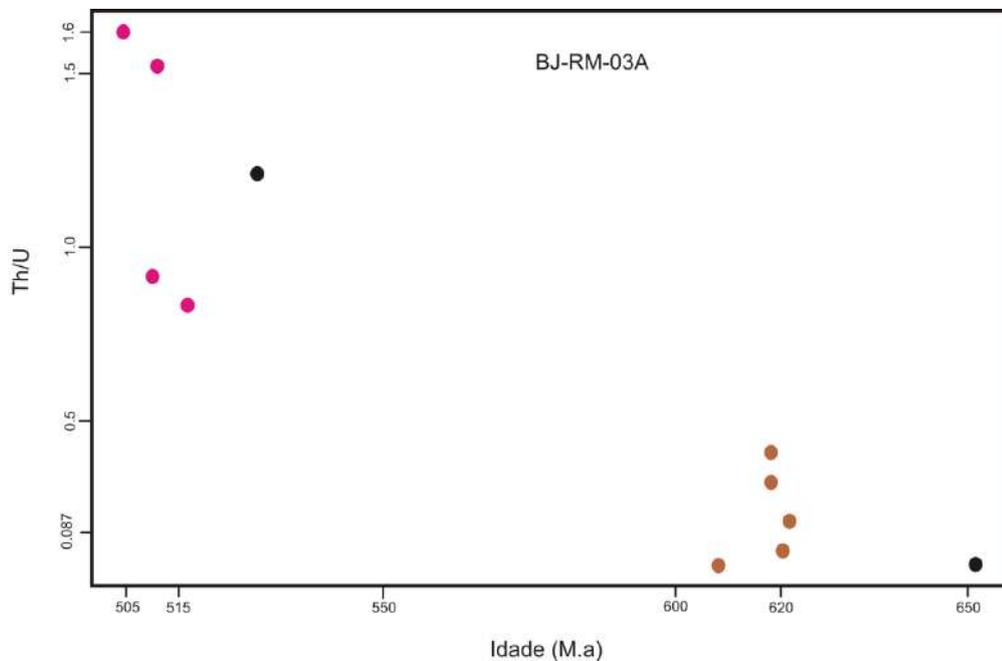
Os valores obtidos para as razões Th/U para a amostra IV-RM-03A variam entre 0,087 a 1,619 (Figura 165). Os grãos que registraram idades mais recentes ($512,3 \pm 3,3$ Ma) possuem valores mais elevados de Th/U (0,833 a 1,619). Os grãos que registraram idades mais antigas ($618,8 \pm 3,4$ Ma) obtiveram valores menores (0,094 – 0,409) e podem ser comparados aos valores obtidos pela amostra JP-RM-07A (0,051 – 0,33). Entretanto, a idade correlacionável é da amostra JP-RM-1A ($610,3 \pm 4,7$), tanto a amostra JP-RM-01A e JP-RM-07A são produtos de fusão de metapelito. Tal correlação pode ser feita, visto que o Leugranito Isotrópico ocorre em formas de diques e lacólitos e, assim podendo incorporar xenocristais de litologias mais antigas, neste caso o metapelito do Grupo Bom Jesus do Itabapoana, classificado como (sillimanita)-(ortopiroxênio)-(granada)-biotita gnaiss milonítico migmatítico.

4.4.6.4 Amostra IV-RM-06A (Monzogranito leucocrático isotrópico)

A amostra IV-RM-06A foi coletada em cristas no topo do morro nos arredores da cidade de Italva. Trata-se de uma rocha isotrópica, leucocrática de coloração

branca e rosa e de granulação média (Figura 166). A constituição mineral principal é dada por quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita.

Figura 165 – Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra BJ-RM-03A



Fonte: O autor, 2015.

Figura 166 – Ponto IV-RM-06 mostrando as principais características macroscópicas do Monzogranito leucocrático isotrópico



Fonte: O autor, 2015.

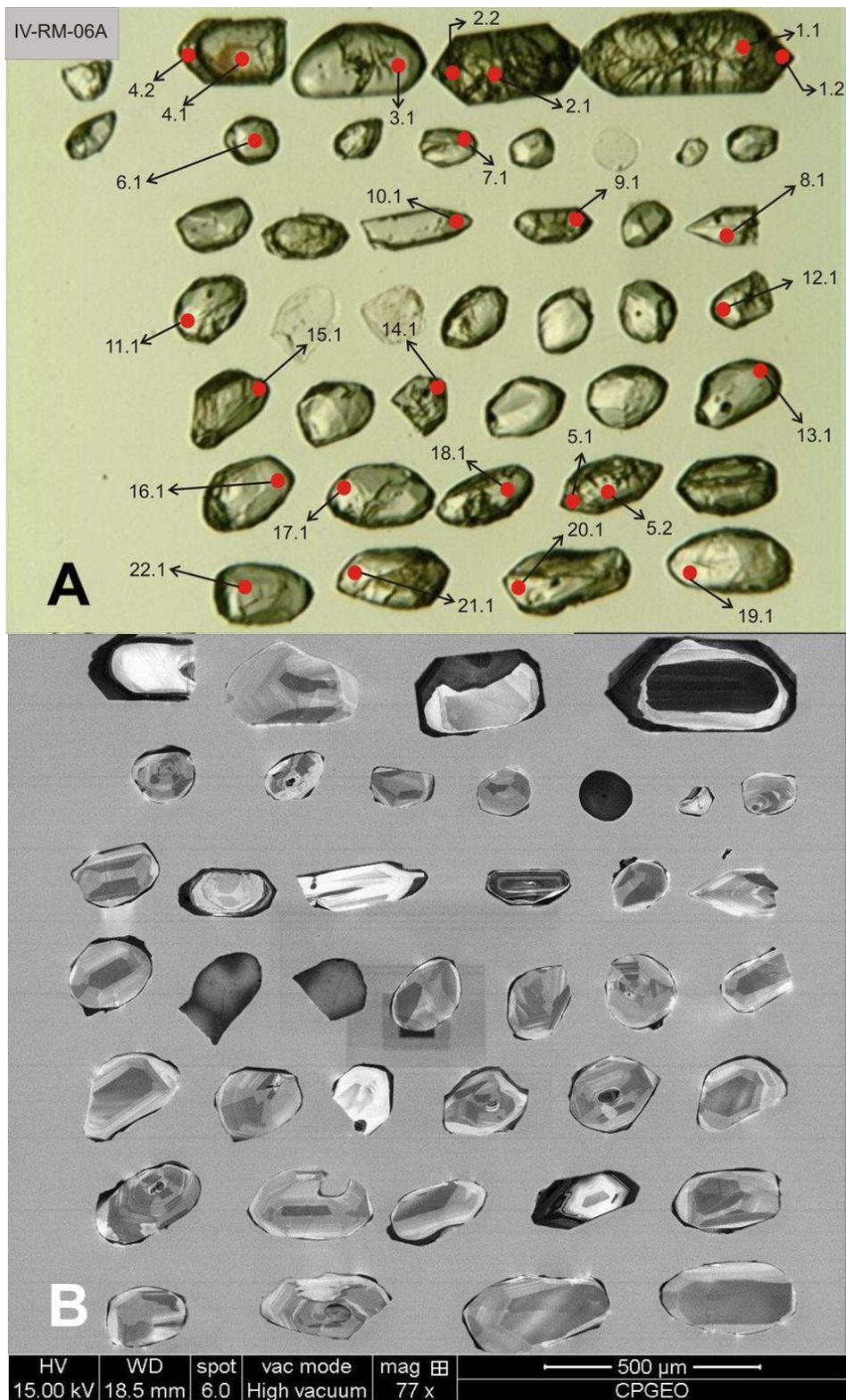
4.4.6.5 Morfologia, montagem e imageamento dos grãos de zircão da amostra IV-RM-06A

A montagem dos grãos ocorreu a partir da seleção de aproximadamente 35 grãos de zircão na FF -0,5° atraível e não atraível. Os cristais mais frequentes são muito arredondados, por exemplo, grãos #6, #7, #16 e #17, que variam de 75 a 200 μm , incolores e alguns contêm inclusões, quando observados sob a lupa. Alguns cristais são bem formados e com hábito prismático (bipiramidal) (grãos #1, #2 e #4), cujos tendem a cores avermelhado-rosadas e estão fraturados. Geralmente, consistem em tamanhos maiores que os grãos arredondados (350 a 500 μm). Estes grãos prismáticos são de razão 2x1. As principais características podem ser visualizadas na figura 167A.

A figura 167B mostra que os padrões de catodoluminescência encontrados na amostra IV-RM-06A são preferencialmente dos tipos: seção zonada (grãos #6, #7, #8, #10, #16, #21 e #22); borda e núcleo homogêneos de baixa luminescência com nível intermediário homogêneo de alta luminescência (grãos #1 e #9); crescimento oscilatório (grão #3 e #8); núcleo homogêneo de alta luminescência e borda de baixa luminescência (grão #4) e, por fim, núcleo homogêneo de baixa luminescência e borda do tipo padrão crescimento oscilatório (grãos #11, #12, #15, #17, #19 e #20). O grão #2 possui um padrão com o nível mais interno homogêneo de baixa luminescência, a parte intermediária do tipo crescimento oscilatório e o nível mais externo possui padrão homogêneo escuro de baixa luminescência (preto), sendo que esta porção mais externa tem limites irregulares com aproção intermediária (corrosão);

As imagens por BSE (Figura 168) mostram um padrão de cor homogêneo para todos os grãos. Raramente ocorrem pequenos desníveis com superfícies rugosas, buracos e porções fraturadas.

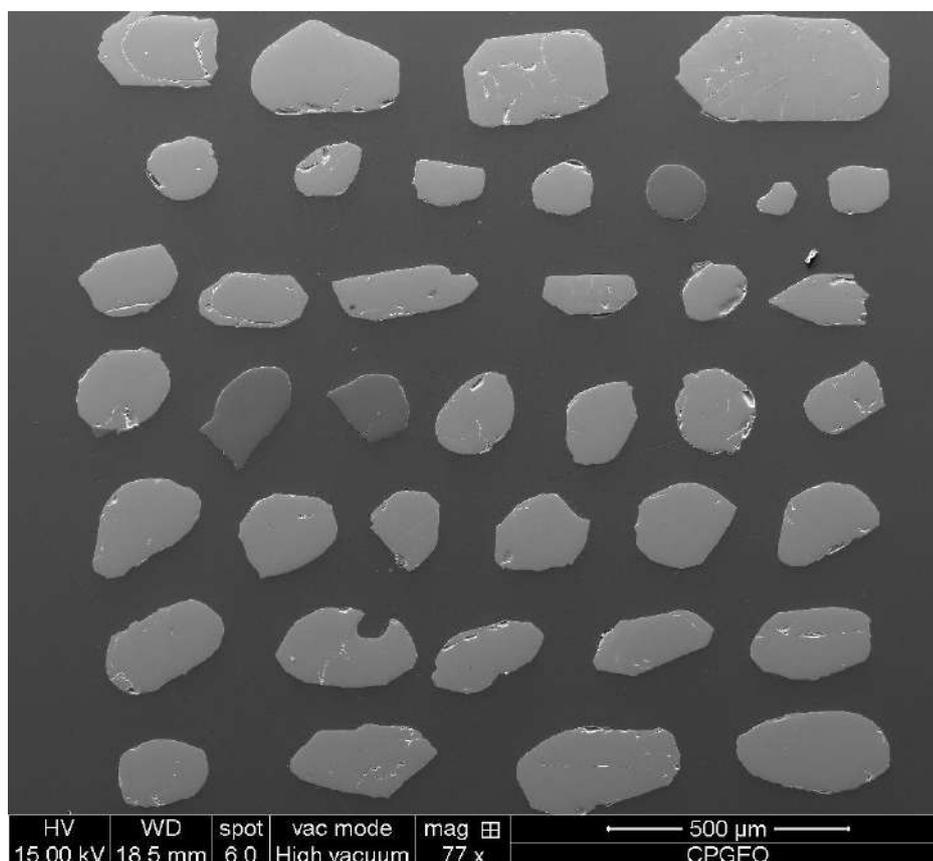
Figura 167 – Imageamento dos grãos de zircão da amostra IV-RM-06A



Legenda: (A) Cristais de zircão da amostra IV-RM-06A observados sob lupa binocular. (B) Imagem de catodo luminescência de grãos de zircão da amostra IV-RM-06A.

Fonte: O autor, 2015.

Figura 168 – Imagem de *backscattered electron* de grãos de zircão da amostra IV-RM-06A (Monzogranito leucocrático isotrópico)



Fonte: O autor, 2015.

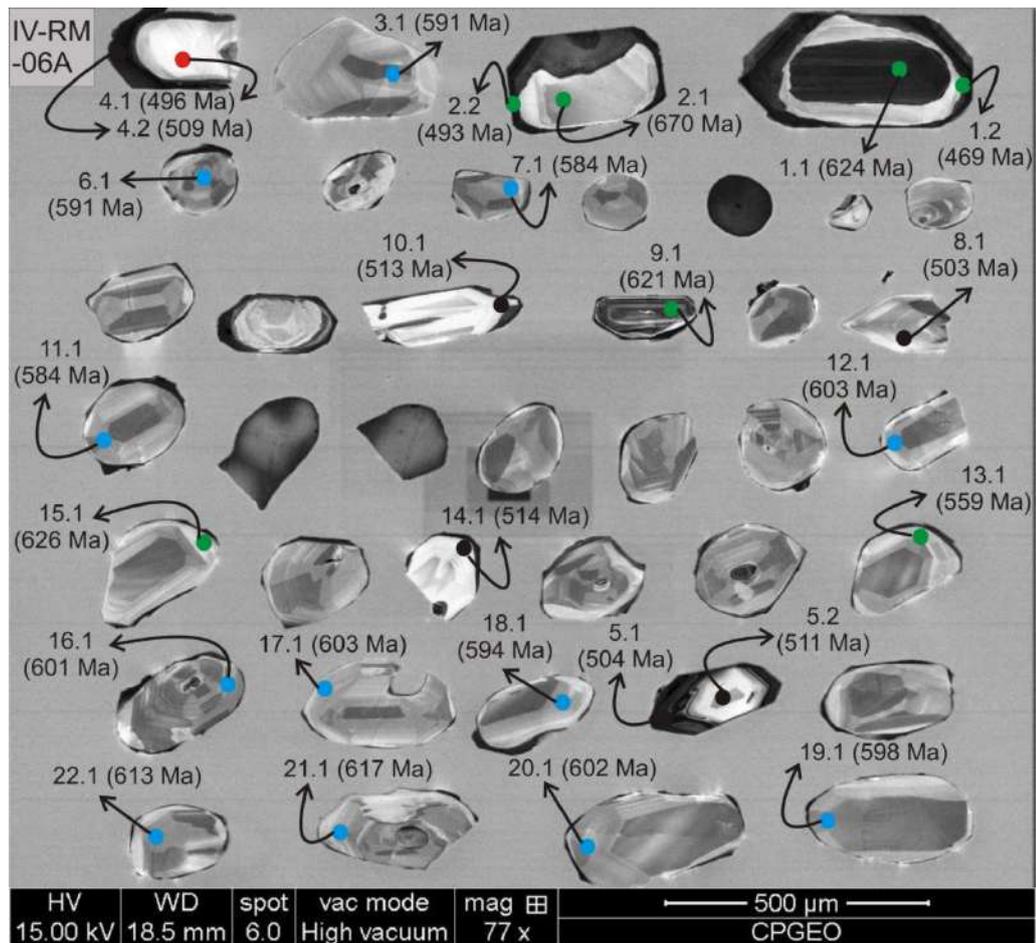
4.4.6.6 Idade Concórdia da amostra IV-RM-06A

Para todas as análises a concordância (para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) é de 100%. Os grãos que possuem padrão de catodoluminescência com núcleo homogêneo de baixa luminescência e borda do tipo padrão crescimento oscilatório (#11, #12, #15, #17, #19 e #20) registram idades mais antigas, assim como os grãos com os padrões de borda e núcleo homogêneos de baixa luminescência com nível intermediário homogêneo de alta luminescência (cristais #1 e #9) (Figura 169). O grão #2, padrão com o nível mais interno homogêneo de baixa luminescência e a parte intermediária do tipo crescimento oscilatório, registram idades antigas ($spot\ 2.1 = 670\ \text{Ma}$) e o nível mais externo possui padrão homogêneo escuro de baixa luminescência com delimitações corroídas ($spot = 493\ \text{Ma}$). O grão #8 (padrão de crescimento

oscilatório) registra idade mais recente (*spot* 8.1 = 503 Ma). O grão #4, cujo padrão é núcleo homogêneo de alta luminescência e borda de baixa luminescência, registra idades mais recentes (spots 4.1 = 496 Ma e 4.2 = 509 Ma). Os dados obtidos na amostra IV-RM-06A, a partir de um diagrama concórdia, indicam idades com interceptos em $598,1 \pm 1,8$ Ma e $508,6 \pm 2,2$ (Figura 170).

As idades, a morfologia, a textura da cotodo e a idade registrada nos spots são fornecidas na tabela 23 dos grãos utilizados tanto no cálculo para a interpretação quanto para os grãos que somente foram plotados. Todos os resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICP-MS) dos grãos de zircão da amostra IV-RM-06A estão na tabela no APÊNDICE C.

Figura 169 – Imagem de catodoluminescência com os *spots* da amostra IV-RM-06A (Monzogranito leucocrático isotrópico)



Fonte: O autor, 2015.

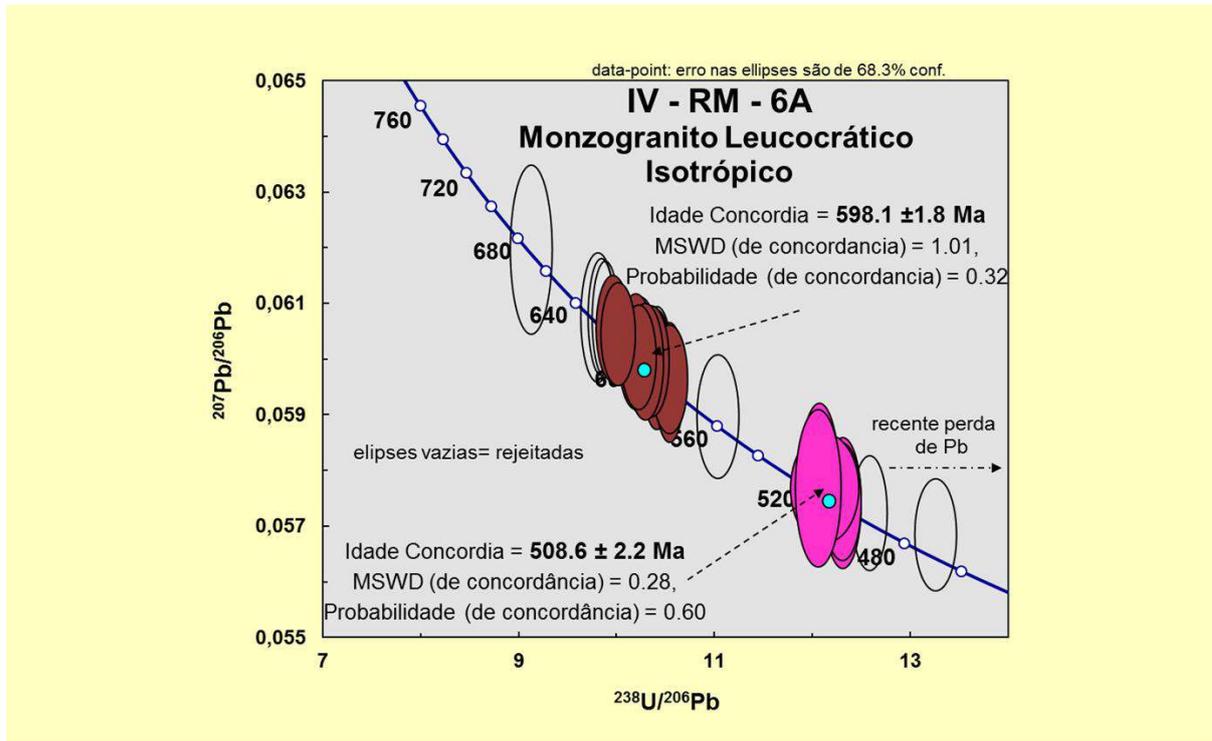
Tabela 23 - Tabela indicando, a partir dos spots, a morfologia dos grãos de zircão, textura obtida pelo imageamento por catodo luminescência, posição do spot, idade e a concordância. Em azul: pontos utilizados nos cálculos das idades; Em verde: pontos plotados, mas não utilizados nos cálculos. Em vermelho: pontos rejeitados. Legenda: hc: padrão homogêneo claro; he: padrão homogêneo escuro; zo: padrão de zoneamento oscilatório; df: padrão difuso. 206/238 significa $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e 207/206 significa $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$

<i>Spot</i>	<i>Morfologia dos grãos</i>	<i>Posição do Spot</i>	<i>Textura/ CL</i>	<i>Idade (MA) do spot (206/238)</i>	<i>Concord. % (206/238) (207/206)</i>	<i>Razões Th/U</i>
3.1	Prismático	Borda	hc	591	100	0,847
6.1	Arredondado	Centro	df	591	100	0,790
7.1	Arredondado	Borda	he	584	100	0,932
11.1	Arredondado	Borda	hc	584	100	1,135
12.1	Ponta de prisma	Meio	he	603	100	1,148
16.1	Arredondado	Meio	he	601	100	1,143
17.1	Ovalado	Borda	hc	603	100	1,085
18.1	Ovalado	Meio	hc	594	100	0,957
19.1	Ovalado	Borda	he	598	100	1,041
20.1	Prismático ovalado	Borda	hc	602	100	1,034
21.1	Prismático	Borda	zo	617	100	1,014
22.1	Ovalado	Centro	hc	613	100	1,162
4.2	Ponta de prisma	Centro	Branco	509	100	0,108
5.1	Prismático	Centro	hc	504	100	1,566
5.2	Prismático	Borda	he	511	100	0,859
8.1	Ponta de prisma	Centro	hc	503	100	0,956
10.1	Prismático	Borda	he	513	100	0,868
14.1	Ponta de prisma	Borda	he	514	100	0,993
9.1	Prismático	Borda	zo	621	100	0,038
1.1	Prismático	Centro	He	624	100	0,2626
15.1	Ponta de prisma	Borda	hc	626	100	0,599
13.1	Ovalado	Borda	hc	559	100	0,121
2.1	Prismático	Centro	hc	670	100	1,607
1.2	Prismático	Borda	he	469	100	0,156
2.2	Prismático	Borda	he	493	100	0,068
4.1	Pona de prisma	Centro	Branco	496	100	0,506

Fonte: O autor, 2015.

Essa diferença de idade, de acordo com os interceptos da concórdia, pode ser explicada pela presença de uma rocha magmática mais antiga (possivelmente o granito cinza folodo) assimilada à geração magmática mais recente (pós-colisional), assim como visto na amostra BJ-RM-03A.

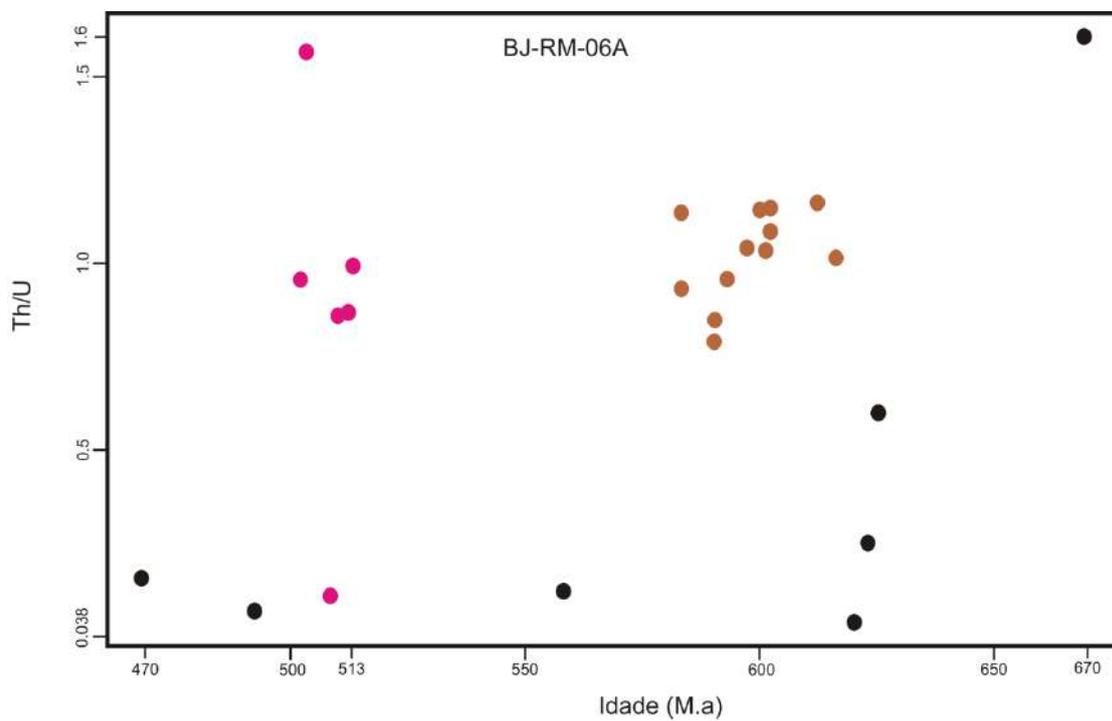
Figura 170 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICP-MS) da amostra IV-RM-06A (Monzogranito leucocrático isotrópico)



Fonte: O autor, 2015.

Os valores obtidos para as razões Th/U para a amostra IV-RM-06A variam entre 0,068 a 1,556 (Figura 171). Os spots com idades mais jovens (em rosa) registram valores de Th/U entre 0,108 e 1,566, enquanto que os spots com idades neoproterozoicas (em marrom) geraram valores entre 0,790 e 1,162. Os pontos em preto são dos spots que não entraram no cálculo de geração da idade. Diferentemente da amostra IV-RM-03A, que também é um monzogranito leucocrático isotrópico, Os grãos que registraram idades mais recentes e os grãos com idades mais antigas possuem valores que se situam no mesmo intervalo. A amostra IV-RM-06A possivelmente assimilou xenocristais dos granitoides do Complexo Rio Negro.

Figura 171 – Diagrama de dispersão Th/U vs Idade (Ma) da amostra BJ-RM-06A



Fonte: O autor, 2015.

5 GEOLOGIA ISOTÓPICA DOS GRANITOIDES DO DOMÍNIO CAMBUCI NA REGIÃO LIMÍTROFE DOS ESTADOS DO RJ E ES

As razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, assim como $\epsilon\text{Sr}(t)$ e $\epsilon\text{Nd}(t)$ e idades T_{DM} foram calculadas para 11 amostras (todas com dados de geocronologia U-Pb em zircão pelo método *Laser Ablation*). As análises de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram efetuadas em Espectrômetro de Massa por Ionização (TIMS) – Thermo Triton. As razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ (tabela 24) foram normalizadas para o valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,1194$ e o branco de Sr durante a análise foi de 118 pg. As análises de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$ (tabela 25) foram efetuadas em Espectrômetro de Massa (ICP-MS) – Thermo Neptune. As razões isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para o valor de 0,7219 (DE PAOLO, 1981). O parâmetro $\epsilon\text{Nd}_{(0)}$ corresponde ao valor atual ($t=0$) e é calculado segundo a equação $\{[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}} / 0,512638] - 1\} * 10$, onde $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0,512638$ (HAMILTON et al. 1983). O branco analítico para os resultados de Nd é de 145 pg.

Tabela 24 - valores das idades U/Pb (ICP-MS-LA), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$, $\epsilon\text{Sr}_{(0)}$ e $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$ das amostras do Complexo Serra da Bolívia, Suíte São João do Paraíso e Granito Cinza Foliado e Leucogranito Isotrópico

Amostra	Idade U/Pb	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$	Erro (2σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	$\epsilon\text{Sr}_{(0)}$	$\epsilon\text{Sr}_{(t)}$
IV-RM-05A □	2184,3 ± 21 607,2 ± 1,5 (recristalização)	0,727443	0,000058	0,702527	322,7277	7,1
IV-RM-05C □	609,1 ± 3,0	0,730628	0,000042	0,720930	367,9283	241
JP-RM-08A □	592 ± 2,0 571,2 ± 1,8	0,714024	0,000065	0,710069	132,3098	86,4
BJ-RM-10A □	593,1 ± 4,3	0,732262	0,000050	0,726266	391,1118	316,5
BJ-RM-12A □	616,8 ± 3,7	0,709785	0,000087	0,706743	72,1578	35,8
JP-RM-01A ○	610,3 ± 4,7	0,713685	0,000072	0,707372	127,5057	48,4
JP-RM-07A ○	592,2 ± 1,3	0,920943	0,000063	0,863407	230,4942	2264,6
BJ-RM-02A Δ	600,1 ± 1,4	0,719935	0,000055	0,707108	216,1876	44,5
BJ-RM-09A Δ	601,2 ± 1,3	0,715380	0,000056	0,707517	151,5551	50,3
BJ-RM-03A ◇	512,3 ± 3,3	0,731688	0,000048	0,704816	382,9727	10,4
IV-RM-06A ◇	508,6 ± 2,2	0,723892	0,000058	0,720943	272,3479	69,3

Legenda: (m) – valor da razão medida; (i) – valor da razão inicial calculada; (0) – valor calculado para hoje; (t) – valor calculado para o tempo de cristalização da rocha. □ – Complexo Serra da Bolívia; ○ – Suíte São João do Paraíso; Δ – Granito Cinza Foliado; ◇ – Leucogranito isotrópico.

Fonte: O autor, 2105.

Tabela 25 - Valores das idades U/Pb (ICP-MS-LA), das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ e de $\epsilon\text{Nd}_{(0)}$, $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ e idades T_{DM} das amostras do Complexo Serra da Bolívia, Suíte São João do Paraíso, Granito Cinza Foliado e Leucogranito Isotrópico

Amostra	Idade U/Pb	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$	Erro (2σ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(0)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(i)}$	T_{DM}
IV-RM-05A □	2184,3 ± 21 607,2 ± 1,5 (recristalização)	0,511287	0,000008	0,509412	-26,4	-7,8	2936,83
IV-RM-05C □	609,1 ± 3,0	0,511108	0,000009	0,510774	-29,8	-21,1	2160,73
JP-RM-08A □	592 ± 2,0 571,2 ± 1,8 (injeção)	0,511842	0,000007	0,511386	-15,5	-9,5	1797,26
BJ-RM-10A □	593,1 ± 4,3	0,511152	0,000008	0,510820	-29	-20,6	2140,81
BJ-RM-12A □	616,8 ± 3,7	0,512106	0,000008	0,511681	-10,4	-3,2	1275,08
JP-RM-01A ○	610,3 ± 4,7	0,511944	0,000009	0,511415	-13,5	-8,5	1918,49
JP-RM-07A ○	592,2 ± 1,3	0,512268	0,000007	0,511603	-7,2	-5,3	2415,00
BJ-RM-02A △	600,1 ± 1,4	0,511755	0,000006	0,511438	-17,2	-8,3	1429,73
BJ-RM-09A △	601,2 ± 1,3	0,511734	0,000006	0,511419	-17,6	-8,7	1446,08
BJ-RM-03A ◇	512,3 ± 3,3	0,511591	0,000008	0,511237	-20,4	-14,5	1939,46
IV-RM-06A ◇	508,6 ± 2,2	0,511482	0,000008	0,511162	-22,5	-16	1927,19

Legenda: (m) – valor da razão medida; (i) – valor da razão inicial calculada; (0) – valor calculado para hoje; (t) – valor calculado para o tempo de cristalização da rocha. □ – Complexo Serra da Bolívia; ○ – Suíte São João do Paraíso; △ – Granito Cinza Foliado; ◇ - Leucogranito isotrópico.

Fonte: O autor, 2015.

Os dados dos cálculos do valor da razão inicial calculada ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$) das rochas do Complexo Serra da Bolívia para os leucognaisses e charnockitos (grupo 1) são de 0,702527 (amostra IV-RM-05A), 0,720930 (amostra IV-RM-05C) e 0,726266 (amostra BJ-RM-10A). Para o gnaiss foliado enderbítico (amostra BJ-RM-12A) do CSB o valor foi de 0,706743 e para o charnockito da Suíte Monte Verde (amostra JP-RM-08A) foi de 0,710069. Nos leucogranitos/leucocharnockitos gnaissificados da Suíte São João do Paraíso os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ foram de 0,707372 (amostra JP-RM-01A) e de valor muito elevado para a amostra JP-RM-07A: 0,863407. O Granito Cinza Foliado apresenta valores 0,707108 (BJ-RM-02A) e 0,707517 (amostra -RM-09A). No Leucogranito Isotrópico os valores são de 0,704816 (amostra BJ-RM-03A) e de 0,720943 (amostra IV-RM-06A).

A determinação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pode ser uma importante ferramenta na distinção das fontes envolvidas na gênese de rochas magmáticas. Um granito que apresente baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pode ser produto final de um processo de cristalização fracionada de um magma básico. Já um granito com alta razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foi possivelmente gerado por fusão de rochas siálicas mais antigas (rochas geoquimicamente evoluídas). No caso de presente estudo, observa-se que as

litologias de todas as unidades possuem valores muito elevados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sugerindo forte derivação crustal.

Em relação aos dados dos cálculos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$, as rochas do grupo 1 do Complexo Serra da Bolívia (granulitos heterogêneos e ortognaisses leucocráticos) os valores são muito similares, 0,509412 (amostra IV-RM-05A), 0,5110774 (amostra IV-RM-05C) e 0,510820 (amostra BJ-RM-10A). Já o Ortognaisse Foliado Enderbítico do grupo 2 (amostra BJ-RM-12A) apresenta valor mais elevado (0,511681). O Charnockitoide da Suíte Monte Verde apresenta valor de 0,511386. Para os leucogranitos gnaissificados da Suíte São João do Paraíso, os valores são 0,511415 (amostra JP-RM-01A) e 0,511603 (amostra JP-RM-07A). O Granito Cinza Foliado possui valores parecidos, 0,511438 (amostra BJ-RM-02A) e 0,511419 (amostra BJ-RM-09B), assim como o Leucogranito Isotrópico: 0,511237 (amostra BJ-RM-03A) e 0,511162 (amostra IV-RM-06A).

O parâmetro Épsilon (ϵ) foi introduzido por DePaolo e Wasseburg (1976a,b) para facilitar a interpretação das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medidas em rochas vulcânicas basálticas derivadas de um magma de fonte mantélica. Para rochas terrestres, essa função é denominada ϵNd . Valores positivos de ϵNd em uma amostra indicam derivação mantélica. Já um valor negativo sugere origem a partir de uma fonte crustal ou assimilação.

Os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (valor calculado para o tempo de cristalização da rocha) para o primeiro grupo do Complexo Serra da Bolívia, que inclui leucognaisses, charnockitos gnaissificados e granulitos, são: -7,8 (amostra IV-RM-05A), -21,1 (amostra IV-RM-05C) e -20,6 (amostra BJ-RM-10A). O Ortognaisse Cinza Fino (grupo 2 – amostra BJ-RM-12A) possui valor de ϵNd de -3,2, enquanto que charnockitoide da Suíte Monte Verde do CSB (grupo 3) possui valor de -9,5. Os cálculos de ϵNd para os leucogranitos gnaissificados da Suíte São João do Paraíso são: -8,5 (amostra JP-RM-01A) e -5,3 (amostra JP-RM-07A). As amostras do Granito Cinza Foliado possuem valores de ϵNd similares, -8,3 para a amostra BJ-RM-2A e -8,7 para a amostra BJ-RM-09A. O Leucogranito Isotrópico apresenta valores de -14,5 (amostra BJ-RM-03A) e -16 (amostra IV-RM-06A).

Observam-se diferenças consideráveis em relação às idades T_{DM} para os distintos grupos do Complexo Serra da Bolívia. Os dados revelam que as idades T_{DM} são paleoproterozoicas para os granulitos e leucognaisses, com valores entre 2,14 Ga e 2,16 Ga, excetuando o valor da amostra IV-RM-5A que destoa deste grupo, com

idade arqueana de, aproximadamente, 2,94 Ga. O charnockito isotrópico (grupo 3) revela idade T_{DM} de aproximadamente 1,80 Ga enquanto que o gnaiss foliadoenderbítico (grupo 2) mostra idade T_{DM} mesoproterozoica, de aproximadamente de 1,275 Ga. Embora as amostras da Suíte São João do Paraíso possuam idades T_{DM} paleoproterozoicas, os valores são destoantes: amostra JP-RM-01A de aproximadamente 1,92 Ga e amostra JP-RM-07A de aproximadamente 2,415 Ga. O granito cinza foliado mostra idades T_{DM} aproximadas entre 1,43 Ga (BJ-RM-02A) e 1,45 Ga (BJ-RM-09A), enquanto que o Leucogranito Isotrópico apresenta idades paleoproterozoicas, 1,93 Ga (BJ-RM-03A) e 1,94 (IV-RM-06A).

5.1 Aplicação dos isótopos de Sr e Nd na petrogênese de rochas ígneas

A possibilidade da combinação do uso de isótopos de Sr e Nd trazem informações relevantes para o estudo de rochas magmáticas que pode indicar, por exemplo, informações sobre o magma do qual se originou ou residiu, de acordo com a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Os isótopos de Nd trazem contribuição devido a importância na interpretação da gênese de rochas magmáticas, a partir do parâmetro ϵNd . Além disso, a combinação das razões dos isótopos de Sr e Nd podem ser utilizadas para caracterização de reservatórios mantélicos e crustais.

A aplicação destes isótopos tem sido utilizada constantemente nos estudos petrogenéticos por diversos autores, como Faure (1986, 2001), Zindler e Hart (1986), Wilson (1989) e Dickin (2005).

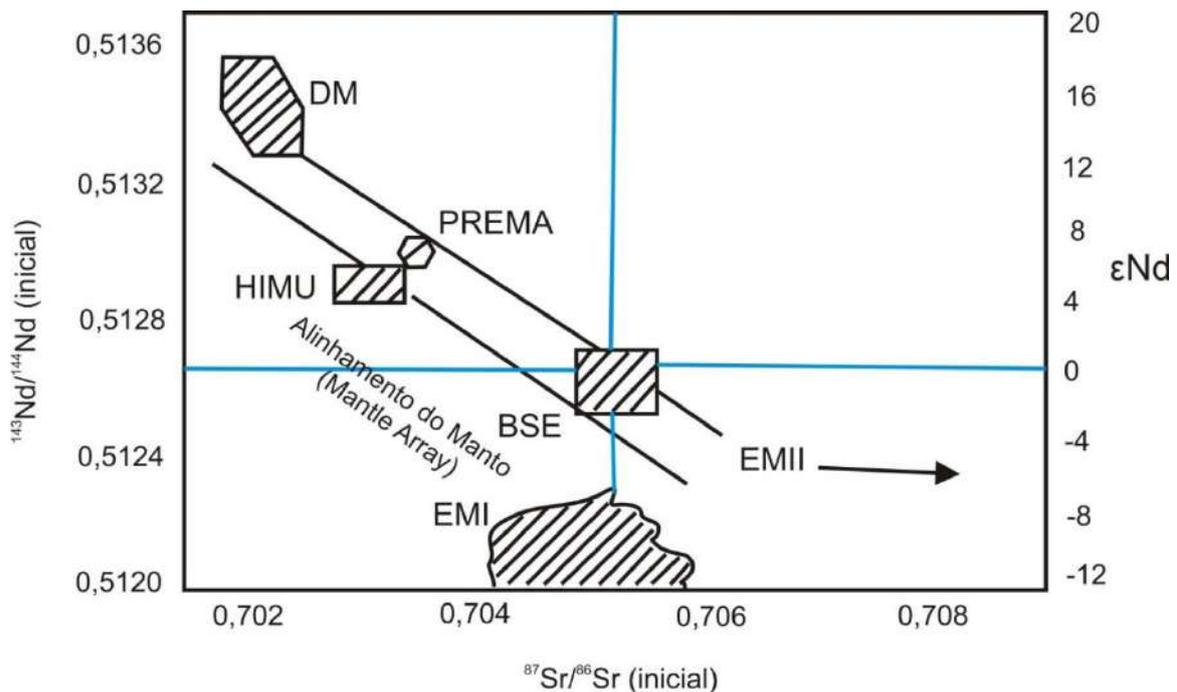
Há uma considerável variação nas propriedades químicas entre os isótopos utilizados nos estudos de geoquímica isotópica. Essas diferenças implicam em sensíveis particularidades em processos geológicos que podem resultar em distintos comportamentos de fracionamento, tanto de isótopos radioativos, como de isótopos radiogênicos. Há basicamente três tipos de reservatórios: Manto, Crosta inferior e Crosta Superior. Estes são resultados da ordem de incompatibilidade dos elementos que compõe os principais sistemas isotópicos: $\text{Rb} > \text{Th} > \text{U} > \text{Pb} > \text{Nd} > \text{Sr} > \text{Sm}$ (elementos fracionados para a crosta relativo ao manto empobrecido).

As informações baseadas em Zindler e Hart (1986), indicam que no manto cinco fontes podem ser descritas: Manto empobrecido ($\text{DM} = \textit{depleted mantle}$), BSE

(*Bulk silicate Earth*), Manto enriquecido (EMI – *enriched mantle type I* e EMII – *enriched mantle type II*), HIMU e PREMA (Prevalent Mantle reservoir). Esta discriminação ocorre a partir de estudos de rochas magmáticas jovens geradas em cadeias meso-oceânicas atuais.

A figura 172, de Zindler e Hart (1986); Staudigel et al. (1984); Hamelin et al. (1986) e Wilson (1989), indica a análise da composição isotópica do MORB e de rochas ígneas coletadas em ilhas vulcânicas de acordo com as grandes variações das razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ definindo um alinhamento chamado de *mantle array*. A partir dos resultados pode-se determinar os campos dos principais reservatórios mantélicos.

Figura 172 – A ilustração indica a análise da composição isotópica do MORB e de rochas ígneas coletadas em ilhas vulcânicas de acordo com as grandes variações das razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ definindo um alinhamento do manto chamado de *mantle array*



Fonte: ZINDLER E HART, 1986); STAUDIGEL et al. (1984); HAMELIN et al.. (1986), WILSON, 1989.

O segundo reservatório pode ser caracterizado pelo manto não empobrecido determinado por Zindler e Hart (1986) e denominado de BSE e o pelo manto superior primitivo (PUM – *Primitive Uniform Mantle* ou *Primary Uniform Reservoir*). O BSE reflete a assinatura isotópica do manto primitivo o que indicaria o fracionamento de elementos radioativos (que foram extraídos para formar crosta continental e oceânica). Embora poucos basaltos oceânicos apresentem tal assinatura isotópica,

esta característica é rara, e os argumentos de Hofmann et al. (1986), baseado na razão Nd/Ce e outras razões de elementos incompatíveis, sugerem que o BSE ainda exista, embora não hajam dados geoquímicos que permitam afirmar que este reservatório ainda sobreviva (GERALDES 2010). Já Winter (2010), afirma que os dados isotópicos de Sr-Nd do reservatório BSE também não sobreviva pelo fato de plotar dentro de uma área de “mistura”, conforme a figura 8, e não ter assinatura de um membro final (end-member).

Zindler e Hart (1986) propuseram dois reservatórios enriquecidos (*enriched mantle* – EMI e EMII). O manto enriquecido do tipo I (EMI) é caracterizado por baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,705), enquanto que o manto enriquecido do tipo II possui razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais elevadas (>0,722). Ambos possuem razões similares de Nd (<0,5124), mais baixas se comparados aos demais reservatórios mantélicos.

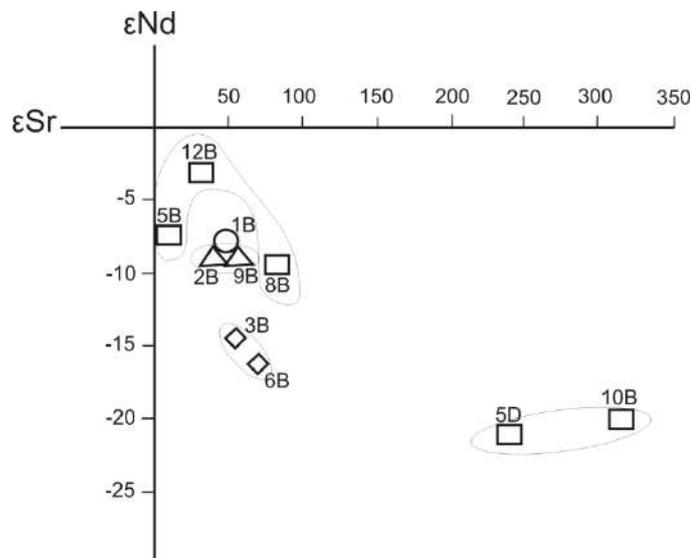
Os dados de Sr-Nd na figura 173 podem ser conciliados em uma mistura de três reservatórios – DM, EMI e EMII onde configuram um triângulo estando estes reservatórios nos ápices. As altas razões de Sr nos EMI e EMII exigem alto conteúdo de Rb parental e um longo período de tempo para (> 1 Ga) para produzirem o excesso de ^{87}Sr (WINTER 2010). Estas assinaturas correspondem à crosta continental. Crosta oceânica e sedimentos são prováveis candidatos para esses reservatórios, entretanto há menos Rb na crosta oceânica em relação a crosta continental, e seria necessário mais do que este material para produzir a mesma assinatura. EMII parece requerer uma contribuição de crosta (sedimentos). Além disso, Hawkesworth et al. (1979) descreve um modelo alternativo baseado na similaridade (mistura) entre o manto enriquecido e a litosfera subcontinental ocasionando na geração do reservatório mantélico enriquecido.

Os valores das razões atuais de ϵSr e ϵNd (dos granitoides do Complexo Serra da Bolívia, da Suíte São João do Paraíso, do Granito Cinza Foliado e do Leucogranito Isotrópico), lançados no diagrama para as fontes mantélicas de Zindler e Hart (1986), mostram que todos os litotipo investigados projetam-se no quadrante dos reservatórios empobrecidos (Figura 173).

Em relação ao padrão isotópico $\epsilon\text{Nd}(t)$ vs $\epsilon\text{Sr}(t)$ é possível observar que os três grupos do CSB posicionam-se diferentemente no gráfico. As rochas do primeiro grupo (com idades neoproterozoicas) apresenta valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ entre -21,1 e -20,6 e $\epsilon\text{Sr}(t)$ entre 241 e 316. Já a amostra com idade paleoproterozoica do grupo (1) possui valores de $\epsilon\text{Nd}(t) = -7,8$ e $\epsilon\text{Sr}(t) = 7,1$. O segundo grupo, representado pelo

Ortognaisse Cinza Fino, possui valores mais discrepantes em relação ao primeiro grupo, $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$: -3,2 e $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$: 35,8. Já o Terceiro grupo, representado pelo charnockito da Suíte Monte Verde, apresenta valor de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$: -9,5 e $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$: 86,4. Embora os litotipos do grupo (1) do CSB apontem para o envolvimento de uma fonte crustal mais radiogênica, é de se esperar que tenha ocorrido sucessivos processos acrescionários crustais.

Figura 173 – Razões de ϵSr e ϵNd dos granitoides do Complexo Serra da Bolívia, Suíte São João do Paraíso, do Granito Cinza Foliado e do Leucogranito Isotrópico

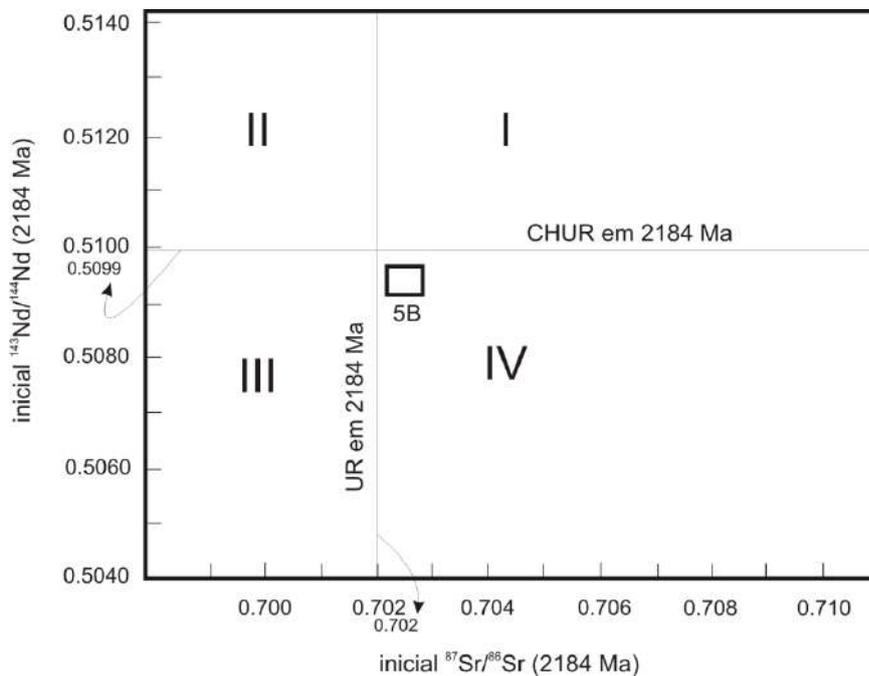


Legenda: □ – Complexo Serra da Bolívia; ○ – Suíte São João do Paraíso; △ – Granito Cinza Foliado; ◇ – Leucogranito isotrópico.

Fonte: ZINDLER E HART, 1986.

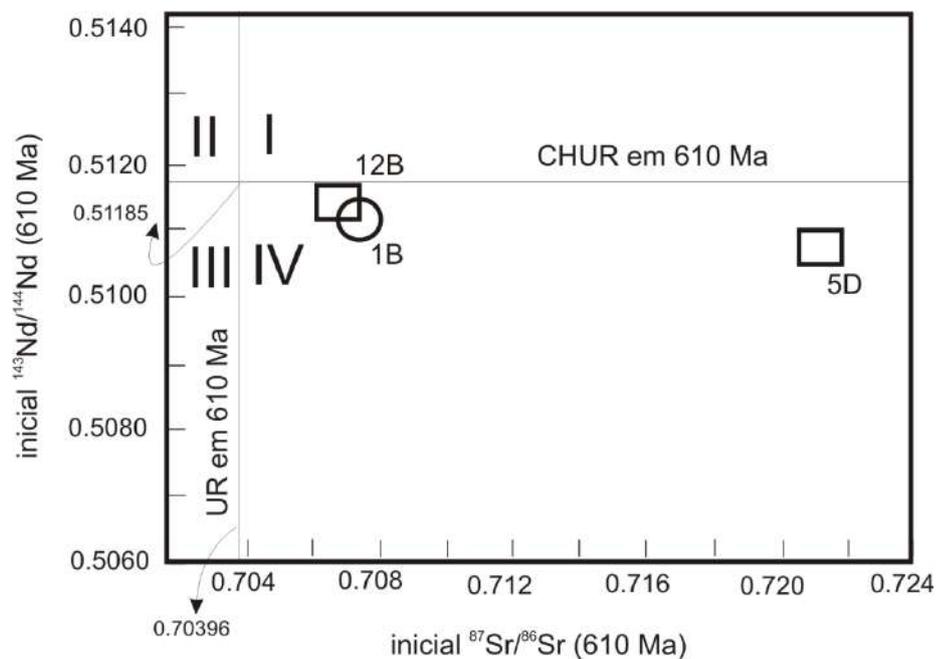
Os litotipos do complexo Serra da Bolívia (ortogranulitos) possuem $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ negativos o que aponta para rochas de com contribuição crustal, (-7,8 – A amostra IV-RM-5A (2184 ± 21 Ma); -21,1 - amostra IV-RM-5C (609,1 ± 3 Ma) e -20,6 – amostra BJ-RM-10A (593,1 ± 4,3 Ma)). A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ da amostra IV-RM-5A (0,70253), levanta a possibilidade de fusão da crosta inferior. Outra hipótese talvez fosse a mistura de fonte, entre o manto e a crosta inferior, visto as diversas etapas acrescionárias do orógeno. Todavia, em ambos os casos a crosta inferior pode ter participado na gênese dessa rocha. Os litotipos mais félsicos do grupo (1) (amostra IV-RM-5C e BJ-RM-10A) possuem $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ muito negativos, e suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (0,72093 e 0,72626) sugerem ambiente estritamente crustal. Todos os granitoides, como observado nas figuras 174, 175, 176, 177 e 178, no presente estudo projetam-se no campo IV, indicando armazenamento crustal.

Figura 174 – Razões iniciais de Sr e Nd da amostra IV-RM-05A indicando o campo para o reservatório



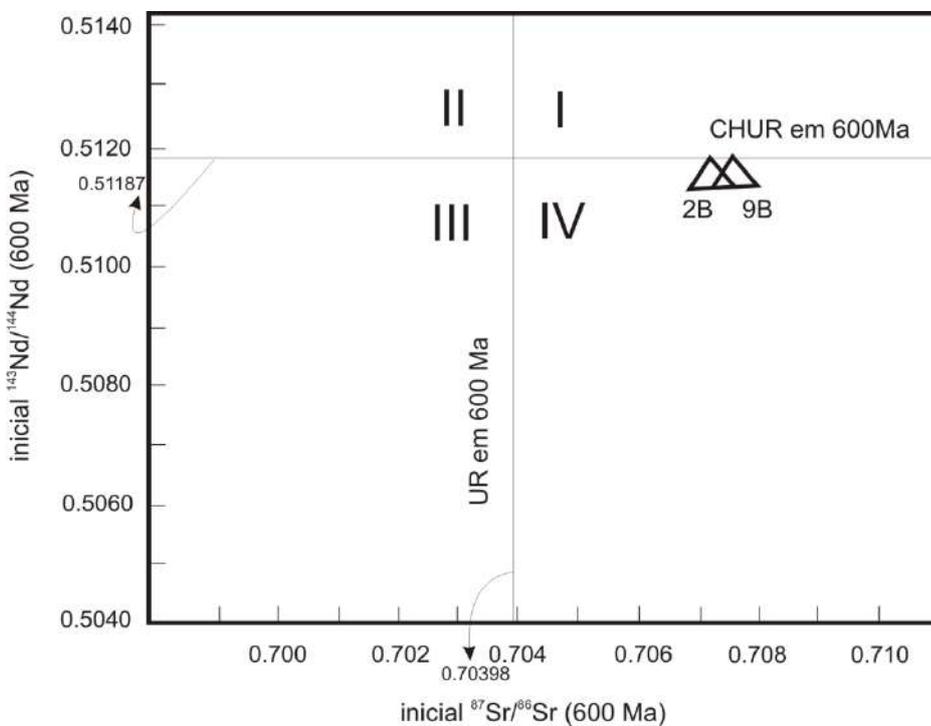
Fonte: ZINDLER E HART, 1986.

Figura 175 – Razões iniciais de Sr e Nd das amostras JP-RM-01A, IV-RM-05C e BJ-RM-12A indicando o campo para o reservatório



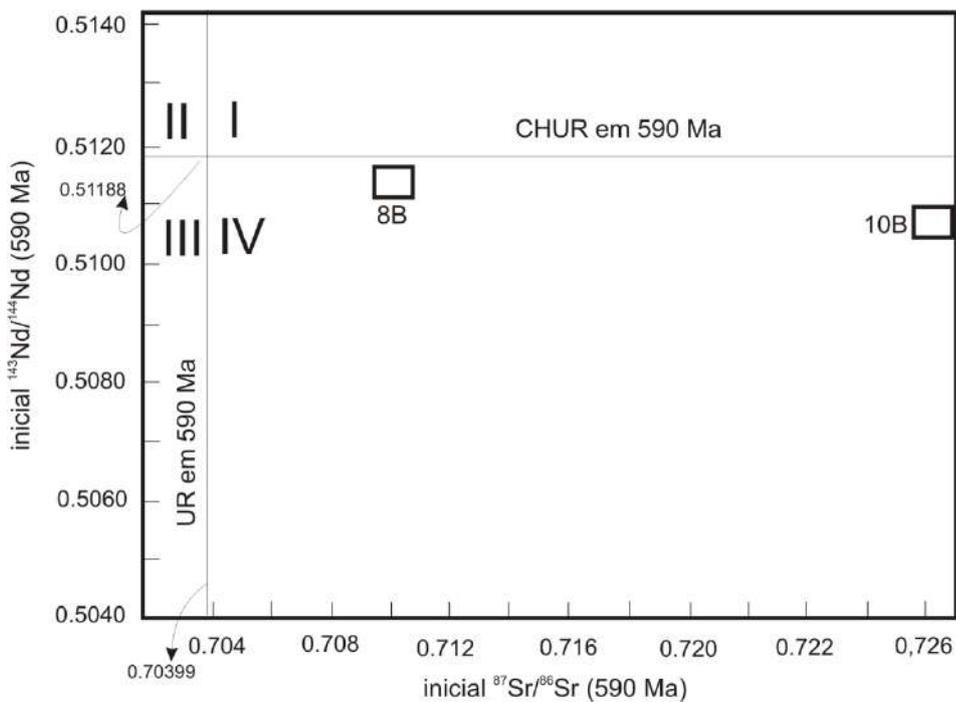
Fonte: ZINDLER E HART, 1986.

Figura 176 – Razões iniciais de Sr e Nd das amostras BJ-RM-2A e BJ-RM-9A indicando o campo para o reservatório



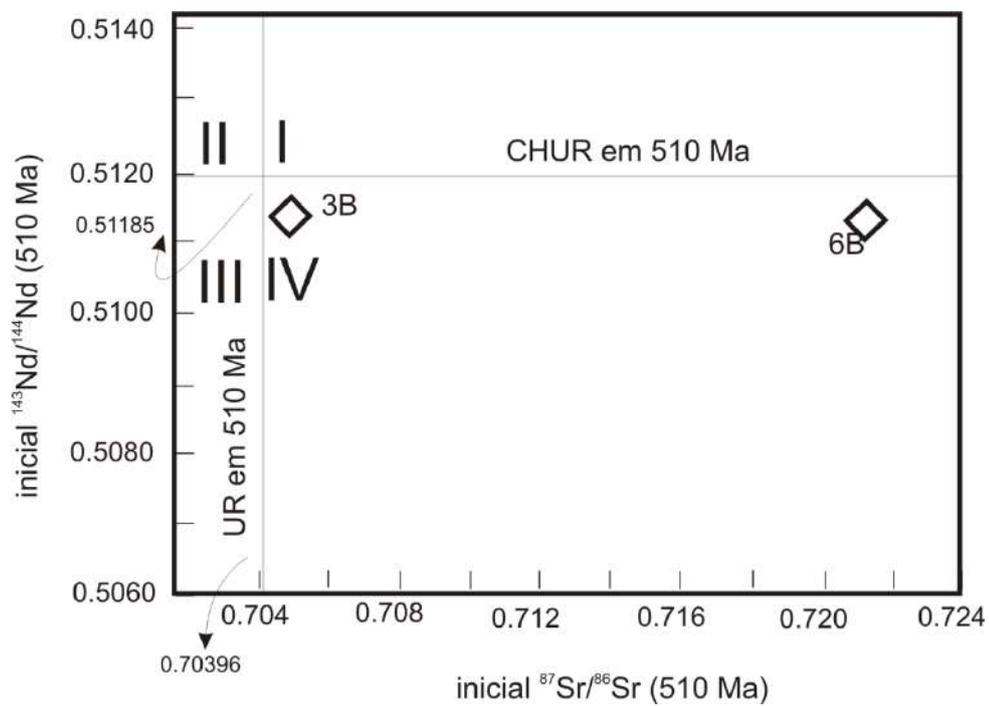
Fonte: ZINDLER E HART, 1986.

Figura 177 – Razões iniciais de Sr e Nd das amostras JP-RM-8A e BJ-RM-10A indicando o campo para o reservatório



Fonte: ZINDLER E HART, 1986.

Figura 178 – Razões iniciais de Sr e Nd das amostras BJ-RM-3A e IV-RM-6A indicando o campo para o reservatório



Fonte: ZINDLER E HART, 1986.

6 CORRELAÇÕES COM TRABALHOS ANTERIORES

6.1 Introdução

De acordo com os dados gerados no presente trabalho, foi possível estabelecer uma comparação das unidades estudadas no âmbito petrológico, geoquímico, geocronológico e tectônico em relação ao conhecimento estabelecido por diversos autores em trabalhos anteriores.

A partir da interpretação e integração dos dados pode-se estabelecer que as rochas do Complexo Serra da Bolívia, da Suíte São João do Paraíso, o Granito Cinza Foliado e o Leucogranito Isotrópico registram distintas idades da evolução tectono-magmática no Domínio Cambuci no setor central da Faixa Ribeira. As diferenças entre as idades também ocorrem dentro de uma mesma unidade, como é o caso do CSB. Além disso, os eventos tectônicos colisionais resultaram em processos metamórficos associados aos granitoides pré-colisionais e sin-colisionais. Também foi possível gerar modelos de reservatórios magmáticos, a partir de estudos de isótopos radiogênicos de Sr e Nd, aos quais os granitoides foram armazenados.

6.2 O Complexo Serra da Bolívia

6.2.1 Comparação dos dados do Complexo Serra da Bolívia com trabalhos anteriores

Tupinambá et al. (2007) descreveram que no Complexo Serra da Bolívia predominam ortognaisses de grão médio a grosso, inequigranulares a porfíricos, com pequenos cristais de hornblenda ou biotita em matriz quartzo-feldspática. São encontrados gabros (hornblenda gabronoritos), dioritos, quartzo dioritos, tonalitos, monzodioritos, quartzo-monzodioritos e monzogranitos. De acordo com a descrição dos autores supracitados, tais litologias assemelham-se àquelas que compõem o grupo 1, definido no presente trabalho como Ortogranulitos e Ortognaisses Heterogêneos, de composição granítica a tonalítica que são de granulação fina a grossa, e apresentando minerais como hornblenda e biotita. A diferença em termos

petrográficos seria pelo fato de algumas litologias portarem clinopiroxênio e ortopiroxênio, o que seria condizente à classificação das rochas granulíticas/charnockíticas, a partir da presença deste último mineral (charnockitos, charnoenderbitos e enderbitos gnaissificados). No presente trabalho foi datado um ortogranulito de idade de cristalização paleoproterozoica ($2184,3 \pm 21$ Ma), amostra IV-RM-05A, e recristalizado no neoproterozoico ($607,2 \pm 1,5$ Ma), coletado na região próxima à Italva. Além disso, idades de herança paleoproterozoica foram encontradas em ortogranulitos leucocráticos geradas no neoproterozoico compondo o grupo 1 (IV-RM-05C – $609,1 \pm 3$ Ma e BJ-RM-10A – $593,1 \pm 4,3$ Ma).

Segundo Tupinambá et al. (2007), o prosseguimento da cartografia geológica do CSB em direção ao Espírito Santo, área próxima onde se realizou o presente estudo, ocorrem regiões com predomínio de hornblenda gabronorito que podem estar pouco ou muito milonitizados. Estes litotipos são correlacionáveis com as rochas do grupo 3 descritas neste trabalho (Suítes Monte Verde e Córrego Fortaleza de DUARTE 2014). Além disso, autores supracitados afirmam que a dados de U-Pb em zircão em amostra de gabronorito do CSB, coletada no município de Aperibé, indica idade de cristalização de 596 Ma. No presente trabalho, foi possível distinguir duas idades de cristalização para uma amostra de charnoenderbito (amostra JP-RM-08A) da Suíte Monte Verde, sendo a idade mais antiga de 592 ± 2 Ma (do charnoenderbito) e a mais jovem de $571,2 \pm 1,8$ Ma (injeção de um charnockitoide de coloração mais clara).

Dados de geoquímica de Tupinambá et al. (2007) apontam duas séries plutônicas distintas de natureza calcioalcalina: série tonalito-trondjemito (baixo-K); e série monzonítica (alto-K). As rochas pertencentes ao grupo 1 (Ortogranulitos e Ortognaisses Heterogêneos) e ao grupo 2 (Ortognaisse Cinza Foliado) do CSB no presente trabalho podem ser relacionadas à série monzonítica de alto-K. Além disso, os autores afirmam que as rochas destas séries são representantes de magmatismo calcioalcalino com assinaturas típicas para arcos magmáticos, assim como observado no presente estudo.

Os litotipos referentes ao grupo 1 do CSB no presente estudo podem ser correlacionados, de acordo com Duarte et al. (2012), com rochas ortogranulíticas, cinzentas a esverdeadas de granulação média à grossa, que são inequigranulares a porfíricas, com pequenos cristais de hornblenda ou biotita em matriz quartzo-feldspática. Ainda destacam que, próximo à cidade de São José do Calçado, há a

ocorrência de corpos mapeáveis de hornblenda gabronoritos, variavelmente deformados. O grupo 3 (charnockitoides da Suíte Monte Verde), do presente trabalho, é constituído de charnoenderbitos isotrópicos com diversos enclaves máficos arredondados a ovalados e pode ser relacionado aos hornblenda tonalitos e hornblenda granitos, isotrópicos e equigranulares não deformados, com enclaves máficos, presentes nas escarpas e topos da Serra do Monte Verde descritos por Duarte et al. (2012).

Mendes et al. (2011) caracterizam, no norte do estado do Rio de Janeiro, ocorrências localizadas de corpos de rochas máficas e ultramáficas variavelmente deformadas e metamorfisadas. A interpretação do conjunto de dados foi caracterizada como remanescentes de paleo-oceano posicionados tectonicamente junto aos paragneisses regionais, possivelmente do domínio Cambuci. Os autores classificam esses corpos rochosos como (meta)clinopiroxenitos, (meta)piroxenitos, (meta)dioritos a quartzodioritos e principalmente (meta)gabros, (meta)noritos e (meta)gabronoritos, com estrutura isotrópica a ligeiramente foliada, que possui aspecto tectonizado marcado por orientação de piroxênio/anfibólio e feldspato ou clots máficos. Observam, ainda, textura primária granular, cumulática e de fluxo, em contraponto com aquelas que apresentam fortes evidências de recristalização. De acordo com a geoquímica, as rochas são de composição basáltica, assinatura toleítica e associação com ambiente de fundo oceânico, particularmente MORB transicional a enriquecido.

Heilbron et al. (2013) descrevem também, para o CSB, ortogneisses de composições variadas, que vão de rochas básicas até rochas ácidas (ortogneisses com hornblenda de granulação grossa com composições granodiorítica a quartzodiorítica) de ambiente de arco magmático. Segundo estes mesmos autores, no Complexo Serra da Bolívia ocorrem também monzogabros, monzodioritos e sienitos. Gabros de granulação grossa (norito) e leucogabros ocorrem como lentes nos ortogneisses. A partir dos dados geoquímicos, os autores definiram três grupos de rochas subalcalinas: CA1 – rochas com afinidade calcioalcalina de alto-K e pobre em quartzo; CA2 – rochas calcioalcalinas de alto-K e ricas em quartzo; e CA3 – rochas calcioalcalinas de médio-K. Os grupos de alto-K (CA1 e CA2) incluem tonalitos, granodioritos e granitos, enquanto que o CA3 inclui gabros, tonalitos e granodioritos. Além disso, também definiram um grupo com afinidade alcalina para transicional que incluem quartzodioritos, monzodioritos, quartzomonzonitos e quartzosienitos. De acordo com Heilbron et al. (2013), dados combinados de

datações U-Pb indicam o desenvolvimento de um arco cordilheirano entre 650 e 590 Ma. Já as idades relacionadas ao Complexo Serra da Bolívia vão de aproximadamente 623 a 574 Ma. A idade de 623 ± 5 Ma relatada pelos autores foi obtida por Heilbron e Machado (2003) em leucossomas de paragneisses pelo método TIMS. Tal variação nas idades de geocronologia assemelha-se às idades encontradas no presente trabalho. As litologias dos grupos 1 e 2 datam de $616,8 \pm 3,7$ e $593,1 \pm 4,3$ Ma. No entanto, uma amostra da Suíte Monte Verde, coletada na região de Monte Verde, (grupo 3) registra duas idades em grãos de zircão com padrão de crescimento oscilatório, tipicamente magmáticos: uma de 592 ± 2 Ma; e outra de $571,2 \pm 1,8$ Ma. Idade similar ($574,1 \pm 3,7$ Ma) foi também relatada por Heilbron et al. (2013) para um ortogneisse monzonítico foliado, coletado na cidade de Itaocara, próximo a Monte Verde. Ainda segundo os mesmos autores, as idades modelo fornecidas para o CSB são de 1,72 – 2,04 Ga, sendo que três amostras indicam idades mesoproterozoicas. Além disso, os dados isotópicos de Sr e Nd indicam que houve contribuição juvenil para o magmatismo, mostrando diferentes graus de contaminação de crosta mais antiga. No presente trabalho, o intervalo foi de 1,79 – 2,19 Ga, com exceção de duas amostras, IV-RM-05A (2,93 Ga) e BJ-RM-12A (1,27Ga).

6.2.2 Comparação dos dados do Complexo Serra da Bolívia no presente estudo com o Complexo Juiz de Fora, a partir de trabalhos anteriores

De acordo com a cartografia geológica, os pontos de coleta das rochas do grupo 1 do CSB no presente estudo situam-se próximo ao Domínio Juiz de Fora (DJF), onde predominam rochas granulíticas de composições variadas referentes ao Complexo Juiz de Fora (CJF). Assim como no CJF, o CSB é caracterizado por rochas granulíticas de composições variadas, como relatado no grupo 1 do presente estudo. Para o CSB apenas haviam sido registradas rochas de idade neoproterozoicas, no entanto, nesta tese, a amostra IV-RM-05A forneceu idades com interceptos em $2184,3 \pm 21$ Ma (idade de cristalização) e $607,2 \pm 1,5$ Ma (recristalização); a amostra IV-RM-5C forneceu idade de $609,1 \pm 3$ Ma com grãos discordantes de idade paleoproterozoica (herança); e a amostra BJ-RM-10A forneceu também idade no neoproterozoico com interceptos em $593,1 \pm 4,3$ Ma e grãos discordantes de idade de

2157 ± 6,7 Ma (herança). Para as amostras IV-RM-05C e BJ-RM-10A sugere-se herança de uma crosta mais antiga. Além disso, as idades mais antigas são encontradas nos núcleos dos grãos de zircão e as idades mais novas nas bordas, sugerindo assim que a idade de cristalização tenha ocorrido no paleoproterozoico e com uma recristalização durante o Evento Brasileiro. Em um afloramento nas proximidades de São José do Calçado foi encontrada uma feição na qual um granito rosa possui foliação discordante dentro de um gnaiss fino de cor cinza. Tal evidência pode ser um indício de que o granito rosa seria mais antigo, representando porções do embasamento, o que possivelmente justificaria grãos de zircão de idades paleoproterozoica.

Duarte et al. (2012) definiram uma discórdia a partir de análises geocronológica U-Pb (ID-TIMS) com interceptos em 2427±9 Ma e 654±12 Ma de um ortogranulito básico de afinidade tholeítica do Complexo Juiz de Fora na região de Aré, sul da cidade de Itaperuna. Os valores foram interpretados, respectivamente, como idades de cristalização e do metamorfismo brasileiro do protólito. Na porção central da folha Itaperuna Duarte et al. (2012) analisou um granulito enderbítico que forneceu idades com interceptos 1966 ± 38 Ma e 585 ± 38 Ma, a partir do método U-Pb (LA-MC-ICPMS) em zircão.

Embora sejam encontradas idades paleoproterozoicas em granulitos nos em ambos os complexos os dados de geoquímica isotópica revelam que no CJF os valores de ϵNd são positivos a levemente negativos; já no CSB os valores de ϵNd são negativos: o grupo (1) (granulitos heterogêneos e ortognaisses leucocráticos) mostraram valores muito negativos, como nas amostras cristalizadas no neoproterozoico. IV-RM-05C (-20,1) e BJ-RM-10A (-21), e até mesmo naquela de idade paleoproterozoica, IV-RM-5A (-7,8). A amostra representante do grupo (2) (Ortognaisse Cinza Fino) e do grupo 3 (charnoenderbito) mostram também valores negativos: -3,2 e -9,5, respectivamente.

6.3 Leucogranitos e Leucocharnockitos gnaissificados da Suíte São João do Paraíso

Tupinambá et al. (2007) denominam esta unidade de Leucocharnockito São João do Paraíso formada por rochas diatexiticas geradas a partir do alto grau de

anatexia dos metapelitos da Unidade Cambuci (Suíte São João do Paraíso). Os autores descrevem para a unidade uma rocha leucocrática homogênea, de composição charnockítica a charnoenderbítica, com cristais isolados de biotita, piroxênio e anfibólio e enclaves (ou restitos) de piroxênio anfibólito, biotita gnaisses, gnaisses granatíferos e rochas calcissilicáticas. No presente estudo as rochas também são, em geral, leucocráticas e composicionalmente variando de granítica/charnockítica e tonalítica/enderbítica. Frequentemente as litologias ocorrem gnaissificadas com a presença de dobras apertadas a fechadas. Esporadicamente, é profiroblástica com grandes cristais de granada arredondados, como na amostra JP-RM-07A. Algumas amostras podem ainda conter anfibólio como marcadores cinemáticos dextrais (amostra JP-RM-01A).

Tupinambá et al. (2012) relatam a ocorrência de leucogranitos mais ou menos gnaissificados pertencentes à Suíte Cordeiro (Domínio Costeiro da Faixa Ribeira). Os autores sugerem que a rocha descrita seja resultado de um estágio avançado de metamorfismo, gerando anatexia, onde nota-se um arranjo nebulítico, com presença de restitos biotíticos. No presente trabalho são relatadas, além de estruturas migmatíticas nebulíticas, estruturas do tipo schlieren e agmática. Duarte et al. (2012) descrevem que os diatexitos da Suíte São João do Paraíso foram interpretadas como resultantes da cristalização de magma gerado pela fusão parcial, em graus variados, muitas vezes avançado, dos paragnaisses do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. Para estes diatexitos, Tupinambá (1993^a) relatou três formas de ocorrência: um diatexito com predominância de enclaves máficos; diatexito com predominância de enclaves de biotita gnaiss finamente bandado (correlacionável com a amostra coletada no ponto JP-RM-01A deste trabalho) e diatexito com enclaves de (sillimanita)-granada-biotita gnaiss (correlacionável com a amostra coletada no ponto JP-RM-07A).

De acordo com os dados geocronológicos registrados na literatura, Heilbron e Machado (2003) e Tupinambá (1999), ao datarem grãos de zircão (U-Pb), relatam que o magmatismo da Suíte Cordeiro ocorreu entre 590 e 570 Ma. No presente estudo a área analisada situa-se ao norte da ocorrência da Suíte Cordeiro. As duas amostras datadas indicam que as rochas diatexiticas, foram geradas no também no neoproterozoico, mas ligeiramente mais antigas: $610,3 \pm 4,7$ (JP-RM-01A) e $592,2 \pm 1,3$ (JP-RM-07A). As idades T_{DM} indicam contribuição de crosta juvenil gerada no paleoproterozoico. Entretanto, os valores T_{DM} são discrepantes para as duas amostras

analisadas ca. 1918 Ma (JP-RM-01A) e ca. 2415 Ma (JP-RM-07A), resultado de processos de fusões que podem ter assimilado diversos materiais.

Em termos regionais, os leucogranitos/leucocharnockitos gnaissificados da Suíte São João do Paraíso podem ser correlacionados com as Suítes G2 da Faixa Araçuaí. De acordo com Pedrosa-Soares et al. (2007), a Suíte G2 é representada por granada granitos peraluminosos contendo cordierita e/ou sillimanita frequentes, também ocorrem granodioritos granatíferos subordinados. Os granitos G2 registram a deformação regional marcada por foliação em estado sólido, muitas vezes milonítica e geralmente paralela à prévia orientação de fluxo ígneo tardi- a pós-colisional da Faixa Araçuaí. De acordo com Pedrosa-Soares et al. (2007), a Suíte G2 é caracterizada pela granitogênese tipo S que ocorreu durante o estágio sin-colisional. Silva et al. (2002, 2005), Pedrosa-Soares et al. (2006), Roncato et al. (2007) e Vauchez et al. (2007) relatam que as idades U-Pb para granitogênese G2 da Faixa Araçuaí se deu preferencialmente cerca de 575 Ma. Entretanto, alguns granitos registram idades mais antigas em torno de 582 Ma (NALINI et al. 2000) e outros mais jovens datando de cerca de 560 Ma (SÖLLNER et al. 1991; CAMPOS et al. 2004; SILVA et al. 2005). Como observado, a granitogênese dos diatexitos da Suíte São João do Paraíso, gerados a partir da fusão de metassedimentos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana da Faixa Ribeira, na região de Itaperuna, registra um evento mais antigo que os granitos G2 da Faixa Araçuaí.

6.4 Granito Cinza Foliado e Leucogranito Isotrópico

O Granito Cinza Foliado foi coletado nas proximidades de Bom Jesus do Itabapoana. A rocha caracteriza-se por ser um monzogranito de coloração cinza, levemente foliado com a presença de allanita. Feições microtectônicas observadas em lâminas delgadas sugerem que o litotipo foi afetado por uma deformação (D3?) onde observou-se ribbons de quartzo com extinção ondulante e junções poliedrais tríplexes em 120 graus (recristalização estática a altas temperaturas). De acordo com dados geoquímicos, o Granito Cinza Foliado é da Série Shoshonítica, metaluminoso do tipo I e com assinatura de granitos intraplaca.

Na área de estudo o Leucogranito Isotrópico é correlacionável com granitos analisados por Valeriano et al. (2012) que são corpos plutônicos constituídos por rochas megaporfíricas e por rochas equigranulares, diques de ortognaisses que intrudem unidades metassedimentares, além de migmatitos. Dados obtidos a partir de zircão e titanita pelo método LA-ICP-MS e dados compilados na literatura pelo autor supracitado revelam que para as intrusões dos granitos pós-colisionais são definidos dois intervalos de atividade magmática: um pulso no Cambriano que data de cerca de 512 Ma (plutons Pedra Branca, Suruí e Buarama) e o outro pulso no Ordoviciano ca 486 Ma (granitos Mangaratiba, Favela, Andorinha, Frades, Nova Friburgo e Sana). No presente estudo os diques do Leucogranito Isotrópico são de idade Cambrina: $512,3 \pm 3,3$ (amostra BJ-RM-03A) e $508,6 \pm 2,2$ (amostra IV-RM-06A), correlacionáveis com o primeiro pulso magmático relatado por Valeriano et al. (2012). Além disso, as idades T_{DM} (1927 – 1939 Ma) sugerem a existência de crosta juvenil.

Em relação ao Orógeno Araçuaí, o Leucogranito Isotrópico é correlacionável à Suíte G5, que, segundo Pedrosa-Soares et al. (2007), representa o plutonismo tipo I e A2, calcioalcalino rico em potássio e ferro, do estágio pós-colisional originado no intervalo entre 520-490 Ma.

Características peculiares foram relatadas neste estudo para ao Leucogranito Isotrópico. De acordo com a ocorrência, o Leucogranito Isotrópico é caracterizado pela forma de diques e lacólitos, bem como blocos alinhados, sendo todas as formas de ocorrência de direção predominantemente NW, concordante com fase de deformação D4 da Faixa Ribeira. Em termos petrográficos, de uma forma geral, o granito é equigranular de granulação média ou grossa de composição monzogranítica. A textura granofírica indica que os corpos foram cristalizados porções mais superficiais da crosta (hipoabissal). Os dados geoquímicos apontam para granitoides metaluminosos do tipo I da série shoshonítica. Os diagramas discriminantes de ambiência tectônica indicam que são granitos intraplaca.

Outra característica pertinente ao Granito Isotrópico é o registro de idades mais antigas na datação U-Pb, utilizando-se o método *laser ablation* em zircão, em torno de 600 Ma. Tal característica se dá pelo fato da associação com o Granito Foliado Cinza, o leucogranito/leucocharnockito gnaissificado da SSJP, e dos granitoides do complexo Rio Negro, todos com idades do brasileiro. Além disso, o Leucogranito Isotrópico também encontra-se relacionado ao do (Sillimanita)-(Ortopiroxênio)-

(Granada)-Biotita Gnaisse Milonítico Migmatítico do Grupo Bom Jesus do Itabapoana, que pode ter contribuído com xenocristais de idade neoproterozóica.

CONCLUSÃO: EVOLUÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA DOS GRANITOIDES DO DOMÍNIO CAMBUCI DA FAIXA RIBEIRA NA REGIÃO LIMÍTROFE ENTRE OS ESTADOS DO RIO DE JANEIRO E ESPÍRITO SANTO

Para o setor central da Faixa Ribeira na região de Itaperuna ocorreram diferentes estágios tectônicos-magmáticos, a partir de estudos nos granitoides do Domínio Cambuci.

O Complexo Serra da Bolívia (CSB) é representado por uma variedade de litologias que foram agrupadas, neste trabalho em três conjuntos distintos. As interpretações sugerem que este complexo é de composição granítica, granodiorítica, tonalítica e diorítica, com magmatismo de caráter calcioalcalino do tipo I, e segundo os dados de geoquímica, oriundos de ambiente de arco vulcânico (cordilheirano). Entretanto, os granulitos analisados do grupo 1 podem ter sido gerados como produto de retrabalhamento crustal, visto a presença de grãos herdados em granulitos leucocráticos aliados a valores de ϵNd negativos. Além disso, são registradas etapas de deformação D1+D2 (principal), gerando foliação com direção preferencial NE, e deformação D3, caracterizada por zonas de cisalhamento em regime dúctil-rúptil, com texturas protomiloníticas, miloníticas e localmente ultramiloníticas. Ademais, a respeito da deformação, microestruturas confirmam que o evento deformacional principal ocorreu sob altas temperaturas. Algumas características estariam associadas a microestruturas de fusão como, por exemplo, a geração de simplectitos de biotita e quartzo. Outras feições são associadas à deformação em alta temperatura, como a geração de antipertitas e maclas polissintéticas de plagioclásio acunhadas.

As rochas do grupo 1 do CSB, Ortogranulitos e Ortognaisses Heterogêneos, registram distintos pulsos magmáticos. O Granulito esverdeado fino (amostra IV-RM-05A), coletado nas proximidades de Italva, é considerado no presente estudo como uma rocha do embasamento, cristalizada durante o Paleoproterozoico - Riáciano ($2184,3 \pm 21$ Ma) e recristalizada durante o evento metamórfico Brasileiro no neoproterozoico - Edicariano ($607,2 \pm 1,5$ Ma), cuja idade T_{DM} é de 2936 Ma. O Ortogranulito leucocrático médio – sienogranítico – (amostra IV-RM-05C), coletado no mesmo afloramento da amostra IV-RM-05C, cristalizou-se no neoproterozoico – Edicariano ($609,1 \pm 3$ Ma) e idade T_{DM} 2160 Ma, ao qual ocorre assimilando xenocristais do Ortogranulito esverdeado fino, apresentando, conseqüentemente,

registro de herança no paleoproterozoico, indicando retrabalhamento crustal. Uma das evidências para tal fato se dá pelos grãos de zircão da amostra IV-RM-05C estarem corroídos, quando observada a diferença geométrica entre o núcleo e a borda dos mesmos, em imagem por catodoluminescência. O Ortogranulito leucocrático médio – charnoenderbítico – (BJ-RM-10A), coletado na cidade de Bom Jesus do Norte, também registra cristalização no Neoproterozoico - Edicariano ($593,1 \pm 4,3$ Ma), com idade T_{DM} de 2140 Ma, e idades de herança no paleoproterozoico - Riáciano ($2157 \pm 6,7$ Ma). O segundo grupo do CSB é representado pelo Ortognaisse Cinza Fino (enderbítico) que registra idade de cristalização no Neoproterozoico – Edicariano – ca. $616,8 \pm 3,7$ Ma e idade T_{DM} 1275, não apresentando grãos herdados, além da homogeneidade dos afloramentos, o que o diferencia dos ortogranulitos leucocráticos do grupo 1. O terceiro conjunto litológico do CSB é representado pelo magmatismo charnockítico da Suíte Monte Verde e da Suíte Córrego Fortaleza ocorrido na região de Monte Verde – Cambuci (RJ). A Suíte Monte Verde registra dois pulsos magmáticos no neoproterozoico - Edicariano: um em 592 ± 2 Ma e outro em $571,2 \pm 1,8$ Ma com idade T_{DM} 1797 Ma (amostra JP-RM-8A). A ocorrência dos dois pulsos magmáticos na Suíte Monte Verde é caracterizada pela assimilação de uma rocha do charnoenderbito (amostra JP-RM-08A) por um charnockito de coloração mais clara. Tal evidência também é descrita no padrão de catodoluminescência de alguns grãos de zircão, onde as delimitações entre os núcleos e bordas ocorrem de forma corroída, além de possuírem padrão de crescimento oscilatório (tanto na borda quanto no núcleo) sugerindo cristalização magmática para ambos os eventos. O magmatismo charnockítico referente à Suíte Monte Verde e a Suíte Córrego Fortaleza registra feições protomiloníticas, miloníticas e localmente ultramiloníticas das litologias de ambas as suítes, quando localizadas próximas ou nas zonas de cisalhamento. Quando não afetadas pelo metamorfismo dinâmico, os charnockitoides são isotrópicos com a presença de cristais de feldspatos euédricos. De acordo com dados geoquímicos, a Suíte Monte Verde caracteriza-se por um magmatismo calcioalcalino e a Suíte Córrego Fortaleza, magmatismo calcioalcalino de alto K, ambas com assinatura de arco magmático.

O Complexo Serra da Bolívia seria formado por um arco cordilheirano (grupo 3) no Neoproterozoico e retrabalhamento crustal (ortogranulitos do grupo 1). Os litotipos do complexo Serra da Bolívia (ortogranulitos do grupo 1 e ortognaises de alto-K) possuem $\epsilon Nd_{(t)}$ negativos o que aponta para rochas de com contribuição

crustal, (-7,8 – A amostra IV-RM-5A (2184 Ma); -21,1 - amostra IV-RM-5C (609 Ma) e -20,6 – amostra BJ-RM-10A (593 Ma)). A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ da amostra IV-RM-5A (0,70253), levanta a possibilidade de fusão da crosta inferior. Outra hipótese talvez fosse uma mistura de fontes, entre o manto e a crosta inferior, visto as diversas etapas acrescionárias do orógeno. Todavia, em ambos os casos a crosta inferior pode ter participado na gênese dessa rocha. Os litotipos mais félsicos do grupo 1 (amostra IV-RM-5C e BJ-RM-10A) possuem $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ muito negativos, e suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (0,72093 e 0,72626) sugerem ambiente estritamente crustal.

Para futuros estudos sugere-se que o CSB seja redefinido devido as diversas diferenças estabelecidas entre os grupos estudados nesta tese, nas quais destacam-se as características de campo, as diversas idades e fontes.

A Suíte São João do Paraíso (SSJP) representa a granitogênese gerada a partir da fusão de metapelitos e metapsamitos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. São encontrados, para a SSJP, leucogranitos/leucocharnockitos gnaissificados com granada e biotita, sendo fruto de fusões de distintas fontes sedimentares. Ocorrem amplamente na área alvo e, por vezes, há feições migmatíticas, devido aos processos de anatexia de rochas metapelíticas e metapsamíticas. A paragênese encontrada é condizente com o alto grau metamórfico – fácies granulito (espinélio incluso em granada e presença de sillimanita). Texturas microscópicas indicam que o processo de deformação ocorreu sob altas temperaturas, assim como encontrado nas litologias do CSB (maclas de plagioclásio acunhadas e evanescentes, geração de antipertitas), assim como microestruturas de fusão (simplectitas de quartzo e biotita). Os dados geoquímicos indicam que os granitoides da SSJP são da série calcioalcalina de alto K. Em relação ao diagrama de Shand et al. (1943) destacam-se três diferentes conjuntos: um grupo fortemente peraluminoso; um grupo peraluminoso tendendo ao campo metaluminoso (JP-RM-07A); e uma amostra (JP-RM-01A) de caráter metaluminoso. De acordo com o método de datação por U/Pb – laser ablation - em zircão, a cristalização dos granitoides SSJP ocorreu no neoproterozoico que indicaram duas idades: $610,3 \pm 4,7$ Ma (amostra JP-RM-01A, coletada em São José de Ubá) e idades mais jovens, $592,2 \pm 1,3$ Ma (amostra JP-RM-07A, coletada próximo à Italva). De acordo com os dados geoquímicos, caracterizados no diagrama de Shand (1943), para saturação em alumina, dos três grupos caracterizados, dois foram datados: um representante do grupo metaluminoso (JP-RM-01A) e outro fracamente peraluminoso (JP-RM-07A). As idades T_{DM} revelam valores discrepantes: a amostra JP-RM-01A

fornece valor de idade 1918 Ma, enquanto que a amostra JP-RM-07A fornece valor de idade 2415 Ma. Os valores de ϵNd são negativos: -8,5 (JP-RM-01A) e -5,3 (JP-RM-07A). A associação dos dados geoquímicos e isotópicos sugere que há mais de uma fonte para a geração dos granitoides anatóticos da SSJP. As relações de campo indicam que as rochas dessa unidade formaram-se a partir da fusão parcial das rochas metassedimentares (Grupo Bom Jesus do Itabapoana). Entretanto, há mais de um litotipo metassedimentar (biotita gnaisses, granada gnaisses, sillimanita-granada-biotita gnaisses) e, portanto, dependendo da composição deste, a composição do magma gerado será distinta.

Embora as duas amostras (JP-RM-01A e JP-RM-07A) tenham sido classificadas como pertencentes à SSJP considera-se como casos distintos e que não deveriam ser colocadas na mesma suíte. Pode-se levantar a hipótese de que estaria associada a diferentes fontes, cada uma sido formada a partir da fusão de metassedimentos de fontes distintas, provavelmente bacias ou sub-bacias de proveniência de sedimentos diferentes, uma de idade 1918 Ma (idade T_{DM} da amostra JP-RM-01) e outra de idade 2415 Ma (idade T_{DM} da amostra JP-RM-07). Portanto, a bacia Bom Jesus do Itabapoana teria uma subdivisão espacial e/ou temporal, em pelo menos duas sub-bacias.

O Granito Cinza é encontrado principalmente nas proximidades de Bom Jesus do Itabapoana. A classificação deste granitoide, de acordo com Streckeisen (1974), é um sienogranito. A allanita está presente nas duas amostras analisadas. Cristais de biotita ocorrem orientados e o quartzo é xenomórfico, adquirindo forma de fitas (ribbons). A maior parte dos grãos estirados apresenta extinção ondulante. Além disso, encontram-se cristais poligonalizados com junções poliedrais tríplices em ângulos de 120° , sendo comuns agregados de quartzo que sofreram recristalização estática. Os dados geoquímicos mostram que o Granito Cinza Foliado é da Série Shoshonítica, metaluminoso do tipo I e, de acordo com os dados gerados a partir de dois diagramas de Pearce et al. (1984), que utilizam Nb e Y como parâmetros, seriam granitos intraplaca. Entretanto, a respeito da ambiência tectônica, as amostras do Granito Cinza Foliado poderiam ter sido formadas em ambiente de arco cordilheirano, havendo contaminação de outras fontes crustais. Fato este pode ser confirmado pelas idades T_{DM} calculadas $\approx 1429 - 1446$ Ma, amostra BJ-RM-09A e BJ-RM-02A, respectivamente, e pelos dados de ϵNd que são negativos (aproximadamente -8 para ambas as amostras), sugerindo derivação de fonte crustal.

O Leucogranito isotrópico ocorre em forma de diques de direção NW (ortogonal à foliação gerada pela deformação principal NE), possui textura maciça e é inequigranular, além de não apresentar nenhuma textura/estrutura indicativa de deformação. O litotipos foram classificados como monzogranitos, segundo o diagrama de Streckeisen (1974). Dados geoquímicos revelam que são granitoides metaluminosos do tipo I da série shoshonítica. Os diagramas discriminantes de ambiência tectônica indicam que são granitos intraplaca. O Leucogranito Isotrópico representa o magmatismo pós-colisional que ocorreu entre 80 a 90 Ma de anos após o término do evento colisional que ocorreu na região central da Faixa Ribeira. A amostra IV-RM-03A, coletada nos arredores da cidade de Italva (RJ) cristalizou-se no Cambriano ($512,3 \pm 3,3$ Ma) e a amostra BJ-RM-06A, coletada em Bom Jesus do Itabapoana, cristalizou-se também no Cambriano ($508,6 \pm 2,2$ Ma). Os dados de ϵNd indicam derivação crustal, visto que os valores são negativos (- 14,5 para a amostra IV-RM-03A e - 16 para a amostra BJ-RM-06A). As idades T_{DM} indicam fonte de uma crosta juvenil no Paleoproterozoico, em 1939 Ma (IV-RM-3A) e 1927 (BJ-RM-6A).

A evolução tectôno-magmática, como observada no quadro 4, se dá desde a geração de arcos vulcânicos cordilheiranos e retrabalhamento crustal com rochas de variadas composições – representadas pelo Complexo Serra da Bolívia (CSB). Geração de diatexitos e granitoides tipo S gnaissificados – representadas pela Suíte São João do Paraíso (SSJP), até granitoides não deformados (pós-colisionais) oriundos do relaxamento/colapso do orógeno, que se deu em um período de até 100 Ma de anos após o término do evento colisional.

Quadro 4 - Síntese das principais características dos granitoides na região limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo

Coluna Geológica	Idade	Unidade estudada nesta tese	Evento Magmatico/Interpretação	Evento Regional Correlacionado
Cambriano	508 - 513 Ma	leucogranito Isotrópico	Magmatismo de composição monzonítica da série shoshonítica de caráter peraluminoso de ambiente tectônico intraplaca gerado durante o evento pós-colisional (relaxamento do orógeno). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704816 e 0,720943) e os valores de negativos de ϵNd (-14,5 e -16) indicam fonte de crosta juvenil. As idades T_{DM} (1939 e 1927 Ma) revelam fonte paleoproterozoica.	Valeriano et al. (2012) relatam intrusões de granitos pós-colisionais que são definidos em dois intervalos: um pulso no Cambriano, ca. 512Ma e outro pulso no Ordoviciano 486 Ma. Pedrosa-Soares et al. (2007) descrevem a Suíte G5 do Orógeno Araçuaí, caracterizado pelo plutonismo tipo I, calcioalcalino do estágio pós colisional originado no intervalo entre 520 - 490 Ma.
Neoproterozoico	600 Ma	Granito Cinza Foliado	Magmatismo de composição sienítica shoshonítico de caráter metaluminoso gerado no Neoproterozoico (ambiente de arco cordilheirano?). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,707108 e 0,707517) e os valores ϵNd (-8,3 e -8,7) indicam fonte de crosta juvenil. As idades T_{DM} (1429 e 1426 Ma) indicam possíveis misturas, pois não há geração de crosta continental na Faixa Ribeira durante o mesoproterozoico. Além disso, alguns grãos registram idade paleoproterozoica, indicando que possa ter ocorrido mistura.	
	592 - 610 Ma (fonte sedimentar)	Suíte São João do Paraíso	Magmatismo gerado durante a etapa colisional no Neoproterozoico, a partir da anatexia de rochas metapelíticas e metapsamíticas do grupo Bom Jesus do Itabapoana. O magmatismo calcioalcalino de alto K é dividido em 3 grupos: um fortemente peraluminoso; outro fracamente peraluminoso (7C); e o último metaluminoso (1A). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são 0,70737(1A) e 0,86341(7C) e o ϵ é -8,5(1A) e -5,3(7C). As idades T_{DM} são de 1918 Ma (1A) e 2415 Ma (7C) sugerindo, assim, que possam ser oriundas de magmas de diferentes fontes na Bacia Bom Jesus do Itabapoana.	Rochas afetadas pela deformação principal (D1 + D2) na Faixa Ribeira durante o Evento Brasileiro (HEILBRON 1993; HEILBRON et al. 1998, 2000, 2004; ALMEIDA 2000). Tupinambá et al. (2012) relatam a ocorrência de leucogranitos que tenham atingido um estágio avançado de metamorfismo, gerando anatexia. Heilbron e Machado (2003) e Tupinambá (1999) relatam que o magmatismo na Suíte Cordeiro (Domínio Costeiro) ocorreu entre 590 e 570 Ma. No Orógeno Araçuaí os Leucogranitos gnaissificados do presente estudo são correlacionáveis com a Suíte G2, que de acordo com Pedrosa-Soares et al. (2007), é caracterizada pela granitogênese tipo S que ocorreu durante o estágio sin-colisional. Silva et al. (2002, 2005), Pedrosa-Soares et al. (2006), Roncato et al. (2007) e Vauchez (2007) relatam que as idades U-Pb para a granitogênese G2 do Orógeno Araçuaí se deu preferencialmente ca. 575 Ma.
	592 - 616 Ma (fonte magmática)	Suíte Monte Verde - Complexo Serra da Bolívia (592 Ma)	Magmatismo charnockítico metaluminoso gerado em ambiente de arco vulcânico durante o Neoproterozoico. Onde puderam ser estabelecidas duas Suites: Suíte Monte Verde (magmatismo calcioalcalino de baixo K) e Suíte Córrego Fortaleza (magmatismo calcioalcalino de alto K). A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtida em uma amostra da Suíte Monte Verde é de 0,710069, o ϵNd negativo (-9,5) e a idade T_{DM} é 1797 Ma. Tais dados sugerem fonte de crosta juvenil no paleoproterozoico.	Dados de Geoquímica de Tupinambá et al. (2007) apontam duas séries plutônicas distintas de natureza calcioalcalina com assinaturas típicas para arcos magmáticos: série tonalito-trodjemito (baixo-K) e série monzonítica (alto-K). Segundo Tupinambá et al. (2007) dados de U-Pb (zircão) em amostra de um grabronorito, coletada em Aperibé, indica idade de cristalização de 596 Ma. Heilbron et al. definiram, a partir de dados de geoquímica, três grupos de rochas subalcalinas: CA1 (rochas com afinidadecalcioalcalina de alto-K e pobre em quartzo); CA2 (rochas calcioalcalinas de alto-K e ricas em quartzo); e CA3 (rochas calcioalcalinas de médio K). De acordo com Heilbron et al. (2013), dados combinados de datações U-Pb indicam o desenvolvimento de um arco cordilheirano entre 650 e 590 Ma. Ainda segundo os mesmos autores, as idades modelo fornecidas para o Complexo Serra da Bolívia são de 1,72 - 2,04 Ga.
		Ortogranulitos Leucocráticos - Complexo Serra da Bolívia (592 - 610 Ma)	Magmatismo plutônico shoshonítico no Neoproterozoico. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,72093 - 0,72627) e o ϵNd (-21,1 e -20,6) indicam fontes crustais. As razões T_{DM} (2160 e 2140 Ma) mostram que a fonte é de origem paleoproterozoica, possivelmente do ortogranulito esverdeado. Grãos herdados com idade paleoproterozoica indicam um possível evento de retrabalhado crustal para a geração os ortogranulitos leucocráticos	
		Ortognaisses Cinza Fino (616 Ma)	Magmatismo plutônico calcioalcalino de alto K de possivelmente gerado em ambiente de arco vulcânico. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,706743) e o ϵNd negativo (-3,2) indicam fonte de crosta juvenil. A idade T_{DM} (1275 Ma) indica possível mistura, pois não há registro de geração de crosta no mesoproterozoico na Faixa Ribeira. A homogeneidade dos afloramentos, a ausência de grãos herdados e a idade mais antiga que as demais litologias dos Complexo Serra da Bolívia, fez com que o Ortognaisses Cinza Foliado fosse um grupo separado.	
Mesoproterozoico	—	—	—	—
Paleoproterozoico	2184 Ma	Ortogranulito esverdeado - Complexo Serra da Bolívia	Magmatismo plutônico shoshonítico gerado durante o Paleoproterozoico e afetado, pelo metamorfismo e deformação durante o Neoproterozoico. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,702527) sugere derivação mantélica e a idade T_{DM} (2936 Ma) indica fonte arqueana. No entanto, o ϵNd negativo (-7,8) mostra que houve forte contribuição crustal e que a idade da fonte possa ser mais antiga que a idade T_{DM} fornecida.	Rochas afetadas pela deformação principal (D1 + D2) na Faixa Ribeira durante o Evento Brasileiro (HEILBRON 1993; HEILBRON et al. 1998, 2000, 2004; ALMEIDA 2000). Rochas afetadas pelo metamorfismo Principal (M1) durante o Neoproterozoico.

Fonte: O autor, 2015.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River. In: *The Ocean Basin and Margins* (Nairn & Stille, Eds.). *Plenum*, New York. v.1, p. 411-446, 1973.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton de São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* v.7, p. 349-364. 1977.
- ALMEIDA, F.F.M. 1981. O Cráton de Paramirim e suas relações com o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, *CBPM-SBG*. Salvador. anais... v.1, p. 1-10, 1981.
- ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; TROUW, R.A.J. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA* In: SBG. Belo Horizonte. *Anais...* v. 40, 1998, p. 32.
- ALMEIDA, J.C.H. Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. 2000. 190f. Tese de Doutorado - IGCE-UNESP, Rio Claro. 2000.
- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CRUZ, S.; PERES, G. G.; CRUZ, S. C. P.; WHITTINGTON, A. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nucracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*. v. 149, p. 43-64. 2006.
- ALKMIM, F. F.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; CRUZ, S. C. P. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí – Congo Ocidental. *Revista Geonomos*. v. 15(1), p. 25-43, 2007.
- ARCULUS, R. J.; POWELL, R. 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. *Journal of Geophysical Research* v.91, p. 5913-5926. 1986.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. *NBR 6024: informação e documentação: numeração progressiva das seções de um documento: apresentação*. Rio de Janeiro, 2012. 4 p.
- BARBOSA, A.L.; GROSSI-SAD, J.H. Reinterpretação das Séries Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e no Rio de Janeiro. IN: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA. MG.*, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais...* Belo Horizonte SBG, 1983a, p. 1-15.
- BARBOSA, A.L.; GROSSI-SAD, J.H. Petrografia dos Charnockitos e Rochas Afins do Complexo Juiz de Fora. RJ/MG. IN: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA. Mg.*, 2, Belo Horizonte, *Anais...* Belo Horizonte SBG, 1983b, p. 63-74.
- BARBOSA, A.L.; GROSSI-SAD, J.H. Geoquímica e Petrologia dos Charnockitos e Rochas Afins do Complexo Juiz de Fora. RJ/MG. IN: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA. Mg.*, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais...* Belo Horizonte SBG, 1983c, p. 75-84.
- BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* v.48, p.43–55. 1985.

BATISTA, J.J. Caracterização dos processos geológico-evolutivos pré-cambrianos na região de São Fidelis, norte do Estado do Rio de Janeiro. 1984. 123f. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1 mapa, inédita. 1984.

BATISTA, J.J. Processos geológico-evolutivos da porção setentrional do Cinturão Ribeira e na área estável adjacente. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, Anais..., SBG, v.2, 1986, p. 722-727.

BENTO DOS SANTOS, T.; MUNHÁ, J.; TASSINARI, C.G. & DIAS NETO, C. Geotermobarometria em rochas metamórficas na Região de São Fidelis, RJ, SE Brasil. Atlas do VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, v.1, p.95-100. 2005.

BOYNTON, W.R. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: Henderson, P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*, pp.63-114. Elsevier, Amsterdam.

BRITO NEVES, B.B.; SÁ, J.M.; NILSON, A.A.; BOTELHO, N.F. A Tafrogênese Estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, v. 3, n. 2, p. 1-21, 1995.

CAMPANHA, G.A.C. O lineamento Além Paraíba na área de Três Rio (RJ), Ver. *Brás, Geoc.*, v.11, p.159-171. 1981.

CENKI, B.; KRIESGSMAN, L.M.; BRAUN, I. Melt-producing and melt-consuming reactions in the Achankovil cordierite gneisses, South India. *Journal of Metamorphic Geology*, v.20, p. 543-561. 2002.

CHAPPELL, B.W.; WHITE A.J.R. Two contrasting granite types. *Pac geol.* v.8, p:173-174. 1974.

CORFU, F.; HANCHAR, J.M.; HOSKIN, P.W.O.; KINNY, P. Atlas of zircon textures. In: Hanchar JM, Hoskin PWO, editors. *Zircon*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. V. 53. p. 469-500. 2003.

COSTA, L.M.; BAPTISTA, J.I.; SOUZA, B.. Texto explicativo da Folha Geológica São João do Paraíso. Niterói, DRM/RJ. 1978a.

COSTA, L.M.; BAPTISTA, J.I.; SOUZA, B. Texto explicativo da Folha Geológica Italva. Niterói, DRM/RJ. 1978b.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M.. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* v.29, p.183–210. 1980.

DEPAOLO, D.J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* V.53, p. 189 – 202. 1981.

DEPAOLO, D. J. Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction. Minerals and Rocks Series no. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo: Springer. 187 p, 1988.

DICKIN, A. P. Radiogenic isotope geology. 2nd edn. Cambridge University Press, Cambridge. 472p. 2005

DUARTE, B.P.; TUPINAMBÁ, M.; NOGUEIRA, J. R.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; PORTO JUNIOR, R.; MENEZES, P. T. L. 2012a. *Unidades Litoestratigráficas. In: Nota explicativa da Folha Itaperuna (SF.24-V-C-I)*. Programa Geologia do Brasil. Programa Geologia do Brasil. Belo Horizonte: CPRM. 2012.

DUARTE, B. P.; TUPINAMBÁ, M.; NOGUEIRA, J. R.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; MARQUES, R. A.; FIGUEIREDO, E.; RIBEIRO, I. S.; MOUTA, F. M.; SILVA, J. C.; MONTEIRO, A. C.; SILVA, R. R. T.; CHRISPIM, S J.; MOTOKI, A.; PORTO JUNIOR, R.; RAGATKY, D. C.; GERALDES, M. C.; GUIMARAES, P. V.; LIMA, F.; PALERMO, N. 2012b. *Mapa Geológico e de Recursos Minerais da Folha Itaperuna 1:100.000 (SF 24-V-C-I)*. Programa Geologia do Brasil. Belo Horizonte: CPRM. 2012.

DUARTE, C.C. *Litogeoquímica do Complexo Serra da Bolívia na Região de Monte Verde, Cambuci, Noroeste do Estado do Rio de Janeiro*. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 56p. 2014.

EBERT, H. Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. Relatório Anual do Diretor. DNPM, DGM, Rio de Janeiro. p. 62-81.1955.

EBERT, H. A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Relatório Anual do Diretor. DNPM, DGM, Rio de Janeiro. P. 97-107, 1957.

EBERT, H.D.; HASUI, Y. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: HOLDSWORTH, R.E.; STRACHAN, R.A.; DEWEY, J.F. (Eds.), Continental transpressional and transtensional tectonics. The Geological Society of London Special Publication, n. 135, p.231-252, 1998.

EBERT, H. D.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. O caráter transpressivo do Cinturão de Cisalhamento Rio Paraíba do Sul, in Boletim III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Rio Claro, SBG, p. 139-141, 1991.

ECKERT, J. O., Jr, NEWTON, R. C.; KLEPPA, O. J. ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in CMAS system by solution calorimetry of stoichiometric mineral mixes: *Am. Mineralogist*, v. 76, no. 1-2, p. 148-160. 1991.

ELLIS, D. J. Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.74, p.201-210. 1980.

ELLIS, D. J.; GREEN, D. H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.* v.71, 13-22. 1979.

FAURE, G. *Principles of isotope geology*. New York: John Wiley & Sons, 1986. 590p.

FAURE, G. *Origin of igneous rocks: the isotopic evidence*. 2 ed. Wiley, New York. Springer. 496p. 2001

FERRY, J.M.; SPEAR, F. S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.66, p. 113 – 117. 1978.

FIGUEIREDO, M.C.H.; CAMPOS NETO, M.C. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, Southeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* v. 65 (Supl. 1), p. 63-81. 1993.

FONSECA, M.J.G. Mapa geológico do estado do Rio de Janeiro Escala 1:400.000, Texto Explicativo. *DNPM/MME*. Rio de Janeiro. 141p. 1998.

GERALDES, M. C. *Introdução à Geocronologia*. 1. ed. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 1100. 146 p. 2010.

GOOGLE. Google maps. Disponível em <<http://googlemaps.com>> Acesso em: 23/01/2011

GROSSI SAD, J. H.; BARBOSA, L. A origem dos charnockitos e rochas afins da região do Médio Paraíba do Sul, estado do Rio de Janeiro. *Contribuições a geologia e petrologia*. Boletim Especial da SBG, Niicleo Minas Gerais, p.15-28. 1985.

HAMELIN, B.; DUPRÉ, B.; ALLÈGRE, C. J. Pb-Sr-Nd isotopic data of indian ocean ridges: new evidence of large-scale mapping of mantle heterogeneities. *Earth and Planetary Science Letters* v. 76, p.286-296. 1986.

HAMILTON, P. J.; JOHNSON, R. W.; MACKENZIE, D. E.; O'NIONS, R. K. Pleistocene volcanic rocks from the Fly-Highlands province of western Papua New Guinea: A note on new Sr and Nd isotopic data and their petrogenetic implications. *Journal Volcanology and Geothermal Research*. v.18, p.449-460, 1983.

HANCHAR, J. M.; MILLER, C. F. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chem Geol.* v.110, p.1-13, 1993.

HARKER, A. *The natural history of igneous rocks*. Londres: Methuen. 384p. 1909.

HASSUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.

HEILBRON, M. O metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas – MG. Simp. Geol. Minas Gerais,3, Belo Horizonte, MG, Anais... SBG, Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, Bol v.5, p. 219-234. 1985.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. A Megassinforma do Rio Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: *Simp. Geol. Sudeste*, 2, São Paulo, 1991. Atas... São Paulo, SBG: SP, 1991, p. 519-527.

HEILBRON, M. *Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas-MG - Barra do Piraí-RJ, setor central da Faixa Ribeira*. 1993. 268f. Tese de Doutorado - IG/USP, São Paulo, 1993.

HEILBRON, M. *O Segmento Central da Faixa Ribeira: Síntese Geológica e Ensaio de Evolução Geotectônica*. 1995. 115f. Tese de Livre Docência, UERJ. Rio de Janeiro, 1995.

HEILBRON M.; VALERIANO C.M.; VALLADARES C.S.; Machado N. A orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 25(4) p. 245-266, 1995.

HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.C.H.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S. & DUARTE, B. P. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasiliano collage of the Central Segment of Ribeira Belt, SE Brazil. 14th International Conference on basement tectonics. Ouro Preto, MG, Brazil. Abstracts. p. 15-17. 1998.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. & DUARTE, B.P. Evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian Orogen in SE Brazil: a View from the Neoproterozoic Ribeira Belt. In: Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, St. Johns, Newfoundland, Canada, May, 2001. Abstracts, vol. 26, p. 61. 2001.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*. v.125 p. 87-112. 2003.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.U.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.J.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: W.U. Mohriak, M. Talwani (Eds). Atlantic rifts and continental margins. Washington, D.C., AGU, Geophysical Monograph 115, p. 1-32.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, AC.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A J.; JANASI, V. A Província Mantiqueira. In: Virgínio Mantesso-Neto, Andrea Bartorelli; Celso Dal Ré Carneiro; Benjamin Bley de Brito Neves. (Org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, 203-234p. 2004.

- HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; VALERIANO, C. M.; ARMSTRONG, R.; SIVA, L. G. E.; MELO, R. S.; SIMONETTI, A.; MACHADO, N. The serra da bolívia complex: the record of a new neoproterozoic arc-related unit at ribeira belt. *Precambrian Research*, v. 50, p. 1-35, 2013.
- HODGES, K. V.; SPEAR, F. S. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, v.67, p.1118–1134. 1982.
- HOLLAND, Y.T.; BLUND, J. Non-Ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Miner. Petrol.*, v.116, p.433-447. 1994.
- HOWELL D. G. Tectonic of suspect terranes: Mountain building and continental growth. London, Chapman and Hall, 232 p. 1989
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, v8., p.523-548. 1971.
- JEFFRIES, T. E.; JACKSON, S. E.; LOUNGERICH, H. P. Application of a frequency quintupled Nd:YAG source ($\lambda = 213\text{nm}$) for laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric analyses of minerals. *Journal of analytical Atomic Spectrometry* v.13, p. 935-940. 1998.
- JUNHO, M. C. B. Granitóides brasileiros na região central do estado do Rio de Janeiro. In: congresso brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Boi. Resumos Expandidos. São Paulo, SBG. p. 398-400. 1992.
- LAMEGO, A.R. Mármore do Muriaé. Rio de Janeiro, SGMB, bol. 97, p. 1-47. 1940.
- LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, B.; ZANETTIN, M.J.; LE BAS, B.; BONIN, P.; BATEMAN, G.; BELLINI, A.; DUDEK, S.; EFREMOVA, J.; KELLER, J.; LAMEYRE, P.A.; SABINE, R.; SCHIMID, H.; SORENSEN; WOOLEY. *Igneous Rocks: a classification and Glossary of terms*. Cambridge University Press. Cambridge, UK. 2002.
- MACHADO, R.; DEMANGE, M. Classificação estrutural e tectônica dos granitoides Neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. *Boletim do IG-USP, Serie Cient.*, v. 25, 1994, p.81-96.
- MACHADO, N.; VALLADARES, C. S.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*. v. 79, p. 347-361, 1996.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.G.B.; PIRES J.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. In: Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória, 1.Geologia, Rio de Janeiro, MME , 27-304. 1983.

MANIAR, P.D.; PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoides. Geological Society of American Bulletin, 101: 635-643. 1989

MARQUES, R. A. Evolução metamórfica do Terreno Oriental da Faixa Ribeira entre Italva e Bom Jesus do Itabapoana, noroeste do RJ. Dissertação de mestrado. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 191p. 2009.

MATOS, G.M.M.; FERRARI, P.G.; CAVALCANTE, J.C. Projeto Faixa Calcária Cordeiro-Cantagalo – RJ. Mineração e Metalurgia, v.39, p.26-29. 1980.

MENDES, J. C.; FOSENCA, M, J, G.; MOURA, J. C. Petrografia e Geoquímica de rochas metamáficas e metaultramáficas na região de Cambuci, Rio de Janeiro. Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ. v. 34(1). p. 22-32, 2011.

MENEZES, S.O. *Contribuição à geologia de Cantagalo, Rio de Janeiro*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 45 p. 1973.

MENEZES, S.O. As rochas carbonáticas de Cantagalo - RJ. Mineração e Metalurgia, v.39. p.26-29. 1975.

NALINI, H.A.; BILAL, E.; PAQUETTE, J.L.; PIN, C.; MACHADO, R. Geochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoides neoproterozoïques des suites Galileia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Compte Rendu Academie Science Paris*, v.331, p. 459-466. 2000.

PACIULLO, F. V. P. *A seqüência deposicional Andrelândia*, Unpublished Thesis, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 245p. 1997.

PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO A., ANDREIS, R. R.; TROUW, R.A.J. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília belt. *Rev. Bras. Geoc.*, v.30, p.200-202. 2000.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TIDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4), 1984, p.956-983.

PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. v.58, p.63–81. 1976.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; VIDAL, P.; MONTEIRO, R. L. B. P.; LEONARDOS Jr, O. H. Towards a new tectonic model for the late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) – West Congolian (SW Africa) Belt. *Journal of South America Earth Science*. v. 6(1), p.33-47. 1992.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M. Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen? In: Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto. UFOP, Extended Abstracts, p. 35-37. 1998.

PEDROSA-SOARES, A. C.; WIDEMANN-LEONARDOS, C. M. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds.), Tectonic Evolution of South America. International Geological Congress, Rio de Janeiro. p. 265-285. 2000.

PEDROSA-SOARES, A. C.; CASTAÑEDA, C.; QUEIROGA, G.; GRADIM, C.; BELÉM, J.; RONCATO, J.; NOVO, T.; DIAS, P.; GRADIM, D.; MEDEIROS, S.; JACOBHSON, T.; BABINSKI, M.; VIEIRA, V. Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo. *Geonomos*, v.14 (2) p. 97-111, 2006.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; ALKMIM, F.F.; SILVA, L.C.; BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Revista Geonomos*, v. 15, n. 1, p.1-16, 2007.

PUPIN, J. P. Zircon and granite petrology. *Contribution to Mineralogy and Petrology* v.73, p. 207-220. 1980.

PIRES, F.R.M.; VALENÇA, J.G., RIBEIRO, A. Multistage generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil. *Rio de Janeiro, An. Acad. Brás.Ciênc.*, v. 54 (3), p. 563-574, 1982.

PORADA, H. Pan-African rifting and orogenesis in Southern to equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Research*. v. 44(2), p. 103-106, 1989.

REIS, A.P.; MANSUR, K.L. Sinopse Geológica do estado do Rio de Janeiro. Mapa Geológico 1:400.000. Niterói. DRM/RJ, 60p. 1995.

ROGERS, J. J. W. A history of the continents in the past three billion years, *Journal of Geology*, v.4, p.1405-1412, 1996.

RONCATO, J.; PEDROSA-SOARES, A.C.; BABINSKI, M.; JACOBSON, T.; QUEIROGA, G.; CASTAÑEDA, C.; GRECO, S.; FANNING, M. Heterogeneidade deformacional da Suíte Carlos Chagas (Orógeno Araçuaí) e a idade U-Pb SHRIMP do Giallo Veneziano. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Diamantina. SBG-MG, Resumos. 2007.

ROSIER, G.F. A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). Rio de Janeiro, DGM/DNPM, bol. 166, 40 p. 1957.

ROSIER, G. F. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. Boi. Div. Geol Min., DNPM, Rio de Janeiro, 222p. 1965.

SATO, K.; KAWASHITA, K. Espectrometria de massas em geologia isotópica. *Geol. USP, Sér. Cient. São Paulo*. v.2 n.1. 2002.

SCHMMIT, R.S.; TROUW, R.A.J.; & VAN SCHMUS, W.R. The characterization of a Cambrian (~ 520 Ma) tectonometamorphic event in the Costeiro Domain of the

Ribeira belt, using U/Pb in syntectonic veins. In: South-American Symposium on Isotope Geology, 2, Córdoba, Argentina, Actas... Anales XXXIV, SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino), p. 363-366. 1999

SCHMMIT, R.S. *A Orogênia Búzios: um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira-Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, IG/UFRJ, 273p. 2001.

SCHOBENHAUS, C. & BRITO NEVES, B.B. A Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM/SGB, p. 5-25, 2003.

SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; SANTOS, J.O.S.; ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G.M.M.; VIDOTTI, R.M.; RAMOS, M.A.B.; JESUS, J.D.A. de (eds.). *Carta geológica do Brasil ao milionésimo sistema de informações geográficas*. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM, 2004.

SHAND, S. J. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons. 1943.

SILVA, W.G.; BATISTA, J.J.; THOMPSON, R. *Texto explicativo da Folha Geológica Cambuci, Niterói, DRM/RJ*. 1978.

SILVA, L. C.; CUNHA, H. C. S. *Geologia do Estado do Rio de Janeiro: Texto explicativo do Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro*. Brasília, CPRM, CD-ROM. 2001.

SILVA, L.C.; ARMSTRONG, R.; NOCE, C.M.; CARNEIRO, M.; PIMENTEL, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; LEITE, C.; VIEIRA, V. S.; SILVA, M.; PAES, V.; CARDOSO-FILHO, J. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orogênio Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, v.32, p.513-528. 2002.

SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L.; FLETCHER, I. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research*, v.136, p.203-240. 2005.

SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-PB geochronology subdivision for the Brasiliano/Pan-Africano systems of orogens. *Precambrian Res.* v. 136, p. 203-240, 2005.

SILVA, L. C. *Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros*. Brasília: CPRM, 132p. 2006

SIMONETTI, A.; HEAMAN, L. M.; HARTLAUB, R. P.; CREASER, R. A., MACHATTIE, T. G.; BOHM C. U-Pb zircon dating by laser ablation-MC-ICP-MS using a new multiple ion counting Faraday collector array. *J. Anal. At. Spectrom* v.20, p. 677-686. 2005.

SÖLLNER, H.S.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. Die Krustenentwicklung in der Küstenregion nördlich von Rio de Janeiro, Brasilien. *Müncher Geologische Hefte*, v.4, p.1-100. 1991.

SPEAR, F. S. Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. In Spear, F. & Peacock, S.M. *Metamorphic pressure-temperature-time paths. Short Course in Geology. Vol. 7. 28th International Geology Congress. Washington, DC.* p. 1-55. 1989

STAUDIGEL, H.; ZINDLER, A.; HART, S. R.; LESLIE, T.; CHEN, C-Y.; CLAUGE, D. The isotope systematics of a juvenile intraplate volcano: Pb, Nd and Sr isotopic ratios of basalts from Iohi seamount, Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*. v.69, p.13-29. 1984.

STERN, R. A. The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determination and performance evaluation. In: *Radiogenic age and isotopic studies; Report 10; Geological Survey of Canada, Current Research 1997-F.* p.1-31. 1997.

STRECKEISEN, A. Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geologische Rundschau* v. 63, p.773–786. 1974.

TANKARD, A. J. et alli. Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic, in TANKARD, A. J.; SUAREZ, R.; WELSINK, H. J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir*, v. 62, p. 5-52, 1985.

THOMPSON, A. B. Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*. v.276, p.425–454. 1976.

TROUW, R.A.J. Evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco, baseada em análise metamórfica. In: *Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos*. p.327-328. 1992

TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R.. The central segment of the Ribeira Belt. In; U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 287-310. 2000

TROUW, R.A.J. *Microtectonics*. Springer Science & Business Media, Science - 382 p. 2005.

TROUW, R. A. J.; PANKHRUST, R. J.. Idades radiométricas ao sul doCráton do São Francisco: região da Folha Barbacena, Minas Gerais. In: *SIMP. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. Anais...Salvador*, p.260-262, 1993.

TUPINAMBÁ, M. *Litoestratigrafia, estruturas e metamorfismo do pré cambriano entre Itaperuna e Italva*. 1993a. 146f. Dissertação de mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1993.

TUPINAMBÁ, M. Rochas intrusivas e metassedimentos granulíticos do Complexo Paraíba do Sul na parte setentrional da Faixa Ribeira. In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1993, 3, *Atas*, 1993b, p. 47-49.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M.; BASEI, M. The Pan-African/Brasiliano arc-related magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and litho-geochemical data. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, Ouro Preto, *Abstracts*, 1998, p. 12-14.

TUPINAMBÁ, M. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1999. 221p.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA W.; HEILBRON, M.. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. v.30, p.7-11. 2000a.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M.. The Rio Negro Magmatic Arc: a plutonic rock series generated at the Ribeira Belt (SE Brazil) during the pre-collisional phase of Western Gondwana assembly. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1. 2000b.

TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.P.; EIRADO, L.G.; NOGUEIRA, J.R.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, C.G.. Geologia da Folhas Leopoldina e Pirapetininga. In: A.C. Pedrosa Soares. C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coord.). Projeto Sul de Minas, Belo Horizonte, COMIG/SEME, v.2,p.320-404. 2003a

TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.P.; EIRADO, L.G.; NOGUEIRA, J.R.; HEILBRON, M.; GUIA, C. Geologia da região entre Leopoldina e Além Paraíba, MG. In: SBG-MG, Simp. Geol. M.G., 12, Anais, p. 105. 2003b.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.S.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO, L.G.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.; LUDKA, I. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. In: *Rev. Geonomos* v.15 (1), p. 67-79. 2007.

TUPINAMBÁ M., HEILBRON M., VALERIANO C., PORTO JÚNIOR R., DE DIOS F.B., MACHADO N., SILVA L.G.E., ALMEIDA J.C.H. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, 21(2-3):422-438. 2012.

VALLADARES, C.S. *Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul, no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e geocronologia U-Pb*. 1996. 146f. Tese de Doutorado. São Paulo, IGc-USP, 147 p, 1996.

VALERIANO, C. M.; TUPINAMBÁ, M.; SIMONETTI, A; HEILBRON., M; ALMEIDA, J. C. H.; EIRADO, L. G. U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasileiro magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32. 2011. p. 416-428. 2012.

VAN SCHUMUS, W. R.; BICKFORD, M. E.; CONDIE, K. Early Proterozoic evolution, in REDDE, J. C.; BICKFORD, M. E.; HOUSTON, R. S.; LINK, P. K.; RANKIN, D. W.; SIMS, P. K.; VAN SCHUMUS, W. R. Precambrian: conterminous U.S. Boulder, Geological Society of America, The Geology of North America, C-2, p. 270-281, 1993.

VAUCHEZ, A.; EGYDIO-SILVA, M.; BABINSKI, M.; TOMMASI, A.; UHLEIN, A.; LIU, D. Deformation of a pervasively molten middle crust: insights from the Neoproterozoic Ribeira-Araçuaí orogen (SE Brazil). *Terra Nova*, v.19, p.278-286. 2007.

WEDEPOHL, K.H. Chemical composition and fractionation of the continental crust. *Geol Rundsch* v. 80, p. 207-223. 1991.

WIEDEMANN, C.M. Estado atual do conhecimento sobre a evolução do Cinturão Móvel Brasileiro no Estado do Espírito Santo. In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, *Boletim de Resumos*. 1989, p. 95-96

WIEDEMANN, C.M. The evolution of the Paleozoic, late- to post-collisional magmatic arc of the coastal mobile belt, in the state of Espírito Santo, eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65 (Supl. 1), p. 163-181, 1993.

WHITE, W. M., DUPRÉ B., VIDAL P. Isotope and trace elements geochemistry of sediments from the Barbados Ridge-Demerara Plain region, Atlantic Ocean. *Geochimica Cosmochimica Acta*. v.49, p.1875-1886. 1985.

WILLIAMS, I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M. A., Shanks III., W. C., Ridley W. I. (eds). Applications of microanalytical techniques to understand mineralizing process. *Reviews in Economic Geology*, Society of Economic Geology v.7, p.1-35. 1998.

WILSON, M. Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London, UK. 466p. 1989.

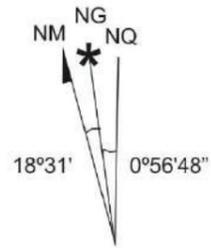
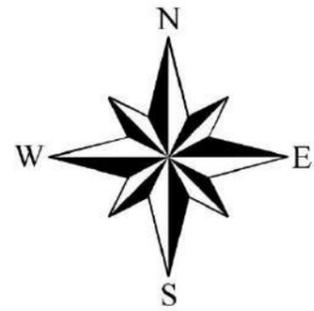
WINTER, J. D. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Ed. Pearson – 2a edição. 704p. 2010.

WOOD, B. J.; BANNO, S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.42, p.109-124. 1973.

ZINDLER, A.; HART, S. Chemical geodynamics. *Annual Reviews Earth Planetary Science*, v. 14, p. 493 – 571.1986.

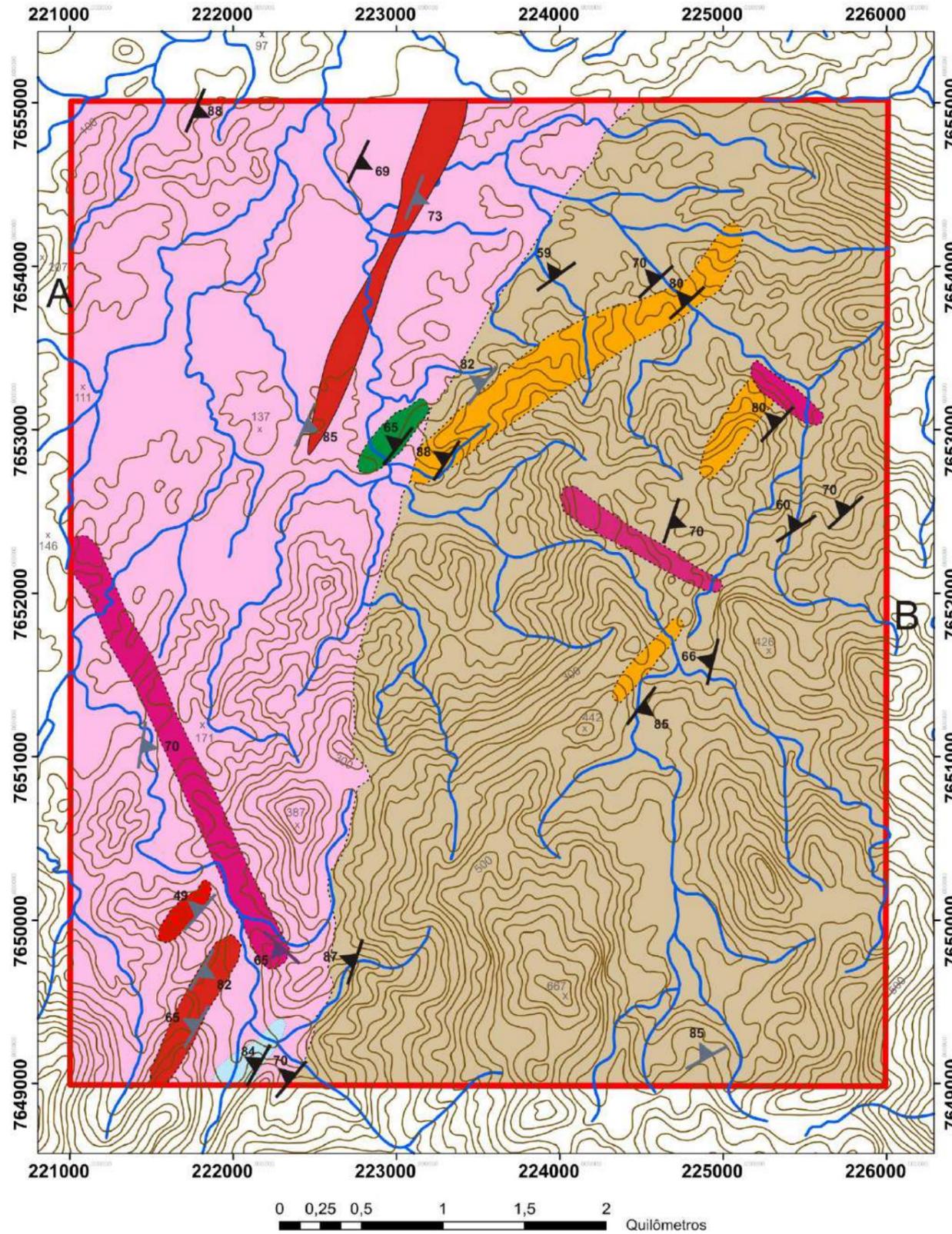
APÊNDICE A – Mapas geológicos, mapas pontos e perfis

Mapa Geológico de semidetalhe (1:20.000) Bom Jesus do Itabapoana



Articulação da Folha Bom Jesus do Itabapoana e limite da área de estudo

Varre-Sai	Guaçuí	Muqui
Itaperuna	Bom Jesus do Itabapoana	Mimoso do Sul
S. João do Paraíso	Italva	Morro do Côco



LEGENDA

- Leucogranito Isotrópico
- Leucogranito Gnaissificado (SSJP)
- Granito Cinza Folido
- Metabasito
- Mármore
- Granada Biotita Gnaiss milonítico
- Biotita Gnaiss milonítico

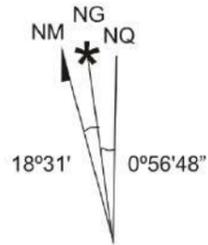
Convenções Geológicas

- Limite da área de estudo
- Foliação protomilonítica
- Foliação metamórfica
- Foliação magmática
- Vias urbanas
- Drenagem
- Curvas de nível

DATUM: WGS-84
UTM - 24 K

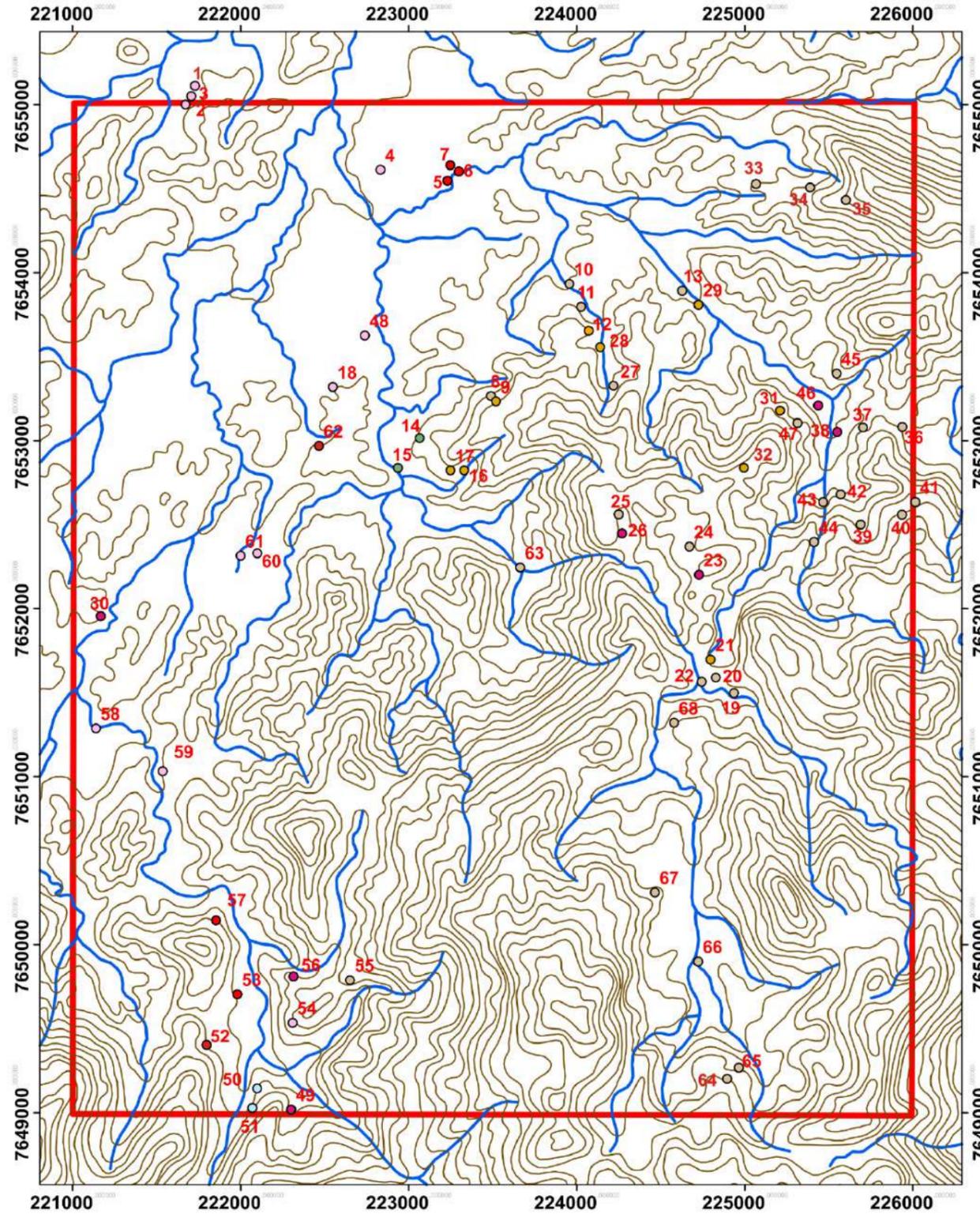
Escala: 1:20000

Mapa de pontos (1:20.000) - Bom Jesus do Itabapoana



Articulação da Folha Bom Jesus do Itabapoana e limite da área de estudo

Varre-Sai	Guaçuí	Muqui
Itaperuna	Bom Jesus do Itabapoana	Mimoso do Sul
S. João do Paraíso	Italva	Morro do Côco



LEGENDA

- Leucogranito Isotrópico
- Leucogranito Gnaissificado (SSJP)
- Granito Cinza Folido
- Metabasito
- Mármore
- Granada Biotita Gnaisse milonítico
- Biotita Gnaisse milonítico

Convenções

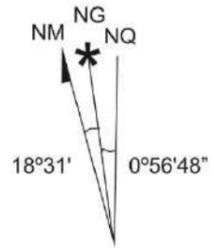
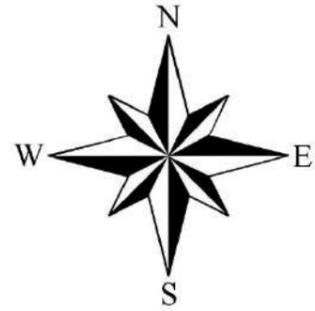
- Limite da área de estudo
- Vias urbanas
- Drenagem
- Curvas de nível

DATUM: WGS-84
UTM - 24 K

Escala: 1:20000

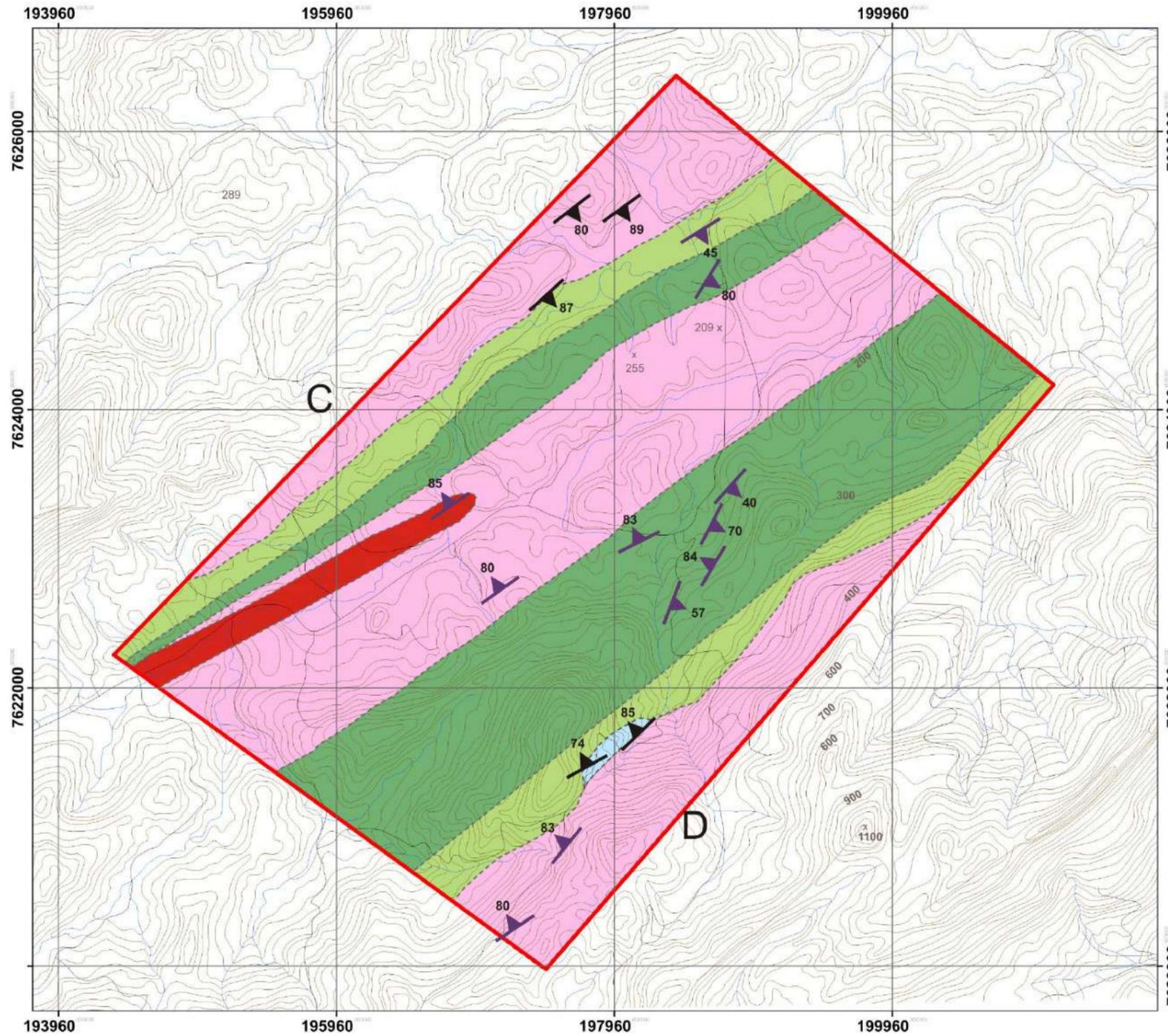


Mapa Geológico de semidetalhe (1:20.000) Monte Verde



Articulação da Folha São João do Paraíso e limite da área de estudo

Varre-Sai	Guaçuí	Muqui
Itaperuna	Bom Jesus do Itabapoana	Mimoso do Sul
S. João do Paraíso	Italva	Morro do Côco



LEGENDA

- Leucogranito Gnaissificado (SSJP)
- Mármore
- Granada Biotita Gnaiss milonítico
- Charnockitoide da Suíte Córrego Fortaleza (CSB)
- Charnockitoide da Suíte Monte Verde (CSB)

Convenções Geológicas

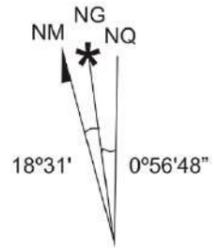
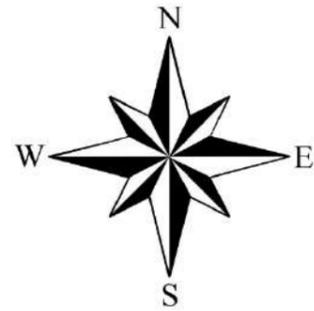
- Limite da área de estudo
- Foliação protomilonítica
- Foliação metamórfica
- Vias urbanas
- Drenagem
- Curvas de nível



DATUM: WGS-84
UTM - 24 K

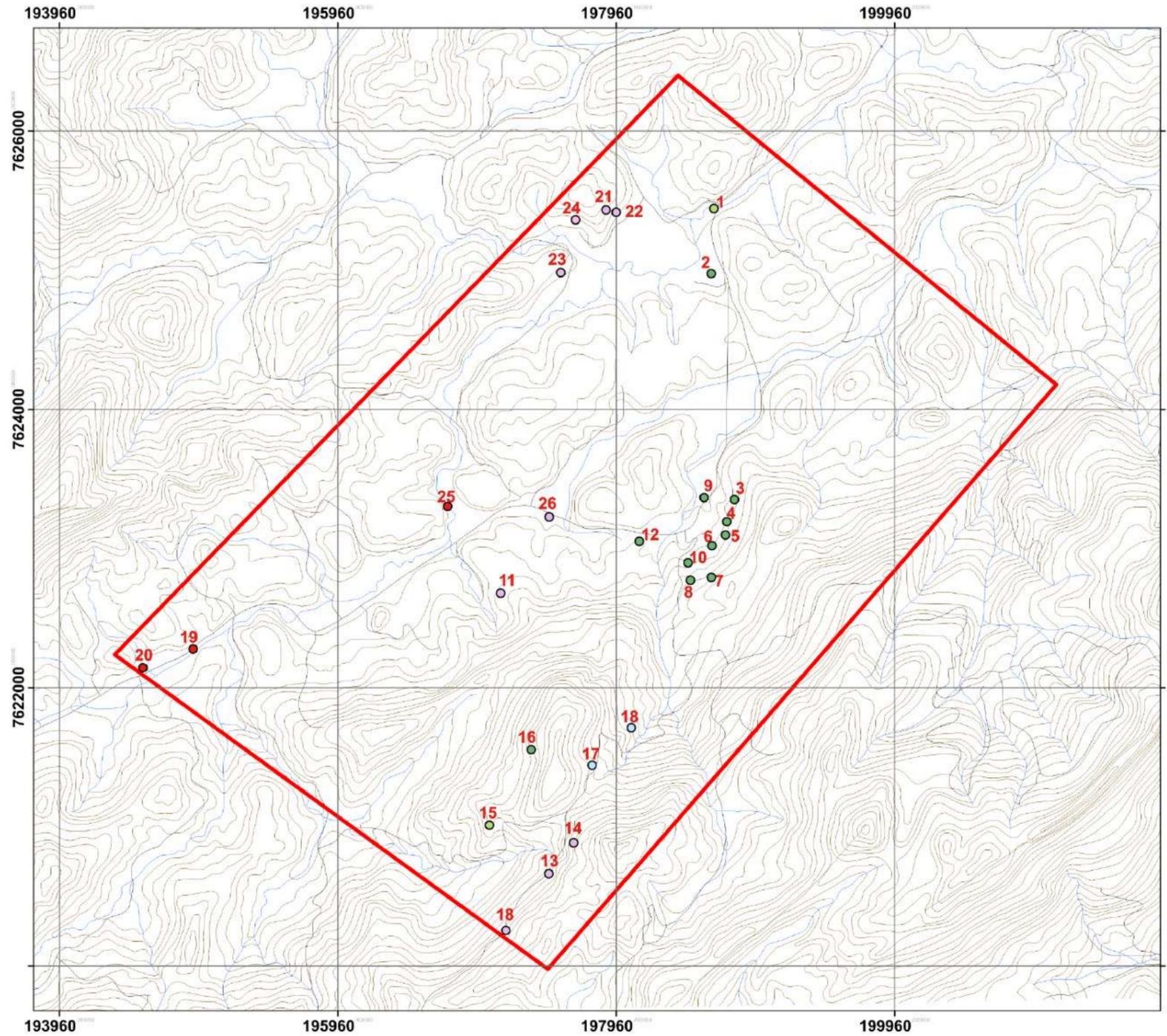
Escala: 1:20000

Mapa Geológico de pontos (1:20.000) - Monte Verde



Articulação da Folha São João do Paraíso e limite da área de estudo

Varre-Sai	Guaçuí	Muqui
Itaperuna	Bom Jesus do Itabapoana	Mimoso do Sul
S. João do Paraíso	Italva	Morro do Côco



LEGENDA

- Leucogranito Gnaissificado (SSJP)
- Mármore
- Granada Biotita Gnaiss milonítico
- Charnockitoide da Suíte Córrego Fortaleza (CSB)
- Charnockitoide da Suíte Monte Verde (CSB)

Convenções

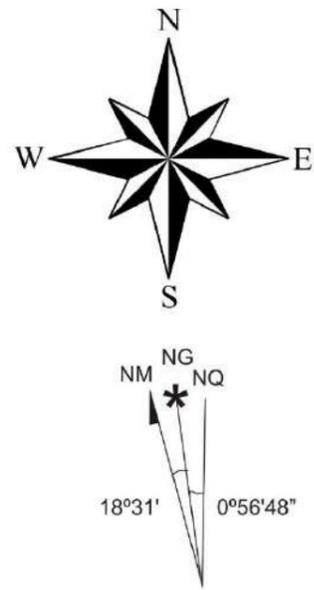
- Limite da área de estudo
- Vias urbanas
- Drenagem
- Curvas de nível



DATUM: WGS-84
UTM - 24 K

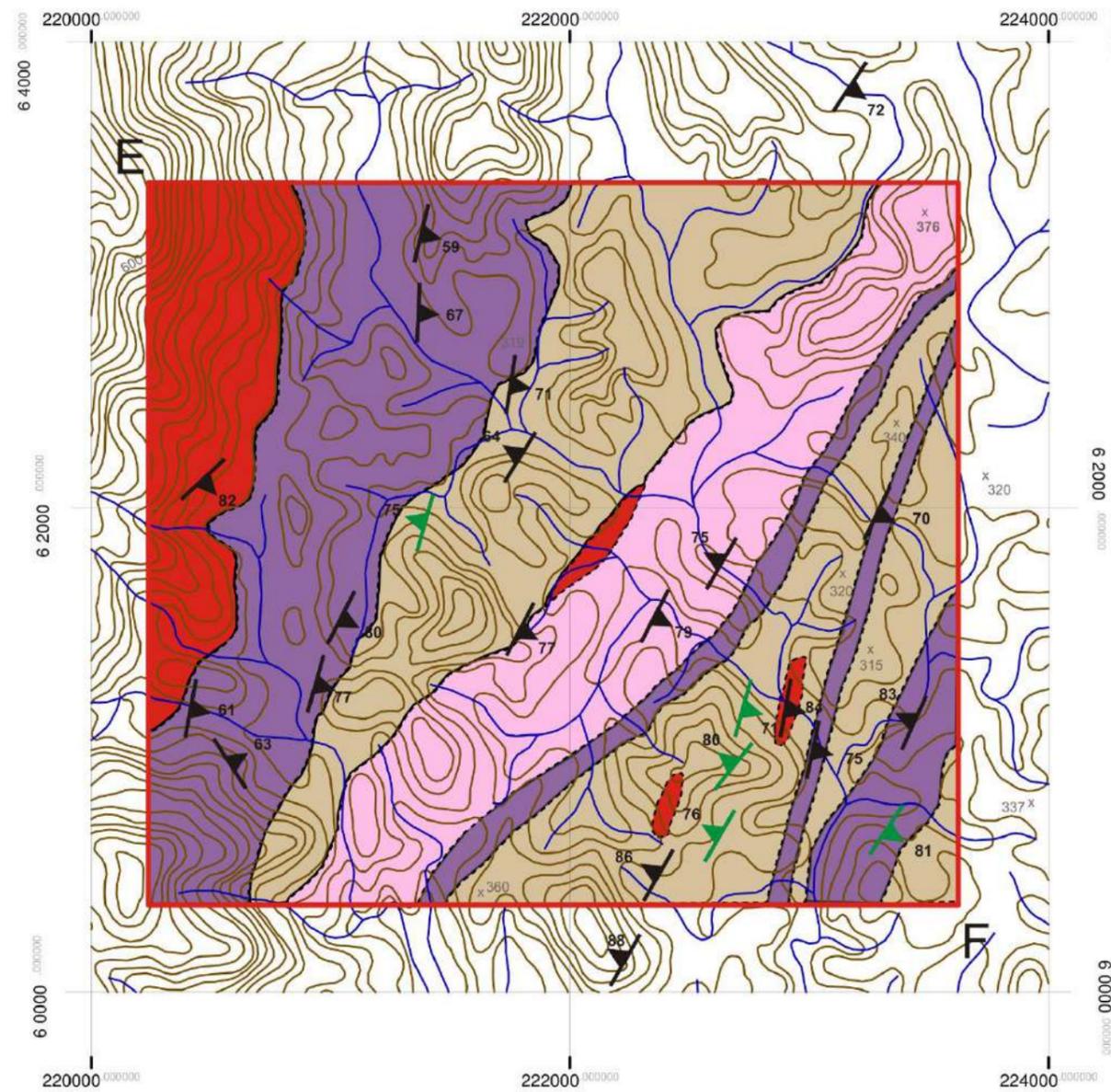
Escala: 1:20000

Mapa Geológico de semidetalhe (1:25.000) São José de Calçado



Articulação da Folha Bom Jesus do Itabapoana e limite da área de estudo

Varre-Sai	Guaçuí	Muqui
Itaperuna	Bom Jesus do Itabapoana	Mimoso do Sul
S. João do Paraíso	Italva	Morro do Côco



LEGENDA

- Leucogranito Gnaissificado (SSJP)
- Granada Biotita Gnaiss milonítico
- Biotita Gnaiss milonítico
- Granulitos e Ortognaisses (CSB)

Convenções Geológicas

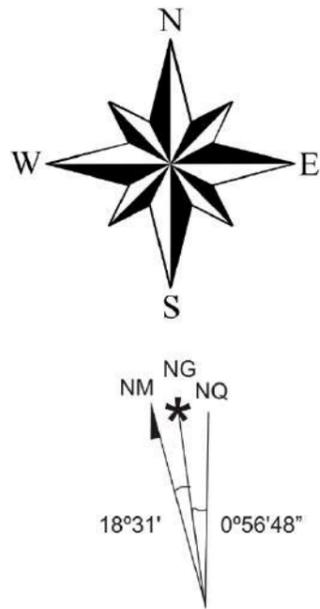
- Limite da área de estudo
- Foliação protomilonítica
- Foliação metamórfica
- Vias urbanas
- Drenagem
- Curvas de nível



DATUM: WGS-84
UTM - 24 K

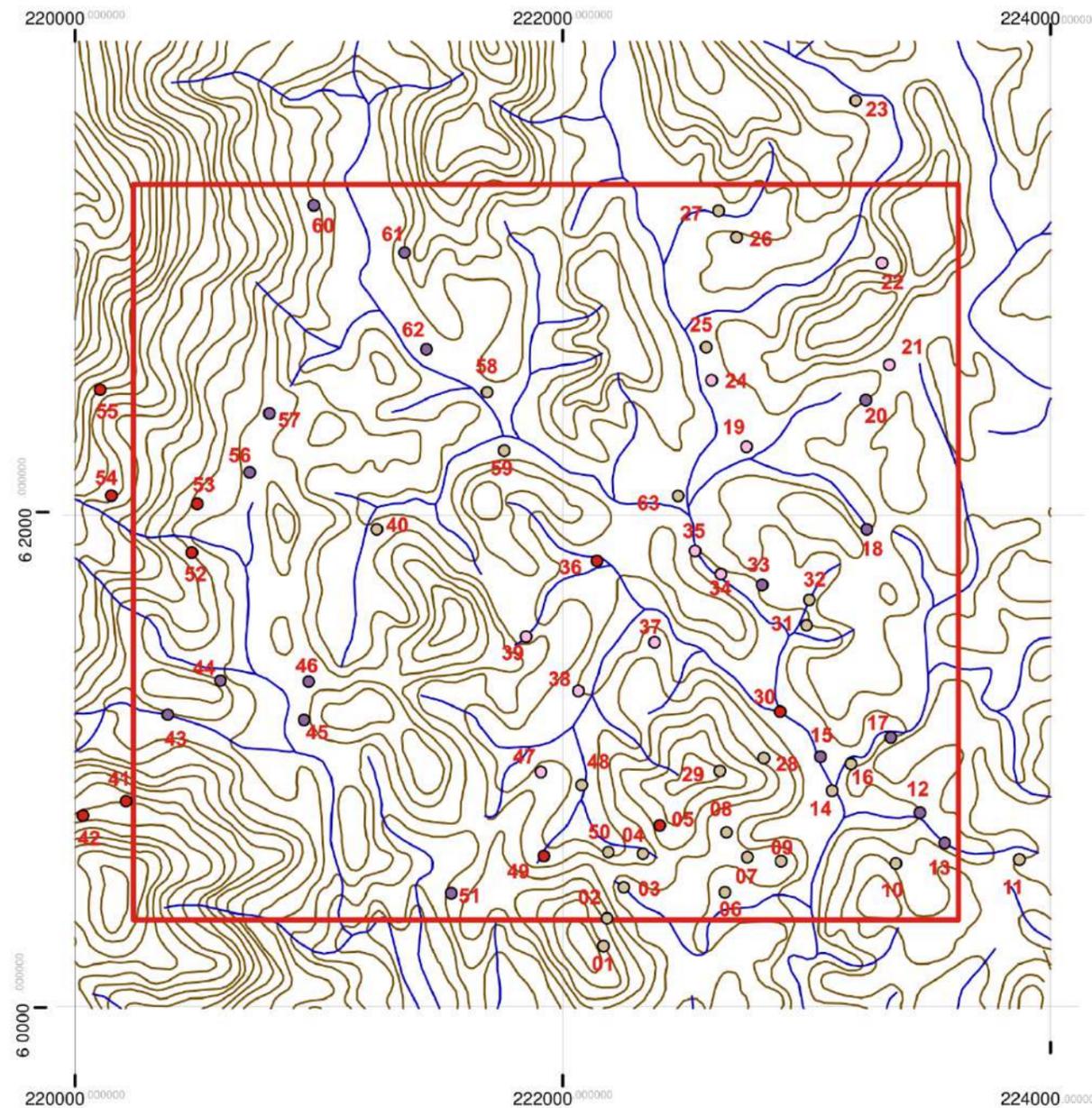
Escala: 1: 25000

Mapa de pontos (1:25.000) - São José de Calçado



Articulação da Folha Bom Jesus do Itabapoana e limite da área de estudo

Varre-Sai	Guaçuí	Muqui
Itaperuna	Bom Jesus do Itabapoana	Mimoso do Sul
S. João do Paraíso	Itaiva	Morro do Côco

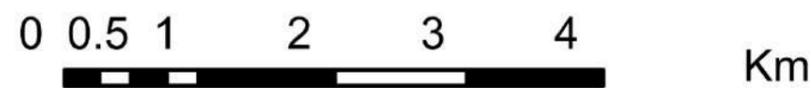


LEGENDA

- Leucogranito Gnaissificado (SSJP)
- Granada Biotita Gnaisse milonítico
- Biotita Gnaisse milonítico
- Granulitos e Ortognaisses (CSB)

Convenções

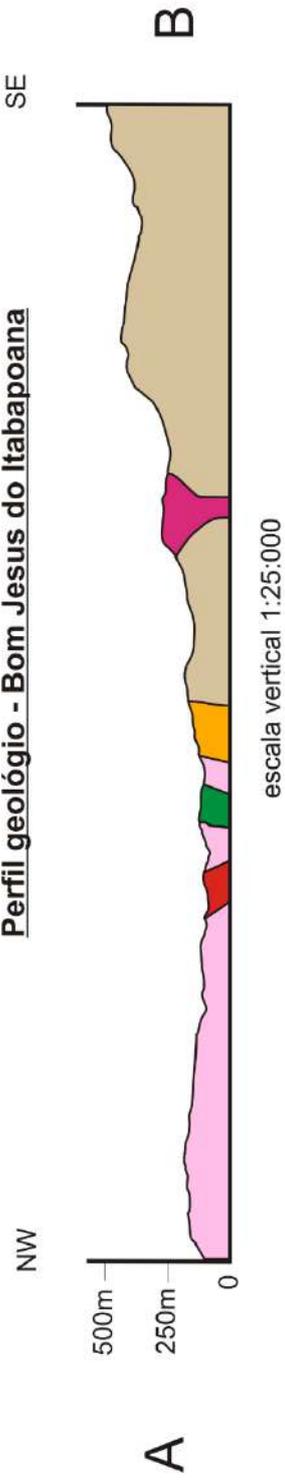
- Limite da área de estudo
- Vias urbanas
- Drenagem
- Curvas de nível



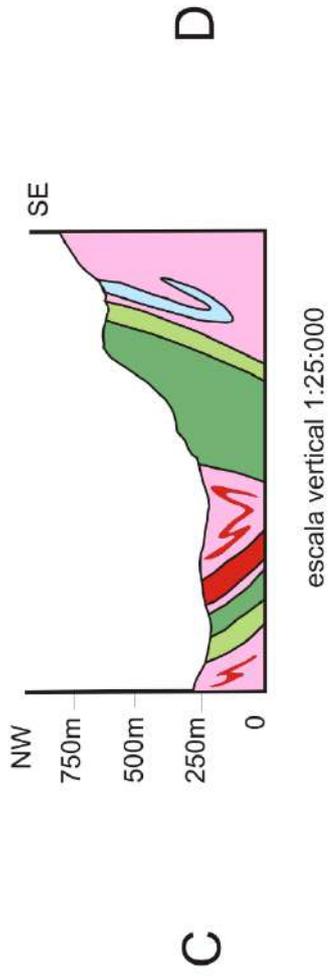
DATUM: WGS-84
UTM - 24 K

Escala: 1: 25000

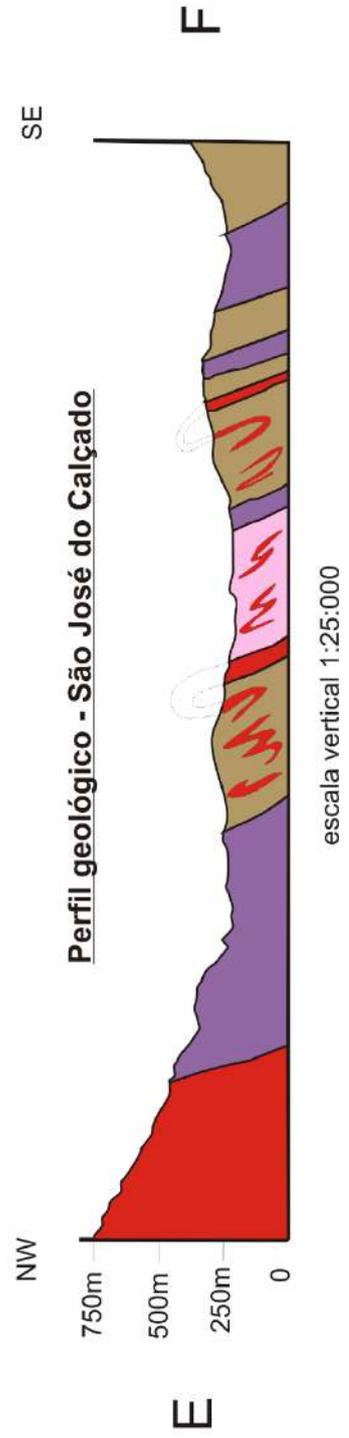
Perfil geológico - Bom Jesus do Itabapoana



Perfil geológico - Monte Verde



Perfil geológico - São José do Calçado



APÊNDICE B - Tabelas com dados de geoquímica dos granitoides

Complexo Serra da Bolívia

Grupo 1 (leucogranitos gnaissificados) – Elementos Maiores

amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
IV-RM-05D	72,57	13,02	2,6	0,027	0,86	1,07	2,14	6,22	0,222	0,05	0,91	99,67
IV-RM-4B	68,08	14,69	3,41	0,032	0,74	1,76	2,46	6,73	0,538	0,16	1,05	99,65
BJ-RM-18A	65,77	14,14	3,33	0,053	1,53	3,18	3,03	5,13	0,594	0,2	0,79	97,74
BJ-RM-18D	62,33	15,44	4,81	0,063	2,2	4,09	3,56	4	0,9	0,31	0,79	98,49
BJ-RM-21C	70,72	14,83	1,63	0,022	0,39	0,94	2,76	6	0,253	0,07	0,95	98,57
JL-VIII-27A	70,5	15,08	3,78	0,056	1,44	2,89	3,08	2,79	0,592	0,06	0,55	100,8

Grupo 1 (leucogranitos gnaissificados) – Elementos traços

amostra	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr
IV-RM-05D	3	< 1	32	< 20	20	< 20	< 10	40	17	< 1	< 5	127	330	3	183
IV-RM-4B	3	< 1	44	< 20	10	< 20	110	110	17	2	< 5	122	315	9	347
BJ-RM-18A	7	2	67	30	16	< 20	100	110	17	2	< 5	131	749	12	182
BJ-RM-18D	9	3	98	40	19	20	120	120	20	2	< 5	131	866	17	204
BJ-RM-21C	2	1	27	< 20	15	< 20	110	80	18	2	< 5	164	295	6	257
JL-VIII-27A	8	2	48	30	8	< 20	110	120	17	2	< 5	139	342	5	174

amostra	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
IV-RM-05D	3	< 2	< 0,5	< 0,2	3	< 0,5	2	1594	19,3	29,3	3,07	10,1	1,4	1,05	1
IV-RM-4B	5	< 2	3,3	< 0,2	3	< 0,5	< 0,5	1271	47,1	86,1	8,83	35	5,6	2,13	4,2
BJ-RM-18A	8	< 2	1,4	< 0,2	4	< 0,5	1,5	1411	34,2	77,7	8,37	32,2	5,5	1,39	4
BJ-RM-18D	11	< 2	1,9	< 0,2	5	< 0,5	1,5	1228	45,5	100	10,7	42,8	7,5	1,5	5,9
BJ-RM-21C	2	< 2	2,3	< 0,2	2	< 0,5	0,8	1129	205	350	30,2	95,5	10,4	1,81	7
JL-VIII-27A	9	< 2	1,6	< 0,2	8	< 0,5	5,9	1234	21,1	73,3	4,42	16,1	2,7	1,63	2,3

amostra	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
IV-RM-05D	0,1	0,6	0,1	0,3	< 0,05	0,3	0,06	4,8	0,2	162	0,5	16	< 0,4	2,9	0,4
IV-RM-4B	0,4	2,2	0,4	1	0,13	0,8	0,12	6,8	0,3	69	0,5	42	< 0,4	0,3	0,1
BJ-RM-18A	0,5	2,4	0,4	1,3	0,18	1,3	0,22	3,5	1,1	102	0,5	61	< 0,4	9,5	2,4
BJ-RM-18D	0,7	3,4	0,6	1,7	0,23	1,5	0,23	4,9	1	81	0,6	53	< 0,4	20	0,9
BJ-RM-21C	0,5	1,7	0,3	0,6	0,08	0,5	0,07	6,3	0,1	169	0,7	50	< 0,4	79,5	1,1
JL-VIII-27A	0,3	1,3	0,2	0,6	0,09	0,6	0,11	4,3	1,1	39	0,8	37	< 0,4	13,2	1,5

Grupo 1 (granulitos heterogêneos) – Elementos maiores

amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
IV-RM-05B	58,31	17,47	7,18	0,088	4,55	4,24	3,89	2,82	0,937	0,28	1,13	100,9
IV-RM-4A	62,89	14,76	5,5	0,072	2,95	2,84	2,68	4,69	0,651	0,19	1,56	98,77
BJ-RM-10B	66,32	15,28	3,32	0,034	1,6	2,08	3,44	4,98	0,514	0,04	0,74	98,36
BJ-RM-10G	69,89	14,88	1,57	0,013	0,58	2,23	3,36	4,56	0,279	0,03	0,62	98,02
BJ-XIV-24A	64	15,84	5	0,074	2,38	3,97	3,7	4,24	0,991	0,32	0,38	100,9
BJ-14-24C	61,74	16,08	5	0,07	2,47	4,2	3,91	4,19	0,991	0,31	0,54	99,5
GU-XIV-31A	61,93	15,82	5,16	0,077	2,46	4,07	3,75	4,01	0,967	0,29	0,66	99,19
JI-VIII-33B	57,87	17,83	7,07	0,103	2,11	5,15	4,08	2,23	1,339	0,42	0,71	98,91

Grupo 1 (granulitos heterogêneos) – Elementos traços

amostra	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr
IV-RM-05B	13	3	116	70	28	20	< 10	90	28	1	< 5	96	352	16	196
IV-RM-4A	9	2	87	40	19	< 20	100	150	20	2	< 5	127	384	10	171
BJ-RM-10B	5	1	53	< 20	14	< 20	100	110	19	1	< 5	108	442	3	136
BJ-RM-10G	3	1	22	< 20	11	< 20	100	80	17	2	< 5	75	480	2	105
BJ-XIV-24A	10	3	108	50	15	20	100	130	19	2	< 5	132	810	14	266
BJ-14-24C	10	3	107	50	30	20	110	140	21	2	< 5	121	872	14	260
GU-XIV-31A	10	3	113	< 20	12	< 20	110	130	20	2	< 5	102	1008	18	167
JI-VIII-33B	12	2	116	< 20	19	< 20	120	150	23	2	< 5	92	486	23	567

amostra	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
IV-RM-05B	17	< 2	< 0,5	< 0,2	6	< 0,5	3,2	528	19	39,4	4,88	19,5	4,2	1,11	3,9
IV-RM-4A	11	< 2	1,8	< 0,2	4	< 0,5	< 0,5	1183	55	102	9,79	35,6	5,5	1,5	4,4
BJ-RM-10B	5	< 2	1,5	< 0,2	5	< 0,5	2	1184	34,9	67	6,36	23,3	3,3	1,12	2,3
BJ-RM-10G	5	< 2	1,1	< 0,2	4	< 0,5	0,8	1188	75,7	150	14,2	50,9	6,4	1,26	4,2
BJ-XIV-24A	11	< 2	2,5	< 0,2	6	< 0,5	2,6	1228	30	101	8,07	32,3	6,1	1,35	4,7
GU-XIV-31A	10	< 2	2,1	< 0,2	9	< 0,5	2,3	1383	43,2	121	11,4	47,9	11,1	1,51	9,9
JI-VIII-33B	10	< 2	5,1	< 0,2	5	< 0,5	1,6	749	55	104	12,1	51,1	9,1	2,06	7,1

amostra	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
IV-RM-05B	17	< 2	< 0,5	< 0,2	6	< 0,5	3,2	528	19	39,4	4,88	19,5	4,2	1,11	3,9
IV-RM-4A	11	< 2	1,8	< 0,2	4	< 0,5	< 0,5	1183	55	102	9,79	35,6	5,5	1,5	4,4
BJ-RM-10B	5	< 2	1,5	< 0,2	5	< 0,5	2	1184	34,9	67	6,36	23,3	3,3	1,12	2,3
BJ-RM-10G	5	< 2	1,1	< 0,2	4	< 0,5	0,8	1188	75,7	150	14,2	50,9	6,4	1,26	4,2
BJ-XIV-24A	11	< 2	2,5	< 0,2	6	< 0,5	2,6	1228	30	101	8,07	32,3	6,1	1,35	4,7
BJ-14-24C	9	< 2	2,5	< 0,2	6	< 0,5	1,4	1238	51	112	11,7	44	7,5	1,56	5,1
GU-XIV-31A	10	< 2	2,1	< 0,2	9	< 0,5	2,3	1383	43,2	121	11,4	47,9	11,1	1,51	9,9
JI-VIII-33B	10	< 2	5,1	< 0,2	5	< 0,5	1,6	749	55	104	12,1	51,1	9,1	2,06	7,1

Grupo 2 (ortognaisse enderbítico foliado) – Elementos maiores

amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
BJ-RM-12B	61,9	15,69	5,03	0,075	2,46	4,54	3,52	4	0,948	0,34	0,33	98,84

Grupo 2 (ortognaisse enderbítico foliado) – Elementos traços

amostra	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr
BJ-RM-12B	10	3	105	60	18	30	110	130	20	2	< 5	119	915	11	225

amostra	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
BJ-RM-12B	11	< 2	2,3	< 0,2	5	< 0,5	1,8	1296	41,7	88,7	9,08	35,1	6,1	1,5	4,4

amostra	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
BJ-RM-12B	0,5	2,6	0,5	1,2	0,17	1,1	0,18	5,2	1	51	0,6	51	< 0,4	2,7	1

Grupo 3 (charnockitos da Suíte Monte Verde e Suíte Córrego Fortaleza) – Elementos maiores

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
JP-RM-08B	60,83	16,78	7,06	0,134	1,92	5,72	3,44	1,91	0,894	0,27	0,53	99,49
JP-CD-02B	65,42	15,27	4,42	0,069	2,05	3,71	3,72	3,17	0,574	0,19	2,05	100,6
JP-CD-02E	68,61	13,78	3,83	0,081	1,25	1,91	3,02	4,41	0,486	0,02	1,49	98,89
JP-CD-03B	53,49	16,73	9,14	0,16	7,97	7,35	3,02	0,98	0,861	0,19	0,96	100,9
JP-CD-07B	59,89	17,42	7,54	0,127	2,08	6,11	3,79	1,73	1,022	0,28	0,34	100,3
JP-CD-08B	54,46	19,35	8,88	0,149	2,67	7,83	4,05	0,83	1,281	0,37	0,23	100,1
JP-CD-09B	57,45	18,78	8,07	0,138	2,31	6,82	3,82	1,52	1,155	0,32	0,33	100,7
JP-CD-09E	56,23	18,93	8,4	0,14	2,45	7,1	3,82	1,46	1,181	0,35	0,35	100,4
JP-CD-09K	55,27	18,68	8,94	0,157	2,59	7,58	3,86	1,13	1,291	0,38	0,1	99,96
JP-CD-10B	69,2	14,84	4,38	0,057	1,38	4,57	3,78	1,04	0,453	0,14	0,27	100,1
JP-CD-12C	59,08	18,73	6,36	0,103	1,68	6,59	4	1,06	0,985	0,25	0,21	99,05
JP-CD-12E	60,3	18,39	6,17	0,112	1,56	6,39	3,95	1,32	0,8	0,22	0,18	99,39
JP-CD-16B	56,5	18,11	8,16	0,145	2,2	6,8	3,58	1,45	1,095	0,33	0,15	98,51
JP-CD-18B	66,98	14,29	4,9	0,088	1,85	2,61	2,62	3,76	0,61	0,14	0,77	98,63
JP-CD-20B	58,3	19,01	7,08	0,122	1,87	6,55	3,83	1,66	1,038	0,29	0,44	100,2

Grupo 3 (charnockitos da Suíte Monte Verde e Suíte Córrego Fortaleza) – Elementos traços

amostra	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr
JP-RM-08B	26	1	104	< 20	23	< 20	< 10	100	24	2	< 5	66	408	24	391
JP-CD-02B	13	0	67	70	10	20	0	0	0	0	0	139	433	28	162
JP-CD-02E	5	0	63	60	9	< 20	0	0	0	0	0	154	398	5	250
JP-CD-03B	17	0	136	110	41	60	0	0	0	0	0	17	655	9	67
JP-CD-07B	19	0	124	30	14	< 20	0	0	0	0	0	68	457	18	407
JP-CD-08B	25	0	145	40	15	< 20	0	0	0	0	0	13	606	24	450
JP-CD-09B	16	0	128	30	14	< 20	0	0	0	0	0	34	577	13	393
JP-CD-09E	20	0	136	40	14	< 20	0	0	0	0	0	31	592	20	423
JP-CD-09K	20	0	144	50	16	< 20	0	0	0	0	0	20	611	17	415
JP-CD-10B	7	0	55	50	12	30	0	0	0	0	0	16	427	9	179
JP-CD-12C	14	0	102	50	12	< 20	0	0	0	0	0	23	594	13	418
JP-CD-12E	14	0	85	30	10	< 20	0	0	0	0	0	22	582	15	403
JP-CD-16B	19	0	127	30	15	< 20	0	0	0	0	0	30	530	26	422
JP-CD-18B	12	0	77	90	12	30	0	0	0	0	0	112	292	23	226
JP-CD-20B	18	0	100	40	12	< 20	0	0	0	0	0	39	596	20	446

Grupo 3 (charnockitos da Suíte Monte Verde e Suíte Córrego Fortaleza) – Elementos traços (cont.)

amostra	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
JP-RM-08B	13	< 2	0,8	< 0,2	2	< 0,5	0,8	2290	43,7	101	11,2	43,8	8,5	2,83	6,8
JP-CD-02B	10	0	0	0	0	0	0	808	28,9	59,6	7,44	29,2	6,3	1,45	5,6
JP-CD-02E	8	0	0	0	0	0	0	1216	36,7	65,2	6,77	22,6	3,1	1,28	1,8
JP-CD-03B	5	0	0	0	0	0	0	479	11,7	23,7	2,88	12,4	2,4	1,23	2,3
JP-CD-07B	9	0	0	0	0	0	0	1770	30,7	62,4	7,87	32,9	6,2	2,66	4,9
JP-CD-08B	12	0	0	0	0	0	0	1070	38,2	80,4	10,4	44	8,4	3,22	7
JP-CD-09B	10	0	0	0	0	0	0	894	31,8	61,3	7,09	28,4	5	2,5	3,5
JP-CD-09E	10	0	0	0	0	0	0	903	39,9	77,8	9,68	39,4	6,9	2,69	5,6
JP-CD-09K	11	0	0	0	0	0	0	939	36,4	72,3	8,73	36,2	6,2	2,9	5
JP-CD-10B	4	0	0	0	0	0	0	594	29,9	53,7	5,93	20,7	3,6	1,2	2,6
JP-CD-12C	11	0	0	0	0	0	0	1727	32	59,7	7,12	28,8	5,2	3,12	4,1
JP-CD-12E	10	0	0	0	0	0	0	3484	36,9	66,8	8,21	31,4	5,7	3,15	4,1
JP-CD-16B	14	0	0	0	0	0	0	666	66	135	16	58,8	10,7	2,9	8,3
JP-CD-18B	23	0	0	0	0	0	0	1044	29,4	81,1	7,03	25	4,9	1,4	3,7
JP-CD-20B	13	0	0	0	0	0	0	1239	36,5	73,4	9,11	36,6	6,8	2,98	5,2

amostra	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Ti	Pb	Bi	Th	U
JP-RM-08B	1	5,2	1	2,7	0,37	2,4	0,39	8,8	0,5	83	0,3	9	< 0,4	11,7	1,4
JP-CD-02B	1	5,1	1	2,7	0,4	2,4	0,35	4	0,5	< 1	0,6	19	< 0,4	4,3	0,5
JP-CD-02E	0,2	1	0,2	0,5	0,07	0,6	0,09	6,7	0,3	< 1	0,7	24	< 0,4	13	0,6
JP-CD-03B	0,3	1,9	0,4	1	0,15	0,9	0,16	1,4	0,3	< 1	< 0,1	< 0,5	< 0,4	1,7	0,2
JP-CD-07B	0,7	3,6	0,7	1,9	0,27	1,7	0,26	9,1	0,4	< 1	0,4	9	< 0,4	3	1
JP-CD-08B	1	5,3	1	2,5	0,36	2,2	0,33	9,8	0,4	< 1	< 0,1	8	< 0,4	2,6	0,7
JP-CD-09B	0,5	2,8	0,5	1,4	0,2	1,4	0,21	8,3	0,5	< 1	0,1	9	< 0,4	3,1	1,1
JP-CD-09E	0,8	4	0,8	2,1	0,28	1,8	0,27	8,8	0,4	< 1	< 0,1	9	< 0,4	3,4	0,8
JP-CD-09K	0,7	3,7	0,7	1,9	0,28	1,7	0,27	8,5	0,5	1	< 0,1	8	< 0,4	1,9	0,7
JP-CD-10B	0,4	2	0,4	1	0,15	0,9	0,14	4,1	0,7	< 1	< 0,1	< 5	< 0,4	1,2	0,1
JP-CD-12C	0,5	2,7	0,5	1,4	0,2	1,3	0,22	9,3	0,5	< 1	< 0,1	8	< 0,4	3	0,7
JP-CD-12E	0,6	2,9	0,6	1,6	0,24	1,6	0,25	8,8	0,4	< 1	< 0,1	12	< 0,4	2,7	0,7
JP-CD-16B	1,2	6,1	1,1	2,9	0,41	2,5	0,34	9,6	0,6	< 1	0,1	0,1	< 0,4	5,2	13
JP-CD-18B	0,7	4	0,8	2,6	0,41	2,7	0,41	5,7	1,8	< 1	0,4	21	< 0,4	9,3	1,2
JP-CD-20B	0,7	3,9	0,8	2,2	0,32	2	0,3	10,1	0,6	< 1	0,2	10	< 0,4	3,1	1

Suíte São João do Paraíso – Elementos maiores

amostra	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	Total
JP-RM-01B	61,7	15,54	5,97	0,087	1,78	4,26	3,25	4,65	1,288	0,62	0,93	100,1
JP-RM-07D	75,49	14,28	0,54	0,013	0,1	0,93	3,89	3,91	0,038	0,09	0,37	99,65
BJ-RM-13A	59,68	16,97	7,02	0,06	2,17	4,21	2,94	3,13	1,105	0,45	1,15	98,88
BJ-RM-13C	85,51	6,39	1,31	0,021	0,68	0,5	0,98	1,54	0,158	0,02	0,87	98
BJ-RM-15A	66,02	15,54	6,37	0,098	1,72	1,7	2,07	3,97	0,893	0,09	0,98	99,45
BJ-RM-16A	69,79	14,38	3,63	0,08	1,1	2,01	2,52	4,8	0,429	0,03	0,81	99,58
BJ-RM-17A	66,95	15,66	3	0,069	1,03	3,42	3,37	2,76	0,485	0,53	1,17	98,46
BJ-RM-19A	69,9	15,91	1,36	0,013	0,23	1,75	5,1	3,36	0,107	0,03	0,54	98,31
BJ-RM-22B	69,39	12,61	8,17	0,211	2,3	0,53	0,75	3,63	0,766	0,04	0,12	98,51

Suíte São João do Paraíso – Elementos traços

amostra	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr
JP-RM-01B	24	3	82	30	21	< 20	30	70	25	2	< 5	132	527	58	315
JP-RM-07D	2	1	< 5	< 20	13	< 20	< 10	< 30	22	2	< 5	173	75	9	28
BJ-RM-13A	7	3	108	< 20	20	< 20	120	170	27	2	< 5	197	336	26	556
BJ-RM-13C	3	2	20	< 20	22	< 20	< 10	< 30	9	2	< 5	71	61	8	160
BJ-RM-15A	15	2	119	60	22	< 20	130	140	20	2	< 5	128	238	30	321
BJ-RM-16A	11	2	58	40	22	< 20	140	110	19	3	< 5	152	281	22	207
BJ-RM-17A	8	3	52	30	18	< 20	110	120	21	2	< 5	134	315	21	125
BJ-RM-19A	1	1	10	< 20	12	< 20	110	80	18	1	< 5	59	947	6	40
BJ-RM-22B	22	< 1	94	80	30	< 20	140	120	14	4	< 5	83	113	44	329

amostra	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
JP-RM-01B	38	< 2	0,8	< 0.2	10	< 0.5	0,7	1446	74,3	170	23	94,2	20,6	2,5	17,5
JP-RM-07D	2	< 2	< 0.5	< 0.2	5	< 0.5	< 0.5	210	7,6	15,8	1,89	6,7	1,9	0,27	1,8
BJ-RM-13A	20	< 2	5,1	< 0.2	8	< 0.5	5,7	938	35,1	86,1	8,65	35,4	7,9	1,55	7,3
BJ-RM-13C	7	< 2	1,2	< 0.2	4	< 0.5	1,5	374	23,8	46,9	5,51	20	3,8	0,5	3
BJ-RM-15A	14	< 2	3	< 0.2	3	< 0.5	2,1	1016	65,4	136	14,1	53,8	10,1	1,79	8,4
BJ-RM-16A	14	11	2,2	< 0.2	4	< 0.5	5	1067	146	66,3	20,9	73,1	11	3,42	7,9
BJ-RM-17A	8	< 2	1,3	< 0.2	8	< 0.5	2,7	988	21,5	47,1	5,58	24,2	6,9	1,35	7,2
BJ-RM-19A	1	< 2	< 0.5	< 0.2	3	< 0.5	0,5	2071	28,1	57,2	5,84	22,4	4,2	0,83	3,1
BJ-RM-22B	9	3	3,2	< 0.2	2	< 0.5	< 0.5	662	31,9	63,8	5,68	21,6	5,1	0,99	6,3

Suíte São João do Paraíso – Elementos traços (cont.)

amostra	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
JP-RM-01B	2,6	12,9	2,4	5,9	0,72	4,2	0,59	7,8	1,4	87	0,5	21	< 0.4	7,6	0,8
JP-RM-07D	0,3	1,7	0,3	0,8	0,11	0,7	0,1	1	0,1	127	0,8	33	< 0.4	2,6	5,7
BJ-RM-13A	1,1	5,5	1	2,5	0,33	1,9	0,27	11,5	1,5	78	1	38	< 0.4	14,4	1,1
BJ-RM-13C	0,4	1,9	0,3	0,7	0,09	0,6	0,09	3,9	0,5	264	0,3	19	< 0.4	9,8	1,1
BJ-RM-15A	1,1	6,1	1,2	3,4	0,49	3,3	0,56	7,6	1,1	106	0,6	43	< 0.4	21,8	1,9
BJ-RM-16A	1	5,7	1,1	3	0,42	2,7	0,45	6,3	1,3	140	0,7	68	< 0.4	13	2,1
BJ-RM-17A	1	4,6	0,8	1,8	0,21	1,2	0,19	3,4	0,7	154	0,6	33	< 0.4	0,9	0,9
BJ-RM-19A	0,3	1,4	0,2	0,5	0,06	0,3	0,04	1	0,1	133	0,3	40	< 0.4	6,5	0,3
BJ-RM-22B	1,1	7,1	1,5	5	0,81	5,7	0,92	8,7	0,7	165	0,4	30	< 0.4	8,2	1

Granito Cinza Foliado – Elementos maiores

amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
BJ-RM-02B	63,5	15,49	4,69	0,076	1,02	2,83	2,85	5,33	0,719	0,27	1,85	98,62
BJ-RM-9B	61,99	15,55	5,3	0,074	1,09	3,2	2,77	5,64	0,832	0,31	1,23	97,99

Granito Cinza Foliado – Elementos traços

amostra	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr
BJ-RM-02B	8	3	50	< 20	27	< 20	20	90	26	2	< 5	195	377	32	716
BJ-RM-9B	11	2	60	< 20	12	< 20	110	150	22	2	< 5	158	499	30	873

amostra	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
BJ-RM-02B	24	< 2	1,8	< 0.2	4	< 0.5	2,5	2487	190	362	41,2	138	18,4	2,88	11,4
BJ-RM-9B	15	< 2	8,6	< 0.2	4	< 0.5	0,6	3251	260	526	50,8	179	23,7	3,6	16,2

amostra	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
BJ-RM-02B	1,4	6,7	1,2	3,2	0,42	2,8	0,44	15,1	1	191	0,9	27	< 0.4	42,9	3,4
BJ-RM-9B	1,6	7	1,2	3,1	0,41	2,3	0,34	17,2	0,5	77	0,8	37	< 0.4	48,5	1

Leucogranito Isotrópico – Elementos maiores

amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
BJ-RM-03B	73,34	13,67	1,19	0,024	0,14	0,83	3,54	5,32	0,157	0,04	0,63	98,86
IV-RM-06B	71,35	14,28	2,19	0,009	0,3	1,24	2,91	5,72	0,344	0,07	0,65	99,07
IV-RM-06D	70,62	14,41	3,13	0,035	0,51	1,27	3,18	4,74	0,494	0,06	0,82	99,28
BJ-RM-11A	71,05	14,11	2,21	0,032	0,3	1,06	2,56	7,37	0,318	0,09	0,49	99,59
BJ-RM-19C	71,98	14,39	1,42	0,019	0,21	1,26	3,67	5,45	0,186	0,04	0,75	99,37
JI-VIII-14	69,54	14,31	2,97	0,028	0,41	1,6	2,25	7,06	0,509	0,14	1,26	100,1
JI-VIII-28	69,01	15,5	3,87	0,049	0,92	3,21	3,63	3,35	0,509	0,11	0,55	100,7
BJ-RM-02B	63,5	15,49	4,69	0,076	1,02	2,83	2,85	5,33	0,719	0,27	1,85	98,62
BJ-RM-9B	61,99	15,55	5,3	0,074	1,09	3,2	2,77	5,64	0,832	0,31	1,23	97,99

Leucogranito Isotrópico – Elementos traços

amostra	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr
BJ-RM-03B	2	3	7	< 20	20	< 20	< 10	< 30	32	1	< 5	255	201	7	125
IV-RM-06B	2	4	16	< 20	19	< 20	< 10	< 30	29	1	< 5	265	373	11	280
IV-RM-06D	4	3	17	< 20	14	< 20	< 10	70	34	1	< 5	309	125	10	387
BJ-RM-11A	4	1	17	< 20	14	< 20	110	110	18	2	< 5	195	308	16	354
BJ-RM-19C	2	4	10	< 20	13	< 20	100	90	23	2	< 5	200	308	6	118
JI-VIII-14	5	1	37	< 20	15	< 20	110	100	18	2	< 5	172	429	17	597
JI-VIII-28	11	3	55	< 20	12	< 20	110	120	20	2	< 5	102	282	39	217
BJ-RM-02B	8	3	50	< 20	27	< 20	20	90	26	2	< 5	195	377	32	716
BJ-RM-9B	11	2	60	< 20	12	< 20	110	150	22	2	< 5	158	499	30	873

Leucogranito Isotrópico – Elementos traços

amostra	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
BJ-RM-03B	21	< 2	< 0.5	< 0.2	3	< 0.5	1,7	607	31,2	54,6	5,77	18,9	3,3	0,64	2,5
IV-RM-06B	19	< 2	0,6	< 0.2	9	< 0.5	1,3	965	65,4	102	12,9	42,1	6,7	1,17	4,1
IV-RM-06D	20	< 2	0,8	< 0.2	5	< 0.5	1,4	611	60,4	145	14	44,8	7,1	1,32	4
BJ-RM-11A	9	< 2	3,4	< 0.2	5	< 0.5	2,3	2015	97	288	19,4	69,2	11,9	1,71	9,5
BJ-RM-19C	9	< 2	1,2	< 0.2	6	< 0.5	1,2	823	38,2	69,9	6,26	21,3	3,6	0,81	2,6
JI-VIII-14	7	< 2	5,6	< 0.2	4	< 0.5	0,7	2071	186	419	43,7	163	22,1	2,71	13
JI-VIII-28	9	< 2	2,2	< 0.2	9	< 0.5	2,2	1443	43,1	122	11,4	47,7	10,8	1,47	9,9
BJ-RM-02B	24	< 2	1,8	< 0.2	4	< 0.5	2,5	2487	190	362	41,2	138	18,4	2,88	11,4
BJ-RM-9B	15	< 2	8,6	< 0.2	4	< 0.5	0,6	3251	260	526	50,8	179	23,7	3,6	16,2

Leucogranito Isotrópico – Elementos Traços

amostra	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
BJ-RM-03B	0,3	1,4	0,3	0,6	0,08	0,5	0,08	4,1	1,3	221	1,1	55	< 0.4	45,1	3,6
IV-RM-06B	0,5	2,3	0,4	0,9	0,12	0,7	0,11	7,4	1,7	166	1	26	< 0.4	58,9	4,7
IV-RM-06D	0,5	2,5	0,4	1,1	0,15	1	0,15	10,1	0,7	120	1,4	29	< 0.4	67,1	4,7
BJ-RM-11A	0,9	4	0,6	1,6	0,21	1,3	0,2	7,8	0,4	139	0,8	42	< 0.4	22,3	0,4
BJ-RM-19C	0,3	1,3	0,2	0,5	0,06	0,4	0,06	3,8	1,7	147	0,9	55	< 0.4	52,8	4,4
JI-VIII-14	1,1	4,7	0,7	1,9	0,23	1,4	0,21	13,8	0,6	162	0,7	36	< 0.4	25,3	0,9
JI-VIII-28	1,5	7,8	1,5	4,1	0,56	3,4	0,49	5,9	1,3	76	0,5	38	< 0.4	8,2	1,8
BJ-RM-02B	1,4	6,7	1,2	3,2	0,42	2,8	0,44	15,1	1	191	0,9	27	< 0.4	42,9	3,4
BJ-RM-9B	1,6	7	1,2	3,1	0,41	2,3	0,34	17,2	0,5	77	0,8	37	< 0.4	48,5	1

APÊNDICE C – Dados de Geocronologia dos granitoides

Amostra IV-RM-05A

Spot	Posição	RAZÕES											Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	IDADES					conc. 206/238 207/206		
		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma						T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206		1 sigma	
IV RM 5A	5,2	P;E;Rx	0,8100	0,0213	0,0979	0,0024	0,90	10,2135	0,2495	0,0602	0,0004	0,0423	0,0260	<0,001	38,9	29,0	368,0	0,079	0,602	0,014	0,602	0,012	0,603	0,013	100
IV RM 5A	6,1	Ov;E;Rx	0,8162	0,0218	0,0986	0,0024	0,90	10,1386	0,2491	0,0602	0,0004	0,0817	0,0504	<0,001	16,7	21,2	155,3	0,137	0,606	0,014	0,606	0,012	0,606	0,015	100
IV RM 5A	7,1	Eq;C;Hd	0,8210	0,0218	0,0994	0,0024	0,90	10,0572	0,2471	0,0604	0,0004	0,1092	0,0670	<0,001	18,0	26,0	156,7	0,166	0,611	0,014	0,609	0,012	0,611	0,014	100
IV RM 5A	11,2	P;E;Osc	0,8026	0,0217	0,0952	0,0023	0,90	10,5064	0,2585	0,0597	0,0005	0,0918	0,0565	0,50	15,5	18,3	148,4	0,123	0,586	0,014	0,598	0,012	0,586	0,019	100
IV RM 5A	14,2	P;E;Rx	0,8393	0,0074	0,0994	0,0006	0,68	10,0584	0,0599	0,0604	0,0004	0,0388	0,0089	0,18	12,3	10,6	119,8	0,088	0,611	0,003	0,619	0,004	0,613	0,014	100
IV RM 5A	15,2	P;E;Hd	0,8250	0,0064	0,0989	0,0004	0,57	10,1080	0,0447	0,0603	0,0003	0,0338	0,0069	<0,001	44,9	22,8	433,9	0,053	0,608	0,003	0,611	0,004	0,610	0,012	100
IV RM 5A	16,2	P;E;Osc	0,8083	0,0071	0,0972	0,0006	0,66	10,2884	0,0593	0,0601	0,0004	0,0524	0,0110	0,27	16,0	18,1	156,7	0,116	0,598	0,003	0,602	0,004	0,600	0,015	100
IV RM 5A	18,1	P;M;Hd	0,8200	0,0093	0,0997	0,0008	0,67	10,0274	0,0760	0,0604	0,0005	0,0903	0,0185	0,30	15,5	23,7	147,3	0,161	0,613	0,004	0,608	0,005	0,611	0,019	100
IV RM 5A	13,2	P;E;R	0,7998	0,0081	0,0945	0,0006	0,65	10,5870	0,0695	0,0596	0,0006	0,0335	0,0087	3,29	12,4	10,2	125,5	0,081	0,582	0,004	0,597	0,005	0,584	0,022	100
IV RM 5A	11,1	P;C;Hd	0,8667	0,0242	0,1017	0,0025	0,89	9,8305	0,2458	0,0608	0,0004	0,0676	0,0415	0,18	42,7	35,8	388,1	0,092	0,625	0,015	0,634	0,013	0,627	0,014	100
IV RM 5A	4,1	Eq;E;R	0,7625	0,0201	0,0930	0,0023	0,90	10,7527	0,2633	0,0597	0,0004	0,0514	0,0316	1,07	51,5	36,5	501,9	0,073	0,573	0,013	0,575	0,012	0,586	0,013	98
IV RM 5A	17,2	P;E;Rx	0,7567	0,0089	0,0930	0,0005	0,42	10,7470	0,0529	0,0593	0,0005	0,0309	0,0067	0,04	36,2	27,4	367,8	0,074	0,574	0,003	0,572	0,005	0,572	0,019	100
IV RM 5A	3,1	Eq;E;Osc	0,8973	0,0242	0,1070	0,0026	0,90	9,3487	0,2292	0,0617	0,0005	0,1035	0,0638	2,60	19,6	17,6	169,3	0,104	0,655	0,015	0,650	0,013	0,657	0,018	100
IV RM 5A	9,1	P;E;Rx	0,8674	0,0232	0,1070	0,0027	0,90	9,3502	0,2334	0,0616	0,0005	0,1164	0,0718	<0,001	18,1	16,6	154,0	0,108	0,655	0,016	0,634	0,013	0,655	0,018	100
IV RM 5A	12,1	P;C;Hb	7,4569	0,0736	0,3993	0,0032	0,80	2,5042	0,0199	0,1356	0,0008	0,2927	0,0585	1,17	21,6	25,4	46,1	0,5507	2,166	0,015	2,168	0,009	2,168	0,010	100
IV RM 5A	17,1	P;M;Nh	7,6936	0,0705	0,4008	0,0027	0,72	2,4953	0,0165	0,1429	0,0008	0,1935	0,0386	1,14	52,6	47,1	110,3	0,427	2,172	0,012	2,196	0,008	2,258	0,010	96
IV RM 5A	16,1	P;C;Nh	7,6224	0,0652	0,4047	0,0021	0,62	2,4707	0,0131	0,1379	0,0009	0,1190	0,0238	<0,001	32,3	8,7	63,0	0,138	2,191	0,010	2,188	0,008	2,197	0,011	100
IV RM 5A	8,1	Rd;C;Hb	7,0230	0,1892	0,3613	0,0090	0,90	2,7678	0,0688	0,1324	0,0008	0,2386	0,1463	1,43	46,2	43,6	108,0	0,403	1,988	0,042	2,114	0,024	2,126	0,011	94
IV RM 5A	14,1	P;E;Nh	6,3443	0,0599	0,3537	0,0023	0,69	2,8269	0,0184	0,1273	0,0008	0,1733	0,0346	<0,001	39,0	33,9	94,7	0,358	1,952	0,011	2,025	0,008	2,058	0,011	95
IV RM 5A	1,1	P;E;Osc	4,4683	0,1426	0,2625	0,0074	0,88	3,8095	0,1074	0,1239	0,0010	0,1665	0,1021	0,06	60,8	49,6	198,6	0,2497	1,503	0,038	1,725	0,026	2,011	0,013	75
IV RM 5A	2,1	Eq;E;Osc	6,0962	0,1780	0,3277	0,0087	0,90	3,0518	0,0811	0,1314	0,0009	0,1454	0,0892	<0,001	42,7	27,7	111,8	0,248	1,827	0,042	1,990	0,025	2,114	0,012	86
IV RM 5A	5,1	P;C;Nh	5,2896	0,1469	0,3102	0,0079	0,90	3,2234	0,0817	0,1270	0,0008	0,0852	0,0524	<0,001	42,5	15,7	121,9	0,129	1,742	0,039	1,867	0,023	2,054	0,010	85
IV RM 5A	10,1	P;E;Nh	2,2862	0,0630	0,1628	0,0041	0,90	6,1412	0,1539	0,1022	0,0006	0,1865	0,1143	0,80	65,8	98,2	336,8	0,291	0,973	0,023	1,208	0,019	1,670	0,012	58
IV RM 5A	12,2	P;E;Osc	1,9340	0,0235	0,1489	0,0014	0,76	6,7178	0,0619	0,0956	0,0007	0,1058	0,0214	<0,001	21,7	29,7	133,1	0,223	0,895	0,008	1,093	0,008	1,547	0,013	58
IV RM 5A	13,1	P;C;Hd	1,6877	0,0344	0,1379	0,0016	0,58	7,2540	0,0851	0,0818	0,0009	0,1085	0,0217	1,20	53,9	67,8	354,8	0,191	0,833	0,009	1,004	0,013	1,245	0,021	67
IV RM 5A	15,1	P;C;Hb	3,6289	0,0327	0,2254	0,0013	0,63	4,4363	0,0254	0,1183	0,0007	0,1558	0,0311	0,32	48,8	73,2	157,8	0,464	1,310	0,007	1,556	0,007	1,931	0,010	68

Amostra IV-RM-05C

Spot	Posição	RAZÕES											Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Idades					conc. 206/238 207/206		
		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma						T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206		1 sigma	
IV - RM - 5C	1,2	P;E;Osc	0,8134	0,0103	0,0976	0,0012	0,90	10,2421	0,1287	0,0600	0,0004	0,0742	0,0125	0,50	33,2	39,0	258,3	0,151	0,601	0,007	0,604	0,006	0,598	0,013	100
IV - RM - 5C	2,1	P;E;Osc	0,8251	0,0086	0,0980	0,0010	0,90	10,2006	0,1033	0,0601	0,0003	0,0824	0,0136	0,28	38,0	55,7	343,7	0,162	0,603	0,006	0,611	0,005	0,600	0,011	100
IV - RM - 5C	4,2	Fr; E;Osc	0,8230	0,0111	0,0992	0,0012	0,90	10,0852	0,1259	0,0604	0,0004	0,0663	0,0113	0,15	36,0	39,8	312,0	0,128	0,609	0,007	0,610	0,006	0,612	0,014	100
IV - RM - 5C	5,1	Ov;C;Hog	0,8249	0,0094	0,0990	0,0010	0,88	10,1057	0,1015	0,0603	0,0004	0,1041	0,0175	<0,001	15,2	24,1	134,1	0,180	0,608	0,006	0,611	0,005	0,609	0,013	100
IV - RM - 5C	6,1	Fr;M;Osc	0,8149	0,0083	0,0981	0,0010	0,90	10,1908	0,1016	0,0602	0,0003	0,0357	0,0062	0,92	26,9	18,8	248,4	0,076	0,603	0,006	0,605	0,005	0,603	0,011	100
IV - RM - 5C	9,1	P;E;Osc	0,8100	0,0092	0,0984	0,0010	0,90	10,1664	0,1036	0,0601	0,0004	0,0733	0,0125	1,09	31,1	43,8	286,0	0,153	0,605	0,006	0,602	0,005	0,603	0,014	100
IV - RM - 5C	13,2	P;E;Osc	0,8221	0,0083	0,0983	0,0006	0,59	10,1696	0,0603	0,0602	0,0005	0,0727	0,0103	0,65	25,2	34,4	224,4	0,153	0,605	0,003	0,609	0,005	0,606	0,019	100
IV - RM - 5C	15,2	Ov;E;Rx/Hd	0,8355	0,0080	0,0988	0,0006	0,59	10,1252	0,0576	0,0603	0,0005	0,0484	0,0068	0,72	58,2	46,8	546,4	0,086	0,607	0,003	0,617	0,004	0,610	0,019	100
IV - RM - 5C	17,1	P;C;Hd	0,7965	0,0077	0,0967	0,0005	0,58	10,3415	0,0580	0,0599	0,0005	0,0411	0,0060	0,50	44,2	36,0	408,9	0,088	0,595	0,003	0,595	0,004	0,595	0,019	100
IV - RM - 5C	1,1	P;C;Osc	0,8399	0,0084	0,0995	0,0010	0,90	10,0462	0,0984	0,0605	0,0003	0,0458	0,0076	<0,001	49,0	37,2	443,9	0,0839	0,612	0,006	0,619	0,005	0,614	0,010	100
IV - RM - 5C	4,1	Fr; C;Hd	0,8306	0,0091	0,1004	0,0010	0,90	9,9594	0,1039	0,0606	0,0003	0,0678	0,0111	<0,001	38,3	43,3	344,0	0,126	0,617	0,006	0,614	0,005	0,618	0,010	100
IV - RM - 5C	14,1	P;E;Osc	0,8280	0,0082	0,0998	0,0006	0,59	10,0185	0,0593	0,0605	0,0005	0,0644	0,0091	0,67	18,6	25,4	166,7	0,152	0,613	0,003	0,612	0,005	0,615	0,019	100
IV - RM - 5C	16,2	P;E;Rx	0,8441	0,0081	0,1003	0,0006	0,60	9,9732	0,0577	0,0605	0,0005	0,0193	0,0029	0,16	46,6	17,1	428,2	0,040	0,616	0,003	0,621	0,004	0,615	0,019	100
IV - RM - 5C	10,1	Ov;M;Osc	0,8418	0,0082	0,1008	0,0006	0,63	9,9232	0,0607	0,0606	0,0005	0,0601	0,0084	<0,001	37,5	42,3	329,4	0,1284	0,619	0,004	0,620	0,005	0,620	0,018	100
IV - RM - 5C	3,1	P;M;Hd	0,8585	0,0085	0,1019	0,0010	0,90	9,8155	0,0946	0,0608	0,0003	0,0679	0,0111	<0,001	62,4	68,0	548,7	0,124	0,625	0,006	0,629	0,005	0,628	0,010	100
IV - RM - 5C	8,2	P;E;Osc	0,8449	0,0100	0,1023	0,0010	0,86	9,7789	0,0997	0,0609	0,0004	0,0751	0,0127	0,20	17,8	22,1	156,7	0,141	0,628	0,006	0,622	0,005	0,629	0,014	100
IV - RM - 5C	13,1	P;C;Hd	0,8646	0,0084	0,1009	0,0006	0,63	9,9109	0,0606	0,0615	0,0005	0,0255	0,0041	<0,001	45,3	25,2	398,8	0,063	0,620	0,004	0,633	0,005	0,652	0,019	95
IV - RM - 5C	7,1	Ov;C;Hd	0,8808	0,0087	0,1040	0,0010	0,90	9,6155	0,0939	0,0611	0,0003	0,0263	0,0044	0,01	66,2	25,2	584,6	0,043	0,638	0,006	0,641	0,005	0,635	0,010	100
IV - RM - 5C	18,1	P;C;Osc	0,7521	0,0095	0,0913	0,0010	0,85	10,9503	0,1175	0,0590	0,0006	0,1063	0,0151	2,98	22,5	42,7	181,5	0,235	0,563	0,006	0,569	0,005	0,562	0,021	100
IV - RM - 5C	12,1	P;M;Osc	0,6116	0,0248	0,0862	0,0012	0,35	11,6005	0,1643	0,0582	0,0008	0,0581	0,0088	1,31	66,5	68,6	597,5	0,115	0,533	0,007	0,485	0,015	0,531	0,031	100
IV - RM - 5C	11,2	P;E;Rx	0,9679	0,0095	0,1116	0,0007	0,64	8,9574	0,0564	0,0625	0,0005	0,0027	0,0010	<0,001	43,0	5,4	365,6	0,015	0,682	0,004	0,687	0,005	0,684	0,019	100
IV - RM - 5C	11,1	P;C;Nh	8,4028	0,0999	0,4316	0,0037	0,71	2,3168	0,0196	0,1474	0,0013	0,0638	0,0089	<0,001	104,1	42,4	216,4	0,196	2,313	0,016	2,275	0,011	2,311	0,015	100
IV - RM - 5C	8,1	P;C;Hd	1,2283	0,0132	0,1200	0,0012	0,90	8,3347	0,0826	0,0743	0,0004	0,1170	0,0192	<0,001	73,5	98,3	542,0	0,181	0,730	0,007	0,814	0,006	1,052	0,011	69
IV - RM - 5C	15,1	Ov;C;Nh/Osc	5,3305	0,0719	0,3077	0,0029	0,69	3,2497	0,0303	0,1315	0,0011	0,2972	0,0412	<0,001	104,0	163,2	247,7	0,659	1,729	0,014	1,874	0,011	2,115	0,015	82
IV - RM - 5C	16,1	P;M;Nh	4,7899	0,0729	0,2638	0,0029	0,73	3,7907	0,0421	0,1252	0,0012	0,1979	0,0275	0,06	73,6	94,8	221,1	0,429	1,509	0,015	1,783	0,013	2,030	0,017	74
IV - RM - 5C	1,3	P;C;Hd	0,8113	0,0121	0,0998	0,0011	0,74	10,0238	0,1100	0,0605	0,0006	0,0581	0,0099	54,78	62,0	48,5	531,7	0,091	0,613	0,006	0,603	0,007	0,614	0,022	100

Amostra BJ-RM-10A

Spot	Posição	RAZÕES											Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	IDADES						conc. 206/238 207/206	
		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma						T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206	1 sigma		
BJ - RM - 10A	1,2	P;E;Rx	0,8006	0,0088	0,0964	0,0007	0,68	10,3777	0,0772	0,0599	0,0003	0,1045	0,0482	<0,001	26,2	55,3	247,1	0,224	0,593	0,004	0,597	0,005	0,594	0,011	100
BJ - RM - 10A	2,1	P;C;Hd	0,7954	0,0084	0,0964	0,0007	0,65	10,3705	0,0710	0,0599	0,0002	0,2326	0,1069	<0,001	78,0	270,7	680,7	0,398	0,593	0,004	0,594	0,005	0,595	0,009	100
BJ - RM - 10A	4,2	P;E;Rx	0,7850	0,0088	0,0943	0,0007	0,62	10,6033	0,0738	0,0595	0,0003	0,0398	0,0184	0,13	27,6	33,3	271,4	0,123	0,581	0,004	0,588	0,005	0,579	0,012	100
BJ - RM - 10A	5,2	P;E;Rx	0,8045	0,0088	0,0977	0,0007	0,67	10,2321	0,0751	0,0601	0,0003	0,1530	0,0704	0,67	27,8	69,5	254,9	0,273	0,601	0,004	0,599	0,005	0,599	0,012	100
BJ - RM - 10A	7,2	P;E;Rx	0,8027	0,0083	0,0972	0,0007	0,65	10,2921	0,0695	0,0600	0,0003	0,1332	0,0613	<0,001	26,9	58,2	247,4	0,235	0,598	0,004	0,598	0,005	0,597	0,009	100
BJ - RM - 10A	8,2	P;E;Rx	0,8038	0,0163	0,0972	0,0012	0,62	10,2831	0,1294	0,0600	0,0006	0,1277	0,0144	0,12	21,9	58,3	194,7	0,299	0,598	0,007	0,599	0,009	0,596	0,021	100
BJ - RM - 10A	10,2	Ov;C;Rx	0,7609	0,0174	0,0937	0,0013	0,60	10,6728	0,1464	0,0593	0,0007	0,1427	0,0160	0,05	21,7	68,6	206,9	0,331	0,577	0,008	0,575	0,010	0,571	0,024	101
BJ - RM - 10A	11,2	—	0,7825	0,0163	0,0936	0,0012	0,62	10,6872	0,1369	0,0595	0,0006	0,0614	0,0078	3,63	26,3	41,9	240,4	0,174	0,577	0,007	0,587	0,009	0,579	0,021	100
BJ - RM - 10A	12,2	—	0,8072	0,0170	0,0978	0,0012	0,60	10,2297	0,1292	0,0601	0,0006	0,1419	0,0160	0,11	19,9	57,2	173,8	0,329	0,601	0,007	0,601	0,010	0,601	0,023	100
BJ - RM - 10A	7,1	P;C;Nh	7,3724	0,0773	0,3924	0,0028	0,68	2,5483	0,0182	0,1368	0,0006	0,2513	0,1156	0,00	54,3	48,0	117,9	0,407	2,134	0,013	2,158	0,009	2,184	0,007	98
BJ - RM - 10A	8,1	P;C;Nh	7,4070	0,1519	0,3993	0,0052	0,63	2,5045	0,0324	0,1360	0,0013	0,2773	0,0309	#DIV/0!	55,7	75,0	107,4	0,6986	2,166	0,024	2,162	0,018	2,173	0,016	100
BJ - RM - 10A	9,1	P;C;Nh	7,5225	0,1539	0,3999	0,0051	0,62	2,5005	0,0316	0,1361	0,0013	0,1603	0,0179	<0,001	51,8	45,3	104,8	0,432	2,169	0,023	2,176	0,018	2,174	0,016	100
BJ - RM - 10A	10,1	Ov;C;Nh	7,2498	0,1605	0,3844	0,0056	0,66	2,6016	0,0381	0,1373	0,0013	0,1140	0,0133	0,02	22,4	26,7	6,0	4,410	2,097	0,026	2,143	0,020	2,190	0,016	96
BJ - RM - 10A	14,1	Rd;E;Osc	7,3800	0,1566	0,3969	0,0056	0,66	2,5195	0,0354	0,1350	0,0012	0,1188	0,0132	2,59	108,1	91,8	238,2	0,385	2,155	0,026	2,159	0,019	2,160	0,016	100
BJ - RM - 10A	6,2	P;E;Rx	0,8426	0,0114	0,1024	0,0009	0,66	9,7652	0,0870	0,0609	0,0005	0,1067	0,0495	<0,001	13,6	28,4	121,7	0,234	0,628	0,005	0,621	0,006	0,630	0,019	100
BJ - RM - 10A	3,2	P;E;Rx	1,0534	0,0199	0,1142	0,0012	0,55	8,7560	0,0918	0,0628	0,0008	0,1267	0,0597	0,76	27,0	66,8	233,2	0,286	0,697	0,007	0,731	0,010	0,697	0,026	100
BJ - RM - 10A	1,1	P;C;Nh	7,2761	0,0899	0,3662	0,0063	0,90	2,7306	0,0472	0,1239	0,0007	0,0621	0,0287	<0,001	125,5	54,2	222,3	0,2441	2,012	0,030	2,146	0,011	2,012	0,010	100
BJ - RM - 10A	11,1	P;C;Nh	6,6004	0,1376	0,3641	0,0049	0,65	2,7465	0,0371	0,1313	0,0012	0,2120	0,0236	0,25	132,8	152,7	289,1	0,528	2,002	0,023	2,059	0,018	2,113	0,016	95
BJ - RM - 10A	12,1	P;C;Nh	6,5853	0,1362	0,3559	0,0046	0,62	2,8095	0,0361	0,1354	0,0013	0,2705	0,0301	<0,001	91,6	133,7	184,5	0,724	1,963	0,022	2,057	0,018	2,165	0,016	91
BJ - RM - 10A	15,1	P;E;Osc	4,2084	0,0935	0,2537	0,0036	0,64	3,9413	0,0557	0,1209	0,0012	0,2223	0,0248	0,07	169,0	284,5	515,0	0,552	1,458	0,018	1,676	0,018	1,968	0,017	74
BJ - RM - 10A	3,1	P;C;Nh	5,5058	0,0823	0,3066	0,0032	0,70	3,2616	0,0342	0,1298	0,0006	0,3940	0,1812	<0,001	171,2	293,0	420,0	0,698	1,724	0,016	1,901	0,013	2,092	0,008	82
BJ - RM - 10A	4,1	P;C;Nh	3,5195	0,0512	0,2198	0,0022	0,67	4,5493	0,0446	0,1136	0,0006	0,3844	0,1768	0,14	121,0	283,9	423,2	0,671	1,281	0,011	1,532	0,011	1,860	0,010	69
BJ - RM - 10A	5,1	P;C;Nh	5,0812	0,0709	0,3121	0,0034	0,77	3,2038	0,0344	0,1251	0,0007	0,4288	0,1972	0,18	90,2	108,6	238,0	0,456	1,751	0,016	1,833	0,012	2,029	0,010	86
BJ - RM - 10A	6,1	P;C;Nh	4,0808	0,0432	0,2500	0,0017	0,66	4,0006	0,0278	0,1181	0,0005	0,2226	0,1024	<0,001	108,0	150,6	379,9	0,396	1,438	0,009	1,650	0,009	1,928	0,007	75
BJ - RM - 10A	13,1	P;M;Osc/Nh	5,7557	0,1354	0,3297	0,0050	0,65	3,0329	0,0463	0,1323	0,0013	0,2313	0,0258	1,13	59,0	62,8	138,4	0,454	1,837	0,024	1,940	0,020	2,125	0,016	86
BJ - RM - 10A	13,2	P;E;Rx/Hd	0,9195	0,0215	0,1014	0,0014	0,60	9,8635	0,1395	0,0693	0,0007	0,0144	0,0017	0,64	207,7	65,8	1715,2	0,038	0,623	0,008	0,662	0,011	0,905	0,021	69

Amostra BJ-RM-12A

Spot	Posição	RAZÕES											IDADES					conc. 206/238 207/206							
		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U		T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206	1 sigma	
BJ - RM - 12A	1,1	P;C:Hd	0,8424	0,0123	0,1007	0,0009	0,63	9,9294	0,0907	0,0606	0,0004	0,5457	0,0717	0,31	71,6	466,2	546,4	0,8532	0,619	0,005	0,620	0,007	0,620	0,014	100
BJ - RM - 12A	1,2	P;M:Hd	0,7952	0,0131	0,0966	0,0011	0,67	10,3496	0,1142	0,0599	0,0004	-0,0353	0,0084	1,20	72,1	70,6	649,4	0,109	0,595	0,006	0,594	0,007	0,594	0,015	100
BJ - RM - 12A	2,1	Eq;C:Hb	0,8179	0,0147	0,0974	0,0010	0,56	10,2675	0,1034	0,0601	0,0007	0,6743	0,0894	1,13	9,6	72,3	68,7	1,052	0,599	0,006	0,607	0,008	0,601	0,025	100
BJ - RM - 12A	2,2	Eq;E:Osd	0,8129	0,0135	0,0981	0,0011	0,65	10,1929	0,1102	0,0601	0,0005	0,0433	0,0096	0,58	26,8	67,7	242,2	0,280	0,603	0,006	0,604	0,008	0,601	0,020	100
BJ - RM - 12A	5,1	P;C:Osc	0,8761	0,0124	0,1026	0,0008	0,58	9,7483	0,0807	0,0608	0,0004	0,6560	0,0861	0,02	56,2	423,5	391,7	1,081	0,630	0,005	0,639	0,007	0,627	0,015	100
BJ - RM - 12A	3,2	Eq;E:Osc	0,8325	0,0129	0,1000	0,0011	0,70	9,9865	0,1075	0,0604	0,0004	0,0856	0,0114	<0,001	68,8	116,2	595,6	0,195	0,615	0,006	0,615	0,007	0,613	0,016	100
BJ - RM - 12A	4,1	P;E:Osc	0,8175	0,0114	0,0995	0,0008	0,60	10,0549	0,0843	0,0603	0,0004	0,2354	0,0311	#DIV/0!	36,8	125,4	308,4	0,406	0,611	0,005	0,607	0,006	0,610	0,015	100
BJ - RM - 12A	7,2	P;E:Osc	0,8271	0,0120	0,0993	0,0009	0,60	10,0738	0,0878	0,0604	0,0004	0,1748	0,0231	0,08	42,5	113,1	381,6	0,296	0,610	0,005	0,612	0,007	0,610	0,016	100
BJ - RM - 12A	9,1	P;E:Hog	0,8116	0,0197	0,0982	0,0023	0,90	10,1851	0,2392	0,0602	0,0003	5,4848	11,6548	0,23	41,3	185,3	350,8	0,5284	0,604	0,014	0,603	0,011	0,604	0,011	100
BJ - RM - 12A	11,1	P;M;Osc	0,8482	0,0210	0,1019	0,0024	0,90	9,8105	0,2297	0,0607	0,0004	6,3131	13,4151	0,32	24,4	113,7	194,3	0,585	0,626	0,014	0,624	0,011	0,623	0,013	100
BJ - RM - 12A	12,1	P;M;Osc	0,8046	0,0196	0,0968	0,0023	0,90	10,3268	0,2421	0,0600	0,0004	5,7598	12,2394	<0,001	29,0	133,2	241,6	0,551	0,596	0,013	0,599	0,011	0,598	0,013	100
BJ - RM - 12A	13,1	P;M;Osc	0,8499	0,0205	0,1014	0,0024	0,90	9,8632	0,2307	0,0607	0,0003	4,3509	9,2458	<0,001	45,4	142,6	387,4	0,368	0,623	0,014	0,625	0,011	0,621	0,011	100
BJ - RM - 12A	14,1	P;C;Hog	0,8197	0,0197	0,0990	0,0023	0,90	10,0972	0,2354	0,0604	0,0003	7,1912	15,2808	0,46	49,7	258,3	391,8	0,659	0,609	0,014	0,608	0,011	0,610	0,012	100
BJ - RM - 12A	15,1	Ov;C:Hd	0,8457	0,0211	0,1005	0,0024	0,90	9,9457	0,2402	0,0605	0,0003	8,6107	18,3006	0,05	77,8	361,2	563,4	0,641	0,618	0,014	0,622	0,012	0,616	0,012	100
BJ - RM - 12A	16,1	P;M;Osc	0,8585	0,0210	0,1012	0,0024	0,90	9,8858	0,2313	0,0606	0,0003	7,7568	16,4825	0,14	40,3	221,6	309,8	0,715	0,621	0,014	0,629	0,011	0,619	0,012	100
BJ - RM - 12A	17,1	Rd;E:Hog	0,8421	0,0204	0,1005	0,0023	0,90	9,9519	0,2322	0,0606	0,0003	8,2408	17,5112	0,34	37,0	223,1	282,7	0,789	0,617	0,014	0,620	0,011	0,618	0,012	100
BJ - RM - 12A	18,1	Eq;C;Hog	0,8434	0,0207	0,1010	0,0024	0,90	9,9042	0,2320	0,0606	0,0004	9,6802	20,5698	<0,001	18,6	124,1	138,3	0,897	0,620	0,014	0,621	0,011	0,618	0,015	100
BJ - RM - 12A	21,1	Eq;C;Hd	0,8509	0,0205	0,1007	0,0024	0,90	9,9325	0,2324	0,0605	0,0003	5,6332	11,9701	0,05	112,3	453,3	926,0	0,489	0,618	0,014	0,625	0,011	0,616	0,010	100
BJ - RM - 12A	20,1	P;C;Hog	0,8562	0,0206	0,1021	0,0024	0,90	9,7917	0,2279	0,0608	0,0003	9,9018	21,0405	<0,001	30,8	200,2	225,5	0,888	0,627	0,014	0,628	0,011	0,625	0,011	100
BJ - RM - 12A	6,1	Eq;C;Hd	0,8748	0,0127	0,1028	0,0009	0,57	9,7259	0,0808	0,0609	0,0004	0,7157	0,0940	0,00	45,1	365,9	308,4	1,186	0,631	0,005	0,638	0,007	0,631	0,015	100
BJ - RM - 12A	10,1	P;C;Hb	0,8732	0,0210	0,1028	0,0024	0,90	9,7306	0,2269	0,0609	0,0003	8,3798	17,8065	<0,001	29,2	170,2	219,6	0,775	0,631	0,014	0,637	0,011	0,630	0,012	100
BJ - RM - 12A	19,1	P;E;Hb	0,8523	0,0216	0,1036	0,0025	0,90	9,6519	0,2285	0,0611	0,0004	6,1272	13,0201	0,12	14,6	66,4	118,0	0,563	0,636	0,014	0,626	0,012	0,637	0,015	100
BJ - RM - 12A	7,1	P;C;Hd	0,8636	0,0121	0,1030	0,0009	0,61	9,7105	0,0826	0,0610	0,0004	0,3877	0,0510	0,18	26,2	139,4	205,0	0,680	0,632	0,005	0,632	0,007	0,634	0,015	100
BJ - RM - 12A	8,2	Ov;E;Hog	0,9000	0,0126	0,1076	0,0009	0,59	9,2954	0,0766	0,0617	0,0004	0,3190	0,0423	<0,001	50,8	171,0	376,5	0,454	0,659	0,005	0,652	0,007	0,660	0,014	100
BJ - RM - 12A	8,1	Ov;C;Hog	0,9849	0,0215	0,1136	0,0020	0,79	8,8040	0,1525	0,0628	0,0009	0,4952	0,0687	<0,001	45,0	266,3	336,5	0,792	0,694	0,011	0,696	0,011	0,695	0,030	100
BJ - RM - 12A	3,1	Ov;M;Hb	0,9307	0,0134	0,1093	0,0012	0,74	9,1473	0,0973	0,0620	0,0007	0,6197	0,0837	0,23	7,5	55,2	48,2	1,146	0,669	0,007	0,668	0,007	0,670	0,024	100

Amostra JP-RM-8A

Spot	Posição	RAZÕES											Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	IDADES					conc. 206/238 207/206		
		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma						T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206		1 sigma	
JP - RM - 8A	4,1	P;E;Osc	0,7622	0,0093	0,0932	0,0013	0,90	10,7262	0,1444	0,0593	0,0004	0,3016	0,0597	2,41	9,83	53,84	82,21	0,65	0,575	0,007	0,575	0,005	0,573	0,015	100
JP - RM - 8A	7,1	P;M;Hog	0,7684	0,0097	0,0922	0,0012	0,90	10,8465	0,1428	0,0592	0,0004	0,4566	0,0899	1,52	11,60	80,74	91,29	0,88	0,569	0,007	0,579	0,006	0,569	0,015	100
JP - RM - 8A	10,1	P;M;Osc	0,7591	0,0103	0,0928	0,0012	0,90	10,7742	0,1442	0,0593	0,0006	0,3140	0,0618	0,28	10,75	66,64	90,32	0,74	0,572	0,007	0,573	0,006	0,572	0,020	100
JP - RM - 8A	14,1	P;C;Osc	0,7518	0,0101	0,0925	0,0009	0,75	10,8075	0,1083	0,0593	0,0005	0,3252	0,1056	0,58	14,17	83,49	118,36	0,71	0,570	0,005	0,569	0,006	0,570	0,019	100
JP - RM - 8A	16,1	P;M;Osc	0,7555	0,0106	0,0925	0,0009	0,72	10,8075	0,1092	0,0592	0,0006	0,2361	0,0770	0,13	16,45	77,32	141,83	0,55	0,570	0,006	0,571	0,006	0,568	0,022	100
JP - RM - 8A	17,1	P;C;Hb	0,7555	0,0106	0,0925	0,0009	0,72	10,8081	0,1092	0,0592	0,0006	0,2361	0,0770	0,14	16,45	77,32	141,83	0,55	0,570	0,006	0,571	0,006	0,568	0,022	100
JP - RM - 8A	18,1	P;C;Hd	0,7652	0,0078	0,0930	0,0008	0,89	10,7504	0,0980	0,0593	0,0002	0,3924	0,1274	<0,001	38,60	262,00	305,92	0,86	0,573	0,005	0,577	0,004	0,572	0,008	100
JP - RM - 8A	19,1	P;M;Hd	0,7544	0,0085	0,0918	0,0009	0,84	10,8973	0,1040	0,0591	0,0004	0,1878	0,0611	0,32	12,49	51,86	114,91	0,45	0,566	0,005	0,571	0,005	0,564	0,014	100
JP - RM - 8A	20,2	P;E;R	0,7459	0,0111	0,0924	0,0009	0,68	10,8231	0,1099	0,0592	0,0006	0,2548	0,0830	0,19	16,70	83,58	143,85	0,58	0,570	0,006	0,566	0,006	0,568	0,023	100
JP - RM - 8A	10,2	P;E;Osc	0,7823	0,0100	0,0958	0,0013	0,90	10,4434	0,1400	0,0598	0,0004	0,2847	0,0562	<0,001	11,23	58,38	93,43	0,62	0,589	0,008	0,587	0,006	0,592	0,015	100
JP - RM - 8A	9,1	P;E;Osc	0,7883	0,0106	0,0961	0,0013	0,90	10,4106	0,1365	0,0599	0,0004	0,2682	0,0530	<0,001	12,14	64,94	101,52	0,64	0,591	0,007	0,590	0,006	0,592	0,015	100
JP - RM - 8A	11,1	P;M;Osc	0,7925	0,0098	0,0960	0,0013	0,90	10,4129	0,1377	0,0599	0,0004	0,2809	0,0559	<0,001	8,30	44,76	69,82	0,64	0,591	0,007	0,593	0,006	0,592	0,013	100
JP - RM - 8A	13,1	P;M;Hb	0,7803	0,0093	0,0959	0,0014	0,90	10,4294	0,1482	0,0598	0,0007	0,4616	0,1503	<0,001	7,90	49,31	58,50	0,84	0,590	0,008	0,586	0,005	0,589	0,025	100
JP - RM - 8A	15,1	P;M;Osc	0,8050	0,0088	0,0961	0,0009	0,88	10,4071	0,0999	0,0598	0,0004	0,1962	0,0638	<0,001	20,61	78,80	178,58	0,44	0,591	0,005	0,600	0,005	0,589	0,013	100
JP - RM - 8A	2,1	P;C;Osc	0,7936	0,0132	0,0963	0,0012	0,77	10,3821	0,1336	0,0599	0,0008	0,2581	0,0511	5,04	10,47	49,75	87,07	0,57	0,593	0,007	0,593	0,007	0,594	0,027	100
JP - RM - 8A	18,2	P;E;Hb	0,7873	0,0090	0,0949	0,0009	0,81	10,5389	0,0978	0,0597	0,0004	0,1010	0,0330	<0,001	11,55	27,19	107,84	0,25	0,584	0,005	0,590	0,005	0,587	0,013	100
JP - RM - 8A	8,1	P;E;Hb	0,7805	0,0105	0,0966	0,0014	0,90	10,3521	0,1482	0,0599	0,0007	0,2916	0,0579	#DIV/0!	7,43	36,19	61,35	0,59	0,594	0,008	0,586	0,006	0,594	0,025	100
JP - RM - 8A	3,1	P;M;Osc	0,7936	0,0098	0,0968	0,0013	0,90	10,3292	0,1400	0,0599	0,0004	0,4870	0,0958	4,20	11,02	83,06	81,72	1,02	0,596	0,008	0,593	0,006	0,595	0,014	100
JP - RM - 8A	12,1	P;M;Osc	0,7929	0,0107	0,0970	0,0014	0,90	10,3088	0,1505	0,0600	0,0005	0,3278	0,0650	<0,001	8,74	51,72	69,24	0,75	0,597	0,008	0,593	0,006	0,598	0,019	100
JP - RM - 8A	20,1	P;C;Hd	0,8136	0,0115	0,0958	0,0011	0,81	10,4345	0,1200	0,0598	0,0007	0,4131	0,1344	<0,001	10,15	70,57	78,09	0,90	0,590	0,006	0,604	0,006	0,590	0,025	100
JP - RM - 8A	6,1	P;M;Osc	0,7712	0,0124	0,0953	0,0016	0,90	10,4983	0,1713	0,0596	0,0010	0,5103	0,1018	<0,001	5,42	45,70	41,84	1,09	0,587	0,009	0,580	0,007	0,584	0,037	100
JP - RM - 8A	5,1	P;E;Hb/R	0,8251	0,0103	0,0989	0,0014	0,90	10,1076	0,1432	0,0604	0,0006	0,2774	0,0551	1,19	6,85	36,23	54,78	0,66	0,608	0,008	0,611	0,006	0,611	0,020	100
JP - RM - 8A	1,1	P;E;R	0,7169	0,0105	0,0891	0,0012	0,90	11,2220	0,1554	0,0587	0,0006	0,2894	0,0576	2,54	10,11	59,74	88,61	0,67	0,550	0,007	0,549	0,006	0,548	0,022	100

Amostra JP-RM-1A

Spot	Posição	207/235	I sigma	206/238	I sigma	coef. corr	RAZÕES						Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	IDADES						conc. 206/238 207/206 %	
							238/206	I sigma	207/206	I sigma	208/206	I sigma						T206/238	I sigma	T207/235	I sigma	T207/206	I sigma		
JP RM 01A	1,2	P,E;Osc	0,8275	0,0181	0,0992	0,0019	0,88	10,0849	0,1951	0,0604	0,0003	0,1421	0,0269	3,70	24,9	54,1	220,8	0,245	0,609	0,011	0,612	0,010	0,611	0,010	100
JP RM 01A	2,2	P,E;Hb	0,8184	0,0194	0,0976	0,0021	0,89	10,2414	0,2174	0,0601	0,0006	1,0811	0,2044	<0,001	5,0	72,3	30,5	2,367	0,601	0,012	0,607	0,011	0,600	0,022	100
JP RM 01A	4,2	P,E;Osc	0,8206	0,0184	0,0985	0,0021	0,90	10,1494	0,2127	0,0603	0,0005	0,8815	0,1669	<0,001	4,5	68,2	28,2	2,418	0,606	0,012	0,608	0,010	0,608	0,019	100
JP RM 01A	8,1	P,C;Hd	0,8295	0,0199	0,0982	0,0020	0,84	10,1786	0,2047	0,0602	0,0003	0,2292	0,0437	<0,001	69,4	245,5	566,7	0,433	0,604	0,012	0,613	0,011	0,605	0,012	100
JP RM 01A	9,1	P,C;Htc	0,8399	0,0103	0,1001	0,0009	0,71	9,9897	0,0867	0,0606	0,0003	0,0991	0,0197	0,24	26,5	47,7	226,9	0,2102	0,615	0,005	0,619	0,006	0,617	0,011	100
JP RM 01A	9,2	P,M;Hd	0,8442	0,0099	0,1007	0,0009	0,74	9,9261	0,0859	0,0606	0,0003	0,0560	0,0112	<0,001	61,8	63,4	523,2	0,121	0,619	0,005	0,621	0,005	0,620	0,010	100
JP RM 01A	1,1	P,C;Hd	0,8516	0,0186	0,1012	0,0020	0,88	9,8800	0,1907	0,0606	0,0003	0,3287	0,0620	<0,001	77,4	353,8	615,3	0,5751	0,622	0,011	0,626	0,010	0,619	0,010	100
JP RM 01A	10,1	P,M;Hd	0,8411	0,0100	0,1007	0,0009	0,73	9,9343	0,0857	0,0606	0,0003	0,1156	0,0230	0,05	63,3	139,0	534,5	0,260	0,618	0,005	0,620	0,005	0,618	0,010	100
JP RM 01A	16,1	P,E;Hd	0,8430	0,0103	0,1005	0,0009	0,73	9,9529	0,0893	0,0606	0,0003	0,1575	0,0313	<0,001	37,3	99,5	309,0	0,322	0,617	0,005	0,621	0,006	0,619	0,011	100
JP RM 01A	9,3	P,E;Hd/R	0,7919	0,0158	0,0959	0,0010	0,54	10,4230	0,1117	0,0598	0,0010	0,8513	0,1688	0,86	10,7	118,8	68,4	1,738	0,591	0,006	0,592	0,009	0,592	0,034	100
JP RM 01A	13,1	P,M;Hd	0,7972	0,0098	0,0965	0,0008	0,71	10,3582	0,0906	0,0598	0,0003	0,1439	0,0287	<0,001	31,6	86,1	270,7	0,318	0,594	0,005	0,595	0,006	0,592	0,011	100
JP RM 01A	8,2	P,E;Hb/R	0,8154	0,0219	0,0970	0,0021	0,82	10,3053	0,2270	0,0600	0,0008	0,8495	0,1603	<0,001	4,5	67,9	29,9	2,268	0,597	0,013	0,605	0,012	0,596	0,031	100
JP RM 01A	5,2	P,E;Osc	0,7884	0,0176	0,0951	0,0019	0,88	10,5122	0,2057	0,0597	0,0003	0,5627	0,1061	<0,001	16,9	133,4	128,9	1,035	0,586	0,011	0,590	0,010	0,587	0,012	100
JP RM 01A	6,1	P,M;Hb	0,8071	0,0180	0,0981	0,0020	0,90	10,1924	0,2031	0,0602	0,0003	0,0485	0,0189	1,28	15,4	20,9	143,4	0,146	0,603	0,011	0,601	0,010	0,604	0,012	100
JP RM 01A	5,1	P,C;Hb	0,9769	0,0227	0,1118	0,0023	0,87	8,9435	0,1819	0,0625	0,0006	0,6014	0,1153	0,37	2,9	60,1	8,0	7,535	0,683	0,013	0,692	0,012	0,685	0,021	100
JP RM 01A	2,1	P,C;Osc	0,9128	0,0205	0,1094	0,0022	0,89	9,1440	0,1822	0,0620	0,0004	0,2871	0,0542	1,53	26,1	101,0	199,1	0,508	0,669	0,013	0,659	0,011	0,667	0,012	100
JP RM 01A	12,2	P,C;Hd	0,9116	0,0109	0,1077	0,0012	0,90	9,2847	0,1045	0,0617	0,0006	0,2949	0,0594	<0,001	6,7	28,9	48,5	0,595	0,659	0,007	0,658	0,006	0,658	0,019	100
JP RM 01A	7,1	P,M;Nh	0,9271	0,0206	0,1079	0,0021	0,88	9,2637	0,1804	0,0617	0,0003	0,2885	0,0544	<0,001	24,6	94,8	185,6	0,511	0,661	0,012	0,666	0,011	0,659	0,011	100
JP RM 01A	12,1	P,E;Osc	0,7535	0,0097	0,0917	0,0008	0,69	10,9086	0,0968	0,0591	0,0003	0,5391	0,1068	<0,001	20,6	162,0	152,1	1,065	0,565	0,005	0,570	0,006	0,564	0,012	100
JP RM 01A	10,2	P,E;Hb/R	0,7355	0,0115	0,0932	0,0016	0,90	10,7290	0,1843	0,0594	0,0010	2,2652	0,4522	<0,001	2,9	94,6	6,5	14,482	0,574	0,009	0,560	0,007	0,574	0,036	100
JP RM 01A	17,1	P,E;Hb	0,7614	0,0093	0,0935	0,0013	0,90	10,6921	0,1488	0,0594	0,0007	0,5460	0,1084	<0,001	8,8	70,9	63,7	1,113	0,576	0,008	0,575	0,005	0,574	0,024	100
JP RM 01A	14,1	P,E;Hd/R	0,7703	0,0092	0,0938	0,0008	0,74	10,6620	0,0948	0,0595	0,0003	0,1669	0,0331	<0,001	82,4	302,1	709,5	0,426	0,578	0,005	0,580	0,005	0,577	0,010	100
JP RM 01A	15,1	P,M;Osc	0,8795	0,0116	0,1047	0,0010	0,72	9,5555	0,0904	0,0611	0,0006	0,1982	0,0395	3,08	13,3	48,1	103,1	0,466	0,642	0,006	0,641	0,006	0,639	0,020	100
JP RM 01A	4,1	P,C;Hd	0,8740	0,0192	0,1037	0,0020	0,88	9,6470	0,1866	0,0611	0,0003	0,2375	0,0448	1,15	32,4	107,5	262,2	0,410	0,636	0,012	0,638	0,010	0,636	0,010	100
JP RM 01A	11,1	P,C;Hb	0,8770	0,0139	0,1037	0,0013	0,78	9,6431	0,1188	0,0610	0,0007	0,3472	0,0696	<0,001	7,9	45,2	55,1	0,820	0,636	0,007	0,639	0,008	0,634	0,025	100
JP RM 01A	3,1	P,M;Osc	0,8576	0,0188	0,1021	0,0020	0,88	9,7959	0,1894	0,0609	0,0003	0,1401	0,0265	0,01	44,0	88,1	384,2	0,229	0,627	0,012	0,629	0,010	0,629	0,010	100

Amostra JP-RM-7A

Spot	Posição	RAZÕES											IDADES					conc. 206/238 207/206 %							
		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U		T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206	1 sigma	
BJ - RM - 7A	5,1	Eq;C:Hd	0,8088	0,0057	0,0973	0,0009	0,90	10,2774	0,0938	0,0601	0,0005	0,0376	0,0175	0,07	114,7	86,8	1115,4	0,078	0,599	0,005	0,602	0,003	0,600	0,019	100
BJ - RM - 7A	8,1	Ov;M;R	0,8057	0,0058	0,0963	0,0009	0,90	10,3891	0,0944	0,0599	0,0005	0,0572	0,0266	0,07	49,6	59,9	474,5	0,126	0,592	0,005	0,600	0,003	0,594	0,020	100
BJ - RM - 7A	12,1	P;M;Hd	0,7974	0,0103	0,0967	0,0010	0,77	10,3409	0,1028	0,0599	0,0004	0,0528	0,0196	<0,001	54,0	47,6	519,8	0,0916	0,595	0,006	0,595	0,006	0,596	0,013	100
BJ - RM - 7A	17,1	P;E;Hog	0,8065	0,0105	0,0964	0,0010	0,76	10,3776	0,1028	0,0599	0,0004	0,1354	0,0501	0,45	32,5	79,6	303,1	0,263	0,593	0,006	0,601	0,006	0,595	0,013	100
BJ - RM - 7A	18,1	Rd;E;Osc	0,8022	0,0104	0,0963	0,0010	0,77	10,3795	0,1039	0,0599	0,0003	0,0533	0,0198	<0,001	48,1	45,9	465,6	0,099	0,593	0,006	0,598	0,006	0,594	0,013	100
BJ - RM - 7A	21,1	P;M;Sz	0,7955	0,0103	0,0964	0,0010	0,77	10,3759	0,1024	0,0599	0,0003	0,0649	0,0240	0,28	56,7	70,6	542,5	0,130	0,593	0,006	0,594	0,006	0,595	0,012	100
BJ - RM - 7A	23,1	P;C;Hd	0,8134	0,0107	0,0973	0,0010	0,75	10,2811	0,1016	0,0601	0,0004	0,0767	0,0284	0,22	55,2	75,4	529,3	0,143	0,598	0,006	0,604	0,006	0,601	0,013	100
BJ - RM - 7A	4,1	P;M;R	0,7812	0,0056	0,0947	0,0009	0,90	10,5571	0,0972	0,0597	0,0005	0,0464	0,0216	0,18	49,7	49,0	485,9	0,101	0,583	0,005	0,586	0,003	0,585	0,020	100
BJ - RM - 7A	24,1	P;E;Hd	0,7880	0,0103	0,0951	0,0010	0,77	10,5163	0,1052	0,0597	0,0003	0,0898	0,0332	0,12	52,0	81,5	499,8	0,163	0,586	0,006	0,590	0,006	0,587	0,013	100
BJ - RM - 7A	7,1	Ov;E;Hog/R	0,7852	0,0067	0,0948	0,0009	0,90	10,5469	0,0976	0,0596	0,0006	0,1343	0,0624	0,28	31,2	80,1	289,5	0,277	0,584	0,005	0,588	0,004	0,583	0,021	100
BJ - RM - 7A	3,1	P;M;Hd	0,7955	0,0066	0,0955	0,0009	0,90	10,4666	0,0970	0,0598	0,0006	0,0609	0,0284	0,22	50,7	71,1	465,1	0,153	0,588	0,005	0,594	0,004	0,590	0,020	100
BJ - RM - 7A	1,1	P;C;Sz	0,7920	0,0058	0,0956	0,0009	0,90	10,4586	0,0944	0,0598	0,0005	0,0482	0,0224	0,08	40,8	38,5	391,3	0,0984	0,589	0,005	0,592	0,003	0,588	0,019	100
BJ - RM - 7A	14,1	Eq;E;Hog	0,7909	0,0104	0,0958	0,0009	0,75	10,4401	0,1035	0,0597	0,0004	0,1806	0,0668	0,32	31,1	95,8	282,7	0,339	0,590	0,006	0,592	0,006	0,588	0,013	100
BJ - RM - 7A	15,1	Ov;M;Hd	0,7927	0,0103	0,0957	0,0009	0,76	10,4537	0,1032	0,0598	0,0004	0,0610	0,0226	0,15	50,6	55,4	492,2	0,113	0,589	0,006	0,593	0,006	0,589	0,013	100
BJ - RM - 7A	2,2	P;E;Hd	0,8051	0,0057	0,0971	0,0009	0,90	10,3035	0,0938	0,0600	0,0005	0,0273	0,0127	0,11	116,3	60,3	1126,2	0,054	0,597	0,005	0,600	0,003	0,598	0,019	100
BJ - RM - 7A	20,1	Ov;E;Hd	0,7983	0,0103	0,0965	0,0010	0,77	10,3804	0,1023	0,0599	0,0003	0,0657	0,0243	0,02	56,2	70,2	536,6	0,131	0,594	0,006	0,596	0,006	0,595	0,012	100
BJ - RM - 7A	13,1	P;M;Hd	0,8154	0,0115	0,0985	0,0012	0,86	10,1564	0,1235	0,0602	0,0004	0,0808	0,0299	<0,001	51,2	77,4	476,3	0,163	0,605	0,007	0,606	0,006	0,604	0,013	100
BJ - RM - 7A	22,1	P;E;Hd	0,7752	0,0102	0,0935	0,0009	0,75	10,6934	0,1055	0,0595	0,0004	0,0539	0,0200	<0,001	55,7	55,3	555,9	0,100	0,576	0,005	0,583	0,006	0,578	0,013	100
BJ - RM - 7A	19,1	Eq;E;Hd	0,7339	0,0102	0,0925	0,0010	0,81	10,8120	0,1213	0,0593	0,0004	0,0517	0,0192	<0,001	75,8	75,7	781,9	0,097	0,570	0,006	0,559	0,006	0,573	0,013	100
BJ - RM - 7A	9,1	P;M;Hd	0,7472	0,0057	0,0909	0,0009	0,90	11,0027	0,1055	0,0591	0,0005	0,0414	0,0193	<0,001	98,9	97,9	1088,4	0,090	0,561	0,005	0,567	0,003	0,565	0,020	99
BJ - RM - 7A	11,1	P;M;Hb	0,7554	0,0067	0,0908	0,0009	0,90	11,0115	0,1145	0,0590	0,0006	0,0390	0,0182	2,91	41,4	36,8	445,5	0,083	0,560	0,006	0,571	0,004	0,562	0,021	100
BJ - RM - 7A	2,1	P;M;Hd	0,7123	0,0076	0,0840	0,0010	0,90	11,9085	0,1432	0,0579	0,0005	0,0286	0,0133	0,11	113,7	65,2	1277,6	0,051	0,520	0,006	0,546	0,004	0,521	0,020	100
BJ - RM - 7A	10,1	P;E;Rx	1,3297	0,0165	0,0854	0,0010	0,90	11,7099	0,1365	0,1113	0,0010	-0,0019	0,0010	<0,001	212,6	5,6	2309,9	0,002	0,528	0,006	0,859	0,007	1,823	0,016	29
BJ - RM - 7A	10,2	P;C;Nh	5,8951	0,0816	0,3269	0,0044	0,90	3,0589	0,0408	0,1363	0,0015	0,0987	0,0460	7,22	215,2	104,4	643,6	0,162	1,823	0,021	1,961	0,012	2,177	0,019	84
BJ - RM - 7A	6,1	Ov;E;Hd	0,8626	0,0143	0,1017	0,0017	0,90	9,8366	0,1677	0,0607	0,0005	0,0320	0,0149	7,13	91,8	58,1	881,9	0,066	0,624	0,010	0,632	0,008	0,623	0,019	100
BJ - RM - 7A	16,1	P;M;R	0,7210	0,0111	0,0943	0,0010	0,67	10,6073	0,1091	0,0604	0,0004	0,0524	0,0194	7,97	95,7	94,6	1079,0	0,088	0,581	0,006	0,551	0,007	0,611	0,013	95

Amostra BJ-RM-2A

Spot	Posição	RAZÕES											Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	IDADES					conc. 206/238 207/206		
		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma						T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206		1 sigma	
BJ - RM - 2A	1,1	P;C:Hd	0,8205	0,0142	0,0992	0,0010	0,55	10,0787	0,0966	0,0603	0,0004	0,2747	0,1723	0,90	23,8	89,4	202,8	0,4410	0,610	0,006	0,608	0,008	0,609	0,013	100
BJ - RM - 2A	3,2	P;E:Hb	0,7873	0,0135	0,0959	0,0009	0,54	10,4312	0,0958	0,0598	0,0003	0,1926	0,1208	<0,001	48,2	134,5	435,6	0,309	0,590	0,005	0,590	0,008	0,590	0,012	100
BJ - RM - 2A	4,1	P;M:Hb	0,7941	0,0148	0,0967	0,0011	0,58	10,3428	0,1126	0,0600	0,0005	0,5510	0,3459	2,69	5,7	35,9	46,1	0,778	0,595	0,006	0,593	0,008	0,597	0,019	100
BJ - RM - 2A	6,1	P;E:Hd	0,8125	0,0139	0,0979	0,0009	0,54	10,2143	0,0942	0,0601	0,0003	0,1792	0,1124	0,01	38,2	99,1	344,2	0,288	0,602	0,005	0,604	0,008	0,601	0,012	100
BJ - RM - 2A	8,1	P;E;Osc	0,8043	0,0140	0,0977	0,0009	0,54	10,2329	0,0955	0,0601	0,0004	0,4336	0,2720	<0,001	22,7	124,6	182,3	0,684	0,601	0,005	0,599	0,008	0,599	0,014	100
BJ - RM - 2A	9,1	Ov;E;Hd	0,8004	0,0137	0,0973	0,0009	0,54	10,2803	0,0950	0,0600	0,0003	0,2025	0,1270	<0,001	52,0	148,2	464,3	0,319	0,598	0,005	0,597	0,008	0,597	0,012	100
BJ - RM - 2A	11,1	Eq;C;Osc	0,7981	0,0139	0,0960	0,0009	0,55	10,4198	0,1001	0,0598	0,0004	0,8601	0,5395	<0,001	18,7	188,1	131,6	1,429	0,591	0,005	0,596	0,008	0,589	0,013	100
BJ - RM - 2A	14,1	P;E;Hd/R	0,8013	0,0116	0,0968	0,0009	0,64	10,3319	0,0958	0,0599	0,0003	0,1033	0,0492	<0,001	69,3	97,1	673,6	0,144	0,596	0,005	0,598	0,007	0,595	0,010	100
BJ - RM - 2A	16,1	P;E;Osc	0,7983	0,0122	0,0979	0,0011	0,73	10,2159	0,1135	0,0601	0,0004	0,7646	0,3647	<0,001	12,5	100,4	93,9	1,069	0,602	0,006	0,596	0,007	0,603	0,014	100
BJ - RM - 2A	22,1	P;M;Hd	0,7976	0,0106	0,0969	0,0008	0,64	10,3185	0,0876	0,0600	0,0003	0,3982	0,1897	0,21	27,1	125,7	230,5	0,545	0,596	0,005	0,595	0,006	0,596	0,011	100
BJ - RM - 2A	23,1	P;E;Sz	0,7909	0,0106	0,0962	0,0008	0,63	10,3968	0,0869	0,0599	0,0003	0,2129	0,1015	1,00	29,5	82,7	272,7	0,303	0,592	0,005	0,592	0,006	0,593	0,011	100
BJ - RM - 2A	3,1	P;C;Hd	0,8317	0,0143	0,0994	0,0009	0,53	10,0583	0,0920	0,0604	0,0003	0,1527	0,0958	0,31	113,4	246,5	1000,3	0,246	0,611	0,005	0,615	0,008	0,610	0,011	100
BJ - RM - 2A	5,1	P;C;Hog	0,8358	0,0149	0,0991	0,0009	0,53	10,0949	0,0951	0,0603	0,0004	0,3624	0,2273	0,01	15,7	75,9	127,8	0,594	0,609	0,005	0,617	0,008	0,607	0,015	100
BJ - RM - 2A	19,1	P;E;Hd	0,7931	0,0108	0,0957	0,0008	0,61	10,4467	0,0863	0,0598	0,0003	0,2463	0,1174	<0,001	34,7	105,1	317,9	0,331	0,589	0,005	0,593	0,006	0,589	0,012	100
BJ - RM - 2A	18,1	P;E;Hd/R	0,7926	0,0111	0,0953	0,0008	0,60	10,4889	0,0884	0,0598	0,0004	0,0617	0,0295	0,27	25,4	35,7	248,9	0,144	0,587	0,005	0,593	0,006	0,589	0,014	100
BJ - RM - 2A	10,1	P;C;hog	0,7811	0,0157	0,0948	0,0011	0,58	10,5494	0,1239	0,0597	0,0006	0,3297	0,2107	0,60	16,2	78,9	135,6	0,582	0,584	0,007	0,586	0,009	0,585	0,021	100
BJ - RM - 2A	12,1	P;E;Osc	0,7753	0,0112	0,0948	0,0009	0,66	10,5531	0,0997	0,0596	0,0003	0,2673	0,1275	1,09	24,2	101,9	204,8	0,4974	0,584	0,005	0,583	0,006	0,584	0,013	100
BJ - RM - 2A	15,1	P;M;Osc(?)	0,7693	0,0108	0,0944	0,0009	0,70	10,5938	0,1039	0,0596	0,0004	0,9343	0,4453	<0,001	14,2	147,7	103,3	1,430	0,581	0,005	0,579	0,006	0,582	0,015	100
BJ - RM - 2A	17,1	P;M;Hd	0,7856	0,0111	0,0942	0,0009	0,71	10,6210	0,1065	0,0595	0,0003	0,1522	0,0730	<0,001	27,4	61,5	255,7	0,240	0,580	0,006	0,589	0,006	0,578	0,012	100
BJ - RM - 2A	21,1	Eq;C;Hd	0,8601	0,0114	0,1013	0,0009	0,64	9,8743	0,0846	0,0606	0,0003	0,8582	0,4091	0,23	40,2	309,0	282,7	1,093	0,622	0,005	0,630	0,006	0,620	0,011	100
BJ - RM - 2A	13,1	P;E;Hd	0,7630	0,0104	0,0924	0,0008	0,63	10,8264	0,0924	0,0593	0,0003	0,2473	0,1178	<0,001	40,9	143,1	389,4	0,367	0,570	0,005	0,576	0,006	0,570	0,011	100
BJ - RM - 2A	2,1	P;M;Hog	0,7614	0,0148	0,0928	0,0009	0,51	10,7797	0,1059	0,0594	0,0005	0,6068	0,3806	2,22	16,1	118,8	126,5	0,939	0,572	0,005	0,575	0,008	0,574	0,016	100
BJ - RM - 2A	20,1	P;C;Sz	0,7613	0,0110	0,0936	0,0009	0,65	10,6873	0,0999	0,0595	0,0003	1,1077	0,5278	0,16	30,0	316,6	212,2	1,492	0,577	0,005	0,575	0,006	0,578	0,011	100
BJ - RM - 2A	1,2	P;E;Hd	0,8242	0,0150	0,1011	0,0010	0,52	9,8881	0,0932	0,0607	0,0005	0,2082	0,1307	42,97	17,9	99,2	156,3	0,635	0,621	0,006	0,610	0,008	0,623	0,017	100
BJ - RM - 2A	7,1	P;M;Hb	0,7967	0,0168	0,0981	0,0014	0,69	10,1937	0,1494	0,0601	0,0009	0,6381	0,4008	<0,001	4,5	36,2	33,8	1,069	0,603	0,008	0,595	0,009	0,600	0,032	100
BJ - RM - 2A	24,1	P;M;Htg	0,8100	0,0270	0,0981	0,0015	0,45	10,1962	0,1535	0,0602	0,0018	1,7595	0,8393	<0,001	6,9	95,0	39,6	2,400	0,603	0,009	0,602	0,015	0,603	0,065	100

Amostra BJ-RM-9A

Spot	Posição	RATIOS											AGES										conc.			
		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	Pb total	Pb rad	Th	U	Th/U	T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206	1 sigma	206/238	207/206	
													%	ppm	ppm	ppm										
BJ - RM - 9A	1,1	P;E;Hd	0,8149	0,0095	0,0980	0,0010	0,89	10,2003	0,1067	0,0602	0,0008	0,2310	0,1055	0,19	35,4	105,8	309,6	0,3418	0,603	0,006	0,605	0,005	0,605	0,028	100	
BJ - RM - 9A	4,1	P;E;Osc	0,8360	0,0099	0,0997	0,0010	0,88	10,0333	0,1047	0,0604	0,0008	0,3265	0,1491	<0.001	25,4	104,7	210,3	0,498	0,612	0,006	0,617	0,005	0,610	0,029	100	
BJ - RM - 9A	5,1	P;C;Hog	0,8153	0,0119	0,0966	0,0011	0,75	10,3531	0,1137	0,0599	0,0010	1,1164	0,5100	0,30	15,0	163,4	97,4	1,678	0,594	0,006	0,605	0,007	0,595	0,034	100	
BJ - RM - 9A	5,2	P;M;Hb	0,8146	0,0092	0,0984	0,0010	0,90	10,1616	0,1037	0,0602	0,0008	0,2368	0,1082	<0.001	40,0	122,8	348,1	0,353	0,605	0,006	0,605	0,005	0,606	0,029	100	
BJ - RM - 9A	8,1	P;E;Osc	0,8098	0,0103	0,0986	0,0011	0,87	10,1445	0,1121	0,0603	0,0009	0,9517	0,4347	1,07	18,6	184,6	126,6	1,459	0,606	0,006	0,602	0,006	0,606	0,031	100	
BJ - RM - 9A	10,1	Rd;C;Hd	0,8112	0,0102	0,0979	0,0011	0,90	10,2163	0,1170	0,0601	0,0008	0,9438	0,4313	<0.001	22,2	202,7	148,3	1,367	0,602	0,007	0,603	0,006	0,602	0,030	100	
BJ - RM - 9A	11,1	P;M;Hd	0,8040	0,0091	0,0968	0,0010	0,90	10,3295	0,1052	0,0600	0,0008	0,2446	0,1118	0,06	47,3	155,4	412,4	0,377	0,596	0,006	0,599	0,005	0,597	0,028	100	
BJ - RM - 9A	12,1	P;C;Osc	0,7872	0,0112	0,0963	0,0011	0,82	10,3860	0,1214	0,0598	0,0009	0,7378	0,3372	<0.001	11,7	95,5	85,9	1,112	0,593	0,007	0,590	0,006	0,590	0,033	100	
BJ - RM - 9A	13,1	P;E;Hd	0,8015	0,0089	0,0968	0,0007	0,65	10,3330	0,0748	0,0599	0,0002	0,3034	0,1237	0,08	49,7	165,9	443,2	0,3744	0,595	0,004	0,598	0,005	0,595	0,009	100	
BJ - RM - 9A	14,2	P;E;Hd	0,8132	0,0092	0,0970	0,0007	0,64	10,3080	0,0745	0,0601	0,0003	0,3100	0,1264	0,11	46,5	157,6	412,5	0,382	0,597	0,004	0,604	0,005	0,599	0,009	100	
BJ - RM - 9A	16,1	P;E;Hd	0,7933	0,0090	0,0967	0,0007	0,65	10,3369	0,0764	0,0599	0,0003	0,2391	0,0975	<0.001	29,1	89,7	266,7	0,336	0,595	0,004	0,593	0,005	0,592	0,010	100	
BJ - RM - 9A	17,1		0,8372	0,0112	0,1000	0,0008	0,58	10,0042	0,0776	0,0604	0,0004	0,5276	0,2151	<0.001	16,6	85,5	132,9	0,643	0,614	0,005	0,618	0,006	0,612	0,015	100	
BJ - RM - 9A	18,2	P;E;Hd	0,8082	0,0090	0,0977	0,0007	0,65	10,2367	0,0744	0,0602	0,0003	0,3227	0,1315	0,14	50,6	180,8	441,0	0,410	0,601	0,004	0,601	0,005	0,604	0,010	100	
BJ - RM - 9A	21,1	P;C;Hog	0,8127	0,0104	0,0985	0,0008	0,64	10,1544	0,0835	0,0603	0,0004	1,1050	0,4506	<0.001	21,1	192,9	143,6	1,344	0,605	0,005	0,604	0,006	0,607	0,016	100	
BJ - RM - 9A	22,2	P;E;Rx	0,7973	0,0091	0,0968	0,0007	0,64	10,3343	0,0754	0,0599	0,0003	0,4182	0,1705	0,42	31,9	136,4	273,2	0,499	0,595	0,004	0,595	0,005	0,594	0,010	100	
BJ - RM - 9A	2,1	P;E;Osc	0,8445	0,0142	0,1016	0,0012	0,70	9,8462	0,1163	0,0607	0,0011	0,6449	0,2948	<0.001	9,7	69,7	70,6	0,987	0,624	0,007	0,622	0,008	0,622	0,039	100	
BJ - RM - 9A	7,1	Eq;E;Hb	0,8336	0,0123	0,1014	0,0013	0,84	9,8600	0,1217	0,0607	0,0009	0,9473	0,4328	1,25	4,7	71,0	27,2	2,609	0,623	0,007	0,616	0,007	0,623	0,032	100	
BJ - RM - 9A	9,1	P;E;Hb	0,7701	0,0123	0,0943	0,0011	0,73	10,6032	0,1241	0,0595	0,0010	0,9600	0,4387	0,81	12,3	117,8	84,7	1,390	0,581	0,007	0,580	0,007	0,579	0,036	100	
BJ - RM - 9A	15,1	P;C;Osc	0,7730	0,0120	0,0950	0,0008	0,54	10,5270	0,0883	0,0597	0,0006	1,0525	0,4291	0,72	16,4	150,1	118,8	1,263	0,585	0,005	0,581	0,007	0,587	0,021	100	
BJ - RM - 9A	3,1	P;C;Hd	0,8804	0,0106	0,1040	0,0011	0,86	9,6195	0,0993	0,0611	0,0008	0,6925	0,3163	<0.001	30,9	220,1	215,0	1,024	0,638	0,006	0,641	0,006	0,636	0,029	100	
BJ - RM - 9A	19,1	P;C;Hb	0,8659	0,0158	0,1030	0,0013	0,71	9,7127	0,1260	0,0609	0,0005	0,6025	0,2465	<0.001	13,5	77,7	100,2	0,776	0,632	0,008	0,633	0,009	0,629	0,019	100	
BJ - RM - 9A	20,1	Rd;C;Hb	0,9246	0,0167	0,1102	0,0012	0,60	9,0766	0,0991	0,0621	0,0011	1,8114	0,7385	<0.001	11,4	132,2	60,5	2,185	0,674	0,007	0,665	0,009	0,671	0,038	100	
BJ - RM - 9A	6,1	Eq;E;Osc	1,1363	0,0182	0,1327	0,0017	0,82	7,5351	0,0986	0,0660	0,0009	0,1354	0,0621	1,04	16,5	21,7	82,0	0,265	0,803	0,010	0,771	0,009	0,804	0,029	100	
BJ - RM - 9A	22,1	P;M;Nh	7,6542	0,1703	0,4100	0,0068	0,74	2,4388	0,0402	0,1404	0,0006	0,3046	0,1243	<0.001	42,0	29,3	79,6	0,368	2,215	0,031	2,191	0,020	2,228	0,008	99	
BJ - RM - 9A	14,1	P;C;Osc	5,7308	0,0686	0,2887	0,0023	0,68	3,4643	0,0280	0,1449	0,0006	0,3667	0,1495	0,10	58,9	82,8	164,8	0,503	1,635	0,012	1,936	0,010	2,282	0,007	72	
BJ - RM - 9A	18,1	P;C;Hb	4,0083	0,1216	0,3123	0,0055	0,58	3,2023	0,0566	0,1086	0,0010	0,2820	0,1156	8,94	59,2	150,3	210,7	0,714	1,752	0,027	1,636	0,024	1,779	0,016	98	

Amostra BJ-RM-3A

RAZÕES													IDADES					conc.							
Spot	Posições	207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206	1 sigma	206/238 207/206 %	
BJ - RM - 3A	3,1	P;E;R	0,8545	0,0225	0,1009	0,0014	0,53	9,9140	0,1385	0,0607	0,0006	0,0825	0,0567	0,07	146,6	182,4	1340,1	0,136	0,619	0,008	0,627	0,012	0,621	0,023	100
BJ - RM - 3A	3,2	P;C;Hd	0,8472	0,0223	0,1009	0,0014	0,53	9,9122	0,1368	0,0606	0,0006	0,1346	0,0926	0,96	40,3	80,5	360,5	0,223	0,620	0,008	0,623	0,012	0,620	0,023	100
BJ - RM - 3A	4,1	Rd;E;Osc	0,8400	0,0219	0,1005	0,0014	0,53	9,9524	0,1366	0,0605	0,0006	0,2532	0,1742	0,19	53,1	184,5	451,0	0,409	0,617	0,008	0,619	0,012	0,615	0,022	100
BJ - RM - 3A	4,2	Rd;C;Osc	0,8440	0,0221	0,1004	0,0014	0,52	9,9606	0,1350	0,0605	0,0006	0,2028	0,1395	0,03	57,3	164,8	494,2	0,333	0,617	0,008	0,621	0,012	0,616	0,023	100
BJ - RM - 3A	6,2	P;M;Hd/R	0,8245	0,0219	0,0988	0,0014	0,52	10,1192	0,1388	0,0603	0,0007	0,0527	0,0363	1,37	76,8	65,4	698,9	0,094	0,608	0,008	0,611	0,012	0,607	0,024	100
BJ - RM - 3A	5,1	Fr;C;Sz	0,6611	0,0175	0,0825	0,0012	0,53	12,1242	0,1701	0,0577	0,0006	0,5406	0,3719	<0,001	54,7	448,2	495,6	0,904	0,511	0,007	0,515	0,011	0,511	0,023	100
BJ - RM - 3A	1,3	P;C;Sz	0,6595	0,0175	0,0829	0,0012	0,53	12,0622	0,1701	0,0577	0,0006	0,9396	0,6463	0,11	55,5	672,7	442,2	1,521	0,513	0,007	0,514	0,011	0,513	0,023	100
BJ - RM - 3A	5,2	Fr;E;Sz	0,6721	0,0176	0,0835	0,0011	0,53	11,9717	0,1643	0,0578	0,0006	0,5237	0,3603	0,36	39,3	303,3	364,2	0,833	0,517	0,007	0,522	0,011	0,516	0,023	100
BJ - RM - 3A	1,1	P;C;Sz	0,6523	0,0174	0,0816	0,0011	0,51	12,2499	0,1673	0,0575	0,0006	1,0314	0,7095	1,64	56,2	723,8	446,9	1,6194	0,506	0,007	0,510	0,011	0,504	0,024	100
BJ - RM - 3A	6,1	P;M;Osc	0,9159	0,0245	0,1064	0,0016	0,55	9,4007	0,1389	0,0615	0,0007	0,0589	0,0407	5,16	52,1	41,8	480,6	0,087	0,652	0,009	0,660	0,013	0,652	0,023	100
BJ - RM - 3A	1,2	P;M;Sz	0,6872	0,0184	0,0855	0,0013	0,56	11,7024	0,1747	0,0581	0,0006	0,7160	0,4937	<0,001	29,9	301,5	249,0	1,211	0,529	0,008	0,531	0,011	0,526	0,023	100
BJ - RM - 3A	2,1	Eq;C;Hb	0,6284	0,0242	0,0775	0,0014	0,45	12,9084	0,2250	0,0568	0,0009	0,3605	0,2483	23,80	20,8	129,9	200,2	0,649	0,481	0,008	0,495	0,015	0,479	0,033	100
BJ - RM - 3A	2,2	Eq;E;Osc	0,4387	0,0120	0,0521	0,0008	0,56	19,1911	0,2941	0,0604	0,0007	0,3644	0,2507	31,47	106,8	1472,0	1685,1	0,874	0,327	0,005	0,369	0,008	0,613	0,024	53

Amostra BJ-RM-6A

Spot	Posição	207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	RATIOS						Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	AGES				conc. 206/238 207/206	
							238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma						T206/238	1 sigma	T207/206	1 sigma		
IV - RM - 6A	3,1	P;E;Osc	0,7953	0,0152	0,0960	0,0009	0,51	10,4130	0,1025	0,0599	0,0007	0,5350	0,2065	<0,001	16,0	101,6	120,0	0,847	0,591	0,006	0,592	0,026	100
IV - RM - 6A	6,1	Rd;C;Osc	0,7962	0,0152	0,0961	0,0009	0,49	10,4103	0,0981	0,0598	0,0007	0,4780	0,1845	0,95	20,4	122,4	154,8	0,790	0,591	0,005	0,591	0,026	100
IV - RM - 6A	7,1	Eq;C;Osc	0,7784	0,0151	0,0948	0,0009	0,49	10,5448	0,0994	0,0596	0,0007	0,6182	0,2386	0,55	20,2	137,9	147,9	0,932	0,584	0,005	0,583	0,026	100
IV - RM - 6A	11,1	Rd;E;Osc	0,7862	0,0131	0,0949	0,0011	0,69	10,5389	0,1205	0,0596	0,0006	0,6413	0,2730	0,32	31,0	251,1	221,2	1,1353	0,584	0,006	0,584	0,023	100
IV - RM - 6A	12,1	P;E;Osc	0,8230	0,0141	0,0980	0,0011	0,67	10,1998	0,1174	0,0601	0,0006	0,6264	0,2667	<0,001	28,6	230,8	201,0	1,148	0,603	0,007	0,600	0,023	100
IV - RM - 6A	16,1	Ov;E;Osc	0,8163	0,0137	0,0977	0,0011	0,69	10,2402	0,1191	0,0601	0,0007	0,6209	0,2644	0,03	24,7	198,6	173,8	1,143	0,601	0,007	0,600	0,025	100
IV - RM - 6A	17,1	Ov;E;Osc	0,8103	0,0133	0,0981	0,0011	0,70	10,1941	0,1176	0,0602	0,0006	0,5586	0,2378	<0,001	22,4	174,8	161,1	1,085	0,603	0,007	0,606	0,022	100
IV - RM - 6A	18,1	Ov;E;Osc	0,7981	0,0135	0,0966	0,0011	0,69	10,3560	0,1197	0,0600	0,0007	0,5337	0,2272	0,78	20,3	143,3	149,7	0,957	0,594	0,007	0,596	0,024	100
IV - RM - 6A	19,1	Ov;E;Hd	0,8155	0,0143	0,0972	0,0011	0,67	10,2899	0,1212	0,0600	0,0007	0,5708	0,2431	0,11	26,1	195,9	188,3	1,041	0,598	0,007	0,596	0,025	100
IV - RM - 6A	20,1	P;E;Osc	0,8006	0,0130	0,0978	0,0011	0,70	10,2218	0,1159	0,0600	0,0006	0,5617	0,2391	0,14	24,9	185,5	179,4	1,034	0,602	0,007	0,599	0,022	100
IV - RM - 6A	21,1	P;E;Osc	0,8167	0,0138	0,1004	0,0012	0,69	9,9608	0,1154	0,0606	0,0006	0,5519	0,2350	<0,001	23,0	167,3	165,0	1,014	0,617	0,007	0,617	0,023	100
IV - RM - 6A	22,1	P;C;Osc	0,8341	0,0133	0,0998	0,0012	0,72	10,0158	0,1154	0,0605	0,0006	0,6175	0,2629	<0,001	28,8	232,2	199,9	1,162	0,613	0,007	0,614	0,022	100
IV - RM - 6A	4,2	P;E;Hd	0,6472	0,0125	0,0822	0,0008	0,47	12,1594	0,1111	0,0577	0,0007	0,0458	0,0179	<0,001	179,2	207,4	1919,9	0,108	0,509	0,004	0,511	0,026	100
IV - RM - 6A	5,1	P;C;Hb	0,6299	0,0122	0,0813	0,0009	0,54	12,3072	0,1292	0,0574	0,0007	1,0386	0,4009	<0,001	13,5	159,3	101,7	1,566	0,504	0,005	0,502	0,026	100
IV - RM - 6A	5,2	P;C;Hd	0,6640	0,0137	0,0825	0,0016	0,90	12,1201	0,2302	0,0577	0,0007	0,3765	0,1604	0,47	254,1	2016,7	2348,6	0,859	0,511	0,009	0,512	0,025	100
IV - RM - 6A	8,1	P;M;Hb	0,6292	0,0129	0,0812	0,0008	0,50	12,3137	0,1248	0,0574	0,0008	0,6064	0,2340	0,53	13,0	108,0	113,0	0,956	0,503	0,005	0,502	0,029	100
IV - RM - 6A	10,1	P;E;Hd	0,6838	0,0139	0,0829	0,0009	0,56	12,0683	0,1372	0,0578	0,0009	0,6501	0,2510	<0,001	6,4	47,4	54,5	0,868	0,513	0,006	0,515	0,036	100
IV - RM - 6A	14,1	P;E;Hb	0,6695	0,0130	0,0829	0,0010	0,65	12,0585	0,1526	0,0577	0,0009	0,4819	0,2052	<0,001	6,8	59,4	59,9	0,993	0,514	0,006	0,512	0,035	100
IV - RM - 6A	9,1	P;E;Osc	0,8439	0,0159	0,1012	0,0009	0,48	9,8856	0,0891	0,0607	0,0007	0,0166	0,0065	0,30	48,7	16,7	438,1	0,038	0,621	0,005	0,623	0,025	100
IV - RM - 6A	1,1	P;C;Hd	0,8496	0,0161	0,1016	0,0009	0,48	9,8446	0,0891	0,0608	0,0007	0,1707	0,0659	<0,001	96,2	205,7	783,2	0,2626	0,624	0,005	0,625	0,025	100
IV - RM - 6A	15,1	P;E;Hb	0,8398	0,0148	0,1019	0,0012	0,67	9,8100	0,1157	0,0607	0,0008	0,2938	0,1252	0,35	13,5	64,7	107,9	0,599	0,626	0,007	0,624	0,027	100
IV - RM - 6A	13,1	Ov;E;Osc	0,7440	0,0137	0,0906	0,0012	0,70	11,0356	0,1416	0,0590	0,0007	0,0097	0,0086	1,11	38,9	45,6	378,0	0,121	0,559	0,007	0,560	0,027	100
IV - RM - 6A	2,1	P;C;Hb	0,9327	0,0194	0,1096	0,0017	0,75	9,1281	0,1413	0,0620	0,0010	0,9497	0,3667	<0,001	15,0	136,4	84,9	1,607	0,670	0,010	0,667	0,035	100
IV - RM - 6A	1,2	P;E;R	0,6150	0,0131	0,0754	0,0008	0,50	13,2607	0,1409	0,0568	0,0007	0,0441	0,0171	4,46	96,3	172,7	1109,2	0,156	0,469	0,005	0,479	0,025	98
IV - RM - 6A	2,2	P;E;Hd	0,6359	0,0123	0,0795	0,0007	0,49	12,5864	0,1182	0,0572	0,0007	0,0086	0,0041	1,10	117,2	92,8	1356,6	0,068	0,493	0,004	0,494	0,026	100
IV - RM - 6A	4,1	P;C;Hb	0,6280	0,0174	0,0799	0,0013	0,59	12,5112	0,2060	0,0572	0,0015	0,3695	0,1438	14,22	4,7	23,3	46,0	0,506	0,496	0,008	0,495	0,058	100